

Chapitre 4

La circulation océanique

Equations du mouvement

Force et contraintes agissant sur l'océan

Equilibre géostrophique

Circulation et transport d'Ekman

Upwelling

Les cellules de circulation subtropicales

Courant de bord ouest

Eléments de dynamique équatoriale

Rappels

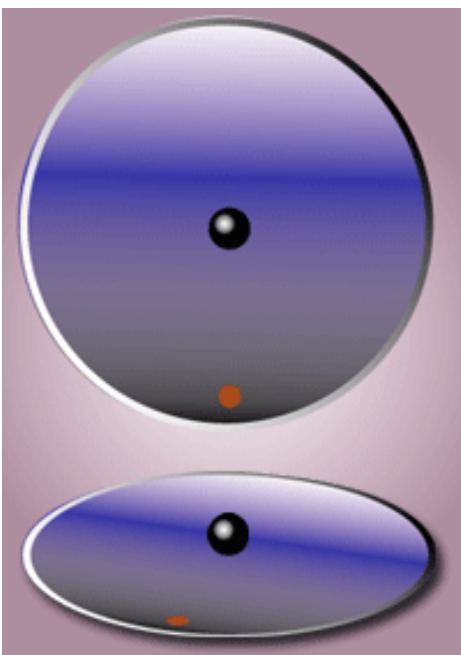
- origine des mouvements atmosphériques et océaniques : le **soleil** !
- **excédent** de chaleur reçue dans les tropiques, et **déficit** dans les régions polaires, impliquent un transfert de chaleur vers les pôles par les mouvements océaniques et atmosphériques
- l'océan est mis en mouvement par l'atmosphère :
 - la tension du vent transmet directement de la quantité de mouvement à la surface, c'est la **circulation forcée par le vent**
 - les flux de chaleur influencent la température, les échanges d'eau douce (évaporation et précipitation) modifient la salinité, ces courants de gravité forment **la circulation thermohaline**

la force de Coriolis

- c'est dans un référentiel lié à la Terre que l'on veut exprimer les mouvements
- or la Terre est en rotation par rapport à un référentiel extérieur fixe (lié aux étoiles)
- ce changement de référentiel implique de prendre en compte une pseudo-force dans les équations du mouvement : $\mathbf{F}_c = - 2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}_r$
- c'est la force de Coriolis : perpendiculaire à la vitesse \mathbf{u}_r et à l'axe de rotation de la Terre $\boldsymbol{\Omega}$ ($2\pi/86164s$), elle dévie les trajectoires mais ne produit pas de mouvement (travail nul)

3

illustration de la force de Coriolis



Sur l'image du haut on voit une bille noire se déplacer en ligne droite devant un disque en rotation où se trouve un point rouge à la bordure, c'est le point de vue d'un observateur extérieur.

Sur celle du bas, on note la trajectoire vue par un observateur qui serait sur le point rouge, c'est le point de vue du repère en rotation. Elle épouse la courbe inverse de la rotation.

4

Equations du mouvement

- les mouvements des fluides (air, eau) sont régis par les **équations de Navier-Stokes**, à l'échelle moléculaire
- pour étudier les mouvements de l'atmosphère ou de l'océan, il est inimaginable de **résoudre** tous les mouvements de l'échelle de la Terre (10^7m) à la taille des molécules (10^{-10}m), on se limite à des **propriétés moyennes** sur des boîtes (mailles) de quelques dizaines de km : on écrit les équations d'évolution pour ces propriétés moyennes, et on doit **paramétriser** les processus de plus petite échelles (tenseurs de Reynolds). 5

après de nombreuses simplifications liées aux échelles des mouvements étudiés (équations de Boussinesq), dans un repère local (x/u vers l'est, y/v vers le nord, z vers le haut) , on retiendra...

- pour la quantité de mouvement : $f=2\Omega\sin(\text{latitude})$
accélération - force de Coriolis = force de pression

$$d_t \mathbf{u} + 2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u} = -\nabla p / \rho_0 + \nu \nabla^2 \mathbf{u}$$

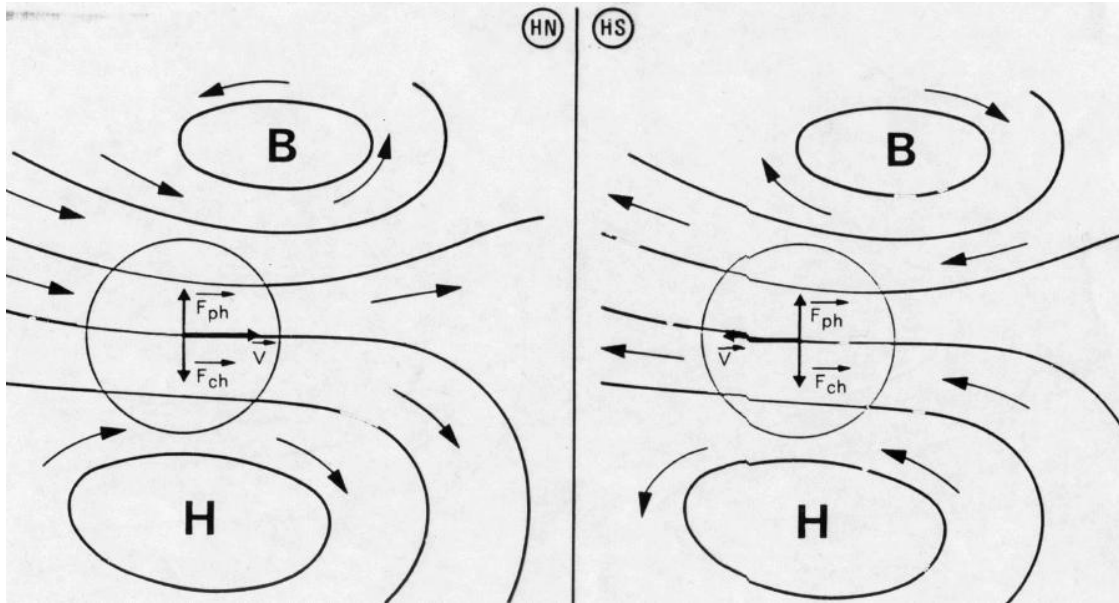
$$(\partial_t u + u \partial_x u + v \partial_y u + w \partial_z u) - f v = -\partial_x P / \rho_0$$

$$(\partial_t v + u \partial_x v + v \partial_y v + w \partial_z v) + f u = -\partial_y P / \rho_0$$

- sur la verticale, **hydrostatique** : $\partial_z P = -\rho g$
- conservation de la masse (continuité) :

$$\text{div}(\mathbf{u}) = \nabla \cdot \mathbf{u} = \partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0$$

équilibre géostrophique entre la force de pression et la force de Coriolis, à droite de la vitesse dans l'hémisphère nord (à gauche dans l'hémisphère sud)



$$\mathbf{F}_p = -\nabla P / \rho_0$$

$$\mathbf{F}_c = -2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}$$

la vitesse à l'équilibre vérifie $\mathbf{F}_p + \mathbf{F}_c = 0$

B : basse pression (dépression)

H : haute pression (anticyclone)

7

Equilibre géostrophique

dans le repère local, $\mathbf{F}_p + \mathbf{F}_c = 0$: $2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} = -\nabla P / \rho_0$

$$\text{s'écrit : } -f v = -\partial_x P / \rho_0$$

$$f u = -\partial_y P / \rho_0$$

dans l'atmosphère, on mesure facilement avec un baromètre la pression P au niveau de la mer (SLP, pour Sea Level Pressure), on obtient ainsi directement les vents géostrophiques à la surface (d'où l'intérêt des cartes isobares météorologiques)

- qu'en est-il pour la pression dans l'océan, et donc les courants de surface ?

8

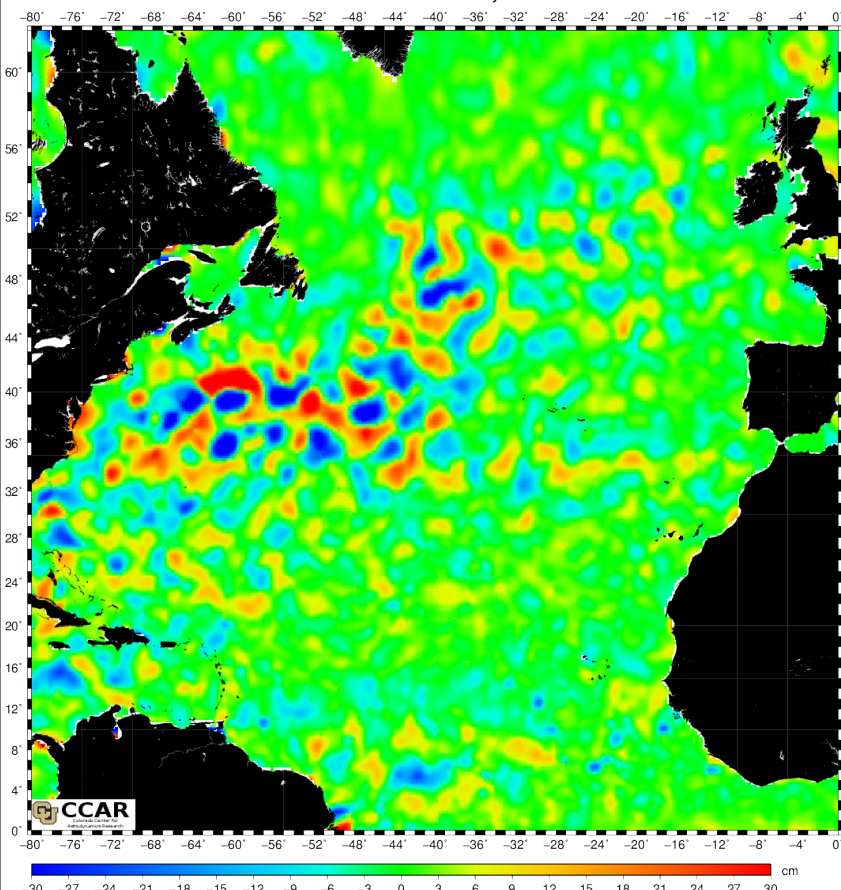
géostrophie à la surface de l'océan

- en intégrant la relation hydrostatique du niveau z au niveau de la mer η , on obtient la pression au niveau z : $P(z) = P(\eta) + (\eta - z) \rho g$
par continuité de la pression, $P(\eta) = \text{SLP}$ dans l'atmosphère, qu'on va supposer constant.
- déterminer la pression dans les couches supérieures de l'océan revient donc à déterminer le niveau de la mer η par rapport au géoïde :
bosse = haute pression, courants anticycloniques ;
creux = basse pression, vitesses cycloniques (HN).
- plus profond, il faut prendre en compte les variations locales de la densité ρ avec la température T et la salinité S

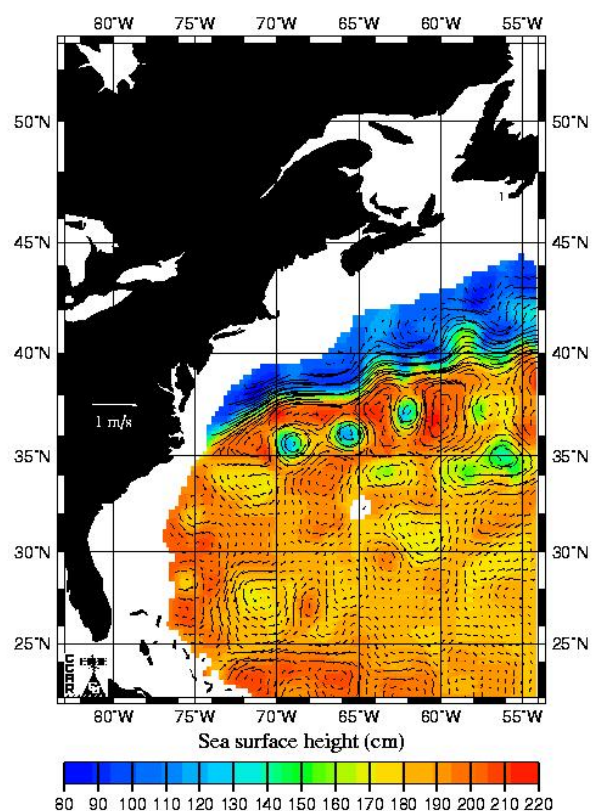
9

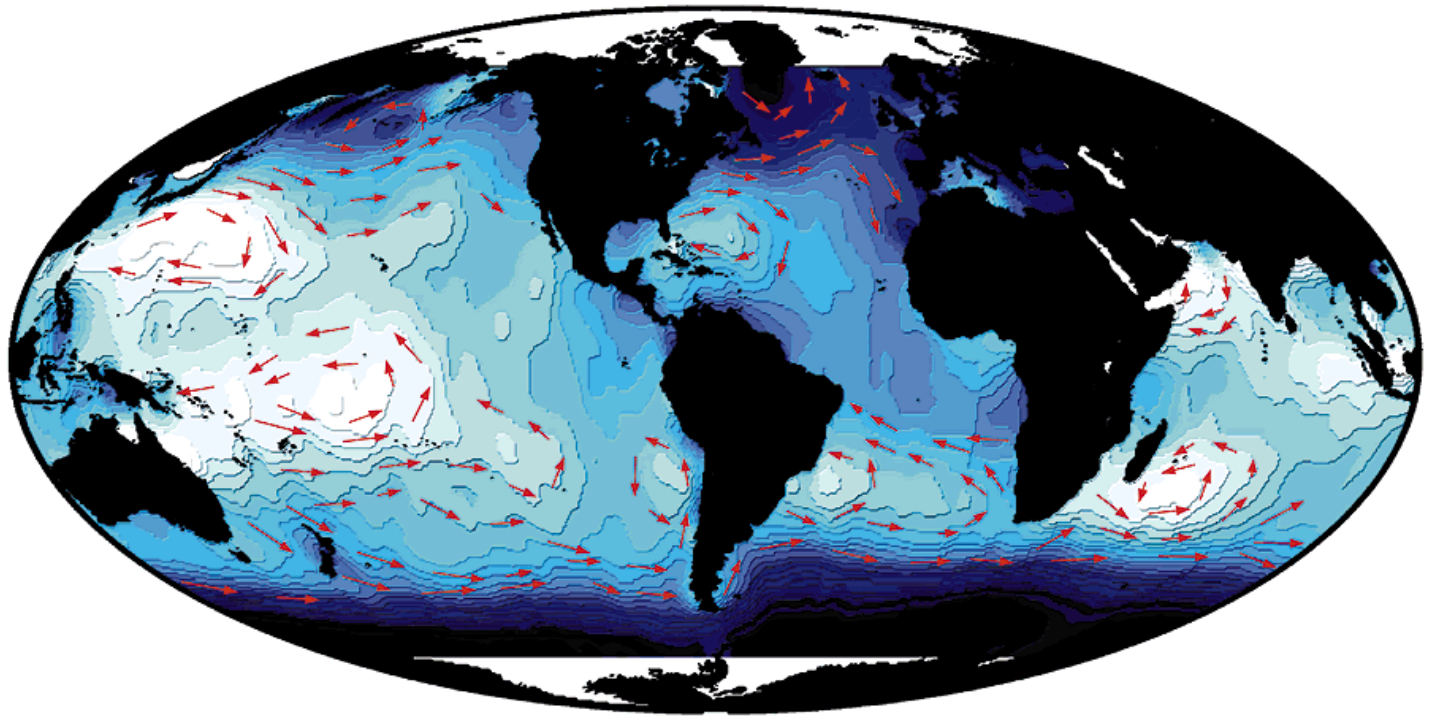
SLA (Sea Level Anomaly) et courants de surface 23/20/2013 "instantanés" 9/4/2000

Realtime Mesoscale Altimetry - 10/23/2013



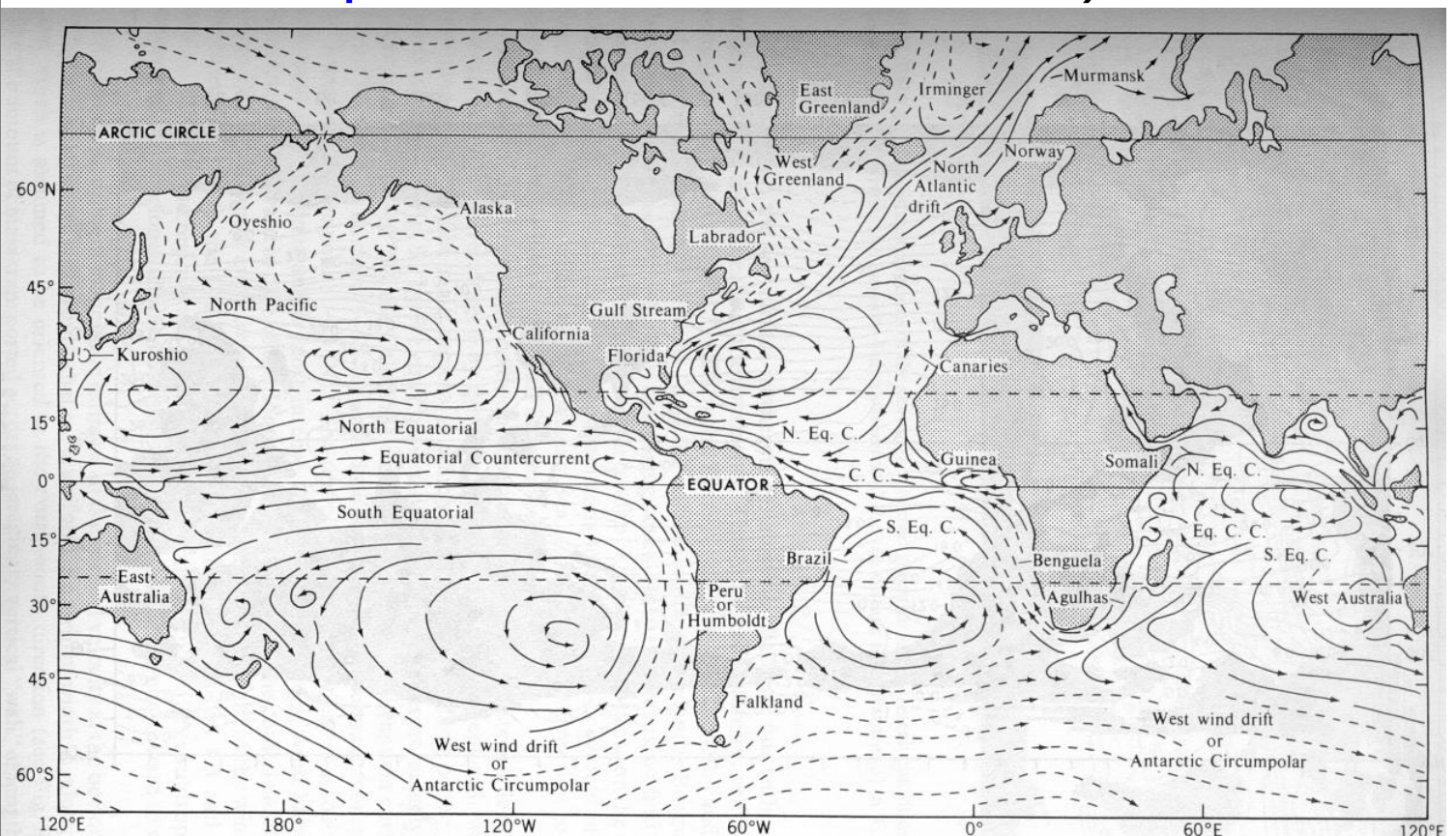
TOPEX/ERS-2 Analysis Apr 9 2000

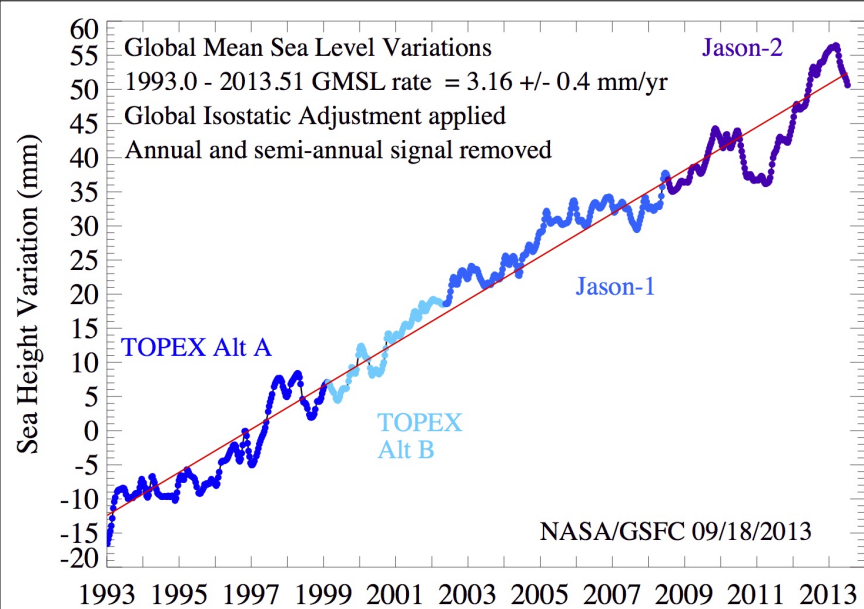




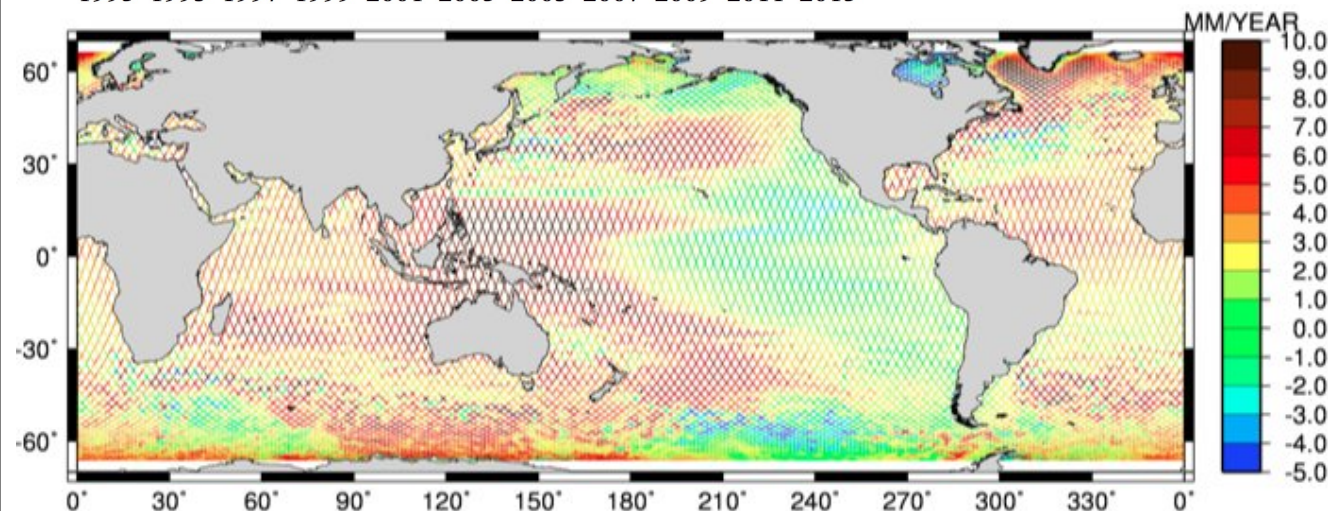
La topographie dynamique est la différence entre le niveau de la mer et le géoïde : elle permet de calculer les courants océaniques géostrophiques en surface. Ici c'est une **moyenne sur plusieurs années d'observations** : on retrouve alors les grands tourbillons subtropicaux et subpolaires. 11

en bon accord avec les courants de surface observés (**traits pleins : courants chauds ;**
pointillés : courants froids)





altimétrie et
niveau de la
mer depuis
1993



13

Circulation et transport d'Ekman

équations dynamiques :

- on néglige les non-linéarités, les effets de pression, les variations temporelles

- il reste la force de Coriolis et la friction verticale k , indispensable pour transmettre la tension du vent en surface (τ) dans l'intérieur

$$-f v = k \partial_{zz} u ; \text{ en surface } (z=0) : k \partial_z u = \tau^x / \rho_0$$

$$f u = k \partial_{zz} v ; \text{ en surface } (z=0) : k \partial_z v = \tau^y / \rho_0$$

→ solution analytique (en complexe) : spirale d'Ekman

Equation très simple pour le transport d'Ekman quand on intègre les vitesses de la surface au fond :

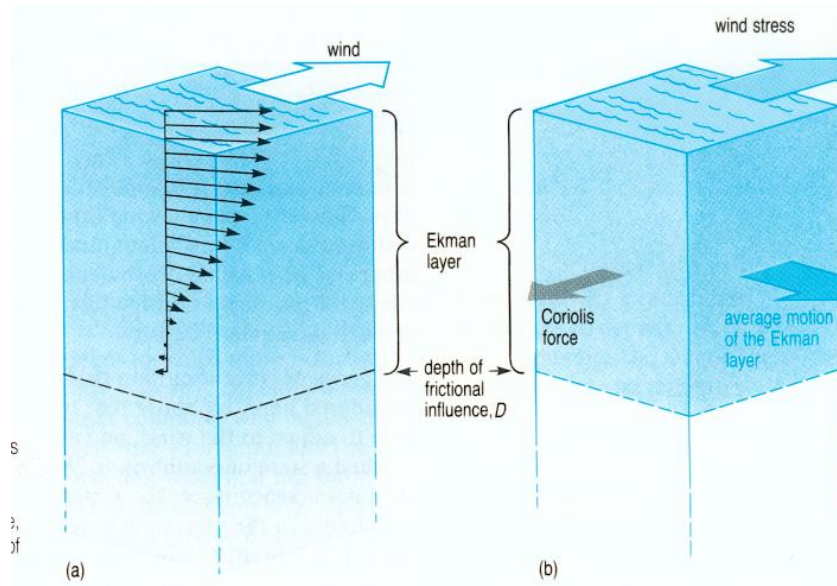
$$-f V = k \partial_z u(z=0) - k \partial_z u(z=\text{fond}) = \tau^x / \rho_0$$

$$f U = k \partial_z v(z=0) - k \partial_z v(z=\text{fond}) = \tau^y / \rho_0$$

→ le transport d'Ekman est à 90° à droite du vent (hémisphère nord)

14

spirale d'Ekman

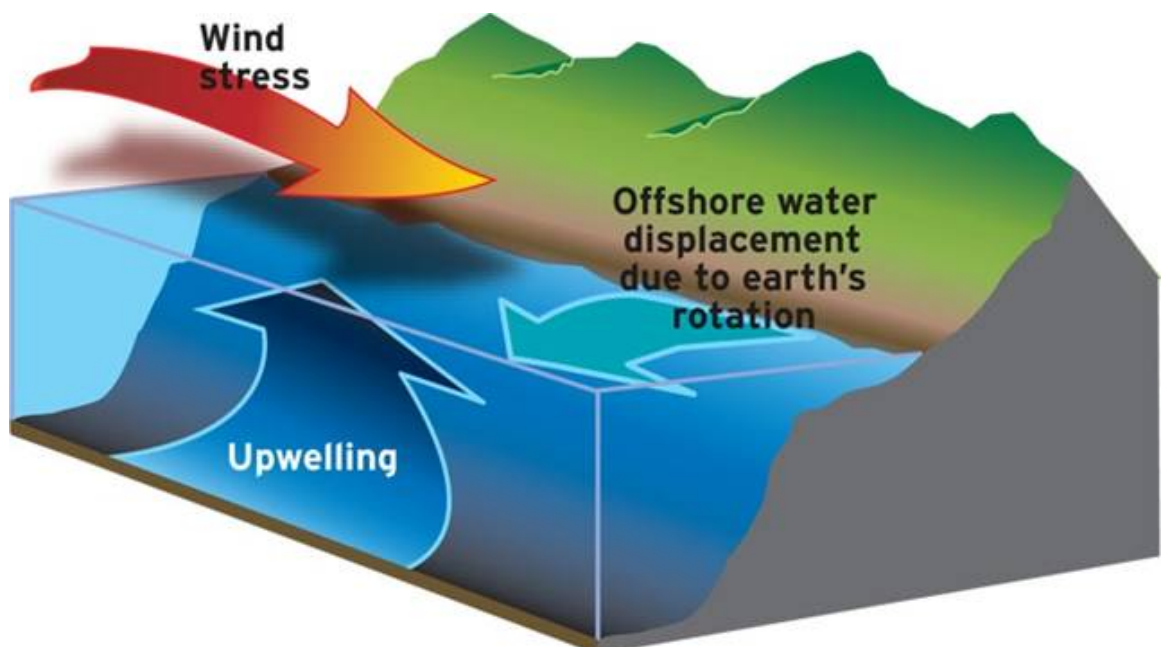


On retiendra :

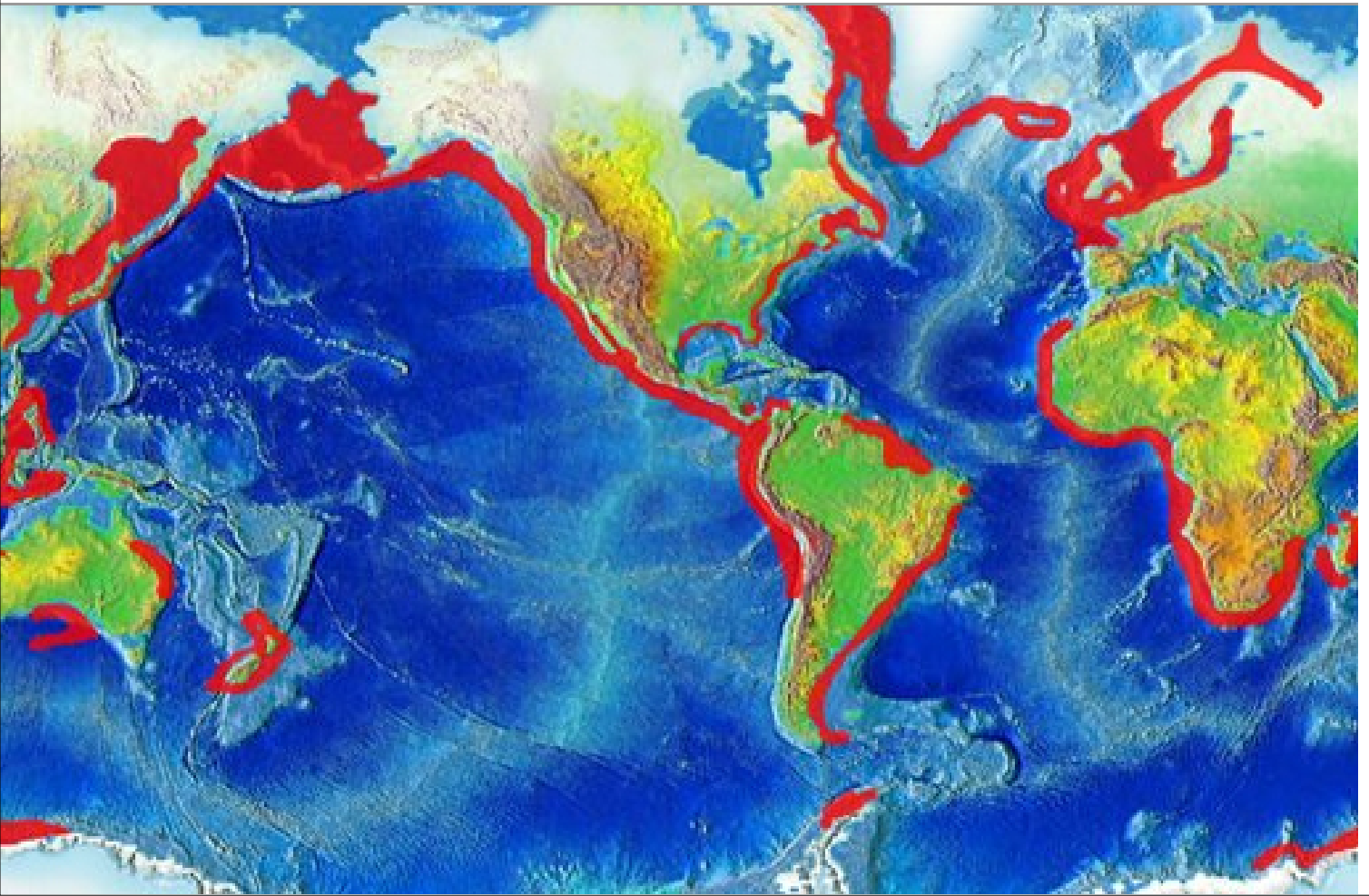
- courant de surface à 45° à droite du vent dans l'hémisphère nord, décroît exponentiellement avec la profondeur en qqes m à qqes dizaines de m : $h = \sqrt{2k/f}$
- transport d'Ekman à 90° à droite du vent (hémisphère nord)

15

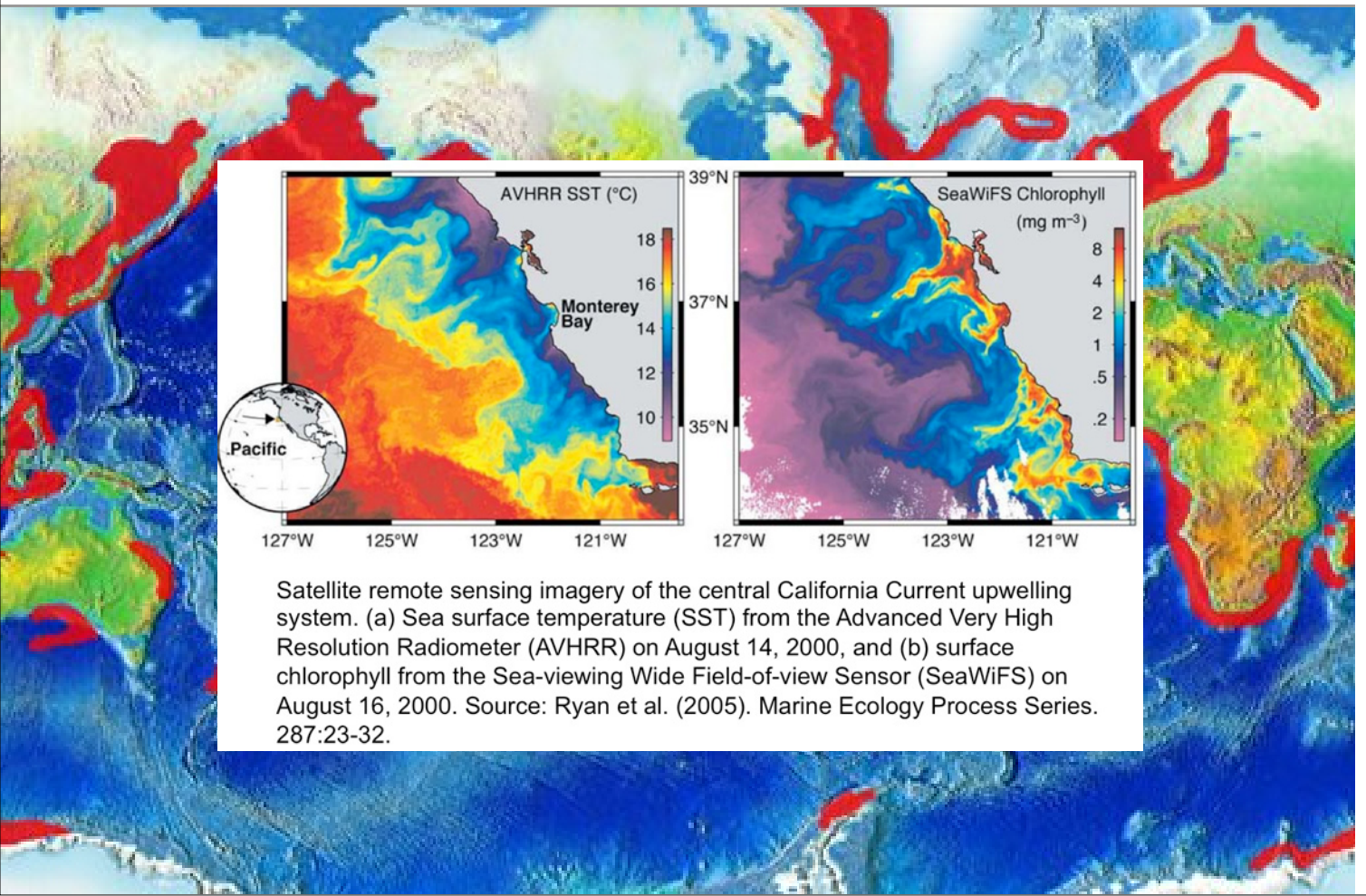
transport d'Ekman offshore \Rightarrow upwelling
remontées d'eau profonde froide et riche en nutriments



régions propices aux upwelling

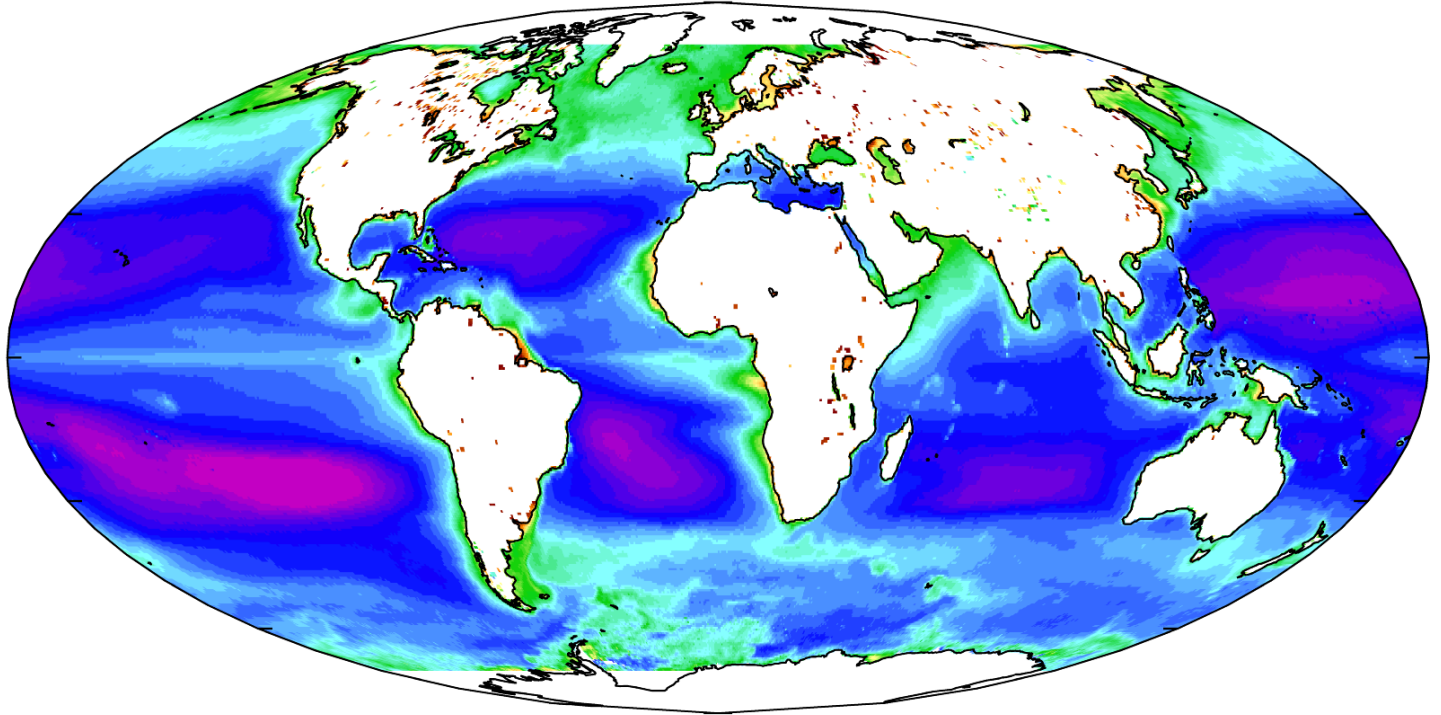


upwelling et production primaire locale

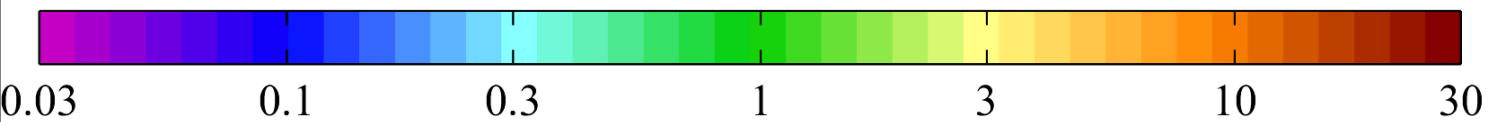


Satellite remote sensing imagery of the central California Current upwelling system. (a) Sea surface temperature (SST) from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on August 14, 2000, and (b) surface chlorophyll from the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) on August 16, 2000. Source: Ryan et al. (2005). *Marine Ecology Progress Series*. 287:23-32.

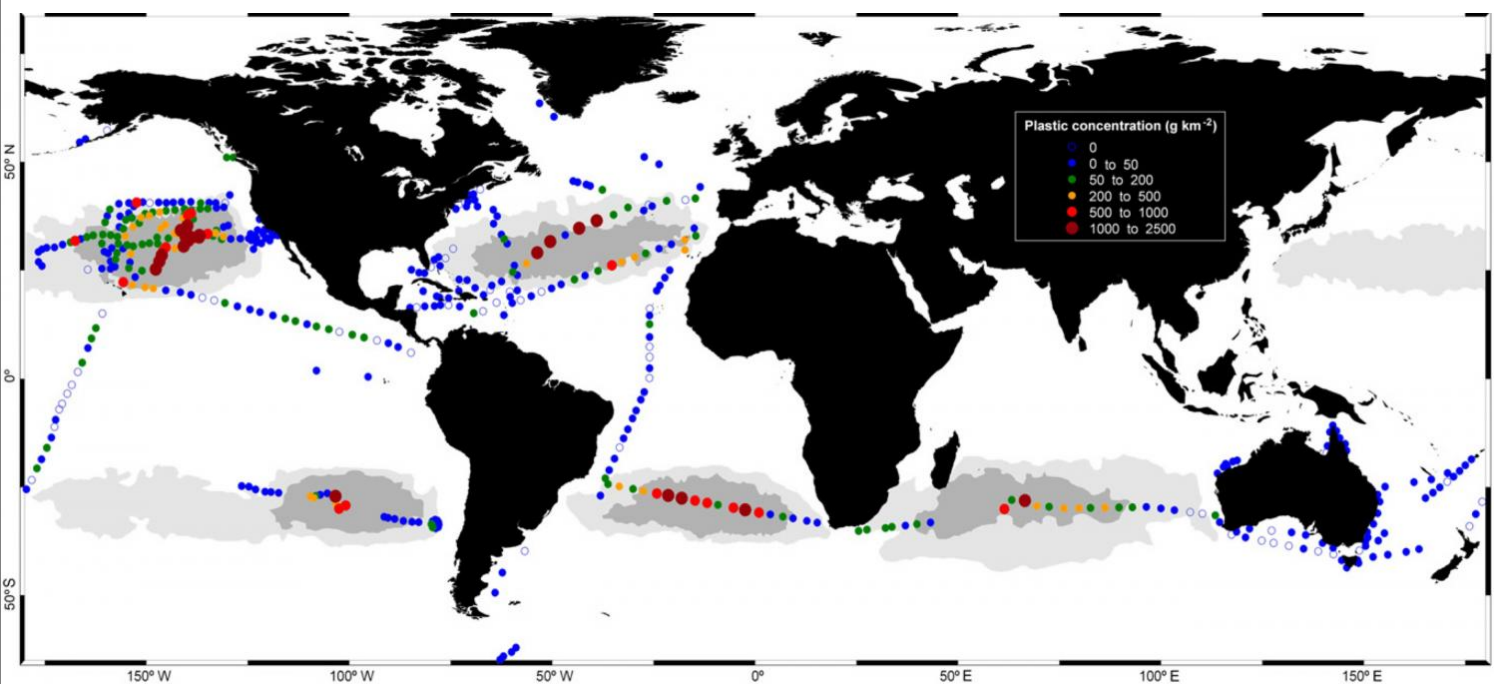
upwelling et production primaire globale



Average sea-surface chlorophyll, 1998 to 2006 [mg chl m^{-3}]

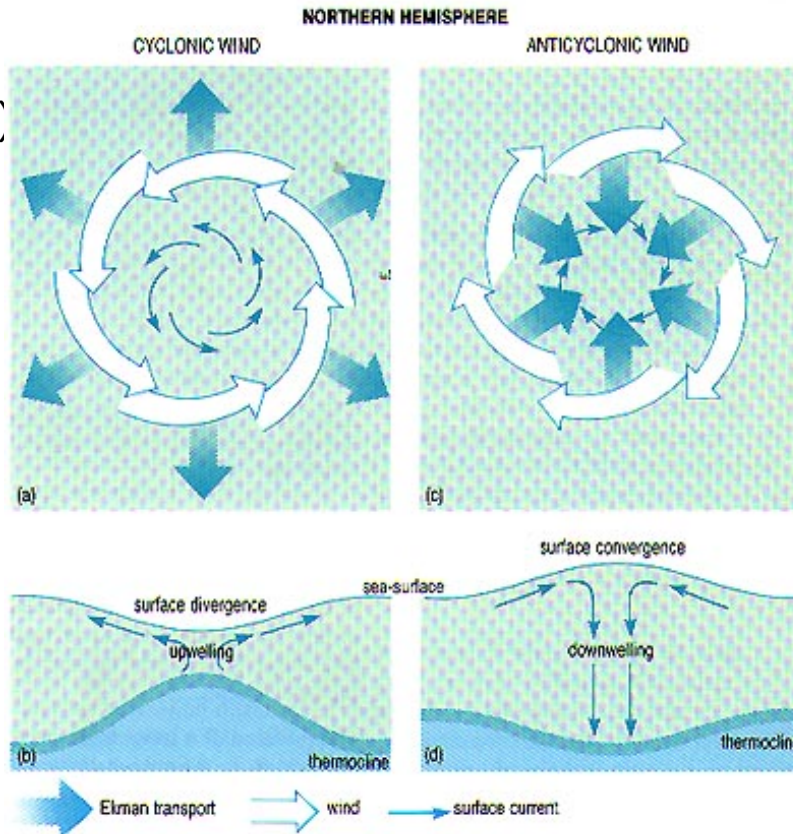


Transport d'Ekman et concentration des débris flottants à la surface des océans (microplastiques)



forçage de l'océan profond : pompage d'Ekman $w_E = \nabla \times (\boldsymbol{\tau} / f) / \rho_0$

dépression (BP)
atmosphérique
= vents
cycloniques
-> transports
d'Ekman
divergents
-> dépression
du niveau de
la mer
-> courants
cycloniques et
upwelling



anticyclone (HP)
atmosphérique
= vents
anticycloniques
-> transports
d'Ekman
convergers
-> élévation du
niveau de la mer
-> courants
anticycloniques
et downwelling

$$w_E > 0$$

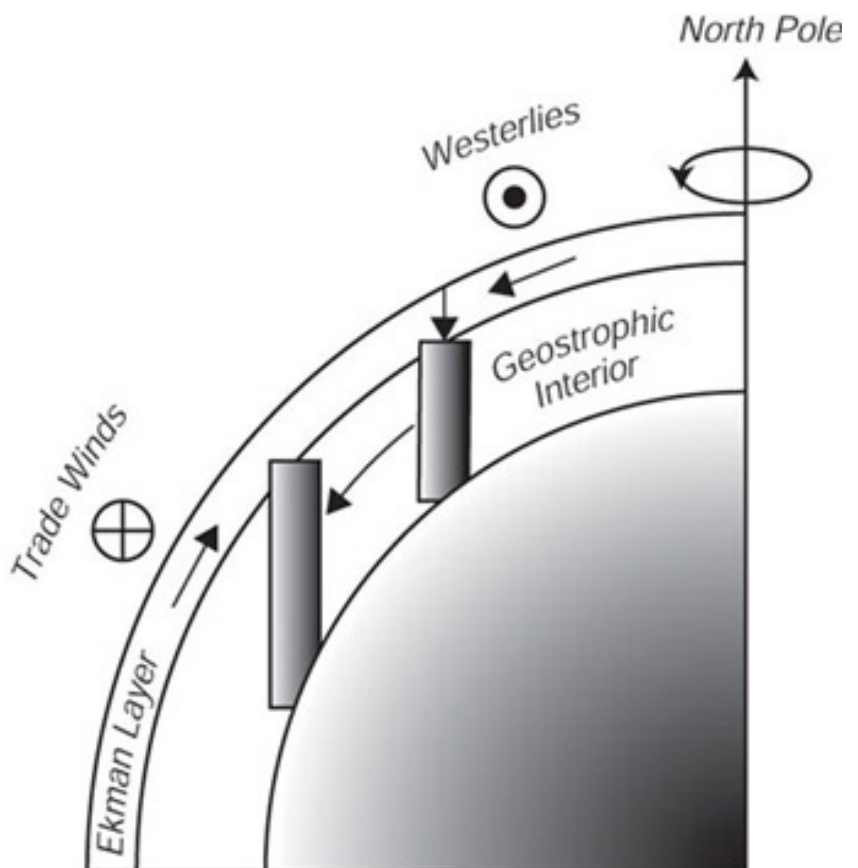
$$w_E < 0$$

21

Courant de bord ouest

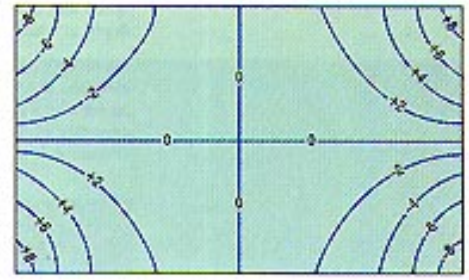
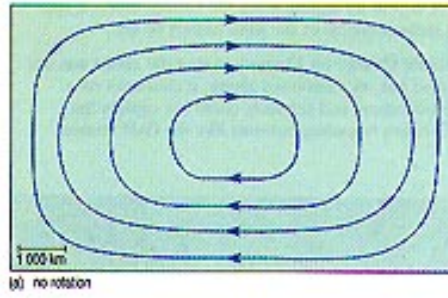
l'équation de
conservation de la
vorticité $\nabla \times \mathbf{u}$ donne la
relation de Sverdrup :
 $\beta V = f w_E$, où $\beta = \partial f / \partial y$

les courants du gyre
subtropical sont donc
vers le sud, et le
courant de retour se
fait sur le bord ouest

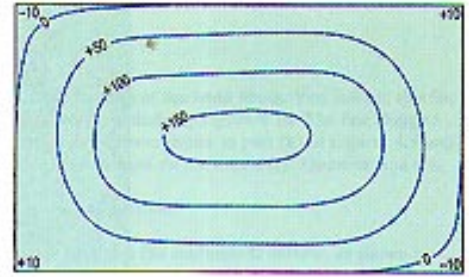
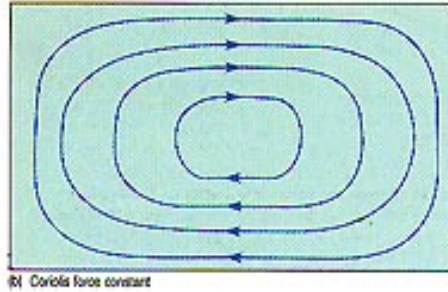


expériences numériques : tourbillon subtropical forcé par le vent

pas de rotation
($f=0$)

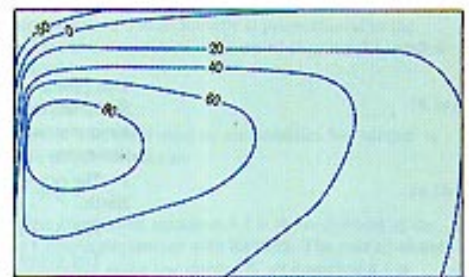
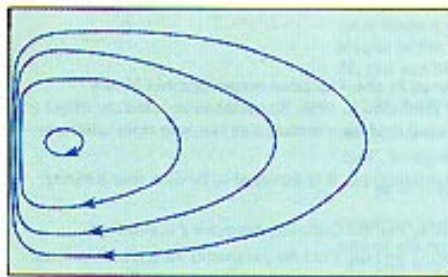


rotation uniforme
($f=cte$)



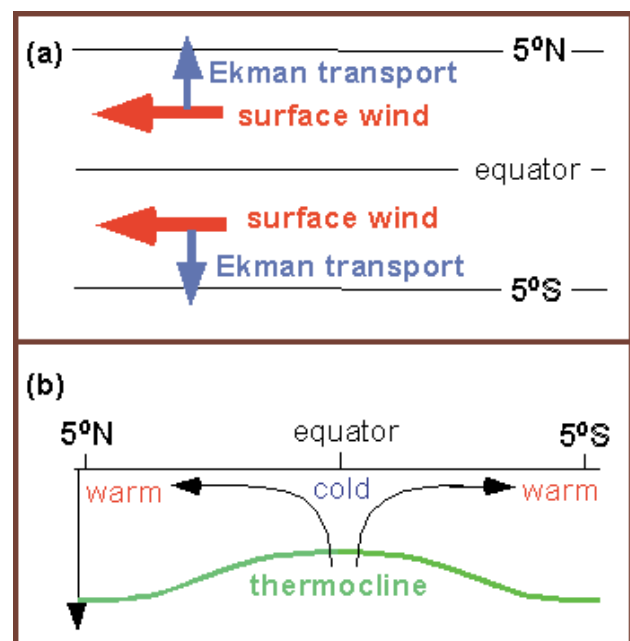
rotation variable
($f=f_0 + \beta y$)

► courant de bord ouest

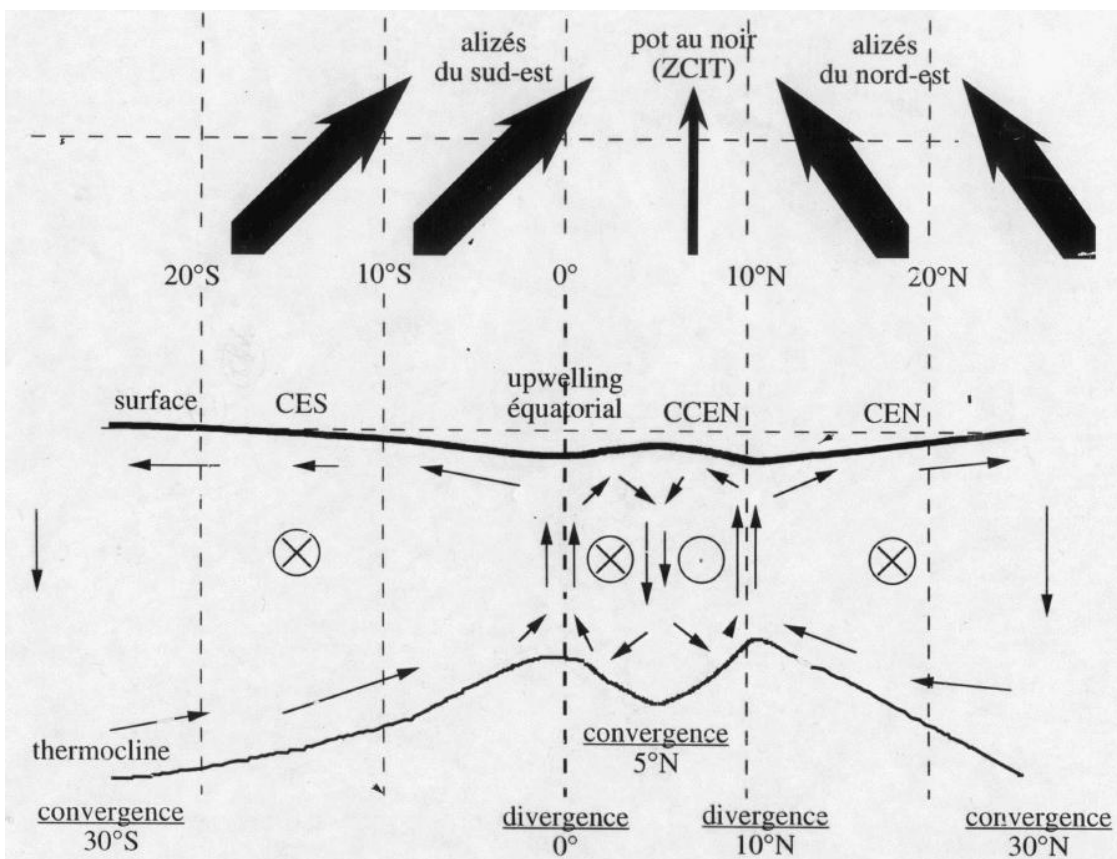
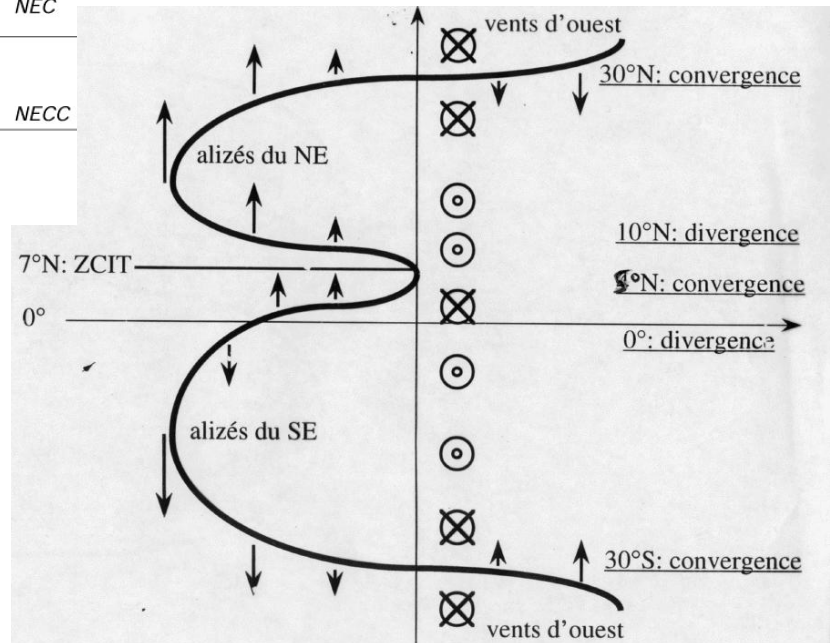
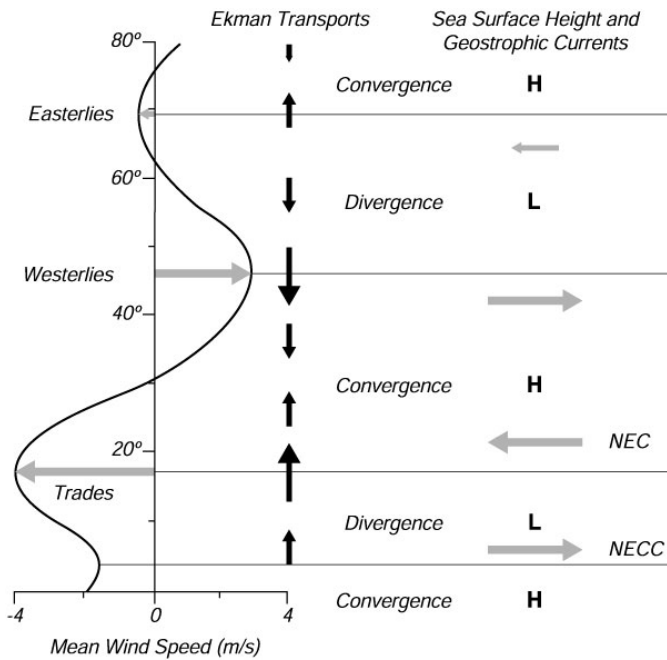


Éléments de dynamique équatoriale

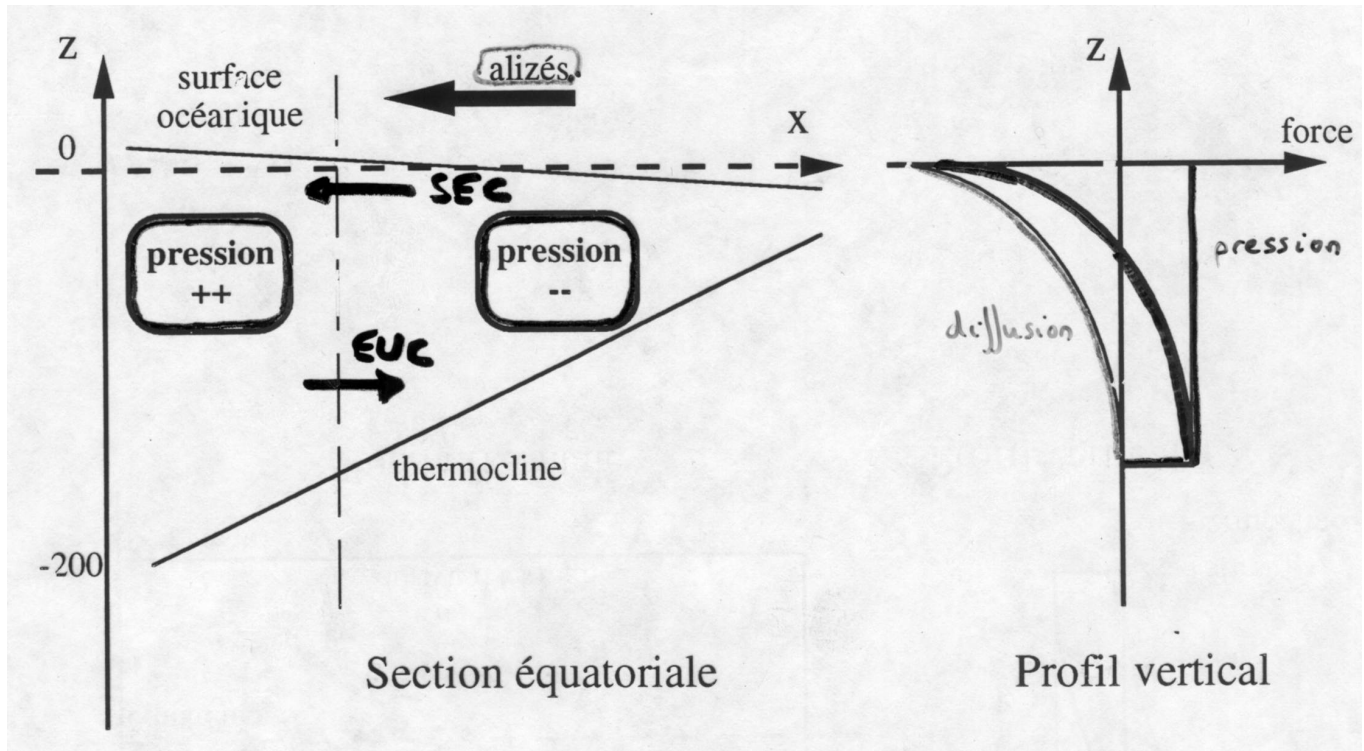
ou quand la force de Coriolis s'annule...
(ou plus précisément quand l'axe de rotation de la Terre devient perpendiculaire à la verticale locale, la composante horizontale de la force de Coriolis devient nulle : $f=0$)
à l'équateur : thermocline proche de la surface, upwelling d'eau plus froide



structure des vents et transports d'Ekman plus complexe, changement de signe du paramètre de Coriolis $f=2\Omega\sin(\text{lat})$



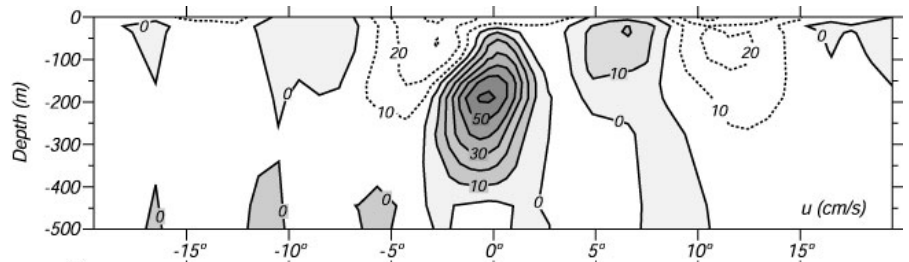
en surface : équilibre entre la tension de vent et le gradient de pression.
 en subsurface : la tension de vent disparaît et les forces de pression induisent un **sous-courant en sens contraire**.



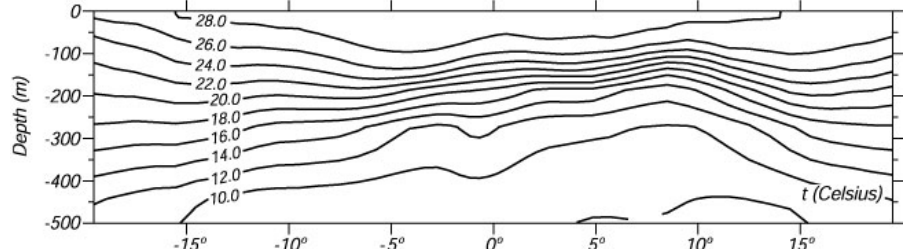
SEC : South Equatorial Current, vers l'ouest
 EUC : Equatorial Under Current, vers l'est

section du sous-courant équatorial dans l'océan Pacifique (160-170°E)

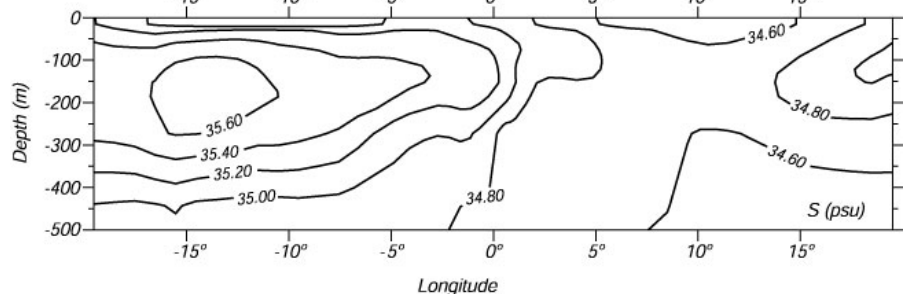
vitesse zonale (en grisé, vers l'ouest)



température



salinité



synthèse de la circulation tropicale dans le Pacifique

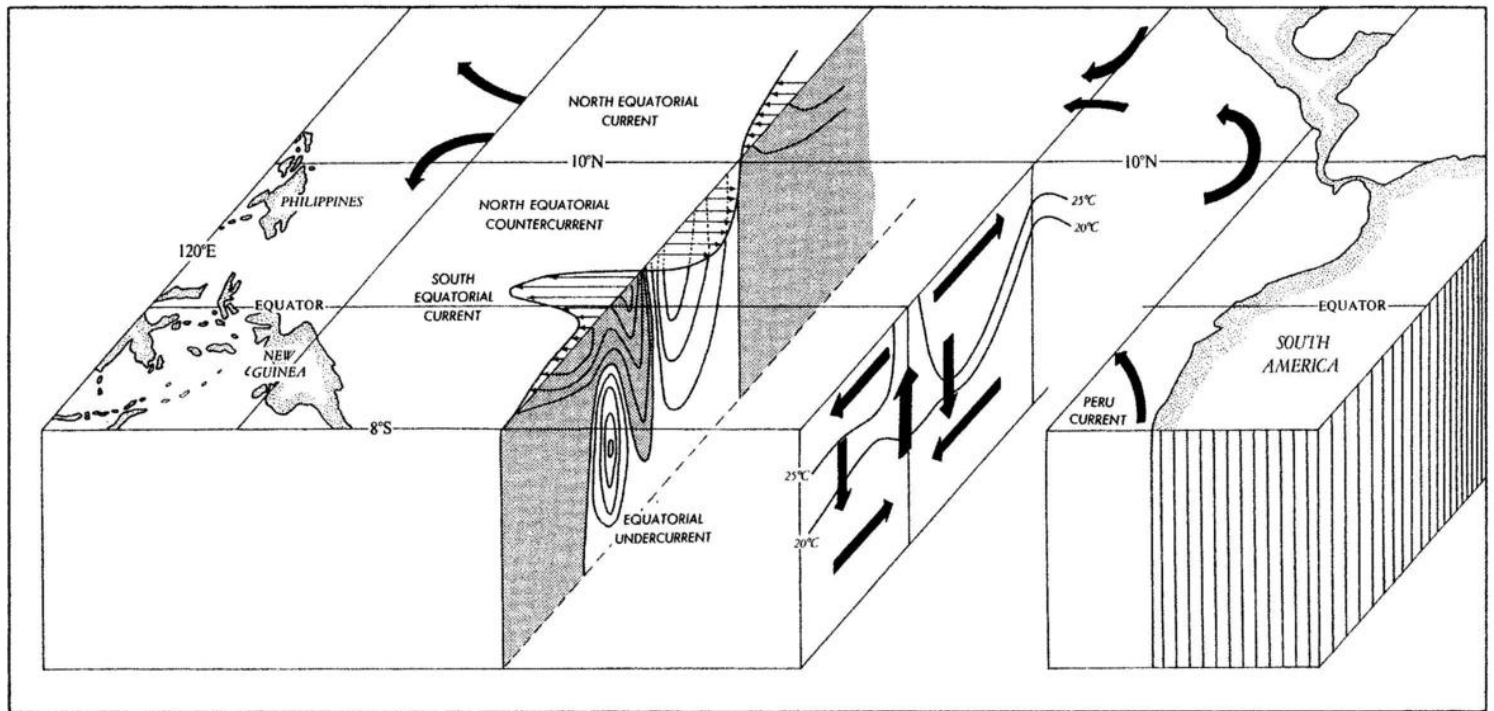


Figure 4. A schematic diagram that shows the complex of surface and subsurface currents in the tropical Pacific Ocean.