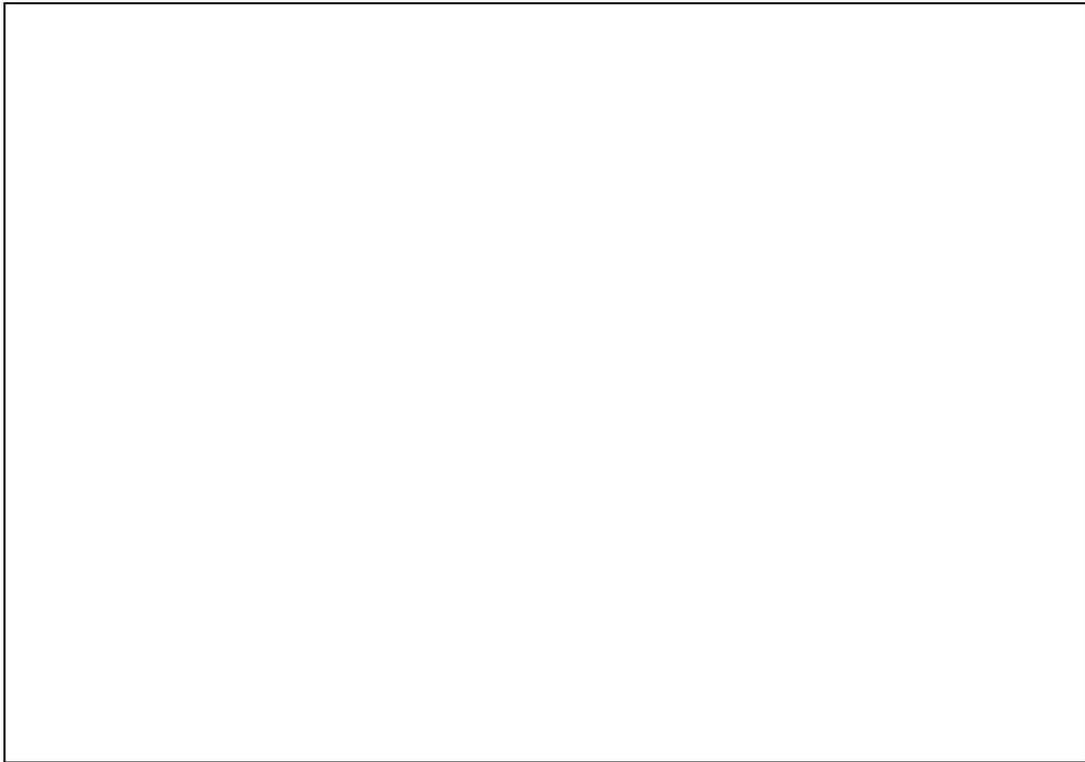
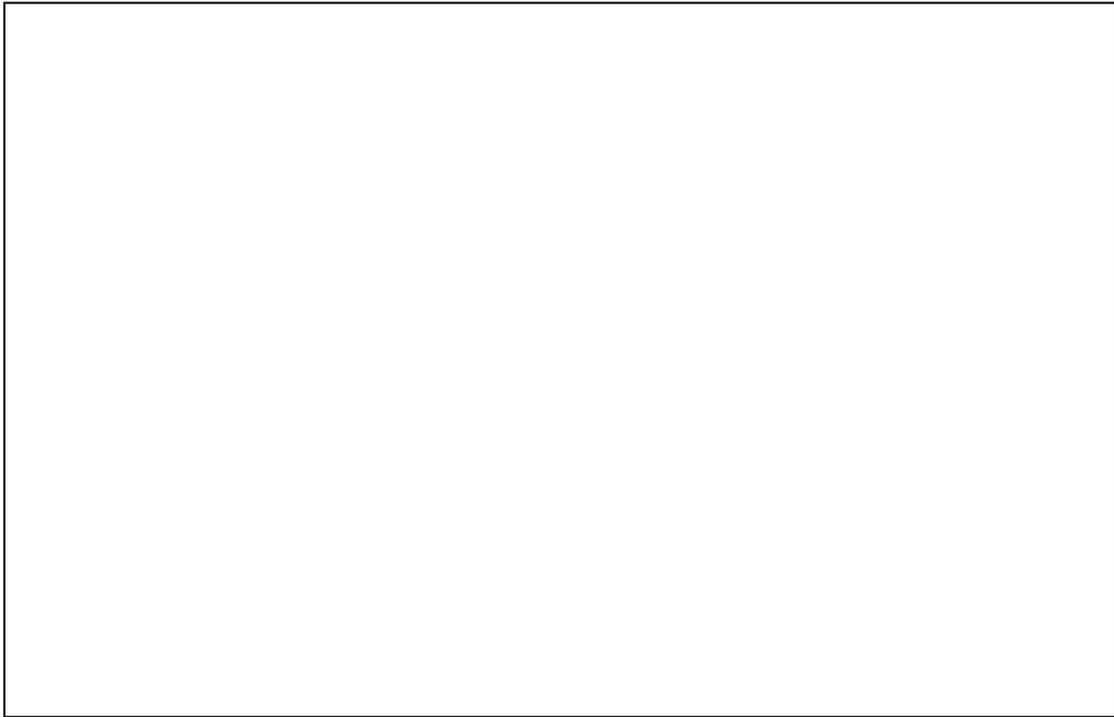


Composants mineurs « importants »:

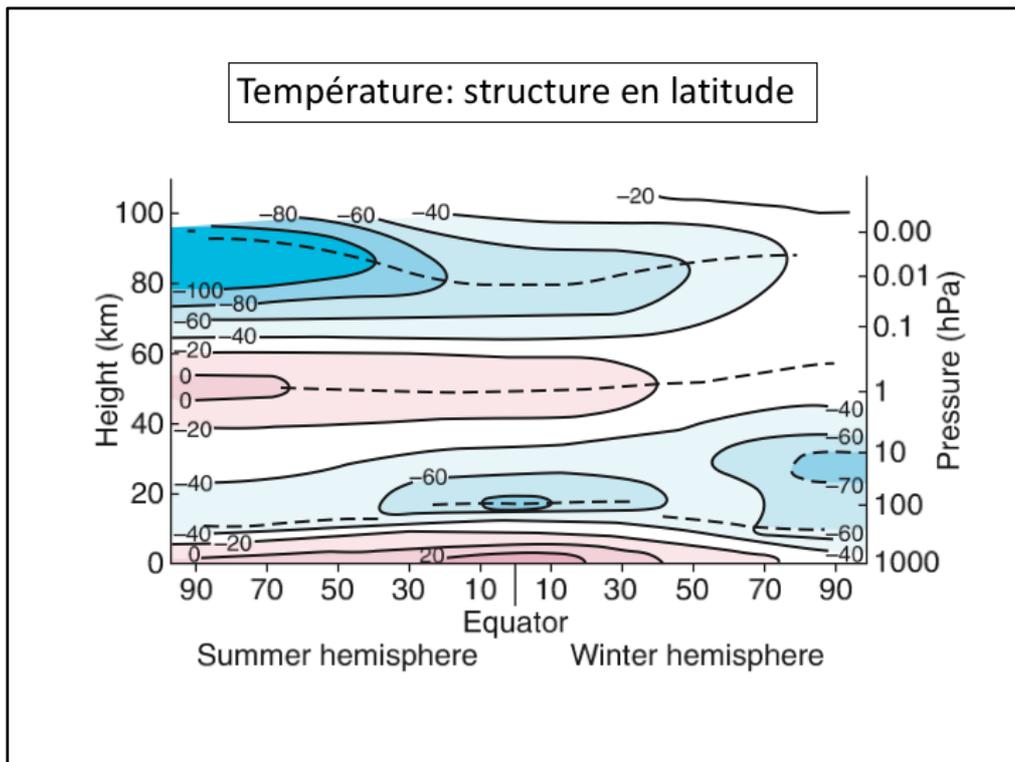
- Vapeur d'eau (condensation, chaleur latente)
- Gaz actifs pour le rayonnement : ozone, gaz à effet de serre... (dont vapeur d'eau et nuages !)



Décroissance ~.exponentielle de ρ et P avec z . Variation de plusieurs ordres de grandeur
Notion d'homosphère : composition homogène (hors vapeur d'eau etc) sur les premiers ~100 km



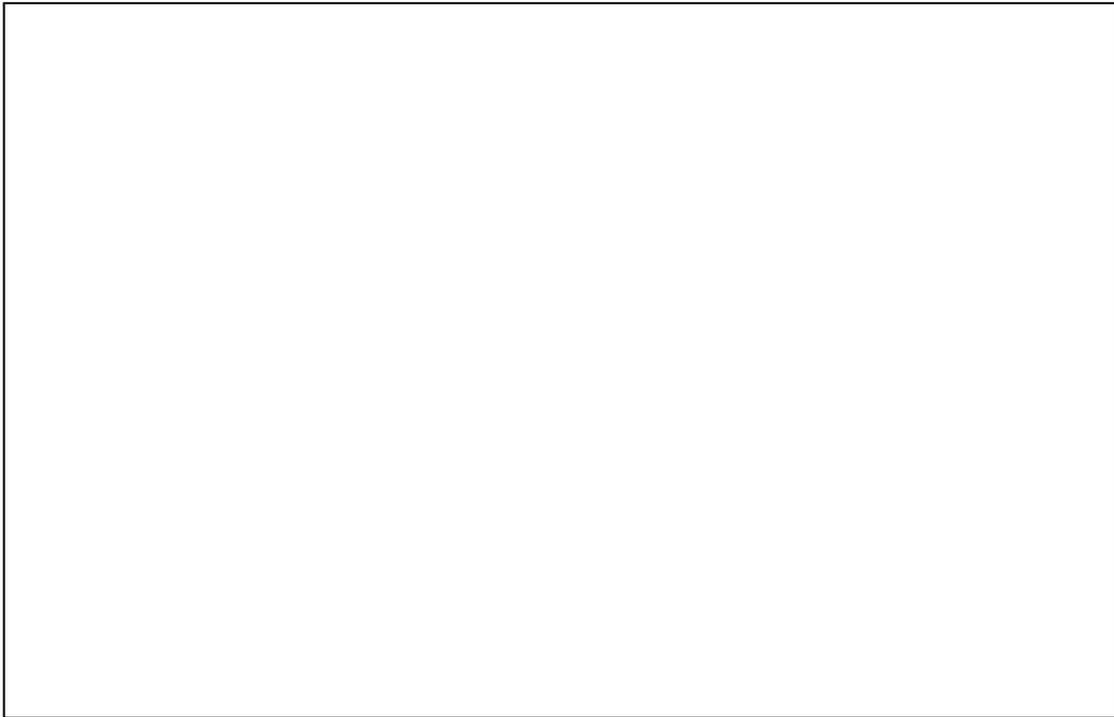
Profil de $T(z)$: linéaire par morceaux, variations relatives plus faibles que pour P . Le profil de T déf.
La tropopause sépare la troposphère et la stratosphère vers 10-15 km.



Structure moyenne de la température en fonction de latitude et altitude. Les lignes pointillées représentent tropopause, stratopause etc.

Troposphère : maximum de T en surface dans les tropiques (mais minimum aussi dans les tropiques à la tropopause car elle est plus haute)

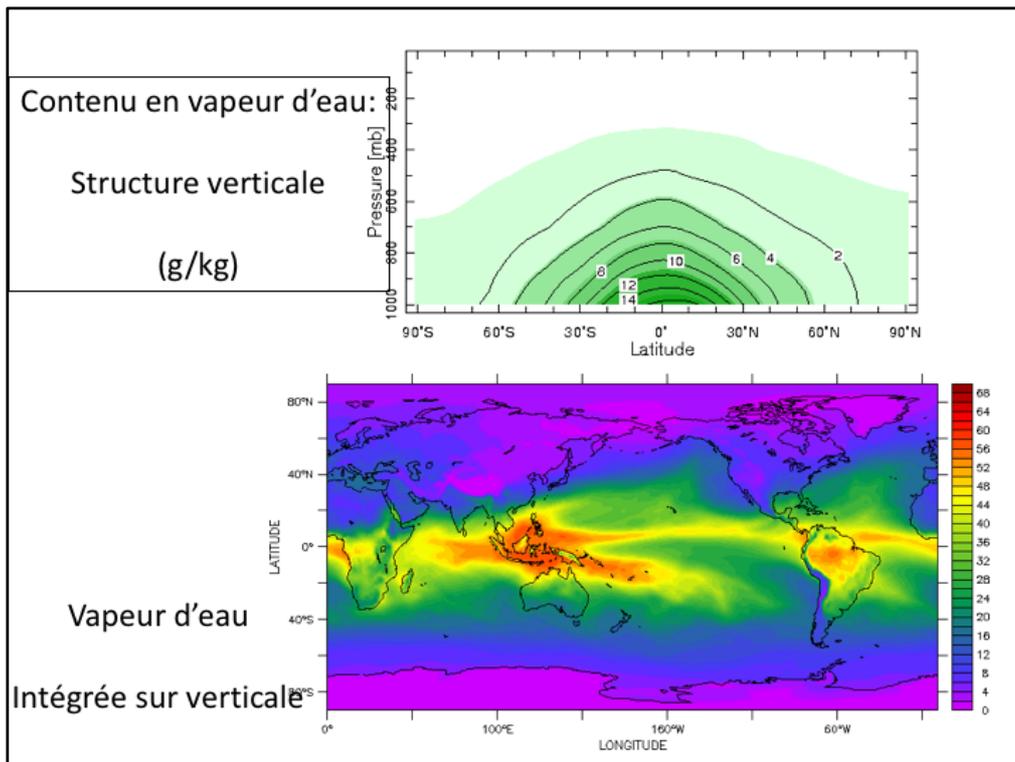
Stratosphère: chauffage solaire dans hémisphère d'été : température maximale au pôle, et minimale au pôle d'hiver.



Structure en température: zoom sur la troposphère (ordonnée pression au lieu de z).

À une certaine altitude (ou pression), T homogène dans les tropiques, puis variation rapide dans les
Diminution verticale partout.

Noter l'asymétrie sud / nord dans la stratosphère, le point froid tropopause tropicale.

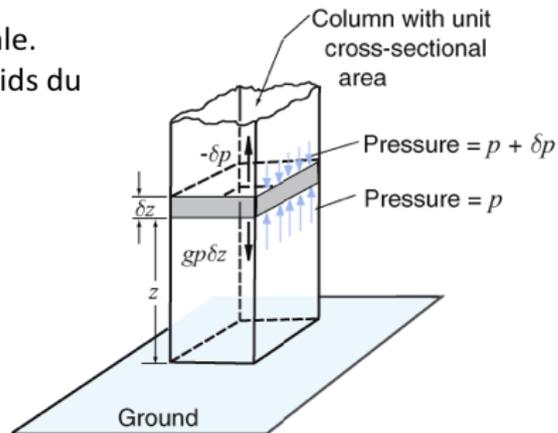


Vapeur d'eau: concentrée dans les régions chaudes de la troposphère.
 Quantité intégrée: contraste zones sèches et humides tropiques
 Remarque: plus développé cycle de l'eau

Équilibre hydrostatique

Bilan des forces sur la verticale.
Au repos : équilibre entre poids du fluide et forces de pression

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$



- Pression = poids de la colonne de fluide au dessus
- La pression augmente vers le bas

The hydrostatic balance expresses the balance of forces on an air parcel in the *vertical* direction. It supposes that vertical accelerations (not velocities) are small, which is well verified for large-scale motions.

The two forces are

- Weight of the air parcel
- Pressure force on the top and bottom surfaces, in opposite directions. The net resulting *pressure gradient* force is proportional to the *pressure difference* between these two surfaces.

The hydrostatic balance thus says that the pressure difference between 2 levels in the vertical is proportional to the mass of air between these 2 levels. So,

- Pressure must increase downwards (more air mass above)
- Pressure varies faster with height if the air is more dense (more mass in a layer of same thickness)

Ces conclusions restent valables dans l'océan : la pression est proportionnelle à la masse de fluide au dessus.

Départ de l'équilibre : flottabilité

Parcelle de densité ρ_p dans environnement à ρ_e .

Accélération verticale (somme des forces) :

$$\rho_p \frac{dw}{dt} = -\rho_p g - \frac{\partial p}{\partial z}$$

Si l'environnement est en équilibre hydrostatique, $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_e g$
(« poussée d'Archimède ») et

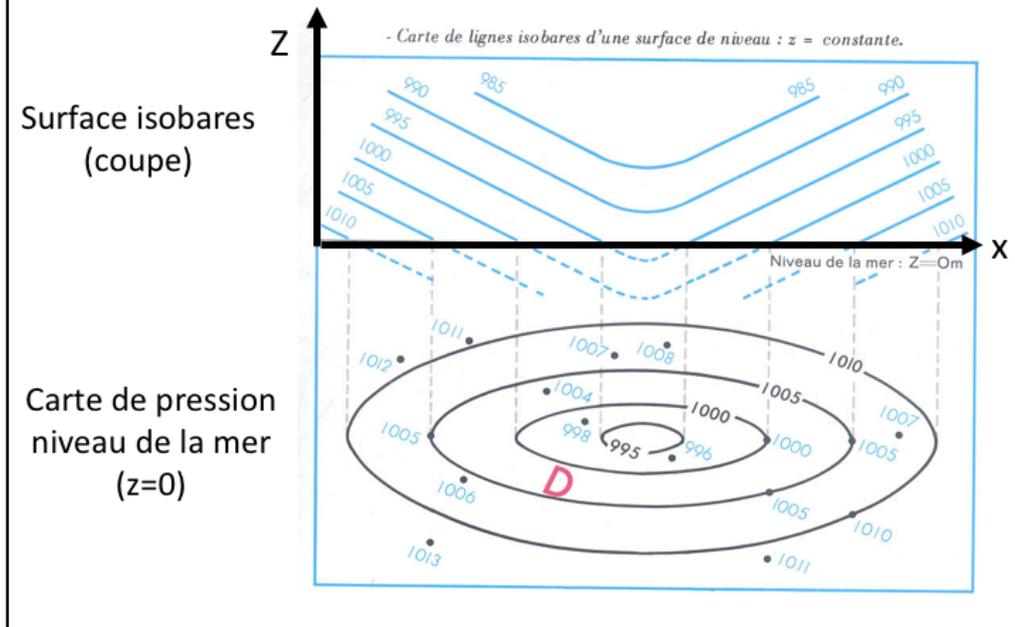
$$\frac{dw}{dt} = -g \frac{\rho_p - \rho_e}{\rho_p}$$

- Parcelle plus dense que son environnement accélérée vers le bas
- En général, la densité diminue vers le haut (sinon instable)

Dans un environnement en équilibre hydrostatique, une particule d'air (ou d'eau) qui est moins dense que son environnement va être accélérée vers le haut (« flotter ») : son poids va être plus faible que la force de pression verticale.

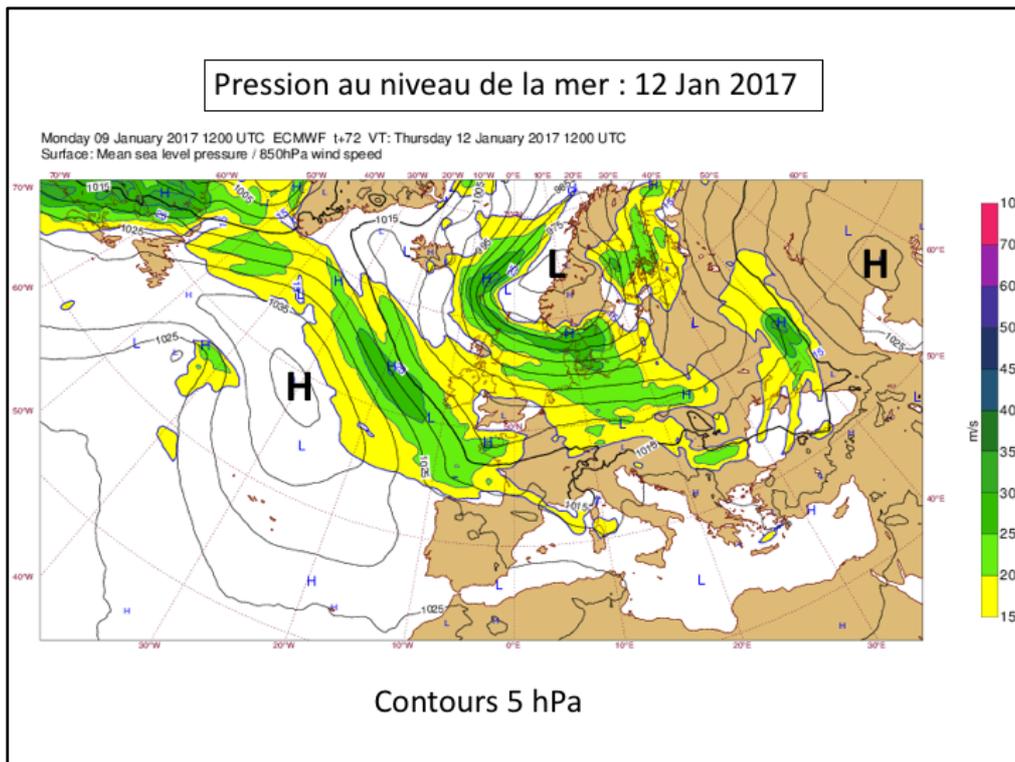
À grande échelle, on est stable : la densité augmente toujours vers le bas.

Construction d'une carte de pression



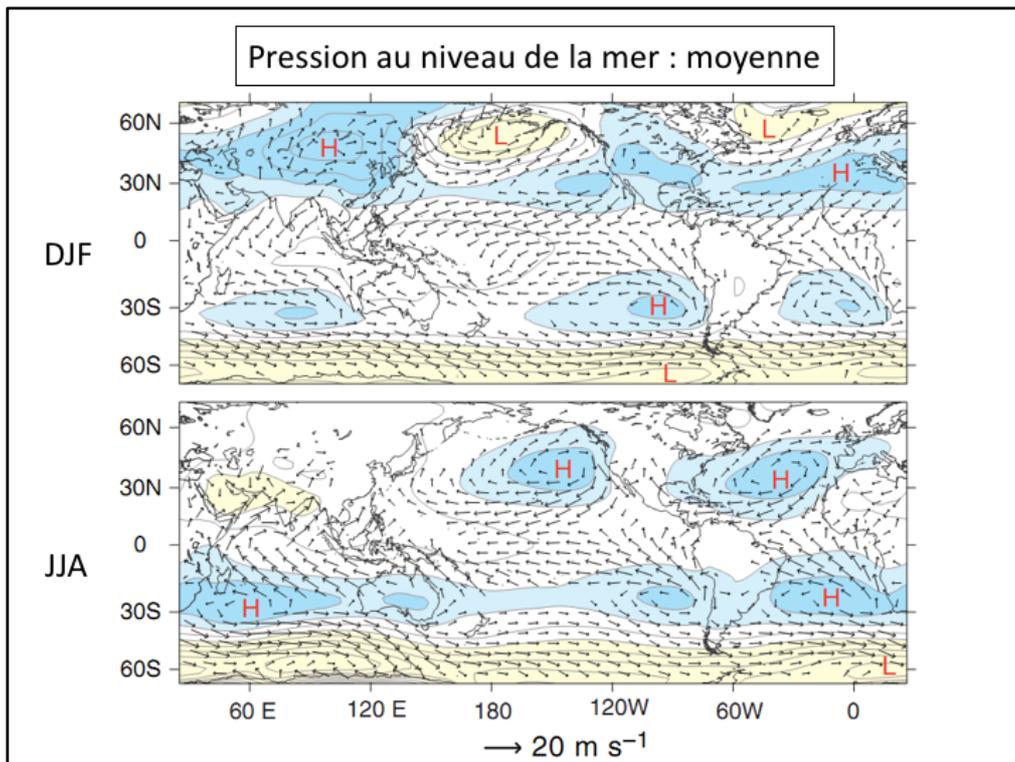
En haut: coupe verticale montrant des surfaces isobares (pression constante). La pression augmente partout vers le bas, mais il y a des variations horizontales. Ici, une basse pression au centre (à z fixé), qui correspond à un creux des surfaces isobares.

En prenant l'intersection de ces surfaces avec un plan horizontal, on peut construire des cartes de pression à Z fixé.



Exemple de carte de pression à $z=0$ (niveau de la mer). Chaque contour est une ligne de pression constante, les maximum (H) et minimums (L) sont notés.

La pression au niveau de la mer est proportionnelle au poids de la colonne d'air au dessus (pour les montagnes, on « remplit » la montagne d'air avant de faire le calcul...)



Cartes de pression moyenne au niveau de la mer (couleurs)

- alternance méridienne: hautes pressions subtropiques (+/- 30°), basses pressions hautes latitudes.
- Hemisphere Nord: contrastes continents – océans inversé été / hiver (froid=haute pression en surface).

Équation d'état : loi des gaz parfaits

Équation d'état : ρ en fonction de T, P

$$\frac{p}{\rho} = R_a T$$

P = pression

ρ = densité

T = température (en K!)

$R_a = 287 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$ « constante de l'air sec ». $R_a = R/M$

- Air plus chaud est moins dense (à la même pression...)
- Équation utilisée *seulement pour trouver la densité*

Perfect gas law is the *equation of state* for the (dry) air. It gives density as a function of temperature and pressure: at the same pressure, warmer air is less dense. The R constant is changed slightly for moist air, but it does not matter for large-scale motions.

Profil de pression : atmosphère isotherme

N remplace la densité dans l'équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \frac{gp}{R_a T}$$

On intègre avec $T = \text{cste}$:

$$P(z) = P_0 e^{-\frac{gz}{RT}}$$

$$\text{Hauteur d'échelle : } H = \frac{RT}{g} \sim 8 \text{ km}$$

- On peut utiliser cette formule avec T la température moyennée verticalement
- La pression décroît plus vite si l'air est froid (plus dense)

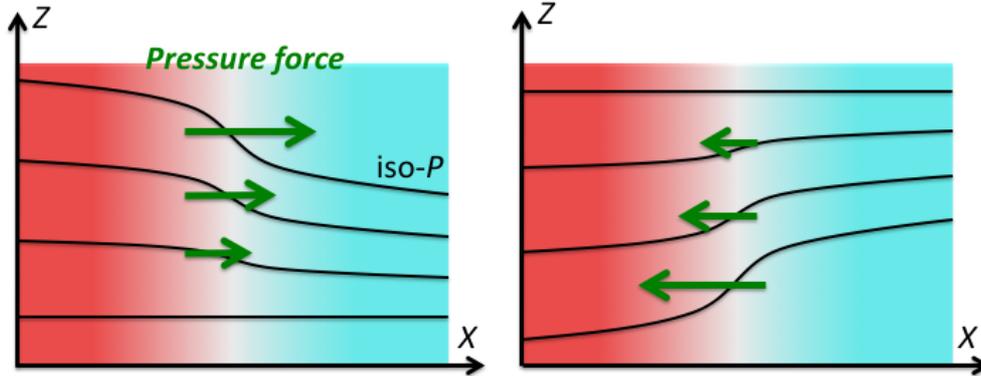
If the temperature is uniform, we can integrate simply the hydrostatic balance after replacing density using the perfect gas law: the result is an exponential decrease of Pressure and density with height, like in the mean profile.

Fluctuations of the temperature will lead to small deviations from this solution.

Impact des variations de température

Épaisseur entre 2 niveaux de pression (équation hypsométrique)

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R \bar{T}}{g} \ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right)$$



- Entre 2 niveaux de pression : toujours la même masse
- Air chaud : moins dense donc épaisseur plus grande
- La température ne donne pas la pression, mais ses variations verticales

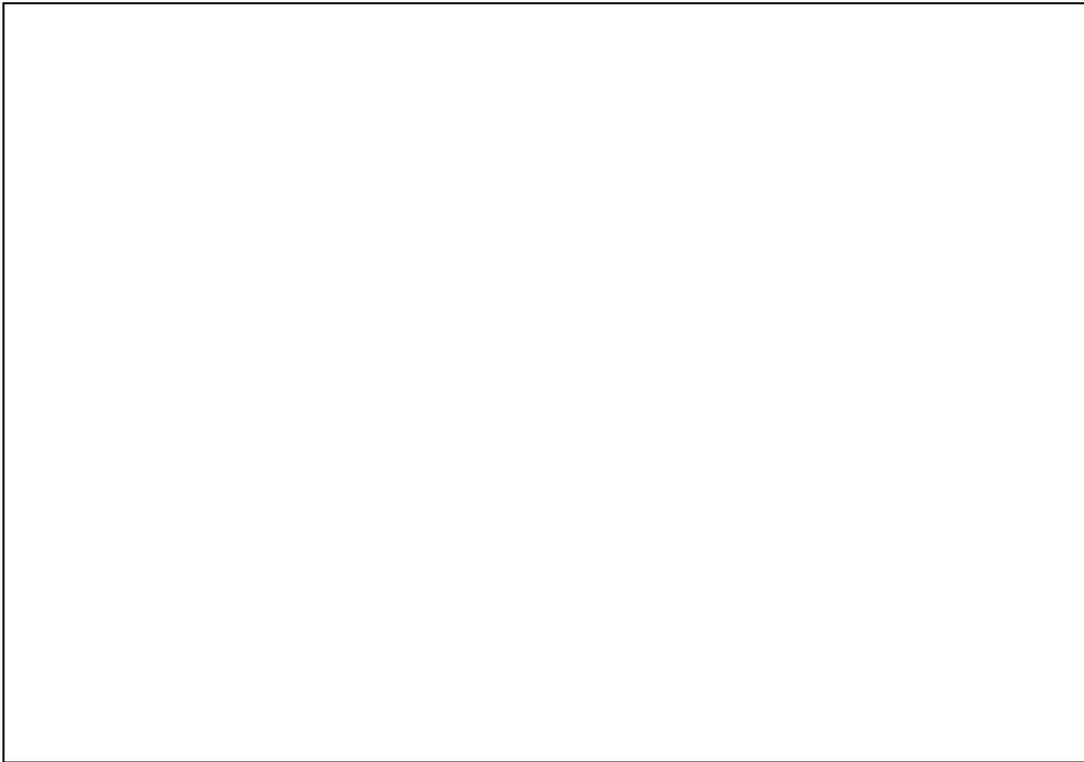
Ces schémas montrent comment des variations de température sur l'horizontale affectent le champ de pression. On montre sur une coupe verticale (z =altitude) des lignes de pression constante. Comme la pression augmente vers le bas, les isobares plus hautes sont à une pression plus faible.

On compare une colonne d'air plus chaude (rouge) à une plus froide dans 2 cas.

Entre 2 niveaux de pression, on a la même masse (équilibre hydrostatique). De l'air plus chaud est moins dense, donc il en faut une épaisseur plus grande (voir équation, $Z_2 - Z_1$ augmente avec T).

On voit qu'à chaque fois, l'altitude des niveaux de pression augmente plus vite dans l'air chaud quand z augmente (ou p diminue).

Par contre, on voit que si on change la pression près de la surface (schémas de gauche / droite) on a pas la même pente pour une isobare donnée : la température nous dit comment la pression *varie* sur la verticale, mais pas sa valeur. Pour cela, il faut intégrer à partir d'un niveau connu.



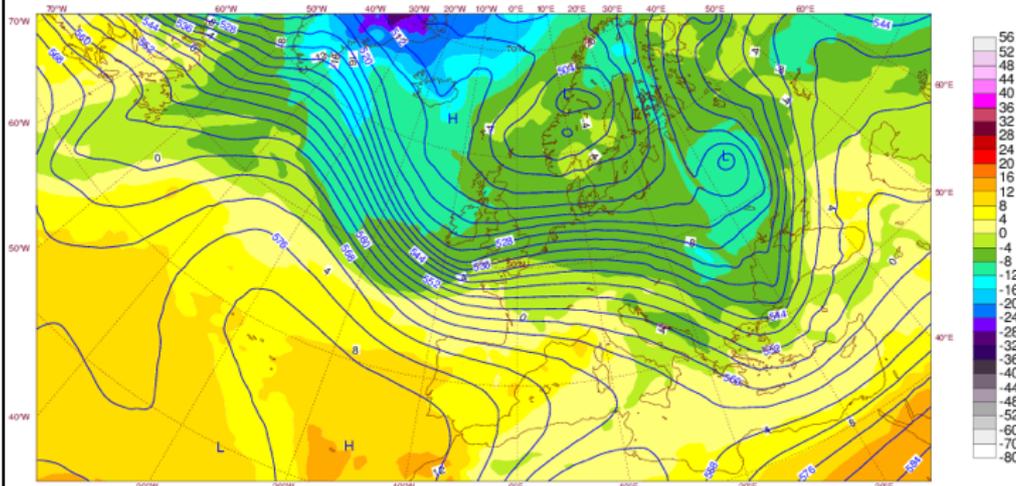
Dans l'atmosphère, loin de la surface on préfère tracer des cartes d'altitude d'un niveau de pression plutôt que de pression à z =constante.

Les 2 sont reliées : une altitude plus élevée correspond à une haute pression locale à cause de l'équ

Les courbes sont semblables à des courbes de niveau pour des cartes du relief. Elles s'appellent *iso*

Altitude à 500 hPa et température à 850-hPa:
Jan 12th 2017

Monday 09 January 2017 1200 UTC ECMWF t+72 VT: Thursday 12 January 2017 1200 UTC
850 hPa Temperature/500 hPa Geopotential



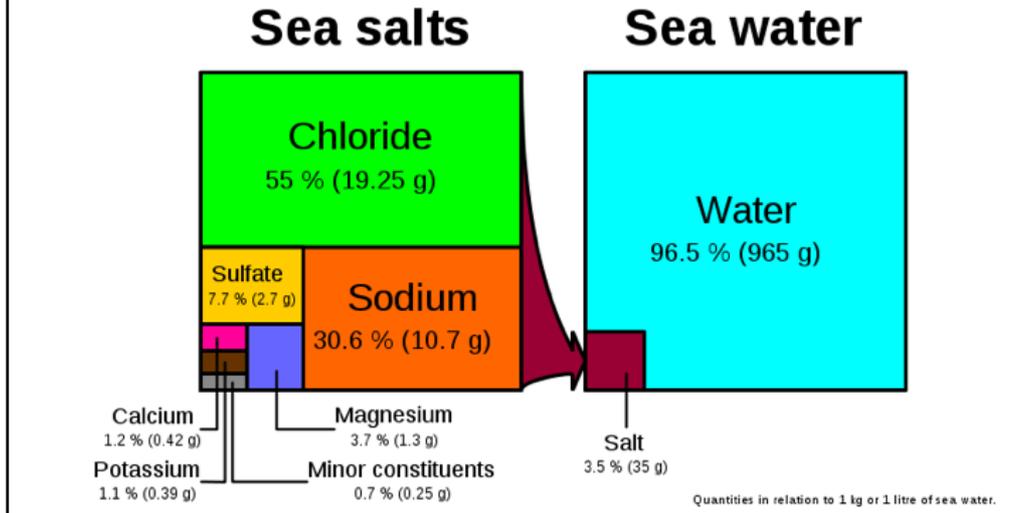
➤ Air froid coïncide avec altitude plus faible au dessus

Un autre exemple de carte d'altitude à 500 hPa (autour de 5 km). Ici, on a rajouté en couleur la température à 850 hPa (donc entre la surface et 500 hPa). On voit que les altitudes basses correspondent en gros à de l'air froid en dessous et vice versa (comme sur le schéma de gauche précédent).

L'exception est le centre de la dépression sur le Norvège, qui n'a pas de l'air très froid en dessous. Mais ici, on a déjà un minimum de pression en surface (voir carte précédente du 12 janvier).

Composition de l'eau de mer

- Salinité (définie en P.S.U.)
- Gaz dissous (O₂, CO₂...)
- Autre : Fer...



Composition moyenne de l'eau de mer. La quantité totale de « sels » varie suivant le temps et l'endroit, ainsi que les proportions. La salinité est donc définie de façon approximative à partir de la mesure de la conductivité de l'eau (plus forte = plus salée), en « Practical Salinity Units » qui correspondent à peu près à des g / kg.

Océan: équation d'état non-linéaire...

$$\rho = \rho_{\text{ref}} + \sigma(T, S, p)$$

$$\begin{aligned} \sigma = & \sigma_0 \\ & + \rho_{\text{ref}} [\beta_S(S - S_0) - \beta_T(T - T_0) \\ & + \beta_p(p - p_0)] \end{aligned}$$

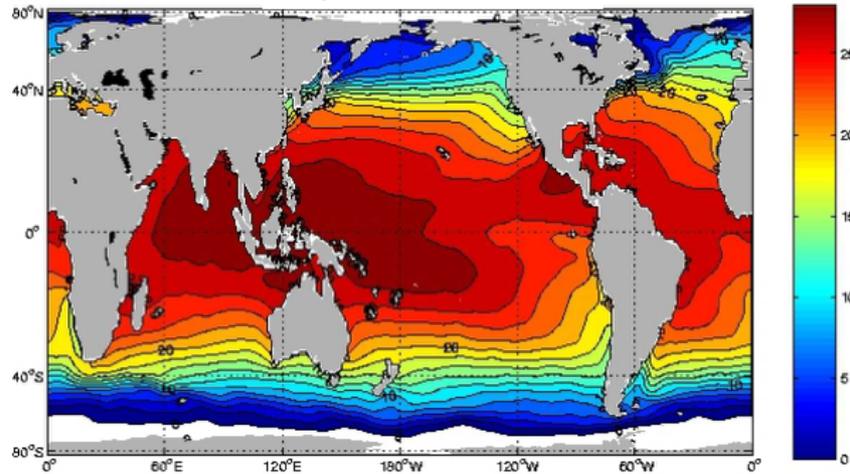
- Faibles variations relatives (qq ‰)
- Dépendance en p très faible, sauf grande profondeur
- Densité augmente avec S , diminue avec T

L'équilibre hydrostatique est aussi valable dans l'océan, mais l'équation d'état est assez différente:

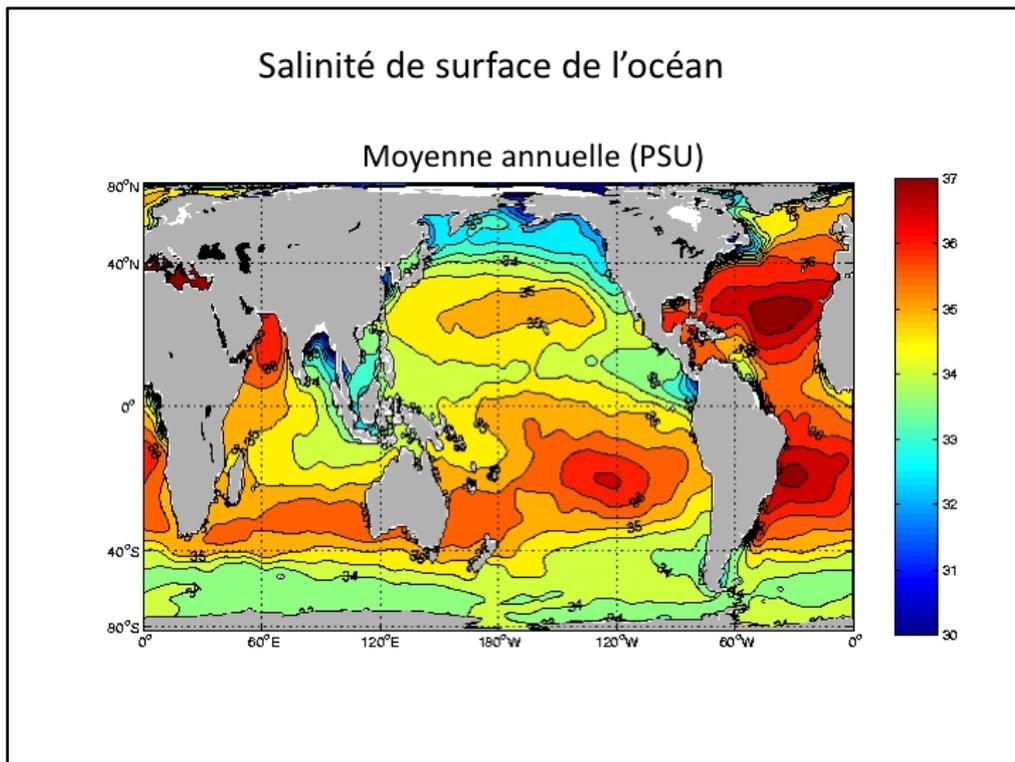
- La densité dépend très peu de la pression (l'eau est presque incompressible : pas de changement de volume même avec des pressions très fortes).
- La densité varie légèrement autour d'une valeur moyenne légèrement supérieure à 1000 kg/m³.
- Des eaux plus chaudes sont moins denses, des eaux plus salées sont plus denses.
- La dépendance en T,S est très complexe, mais peut être approchée de façon linéaire en définissant des *coefficients de compressibilité* β .

Température de surface de l'océan

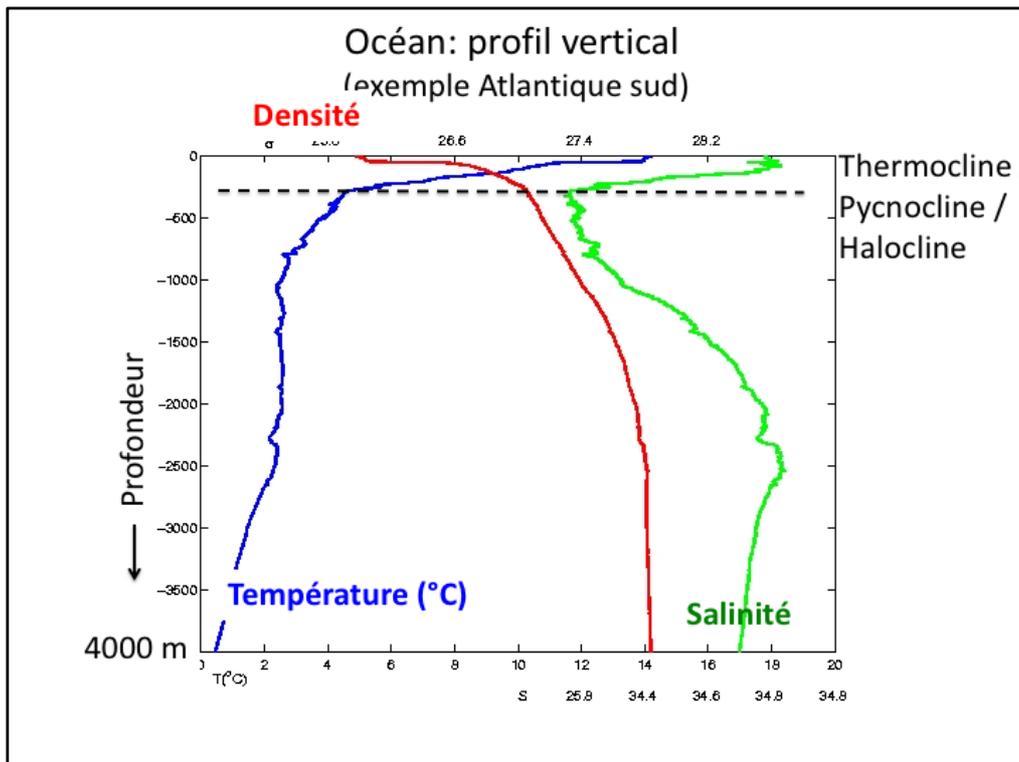
Moyenne annuelle (°C)



Asymétries est-ouest: ouest des océans tropicaux plus chaud, bords est froids.



Minimums de salinité sous les zones de précipitation... Maximum dans les subtropiques (30° S/N : « déserts », évaporation plus forte)
 Signature de certains fleuves (amazone, Golfe du Bengale)
 Atlantique plus salé que Pacifique, à cause d'un léger excès d'évaporation par rapport aux pluies.

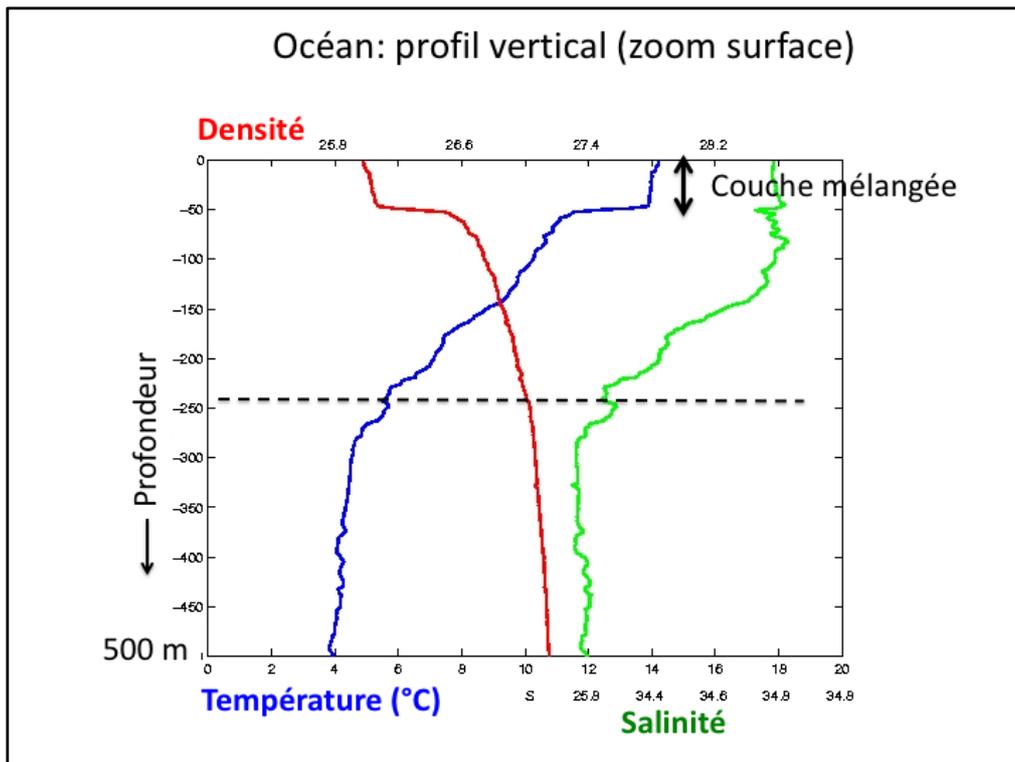


Exemple de profil vertical mesuré de T, S, ρ

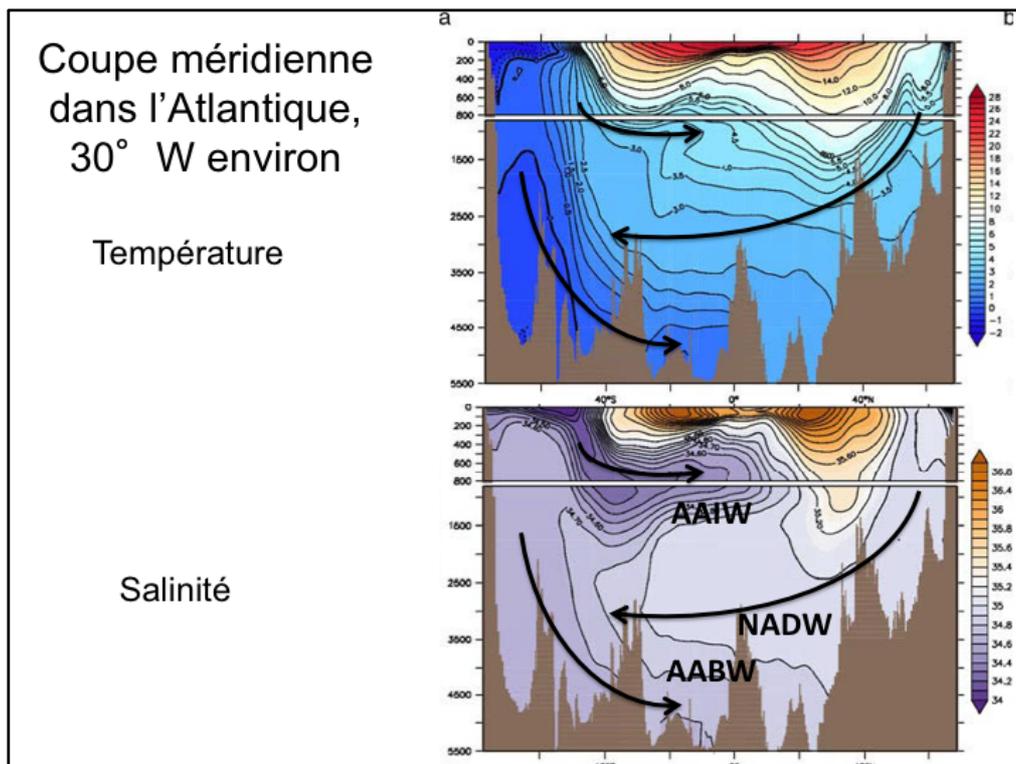
Densité assez homogène (variations 2-3 / 1000), augmente toujours vers le fond (stabilité)

Eaux profondes froides et assez homogènes, puis augmentation rapide proche de la surface (qq 100m): thermocline.

La salinité n'est pas monotone, mais présente aussi une rupture au niveau de la thermocline (halocline)



Zoom du profil précédent près de la surface: on voit apparaître une *couche de surface mélangée* d'environ 50 m où les propriétés sont homogènes. Cette couche de surface celle qui échange avec l'atmosphère (« ventilation »); elle est mélangée très rapidement sous l'effet du vent, vagues etc.



Coupe verticale et sud-nord dans l'Atlantique, de l'Antarctique (gauche) au Groënland. On voit des eaux chaudes et salées en surface dans les tropiques, avec une profondeur de la thermocline variable : plus profonde vers 30°S/N, moins à l'équateur.

Les masses d'eau sous la surface (loin de la couche mélangée) conservent longtemps leur température et salinité : il n'y a pas de source de sel ou de chauffage dans l'océan intérieur. On peut donc « deviner » le parcours de masses d'eau aux caractéristiques (T,S) précises en regardant où on retrouve ces valeurs en surface: on appelle cela « hydrographie »; c'est comme cela qu'on connaît en particulier la circulation de l'océan profond.

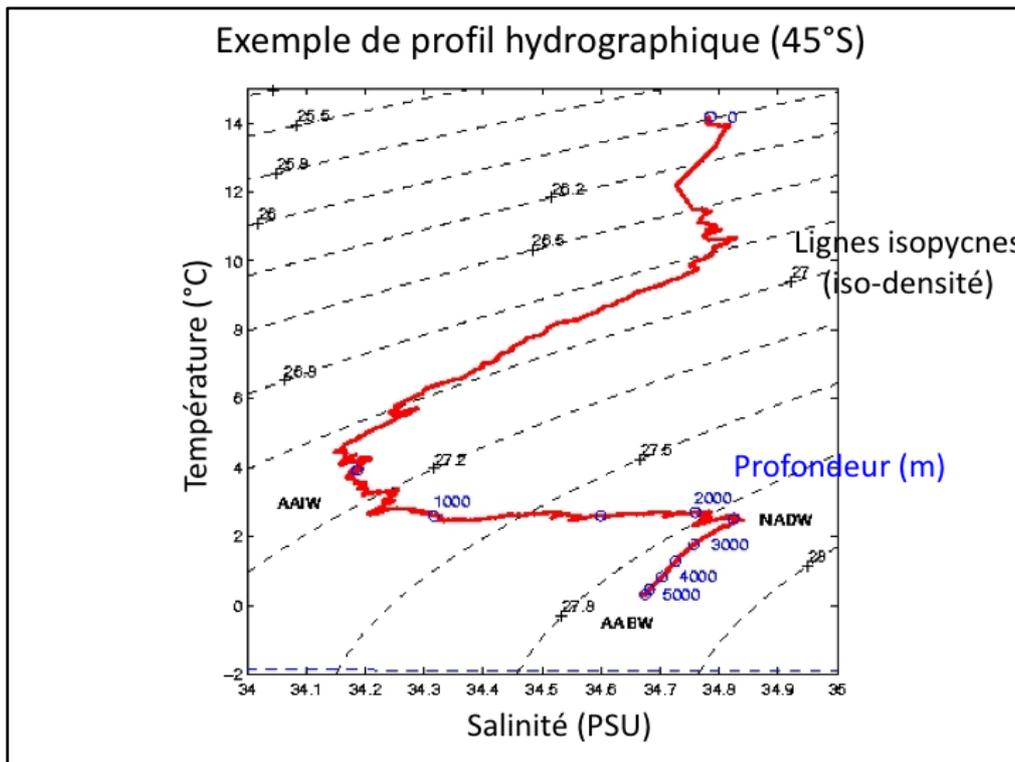
Différentes masses d'eau importantes et leur parcours sont identifiées par des flèches:

AABW = Antarctic Bottom Water (eaux très froides et denses, formées en hiver le long de l'Antarctique)

NADW = North Atlantic Deep Water (eaux denses, froides et salées, formées en hiver dans l'Atlantique Nord)

AAIW = Antarctic Intermediate Water (eaux froides et peu salées formées dans l'océan austral, qui passent ensuite par subduction sous les eaux tropicales)

On voit qu'on peut retrouver par endroit ces différentes masses d'eau superposées suivant leur densité, malgré des origines aux extrémités de l'Atlantique !



Il est parfois pratique de présenter un profil vertical sur un diagramme « T-S » pour identifier les masses d'eau (ici, exemple dans l'Atlantique sud).

Les « extrêmes » de la courbe sont les masses d'eau identifiées sur la coupe précédente.

Sur un diagramme T-S, un mélange entre 2 masses d'eau donne un point sur la droite reliant ces 2 masses.

On voit par exemple une augmentation de la salinité (mais pas de T) en passant de AAIW à NADW, puis un refroidissement (et S diminue un peu) entre NADW et AAEW

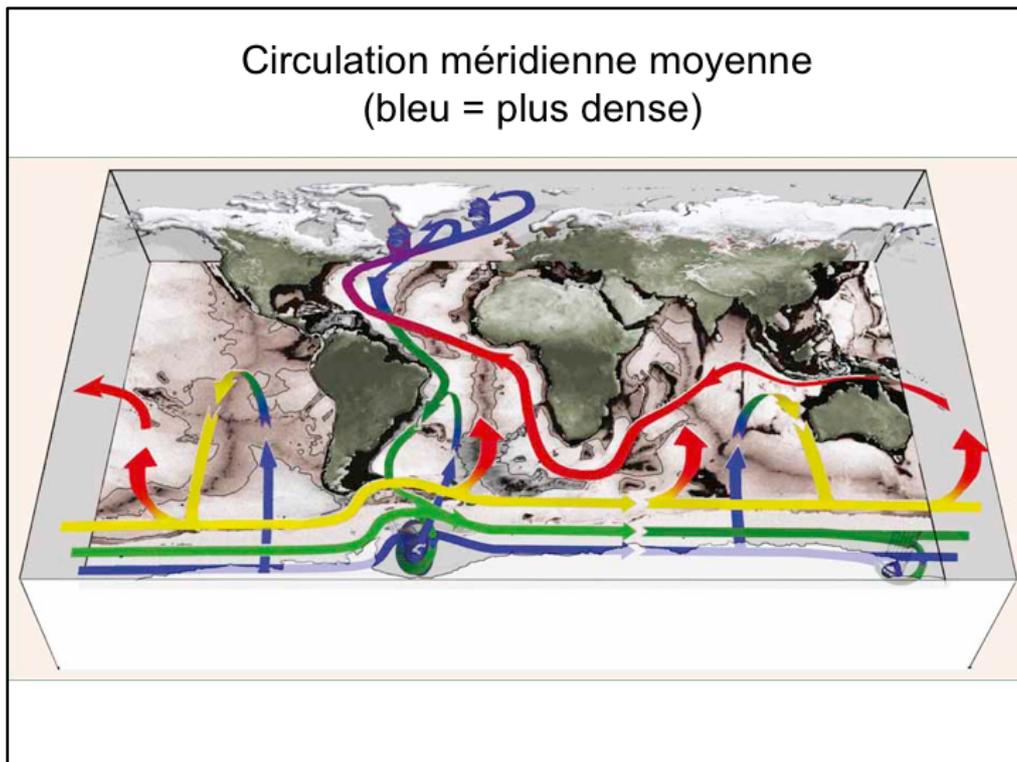
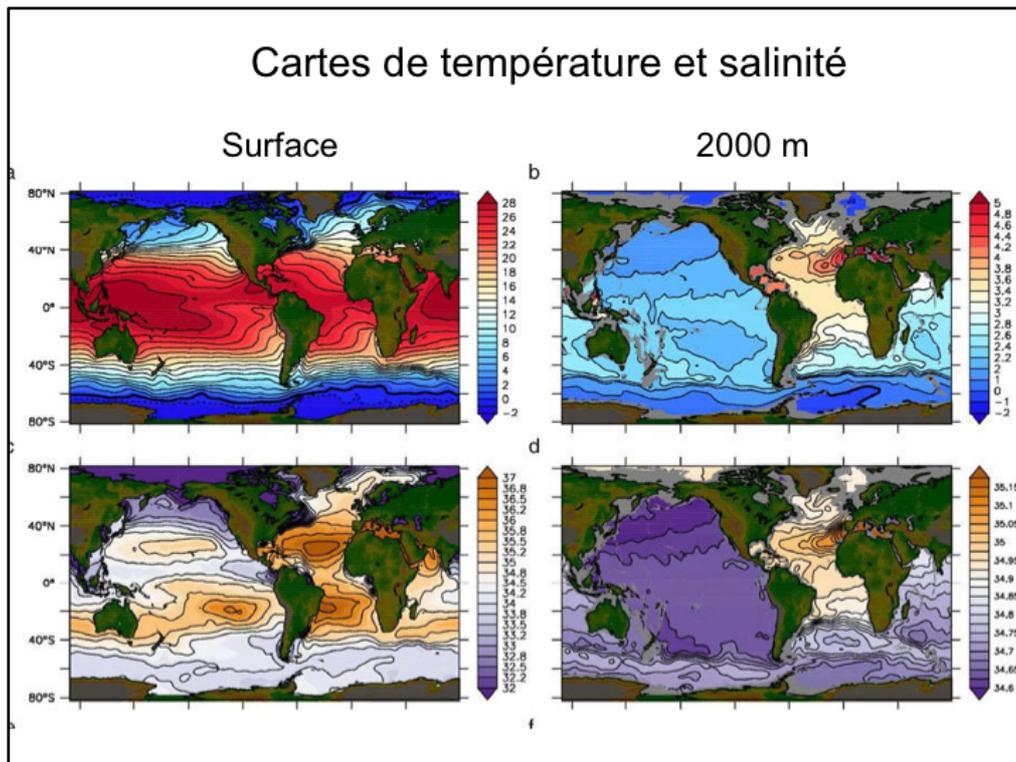


Schéma de la circulation « de retournement » moyenne, obtenue à partir de données hydrographiques. Les flèches bleues représentent les eaux plus denses (donc plus profondes).

Le changement de couleur bleu -> vert -> rouge en remontant est une transformation par mélange avec des eaux moins denses (très lente).

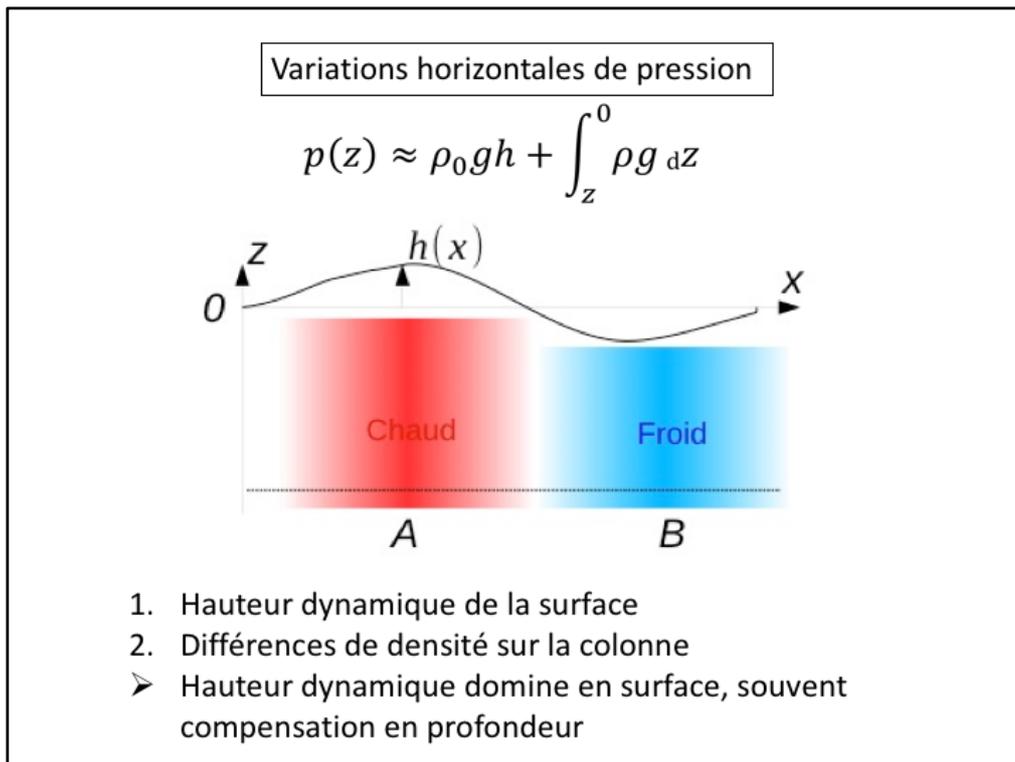
On a formation d'eau profonde à partir de la surface en Atlantique nord, et au sud en mer de Weddel et de Ross surtout (eaux de surface devenant très froides et salées en hiver)



Cartes de température (en haut) et de salinité (en bas) moyenne, en surface et à 2000 m. Attention aux échelles différentes pour les comparaisons !

Les valeurs en surface sont pilotées en grande partie par les échanges air-mer : échanges de chaleur, évaporation, précipitations...

En profondeur, les masses d'eau tendent à conserver les caractéristiques de leur région de formation (sauf mélange lent). Noter en particulier la signature de l'eau Méditerranéenne, et le barrière du courant circumpolaire dans l'océan Austral.

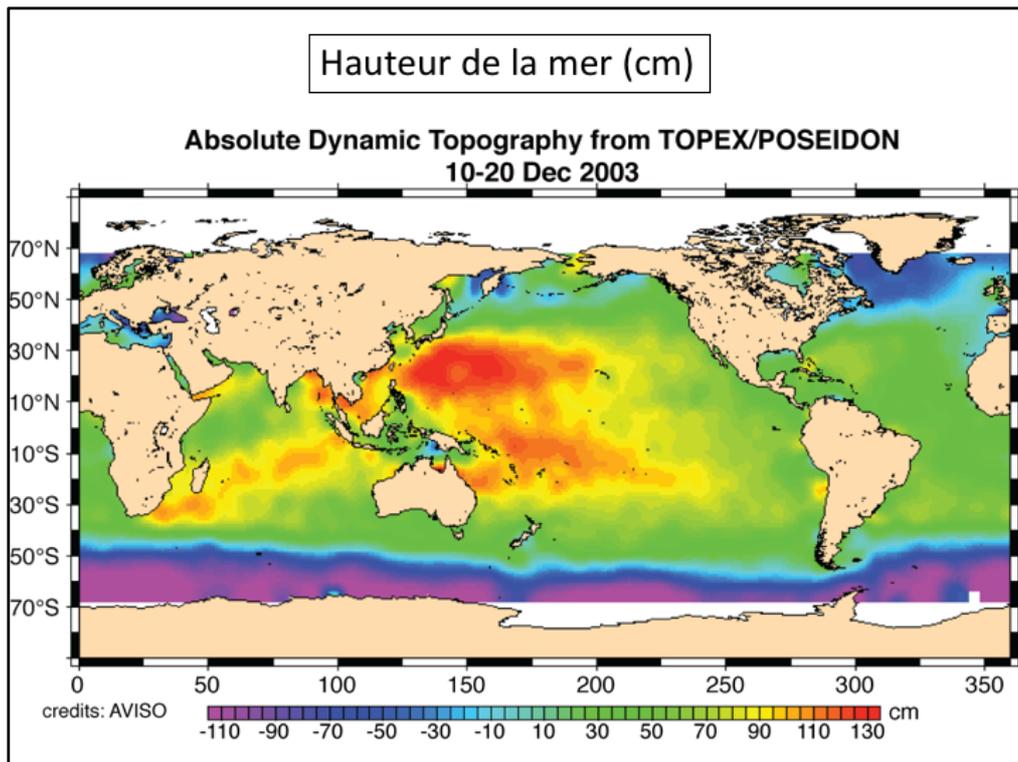


Comme pour l'atmosphère, dans l'océan la pression à une profondeur z est proportionnelle au poids de la colonne d'eau au dessus.

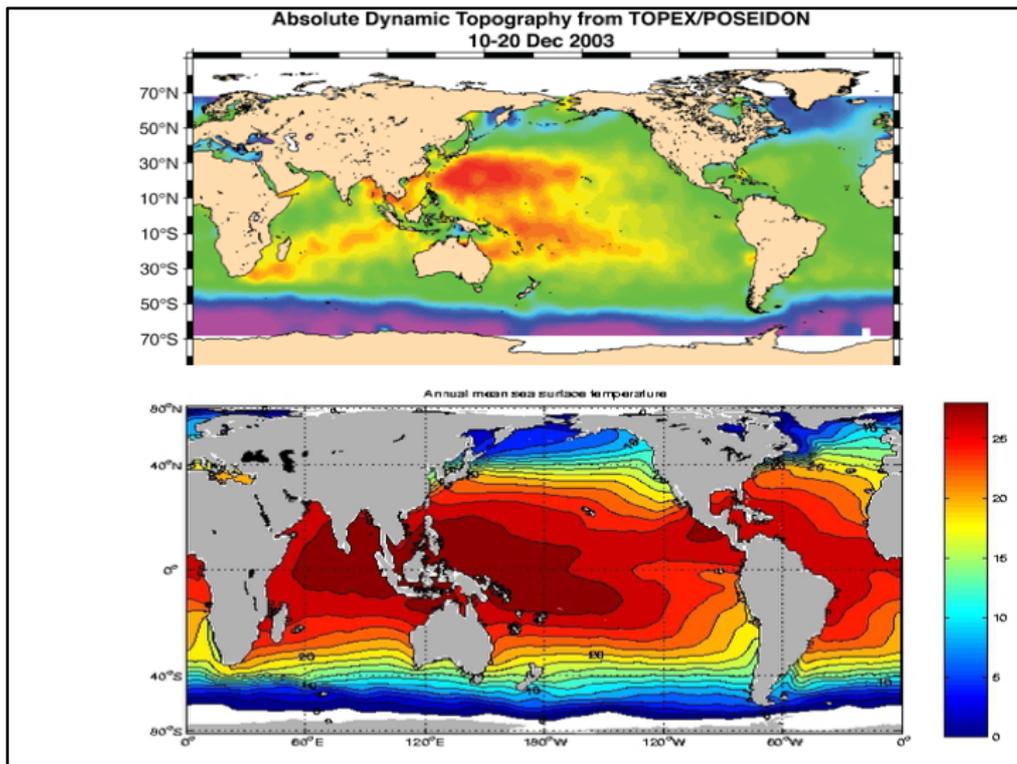
Des variations de ce poids à une même profondeur peuvent avoir 2 origines, résumées par le schéma :

- changements de la hauteur de la colonne (donc de la surface de l'océan): on ajoute une hauteur h à la densité moyenne ρ_0 .
- Changements de densité de l'eau (température ou salinité). Ces changements sont relativement faibles, donc se font sentir sur des profondeurs importantes

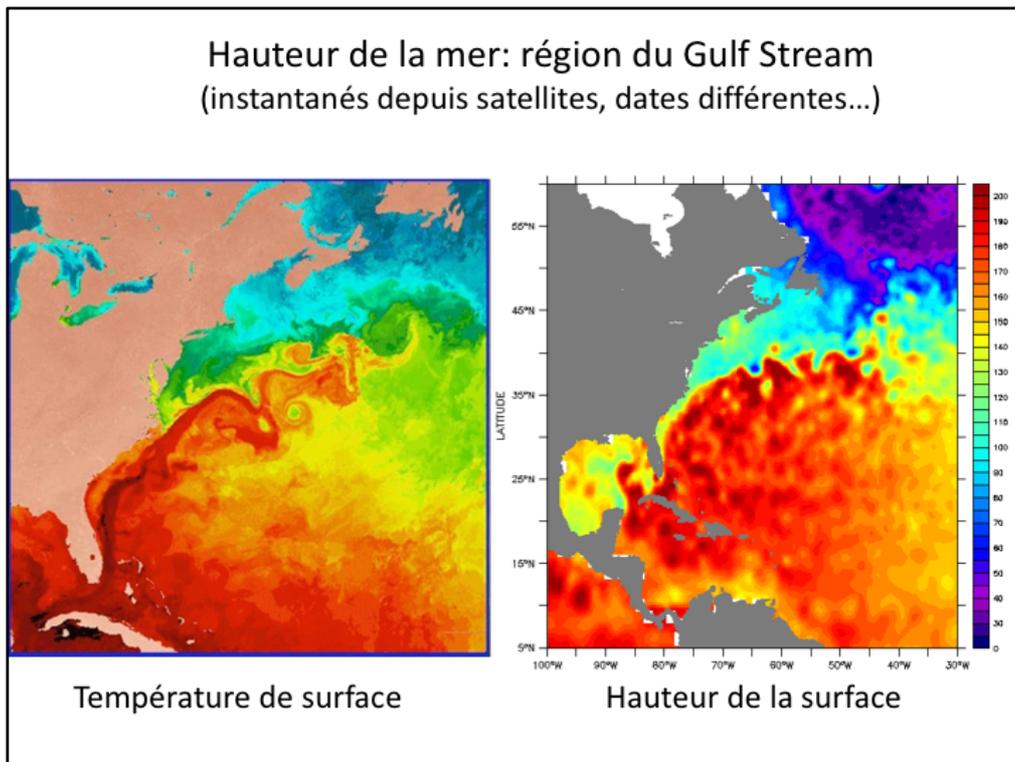
Sur le schéma, on a une compensation progressive de ces 2 effets en profondeur, ce qui est assez typique.



Carte de hauteur dynamique de l'océan, mesurée par satellite. (c'est la hauteur par rapport au géoïde, corrigée des effets de marée, houle etc).
 On voit un maximum dans le Pacifique ouest, et des valeurs faibles autour de l'Antarctique et dans l'Atlantique nord par exemple.
 L'amplitude est de +/- 1m



Comparaison des cartes de température de surface et hauteur dynamique. On voit qu'on a en gros une correspondance eaux chaudes = hauteur élevée, mais qui n'est pas parfaite.



Cartes de température et hauteur de la mer dans la région du Gulf Stream (dates différentes).

On note dans les 2 cas la présence de structures de petite échelle (10-100 km): courant chaud à la côte et tourbillons chauds et froids (qui apparaissent comme des points bleus ou rouges à droite).