

Chapitre 3

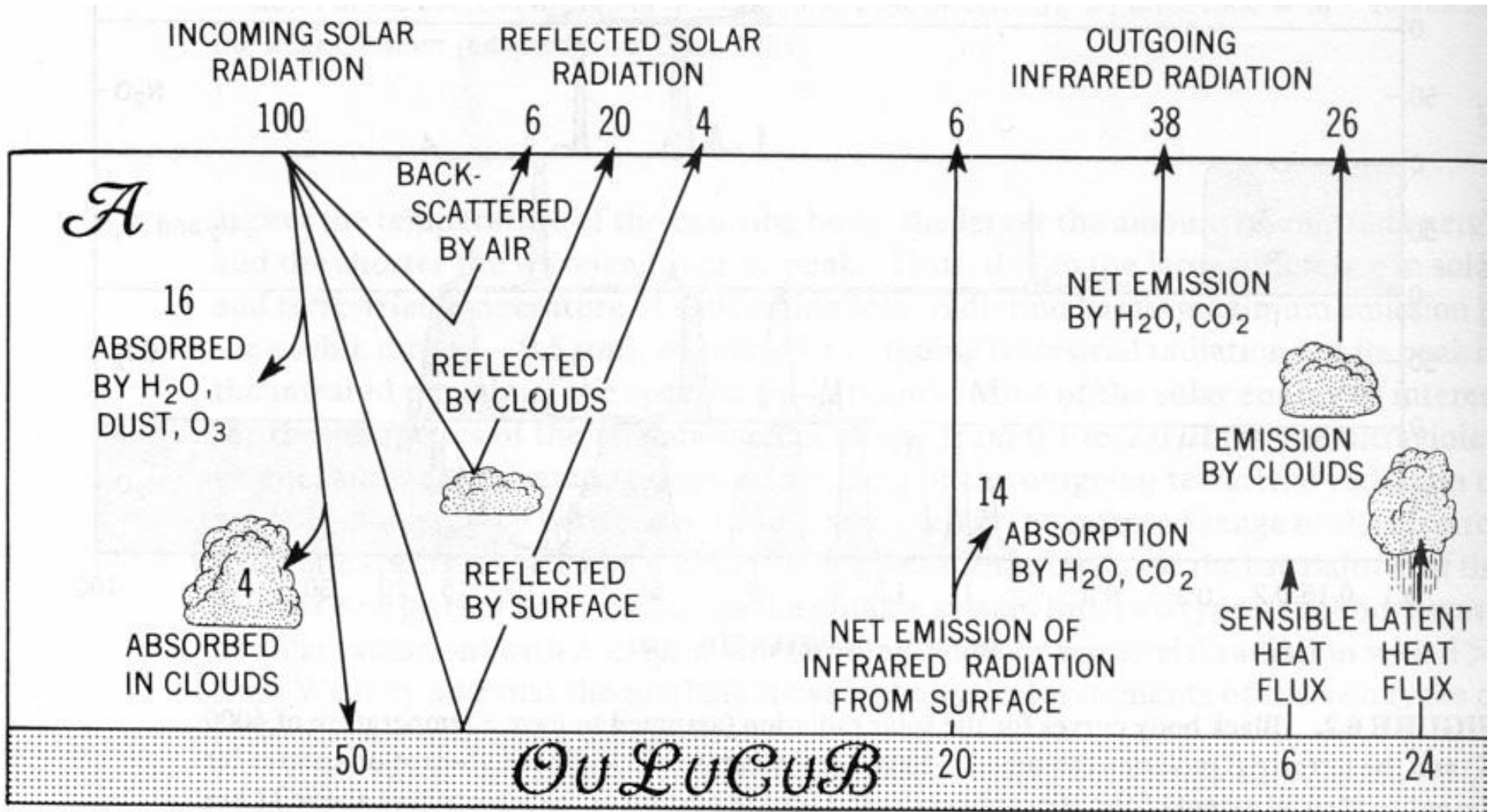
Forces et contraintes agissant sur l'océan

Equilibre radiatif terrestre

Echanges océan-atmosphère

Transport de chaleur par l'océan

Équilibre radiatif de l'atmosphère



Comment le système Océan Atmosphère est-il forcé?

- $1.74 \cdot 10^{17}$ W sont reçus par la planète, à l'extérieur de l'atmosphère. Cette énergie en provenance du soleil sous forme de radiation EM couvre une bande de longueur d'onde comprise entre 0.2 et 4 μm .
- Le flux reçu s'appelle la constante solaire $S = 1367 \text{ W m}^{-2}$.
- Le flux total reçu est $\pi R^2 S$, R rayon terrestre, soit un flux moyen par unité de surface de la terre $S/4 = 342 \text{ W m}^{-2}$ (puisque la surface de la terre est $4\pi R^2$).
- Toute l'énergie n'est pas absorbée, car 30% environ est réfléchié ou rétro diffusé vers l'espace, si bien que le flux effectivement absorbé est $I = 0.7 S/4 = 240 \text{ W m}^{-2}$.

rayonnement thermique

- pour un corps noir, l'énergie totale émise est : $E = \sigma T^4$
 $\sigma = 5.7 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
(loi de Stefan Boltzman)
- le rayonnement émis est maximal pour une longueur d'onde

$$\lambda_{\text{max}} = 2898 / T \text{ en } \mu\text{m}$$

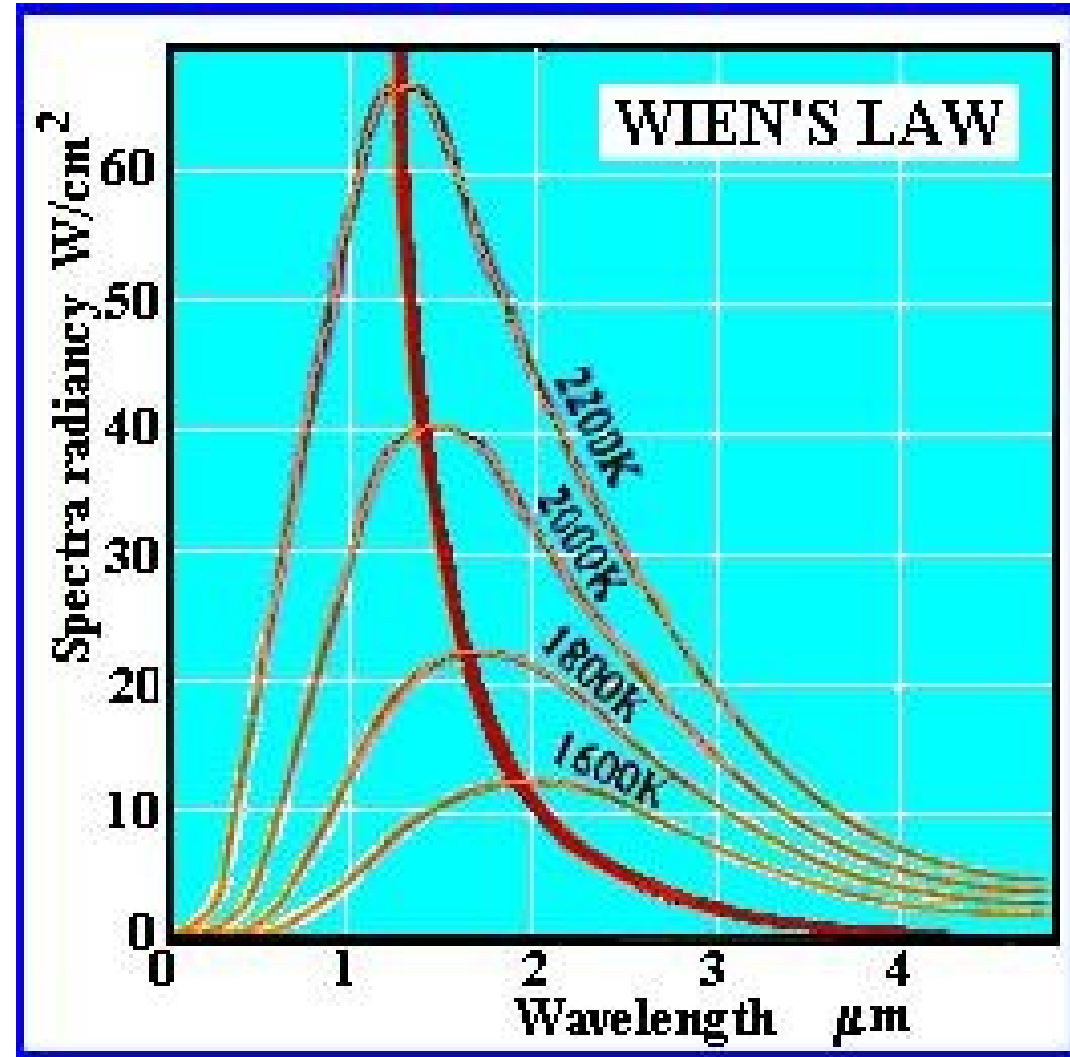
(loi de déplacement de Wien)

Soleil $T=6000\text{K}$

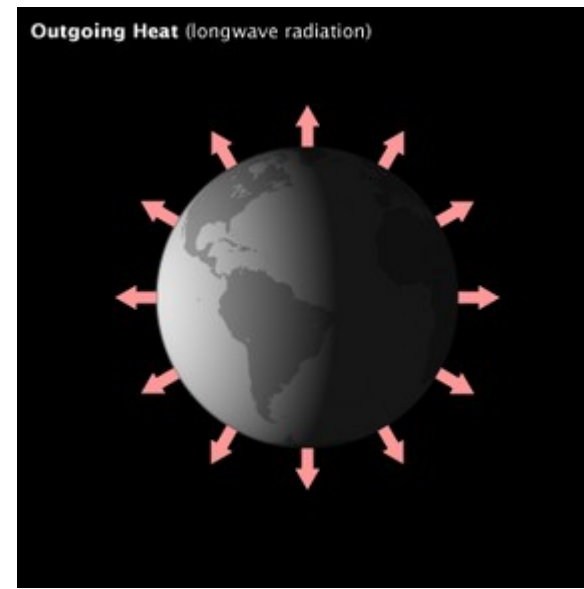
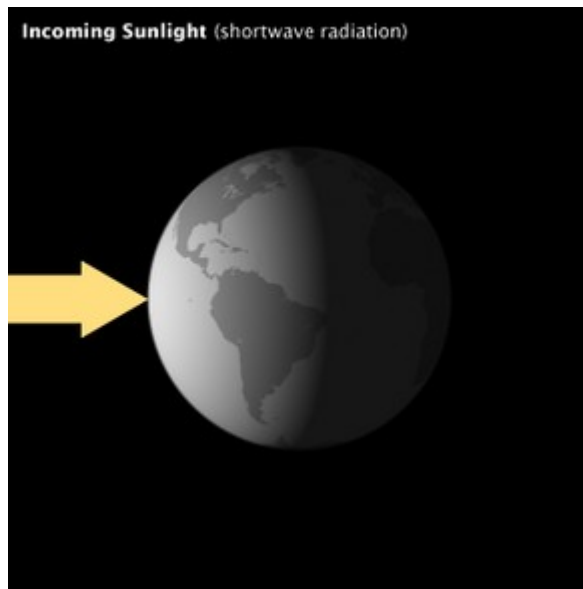
$$\lambda_{\text{max}} = 0.5 \mu\text{m} \text{ (visible)}$$

Terre $T=288\text{K}$

$$\lambda_{\text{max}} = 10 \mu\text{m} \text{ (infrarouge)}$$



Puissance émise par unité de surface et par unité de longueur d'onde



S'il n'y avait ni atmosphère ni océan, mais seulement une terre solide, l'équilibre thermique serait atteint quand l'énergie rayonnée dans l'infrarouge et émise vers l'espace par la terre égalerait l'énergie reçue du soleil.

A la température (absolue) T , le flux émis par la Terre serait donné par $E = \sigma T^4$ (loi de Stephan) avec $\sigma = 5.7 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.

$$I = E = \sigma T^4 = 240 \text{ Wm}^{-2} \Rightarrow T = (I/\sigma)^{1/4} = 255 \text{ K (soit } -18^\circ\text{C)}$$

Ce qui donnerait une température moyenne de la Terre de 255 K (270K à l'équateur, 150 K au pôle sud, 170 K au pôle nord). C'est beaucoup plus froid que la température moyenne observée: 15°C ↓

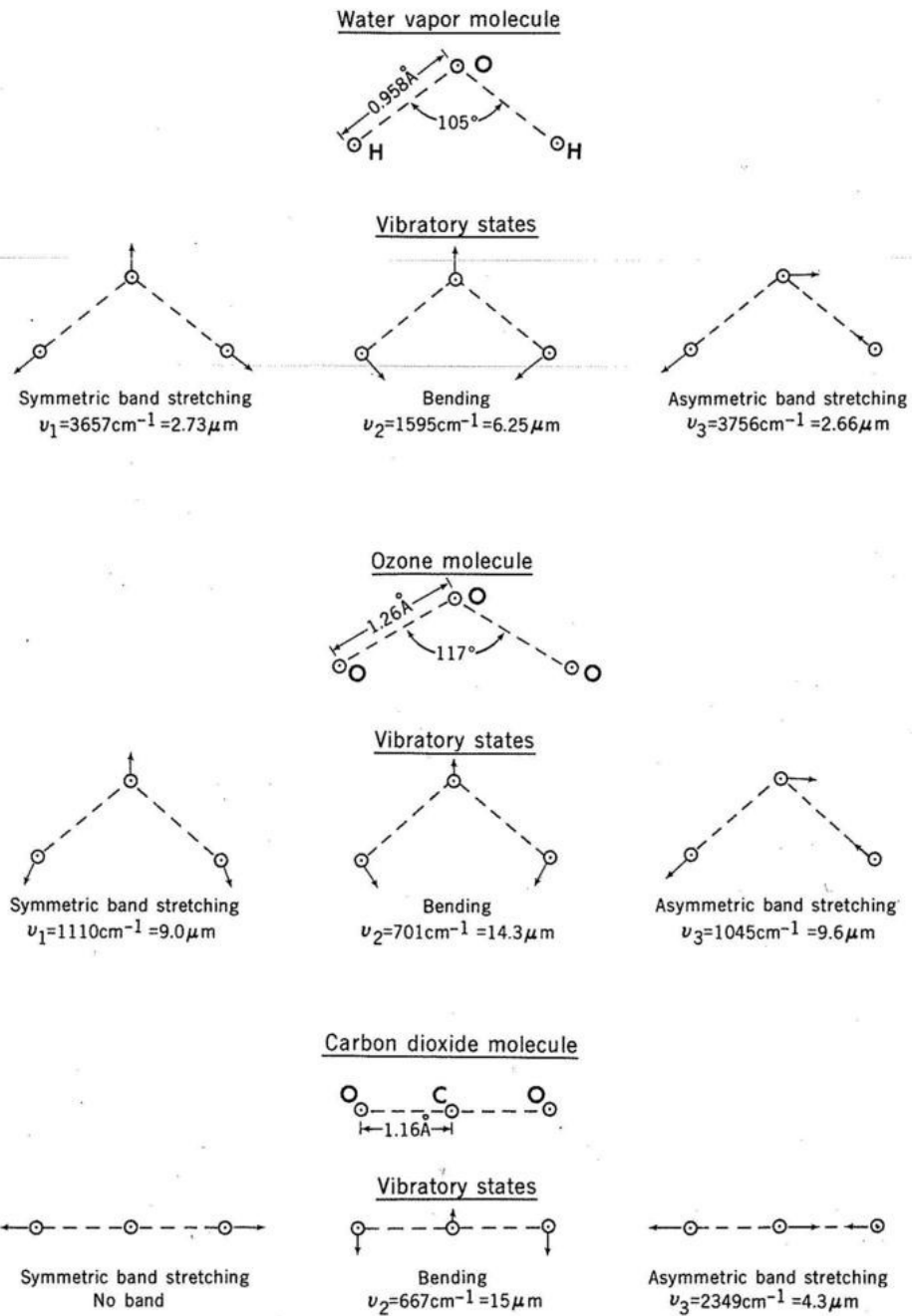


FIGURE 6.5. The structures of the water vapor, ozone, and carbon dioxide molecules and their vibratory states (from Houghton, 1985).

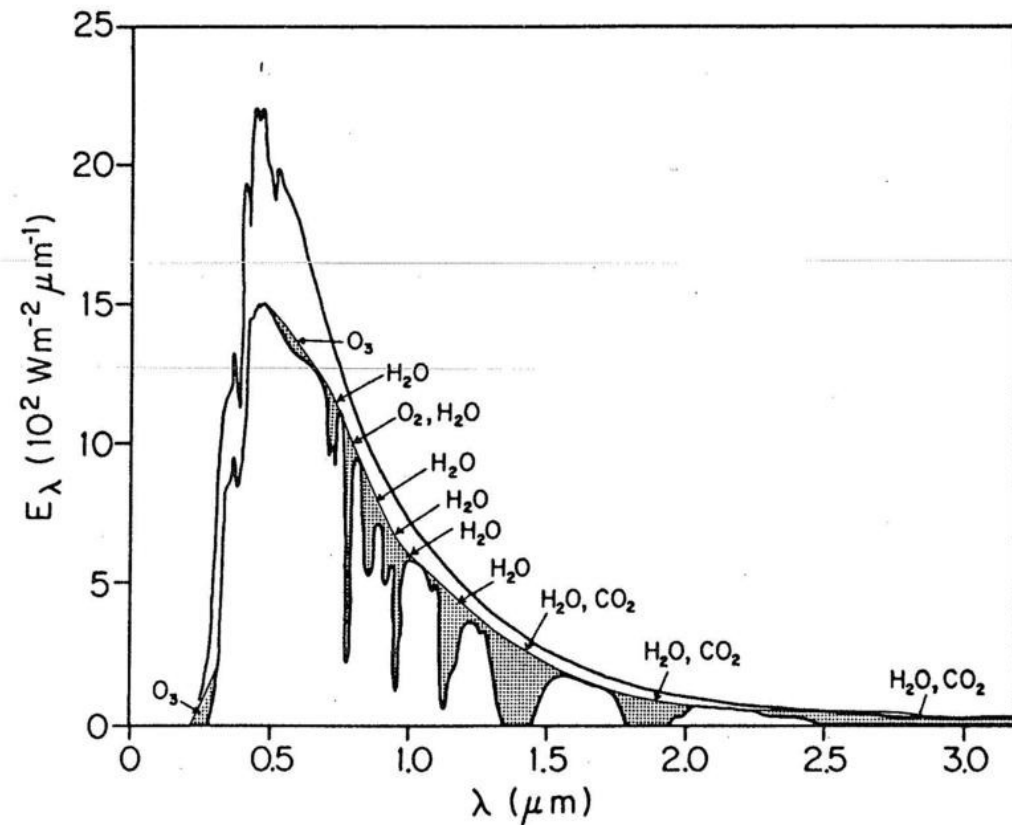
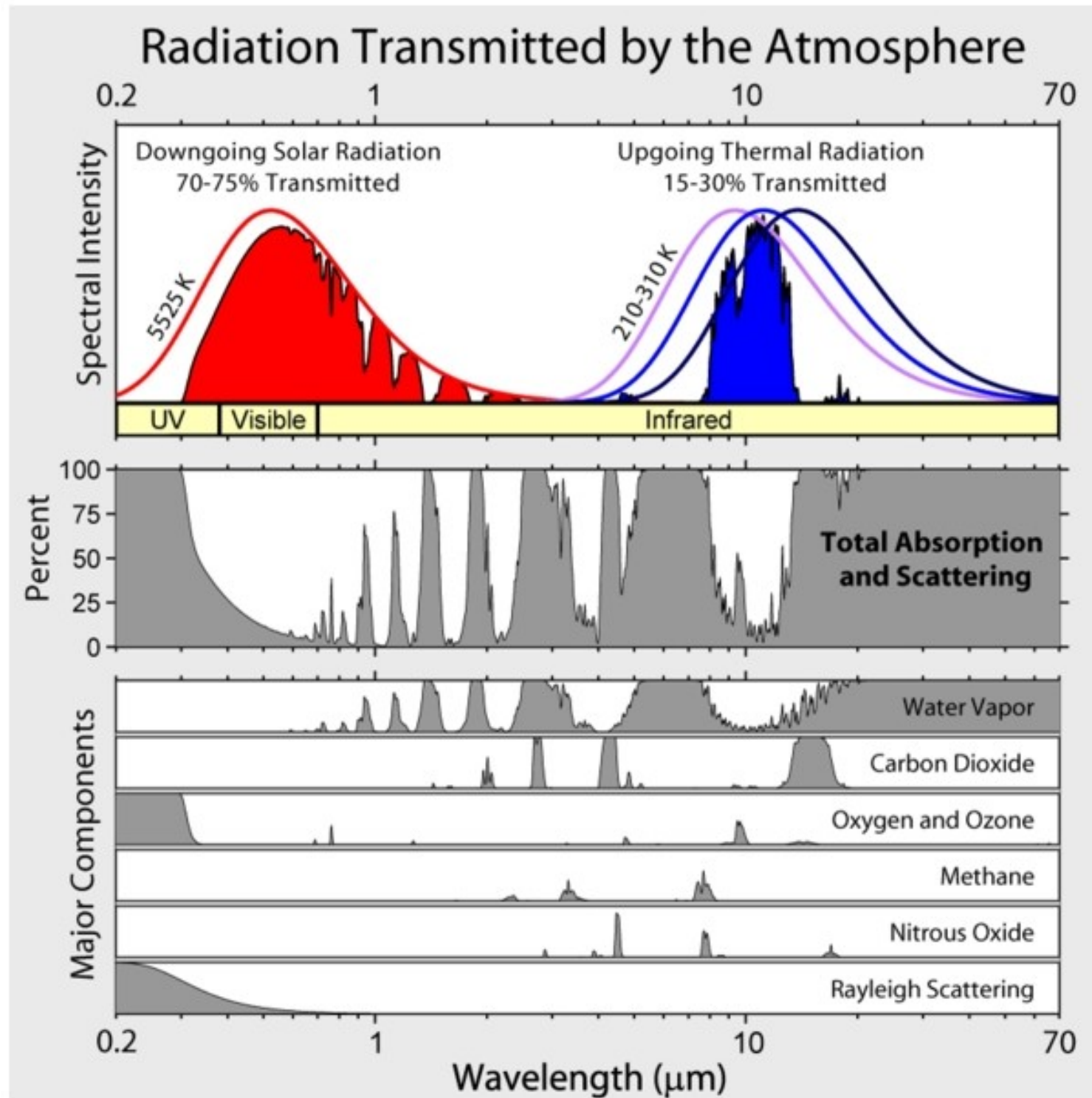


FIGURE 6.1. Spectral distribution of solar irradiation at the top of the atmosphere and at sea level for average atmospheric conditions for the sun at zenith. The shaded areas represent absorption by various atmospheric gases. The unshaded area between the two curves represents the portion of the solar energy backscattered by the air, water vapor, dust, and aerosols and reflected by clouds. For the curve at the top of the atmosphere the integral $\int_0^\infty E_\lambda d\lambda \approx 1360 \text{ W m}^{-2}$ represents the solar constant (adapted from Gast, 1965).

Spectre des radiations solaires au sommet de l'atmosphère et au niveau de la mer, montrant en grisé l'absorption par les gaz atmosphériques.

Modes vibratoires de molécules de vapeur d'eau, ozone et dioxyde de carbone (gaz à effet de serre).

Spectre radiatif de l'atmosphère montrant les bandes d'absorption des gaz à effet de serre



effet de serre

Hypothèses

- couche nuageuse :
 - transparente aux ondes courtes - partiellement (γ) opaque aux ondes longues
 - rayonnement de type corps noir
- sol :
 - absorption ondes courtes
 - rayonnement de type corps noir

Equilibre radiatif

- au sommet de l'atmosphère :
$$I = (1 - \gamma)E + E_n$$
- au sol : $I + E_n = E$

On en déduit :

$$E = 2I / (2 - \gamma) = \sigma T^4$$

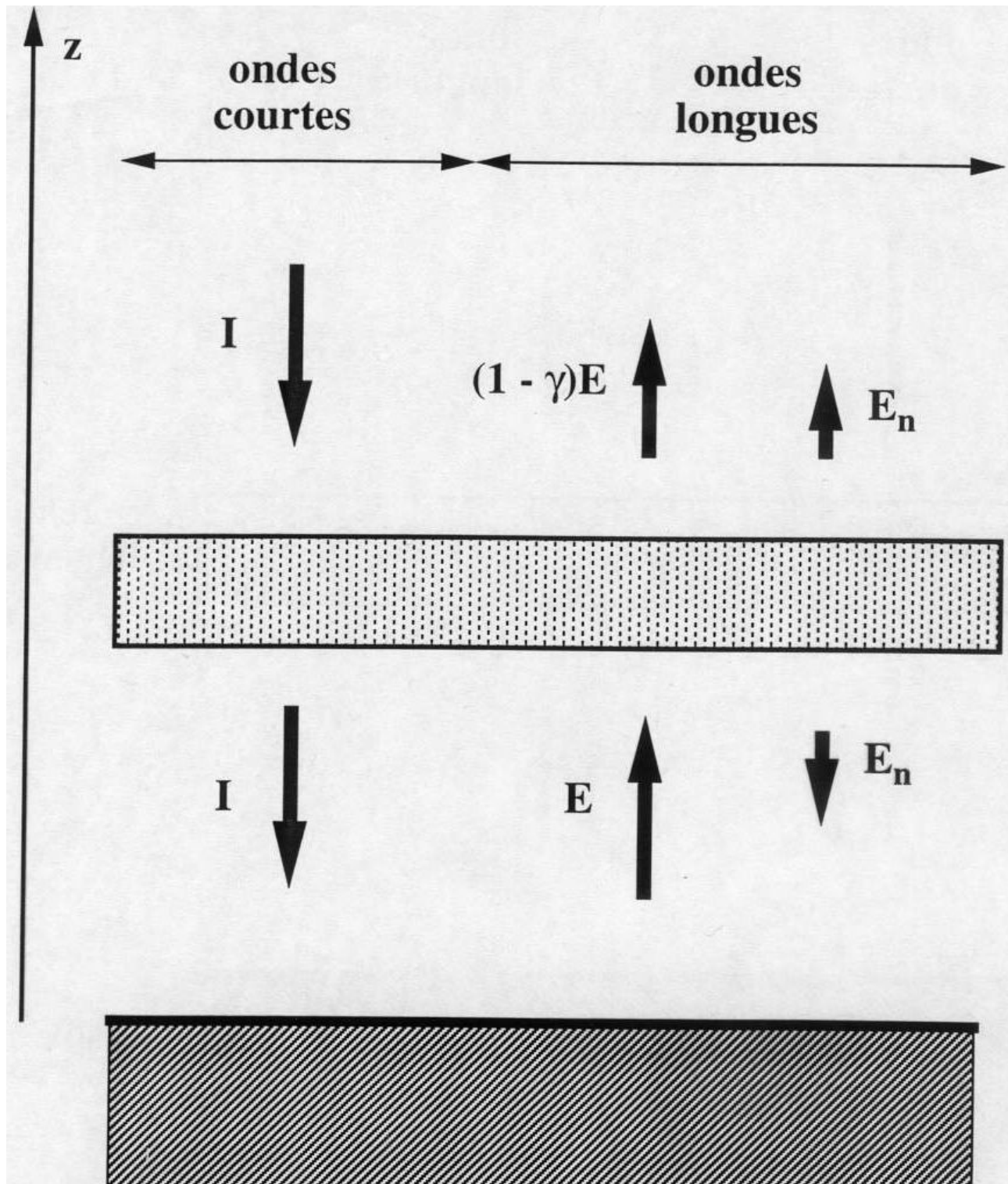
$$E_n = \gamma I / (2 - \gamma) = \gamma E / 2 = \sigma T_n^4$$

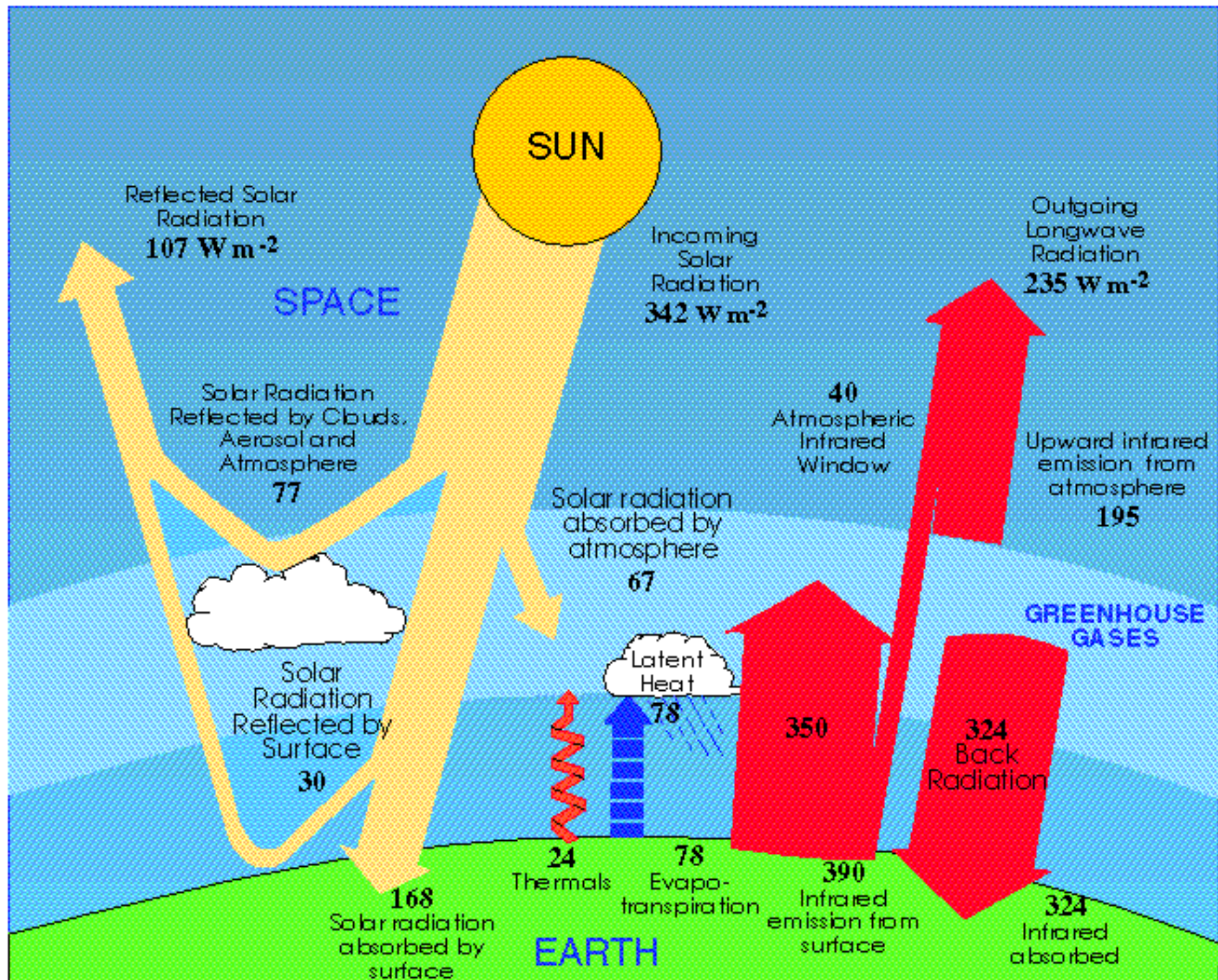
pour $\gamma = 0$ on retrouve $T = 255\text{K}$

pour $\gamma = 1$ $T = 303\text{ K}$ (30°C)

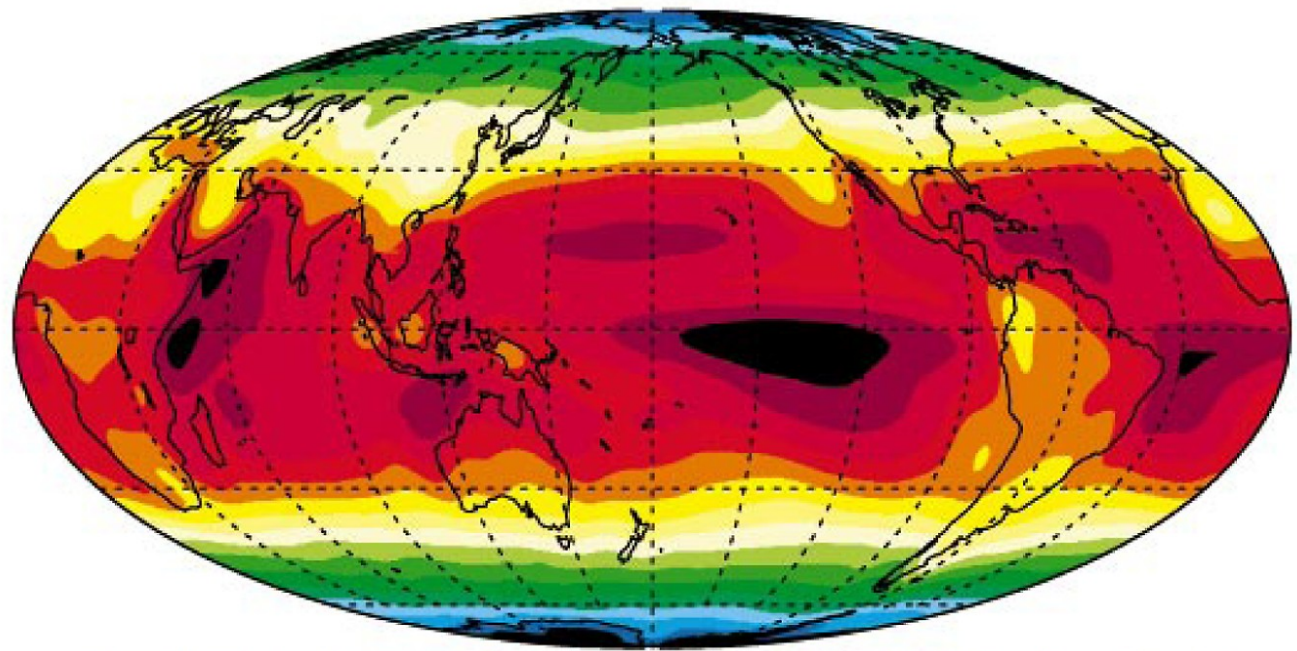
et $T_n = 255\text{ K}$

La vérité est donc entre les 2 puisque la température moyenne à la surface du globe est de 288K (15°C).

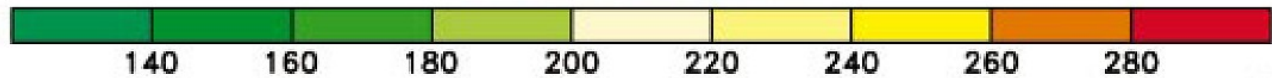
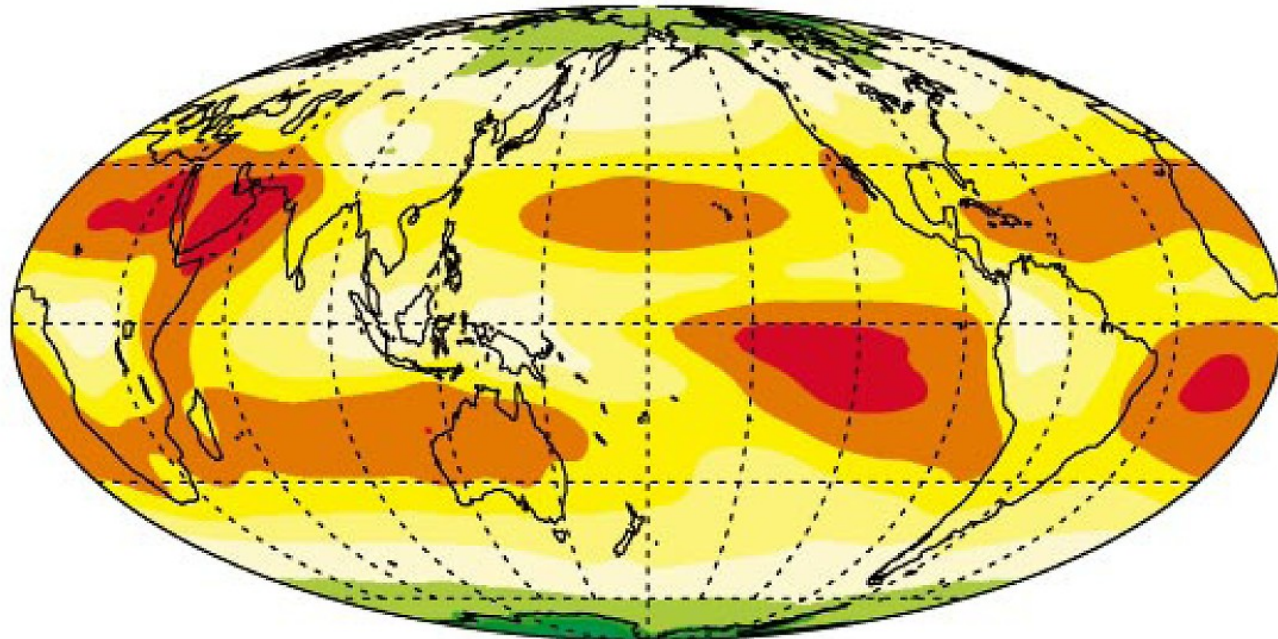




**radiation solaire
absorbée
en moyenne
annuelle
(W/m²)**



**radiation
terrestre émise
en moyenne
annuelle
(W/m²)**



bilan radiatif net en moyenne zonale

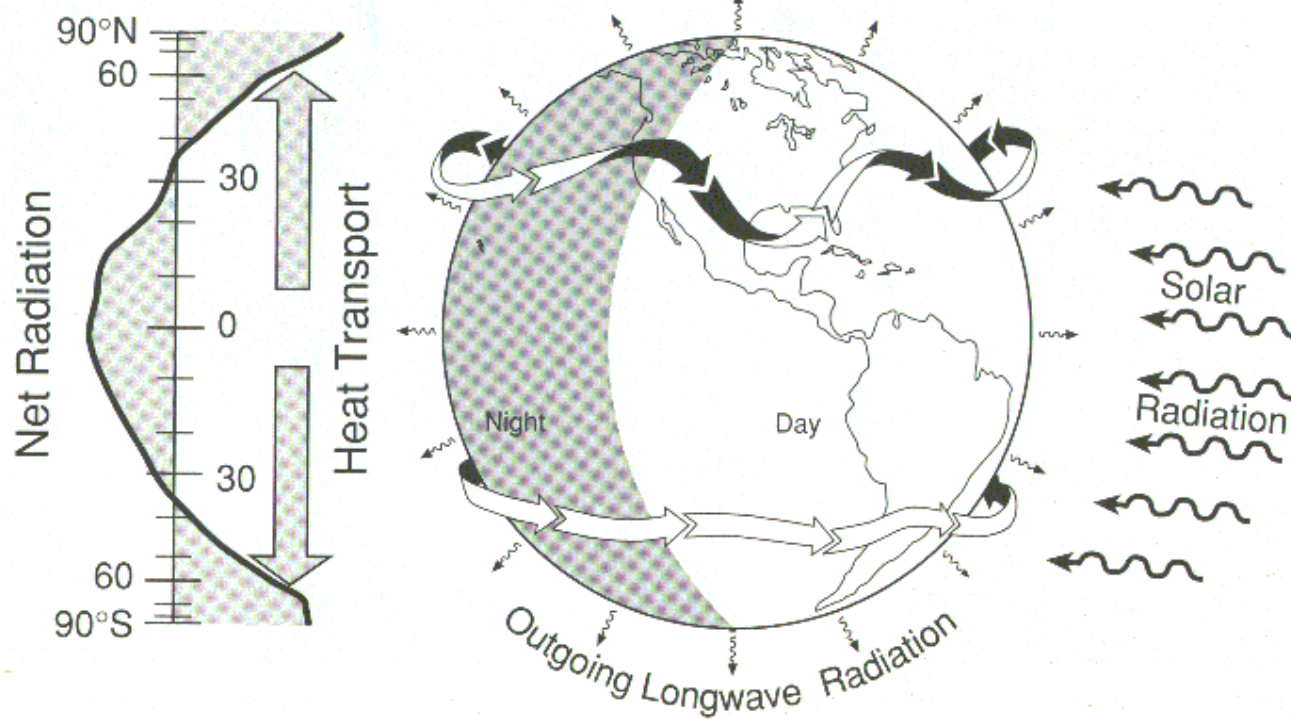
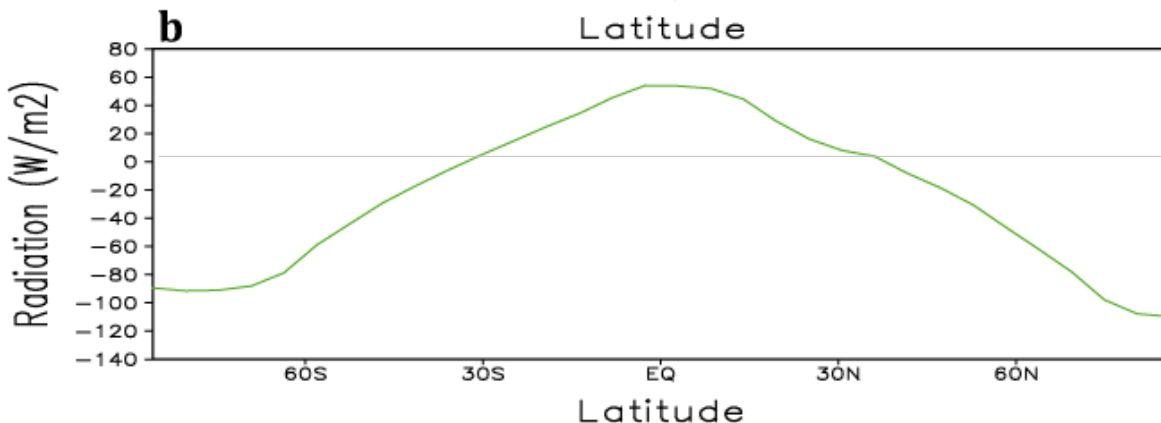
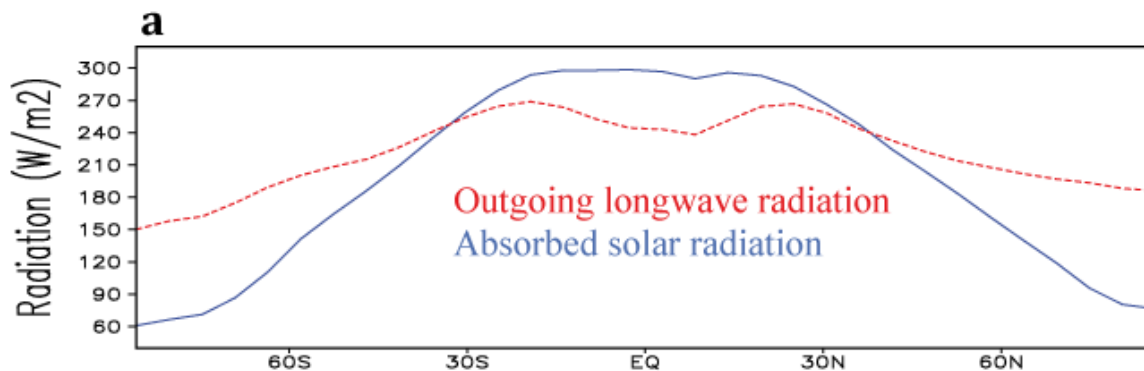
région tropicale

30°S-30°N :

bilan positif

bilan négatif ailleurs

pour assurer un
équilibre radiatif à
toutes les latitudes :
transport de
chaleur des
régions tropicales
vers les pôles



Transport de chaleur par l'atmosphère et l'océan

L'excès de chaleur reçu dans la bande tropicale (entre 30°S et 30°N) est transporté vers les régions de plus hautes latitudes, **nécessairement** par les fluides terrestres, à savoir l'atmosphère et l'océan.

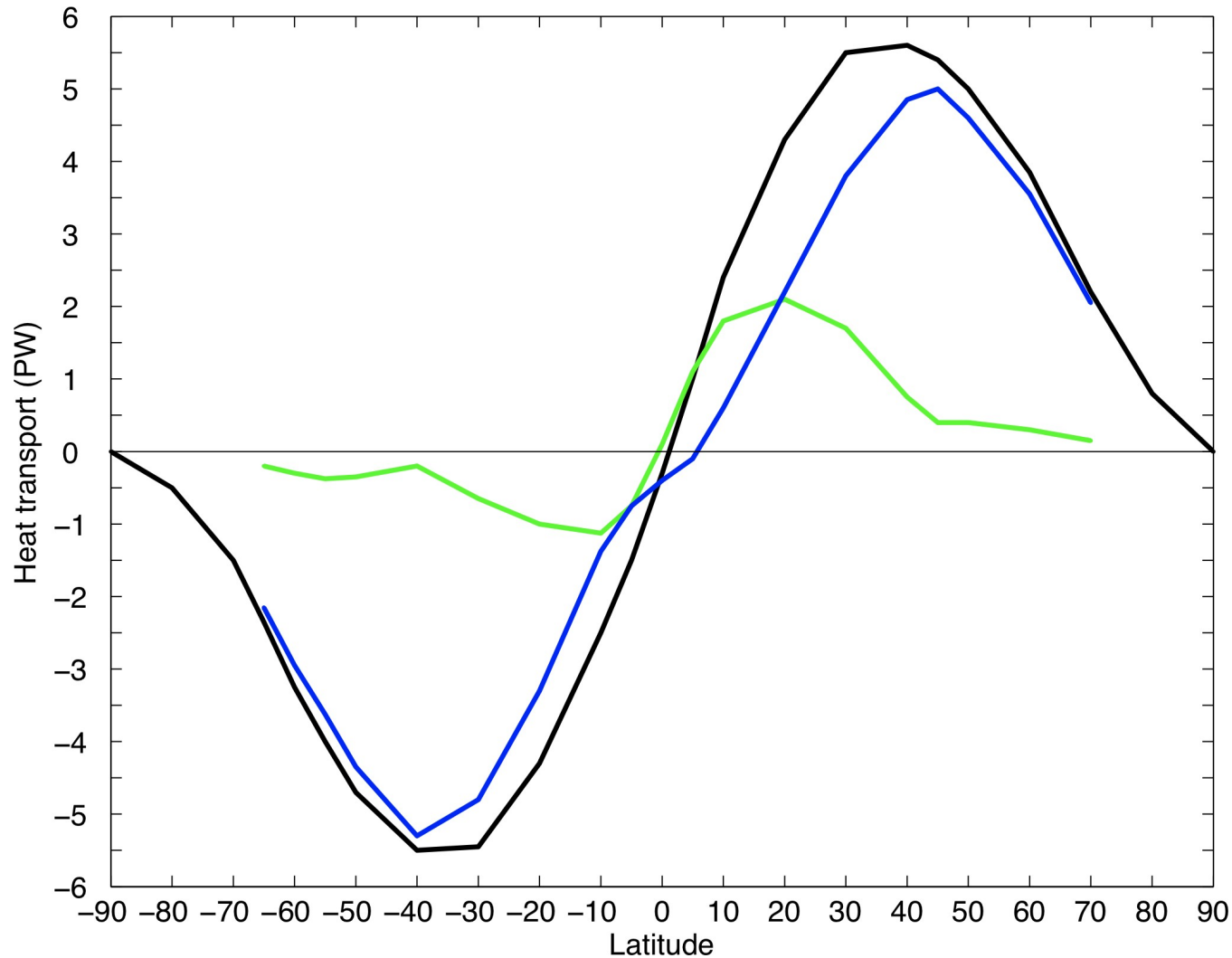
Le transport de l'ensemble (atmosphère et océan) s'obtient facilement à partir de la différence entre les flux absorbé et émis. Il est de l'ordre de plusieurs PW (10^{15} W).

La majeure partie du transport est effectué par l'atmosphère (3/4) par les tourbillons d'échelle moyenne (de l'ordre de 1000 km).

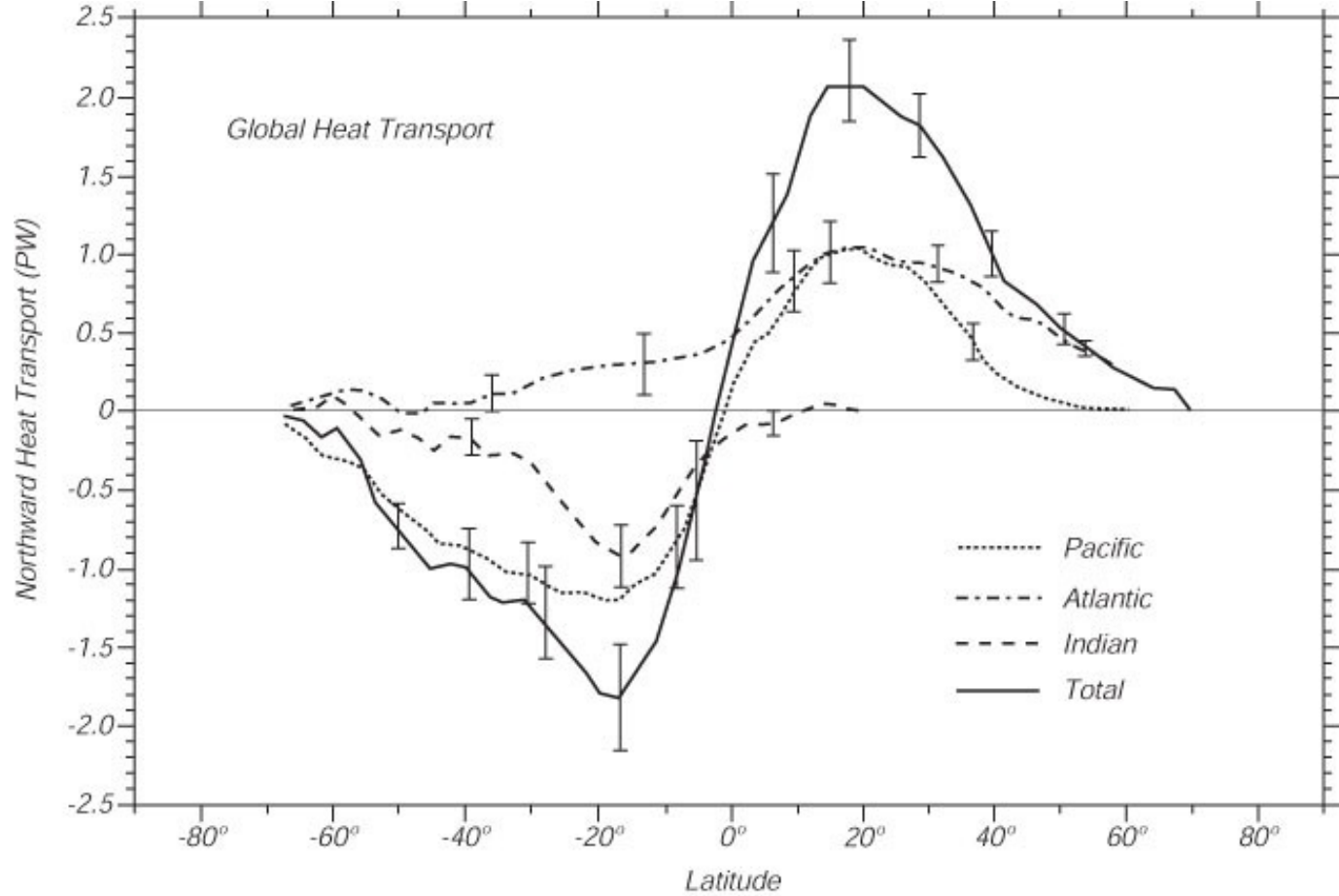
Le transport océanique (1/4) est effectué plutôt par les courants de bord ouest aux latitudes tropicales.

Ce sont les mesures hydrographiques et courantométriques qui permettent d'estimer ce transport océanique méridien.

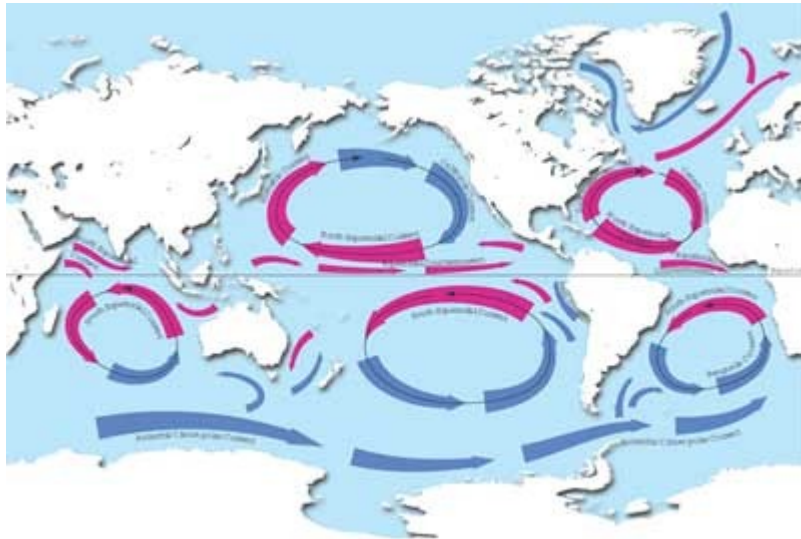
Transport d'énergie (>0 vers le nord) déduit des flux absorbés et émis au sommet de l'atmosphère
en vert le **transport océanique**,
en bleu le **transport atmosphérique**



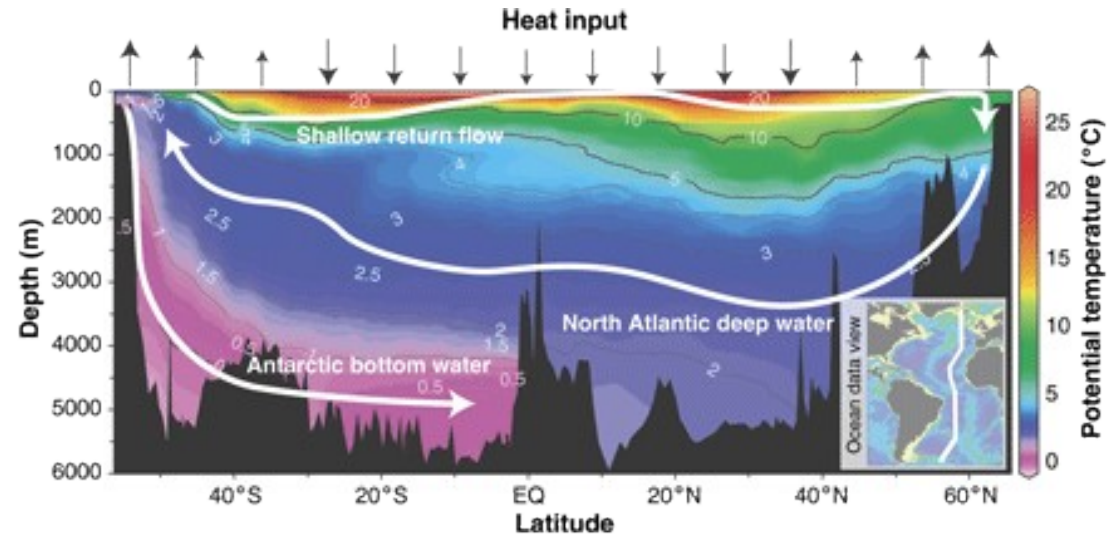
transport
de chaleur
vers le nord
par l'océan



cellules horizontales



cellules verticales



les échanges océan atmosphère

	ATMOSPHERE	OCEAN
SURFACE / m ²	5.0e14	3.6e14
EPAISSEUR / m	10000	3800
VOLUME / m ³	5.0e18	1.4e18
MASSE VOLUMIQUE / kg/m ³	1.2	1035
MASSE TOTALE / kg	6.0e18	1.4e21
CAPACITE CALORIFIQUE / J/kg/K	1000	4200
CAPACITE CALORIFIQUE TOTALE J/K	6e21	6e24

x1000

Caractéristiques physiques des composantes du système climatique terrestre : l'**océan** apparaît clairement comme la **mémoire du système par son inertie thermique.**

Interactions Océan Atmosphère

- La circulation océanique est forcée à sa surface : absorption de la moitié du flux solaire incident et échange de chaleur et d'eau avec l'atmosphère, plus tension du vent.
- La pression atmosphérique (le niveau de la mer s'abaisse de 1 cm quand la pression atmosphérique croît de 1 hPa (ou 1 mbar), en régime stationnaire) peut jouer un rôle lorsque la pression varie dans le temps.

(les marées ne sont pas une interaction océan atmosphère)

La tension du vent

- Les vents sont de l'ordre de 10 m s^{-1} (20 nœuds)
- Le frottement sur la surface de la mer implique une diminution de l'intensité du vent près de la surface.
- Mais ce cisaillement vertical n'est pas stable. L'écoulement est turbulent : le nombre de Reynolds $R_e = VL/\nu$ est de l'ordre de 10^7
(la turbulence apparaît pour $R_e > 10^5$)

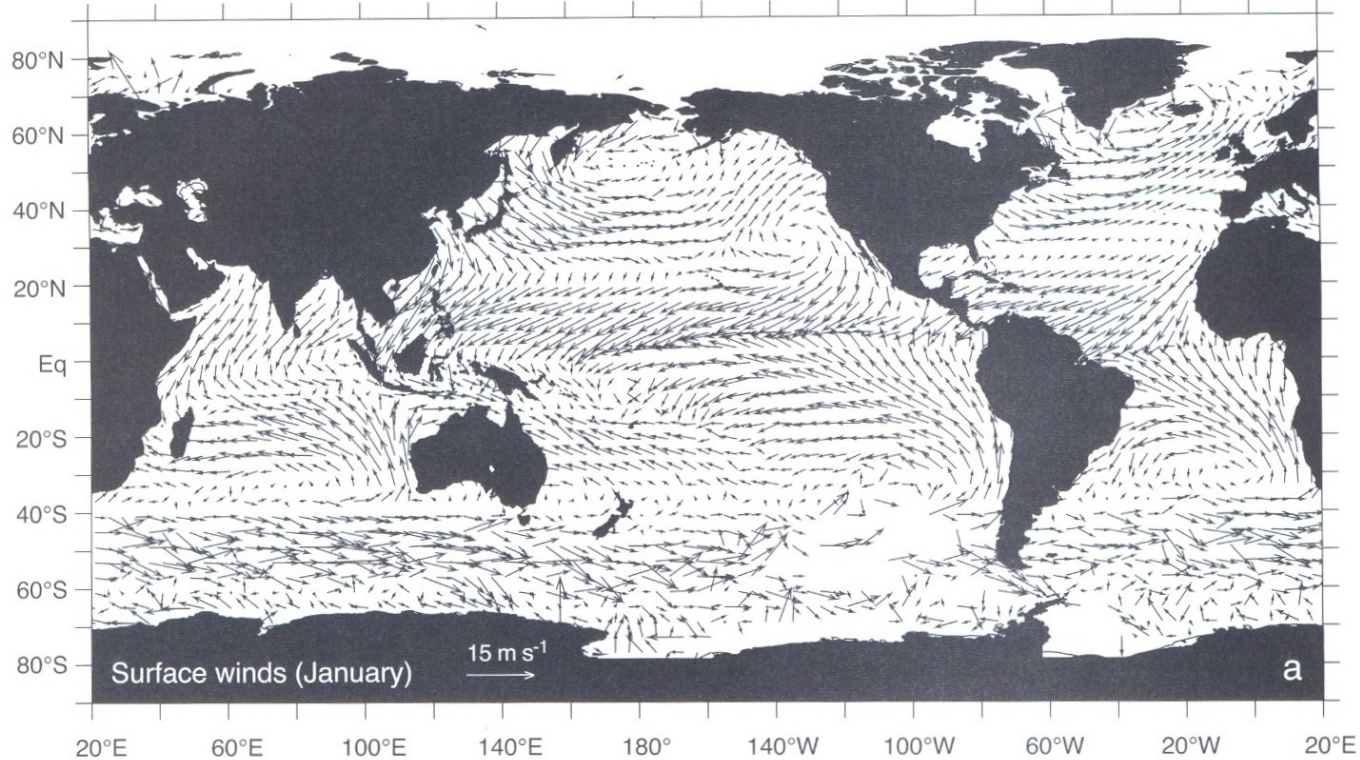
V et L sont les vitesse et longueur caractéristiques de l'écoulement, ν la viscosité cinématique de l'air = $1.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

La force exercée par le vent c'est le taux de transfert de quantité de mouvement horizontal à l'océan: $\tau = -\rho_A \langle u' w' \rangle$,

$u' = u - \langle u \rangle$, $w' = w - \langle w \rangle$ et les crochets représentent la moyenne,

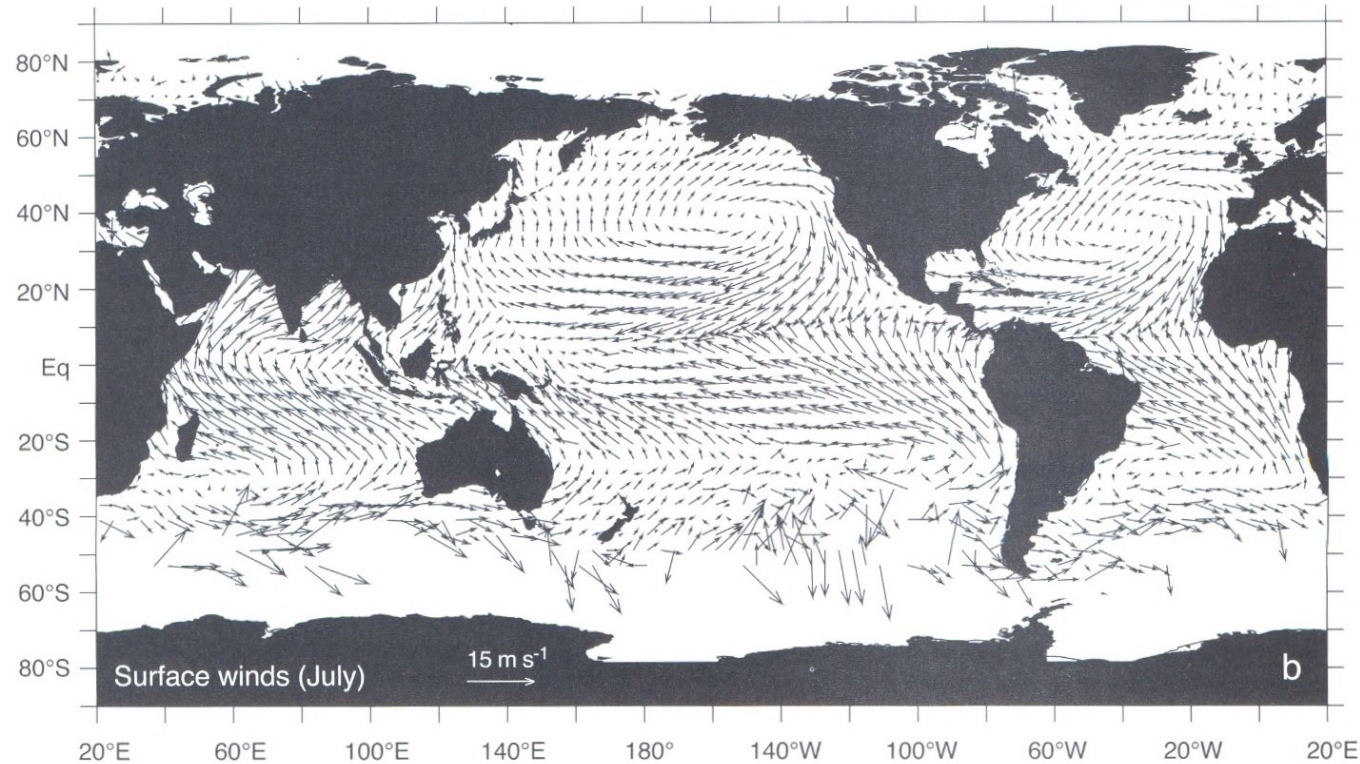
$$\langle u \rangle = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt$$

par exemple



Climatologie des vents au niveau de la mer

- Vents d'ouest aux moyennes latitudes
- Alizés (d'est) dans les régions tropicales
- Zone de convergence intertropicale autour de l'équateur



+ Vents plus forts en hiver

Mesure de la tension du vent

- Dans les 10 à 20 premiers mètres au-dessus de la mer, τ est quasi constant. Dimensionnellement, on peut écrire $\tau = \rho_A u_*^2$

u_* est appelé la « vitesse de frottement »

Si l'on fait l'hypothèse que le cisaillement moyen ne dépend que de τ , ρ_A et z l'altitude au dessus de la mer, on obtient alors,

toujours dimensionnellement, avec κ une constante expérimentale (dite de Von Karman): $\frac{\partial \langle u \rangle}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z}$

En intégrant, on obtient: $\langle u(z) \rangle = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_S}\right)$

z_S est une constante d'intégration qui dépend de la géométrie de la surface et des processus physiques qui s'y passent.

En mesurant le vent à 10 m, on a alors $\tau = \rho_A C_D(10) U_{10}^2$

$C_D(10)$ est le coefficient de traînée à 10 m.

tension de vent zonale en moyenne zonale :

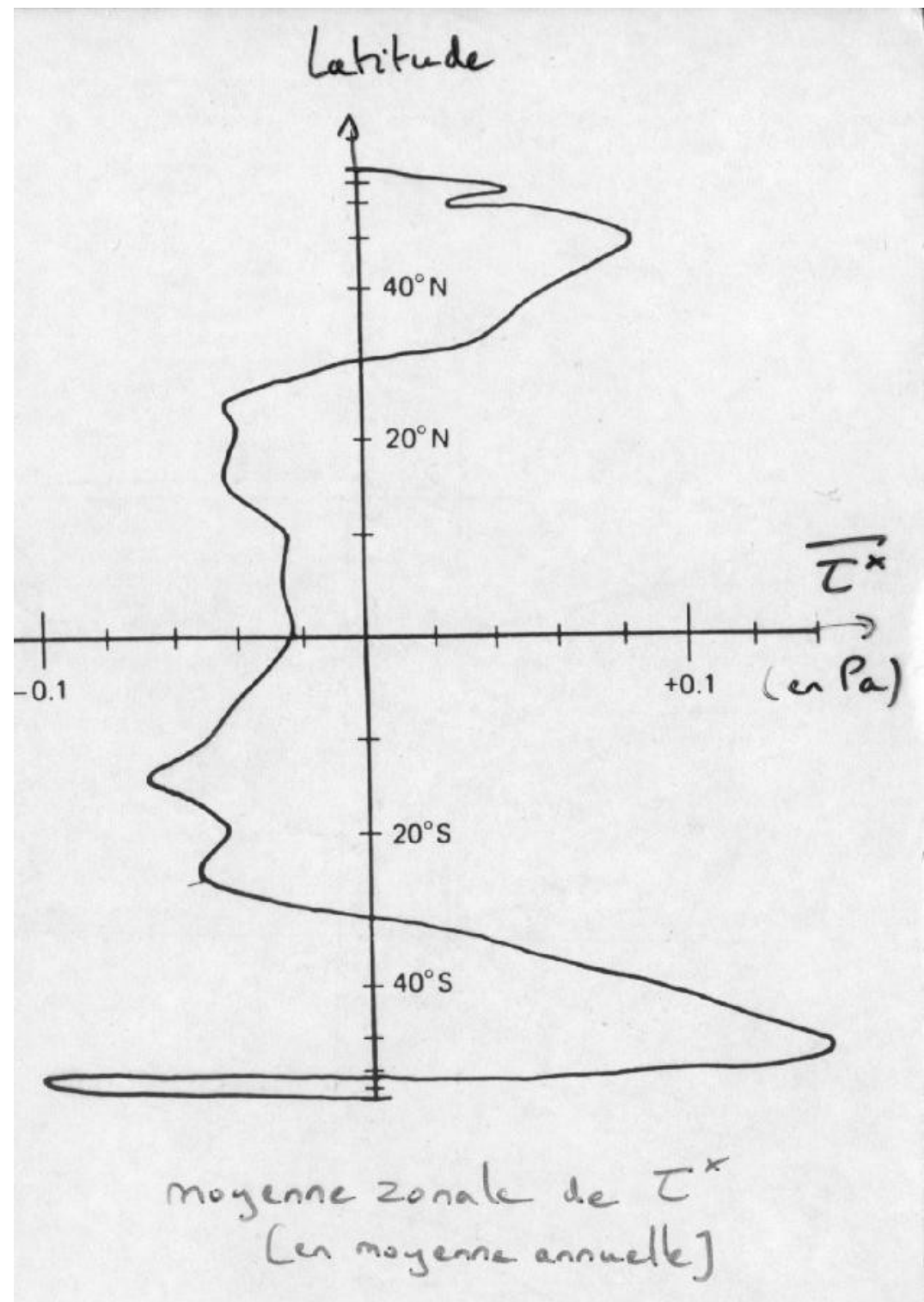
- alizés de NE (SE)
dans les régions
tropicales N (S),
- vents d'ouest aux
moyennes latitudes

typiquement

$$\tau = \rho_{\text{air}} C_D u_{10}^2$$

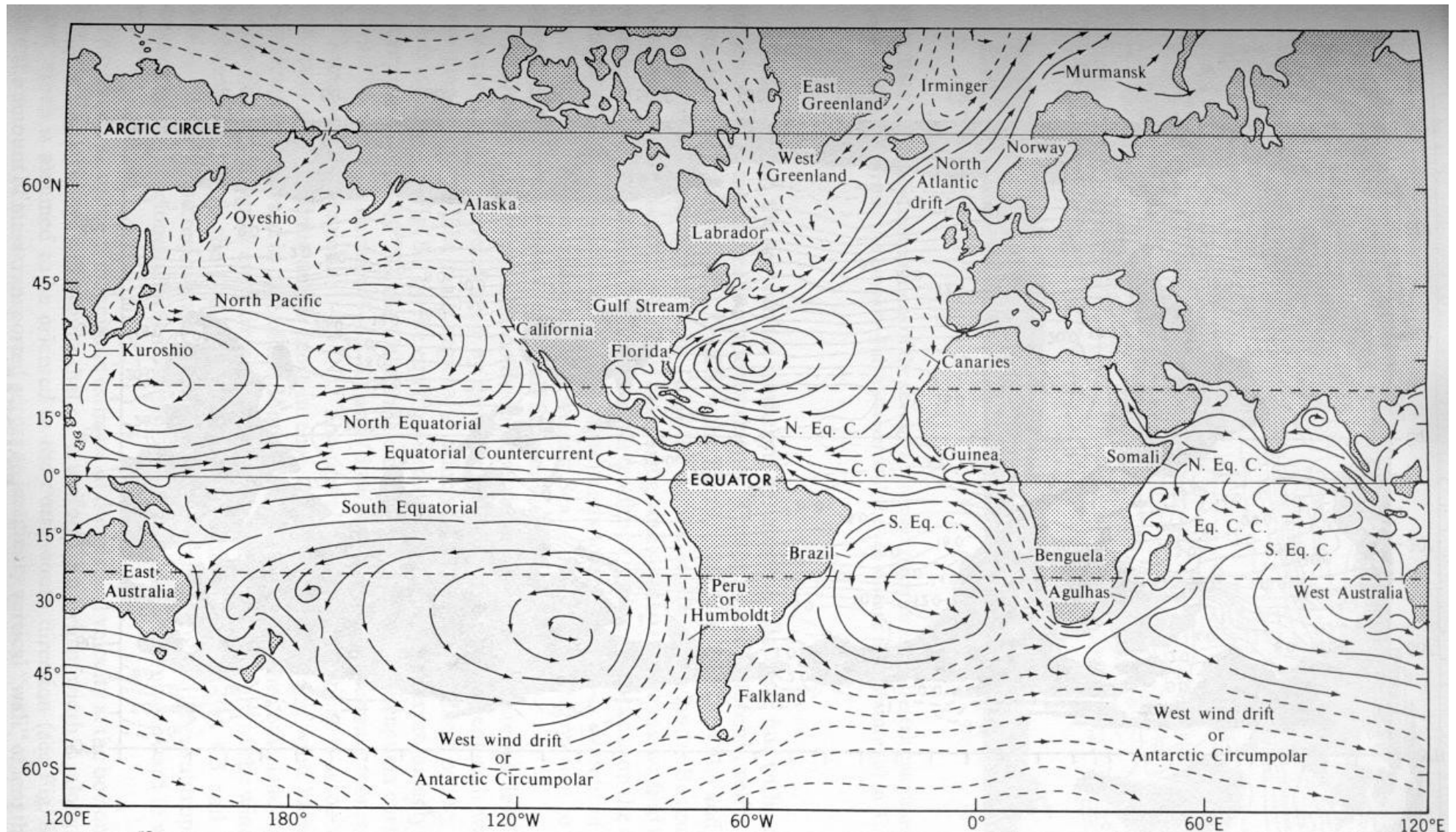
$$0.1 \text{ Pa} =$$

$$1 \times 10^{-3} \times (10\text{m/s})^2$$



courants de surface

chauds en traits pleins, froids en pointillés



Échanges de chaleur océan-atmosphère

Flux de chaleur turbulents $\uparrow = Q_R + Q_S + Q_L$

flux de chaleur radiatif $\uparrow Q_R = -$ ondes courtes solaires $\downarrow -$
ondes longues atmosphère $\downarrow +$ ondes longues océan \uparrow

flux de chaleur sensible $\uparrow Q_S = \rho_a C_{pa} C_d |V_a| (T_o - T_a)$

flux de chaleur latente $\uparrow \propto$ évaporation

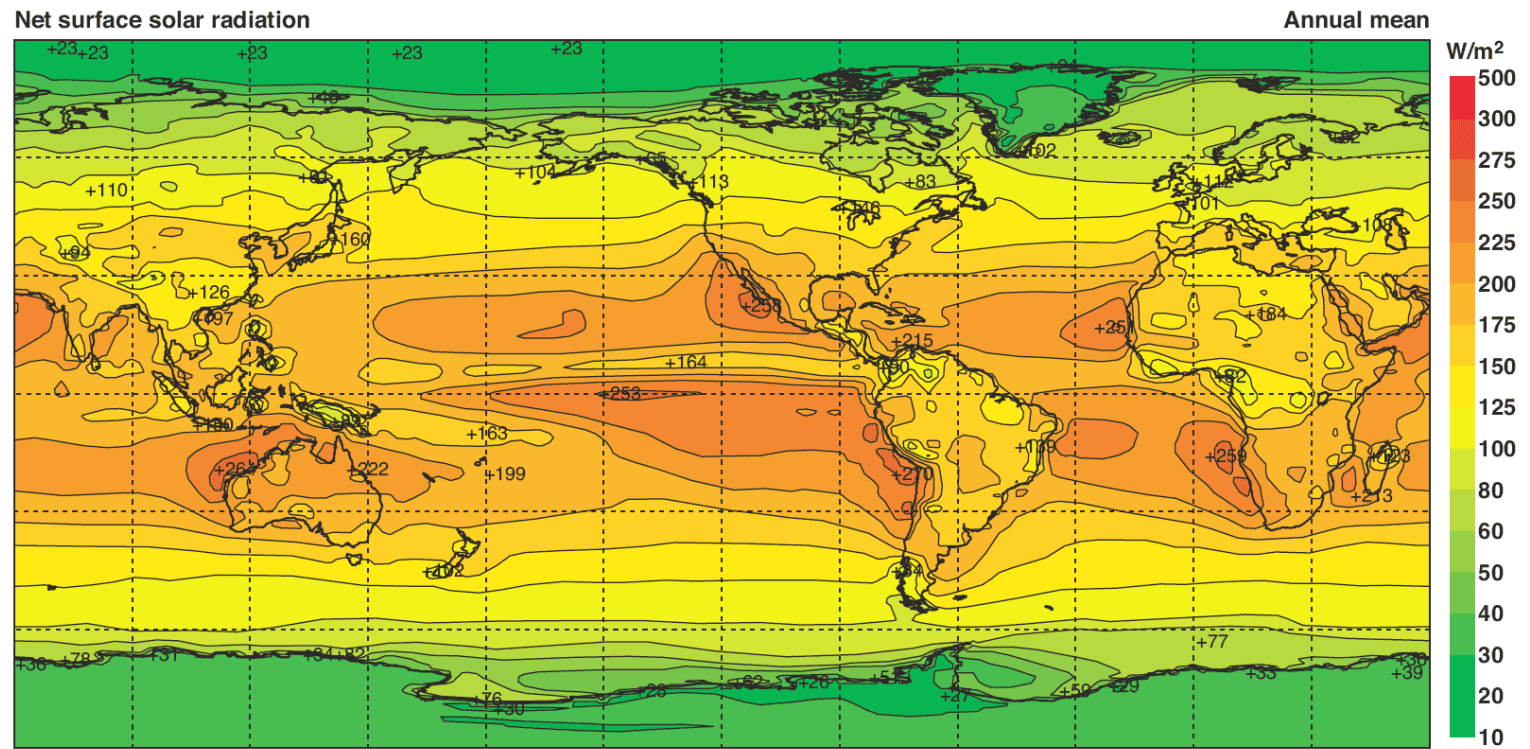
$$Q_L = \rho_a C_d |V_a| L_E [q_{sat}(T_o) - q_a]$$

$$q_{sat}(T_o) = 0.622 e_{sat}(T_o) / P_a$$

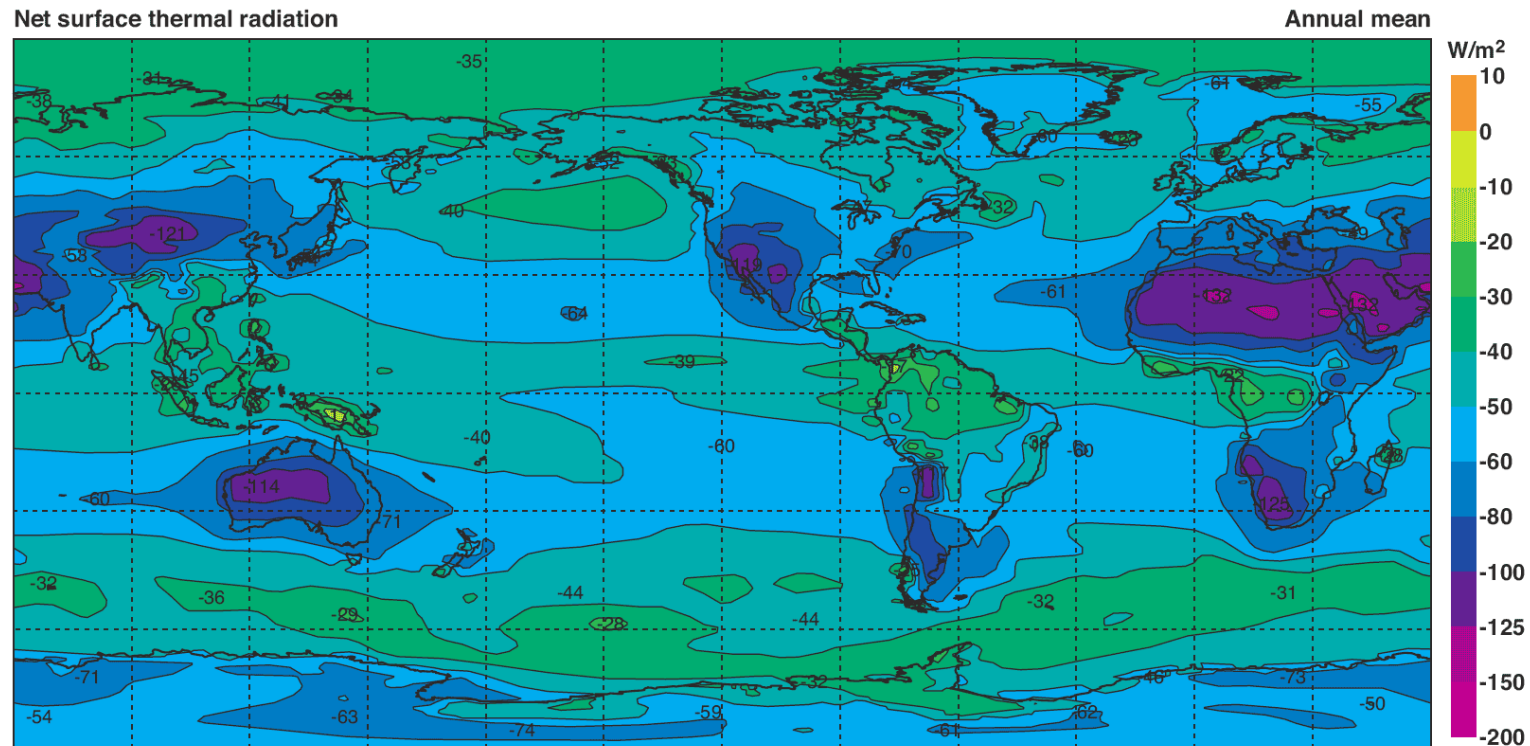
$$q_a = r q_{sat}(T_a)$$

$$e_{sat}(T) = 10^{(9.4051 - 2353/T)}$$

rayonnement
solaire
incident net
au niveau de
la mer

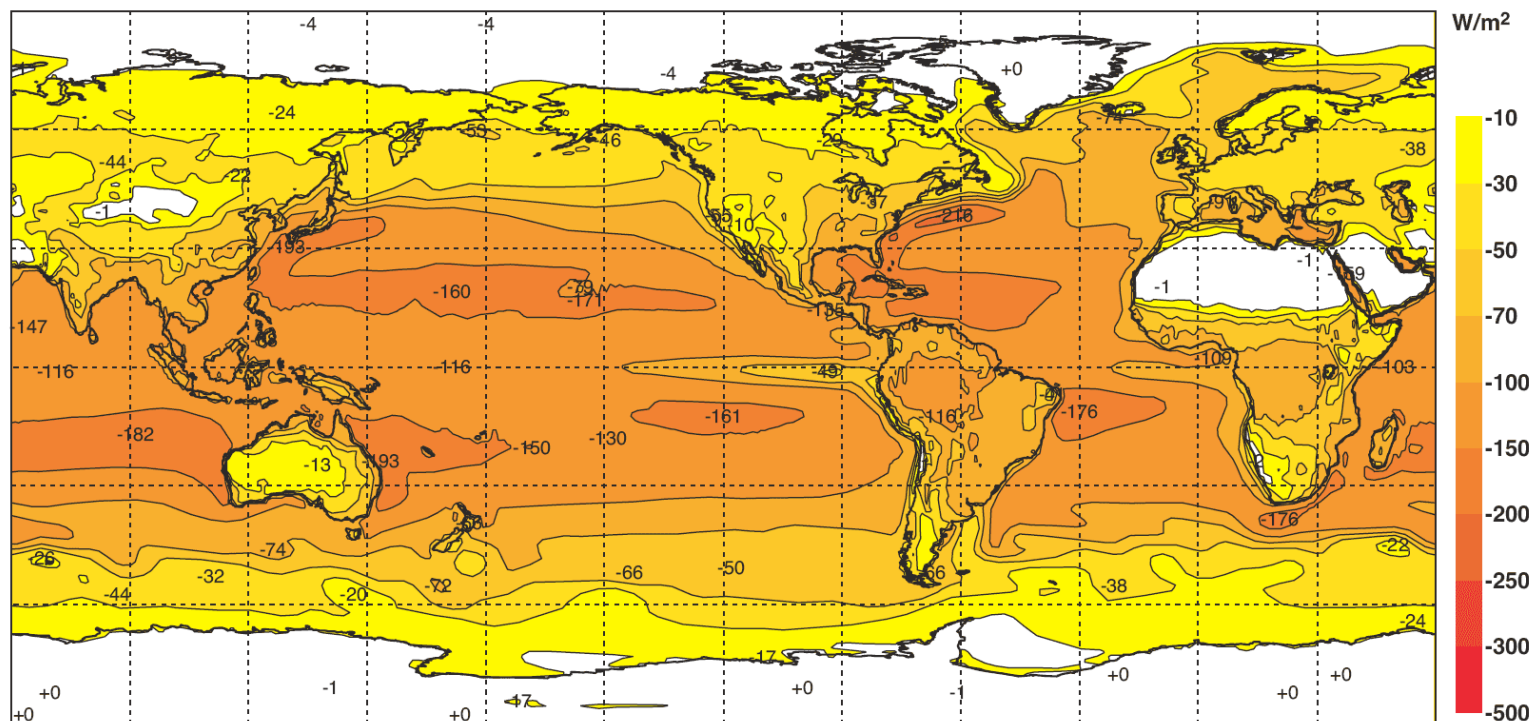


rayonnement
infrarouge
net au niveau
de la mer



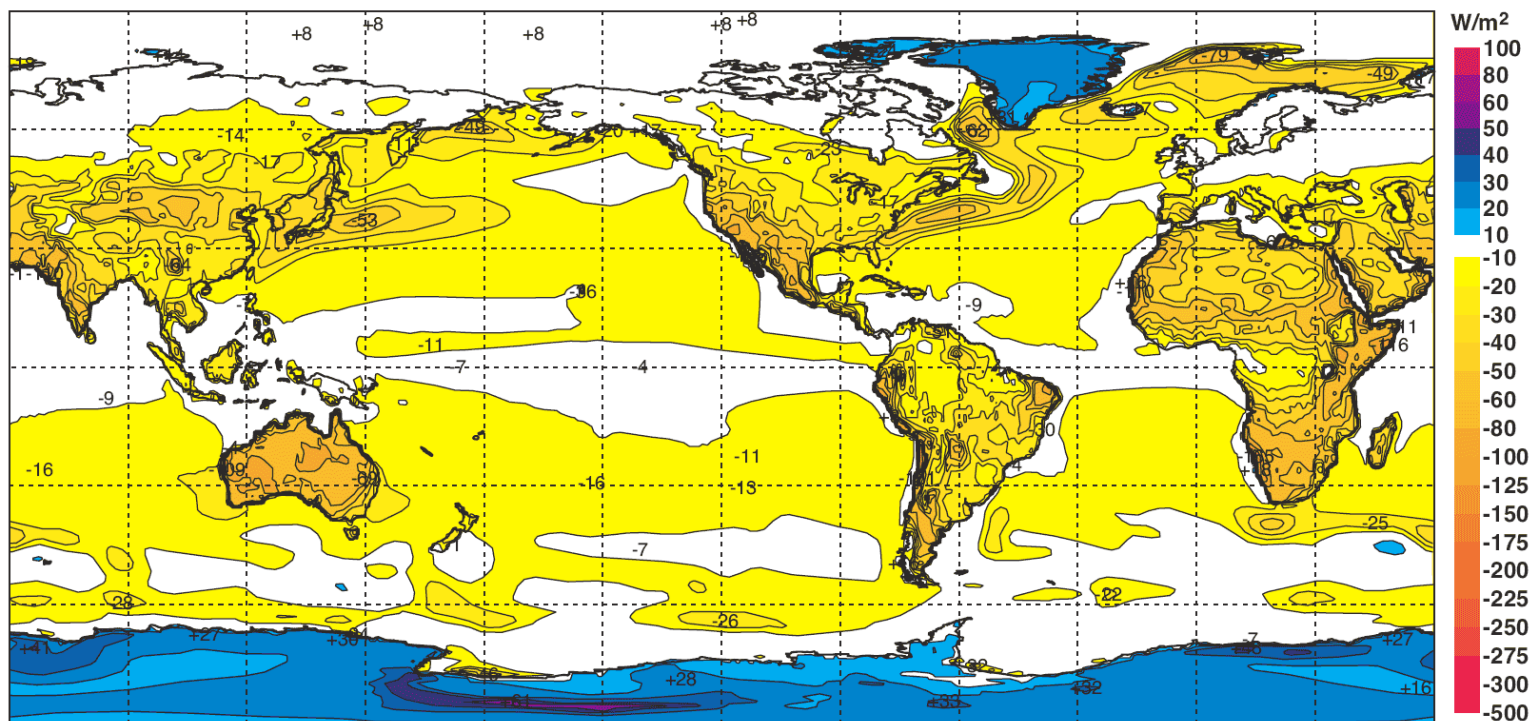
flux de
chaleur
latente au
niveau à la
surface

Surface latent heat flux

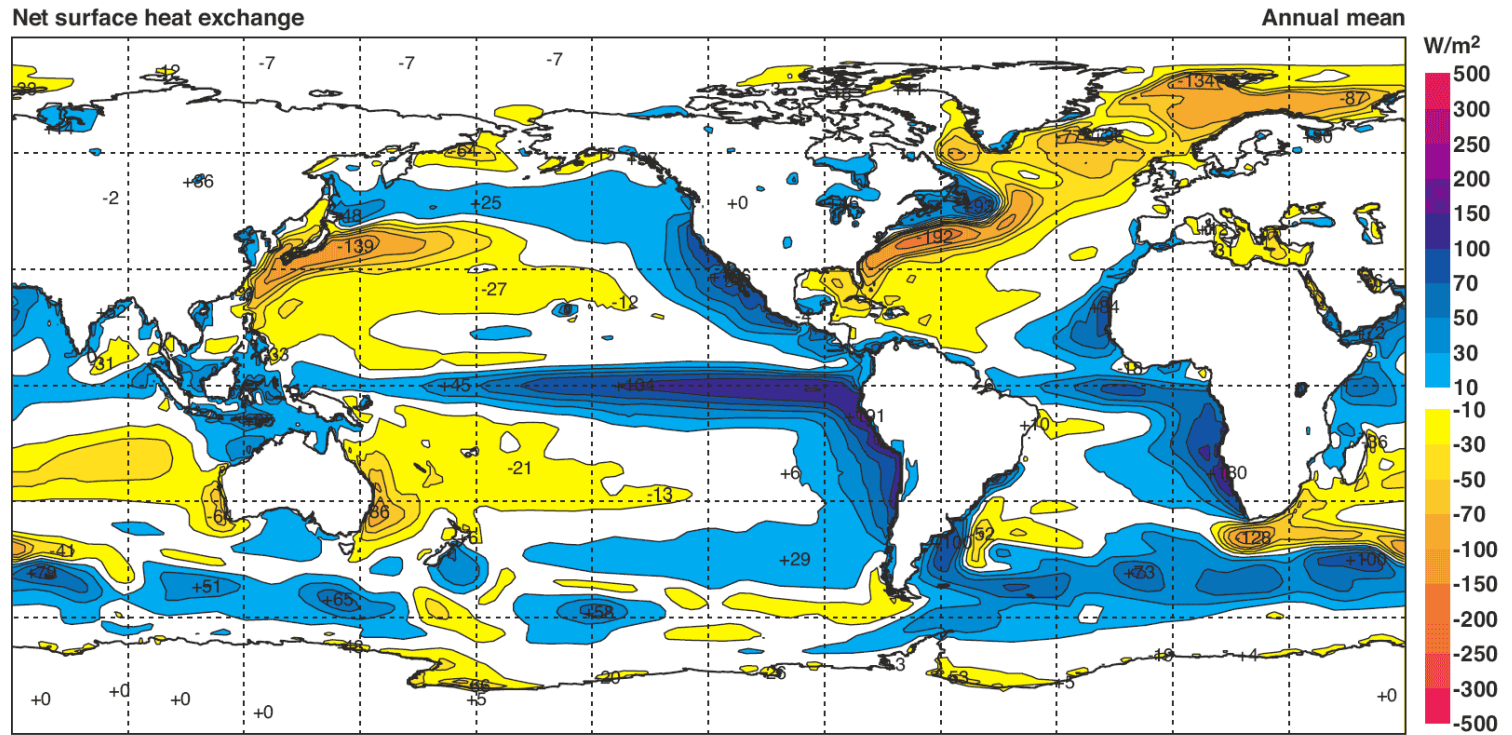


flux de
chaleur
sensible à la
surface

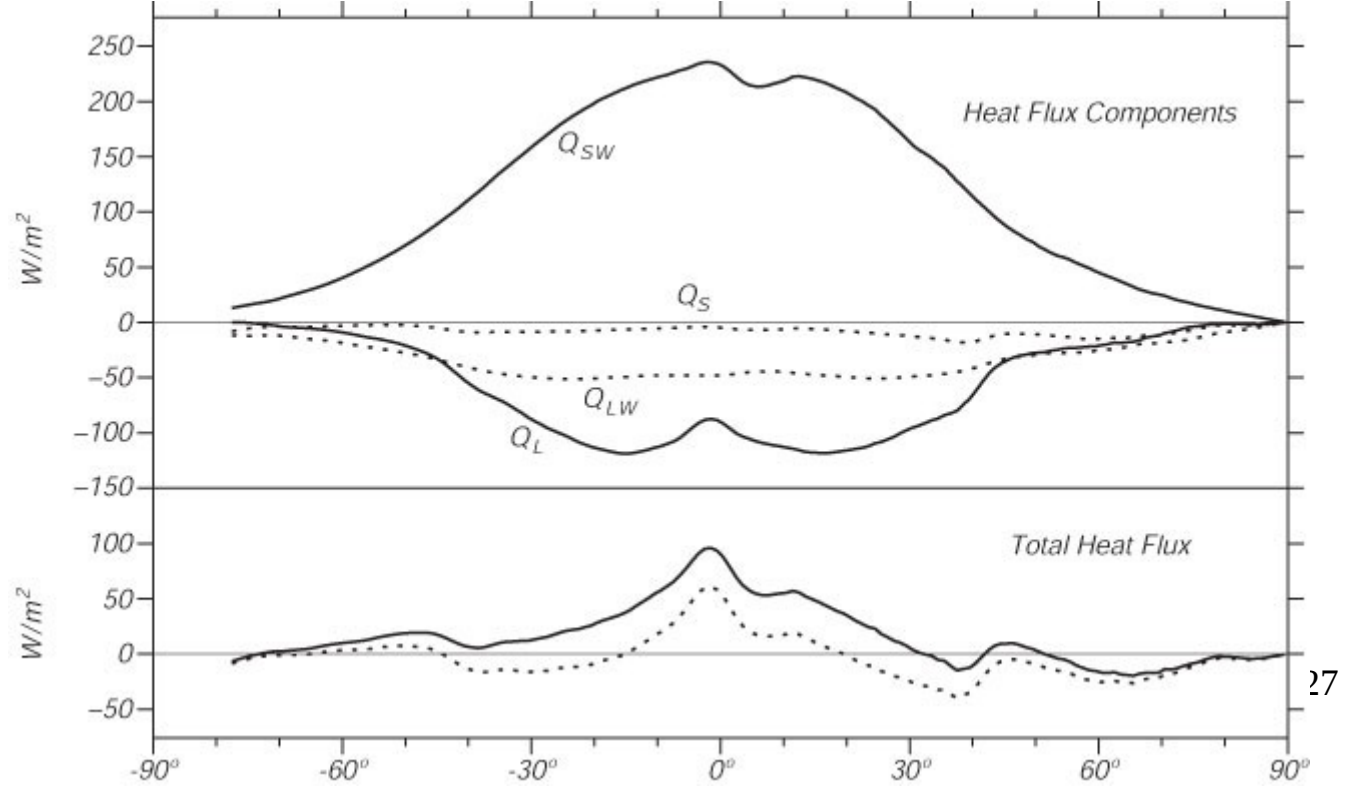
Surface sensible heat flux



flux de chaleur net à la surface de l'océan (positif = gain de chaleur par l'océan)



flux de chaleur à la surface en moyenne zonale (en haut) ; flux de chaleur net avant (16W/m²) et après correction (en bas)



Transfert de chaleur sensible et latente

Le flux turbulent de chaleur dû à la conduction thermique, dit de chaleur sensible est donné par :

$$Q_S = \rho_A C_{pA} C_S U_{10} (SST - T_A) \text{ en } W \text{ m}^{-2}$$

Le flux turbulent de chaleur dû à l'évaporation, dit de chaleur latente est donné par :

$$Q_L = L_V E = \rho_A L_V C_L U_{10} (q(SST) - q_A) \text{ en } W \text{ m}^{-2}$$

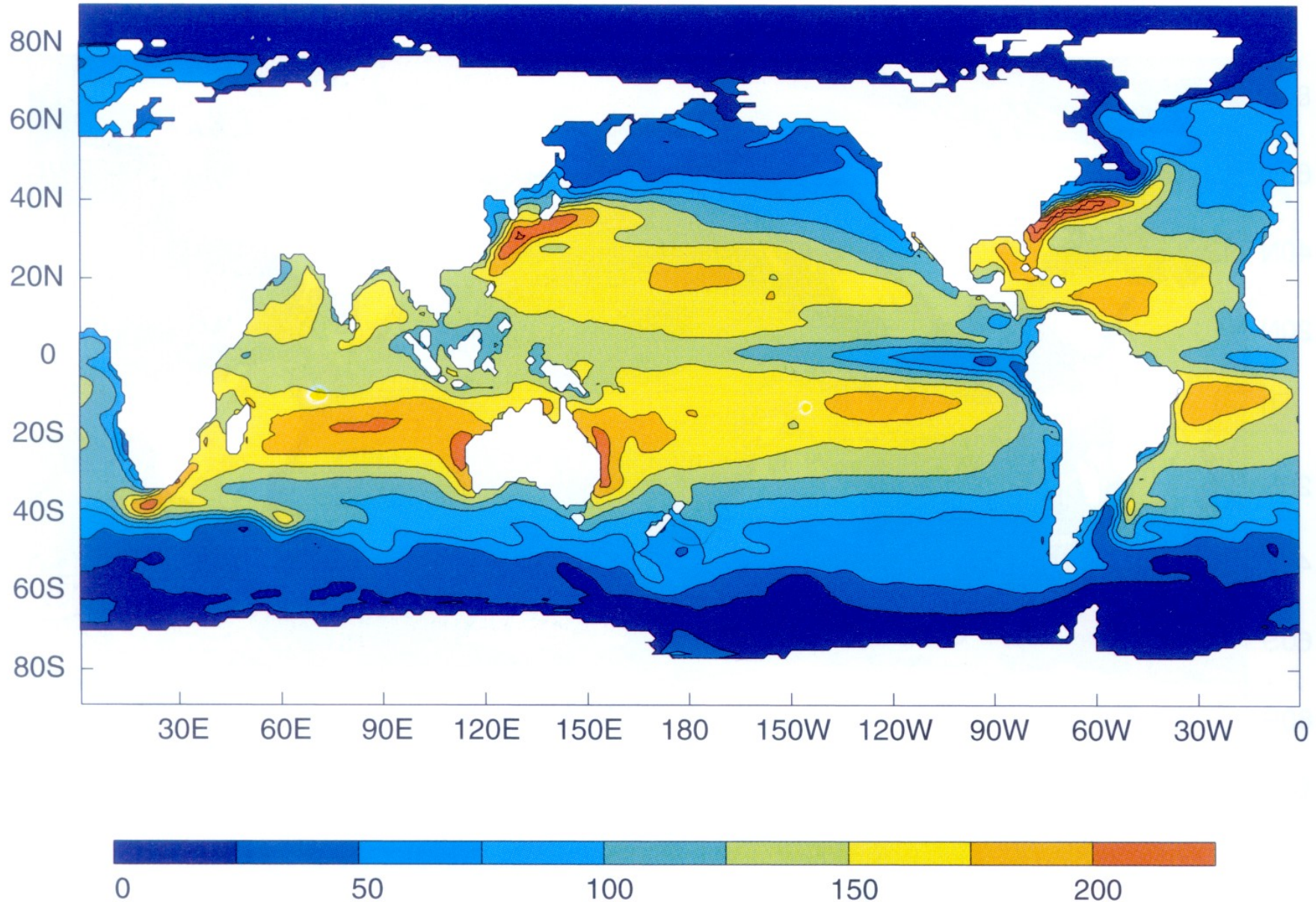
$C_{pA} \approx 1000 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ chaleur massique de l'air,

$L_V \approx 2500 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1}$ chaleur latente d'évaporation

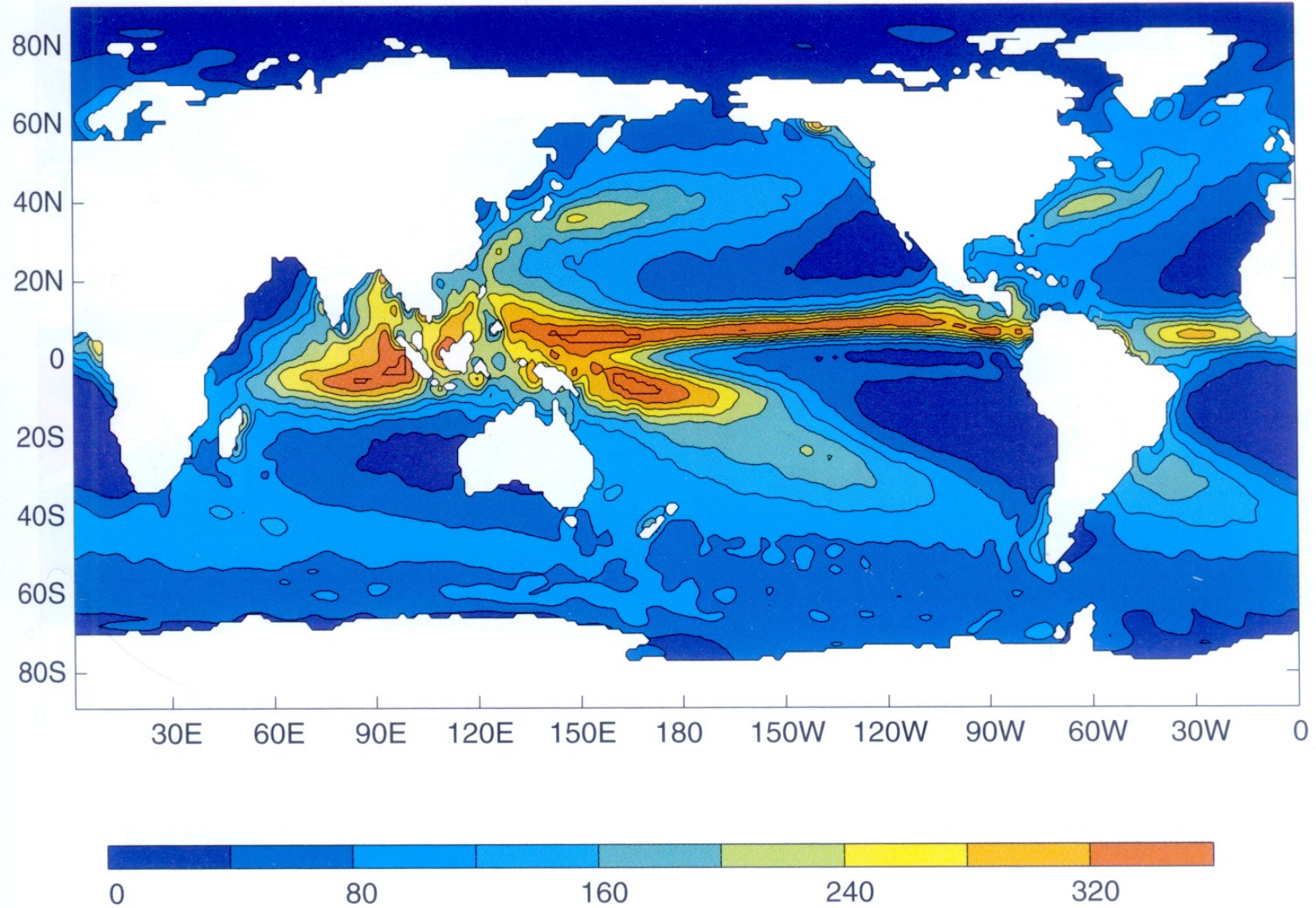
q humidité massique (i.e. masse de vapeur d'eau par kg d'air)

$q(SST)$ humidité massique à la température de la mer, à la saturation

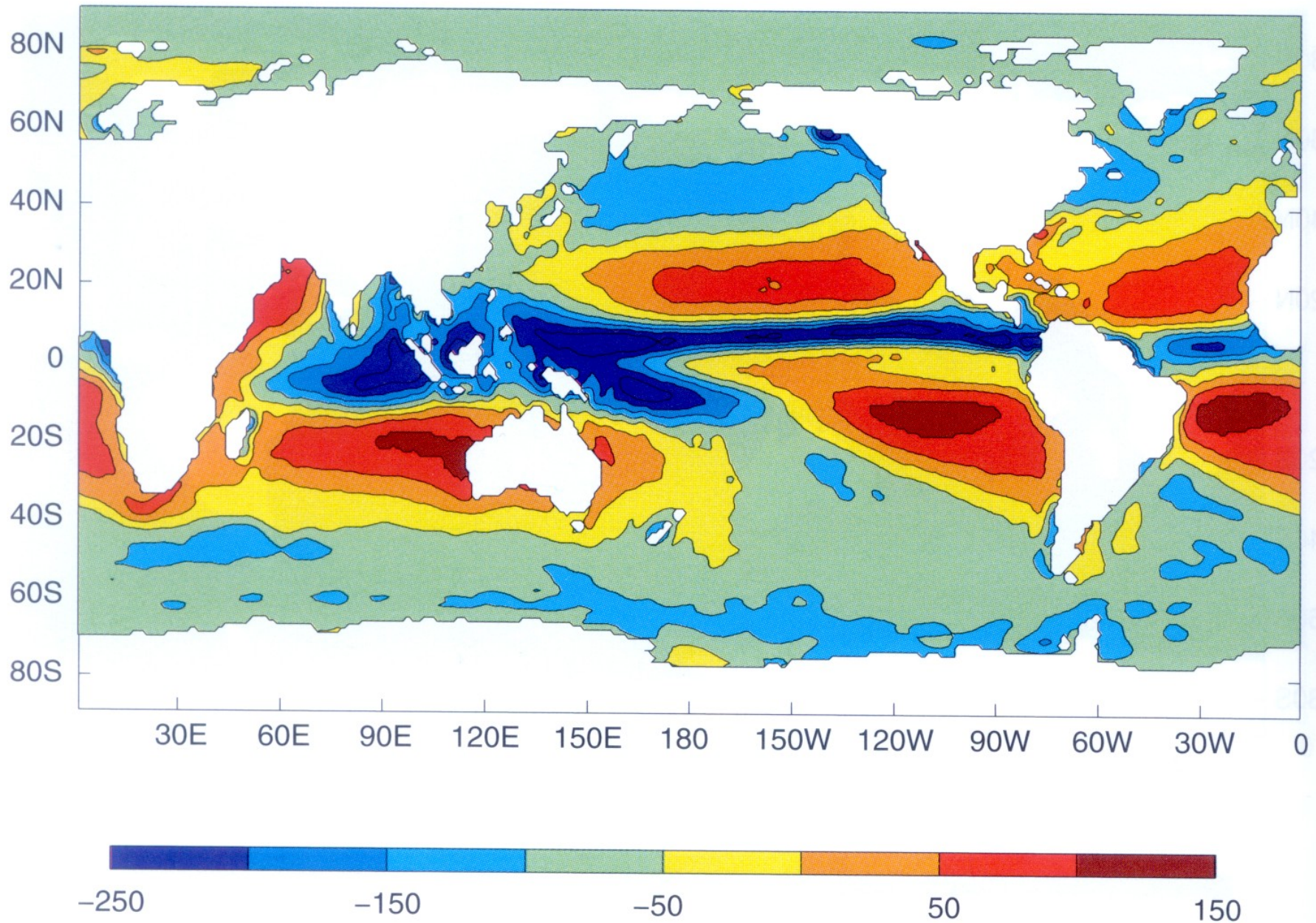
Evaporation moyenne annuelle (cm an⁻¹)



Précipitations moyennes annuelles (cm an⁻¹)



Différence E-P (cm an⁻¹)



Bleu : précipitation nette

Rouge : évaporation nette

Comment ces forçages influencent-ils la densité de l'eau à la surface de l'océan ?

masse volumique $\rho = \rho_0(1 - \alpha T + \beta S)$

α expansion thermique ($0.2 \cdot 10^{-3} \text{ K}^{-1}$)

β contraction haline ($0.8 \cdot 10^{-3} \text{ psu}^{-1}$)

- flux de chaleur : Q

$$\rho_0 C_p h \frac{dT}{dt} = Q$$

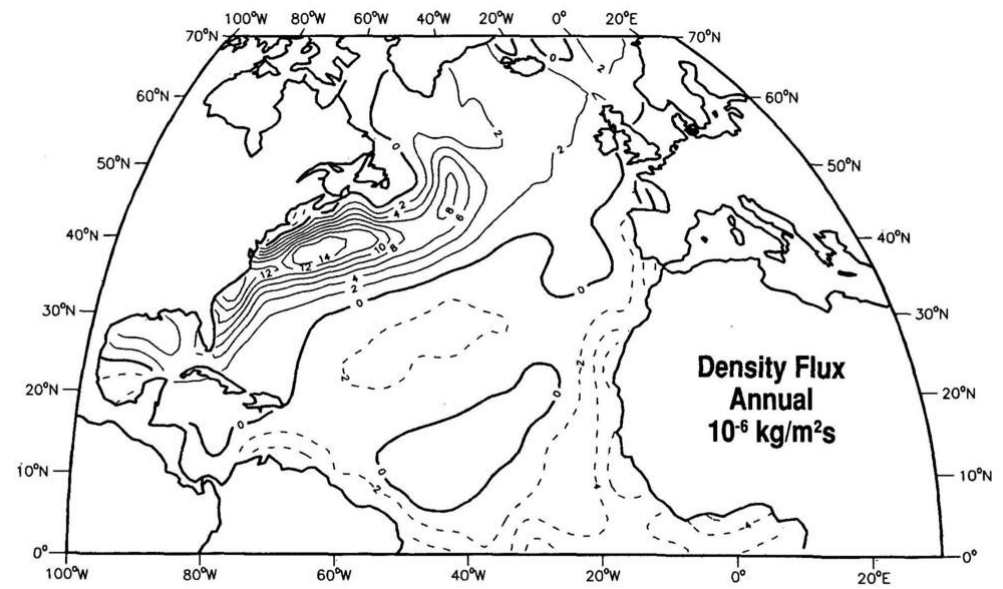
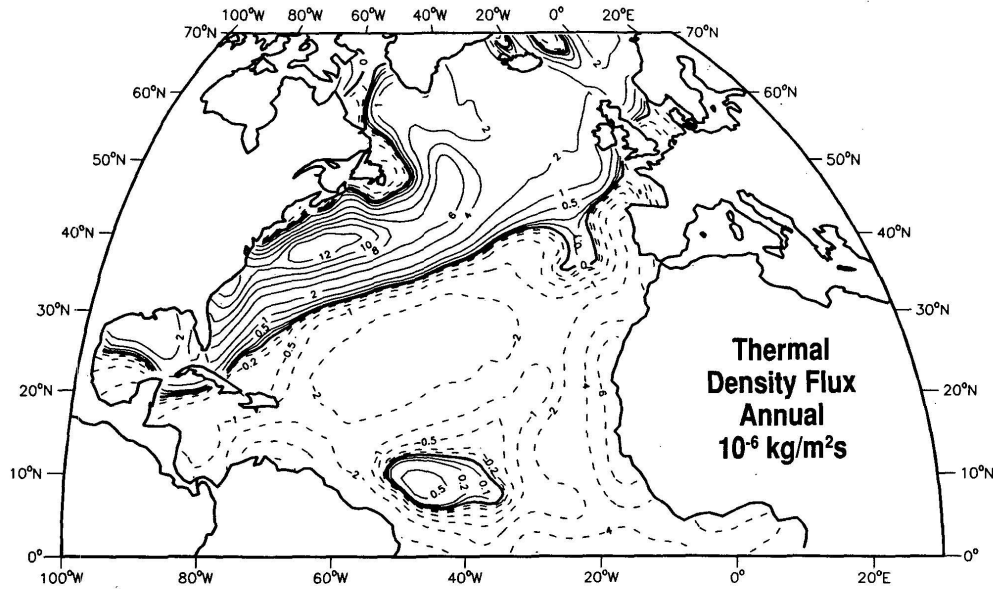
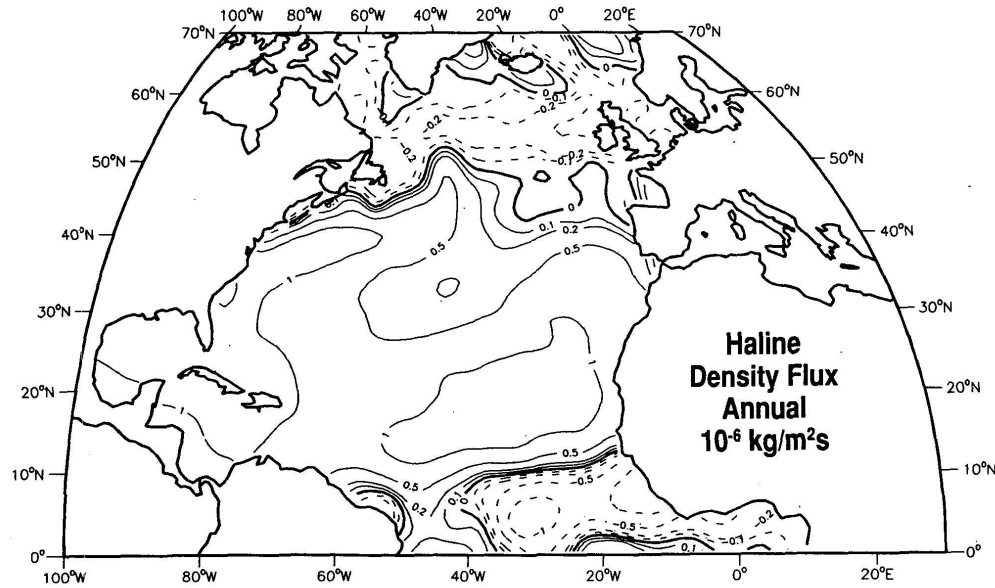
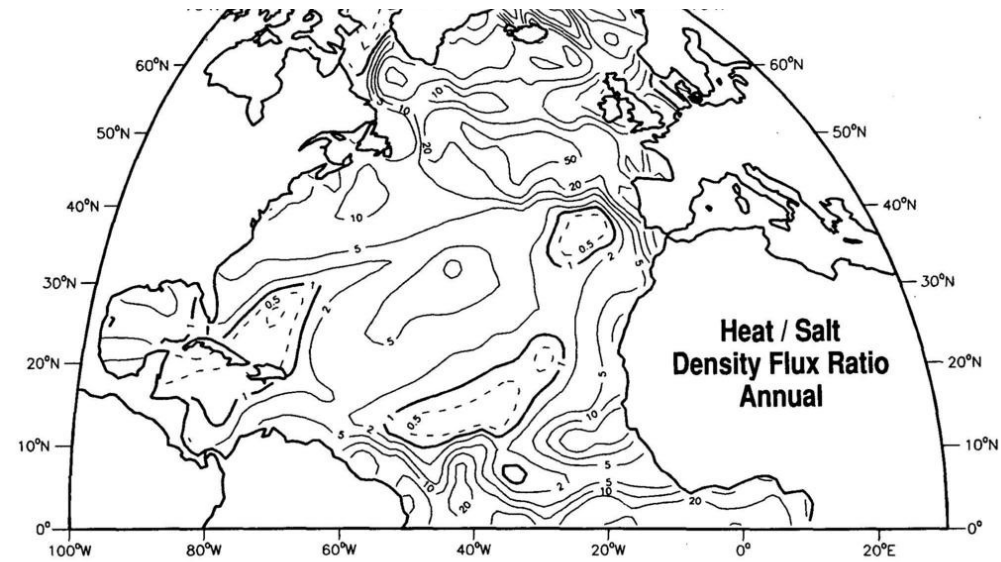
- flux d'eau douce : $E - P$

conservation du sel $\Rightarrow hS = (h + dh)(S + dS)$ avec $dh = (P - E)dt$

$$h \frac{dS}{dt} = (E - P)S$$

- flux de densité :

$$h \frac{d\rho}{dt} = h\rho_0 \left(-\alpha \frac{dT}{dt} + \beta \frac{dS}{dt} \right) = \left[\frac{\alpha Q}{C_p} + \beta \rho_0 S (E - P) \right]$$

FIG. 4. The annual average density flux into the ocean in $10^{-6} \text{ kg (m}^2 \text{ s}^{-1})^{-1}$.FIG. 5. (a) The thermal contribution to the annual average density flux into the ocean ($-\rho\alpha F_T$) in $10^{-6} \text{ kg (m}^2 \text{ s}^{-1})^{-1}$. (b) The haline contribution to the annual average density flux into the ocean ($\rho\beta F_S$) in $10^{-6} \text{ kg (m}^2 \text{ s}^{-1})^{-1}$.FIG. 5. (Continued) (c) The absolute value of the ratio of the heat and salt density fluxes, $|\alpha F_T / \beta F_S|$.