

Dynamique de la moyenne atmosphère et des ondes atmosphériques

François Lott, flott@lmd.ens.fr

- 1) Climatologies de la moyenne atmosphère et équations de bases
- 2) La circulation générale de la moyenne atmosphère et équations pour les interactions ondes-écoulement moyen
- 3) Les ondes de gravité
- 4) Les ondes de Rossby
- 5) Les marées atmosphériques
- 6) Les ondes équatoriales
- 7) Les oscillations tropicales semi annuelle et quasi biannuelle
- 8) La variabilité aux moyennes latitudes et les réchauffements stratosphériques soudains

Dynamique de la moyenne atmosphère et des ondes atmosphériques

François Lott, flott@lmd.ens.fr

1) Climatologies de la moyenne atmosphère et équations de base

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques de la Moyenne Atmosphère

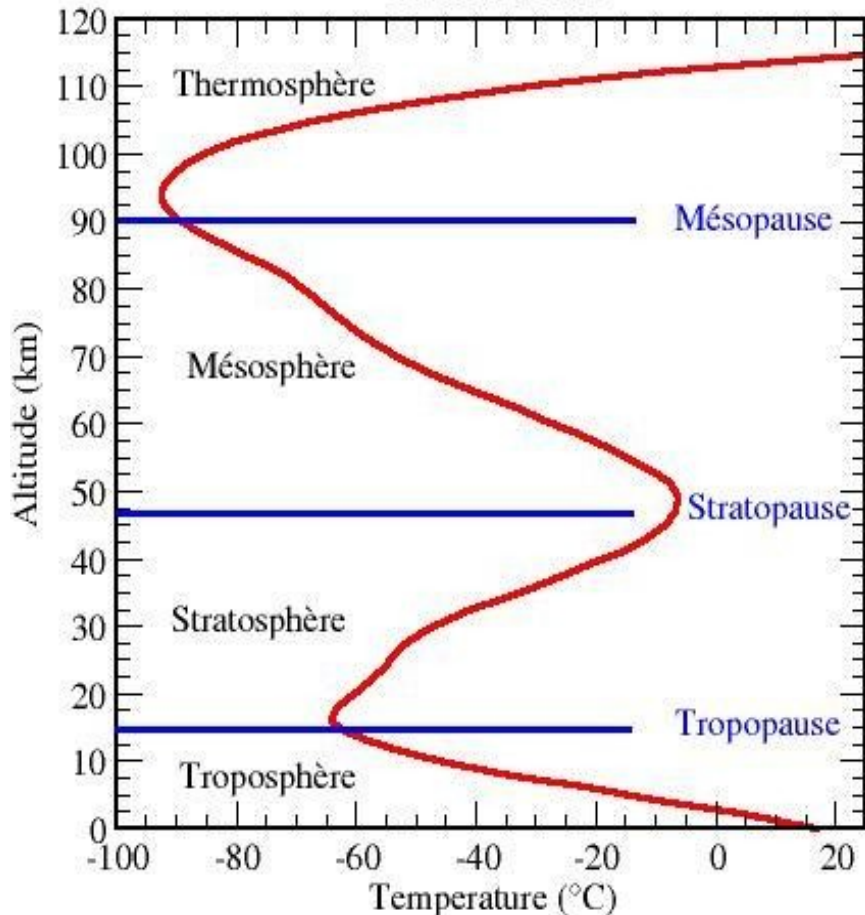
b) Equations utilisées dans le cours

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Qu'est ce que la moyenne atmosphère?

Température en fonction de l'altitude z^*

Données CIRA



- Données CIRA (1988): Roquettes et radiosondages, satellites au dessus de 110km.

- **Troposphère: T décroît avec z , chauffage par le sol tandis que H_2O et nuages refroidissent le haut (IR).**

- **La moyenne atmosphère:**

- contient 2 des 3 couches de l'atmosphère neutre: la stratosphère et la mésosphère

- Les composants majoritaires y sont bien mélangés.

- Max de T à 50km du à l'O₃. Définie la stratopause séparant la mésosphère et la stratosphère.

- **Au dessus, la thermosphère. C'est la couche la plus exposé au soleil et aux rayons X qui ionisent les particules: elle contient la ionosphère (80-500km) où se produisent les aurores boréales.**

- **Très peu dense, T y varie de 600K à 1800K en une journée.**

- **L'atmosphère n'est plus neutre et n'est plus bien mélangée: la composition varie du fait de la grande distance entre les atomes**

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Relations statiques: P , ρ , θ et Φ à partir de $T(z^*)$

- Loi des gaz parfaits + relation hydrostatique: $\frac{p}{\rho} = RT$ et $\frac{\partial p}{\partial z^*} = -\rho g$

- Pression et Température: $p = p_s \exp\left(-\int_{z_s^*}^{z^*} \frac{g}{RT} dz^*\right)$

- Hauteur log-pression: $z = H \ln\left(\frac{p_s}{p}\right)$

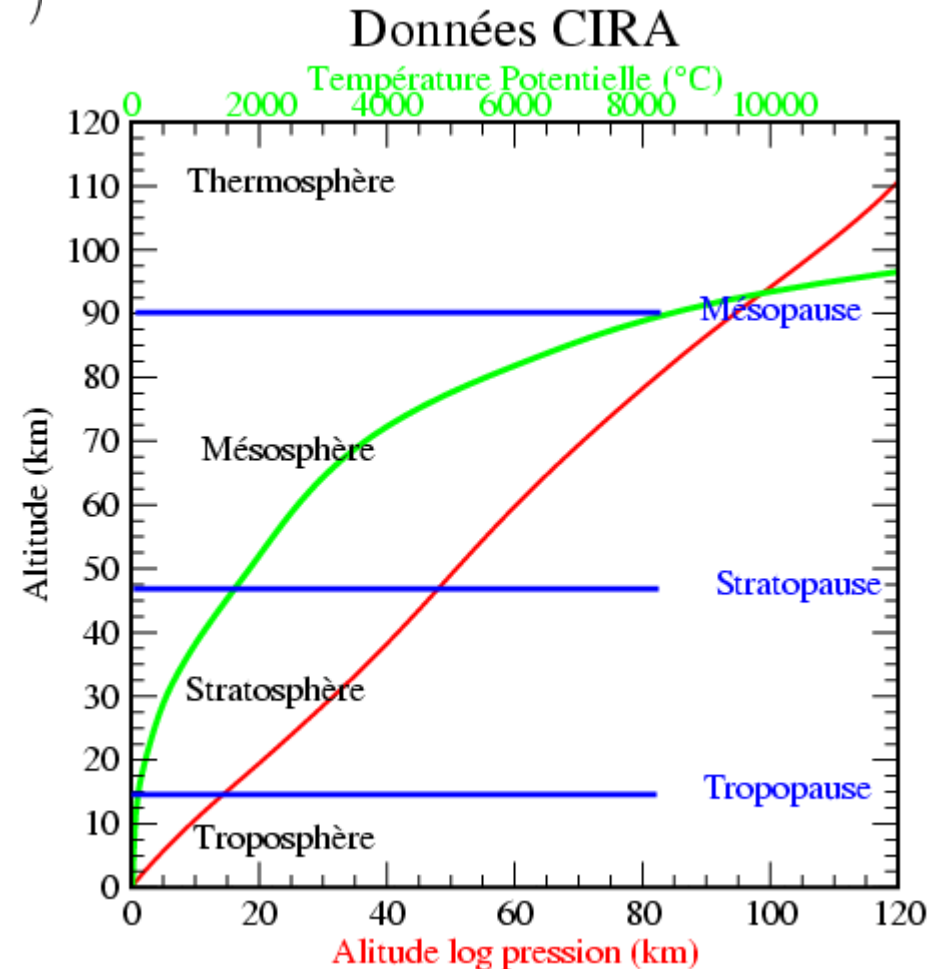
- Hauteur caractéristique: $H = \frac{RT_m}{g} = 7\text{km}$

- $T_m \sim 240\text{K}$, T° moyenne caractéristique: $z = z^*$ si $T = T_m$

- Température potentielle: $\theta = T \left(\frac{p}{p_s}\right)^\kappa = T \exp\left(\frac{\kappa z}{H}\right)$

- Géopotential: $\Phi = \int_{z_s^*}^{z^*} g dz^*$

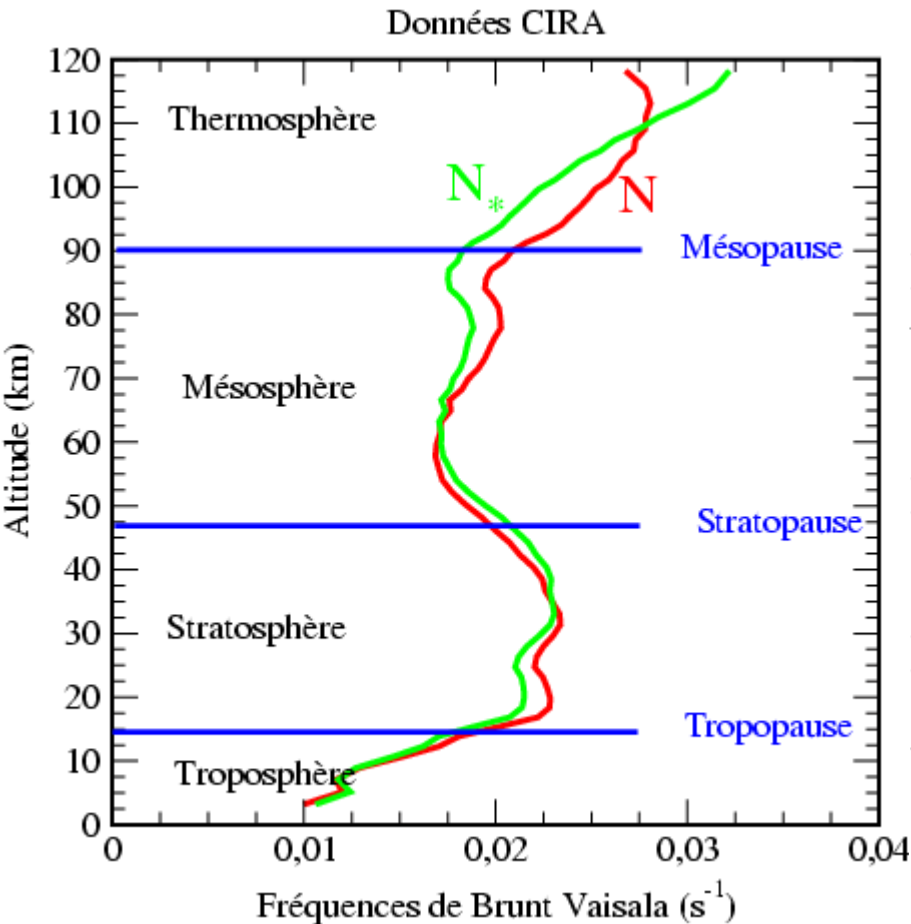
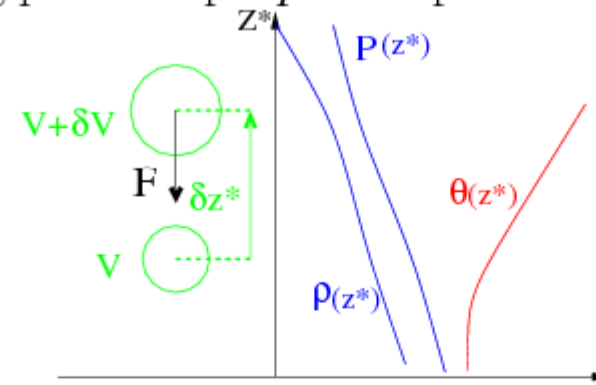
- Relation hydrostatique: $\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}$



a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Stabilité statique:

Méthode de la parcelle: On déplace une parcelle d'air, on fait l'hypothèse que p n'est pas affectée



Masse de la parcelle d'air: $m = \rho(z^*)V$

Volume d'air déplacé: $V_d \approx V \left(1 - \frac{1}{\gamma p} \frac{dp}{dz^*} \delta z^*\right)$
(on a appliqué $pV^\gamma = \text{cte}$)

Masse de l'air déplacé: $m_d = \rho(z^* + \delta z^*)V_d$
 $m_d \approx m \left(1 + \frac{1}{\rho(z^*)} \frac{d\rho}{dz^*} \delta z^* - \frac{1}{\gamma p(z^*)} \frac{dp}{dz^*} \delta z^*\right)$

Poussée d'Archimède: $F = -g(m_d - m) = -m \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*} \delta z^*$

Accélération verticale: $\frac{d^2 \delta z^*}{dt^2} = \frac{F}{m} = -\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*} \delta z^*$

On appelle fréquence de Brunt Vaisala:

$$N_*^2(z) = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*}$$

Plus adapté en coordonnées log-pression:

$$N = N_* (T/T_m)$$

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Constituants trace majoritaires (1): CO₂ et H₂O

- CO₂: Uniforme très actif dans l'Infrarouge
- Vapeur d'eau: très faible quantité
- Bien qu'ayant un effet de serre, la faible teneur en H₂O caractérise plus la chimie de la stratosphère que son bilan radiatif
- Noter le minimum d'H₂O à la tropopause équatoriale

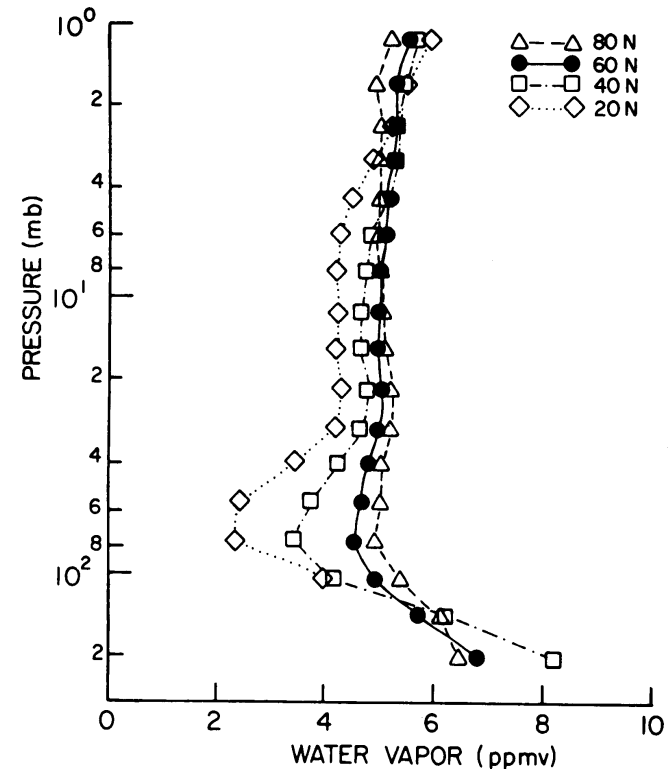


Fig. 1.5. Vertical profiles of water vapor mixing ratio at several latitudes measured by the LIMS instrument on the *Nimbus 7* satellite for May 1-26, 1979. [From Remsberg *et al.* (1984b). American Meteorological Society.]

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques
Constituants trace majoritaires (2): l'ozone O₃

- L'absorption des UV-b par O₃ est le moteur de la circulation dans l'atmosphère moyenne
- L'Ozone nous protège des UV-b
- Maximum à 30-40km, dans la stratosphère

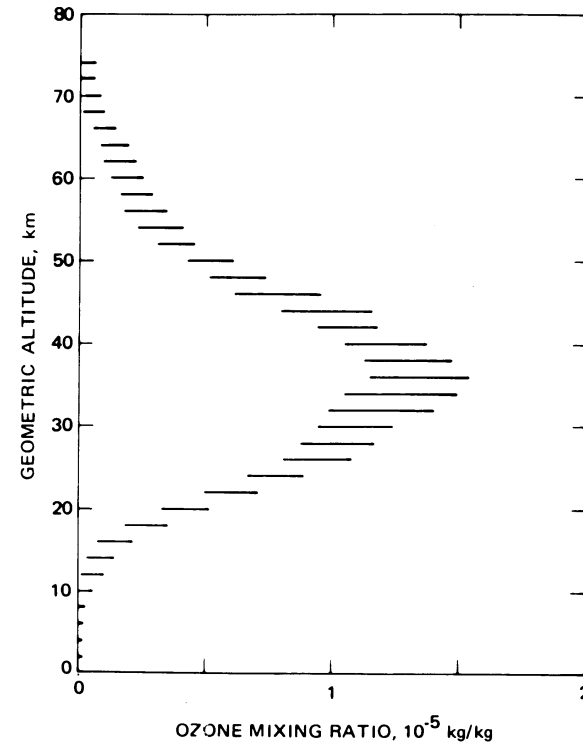
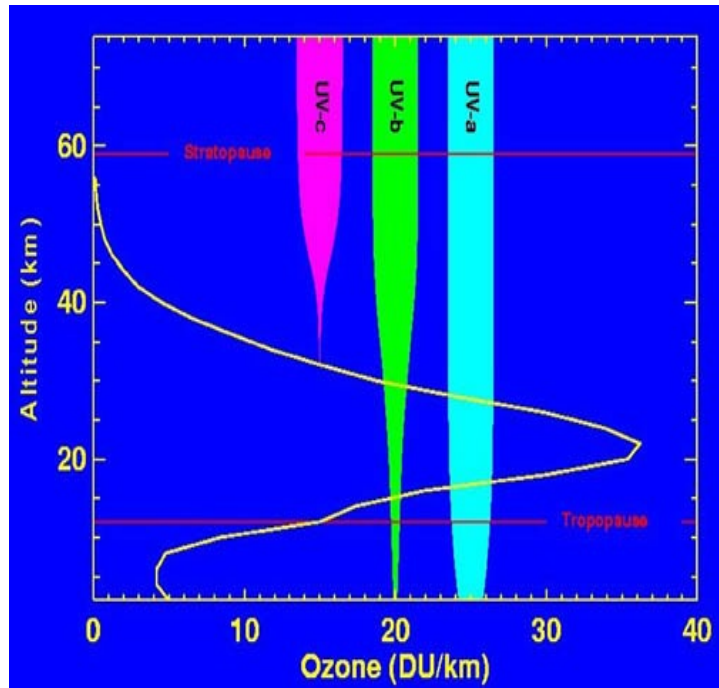


Fig. 1.7. The standard ozone profile of Fig. 1.6 plotted in terms of the mass mixing ratio. [From the *U.S. Standard Atmosphere* (1976).]

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Chauffage par l'Ozone



Profil d'Ozone aux moyennes latitude et Altitude de pénétration des UV-a, UV-b, UV-c

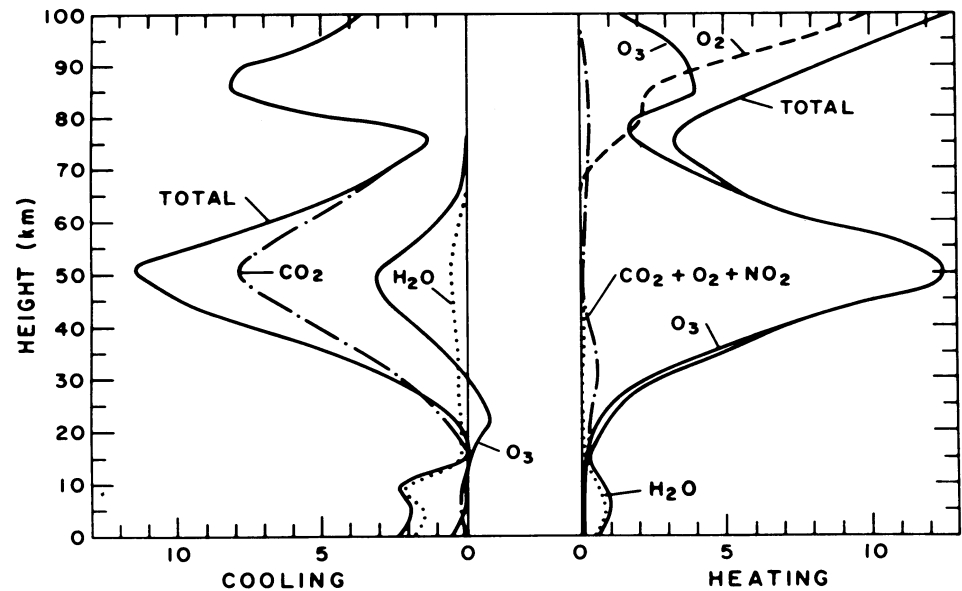
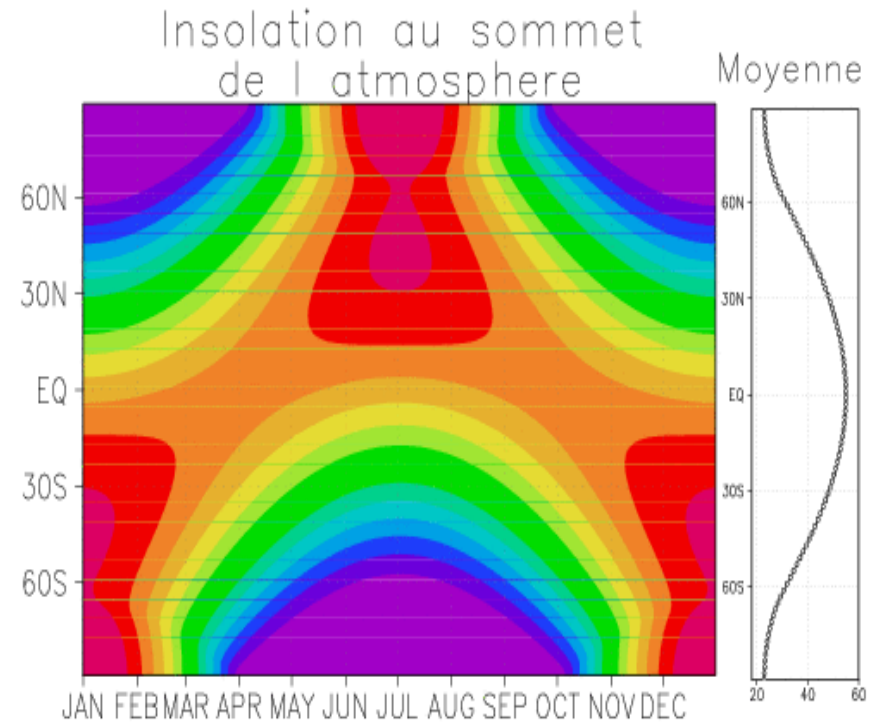
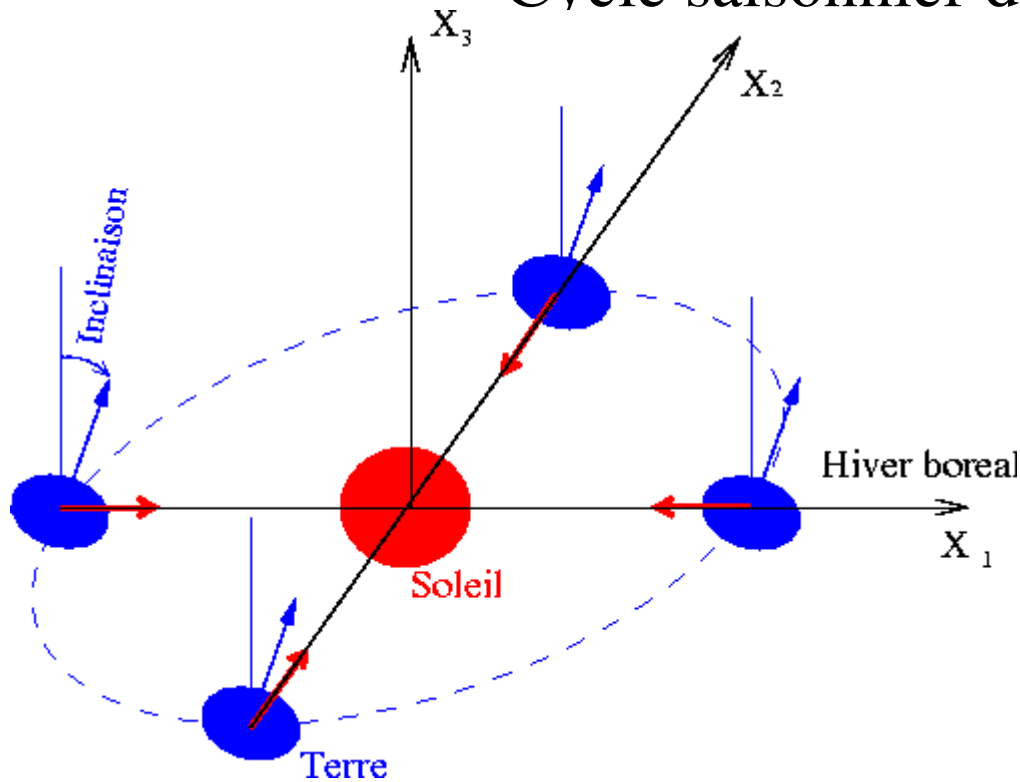


Fig. 2.1. Vertical distribution of heating due to absorption of solar radiation (right) and cooling due to emission of infrared radiation (left). [From London (1980), with permission.]

Distribution verticale du chauffage du à l'absorption des rayons solaires et du refroidissement du au rayonnement infrarouge

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Cycle saisonnier de l'ensoleillement



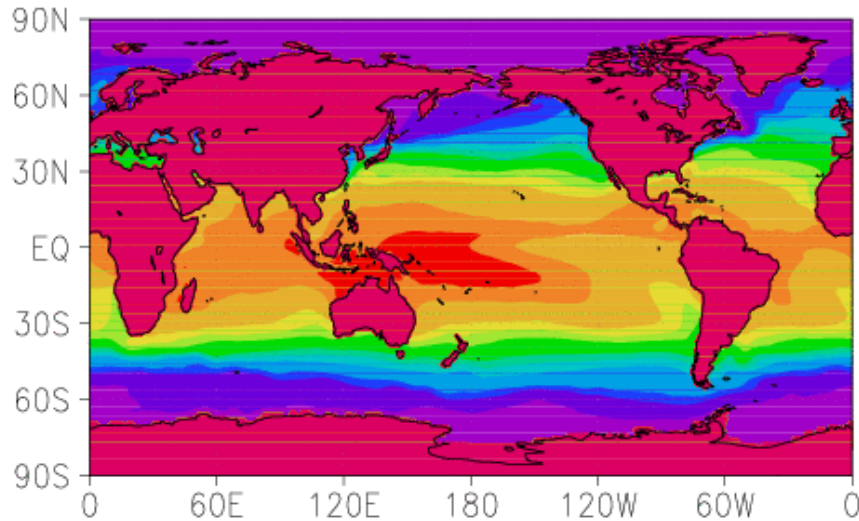
- L'Ozone réémet quasi-instantanément, et sous forme de chaleur, le rayonnement UV qu'elle absorbe
- L'ensoleillement moyen journalier est maximum aux pôles en été en partie car la journée y dure presque 24h
- En moyenne et au cours du temps l'insolation reste maximale à l'équateur

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

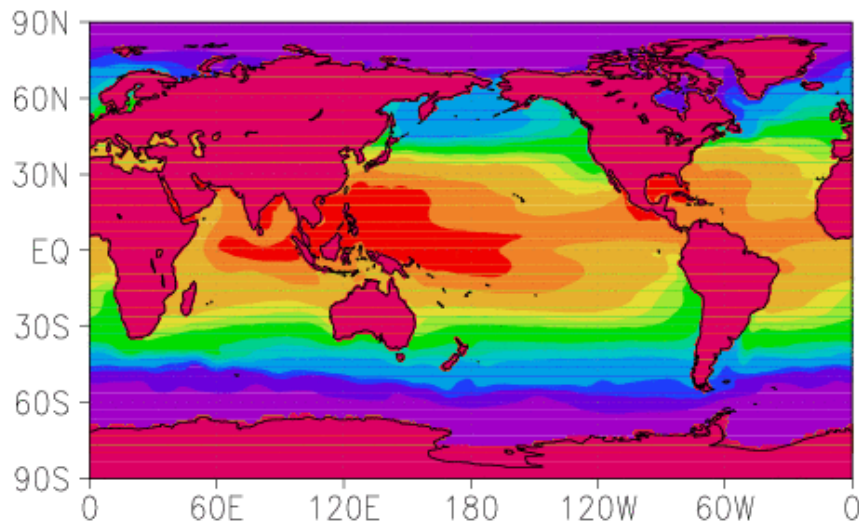
L'océan est

un intégrateur temporel que la moyenne atmosphère ne voit pas

Temperature Surface de la mer
Janvier (ECMWF 1993–1997)



Juillet (ECMWF 1993–1997)

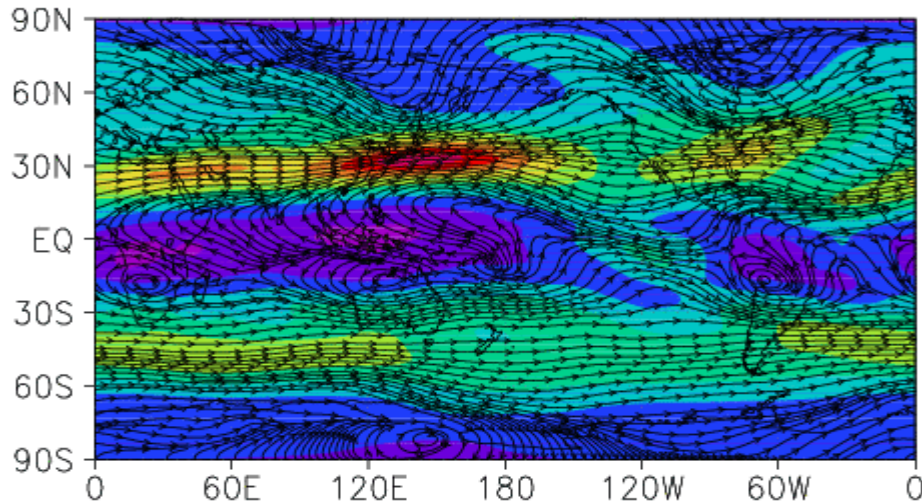


- La SST est toujours plus chaude dans la zone tropicale
- Elle maintient aussi un taux d'humidité important dans la troposphère équatoriale, et donc un effet de serre important
- La troposphère est en premier lieu forcée par le bas, et donc présentera un cycle annuel moins marqué que l'atmosphère moyenne

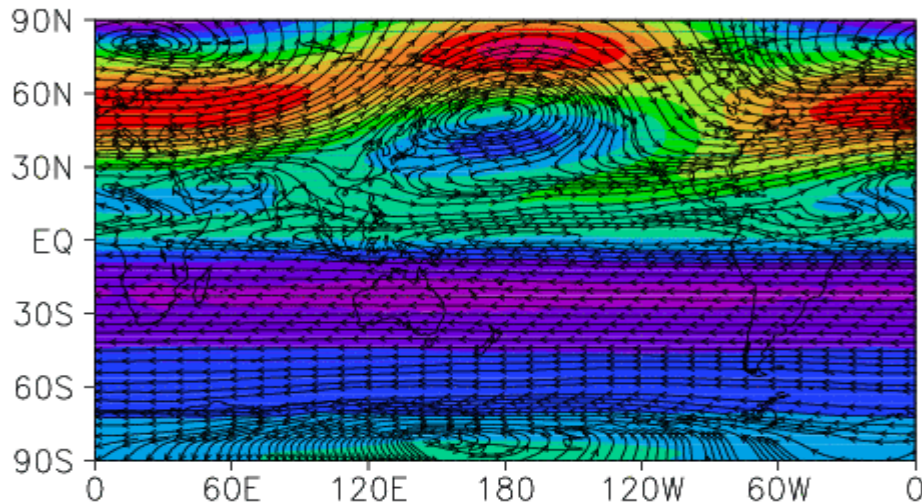
a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Un exemple flagrant de la différence entre les circulations générales dans la troposphère et la stratosphère

ECMWF (93–97) Vents d'hiver
Tropopause (12km)



Stratosphere (40km)



- En moyenne temporelle et en hiver:
- Les vents dans la troposphère sont vers l'Est dans les 2 hémisphères et aux moyennes latitudes
- Les vents dans la stratosphère sont vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été

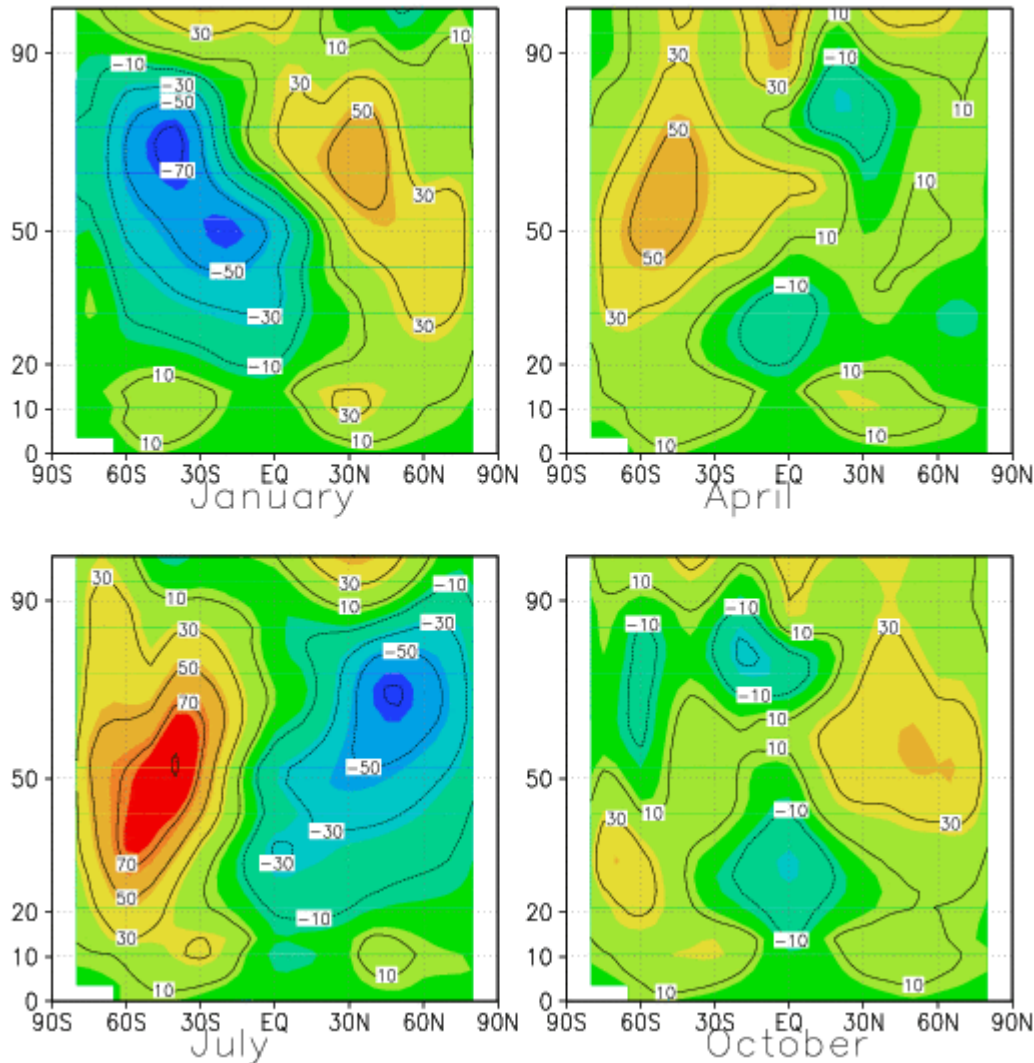
a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

Les moyennes zonales du vent zonal dans l'atmosphère moyenne
(données CIRA)

U (m/s)

Solstices

Equinoxes



- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on trouve bien des jets vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été.
- Au printemps et à l'Automne, les jets sont essentiellement vers l'Est dans toute la moyenne atmosphère.
- A toute saison, il y a 2 jets vers l'Est et aux moyennes latitudes dans la troposphère.
- Noter, en particulier aux solstices, que les jets ont tendances à être plus fort dans l'hémisphère sud.

a) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques

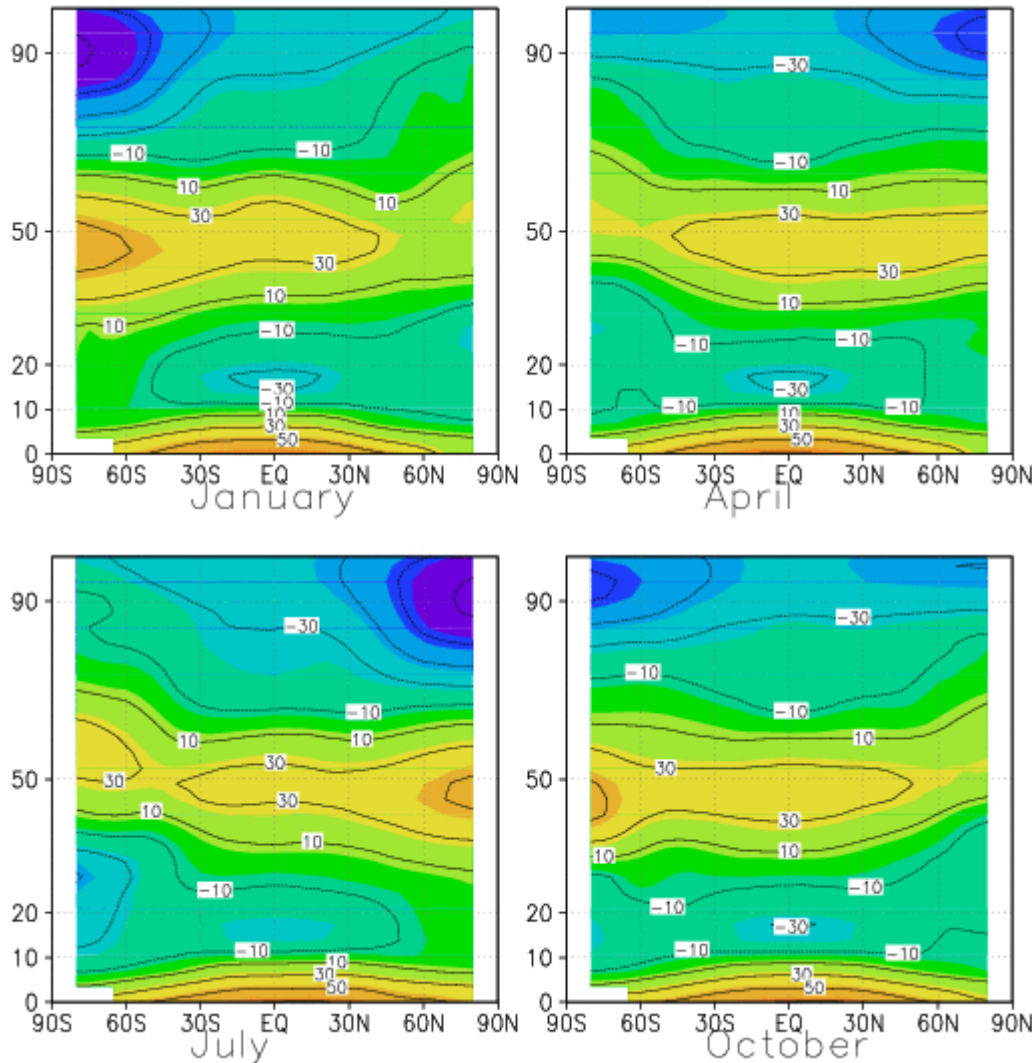
Les moyennes zonales de la température dans l'atmosphère moyenne

(données CIRA)

T(K)-230

Solstices

Equinoxes



- A la stratopause (50km) dans l'Hémisphère d'été on trouve bien un maximum de T: A une altitude donnée T décroît lorsqu'on va du pôle d'été au pôle d'hiver.
- Dans la stratosphère ($20\text{km} < z < 50\text{km}$), T décroît du pôle d'été au pôle d'hiver.
- Dans la stratosphère, T est plus uniforme durant les équinoxes
- Il y a un minimum marqué de T à la tropopause ($z \sim 15\text{km}$) équatoriale, et en toute saison (Rayonnement IR due a la vapeur d'eau).
- Aux équinoxes et dans la haute mésosphère, (70-90km) T croît du pôle d'hiver vers le pôle d'été!!!
- Aux solstices et à la mésopause (90km) se trouve un minimum ($\sim 180\text{K}$) de T près du pôle d'été. C'est la région la plus froide de l'atmosphère!!!!

b) Equations de base utilisées dans le cours

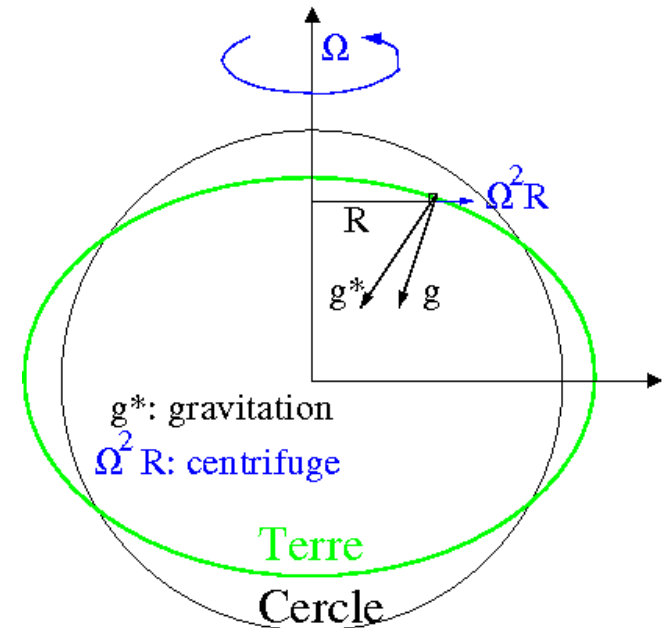
Loi de Newton dans un référentiel tournant:

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{D}$$

\vec{D} : Forces de Friction

p : Pression

\vec{g} : vecteur incluant la gravitation et la force centrifuge



Accélération en coordonnées sphériques:

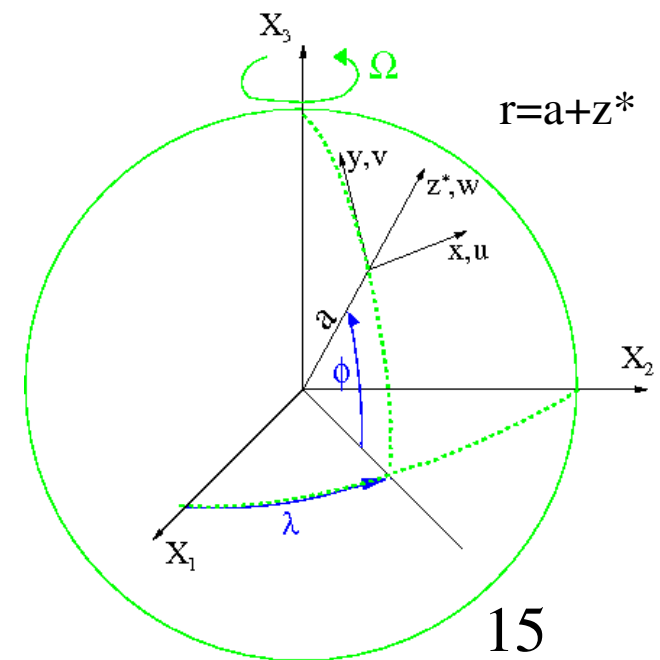
$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} = \begin{cases} \frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{r} + \frac{uW}{r} \\ \quad - 2\Omega \sin \phi v + 2\Omega \cos \phi w \\ \frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{r} + \frac{vW}{r} \\ \quad + 2\Omega \sin \phi u \\ \frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{r} - 2\Omega \cos \phi u \end{cases}$$

Avec:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial r}$$

et:

$$u = r \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, \quad v = r \frac{D\phi}{Dt}, \quad w = \frac{Dr}{Dt}$$



b) Equations de base utilisées dans le cours

Approximation de l'accélération pour une atmosphère mince ($z^* \ll a$, $w \ll u, v$)

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} \approx \begin{cases} \frac{Du}{Dt} - 2\Omega \sin \phi v - \frac{uv \tan \phi}{a} \\ \frac{Dv}{Dt} + 2\Omega \sin \phi u + \frac{vu \tan \phi}{a} \\ 0 \end{cases}$$

Avec: $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z^*}$

et: $u = a \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}$, $v = a \frac{D\phi}{Dt}$, $w = \frac{Dz^*}{Dt}$.

Dans ce cadre la composante verticale de la loi de Newton se réduit à l'Approximation hydrostatique:

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

Cela Permet d'utiliser l'altitude log-pression comme coordonnée verticale:

$$z = H \ln \left(\frac{p_s}{p} \right)$$

Les termes d'accélération se ré-écrivent:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

avec $w = \frac{Dz}{Dt}$.

b) Equations de base utilisées dans le cours

Force de pression en utilisant la coordonnée z:

$$\delta p \approx \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\phi, z^*} \delta \lambda + \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{\lambda, z^*} \delta \phi + \left(\frac{\partial p}{\partial z^*} \right)_{\lambda, \phi} \delta z^*$$

Pour une variation infinitésimale à $\lambda = \text{cte}$ et sur une surface $z = \text{cte}$, $\delta p = 0$

$$0 \approx \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{\lambda, z^*} \delta \phi - \rho \delta \Phi$$

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{\lambda, z} = \lim_{\delta \phi \rightarrow 0} \frac{\delta \Phi}{\delta \phi} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z^*, \lambda} \rightarrow -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\phi, z^*}}{\frac{1}{a} \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z^*, \lambda}} \right) = - \left(\frac{\frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{\phi, z}}{\frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{z, \lambda}} \right)$$

Conservation de la masse:

$$\delta M = \rho \delta x \delta y \delta z^* = p \delta x \delta y \delta z$$

$$\frac{1}{\delta M} \frac{D \delta M}{Dt} = \frac{1}{p} \frac{D p}{Dt} + \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} \right) = 0 \rightarrow \vec{\nabla} \cdot (\rho_0 \vec{u}) = 0 \text{ avec } \rho_0 = \rho_s \exp(-z/H)$$

$$\lim_{\delta M \rightarrow 0} \left(\frac{1}{\delta M} \frac{D \delta M}{Dt} \right) = -\frac{w}{H} + \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$$

Bilan de chaleur: $\frac{d\theta}{dt} = Q$

b) Equations de base utilisées dans le cours

Récapitulatif

Loi de Newton:

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{uv}{a} \tan \phi - 2\Omega \sin \phi v = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + X$$
$$\frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2}{a} \tan \phi + 2\Omega \sin \phi u = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + Y$$
$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H} \quad (\text{Approximation Hydrostatique})$$

Conservation de la masse:

$$\frac{\rho_0}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \phi}{\partial \phi} \right) + \frac{\partial \rho_0 w}{\partial z} = 0 \quad \text{avec } \rho_0 = \rho_s \exp(-z/H)$$

Bilan de chaleur:

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q, \quad \text{souvent écrit: } \frac{DT}{Dt} + \frac{\kappa T w}{H} = \frac{J}{C_p}$$

Cinématique:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

avec $u = a \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}$, $v = a \frac{D\phi}{Dt}$, $w = \frac{Dz}{Dt}$.