

Les océans en chiffres

Les océans représentent :

- 70 % de la surface du globe
- environ 97 % de l'eau disponible sur Terre
- une profondeur moyenne de 3800 mètres
- couche très mince: $1/1700$ rayon de la Terre
- 300 fois la masse de l'atmosphère
- 1200 fois la capacité de stockage de chaleur de l'atmosphère

LA CIRCULATION DES OCÉANS

L'océan est en mouvement perpétuel.

Quatre facteurs se conjuguent pour déplacer l'eau des océans :

- la rotation de la Terre
- le vent
- la chaleur du soleil
- l'attraction de la lune

(non traité ici)

Leur influence combinée crée divers mouvements, fortement influencés par la **stratification** du fluide et l'existence de **frontières méridiennes**.

- des vagues et marées
- des tourbillons
- des courants de surface
- des courants profonds

(non traité ici)

(non traité ici)

(1)

(2)

LOI DE NEWTON

$$F = m a \quad (\text{force} = \text{masse} \times \text{accélération})$$

NATURE DES FORCES

- internes

force de pression (à l 'intérieur du fluide)

force de Coriolis (due à la rotation)

- externes

gravité

- friction

tension exercée par le vent à la surface de la mer

dissipation par frottement

Équation du mouvement en océanographie

accélération de la particule d'eau =
force de pression
+ force de Coriolis
+ friction
+ gravité

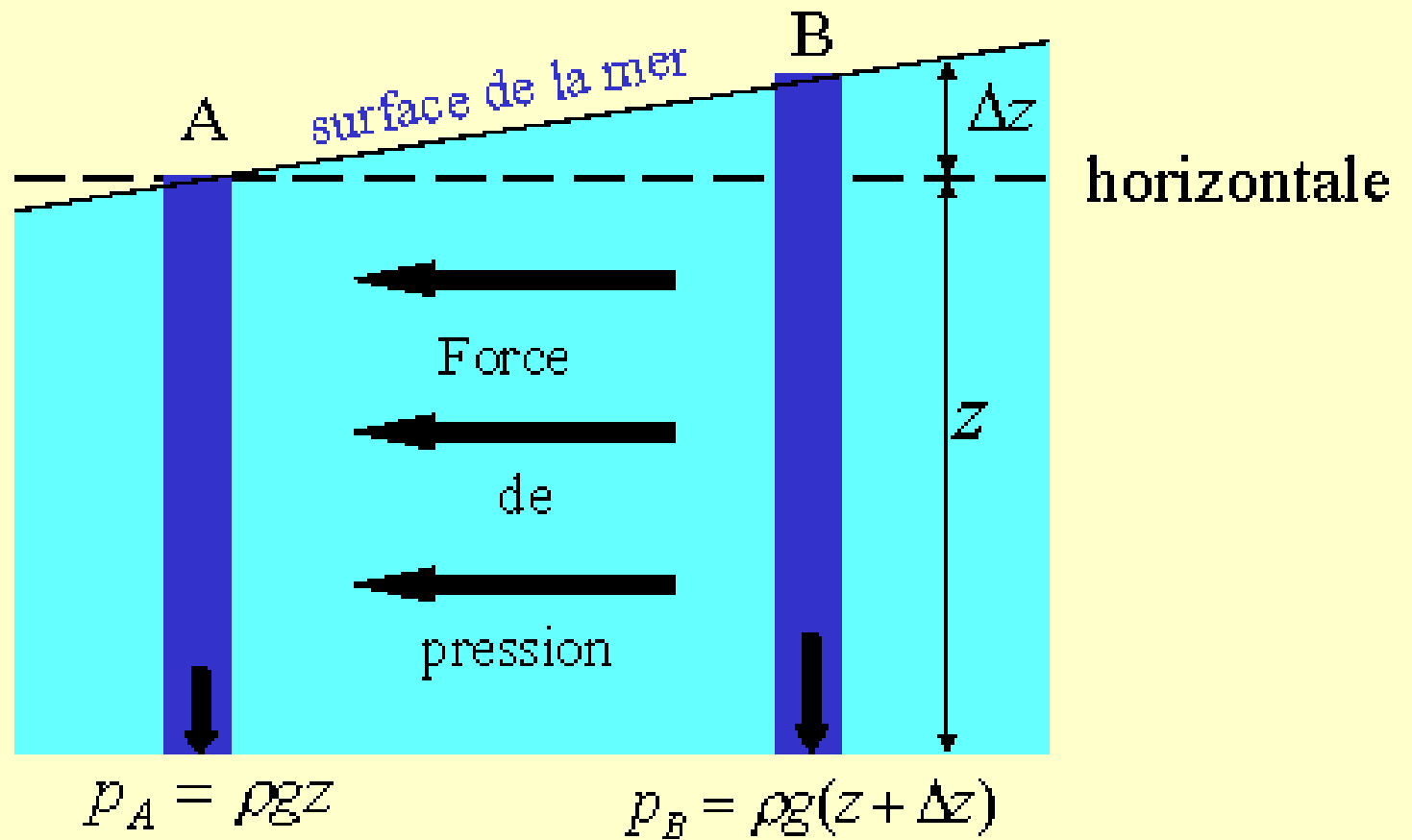
- la force de pression est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions

- La force de Coriolis s'exerce perpendiculairement au mouvement et sur la droite de celui-ci dans l'hémisphère Nord.

- les effets de friction ne sont importants que près des frontières latérales, de la surface ou le fond de l'océan.

- La gravité ne s'exerce que dans la direction verticale et ne peut pas accélérer les courants horizontalement. Elle ne joue un rôle important que pour les mouvements verticaux (convection)

vitesse horizontale = 1000 x vitesse verticale en moyenne



Basse pression

Haute pression

Pression = poids de la colonne d'eau / surface

Équilibre géostrophique

accélération de la particule d'eau nulle

valable seulement à l'intérieur de l'océan pour les vitesses horizontales

$$0 = \text{force de pression} + \text{force de Coriolis}$$

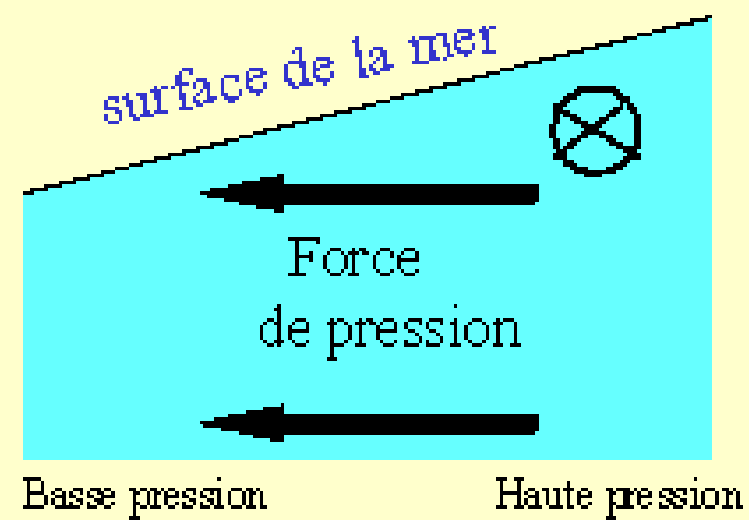
+ ~~friktion~~

Loin de toute frontière:
à l'intérieur de l'océan

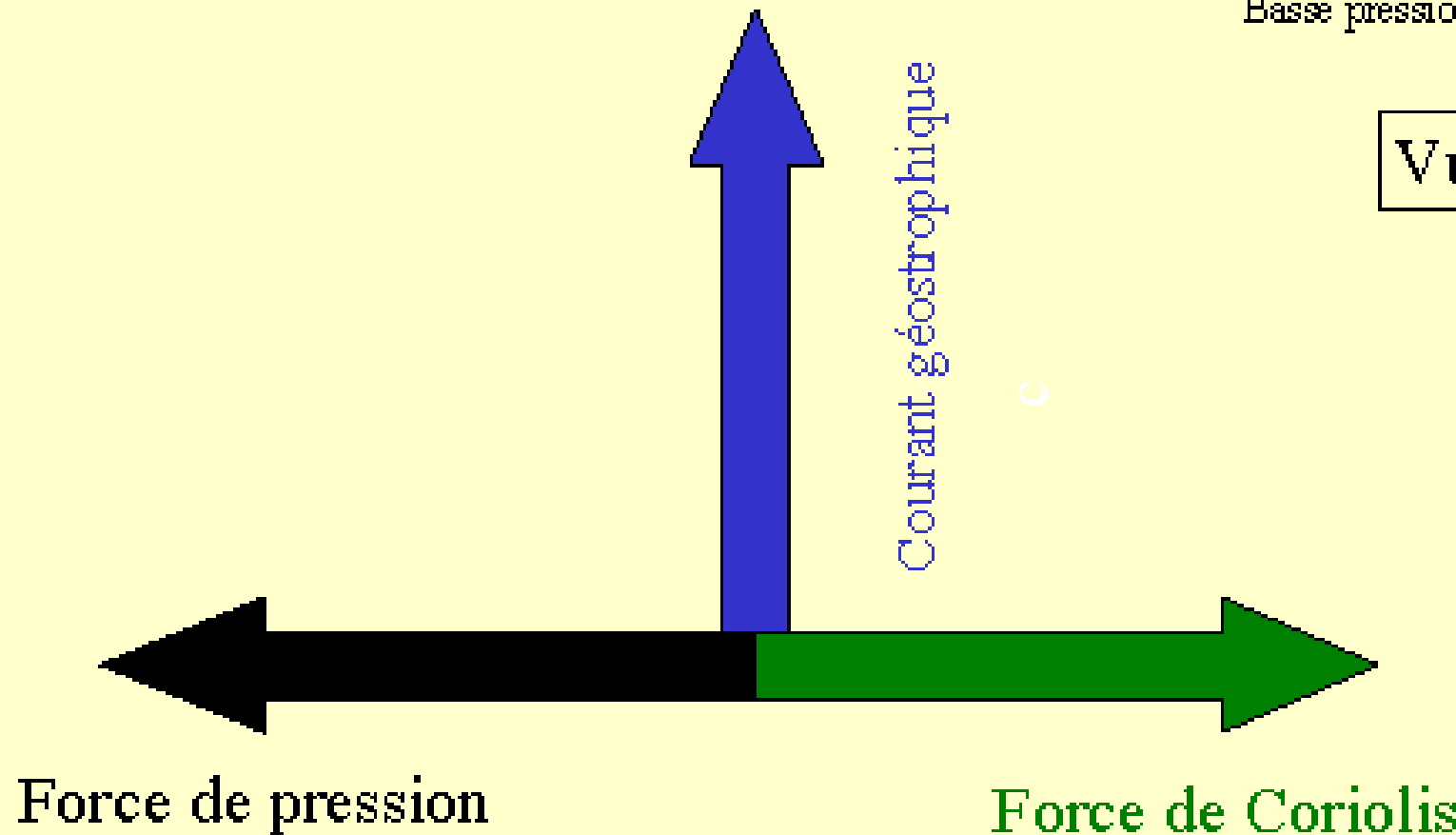
+ ~~gravité~~

n'intervient pas pour
vitesses horizontales

Le courant géostrophique est parallèle
aux isobares (iso lignes de pression)



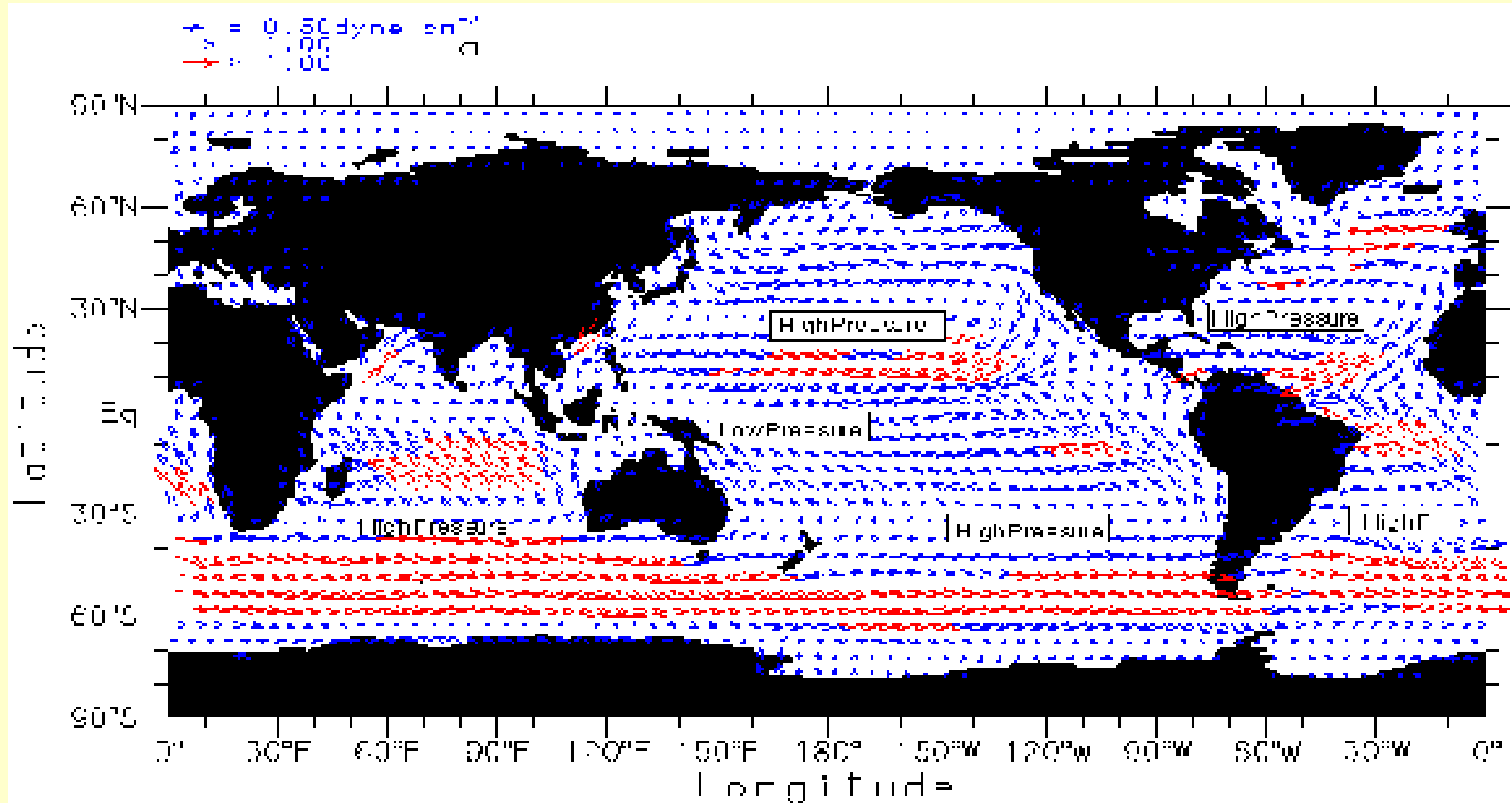
Vue de côté



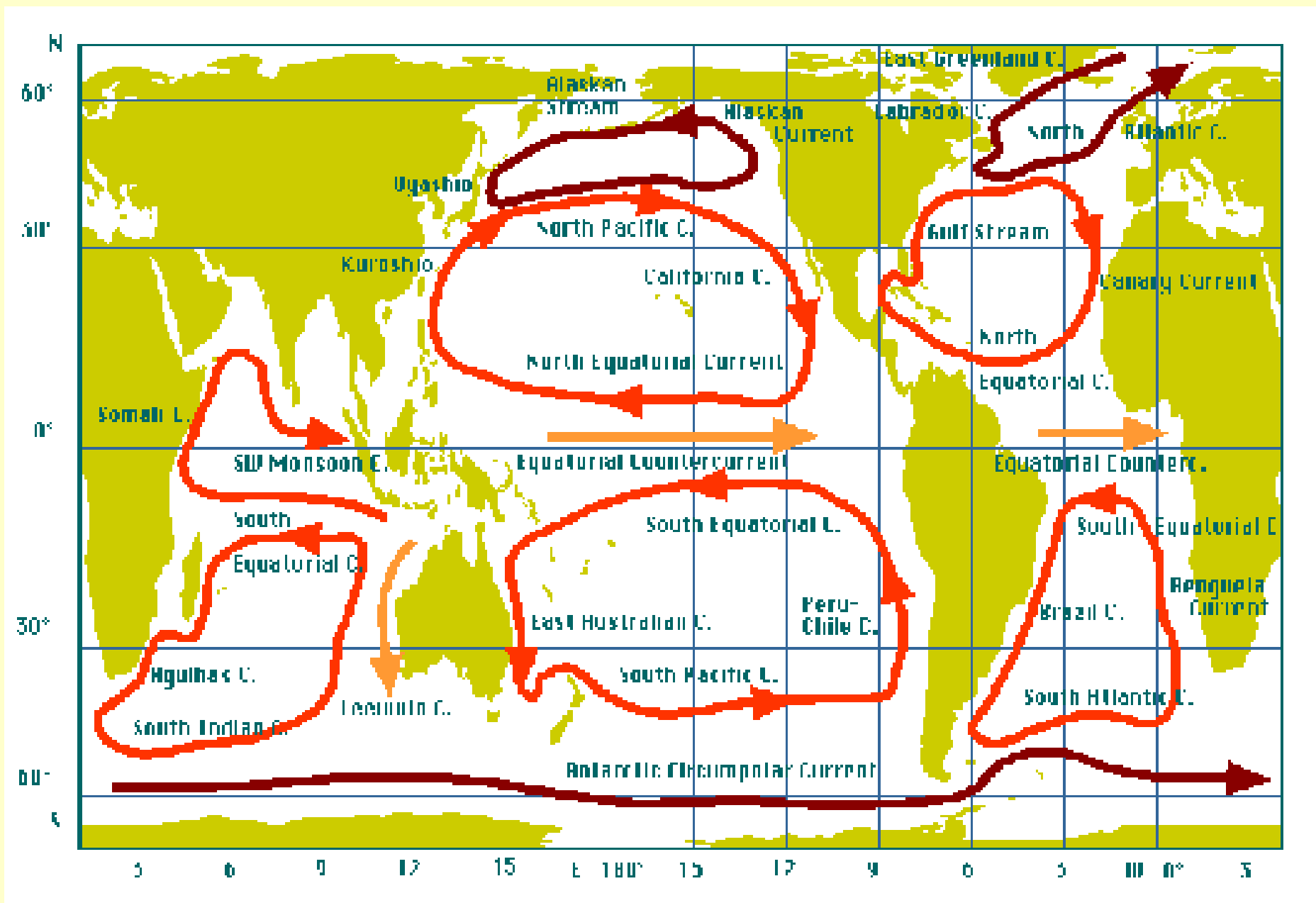
Vue de dessus

Circulation induite par le vent

Tension du vent (moyenne annuelle)



Courants de surface

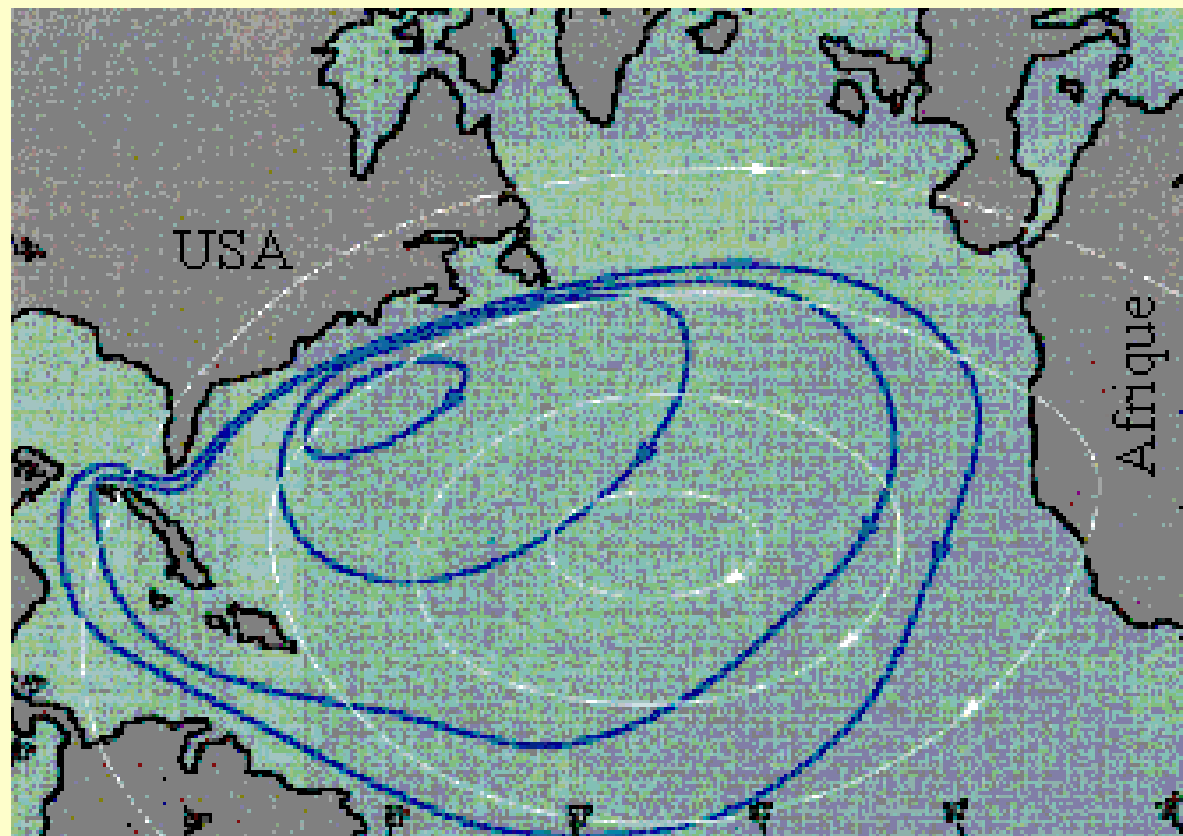


Régions subtropicales et subpolaires: courants dans le sens du vent

Régions équatoriales: existence de courants opposés au sens du vent.

Pourquoi?

La rotation de la terre joue un rôle essentiel!



Les iso lignes blanches correspondent au champ de vent moyen qui s'exerce à la surface de la mer

Les iso lignes bleues indiquent la **circulation giratoire anticyclonique** observée:

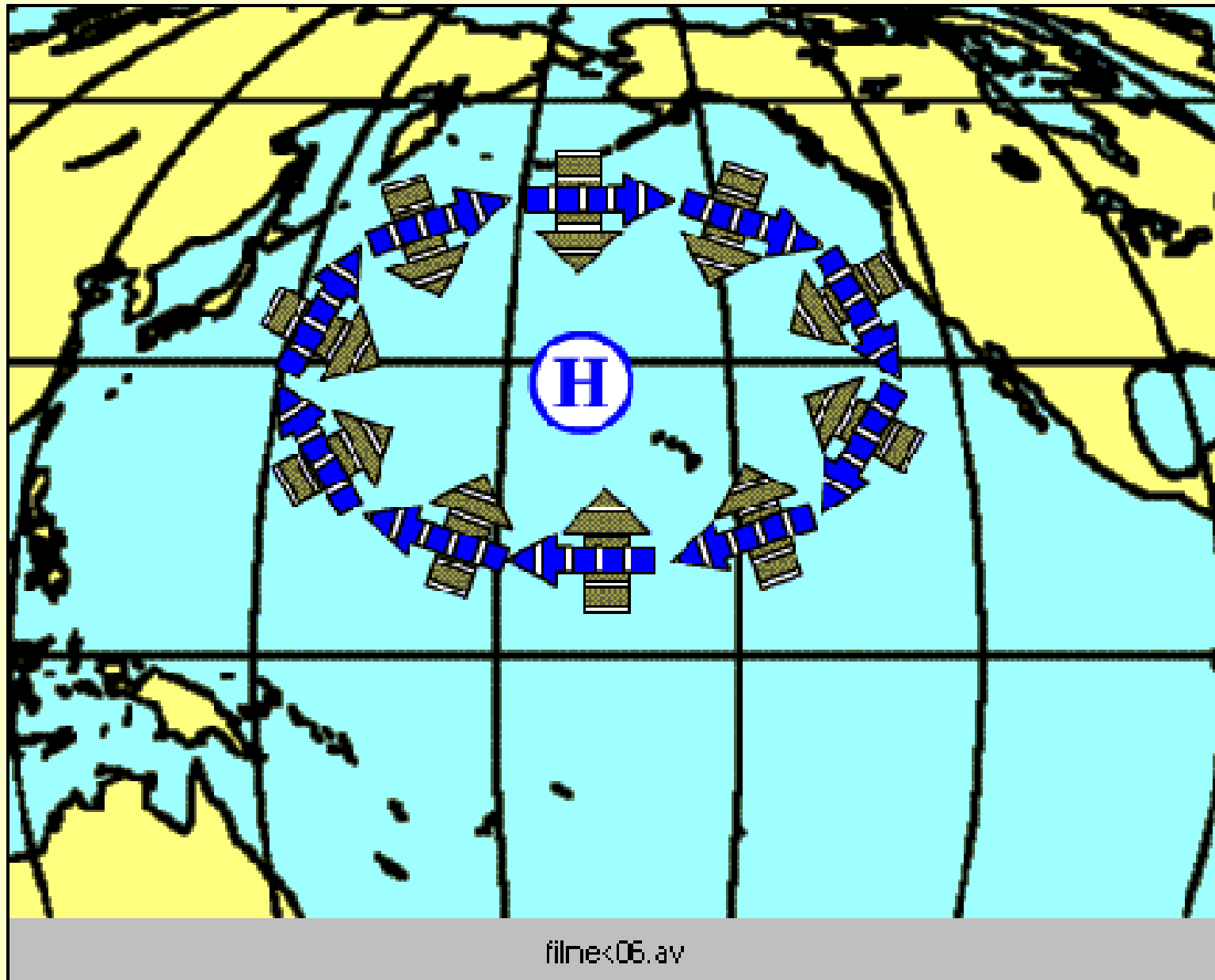
- elle est intensifiée sur le bord Ouest du bassin (sphère en rotation)
- elle peut s'étendre jusqu'à 800 mètres de profondeur

Ordres de grandeur pour la circulation induite par le vent

- jusqu'à 2m/s sur le bord Ouest
- 10 cm/s à l'intérieur

Temps de parcours d'une boucle giratoire 15 - 25ans

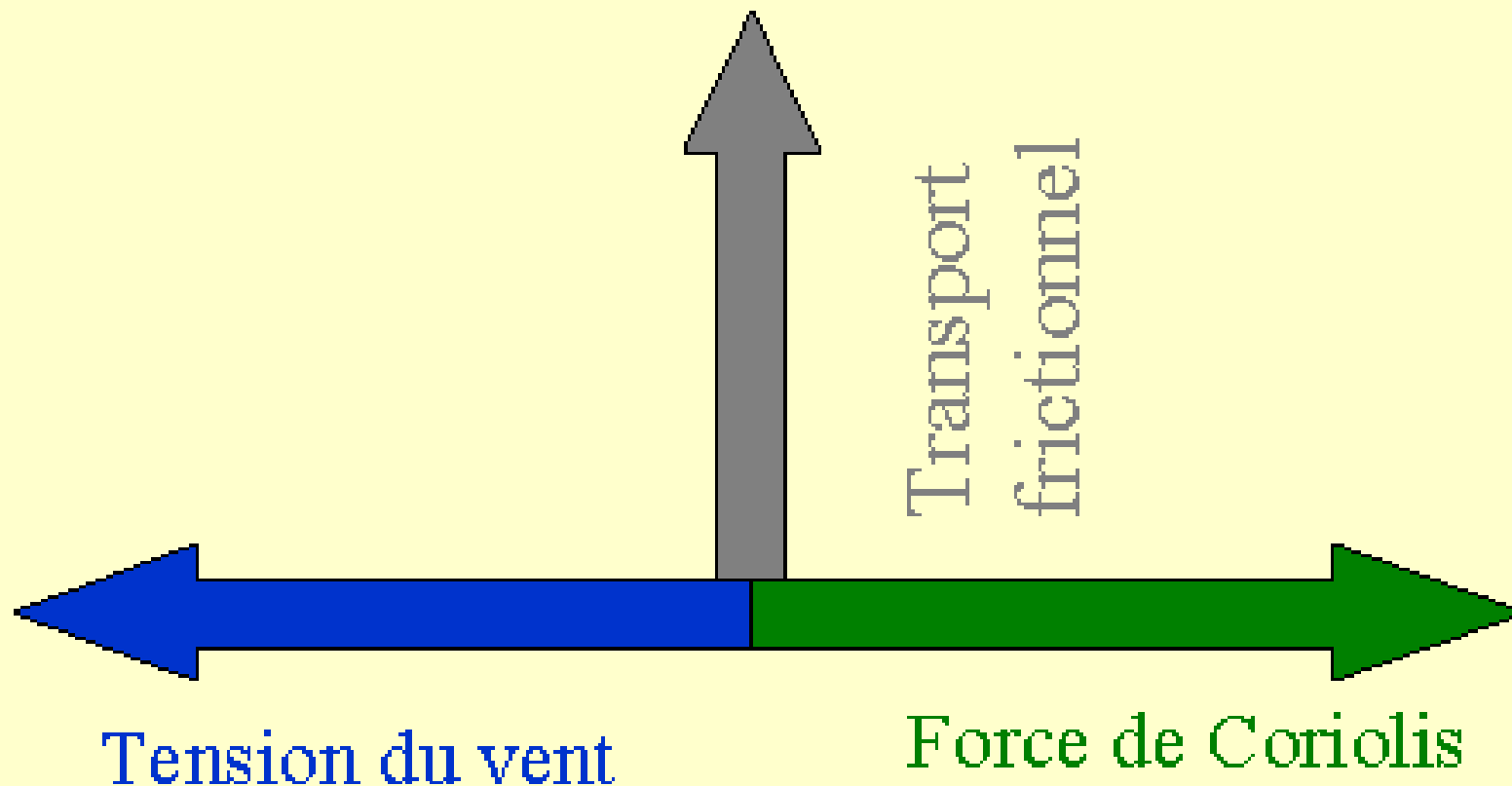
Comment l'action du vent pénètre-t-elle jusqu'à une profondeur de 800 m?



Transport frictionnel (gris) forcé par vent anticyclonique (bleu)

Transport frictionnel dû au vent en présence de rotation

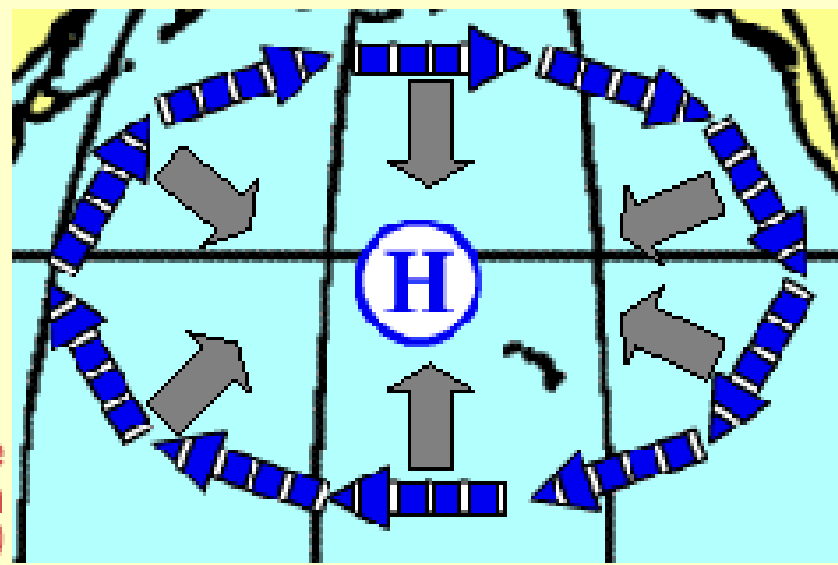
dans une couche superficielle (dite d'Ekman) n'excédant pas 100 m de profondeur: on ne peut donc pas être en équilibre géostrophique



Où est passée la force due au gradient de pression?

Vents anticycloniques

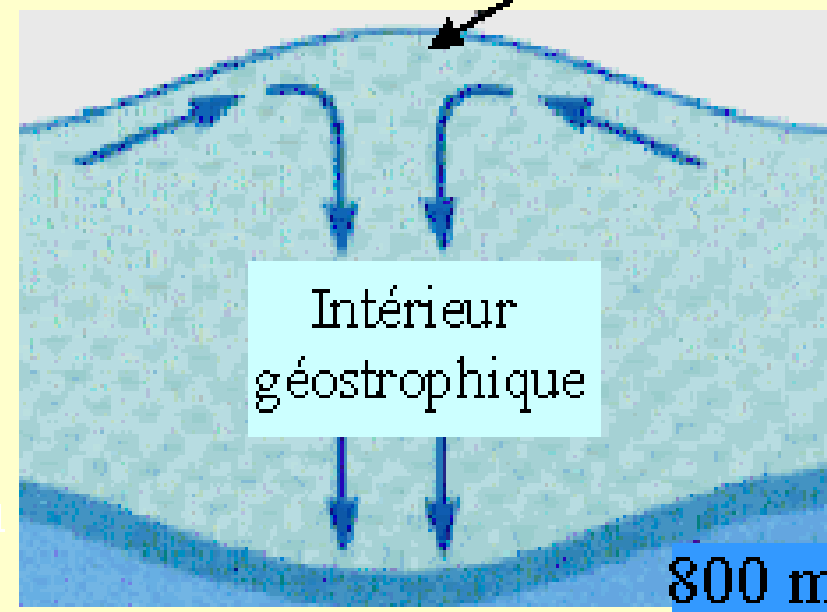
Cliquez sur l'image
pour voir l'animation
(format .avi 800ko)



Vue de dessus

bosse en surface

Convergence dans la
couche superficielle

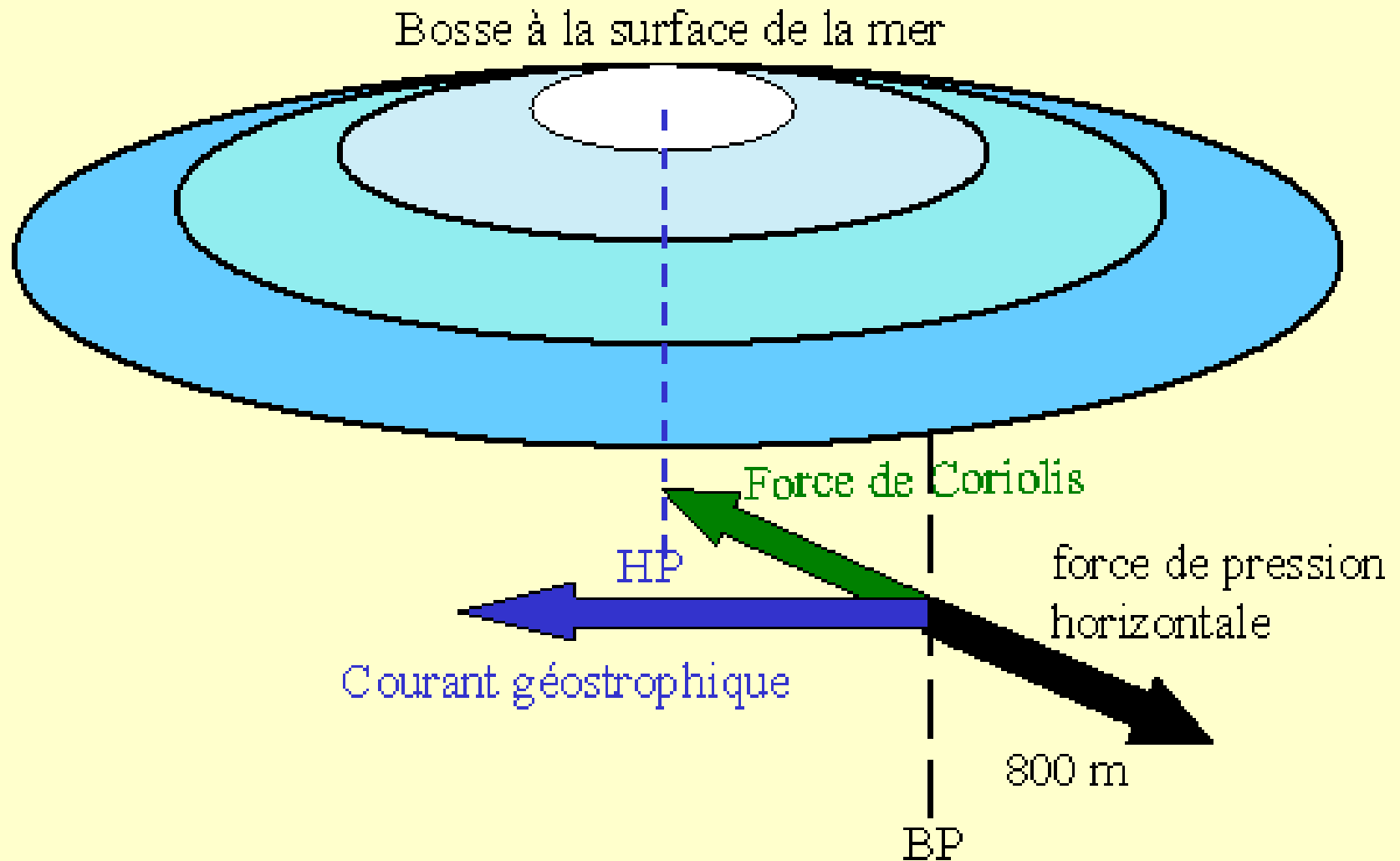


Vue de côté

Enfoncement à 800 m

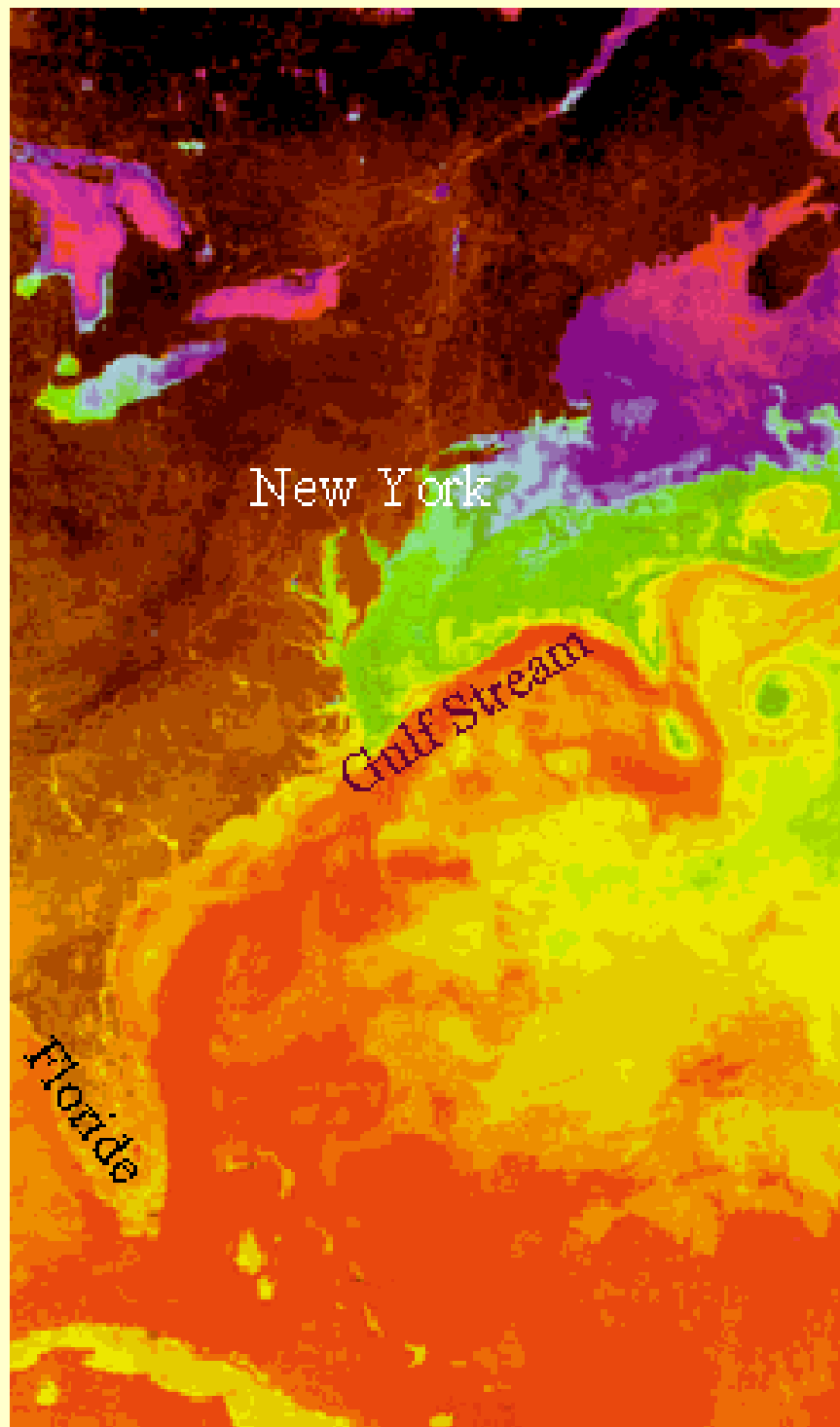
800 m

Circulation giratoire géostrophique en profondeur (dans le même sens que le vent)



Application : Etude d'une cellule de circulation subtropicale en visualisant des trajectoires de particules

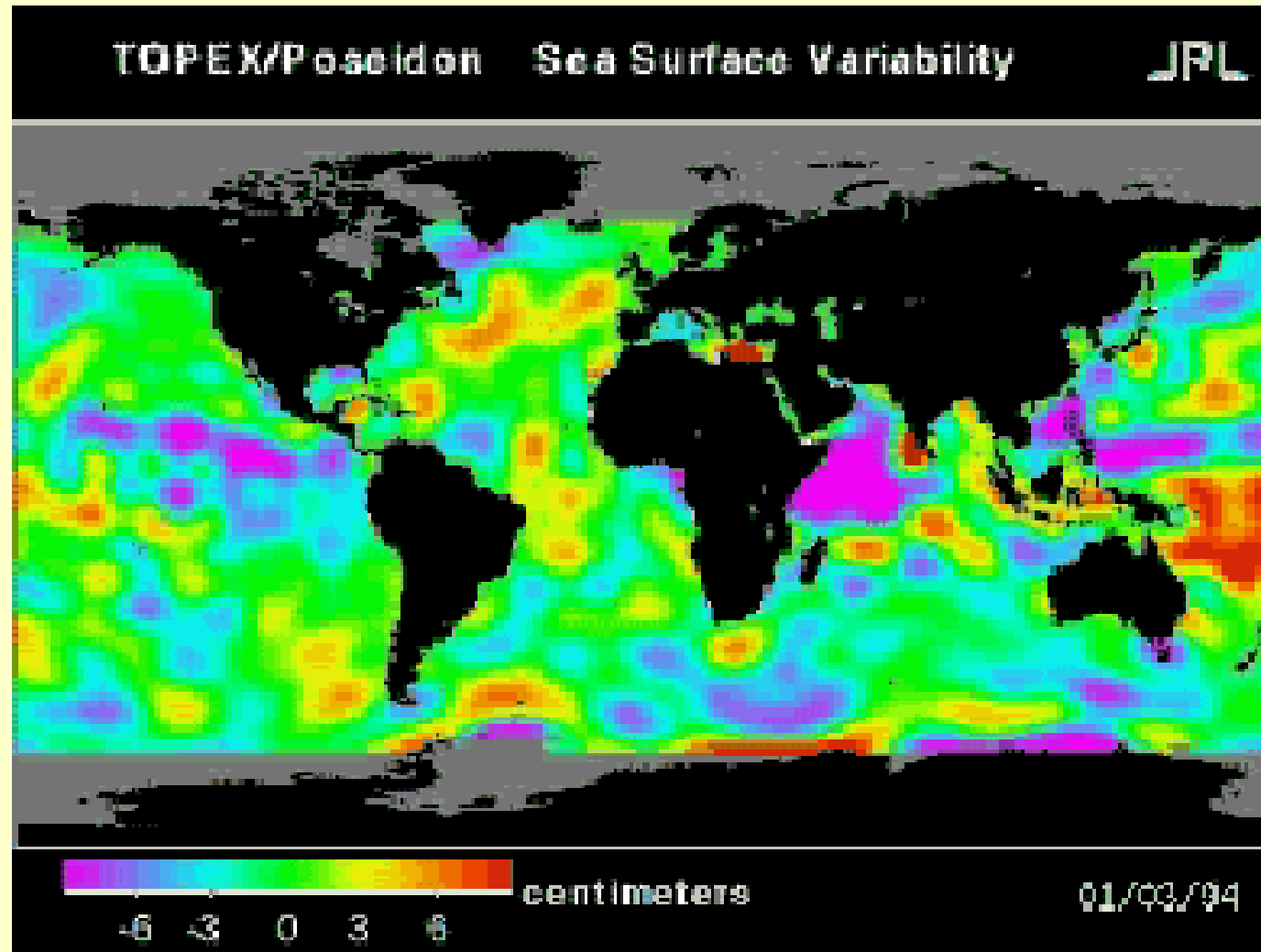
Température de surface de l'océan observée par satellite



Cette image permet de visualiser le front chaud du Gulf Stream (en rouge), ainsi que la formation de méandres et tourbillons

L'évolution spectaculaire des techniques de mesure et des capteurs a révélé que l'océan est un milieu turbulent en constante évolution

Variabilité surface de la mer par altimétrie satellitaire (Topex-Poseidon)



Anim. format .mov
1 Moctet

Anim. format .mpeg
2 Moctet

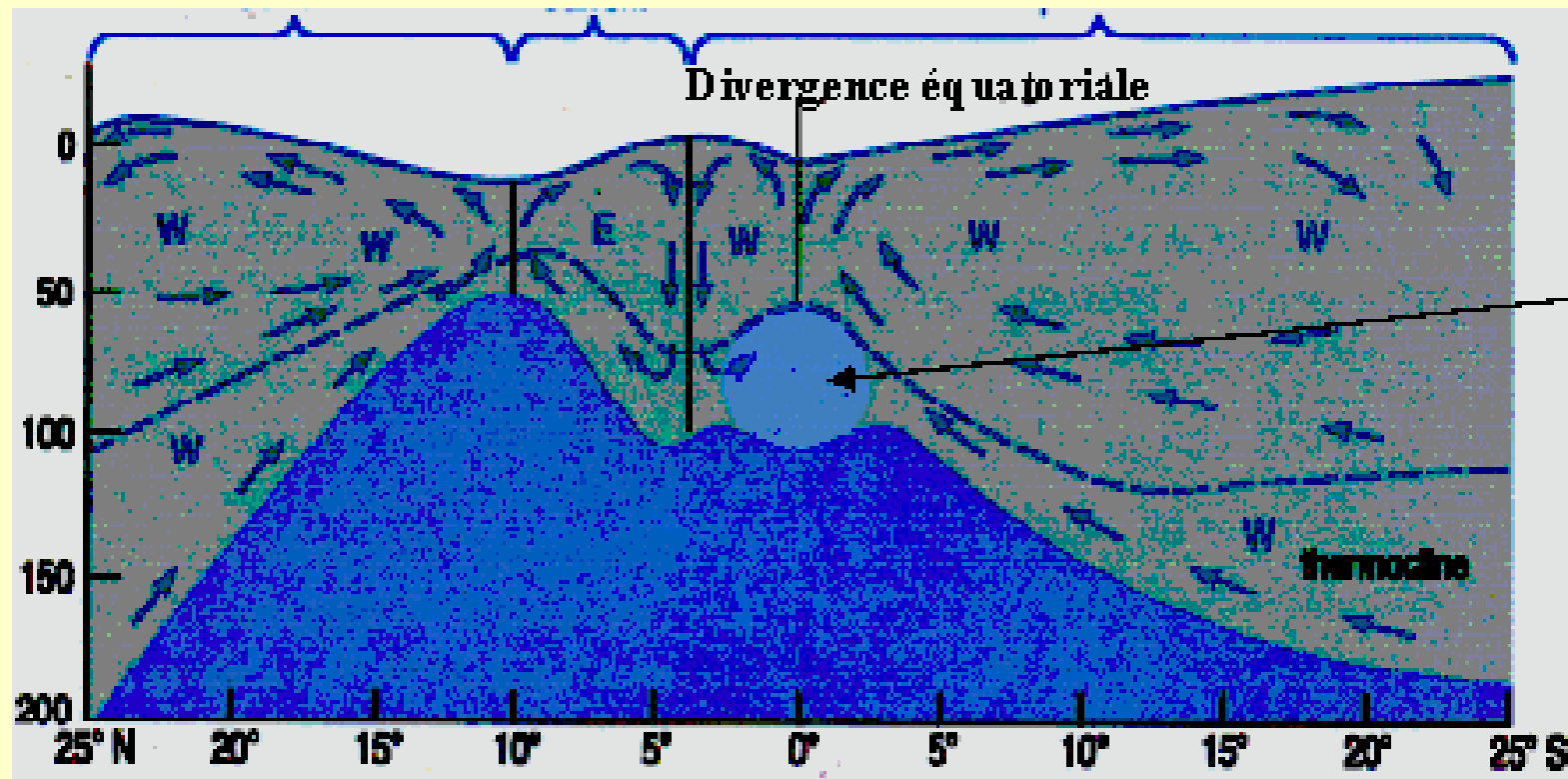
Anim. format .mpeg
700 Koctet

Courant
équatorial Nord
(vers l' Ouest)

Contre-Courant
Nord-équatorial
(vers l' Est)

Courant
équatorial Sud
(vers l' Ouest)

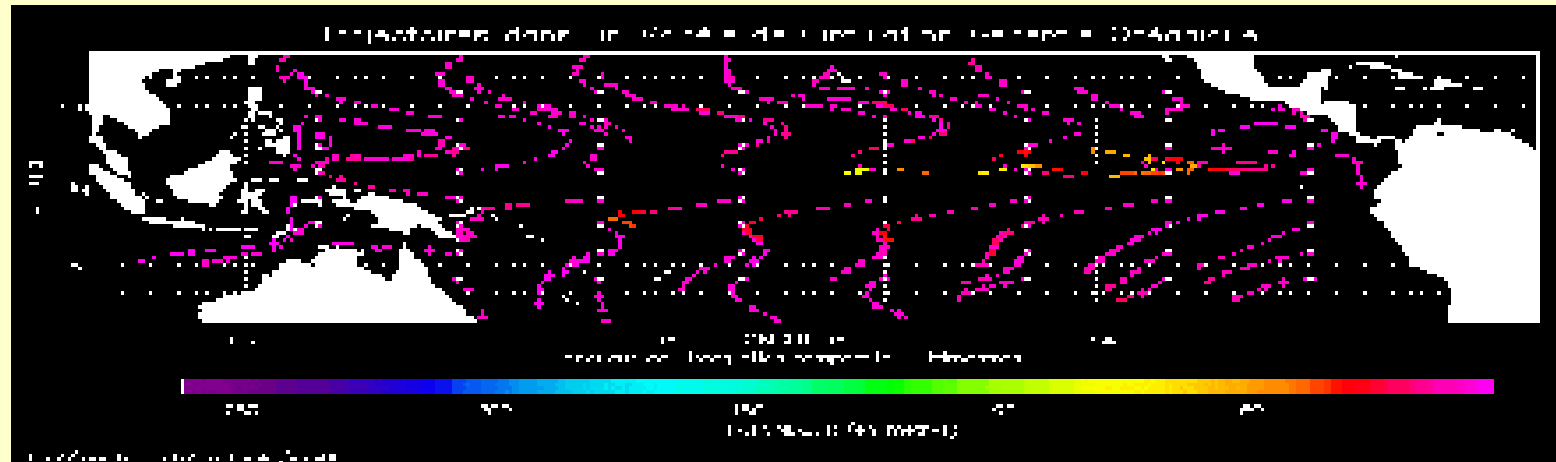
Courants équatoriaux



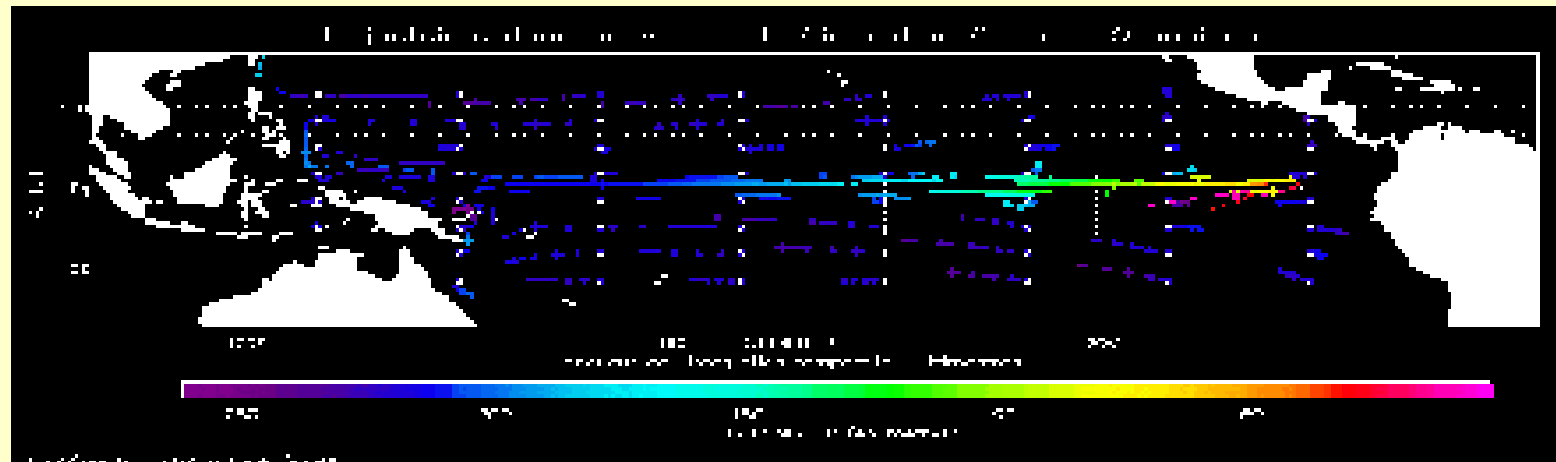
Sous-Courant
équatorial
(vers l' Est)

- les courants équatoriaux Nord et Sud vers l' Ouest font partie de la circulation giratoire subtropicale, et sont forcés par les Alizés.
- L' équilibre géostrophique n' est pas valide entre 0° et 2° de latitude, car la force de Coriolis est nulle à l' équateur. Les Alizés empilent l' eau sur le bord Ouest (HP à l' Ouest et BP à l' Est), et le gradient de pression est à l' origine du sous-courant équatorial (opposé au vent) en subsurface vers 100 m de profondeur.
- Le contre-courant Nord-équatorial (entre 4°N et 10°N) dans la zone des vents très faibles du « pot-au Noir » est géostrophique (pente Nord-Sud de la surface de la mer)

Circulation tropicale des couches superficielles (0-300 mètres)



Particules initialisées en surface



Particules initialisées en subsurface

Animation au format .gif
400 Koctets

Animation au format .gif
86 Koctets

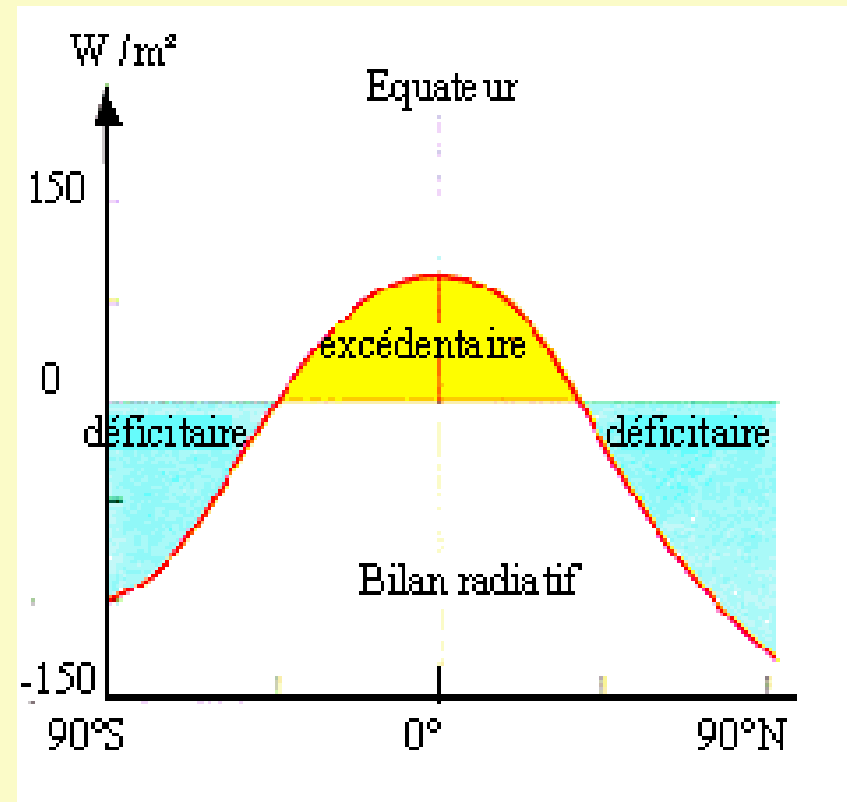
Circulation forcée par les contrastes de
température et de salinité
circulation thermohaline

La température et la salinité déterminent la densité
de l'eau de mer.

La densité croît quand la température diminue
la salinité augmente

L'océan, "machine thermique"

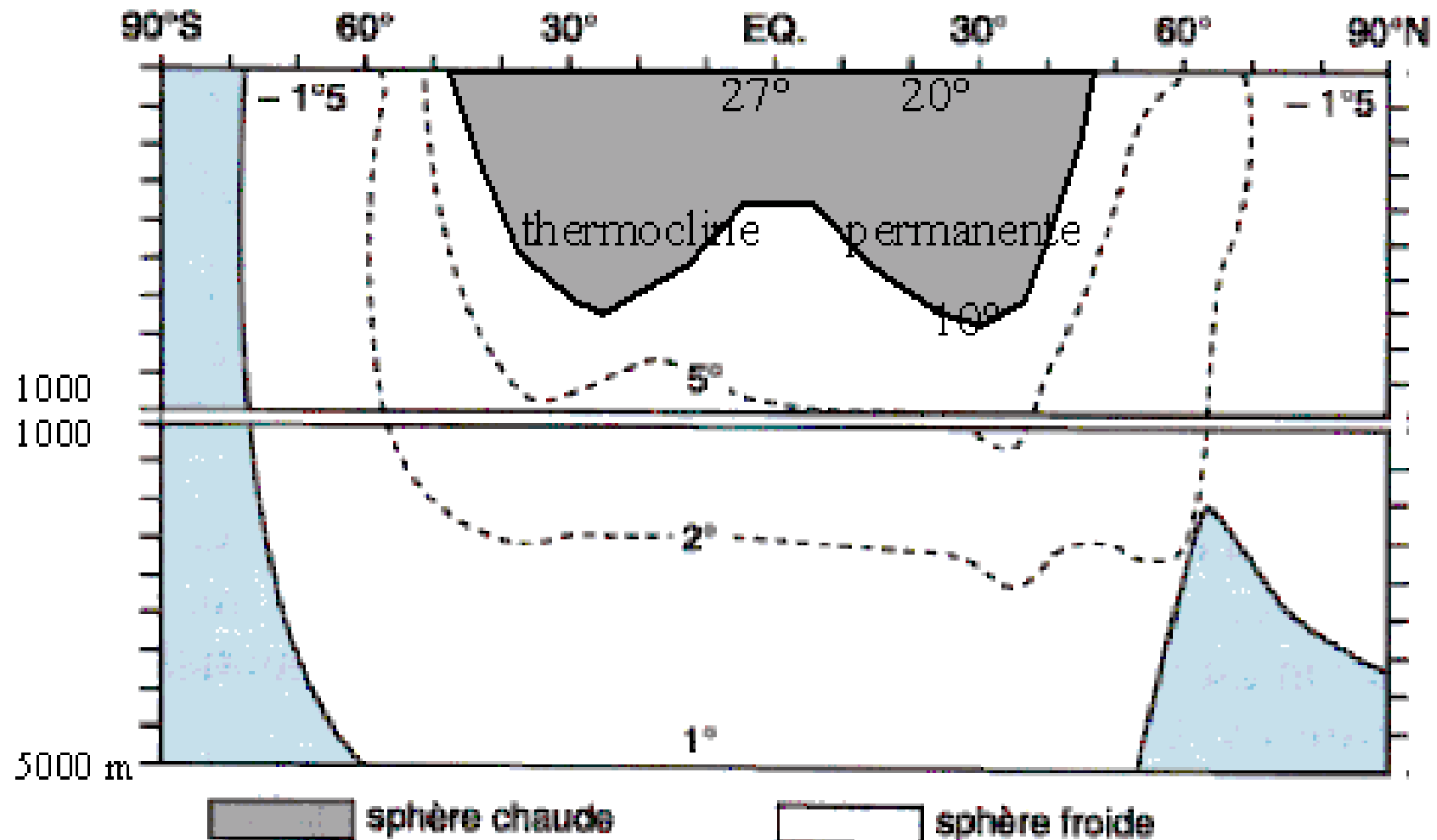
L'océan a un très fort impact sur le climat de la planète. La majeure partie de la chaleur solaire reçue par notre planète est emmagasinée dans les océans qui constituent un prodigieux réservoir de chaleur.



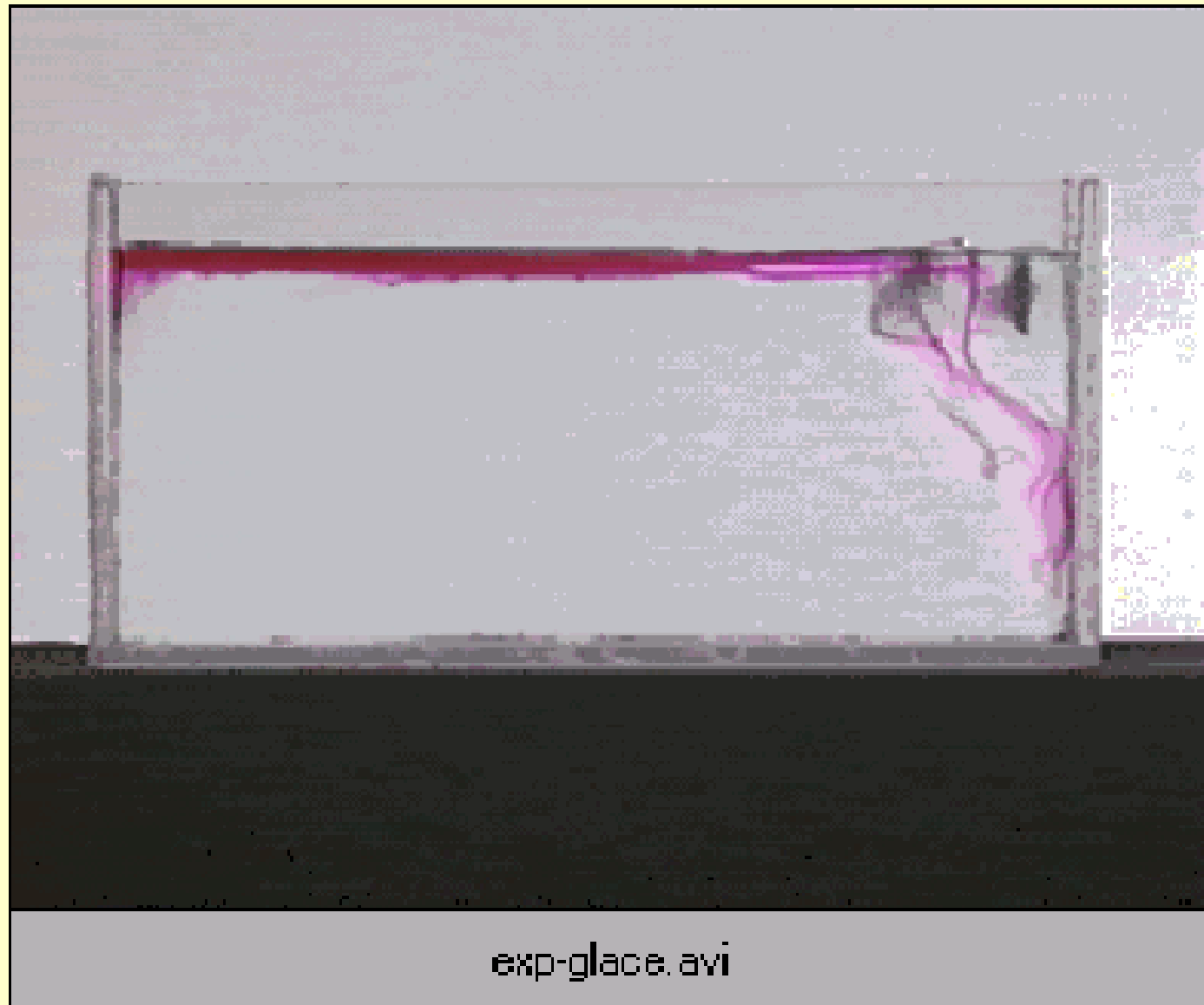
Répartition de la chaleur solaire selon les régions du globe

Les régions équatoriales reçoivent davantage de chaleur solaire que les régions polaires. Il en résulte une circulation océanique naturelle qui transporte de la chaleur de l'équateur vers les pôles, où elle est échangée avec l'atmosphère.

Distribution verticale de température



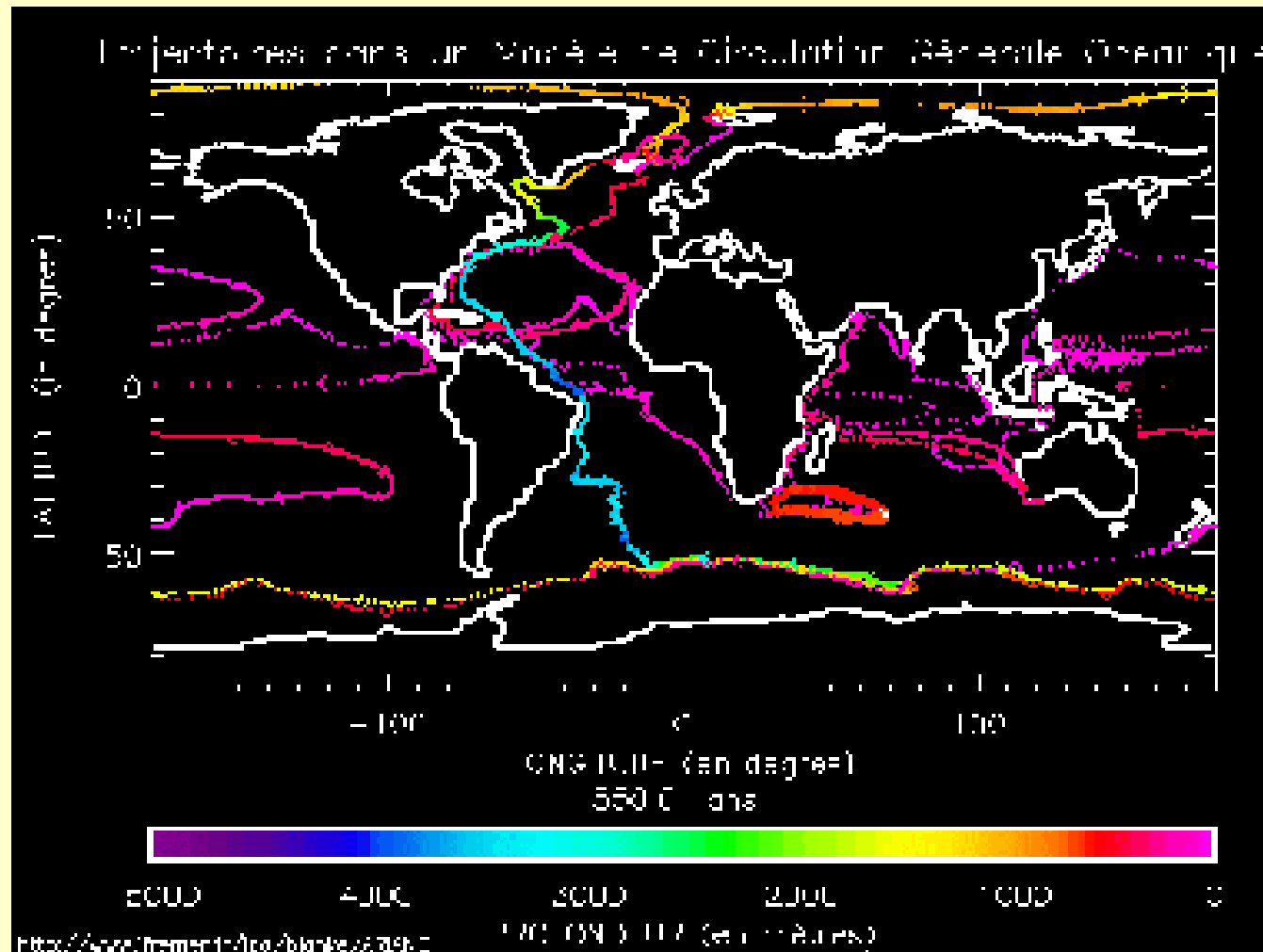
- Enfoncement thermocline dans boucle giratoire (sphère chaude)
- température moins variable dans sphère froide (circ. thermohaline)



Expérience de plongée d'eau froide.

Dans l'Atlantique Nord (très salé), le sel joue aussi un rôle important à cause du rejet de sel lors de la congélation de la glace de mer

Trajectoire d'une particule dans un modèle Circulation Générale Océanique



Trajectoire d'une particule positionnée initialement dans les couches de subsurface des détroits indonésiens

Anim. format .gif
1.5 Moctets

Anim. format .gif
150 Koctets

Anim. format .Mpeg
680 Koctets

Anim. format .Mpeg
380 Koctets

Anim. format .Mpeg
160 Koctets

L'océan affecte le climat car les courants transportent de la chaleur. Ainsi, les courants chauds des couches de surface peuvent réchauffer le climat d'une région. A l'inverse, les eaux froides qui remontent des profondeurs modèrent la température des eaux des régions équatoriales.

L'océan joue un rôle essentiel pour la régulation du climat de notre planète et assure un transport méridien de chaleur aussi important que l'atmosphère.

La circulation thermohaline pourrait être instable: son affaiblissement dans le passé aurait pu causer l'épisode froid du Dryas récent (il y a 11000 ans)

Les espèces chimiques, traceurs de la circulation profonde

- température, salinité, oxygène utilisés historiquement comme marqueurs des masses d'eau et de leur mélange

- Cas du carbone 14

datation des eaux profondes (âge de l'eau profonde dans le Pacifique Nord de 2300 ans)

- traceurs transitoires (produits de l'activité humaine)

 - Tritium

 - les CFC (fréon)

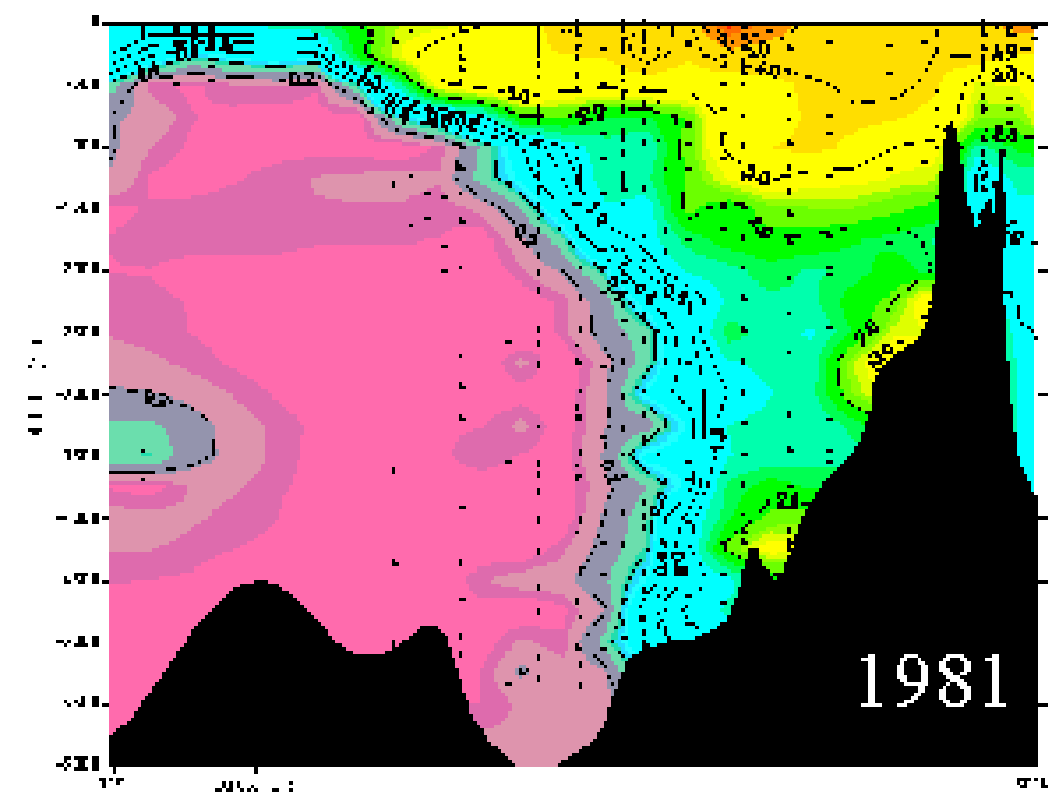
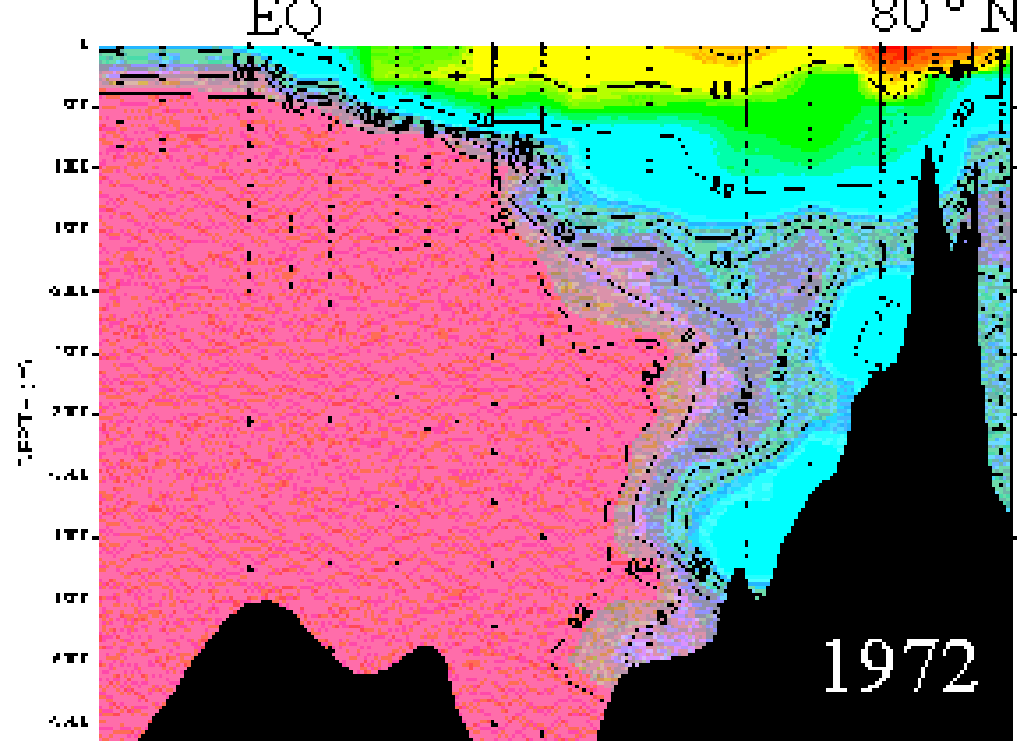
Tritium (^3H) Atlantique Nord

Injection dans l'atmosphère lors des essais nucléaires des années 1960.

Mise en évidence de la plongée des eaux profondes formée en Mer du Groenland et de sa progression vers le Sud.

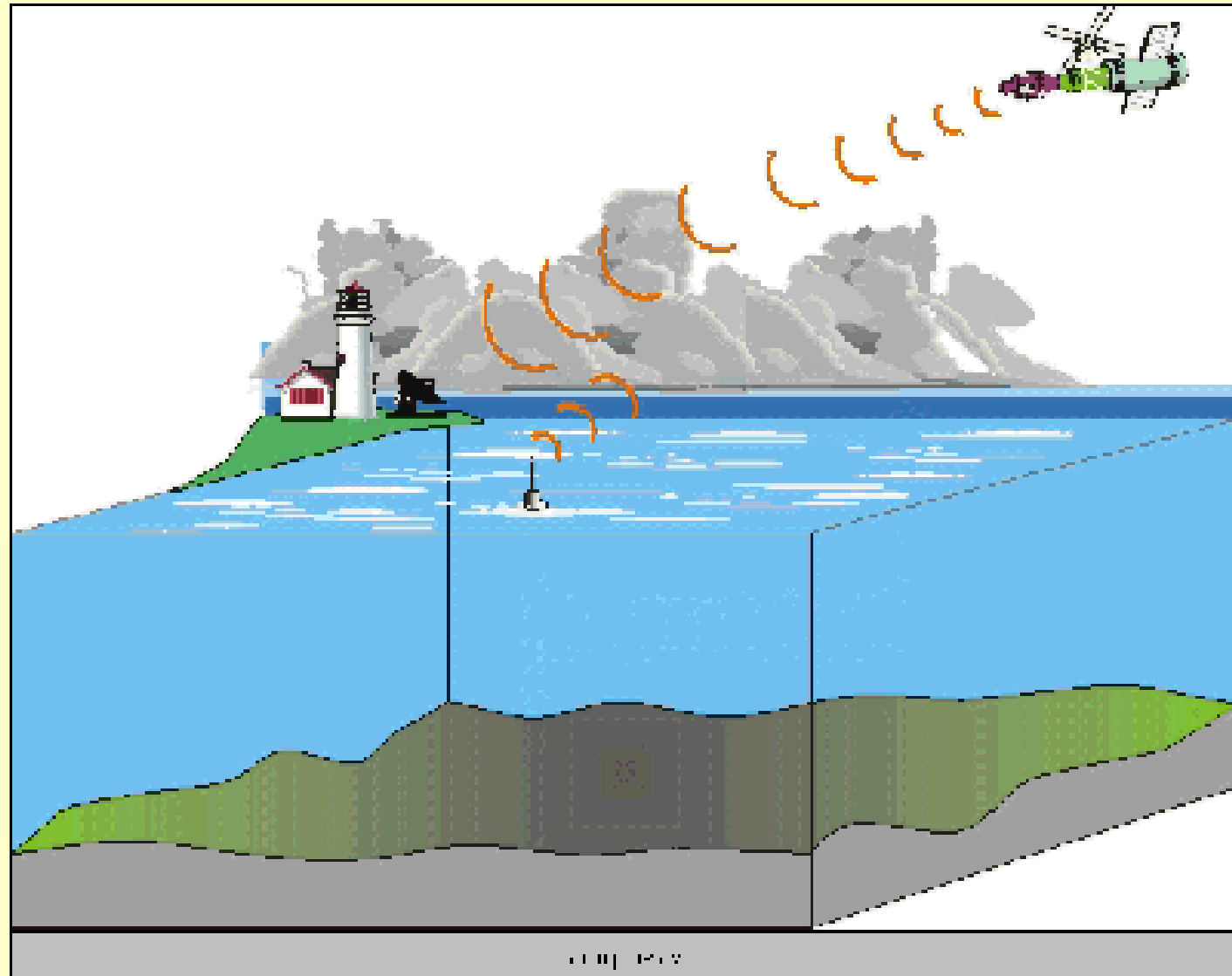
Courant profond de bord Ouest peut atteindre des vitesses de 10 cm/s.

En moyenne vitesse de 1 mm/sec à l'intérieur des océans



Méthodes de mesures

- spatiale (altimétrie)
- in situ:
 - courantométrie au point fixe
 - flotteurs (surface et subsurface)
 - hydrologie (Température, salinité en fonction de la profondeur)

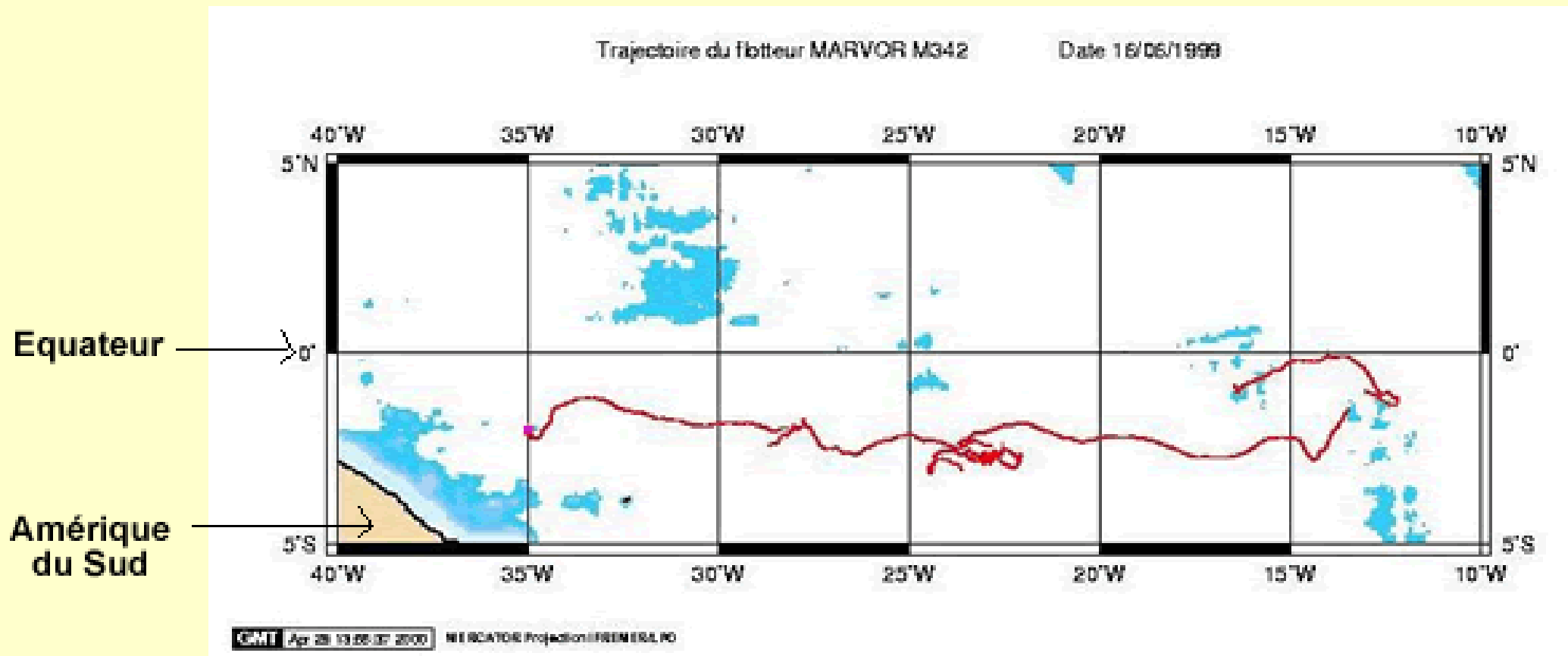


**Flotteur dérivant de subsurface MARVOR/ PROVOR
positionné par triangulation acoustique (balises fixes) et
programmable pour des cycles de 15 jours à 3 mois**

Trajectoire d'un flotteur MARVOR à 800 m de profondeur dans l'Atlantique équatorial (un an et 1/2)

Données: Ollivraut &
Colin de Verdière

Animation: Prigent



Animation (avi 35 Mo)

Résumé

Présentation seulement des grandes échelles de la circulation moyenne
la circulation de surface (jusqu'à 800 m) bien connue (forcée par le vent)
la circulation en profondeur encore peu connue (forcée par contrastes
de température et de sel)

Questions ouvertes:

la variabilité spatiale et temporelle aux différentes échelles reste mal
compréhensible et imparfaitement représentée par les modèles numériques:

- rôle des tourbillons dans les transports de chaleur et de propriétés
- variabilité inter annuelle à décennale très importante (El Nino, Oscillation Nord-Atlantique)

Les océans en chiffres

Les océans représentent :

- 70 % de la surface du globe
- environ 97 % de l'eau disponible sur Terre
- une profondeur moyenne de 3800 mètres
- couche très mince: $1/1700$ rayon de la Terre
- 300 fois la masse de l'atmosphère
- 1200 fois la capacité de stockage de chaleur de l'atmosphère

LA CIRCULATION DES OCÉANS

L'océan est en mouvement perpétuel.

Quatre facteurs se conjuguent pour déplacer l'eau des océans :

- la rotation de la Terre
- le vent
- la chaleur du soleil
- l'attraction de la lune (non traité ici)

Leur influence combinée crée divers mouvements, fortement influencés par la **stratification** du fluide et l'existence de **frontières méridiennes**.

- des vagues et marées (non traité ici)
- des tourbillons (non traité ici)
- des courants de surface **(1)**
- des courants profonds **(2)**

LOI DE NEWTON

$$F = m a \quad (\text{force} = \text{masse} \times \text{accélération})$$

NATURE DES FORCES

- internes

force de pression (à l'intérieur du fluide)

force de Coriolis (due à la rotation)

- externes

gravité

- friction

tension exercée par le vent à la surface de la mer
dissipation par frottement

Loi de Newton

La 2ème loi de Newton permet d'expliquer les grands traits de la circulation moyenne de l'océan. Elle exprime que l'accélération d'une particule est reliée à la somme des forces qui s'exercent sur la particule d'eau. Nature des forces en présence

On distingue :

- * les forces internes au fluide
 - o la force de pression (plus précisément celle qui est reliée aux différences de pression entre deux points de l'espace, on parle de gradient de pression)
 - o la force de Coriolis qui existe à cause de la rotation de la Terre
- * des forces externes
 - o de gravité
- * des forces de friction
 - o avec la tension frictionnelle exercée par le vent à la surface de la mer
 - o les forces dissipatives de frottement contre une paroi solide telle que les frontières des bassins et le fond de l'océan.

Equation du mouvement en océanographie

accélération de la particule d'eau = force de pression
+ force de Coriolis
+ friction
+ gravité

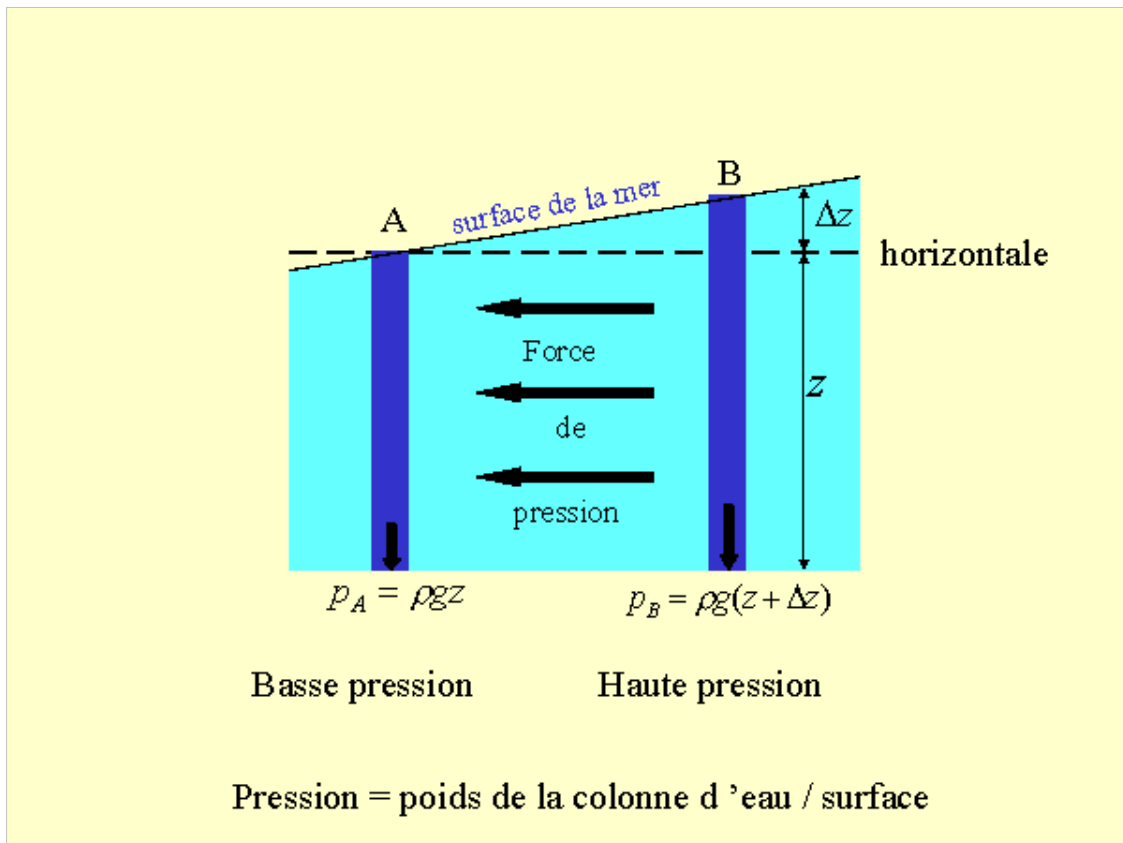
- la force de pression est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions
 - La force de Coriolis s'exerce perpendiculairement au mouvement et sur la droite de celui-ci dans l'hémisphère Nord.
 - les effets de friction ne sont importants que près des frontières latérales, de la surface ou le fond de l'océan.
 - La gravité ne s'exerce que dans la direction verticale et ne peut pas accélérer les courants horizontalement. Elle ne joue un rôle important que pour les mouvements verticaux (convection)
- vitesse horizontale = 1000 x vitesse verticale en moyenne

Equation du mouvement en océanographie

L'équation du mouvement va exprimer que l'accélération de la particule d'eau va dépendre de la résultante, par unité de masse, des forces en présence : la force de pression, la force de Coriolis, la force de friction et la force liée à la gravité.

- * la force de pression est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions (on va y revenir dans la suite).
- * la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre s'exerce perpendiculairement au mouvement et est dirigée sur la droite du mouvement dans l'hémisphère Nord.
- * les effets de friction ne sont importants que près des frontières latérales, de la surface et le fond de l'océan.
- * la gravité ne s'exerce que dans la direction verticale et ne peut pas accélérer les courants horizontalement. Elle ne joue un rôle important que pour les mouvements verticaux, par exemple lors des phénomènes de convection.

Dans cet exposé nous allons surtout nous intéresser aux courants horizontaux . Le fait que l'océan soit une couche de fluide très mince implique une très forte asymétrie entre les ordres de grandeur des vitesses horizontales et verticales, presque partout pour la circulation moyenne océanique, on observe que les vitesses horizontales sont de 500 à 1000 fois plus fortes que les vitesses verticales.



Force de pression

La figure schématise la nature de la force liée aux différences de pression entre deux points de l'espace. On est dans le cas où la surface de la mer n'est pas horizontale mais présente une pente telle que les points A et B sont situés à des endroits tels que la hauteur de la colonne d'eau est plus grande en B qu'en A.

La pression à un endroit donné est simplement proportionnelle au poids de la colonne d'eau qui surmonte ce point, on a donc en B une plus haute pression qu'en A. La force de pression tend à accélérer la particule d'eau de B vers A, c a d est dirigée des hautes vers les basses pressions.

Équilibre géostrophique

accélération de la particule d'eau nulle

valide seulement à l'intérieur de l'océan pour les vitesses horizontales

$$0 = \text{force de pression} + \text{force de Coriolis}$$

+ ~~friction~~ Loin de toute frontière:
à l'intérieur de l'océan

+ ~~gravité~~ n'intervient pas pour
vitesses horizontales

Equilibre géostrophique

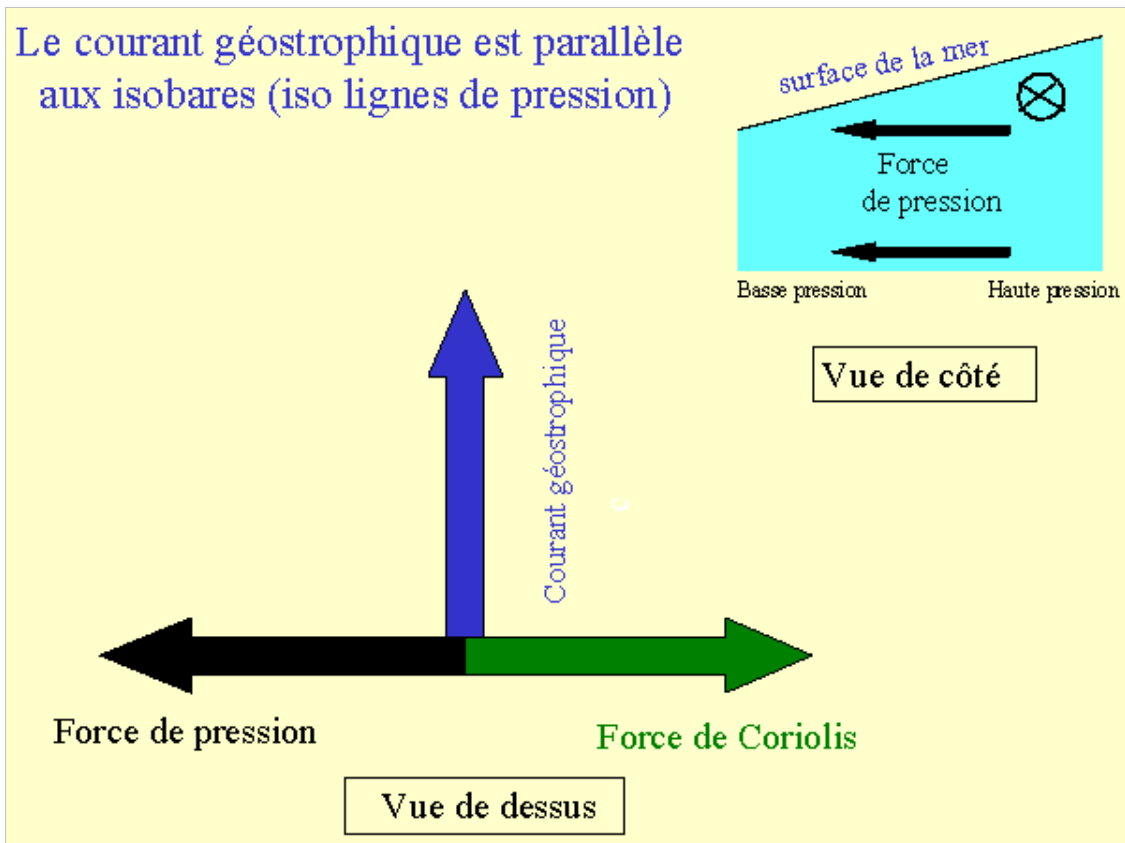
Lorsque l'on s'intéresse à la circulation moyenne de l'océan aux grandes échelles, par exemple aux mouvements en moyenne annuelle, on peut considérer que l'océan se trouve en équilibre, c'est-à-dire que les courants ne sont pas accélérés et sont au contraire permanents, c'est-à-dire constants dans le temps.

L'accélération étant nulle, il faut donc que les forces en présence s'annihilent mutuellement.

La plus grande partie de l'intérieur de l'océan n'est assujéti à aucune force frictionnelle, ceci est vérifié dès que l'on est à plus de 100 m en dessous de la surface de la mer ou à plus de 100 m au-dessus du fond de l'océan. Il faut aussi être à plus de 100 km de toute frontière latérale solide, on peut alors négliger la force de friction dès que l'on ne se trouve pas dans une couche limite de frontière, quelle qu'elle soit la nature de cette frontière.

Dans ce qui suit je m'intéresserai surtout aux vitesses horizontales, et la force de gravité qui est dirigée le long de la verticale n'intervient donc pas.

On se retrouve seulement avec deux forces en présence, la force de gradient de pression et la force de Coriolis. C'est l'équilibre entre ces deux forces qui correspond à l'équilibre géostrophique, qui est valide seulement à l'intérieur de l'océan, lorsque l'on s'intéresse aux mouvements horizontaux.



Courant géostrophique

Ce qui caractérise le courant géostrophique est qu'il est en chaque point parallèle aux isobares (cad aux iso lignes d'égale pression).

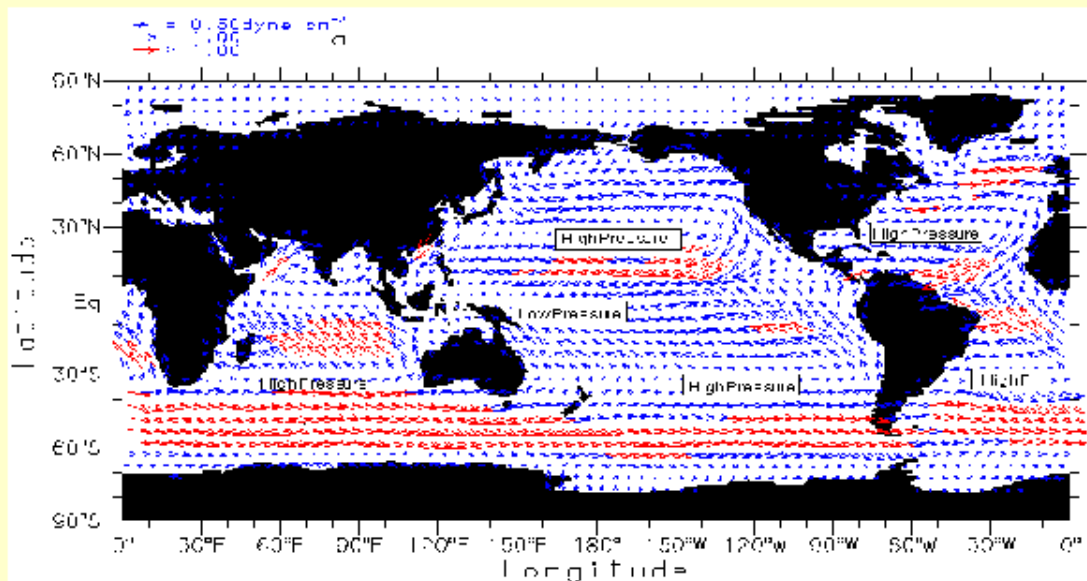
La figure rappelle la situation considérée précédemment, où on a une pente de la surface de la mer telle que les hautes pressions sont à droite et les basses pressions sont à gauche. Le courant géostrophique est dirigé vers l'écran, cad qu'il est en chaque point parallèle aux iso lignes d'égale hauteur d'eau et il est donc parallèle aux isobares.

Si on regarde maintenant le système en vue de dessus, la force de pression (flèche noire) qui va des hautes vers les basses pressions est dirigée de la droite vers la gauche, le courant géostrophique (flèche bleue) est sur sa droite et lui est perpendiculaire de telle sorte que la force de Coriolis, qui est nécessairement sur la droite du courant et perpendiculaire au courant, est juste égale et opposée à la force de pression. On a donc bien annihilation exacte des deux forces en présence, la force de pression et la force de Coriolis.

Si la Terre ne tournait pas le courant serait aligné avec la force de pression. C'est parce qu'elle tourne que le courant géostrophique est perpendiculaire aux forces de pression et parallèle aux isobares.

Circulation induite par le vent

Tension du vent (moyenne annuelle)



Tension du vent en moyenne annuelle à la surface de la mer

La figure montre les grandes structures du champ de vents en moyenne annuelle. Elles sont régies par une alternance de basses et hautes pressions selon la latitude, de sorte

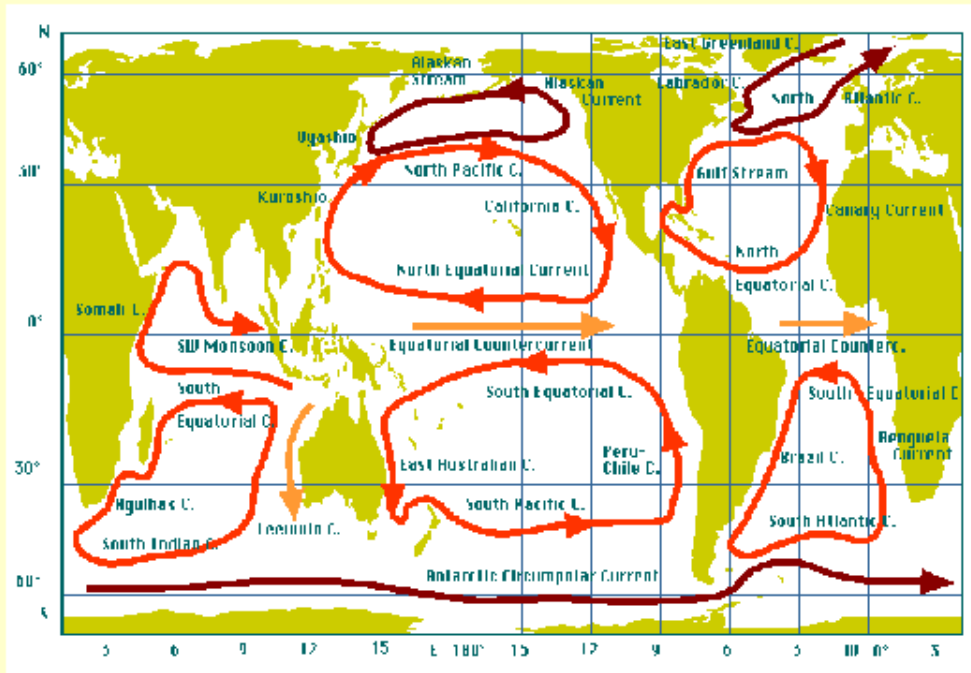
- * qu'aux basses latitudes les vents alizés (venant de l'est) prédominent,
- * que les latitudes tempérées sont le siège de vents d'ouest
- * et qu'aux latitudes subpolaires on a à nouveau des vents d'est.

La direction du vent est tel qu'il tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour des hautes pressions si l'on s'intéresse à l'hémisphère Nord.

Les flèches en rouge correspondent aux vents moyens les plus forts, et notamment on peut remarquer dans l'hémisphère Sud la ceinture des " 50èmes rugissants ".

La géométrie du champ de vent joue un rôle fondamental pour la circulation océanique de surface.

Courants de surface



Courants de surface

La carte des courants moyens de surface révèle que dans les régions de hautes pressions atmosphériques le courant est dans le même sens que le vent, avec des courants portant vers l'est aux latitudes moyennes et des courants vers l'ouest sous le système des Alizés. Il en est de même sous les basses pressions atmosphériques des régions subpolaires : le courant est dirigé dans le même sens que le vent. Les bassins océaniques étant fermés à l'Est et à l'Ouest par des frontières méridiennes , il en résulte un système de circulations giratoires des masses d'eau de surface, aussi bien dans les régions subtropicales (boucles rouges) que subpolaires (boucles marron). Par exemple dans l'Atlantique Nord, la cellule giratoire anticyclonique (dans le sens des aiguilles d'une montre) est celle dont la branche Ouest correspond au Gulf Stream . Son analogue dans le Pacifique Nord est celle dont la branche Ouest correspond au Kuroshio.

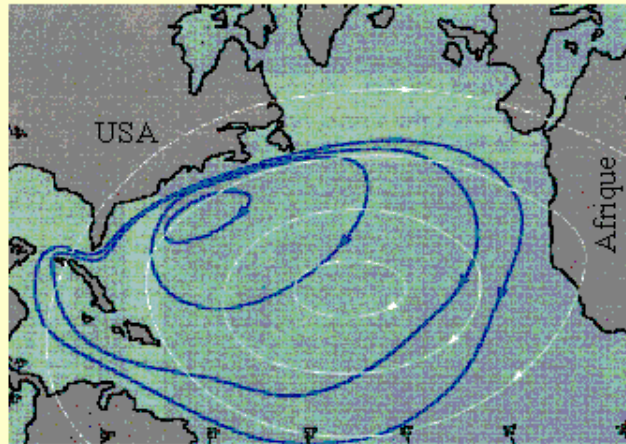
Par contre dans la proximité immédiate de l'Equateur, on observe un courant dirigé dans le sens contraire du vent, appelé le contre-courant Nord-équatorial, bien visibles dans le Pacifique et l'Atlantique équatoriaux. Le cas de l'Océan Indien est plus particulier car le système saisonnier de moussons domine sur la moyenne annuelle.

Régions subtropicales et subpolaires: courants dans le sens du vent

Régions équatoriales: existence decourants opposés au sens du vent.

Pourquoi?

La rotation de la terre joue un rôle essentiel!



Les iso lignes blanches correspondent au champ de vent moyen qui s'exerce à la surface de la mer

Les iso lignes bleues indiquent la **circulation giratoire anticyclonique** observée:

- elle est intensifiée sur le bord Ouest du bassin (sphère en rotation)
- elle peut s'étendre jusqu'à 800 mètres de profondeur

Cellule de circulation giratoire anticyclonique

On va d'abord s'intéresser au cas des cellules giratoires subtropicales et la figure correspond au cas de l'Atlantique Nord.

Les iso lignes blanches correspondent au champ de vent moyen qui s'exerce sur la surface de la mer. Les iso lignes bleues indiquent la boucle giratoire réellement anticyclonique observée

* les iso lignes bleues sont beaucoup plus resserrées sur le bord Ouest du bassin que sur le bord Est. Elles impliquent une forte intensification du courant à l'Ouest (cet effet est dû à la rotation sur une sphère, cad au fait que la Terre n'est pas un disque plat tournant). Cette intensification sur le bord Ouest du bassin est spécifique au cas océanique où les bassins sont fermés par des frontières méridiennes solides et ce phénomène n'exister dans l'atmosphère.

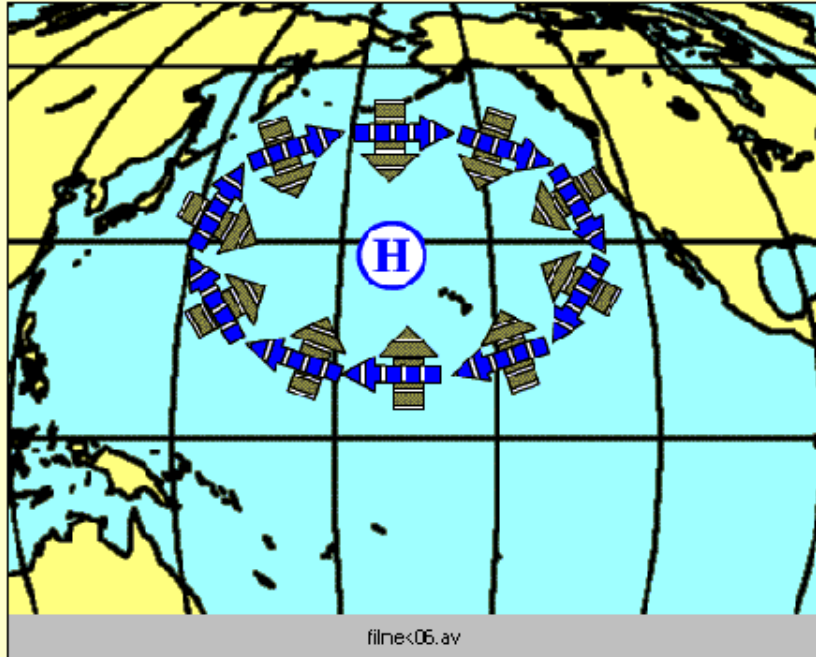
* l'observation montre que la boucle giratoire peut s'étendre jusqu'à 800 m de profondeur.

Ordres de grandeur pour la circulation induite par le vent

- jusqu 'à 2m/s sur le bord Ouest
- 10 cm/s à l 'intérieur

Temps de parcours d 'une boucle giratoire 15 - 25ans

Comment l'action du vent pénètre-t-elle jusqu'à une profondeur de 800 m?



Transport frictionnel (gris) forcé par vent anticyclonique (bleu)

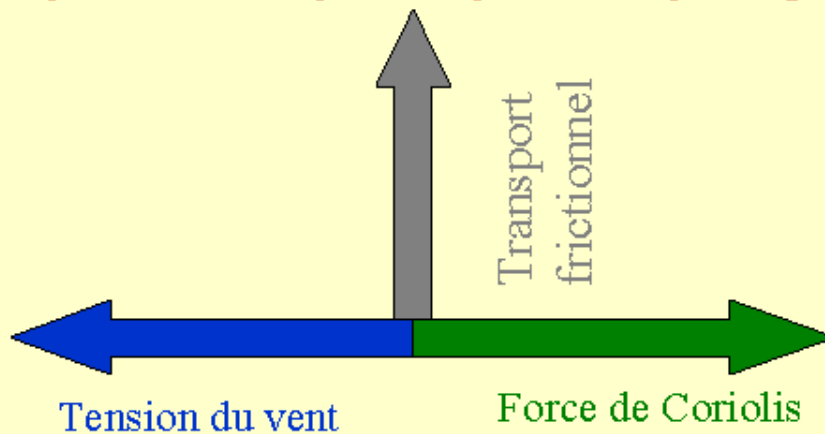
Transport frictionnel forcé par un vent anticyclonique

Nous avons vu que dans l'Atlantique comme dans le Pacifique Nord, le centre du bassin est le siège d'une zone de Hautes pressions atmosphériques (symbolisé par la lettre H sur la figure), autour de laquelle le vent souffle dans le sens des aiguilles d'une montre. La figure montre ce qui se passe par exemple dans le Pacifique Nord, où les flèches bleues symbolisent la tension exercée par le vent sur la surface de la mer. Faisons souffler ce vent sur la surface de la mer.

Le vent ne va pas seulement créer des vagues, il va transférer de l'énergie à l'eau par entraînement frictionnel et mettre en mouvement une mince couche de surface d'épaisseur maximale de 100 mètres. Ce qui peut paraître surprenant est que le transport net (appelé transport d'Ekman) induit par le vent dans cette couche limite est dirigé perpendiculairement au vent et sur sa droite dans l'hémisphère Nord : ce transport est symbolisé par les flèches grises dans l'animation.

Transport frictionnel dû au vent en présence de rotation

dans une couche superficielle (dite d'Ekman) n'excédant pas 100 m de profondeur: on ne peut donc pas être en équilibre géostrophique

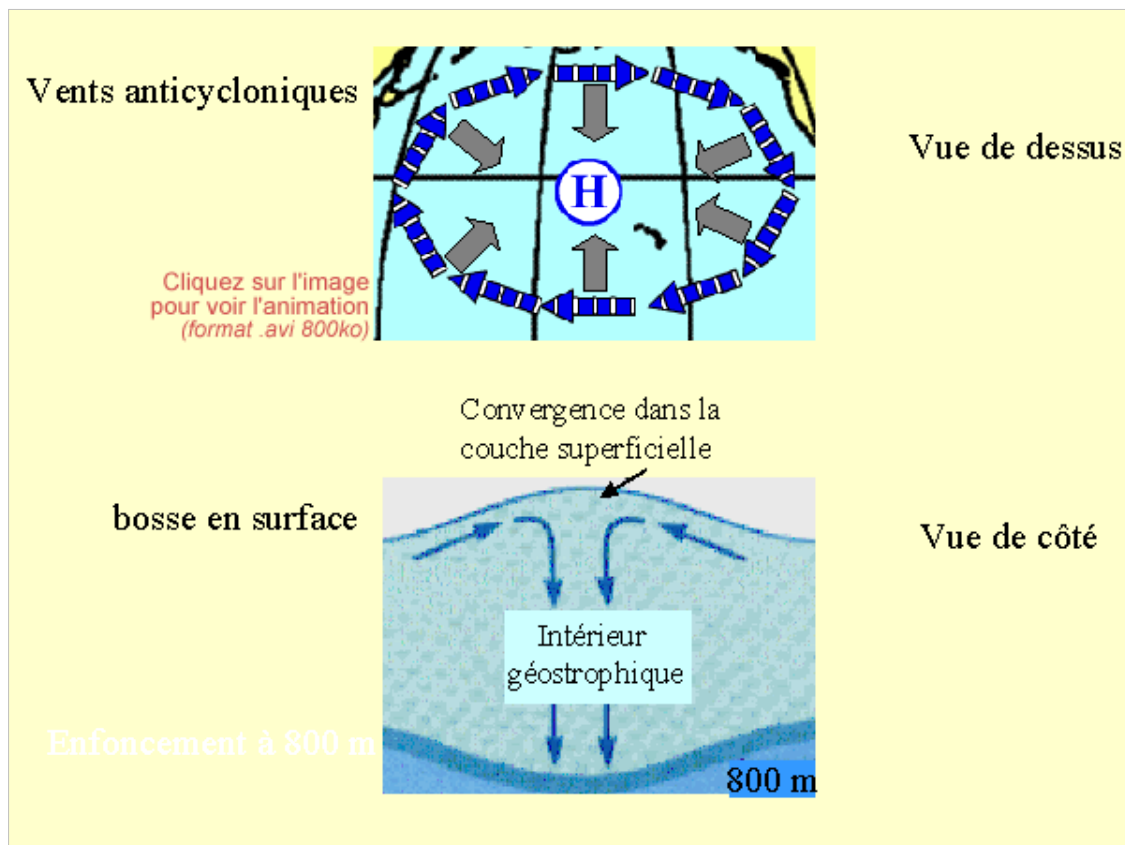


Où est passée la force due au gradient de pression?

Transport frictionnel (d'Ekman) dû au vent en présence de rotation

On va d'abord voir pourquoi le transport frictionnel est perpendiculaire au vent en examinant le bilan des forces.

- * La tension du vent est symbolisée par la flèche bleue.
- * Le transport dans la couche frictionnelle de surface de la mer est perpendiculaire au vent et sur sa droite.
- * Comme la Terre tourne, la force de Coriolis qui s'exerce sur le courant frictionnel est perpendiculaire au courant et sur sa droite, et l'équilibre des forces dans la couche limite est tel que la force de Coriolis équilibre exactement la tension exercée par le vent.
- * Où est passée la force de pression ? Elle est négligeable dans la couche frictionnelle, mais elle redevient plus importante plus en profondeur.



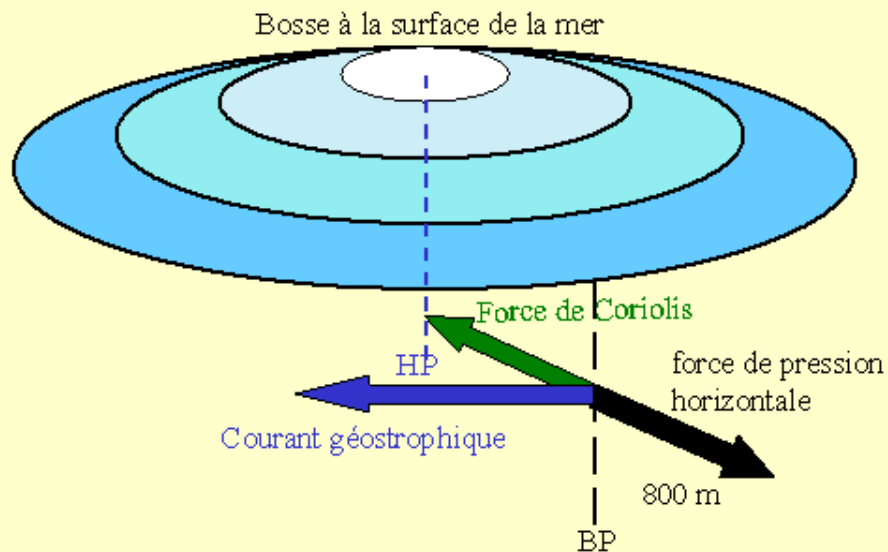
Bosse en surface et enfoncement de l'interface inférieure de la circulation giratoire anticyclonique

La figure du haut reproduit les géométries respectives du champ de vent et du transport dans la couche limite de surface océanique (en vue de dessus). Le sens des flèches grises est tel que l'eau dans la couche superficielle de l'océan va avoir tendance à s'empiler au milieu du bassin.

La figure du bas est une coupe de l'océan vue de côté: la convergence des eaux superficielles va induire une bosse à la surface de la mer, mais comme l'eau en surface ne peut s'empiler indéfiniment au milieu du bassin, par conservation de la masse, on aura nécessairement une plongée des eaux au centre du système, ce qui va causer à son tour un enfoncement de l'interface inférieure (appelée thermocline) vers environ 800 mètres de profondeur.

En pratique, l'ordre de grandeur de la dénivellation de la bosse entre le centre du système et sa périphérie est de l'ordre du mètre, alors que l'enfoncement de l'interface inférieure peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Dès que l'on a dépassé 100 m de profondeur, les forces frictionnelles deviennent négligeables et on est de nouveau dans une région où l'équilibre géostrophique constitue une bonne approximation.

Circulation giratoire géostrophique en profondeur (dans le même sens que le vent)



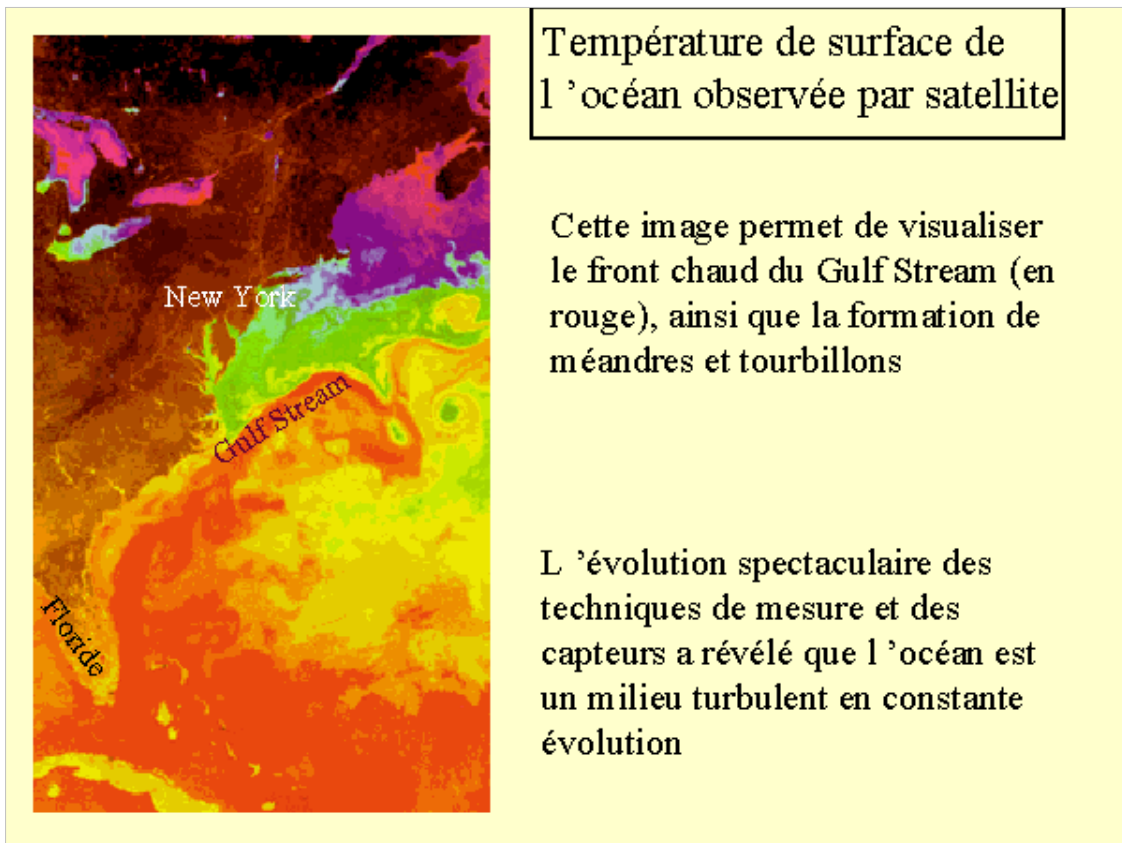
Application : Etude d'une cellule de circulation subtropicale en visualisant des trajectoires de particules

Circulation giratoire géostrophique en profondeur dans le même sens que le vent

On peut maintenant montrer que la circulation giratoire géostrophique en profondeur va dans le même sens que le vent de la manière suivante.

Au centre du bassin, on a une bosse à la surface de la mer, et la hauteur de la colonne d'eau y sera plus grande que sur la périphérie : en d'autres termes, pour l'océan on aura aussi une Haute Pression (symbolisée par le symbole HP) au centre du bassin, alors que la périphérie avec une hauteur d'eau moindre va correspondre à une zone de basse pression (symbole BP). La force de pression va toujours des hautes vers les basses pressions, et est donc dirigée vers l'extérieur. Pour que le système soit en équilibre, la force de pression doit être équilibrée par la force de Coriolis (en vert) et donc le courant doit être dans le sens de la flèche bleue, c'est-à-dire que le courant en profondeur va avoir à la fois la même direction que le vent et tourner comme lui dans le sens des aiguilles d'une montre autour de la haute pression du centre du bassin.

C'est via la force de pression et la rotation de la Terre, que le vent réussit à mettre en mouvement les masses d'eau jusque vers 800 m de profondeur.



Température de surface de l'océan observée par satellite

Cette image permet de visualiser le front chaud du Gulf Stream (en rouge), ainsi que la formation de méandres et tourbillons

L'évolution spectaculaire des techniques de mesure et des capteurs a révélé que l'océan est un milieu turbulent en constante évolution

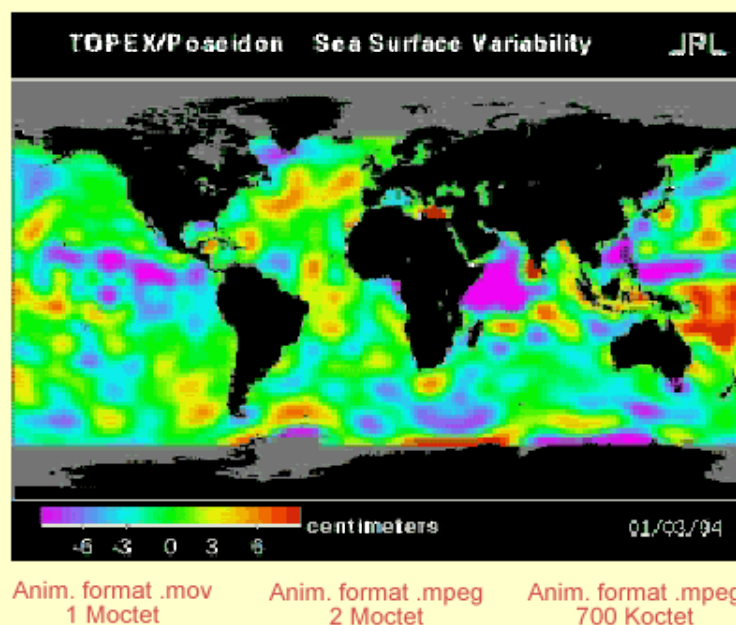
Température de surface de l'océan observée par satellite

Jusqu'à présent notre description pourrait laisser penser que la circulation des couches de surface serait permanente et qu'un courant de surface de bord Ouest tel que le Gulf Stream des océans ressemblerait à un long fleuve tranquille.

Il n'en est rien ainsi que le montre cette image représentant la température de surface de l'océan observée par satellite. On peut reconnaître la côte Est des Etats-Unis avec la Floride et le GS coule le long du front d'eaux chaudes (colorié en rouge) : il est le siège de nombreux méandres qui se pincent occasionnellement pour donner naissance à des tourbillons isolés, qui correspondent aux taches vertes juste au Sud du Gulf Stream. Ces tourbillons une fois formés ont leur propre dynamique et cycle de vie, l'observation montre qu'ils peuvent survivre plus d'une année et parcourir plusieurs milliers de kms.

En fait l'évolution spectaculaire des techniques de mesure et des capteurs a révélé que l'océan est un milieu turbulent en constante évolution.

Variabilité surface de la mer par altimétrie satellitaire (Topex-Poseidon)



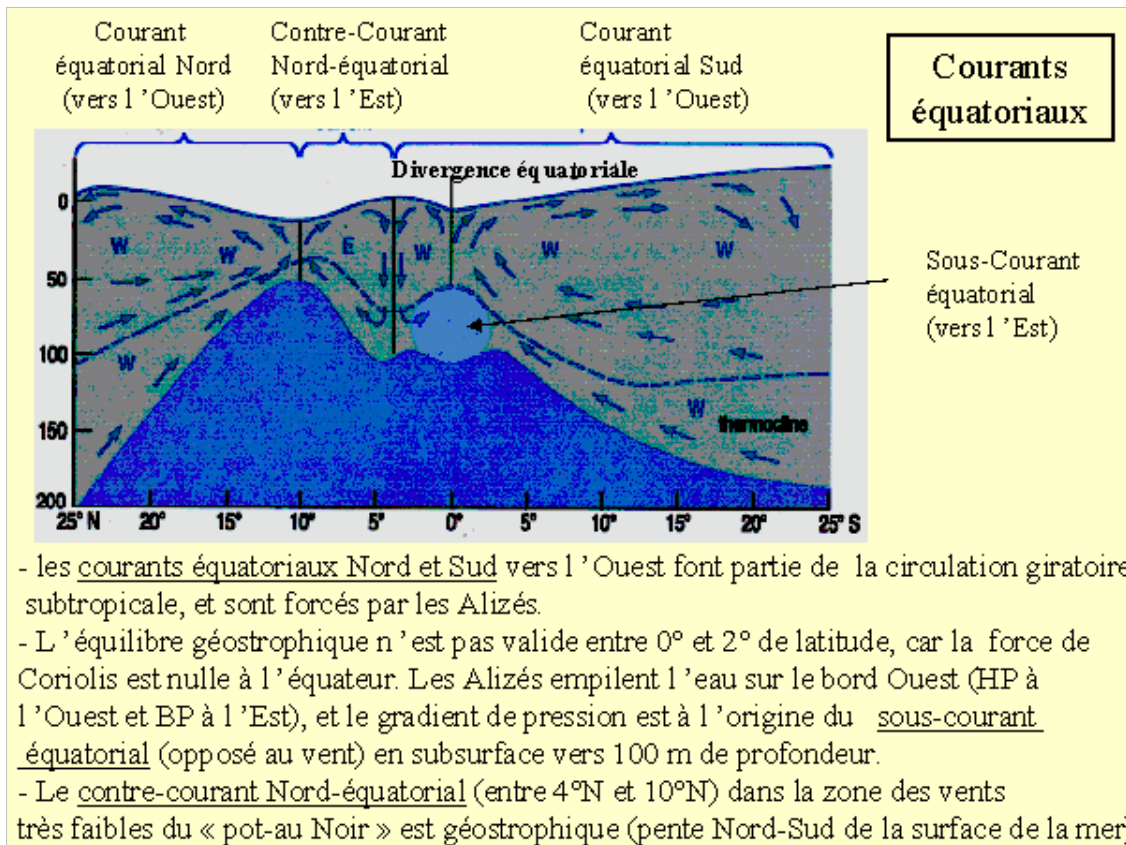
Variabilité de la topographie de la surface de la mer par altimétrie satellitaire (Topex-Poseidon)

Cette nature turbulente de la circulation océanique peut être corroborée par les mesures d'altimétrie satellitaire, qui donnent accès à la topographie de la surface de la mer.

Vue de satellite, la surface de la mer est constamment agitée de bosses et de creux de taille bien inférieure à celle des bassins. Ces bosses et ces creux induisent des forces de pression plus en profondeur qui vont causer des vitesses géostrophiques à l'intérieur de l'océan de plusieurs dizaines de cm/s.

L'animation qui correspond à un an de mesure de l'altimètre TOPEX-POSEIDON révèle un incessant ballet de creux et de bosses de l'ordre de la dizaine de cm. Ce n'est qu'en moyenne annuelle que les boucles giratoires anticycloniques correspondant à une bosse en surface et de la taille du bassin Atlantique et Pacifique seraient visibles.

Jusqu'à présent, on ne s'est intéressé qu'au cas des boucles giratoires anticycloniques des régions subtropicales de l'hémisphère Nord. Le cas de l'hémisphère Sud s'obtient par simple symétrie miroir par rapport à l'équateur. Quant au cas des boucles giratoires cycloniques des régions subpolaires, il faut remplacer dans la discussion précédente les convergences de surface par des divergences, les bosses de surface par des creux et faire le même genre de raisonnement pour retrouver que là aussi le courant va dans le même sens que le vent.



Sous-courant équatorial et Contre courant Nord-équatorial

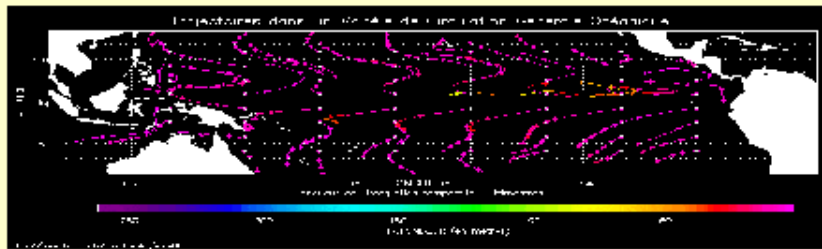
Une particularité des régions équatoriales est l'existence de forts courants dirigés en sens contraire du vent soufflant à la surface de la mer.

L'équilibre géostrophique est vérifié dès 2° de latitude. Par contre, juste au voisinage de l'équateur la force de Coriolis est nulle et les courants ne sont plus en équilibre géostrophique. Sous l'influence des alizés d'Est, les eaux de surface sont entraînées vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Ceci provoque une divergence équatoriale des courants de surface qui entraîne un pompage vers la surface de l'eau sous-jacente froide. L'abaissement du niveau de la mer à l'équateur, dû à la divergence de surface, est compensée par la remontée de l'interface inférieure (la thermocline).

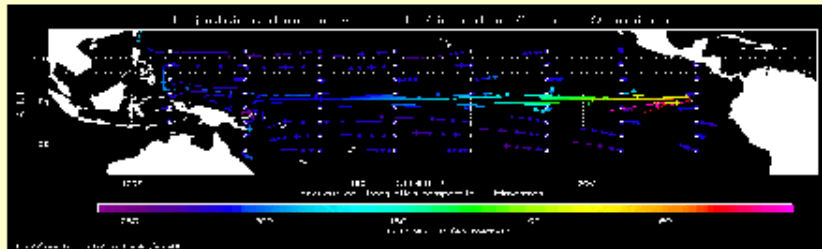
Dans la couche limite de surface les deux seules forces en présence sont la tension due au vent et le gradient de pression. Les Alizés vont avoir tendance à empiler les eaux de surface contre la côte Ouest des bassins. On aura donc des hautes pressions à l'Ouest et des basses pressions à l'Est du bassin. Juste en surface, la tension exercée par le vent prédomine et le courant de surface est dans le sens du vent, par contre au niveau de la thermocline (à partir de 100 m de profondeur), la tension frictionnelle exercée par le vent devient négligeable et il se crée un mouvement dans le sens du gradient de pression, c'est-à-dire vers l'Est : c'est le sous-courant équatorial.

Le système des Alizés n'est pas symétrique et le système de vents de Sud-Est (de l'hémisphère Sud) s'étend au-delà de l'équateur jusque vers la région de convergence de l'ITCZ (vers 4°N), qui se caractérise par des vents très faibles. Le contre-courant Nord équatorial se situe dans la région de vents d'Est minimum (entre 4° et 10°N), appelée le " pot au Noir " ou Doldrums en anglais. Comme à l'équateur, à cause de l'empilement des eaux de surface par les Alizés à l'Ouest du bassin, on se trouve dans une région où la force de gradient est vers l'Est : ceci induit un courant initialement vers l'Est juste en surface, qui est dévié par la force de Coriolis vers l'équateur, provoquant une convergence des eaux superficielles vers 4°N. On observe ainsi que le niveau de la surface de la mer remonte entre 10°N à 4°N, en causant un gradient Nord-Sud de pression qui va induire un courant géostrophique en subsurface vers l'Est, c'est le contre-courant Nord équatorial.

Circulation tropicale des couches superficielles (0-300 mètres)



Particules initialisées en surface



Particules initialisées en subsurface

Animation au format .gif
400 Koctets

Animation au format .gif
86 Koctets

Circulation tropicale des couches superficielles (0-300 mètres)

Cadre d'étude:

La circulation océanique des couches superficielles des bassins tropicaux est soumise à un régime de vents dominants d'est (les alizés) qui définissent, en première approximation, des courants coulant principalement vers l'ouest, et constituant les branches aux basses latitudes des cellules de circulation subtropicales.

La zone de convergence des systèmes de vent des deux hémisphères et l'annulation de la force de Coriolis à l'Equateur sont néanmoins les ingrédients importants d'une plus grande complexité observée des courants équatoriaux, en surface (comme l'existence de contre-courants dirigés en sens contraire des vents de surface) ou en sub-surface (présence du Sous-Courant Equatorial, centré sur l'Equateur, au sein de la thermocline principale).

Approche modélisation:

La description des courants marins (composantes U, V et W du champ de vitesse) est ici donnée par une simulation numérique, obtenue avec le modèle OPA du LODYC, dans laquelle le forçage atmosphérique de surface est un cycle saisonnier climatologique issu des réanalyses du modèle de l'ECMWF. Le calcul des trajectoires est effectué avec l'utilitaire ARIANE développé au LPO.

Ces trajectoires sont tridimensionnelles, initiées à deux profondeurs caractéristiques (5 mètres et 220 mètres), et intégrées pendant près d'une année.

Interprétation des résultats

* En surface:

- o les trajectoires de surface illustrent la nature divergente (vers les pôles) de la circulation immédiatement forcée par le vent (circulation d'Ekman sur la droite du vent dans l'hémisphère nord, et sur la gauche du vent dans l'hémisphère sud).

- o Le contre-courant de surface Nord-équatorial (de 4-10°N) correspond à un mouvement dans la direction opposée des alizés de surface, en obéissant à une dynamique géostrophique (accumulation de masse à l'Equateur)

- o La dynamique équatoriale est plus rapide (avec des courants intenses et l'existence d'instabilités) que la dynamique de l'intérieur des bassins subtropicaux.

* En sub-surface:

- o les trajectoires de sub-surface (initiées à 220 mètres) illustrent la nature convergente (vers l'Equateur) de la dynamique tropicale, en réponse géostrophique à l'accumulation de masse par les alizés dans la partie occidentale du domaine.

- o Le rail purement équatorial est caractérisé par une circulation intense vers l'est (le Sous-Courant Equatorial) associée à une violente remontée des eaux de la thermocline (l'upwelling équatorial).

Circulation forcée par les contrastes de
température et de salinité
circulation thermohaline

La température et la salinité déterminent la densité de l'eau de mer.

La densité croît quand la température diminue
la salinité augmente

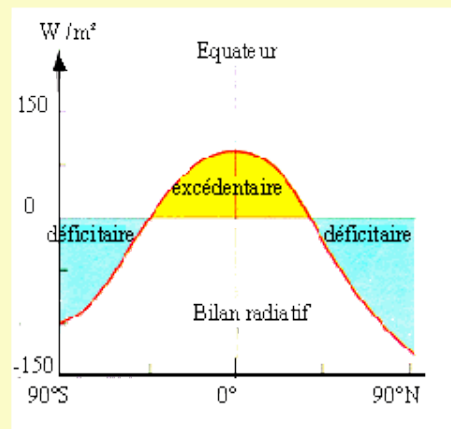
La circulation forcée par les contrastes de température et de salinité : la circulation thermohaline

Nous venons de voir que la circulation des océans est dotée d'un moteur mécanique l'entraînement par les vents, qui agit sur les masses d'eau de surface. Elle a aussi un moteur thermodynamique, qui donne naissance à la circulation profonde, engendrée par les contrastes de température et de salinité, appelée aussi circulation "thermohaline". Plus précisément cette circulation est causée par les variations de densité qui accompagnent les variations de température et de salinité.

En effet, la densité de l'eau de mer (et donc son poids) croît quand la température diminue et l'eau salée est plus lourde que l'eau douce.

L'océan, "machine thermique"

L'océan a un très fort impact sur le climat de la planète. La majeure partie de la chaleur solaire reçue par notre planète est emmagasinée dans les océans qui constituent un prodigieux réservoir de chaleur .



Répartition de la chaleur solaire selon les régions du globe

Les régions équatoriales reçoivent davantage de chaleur solaire que les régions polaires. Il en résulte une circulation océanique naturelle qui transporte de la chaleur de l'équateur vers les pôles, où elle est échangée avec l'atmosphère

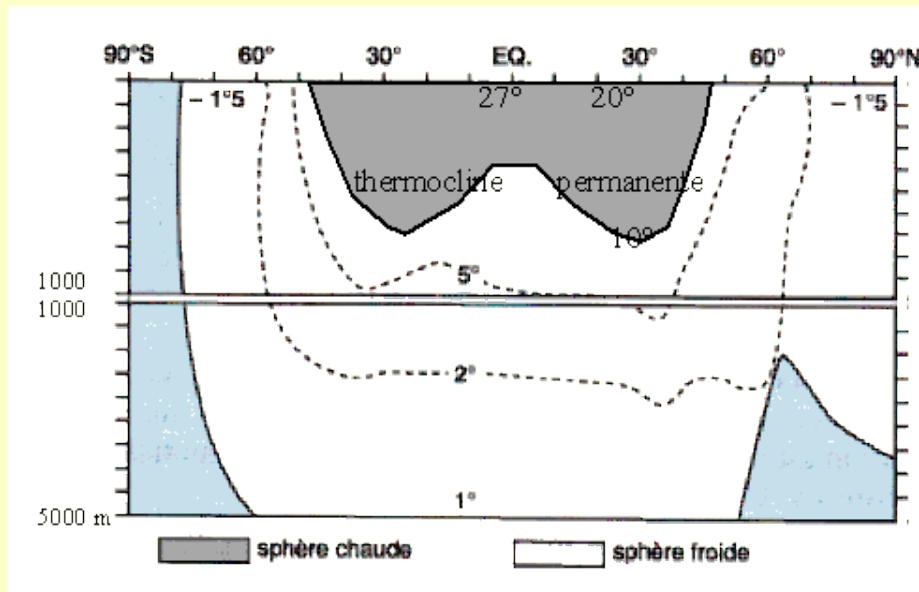
L'océan, "machine thermique"

L'océan a un très fort impact sur le climat de la planète. La majeure partie de la chaleur solaire reçue par la planète est emmagasinée dans les océans qui constituent un prodigieux réservoir de chaleur .

La figure montre la répartition selon les régions du globe du bilan radiatif net. La ligne de zéro sépare les régions excédentaires (en jaune et au voisinage de l'équateur) des régions déficitaires(en bleu au voisinage des pôles).

Les régions équatoriales reçoivent davantage de chaleur solaire que les régions polaires. Il va en résulter une circulation océanique naturelle qui transporte de la chaleur de l'équateur vers les pôles, où elle est échangée avec l'atmosphère

Distribution verticale de température



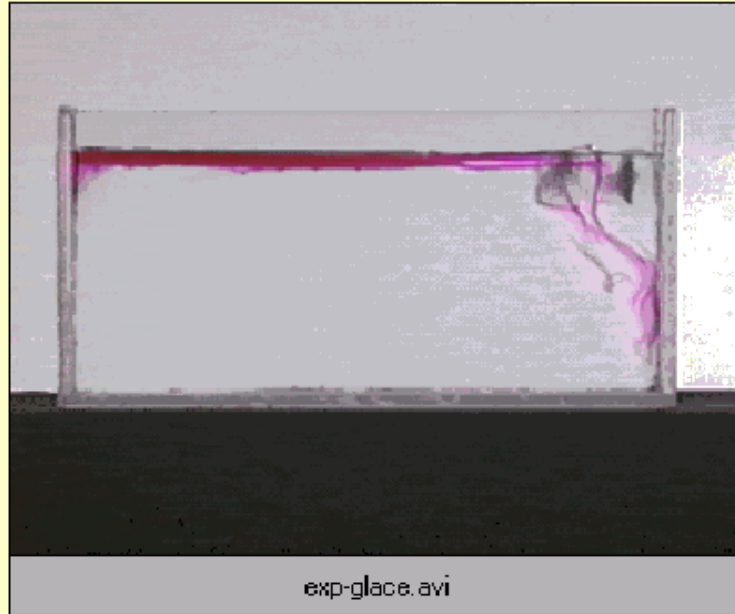
- Enfoncement thermocline dans boucle giratoire (sphère chaude)
- température moins variable dans sphère froide (circ. thermohaline)

Distribution verticale de température

L'océan étant chauffé en surface, la température très élevée en surface (jusqu'à 30°) et elle diminue rapidement avec la profondeur et vers les pôles. La figure donne la distribution verticale de température en fonction de la latitude et de la profondeur. L'échelle verticale de profondeur des 1000 premiers mètres est fortement grossie par rapport à celle de la partie inférieure de l'océan.

On peut distinguer deux régions selon la verticale et latitude

- * La sphère chaude qui s'étend des latitudes moyennes aux régions Equatoriales. Cette sphère chaude peut atteindre jusqu'à 800 m de profondeur aux moyennes latitudes et elle est séparée de la sphère froide par l'isotherme 10°C qui coïncide avec une région de brusque variation de température : la thermocline permanente. Les échanges de propriétés au travers de la thermocline sont relativement difficiles et cette thermocline constitue une sorte de barrière au mélange. Schématiquement, la circulation de la sphère chaude est surtout régie par l'action du vent. On remarque ainsi que l'enfoncement de l'interface inférieure au niveau de la thermocline permanente à l'intérieur des boucles giratoires anticycloniques dont nous avons parlé plus haut.
- * La sphère froide est située aux hautes latitudes en surface et en profondeur sous la thermocline. Elle correspond à un volume beaucoup plus important que la sphère chaude et possède une température moins variable. La circulation dans cette sphère froide est principalement régie par la circulation thermohaline.



Expérience de plongée d'eau froide.

Dans l'Atlantique Nord (très salé), le sel joue aussi un rôle important à cause du rejet de sel lors de la congélation de la glace de mer

Expérience de plongée d'eau froide

La source de cette circulation thermohaline se trouve dans les mers polaires, à la limite des glaces de mer. L'eau de surface, en se refroidissant au contact de l'air, devient plus lourde que celle des couches sous-jacentes et va avoir tendance à plonger. Par ailleurs pour un refroidissement suffisant il se forme aussi de la glace. Le phénomène de plongée est illustré par l'expérience suivante. :

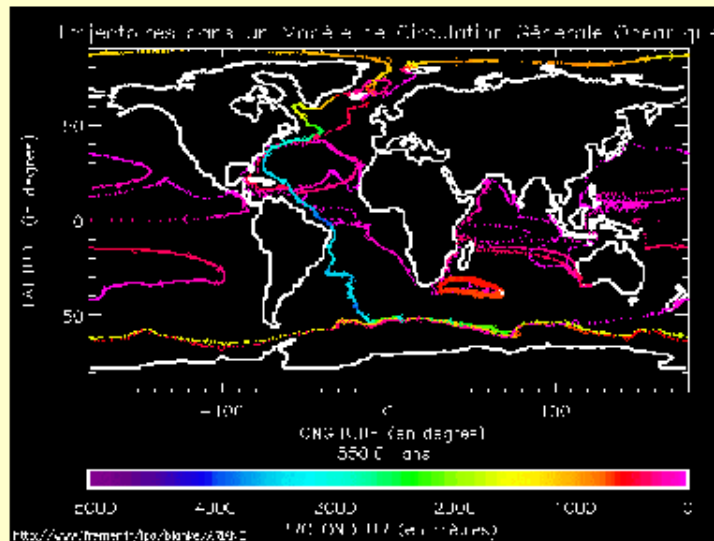
Lorsque l'on met de la glace dans un réservoir d'eau et que l'eau de surface est marquée par un colorant, on voit s'établir une circulation telle que le colorant se dirige vers la glace et lorsqu'il a atteint la glace, le colorant coule vers le fond du réservoir. Au contact de la glace le fluide coloré s'est refroidi et est devenu plus dense que l'eau sous-jacente et doit donc plonger.

Par conservation de la masse, l'eau qui s'écoule vers le fond doit nécessairement, d'une part, être alimentée depuis la surface et, d'autre part, remonter ailleurs : les courants profonds ont donc aussi une composante verticale et on a en fait une cellule de circulation dans le plan vertical que l'on observe dans la réalité.

Dans l'océan, la glace de mer provient de la congélation de l'eau salée.

La glace une fois formée expulse le sel; la saumure se mélange à l'eau, qui s'alourdit encore davantage et plonge vers les profondeurs. L'ensemble de l'Atlantique (et plus particulièrement l'Atlantique Nord) est plus salé que le Pacifique et il n'est sans doute pas étonnant que l'Atlantique Nord soit un lieu important de formation de d'eaux profondes.

Trajectoire d'une particule dans un modèle Circulation Générale Océanique



Trajectoire d'une particule positionnée initialement dans les couches de subsurface des détroits indonésiens

Anim. format .gif
1.5 Moctets

Anim. format .gif
150 Koctets

Anim. format .Mpeg
680 Koctets

Anim. format .Mpeg
380 Koctets

Anim. format .Mpeg
160 Koctets

Conveyor Belt

Nous allons présenter un schéma très simplifié de la circulation thermohaline globale. La mer de Norvège est en haut de la figure (Ouest de la Scandinavie) et la mer du Groenland est en haut à gauche (au Sud-Est du Groenland). Toutes deux sont le lieu privilégié de formation d'eau profonde.

Cette eau chemine vers le sud, plaquée le long du bord Ouest de l'océan Atlantique et traverse l'équateur. Elle bifurque ensuite vers l'est, contourne l'Afrique et poursuit son chemin au fond de l'océan Indien et de l'océan Pacifique. C'est au cœur de ces deux océans qu'elle remonte à la surface, avant de revenir par un chemin à peu près identique, à la mer de Norvège pour plonger à nouveau.

Si de l'eau quitte une zone de l'océan, elle doit bien sûr être remplacée. Par exemple, l'eau profonde qui quitte l'Atlantique Nord doit être remplacée par un flux équivalent vers le nord. Le retour d'eau vers une source d'eau profonde se ferait plutôt en surface. On a introduit l'expression imagée de " tapis roulant " (conveyor belt) pour décrire le transport d'eau profonde de l'Atlantique vers le Pacifique et son retour en surface. Ce tapis roulant correspond en fait à la cellule de circulation verticale que nous avons invoquée pour satisfaire à la conservation de la masse lors de l'expérience de plongée d'eau froide

Cette circulation profonde de l'océan a un grand intérêt climatique, car les masses d'eau superficielles qui alimentent la source d'eau profonde de la mer de Norvège, ayant traversé l'équateur, réchauffent l'Atlantique Nord et, par contrecoup, l'Europe occidentale: c'est en partie grâce à la circulation thermohaline que l'ouest du continent européen bénéficie d'hivers particulièrement doux.

L'océan affecte le climat car les courants transportent de la chaleur. Ainsi, les courants chauds des couches de surface peuvent réchauffer le climat d'une région. A l'inverse, les eaux froides qui remontent des profondeurs modèrent la température des eaux des régions équatoriales.

L'océan joue un rôle essentiel pour la régulation du climat de notre planète et assure un transport méridien de chaleur aussi important que l'atmosphère.

La circulation thermohaline pourrait être instable: son affaiblissement dans le passé aurait pu causer l'épisode froid du Dryas récent (il y a 11000 ans)

Résumé circulation thermohaline

L'océan affecte le climat car les courants transportent de la chaleur. Ainsi les courants chauds des couches de surface peuvent réchauffer le climat d'une région. A l'inverse, les eaux froides qui remontent en surface modèrent la température des eaux des régions équatoriales.

L'océan joue un rôle essentiel pour la régulation du climat de notre planète et il assure un transport méridien de chaleur aussi important que l'atmosphère.

Certains indices donnent penser que la circulation thermohaline n'est pas d'une stabilité à toute épreuve. Elle a pu s'affaiblir dans le passé, au cours de fluctuations climatiques rapides de la durée quelquefois inférieure au siècle. Par exemple, l'épisode froid du dryas récent (il y a onze mille ans), pendant la dernière déglaciation, a pu être causé par la fonte massive de calottes glaciaires de l'hémisphère Nord qui aurait submergé d'eau douce tout l'Atlantique Nord et aurait bloqué net la source d'eau profonde et le flux de chaleur qui l'accompagne.

Les espèces chimiques, traceurs de la circulation profonde

- température, salinité, oxygène utilisés historiquement comme marqueurs des masses d'eau et de leur mélange

- Cas du carbone 14

datation des eaux profondes (âge de l'eau profonde dans le Pacifique Nord de 2300 ans)

- traceurs transitoires (produits de l'activité humaine)

- Tritium

- les CFC (fréon)

Les espèces chimiques, traceurs de la circulation profonde

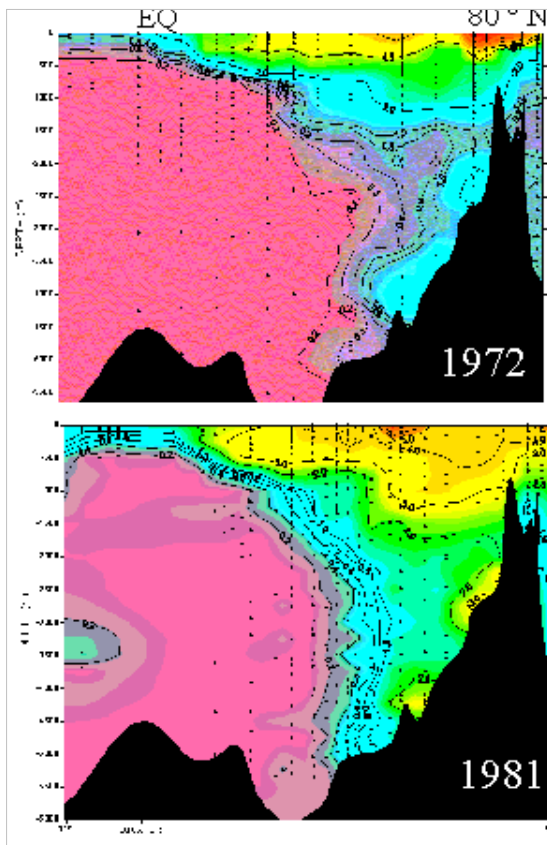
La température, la salinité et l'oxygène ont été utilisés historiquement comme marqueurs des masses d'eau et pour quantifier leur mélange. au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de leurs régions d'émergence en surface. Cependant de telles propriétés ne suffisent pas à déterminer sans ambiguïté le champ de courant qui transporte ces propriétés.

Plus récemment, l'utilisation de traceurs radioactifs naturels tels que le Carbone 14 pour étudier la circulation profonde s'est répandu.

Le C14 est créé via le bombardement de l'azote de l'atmosphère par le rayonnement cosmique parvenant au sommet de l'atmosphère. Depuis l'atmosphère, le C14 se répand dans les autres réservoirs du système Terre et notamment l'océan. Son temps de demi-vie est de 5730 ans. Sa désintégration radioactive peut servir pour chronométrer la circulation océanique.

Le C14 a notamment permis la datation des eaux profondes et de déterminer que l'eau profonde du Pacifique Nord est plus vieille de 2300 ans que celle de l'Atlantique Nord. Il a donc fallu plus de vingt siècles à l'eau profonde Nord Atlantique pour parcourir la branche inférieure du tapis roulant de la circulation thermohaline .

Une autre catégorie de traceurs devient de plus en plus utile: il s'agit des produits de l'activité humaine qui se répandent dans l'environnement. Parmi eux, on trouve le tritium et les CFC (chlorofluorocarbures couramment appelés fréons). Contrairement aux traceurs naturels, ils permettent de suivre les régimes transitoires de l'océan.



Tritium (3H) Atlantique Nord

Injection dans l'atmosphère lors des essais nucléaires des années 1960.

Mise en évidence de la plongée des eaux profondes formée en Mer du Groenland et de sa progression vers le Sud.

Courant profond de bord Ouest peut atteindre des vitesses de 10 cm/s.

En moyenne vitesse de 1 mm/sec à l'intérieur des océans

Le cas du Tritium

Le tritium (3H ou T) a une demi-vie est de 12,4 ans, et sa concentration naturelle est très faible. Les explosions nucléaires des années 1960 en ont produit de grandes quantités dans la stratosphère et il a été introduit dans l'océan par échange de gaz et par les pluies. Sa concentration dans l'atmosphère a décru très rapidement. On a affaire à un traceur injecté dans l'environnement en un intervalle de temps court. Le tritium n'a pas eu le temps de bien diffuser de l'hémisphère Nord, où il a été produit, vers l'hémisphère Sud; il est donc surtout utilisable pour tracer la circulation de l'hémisphère boréal.

La figure montre le résultat de deux sections de mesures de Tritium effectuées dans l'Atlantique Nord à 10 ans d'intervalle (l'équateur est à gauche et la limite droite de la figure est située à 80°N).

En fait l'abondance du tritium (qui est repérable par des couleurs jaunes ou vertes) joue le rôle de marqueur du colorant que l'on a utilisé lors de l'expérience de plongée d'eau vue plus haut.

Sur la première section réalisée en 1972, on remarque, en dehors des couches proches de la surface, un entraînement des eaux marquées par le tritium le long de la pente continentale au sortir du seuil entre le Groenland et l'Islande. La même section, effectuée en 1981, confirme la plongée des eaux denses qui se déversent sur le fond de l'Atlantique.

On a pu ainsi mettre en évidence la plongée des eaux profondes et leur lente progression vers le Sud. Le tritium ainsi que les fréons ont permis d'établir que les courants profonds de bord ouest peuvent atteindre des vitesses de 10 cm/s alors que la vitesse moyenne de la circulation thermohaline à l'intérieur des océans est plutôt de l'ordre du mm/s.

Méthodes de mesures

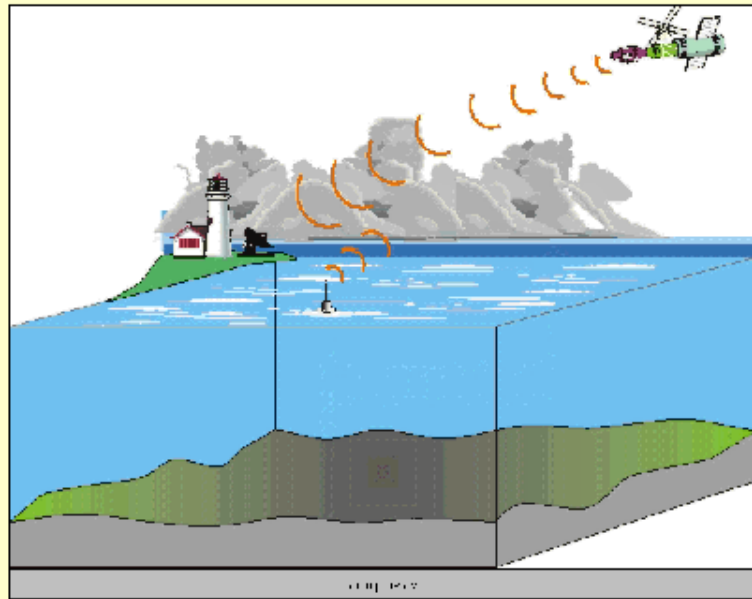
- spatiale (altimétrie)
- in situ:
 - courantométrie au point fixe
 - flotteurs (surface et subsurface)
 - hydrologie (Température, salinité en fonction de la profondeur)

Les méthodes de mesure pour étudier la circulation océanique

On peut distinguer les méthodes reposant

- * sur des capteurs embarqués sur satellites, telle que l'altimétrie dont on a vu tout à l'heure un exemple avec Topex-Poseidon
- * des instruments in situ
 - o courantomètres mécaniques et thermistances montées sur des lignes de mouillage au point fixe
 - o flotteurs de surface ou de subsurface, qui sont des engins plus ou moins autonomes censés suivre les mouvements de l'eau à leur profondeur d'immersion (je vais revenir sur cette technique qui connaît un grand essor technologique actuellement) ;
 - o l'hydrologie basée sur des profils verticaux de température et de salinité, effectuée à l'aide de sondes connectées à un câble électroporteur, et déployé à partir de navires océanographiques obligés de se mettre en station le temps de la mesure.

Animation P.L. e Bot



**Flotteur dérivant de subsurface MARVOR/ PROVOR
positionné par triangulation acoustique (balises fixes) et
programmable pour des cycles de 15 jours à 3 mois**

Flotteur de subsurface

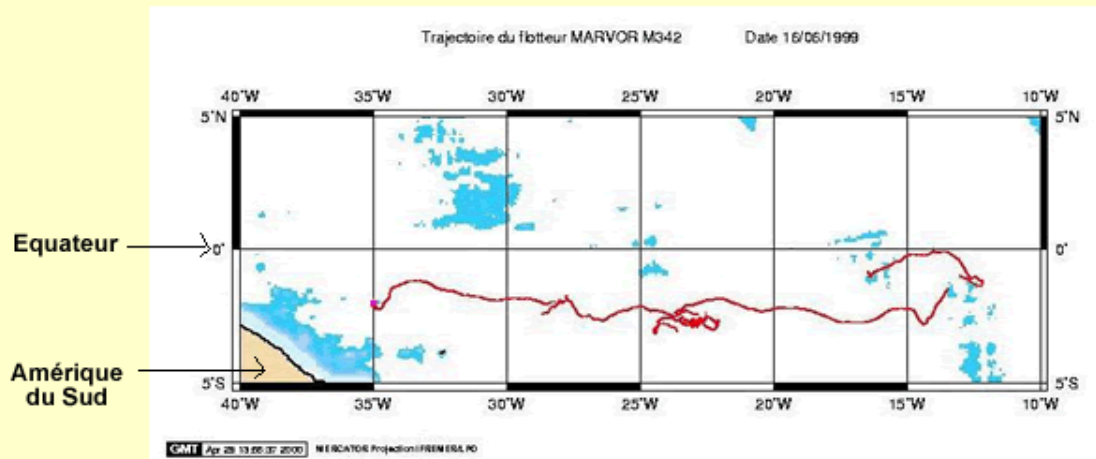
Le principe des flotteurs de subsurface de type MARVOR/PROVOR développés à l'Ifremer est de dériver avec le courant à une immersion programmée à l'avance. Lors de son cheminement la position du flotteur est repérée par triangulation acoustique à l'aide de balises mouillées préalablement dans la zone d'étude. La mission du flotteur est programmable pour des cycles allant de 15 jours à 3 mois, après quoi le flotteur remonte en surface et transmet par satellite les données sur sa trajectoire et replonge pour un nouveau cycle de mesures.

L'animation montre le cas d'un flotteur qui transmet ses informations par satellite puis plonge jusqu'à son immersion de mission. Il vagabonde alors avec le courant et les tourbillons et dans le cas représenté le PROVOR effectue un profil vertical de mesures d'hydrologie sur toute la colonne d'eau avant de remonter en surface et retransmettre ses données.

Trajectoire d'un flotteur MARVOR à 800 m de profondeur dans l'Atlantique équatorial (un an et 1/2)

Données: O Litraut &
Colin de Verdière

Animation: Prigent



Animation (avi 35 Mo)

Trajectoire flotteur

Nous allons voir un exemple de trajectoire d'un flotteur MARVOR vers 800 m de profondeur dans l'Atlantique équatorial pendant plus d'un an et demi, obtenu l'année dernière. L'extension Est-Ouest de la figure est d'environ 3000km et l'extension méridienne est entre 5°N et 5°S. L'équateur est au milieu et la côte d'Amérique du Sud est en bas à gauche.

On observe une propension du flotteur à effectuer des déplacements surtout zonaux, comme pour la plupart des trajectoires en régions équatoriales. Ces déplacements zonaux sont interrompus par des remontées du flotteur en surface pour transmettre ses données. La vitesse moyenne le long de la trajectoire est de 7 cm/s. L'intérêt de ces techniques de flotteurs est la possibilité d'échantillonner de vastes régions de l'intérieur de l'océan afin de déterminer à la fois la circulation moyenne et les fluctuations turbulentes de l'écoulement.

Animation format avi : 35 Mo.

Résumé

Présentation seulement des grandes échelles de la circulation moyenne
la circulation de surface (jusqu'à 800 m) bien connue (forcée par le vent)
la circulation en profondeur encore peu connue (forcée par contrastes
de température et de sel)

Questions ouvertes:

la variabilité spatiale et temporelle aux différentes échelles reste mal
cennée et imparfaitement représentée par les modèles numériques:

- rôle des tourbillons dans les transports de chaleur et de propriétés
- variabilité inter annuelle à décennale très importante (El Nino, Oscillation Nord-Atlantique)