

Dynamique de la moyenne atmosphère et des ondes atmosphériques

7) Les oscillations tropicales semi-annuelle et quasi bi-annuelle

a) L'oscillation semi-annuelle

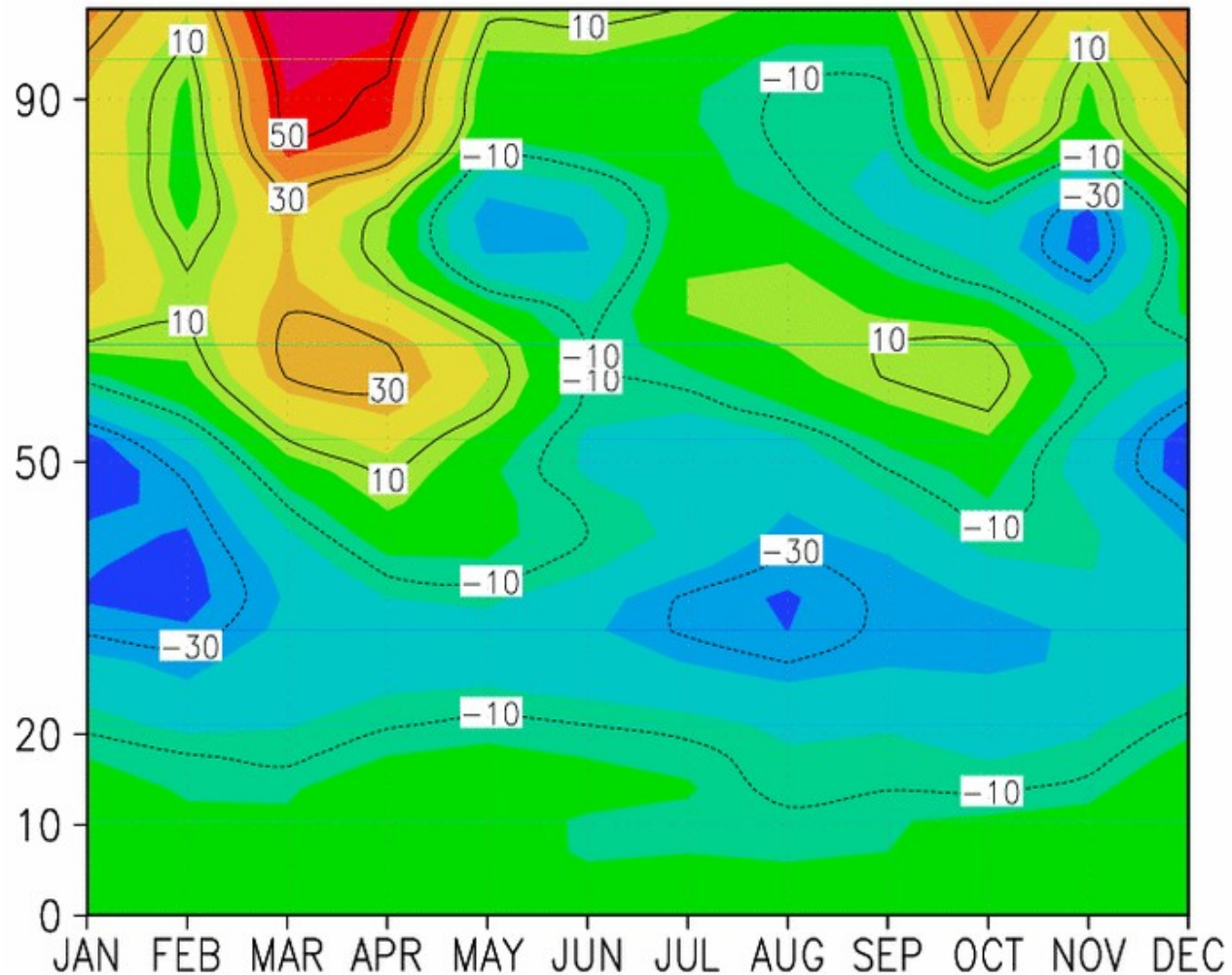
- Observations
- Modèle simple
- Limite du modèle simple et rôle des ondes

b) L'oscillation quasi-biennale

- Observations
- Modèle simple d'un écoulement moyen piloté par le déferlement d'ondes de gravité
- Retour sur le minimum de Température à la mésopause aux pôles d'été

a) L'oscillation semi-annuelle (SAO) Observations

Vent zonal, moyenne climatologique à l'Equateur, données CIRA



a) L'oscillation semi-annuelle (SAO) Observations

Observations Satellites (UARS, Swinbak et Ortland 1997)

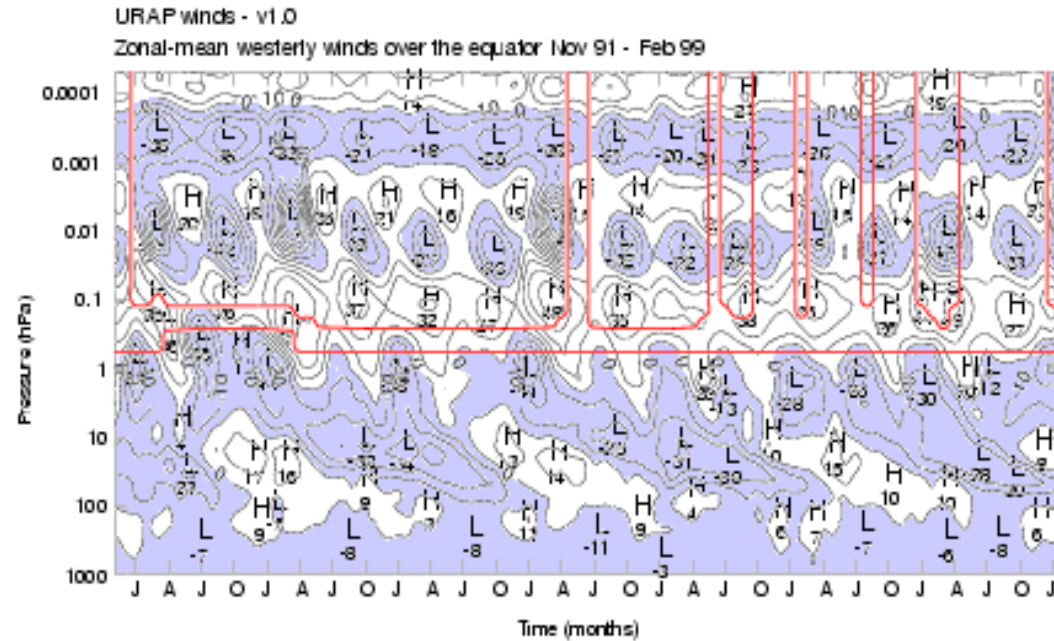


Figure 6. Time series of zonal-mean westerly winds over the equator, from November 1991 to February 1999. The tick marks along the x-axis mark each January, April, July and October. The additional lines show where the values are mainly derived from interpolated or climatological data.

a) L'oscillation semi-annuelle (SAO)

Modèle simple

A partir du modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

Equations de base:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) u - \left(2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi}\right) v \sin \phi = 0$$

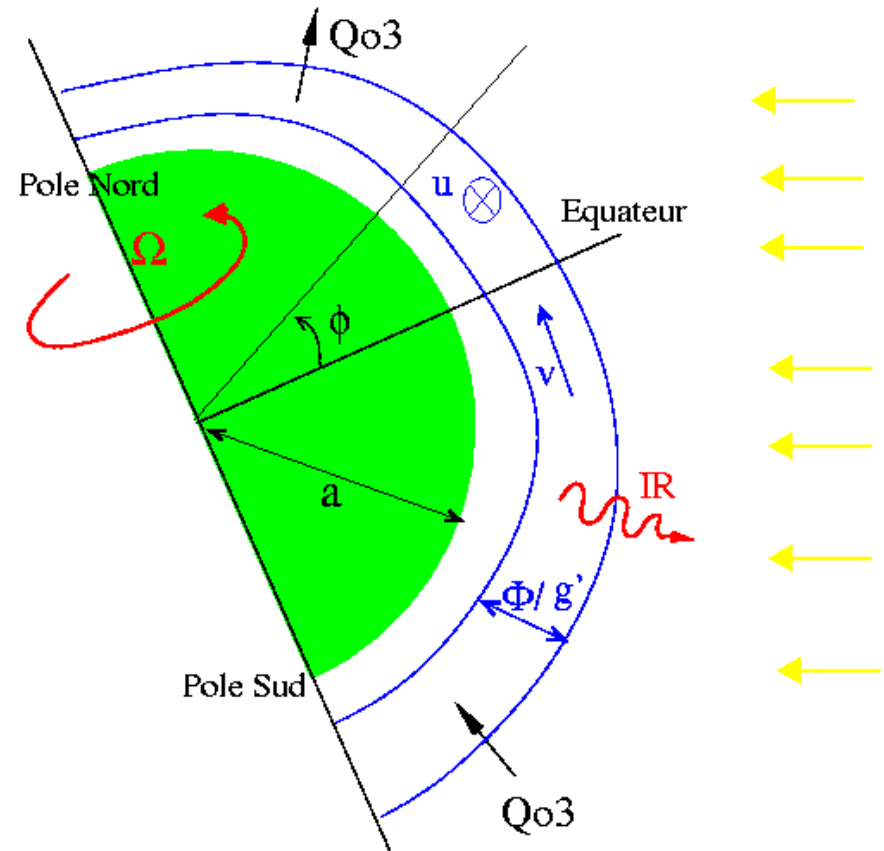
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) v + \left(2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi}\right) u \sin \phi = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi v \cos \phi}{\partial \phi} = Q_{03} - \alpha (\Phi - \Phi_0)$$

Conservation du moment angulaire et
force de Coriolis:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) (u \cos \phi + a\Omega \cos^2 \phi) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} u \approx 2\Omega \sin \phi v$$

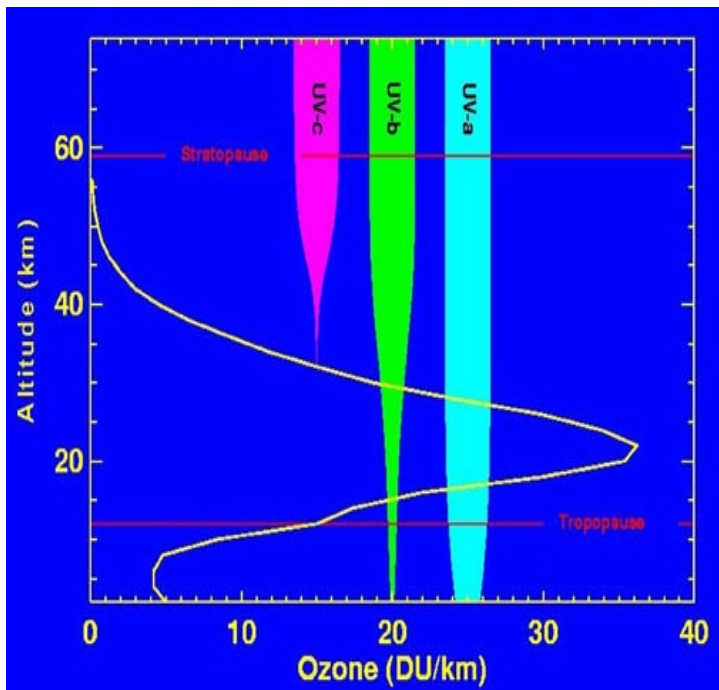


Φ est à la fois le potentiel et l'épaisseur de la couche via Φ/g' , sa valeur au repos est $\Phi_0/g' \sim 60\text{km}$;
 $g' \sim g$ est une gravité réduite, le temps caractéristique de refroidissement $IR \propto (1/5 \text{ jours})$.

a) L'oscillation semi-annuelle (SAO)

Modèle simple

Chauffage par l'Ozone



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

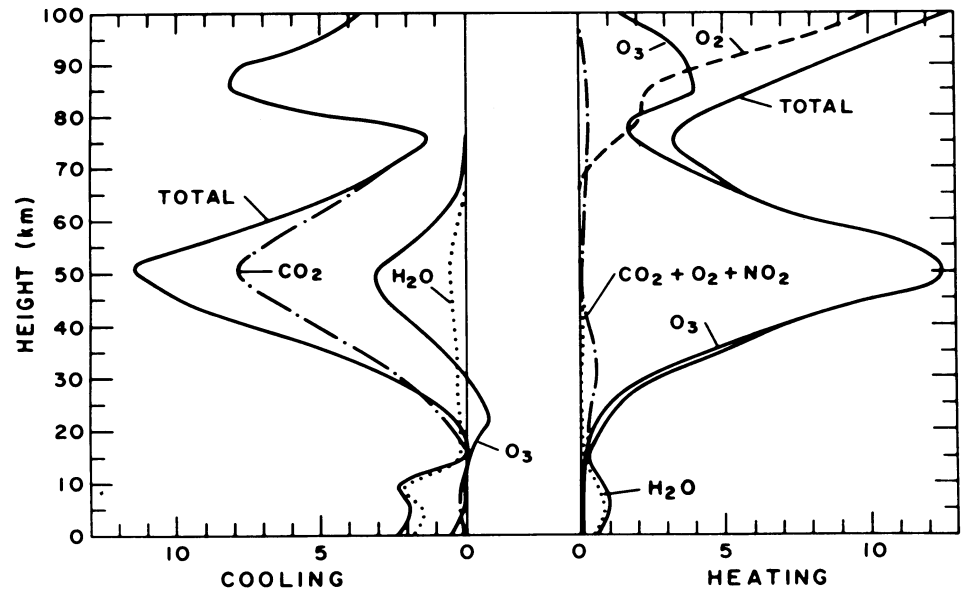


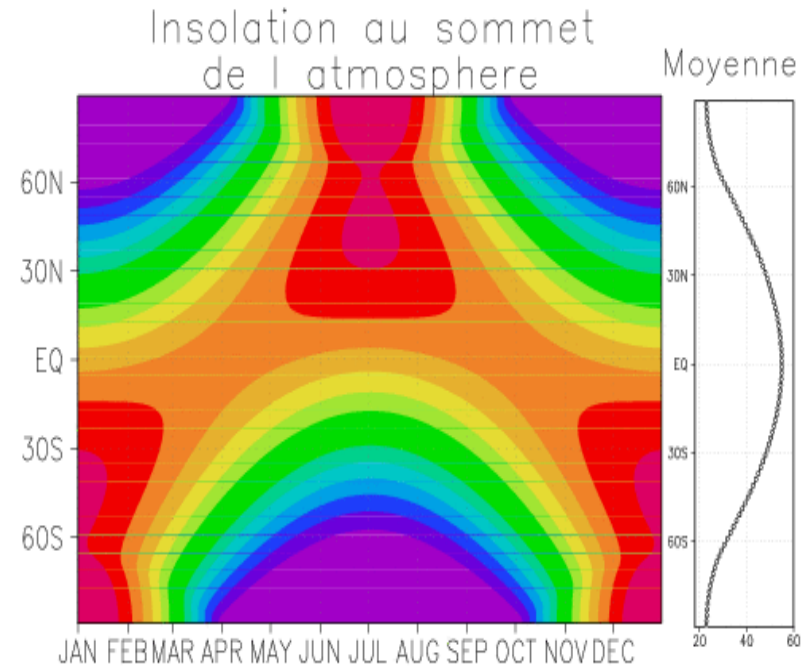
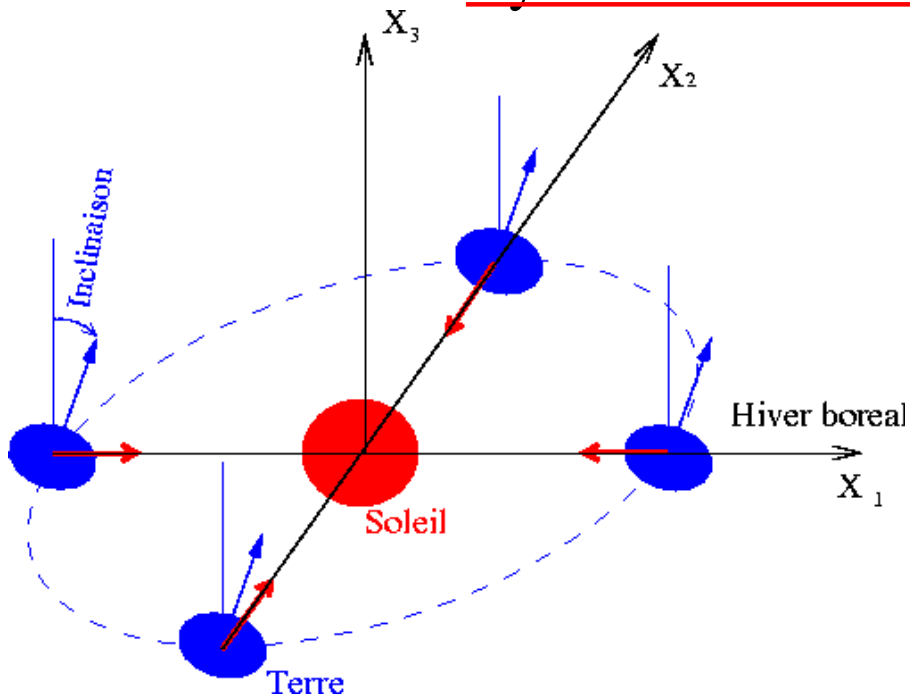
Fig. 2.1. Vertical distribution of heating due to absorption of solar radiation (right) and cooling due to emission of infrared radiation (left). [From London (1980), with permission.]

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

a) L'oscillation semi-annuelle (SAO)

Modèle simple

Cycle saisonnier de l'ensoleillement

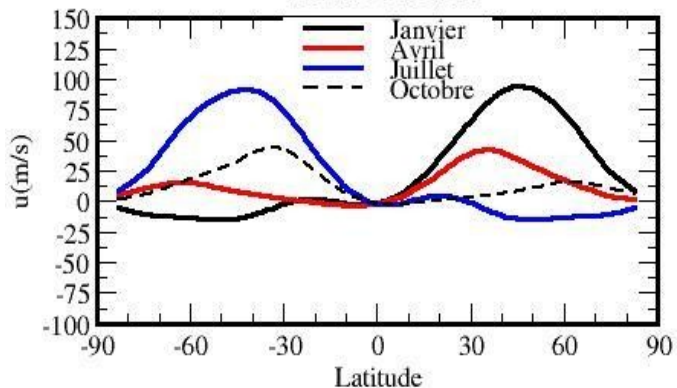
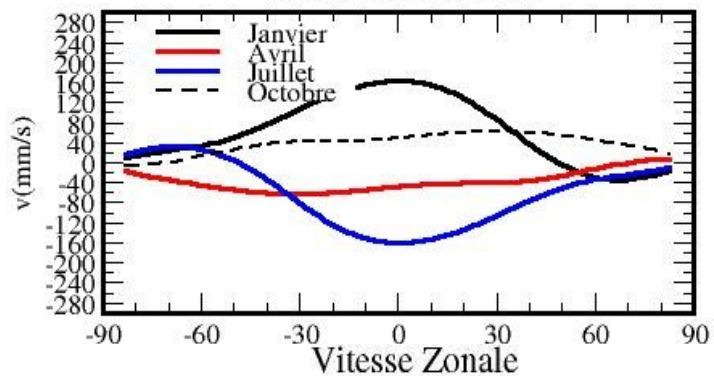
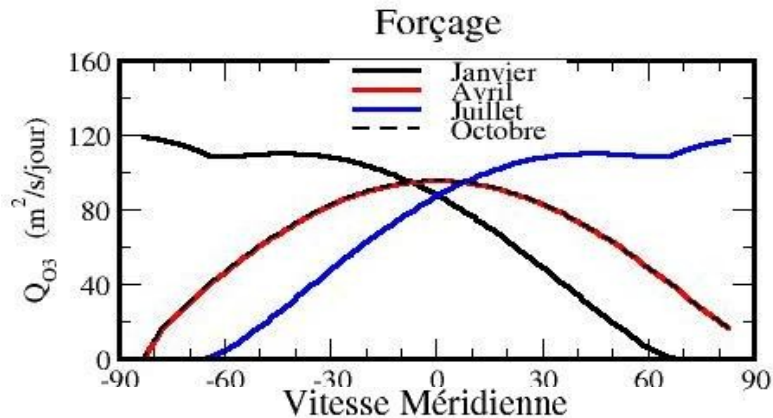


- L'Ozone réémet quasi-instantanément, et sous forme de chaleur, le rayonnement UV qu'elle absorbe
- L'ensoleillement moyen journalier est maximum aux pôles en été en partie car la journée y dure presque 24h
- En moyenne et au cours du temps l'insolation reste maximale à l'équateur

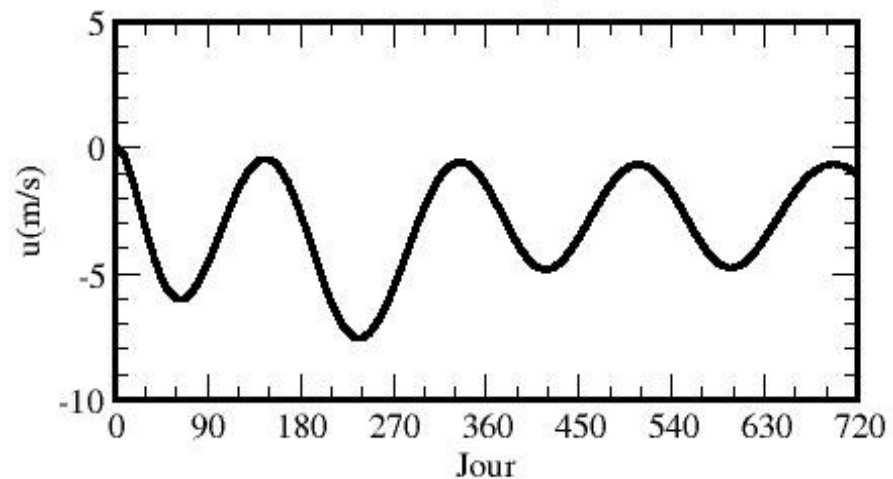
a) L'oscillation semi-annuelle (SAO)

Modèle simple

- L'Ozone chauffe l'Hémisphère d'été, aux solstices, induisant une vitesse méridienne depuis l'Hémisphère d'été vers l'hémisphère d'Hiver
- Le transport de moment angulaire par cette vitesse méridienne, explique grossièrement la structure des vents aux moyennes latitudes (cours 1)
- Lorsque la vitesse méridienne est forte, elle amène à l'équateur des parcelles de fluide ayant un déficit de moment angulaire, et cela 2 fois par an. 2 fois par an, la vitesse zonale à l'équateur présente des valeurs <0 .
- En l'absence de forçage mécaniques, la vitesse zonale ne peut être que négative:

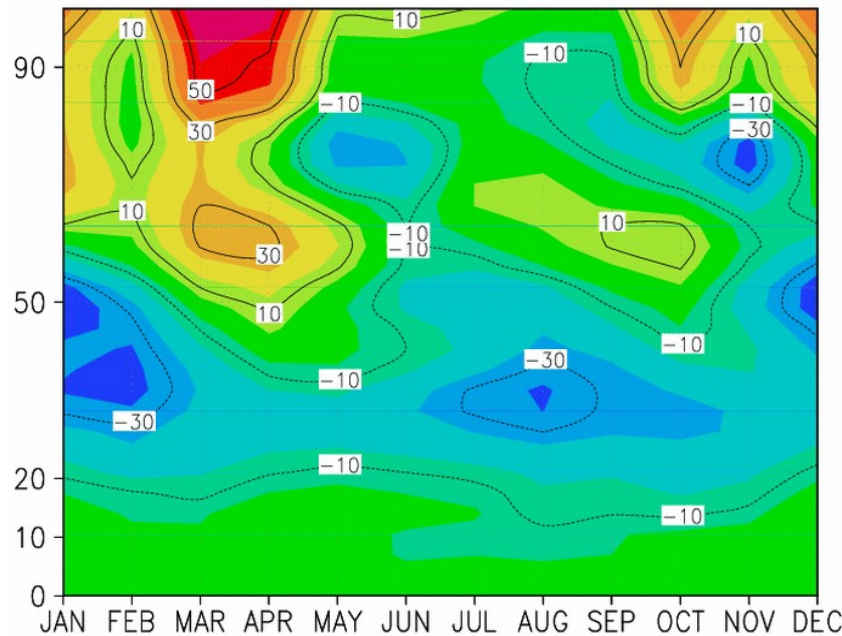


Vitesse à l'équateur

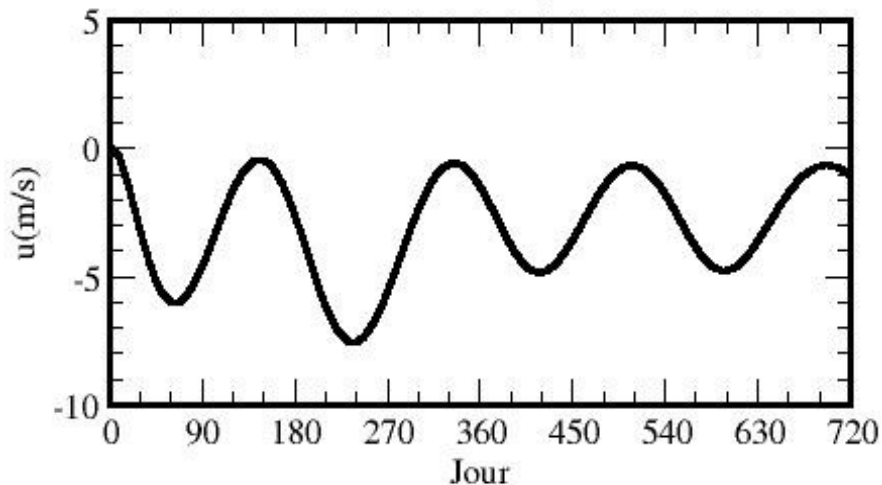


a) L'oscillation semi-annuelle (SAO)

Limites du modèle simple



Vitesse à l'équateur



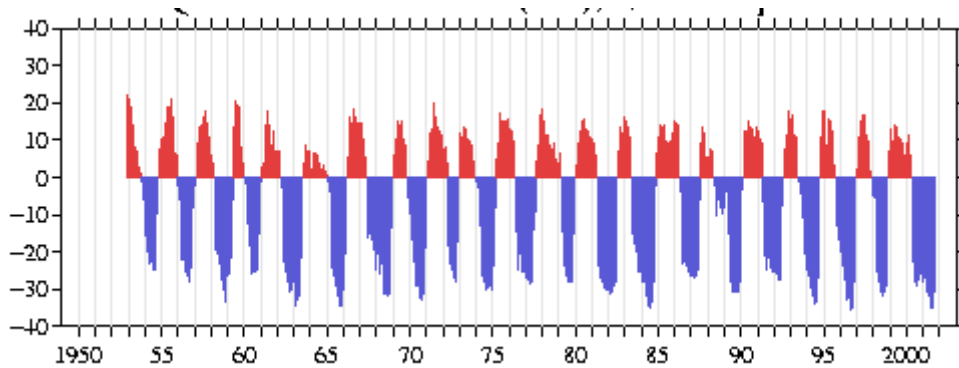
- Le modèle a une circulation méridienne trop faible:
 - La réponse est déphasée: les minima y sont 1 mois avant les équinoxes, alors qu'en réalité, dans la mésosphère (vers 80km) ils sont plutôt 1 mois après.
 - L'amplitude est plutôt faible
- Interprétation: L'influence des ondes aux moyennes latitudes et en hiver sur la circulation de "Brewer Dobson" a été négligée
- Cette interprétation est consistante avec le fait que le modèle ne présente pas d'asymétrie DJFM et JJAS (la circulation de Brewer Dobson est plus forte en DJFM, du fait de la forte activité des ondes planétaires dans l'Hémisphère Nord
- Le modèle ne présente pas de vitesses $u > 0$ (superrotation). Celle-ci est due au transport vertical de quantité de mouvement par les ondes équatoriales et par les ondes de gravité.

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

. Observations

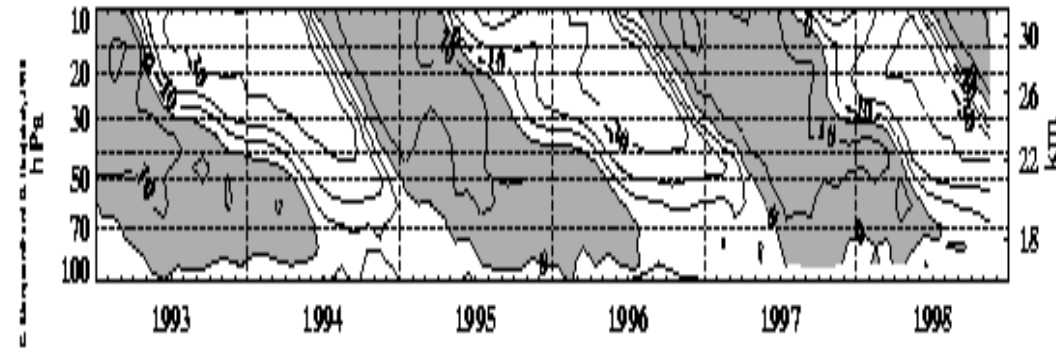
Index de l'OQB

Moyenne du vent zonal (m/s) à 30hPa
(~25km). Extrait du site:
tao.atmos.washington.edu



Moyenne zonale du vent zonal en fonction du temps et de l'altitude

Extrait du site: tao.atmos.washington.edu



Noter la descente vers le bas des lignes de phase, indicatif que les modifications sont dues à des ondes venant d'en bas

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Vision Mécaniste de la QBO (Baldwin et al. 2001)

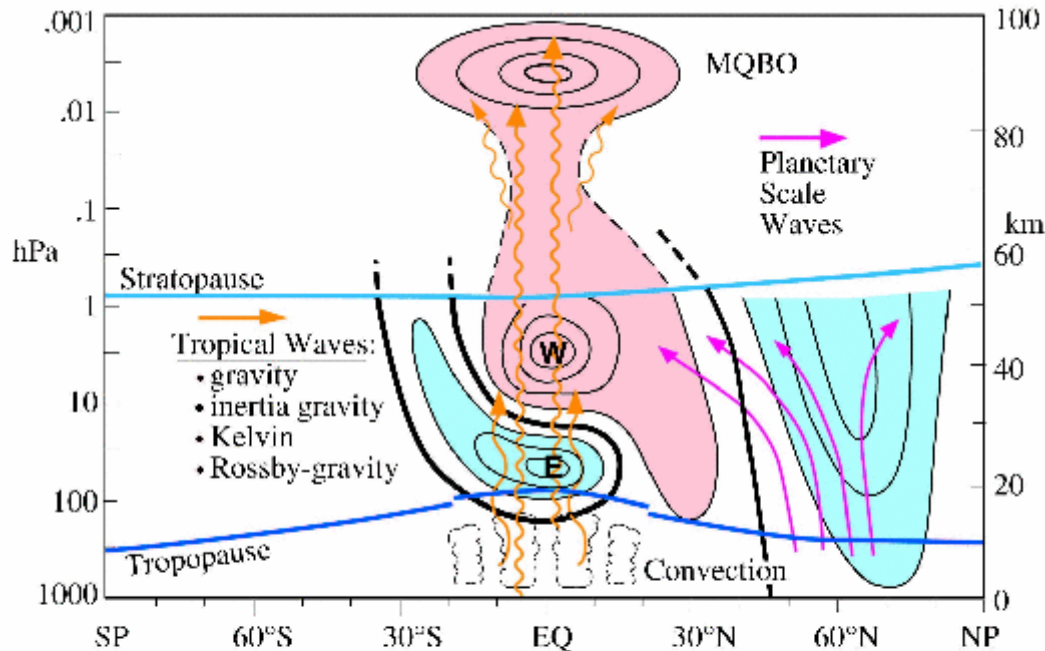


Plate 2. Dynamical overview of the QBO during northern winter. The propagation of various tropical waves is depicted by orange arrows, with the QBO driven by upward propagating gravity, inertia-gravity, Kelvin, and Rossby-gravity waves. The propagation of planetary-scale waves (purple arrows) is shown at middle to high latitudes. Black contours indicate the difference in zonal-mean zonal winds between easterly and westerly phases of the QBO, where the QBO phase is defined by the 40-hPa equatorial wind. Easterly anomalies are light blue, and westerly anomalies are pink. In the tropics the contours are similar to the observed wind values when the QBO is easterly. The mesospheric QBO (MQBO) is shown above ~80 km, while wind contours between ~50 and 80 km are dashed due to observational uncertainty.

- Lorsque la QBO est dans un phase Est dans la basse stratosphère, les ondes se propageant vers l'Ouest se propagent à travers cette région sans déferler.
- Elles déferlent souvent sous le maximum du Jet vers l'Ouest.
- Elles accélèrent alors le vent, et le maximum du jet d'Ouest descend
- Les ondes sont des ondes de tout type: Kelvin Equatoriale (Est), Rossby-gravité équatoriales (Ouest), et gravité (Est et Ouest).
- Le modèle simple présenté ensuite simplifie considérablement ce problème:

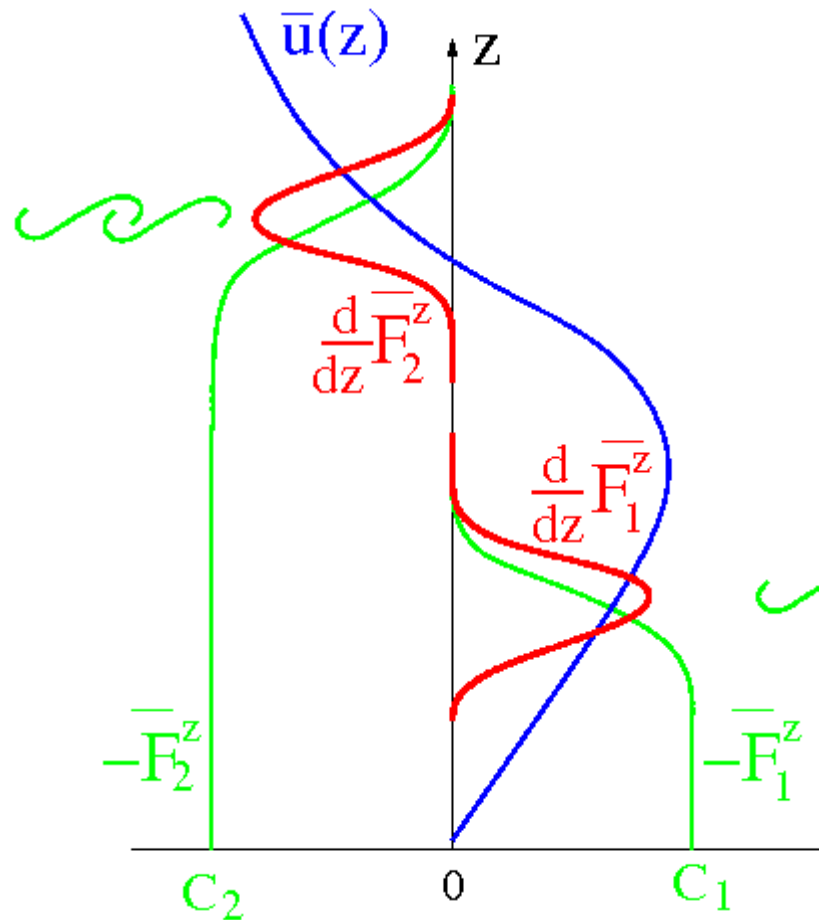
- Ne considère que les ondes de Gravité

- Géométrie Bidimensionnelle

- Négligent la circulation méridienne de Brewer Dobson....

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Principe du modèle de Plumb de la QBO



- L'évolution du vent moyen \bar{u} est évaluée numériquement.
- Elle est piloté par la théorie des interactions ondes-écoulement moyen d'Eliassen-Palm
- L'effet des ondes est paramétré sur la base de la théorie WKB des ondes de gravité

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Equations du modèle de Plumb

- Equations hydrostatiques et en coordonnées Log-Pression

$$\frac{Du}{Dt} - \left(2\Omega \sin \phi + \frac{u \tan \phi}{a} \right) v + \frac{\Phi_\lambda}{a \cos \phi} = X$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \left(2\Omega \sin \phi + \frac{u \tan \phi}{a} \right) u + \frac{\Phi_\phi}{a} = Y$$

$$\Phi_z = \frac{RT}{H}$$

$$\frac{u_\lambda + (v \cos \phi)_\phi}{a \cos \phi} + \frac{(\rho_0 w)_z}{\rho_0} = 0$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q$$

- Formulation Bidimensionnelle et dans le plan Equatorial sans effet β ($f=0$).

$$\frac{Du}{Dt} + \Phi_x = X$$

$$\Phi_z = \frac{RT}{H}$$

$$u_x + \frac{(\rho_0 w)_z}{\rho_0} = 0$$

$$\frac{DT}{Dt} + \frac{\kappa T}{H} w = \frac{J}{C_p}$$

où

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

Fonction de courant:

$$\rho_0 u = + \frac{\partial \psi}{\partial z} ; \quad \rho_0 w = - \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

Séparation onde-écoulement moyen:

$$u = \bar{u}(z, t) + u'(x, z, t)$$

$$w = w', \quad T = T_0(z) + \bar{T}(z, t) + T'(x, z, t)$$

Définition de la moyenne:

$$\bar{u} = \frac{1}{2\pi a} \int_0^{2\pi a} u dx$$

Fréquence de Brunt-Väisälä:

$$\bar{N}^2 = \frac{R}{H} \left(T_{0z} + \bar{T}_z + \frac{\kappa (T_0 + \bar{T})}{H} \right)$$

Equations pour l'écoulement moyen:

$$\rho_0 \frac{\partial}{\partial t} \bar{u} = - \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 \overline{w' u'} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}$$

$$\rho_0 \frac{\partial}{\partial t} \bar{T} = - \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 \overline{w' T'} + \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial}{\partial z} \bar{T}$$

Remarques: $\bar{w} = 0$, et $T_0(z)$ résulte d'un équilibre entre forçages diabatiques et diffusion thermique.

Equations pour la perturbation:

- Propriété des ondes (en absence de déferlement):

- Linéaires
- Non visqueuses
- Adiabatiques

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) u' + \bar{u}_z w' = - \frac{\partial \Phi'}{\partial x}$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{(\rho_0 w')_z}{\rho_0} = 0$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial}{\partial z} \Phi' + N^2(z) w' = 0$$

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale Structure verticale d'une onde monochromatique

Cas d'une onde monochromatique
stationnaire
(hypothèse de milieu lentement
variable dans le temps, mais pas
selon z):

$$\begin{pmatrix} u' \\ w' \\ \Phi' \end{pmatrix} = \Re \left\{ \begin{pmatrix} \hat{u} \\ \hat{w} \\ \hat{\Phi} \end{pmatrix} e^{i(kx - \omega t)} \right\} + O(\alpha^2) \quad \text{Avec } k > 0, \text{ et } \alpha \ll 1$$

Relations de polarisations:

$$-i\hat{\omega}\hat{u} + \bar{u}_z\hat{w} = -ik\hat{\Phi}$$

$$-i\hat{\omega}\hat{\Phi}_z + \bar{N}^2\hat{w} = 0$$

$$\rho_0\hat{u} = +\hat{\psi}_z, \quad \rho_0\hat{w} = -ik\hat{\psi}$$

Fréquence intrinsèque:

$$\hat{\omega} = \omega - k\bar{u}$$

Equation pour $\hat{\psi}$:

$$\hat{\psi}_{zz} + \hat{\psi}_z/H + \left(\frac{\bar{N}^2 k^2}{\hat{\omega}^2} + \frac{k}{\hat{\omega}} \left(\bar{u}_{zz} + \frac{\bar{u}_z}{H} \right) \right) \hat{\psi} = 0$$

Mise sous forme canonique: $\hat{\psi} = \hat{\varphi} e^{-z/2H}$:

$$\hat{\varphi}_{zz} + \underbrace{\left(\frac{\bar{N}^2 k^2}{\hat{\omega}^2} + \frac{k}{\hat{\omega}} \left(\bar{u}_{zz} + \frac{\bar{u}_z}{H} \right) - \frac{1}{4H^2} \right)}_{Q(z)} \hat{\varphi} = 0$$

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Forçage par l'onde monochromatique: Théorème d'Eliassen et Palm (1961)

Flux de chaleur: $-\rho_0 \overline{w'T'} = \frac{1}{2} \Re\{-\rho_0 \hat{w} \hat{T}^*\}$

$$-\rho_0 \hat{w} \hat{T}^* = -\frac{\rho_0 H}{R} \hat{w} \hat{\Phi}_z^*$$

$$-\hat{w} \hat{\Phi}_z^* = -i \frac{N^2}{\hat{\omega}^2} \hat{w} \hat{w}^*$$

Imaginaire pur: Les ondes de gravité n'agissent pas sur la Température moyenne

Théorème de Eliassen et Palm:

$$\rho_0 \overline{w'u'}(z_1) = \rho_0 \overline{w'u'}(z_2)$$

Démonstration: on part de l'Equation d'onde sous forme canonique on multiplie par $\hat{\varphi}^*$ et on intègre entre z_1 et z_2 :

$$\int_{z_1}^{z_2} \hat{\varphi}^* \hat{\varphi}_{zz} dz + \int_{z_1}^{z_2} Q(z) \hat{\varphi} \hat{\varphi}^* dz = 0$$

$$[\hat{\varphi}^* \hat{\varphi}_z]_{z_1}^{z_2} + \int_{z_1}^{z_2} \underbrace{(Q(z) \hat{\varphi} \hat{\varphi}^* - \hat{\varphi}_z \hat{\varphi}_z^*)}_{\text{Toujours Réel}} dz = 0$$

Flux de quantité de mouvement (Eliassen-Palm):

$$\overline{F^z} = -\rho_0 \overline{w'u'} = -\frac{1}{2} \Re\{\rho_0 \hat{w} \hat{u}^*\}$$

$$-\Re\{\rho_0 \hat{w} \hat{u}^*\} = +\frac{1}{2} \Re\left\{\frac{ik}{\rho_r} \hat{\varphi}_z \hat{\varphi}^*\right\}$$

Peut être non nul si la perturbation est une onde se propageant verticalement
(si $\hat{\varphi}_z \approx im\hat{\varphi}$)

Pour une onde linéaire stationnaire adiabatique et non dissipative, le flux de quantité de mouvement est constant avec l'altitude
Il s'agit d'un théorème de non-interaction.

b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Solution WKB, valeur du flux d'Eliassen Palm

Solution WKB pour $\hat{\varphi}$:

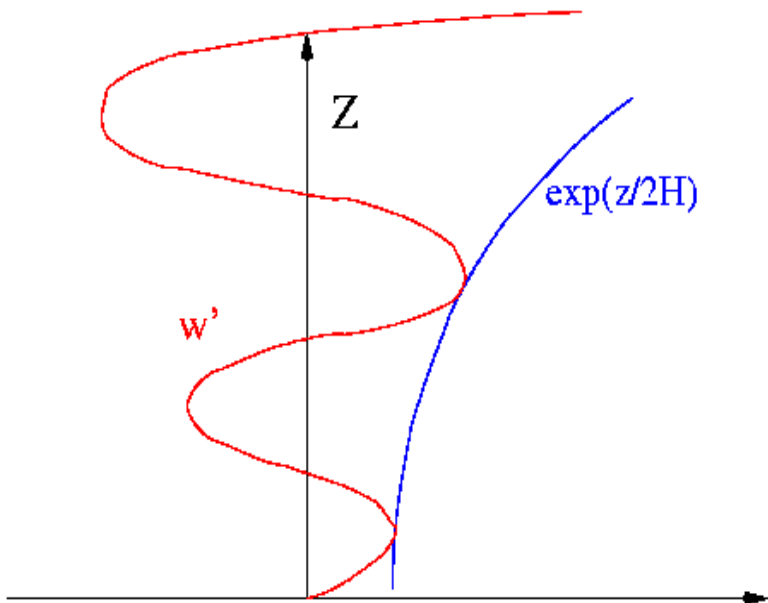
$$\hat{\varphi} = \hat{\varphi}_r \sqrt{\frac{m(0)}{m(z)}} \exp(i \int_0^z m(z') dz')$$

$$m(z) = -\text{sign}(\hat{\omega}) \sqrt{Q(z)}$$

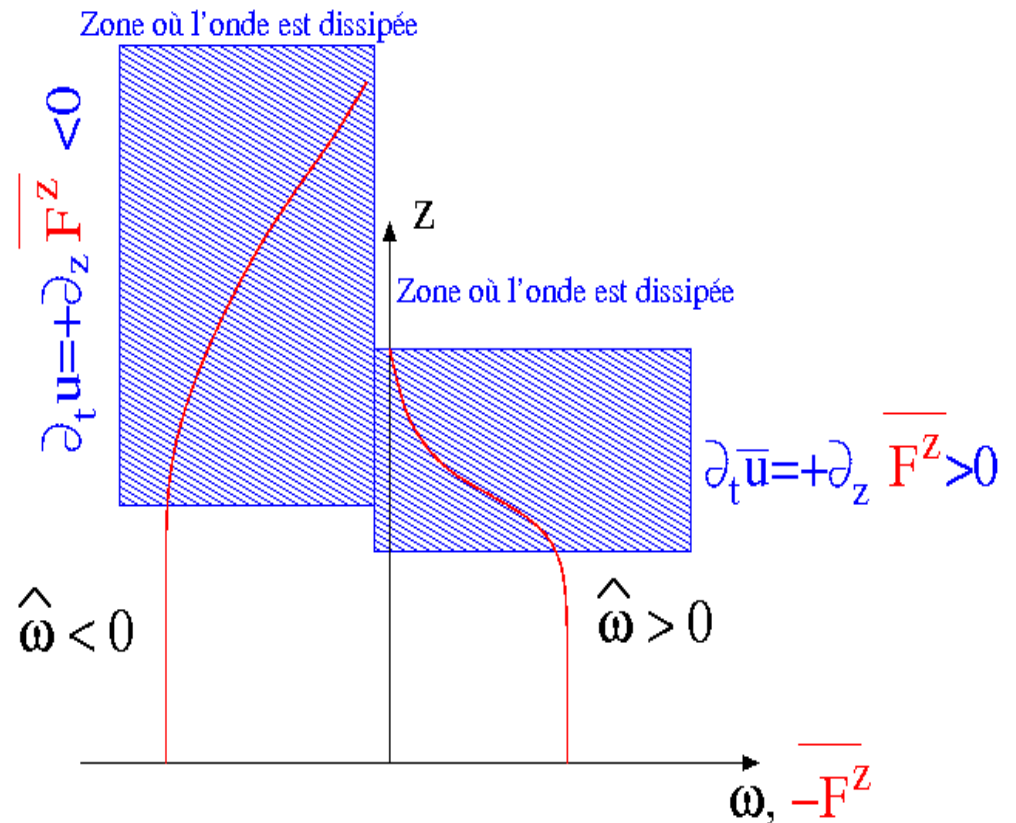
Flux d'Eliassen-Palm à la tropopause ($z=0$):

$$\overline{F^z}(0) = -\frac{1}{2} \rho_0 \hat{u} \hat{w}^* = + \frac{k m(0)}{\rho_r} \hat{\varphi}_r \hat{\varphi}_r^*$$

- Exemple pour une onde lorsque $U=0$, $N^2=\text{cte}$ $\omega \neq 0$.



- Le signe choisit pour m assure que l'onde se propage vers le haut
- m est un nombre d'onde vertical local
 - Le signe de F^z détermine le signe de l'accélération de l'écoulement moyen (cf. Cours 3)

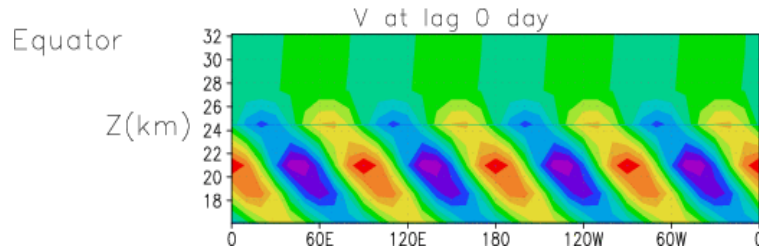
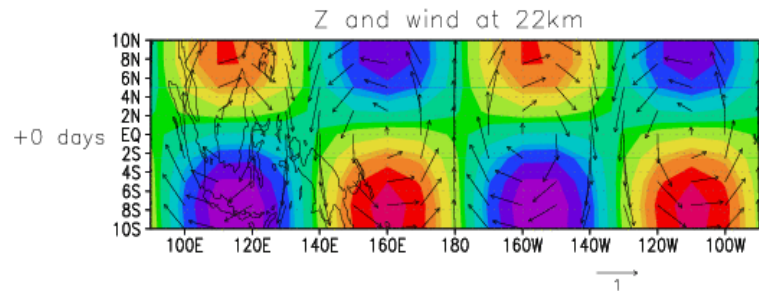
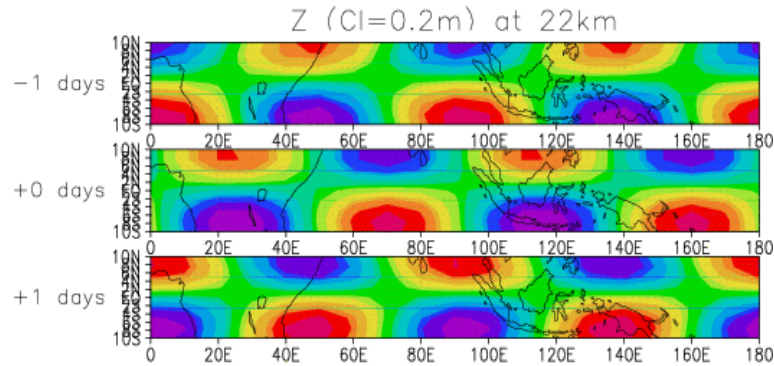


b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

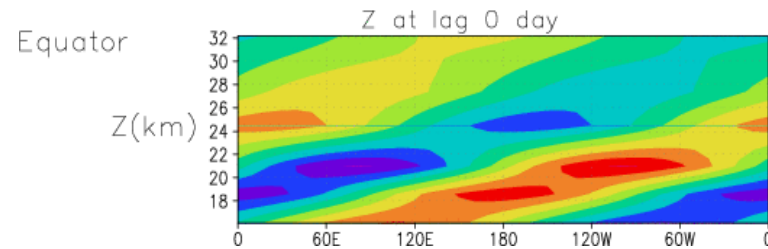
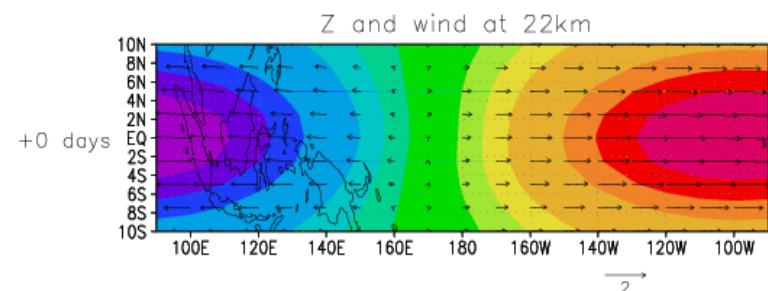
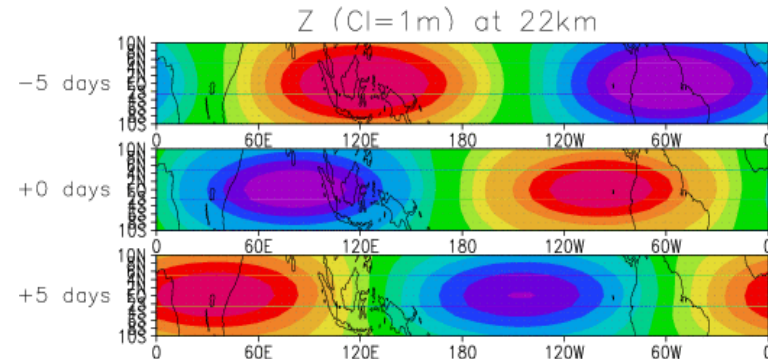
Remarque importante:

Dans le modèle de Plumb, les ondes de gravités vers l'Ouest et vers l'Est peuvent aussi être vues comme représentant les ondes de Rossby gravité et les ondes de Kelvin (voir cours 6)

Composite s=4 West Rossby Gravity NCEP data



Composite s=1 Kelvin Wave NCEP Reanalysis



b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale Déferlement d'une onde monochromatique

Condition de déferlement:

$$\theta' + \theta_{0z} < 0$$

$$(T'_z + T_{0z}) + \frac{\kappa}{H} (T' + T_0) < 0$$

Pour une onde monochromatique:

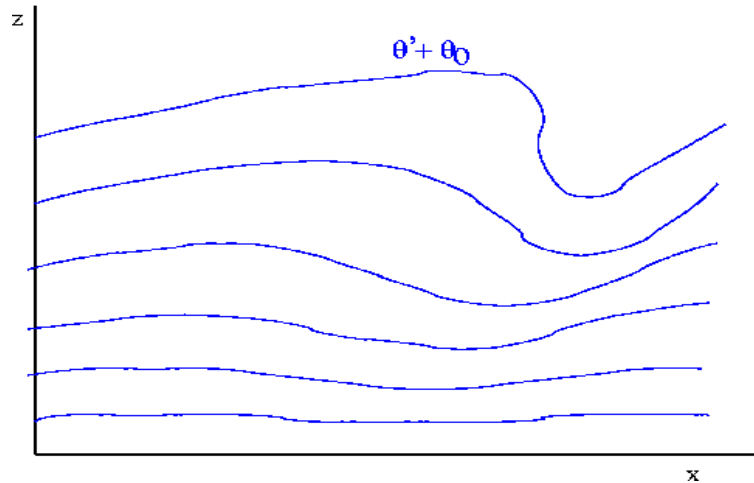
$$\underbrace{\|\hat{\Phi}_{zz} + \frac{\kappa}{H}\hat{\Phi}_z\|}_{\approx \|\hat{\Phi}_{zz}\|} > N^2$$

$$\approx \|\hat{\Phi}_{zz}\| \approx \left\| \frac{N^2 k \sqrt{mm(0)}}{\rho_r \hat{\omega}} \right\| \|\varphi_r\| e^{z/2H}$$

Altitude de déferlement:

$$z_B = 2H \ln \left(\frac{\rho_r \|\hat{\omega}\|}{k \|\varphi_r\| \sqrt{mm(0)}} \right)$$

varie en $\|\hat{\omega}\|^{3/2}$
 car $m \approx \frac{Nk}{\|\hat{\omega}\|}$



- Le déferlement est donc favorisé lorsque la fréquence intrinsèque est petite (en amplitude):

- Dans un écoulement vers l'Est ($U > 0$), le déferlement des ondes vers l'Est ($C > 0$) est favorisée, elles accélèrent l'écoulement moyen: $dF^z/dz > 0$.

- Dans un écoulement vers l'Ouest ($U < 0$), le déferlement des ondes vers l'Ouest ($C < 0$) est favorisé, elles freinent l'écoulement moyen: $dF^z/dz < 0$

- Le déferlement fini toujours par se produire (à haute altitude) du fait de l'effet de densité (croissance de la perturbation en $\exp(z/2H)$)

Resolution numérique

L'équation du vent moyen est intégrée par différences finies dans le temps et en z.
On prend seulement 2 ondes de gravité:

$$\rho_0 \frac{\partial}{\partial t} \bar{u} = + \sum_{i=1}^2 \frac{\partial \bar{F}_i^z}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}$$

Evaluation de $\bar{F}_i^z(z,t)$:

1) On impose F_{ir}^z en $z=0$ (c'est à dire l'amplitude des ondes de gravité)

2) on transforme la condition de déferlement en évaluant qu'elle est l'amplitude maximum de \bar{F}_i^z au delà de laquelle l'onde déferle: $F_{is}^z(z,t)$

$$\bar{F}_{is}^z = -\frac{1}{2} \frac{\rho_r \hat{\omega}^2}{km} e^{-z/H}$$

3) Passage de z à $z+dz$:

1. On applique le théorème d'Eliassen et Palm:

$$\bar{F}_i^z(z+dz) = \bar{F}_i^z(z)$$

2. On teste le déferlement:

$$\text{Si } |\bar{F}_i^z(z+dz)| < |\bar{F}_{is}^z(z+dz,t)|: \bar{F}_i^z(z+dz) = \bar{F}_{is}^z(z+dz,t)$$

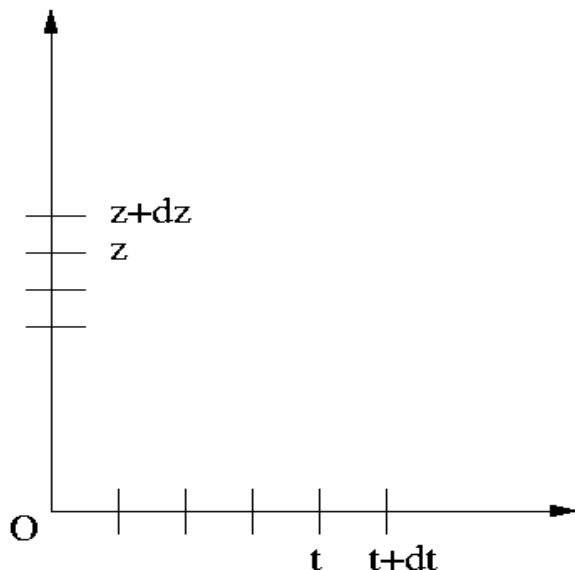
Pas d'action des ondes sur u entre z et z+dz

$$\text{Si } |\bar{F}_i^z(z+dz)| > |\bar{F}_{is}^z(z+dz,t)|: \bar{F}_i^z(z+dz) = \bar{F}_i^z(z)$$

Evolution de \bar{u} :

Schéma Leapfrog centré avec filtre de Asselin pour l'effet des ondes.

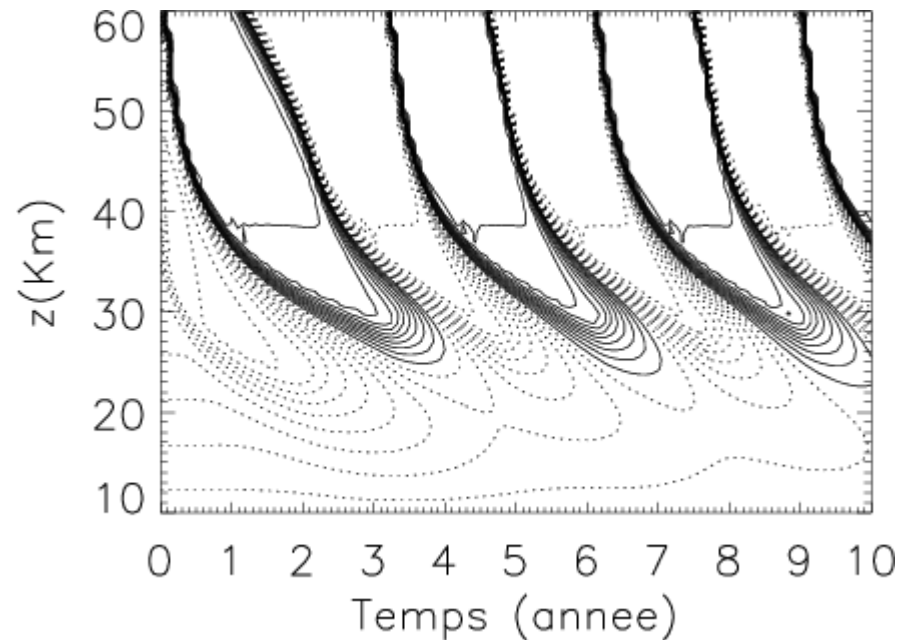
Condition à la limite: $u=0$ en $z=0$



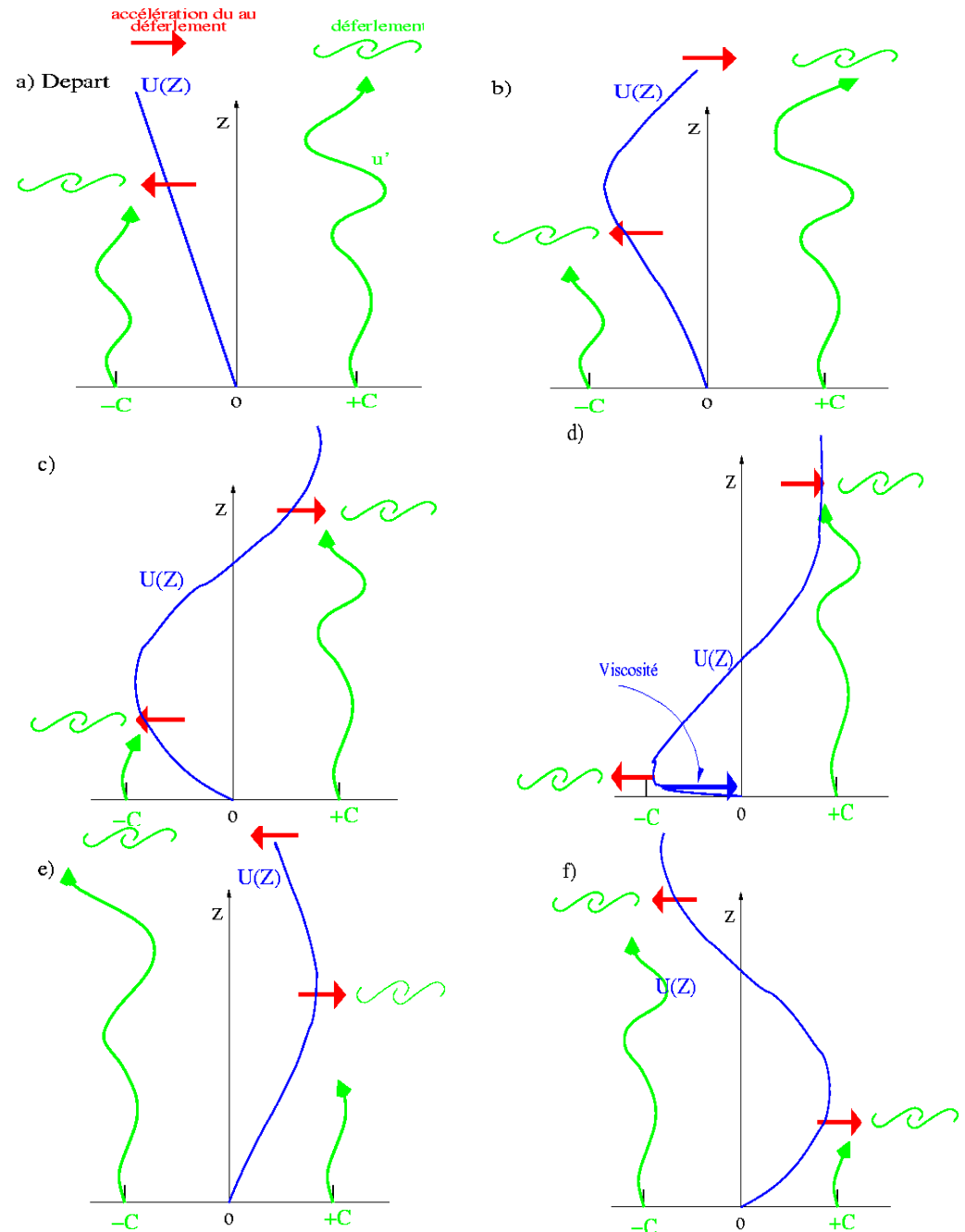
b) L'Oscillation Quasi-biennale dans la basse stratosphère tropicale

Résultat du modèle:

$$\bar{u}(z,t)$$



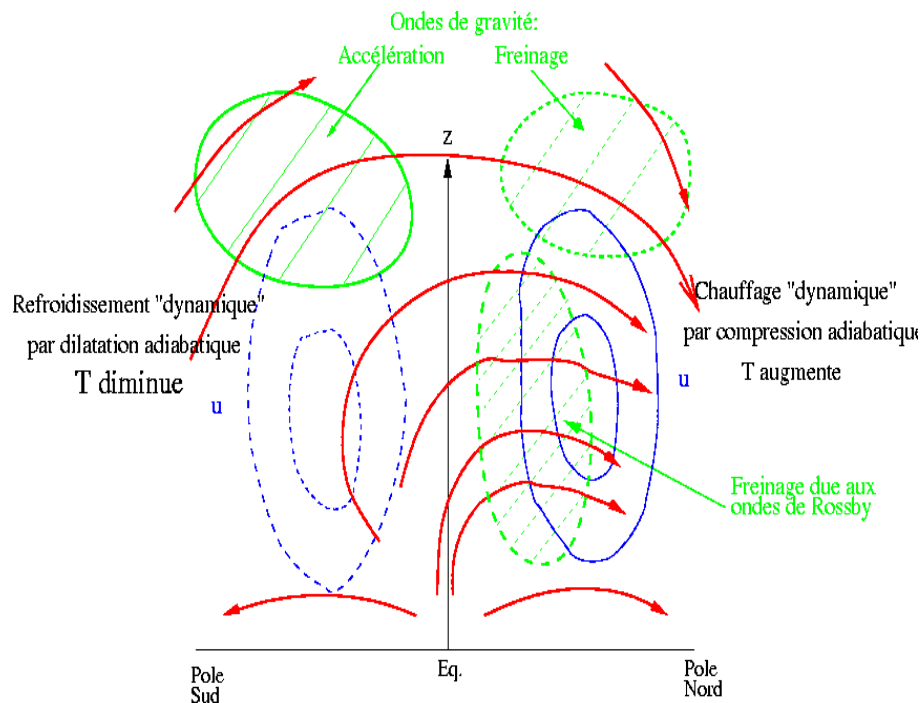
Interprétation:



Retour à la fermeture des jets dans la haute mésosphère (Cours 2) par les ondes de gravité

La circulation de Brewer Dobson pilotée par les ondes et le "Downward Control"

- Au sommet de la moyenne atmosphère d'Hiver, ne restent que des ondes se propageant vers l'Ouest ($C < 0$). En effet, le vent étant vers l'Est ($U > 0$) dans toute la moyenne atmosphère, les ondes vers l'Est ($C > 0$) ont déferlées auparavant. Les ondes vers l'Ouest ($C < 0$) restantes, déferlent par effet de densité et freinent l'écoulement moyen à très haute altitude (entre 65 et 90 km) $dF^z/dz < 0$.
- Inversement pour l'Hémisphère d'été.



Température au mois de Janvier (données CIRA)

