

Dynamique de la Moyenne Atmosphère et des ondes atmosphérique

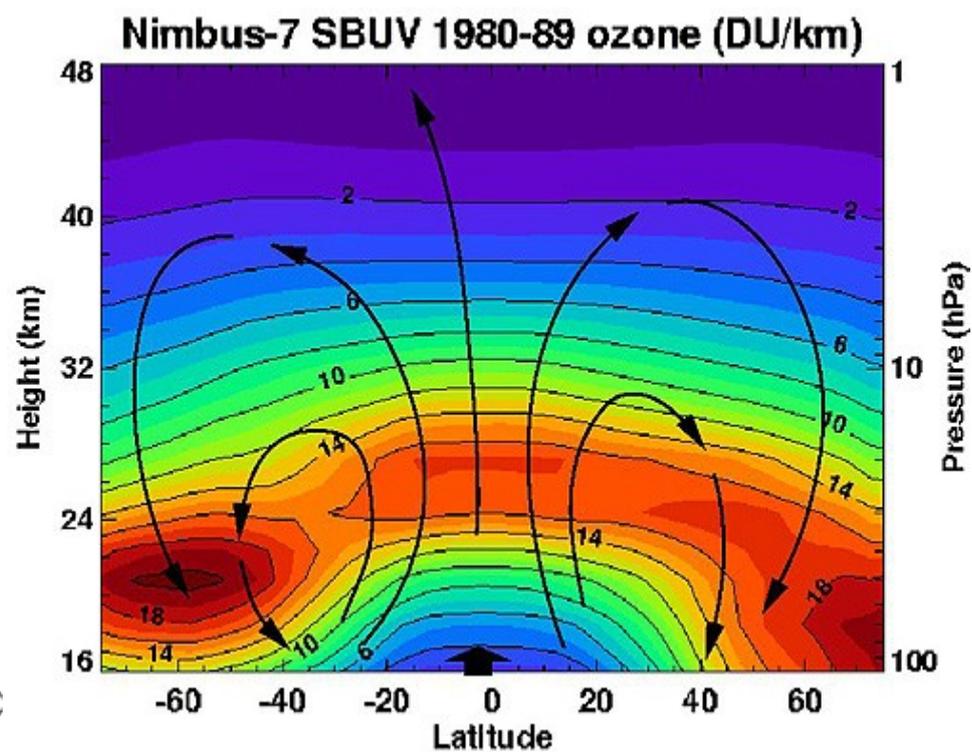
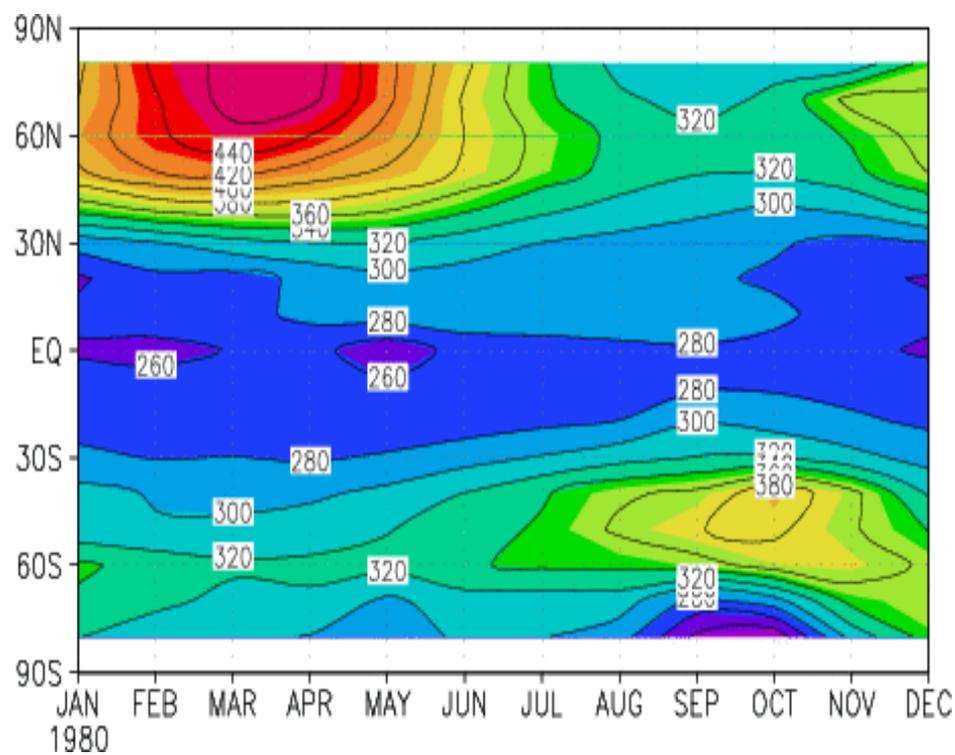
Cours 3: La circulation générale de la moyenne atmosphère (II)

A) Modèle Simple (Avec Forçage Mécanique)

B) Les Equations pour l'écoulement en moyenne zonale

- Le formalisme Eulérien
- Le formalisme Eulérien transformé
- Observations de la Circulation Méridienne

Climatologie d'Ozone: concentration en Unité Dobson (DU)



*Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique
forcée mécaniquement (X), cas du mois de Janvier*

Ajout d'une force agissant dans la
direction zonale:

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

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

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

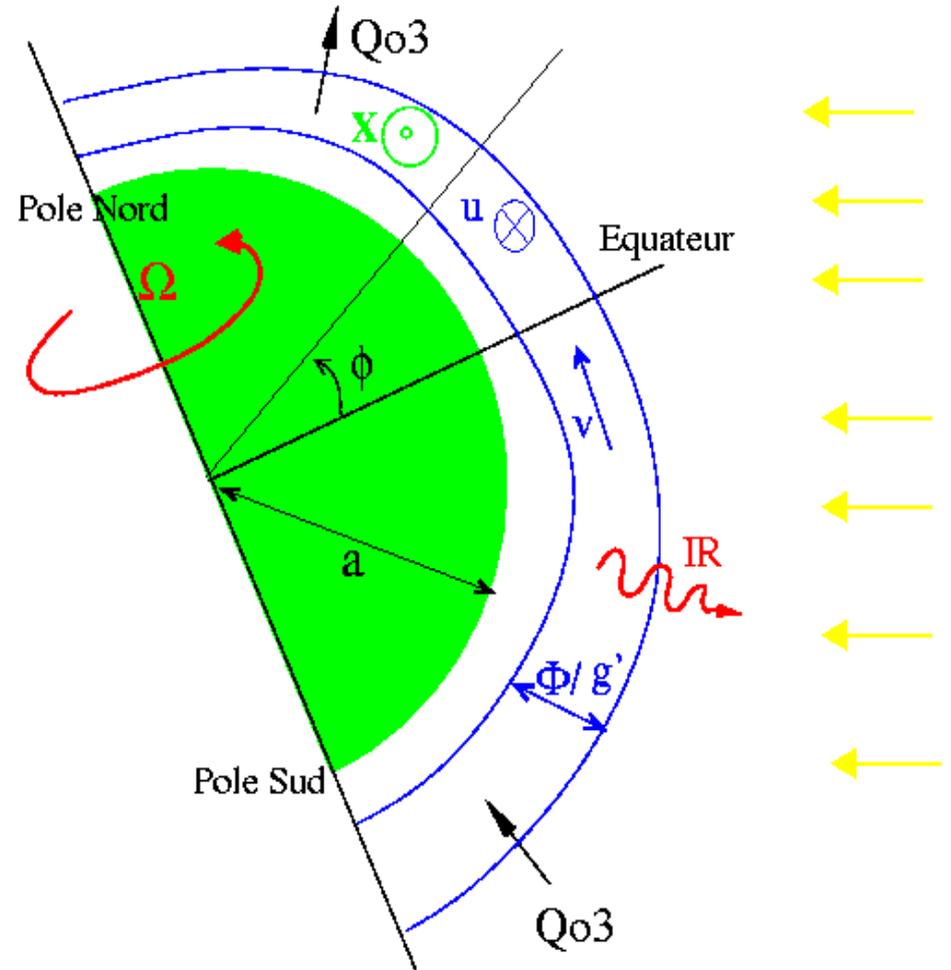
Forçage mécanique d'une circulation
méridienne:

$$-2\Omega \sin \phi v \approx X$$

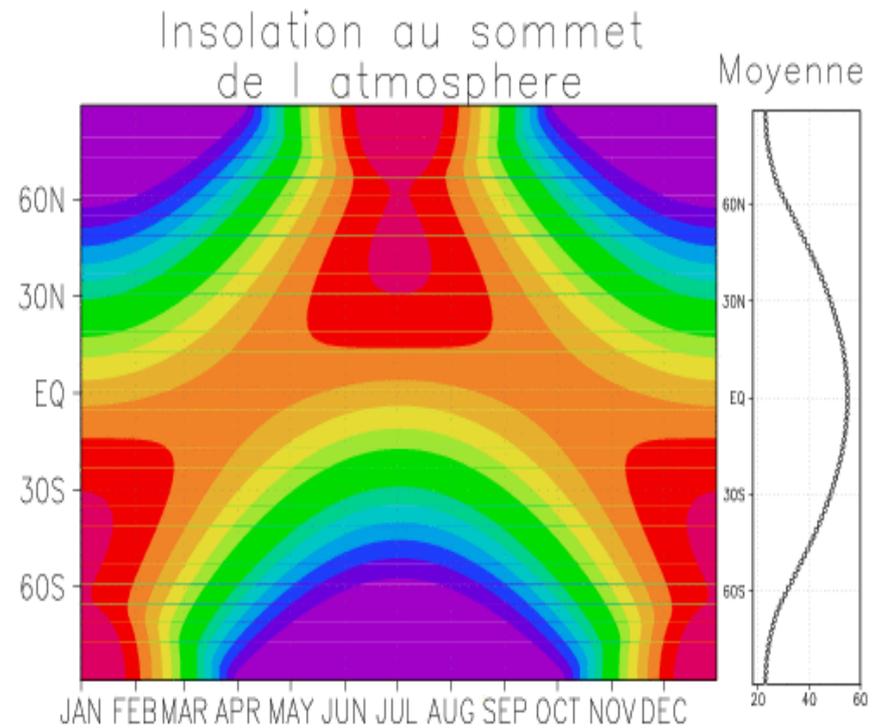
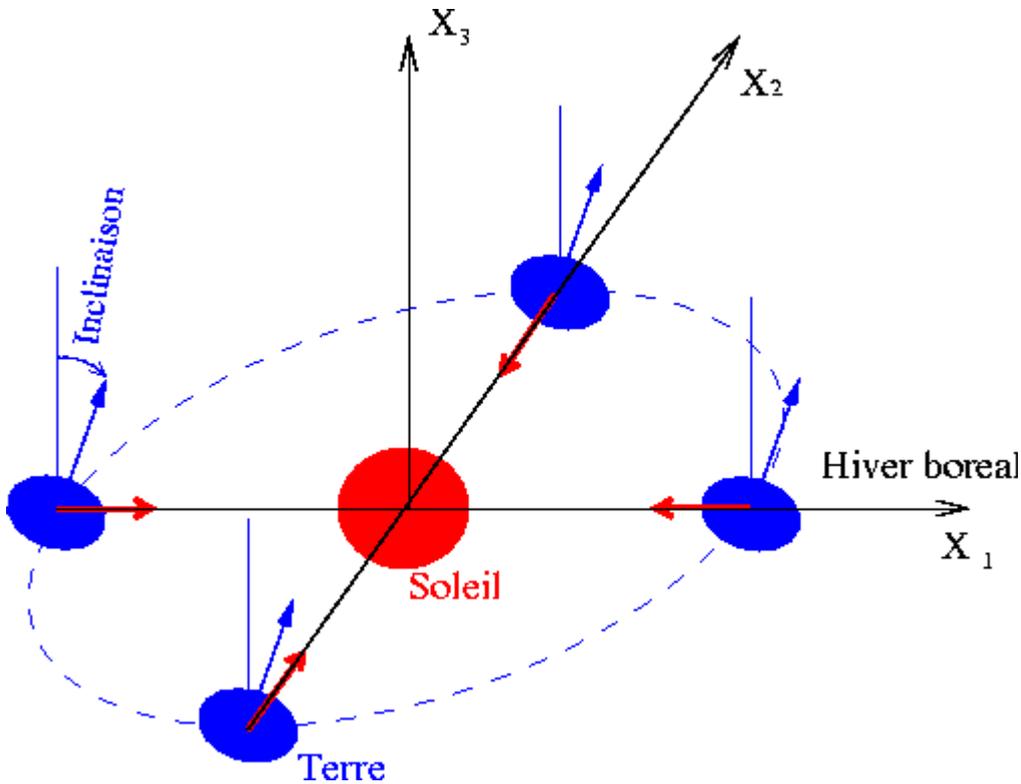
Vitesse verticale à la surface inférieure:

$$W = \frac{h}{a \cos \phi} \frac{\partial v \cos \phi}{\partial \phi}$$

Epaisseur de la couche: $h = \Phi/g'$
(Température)

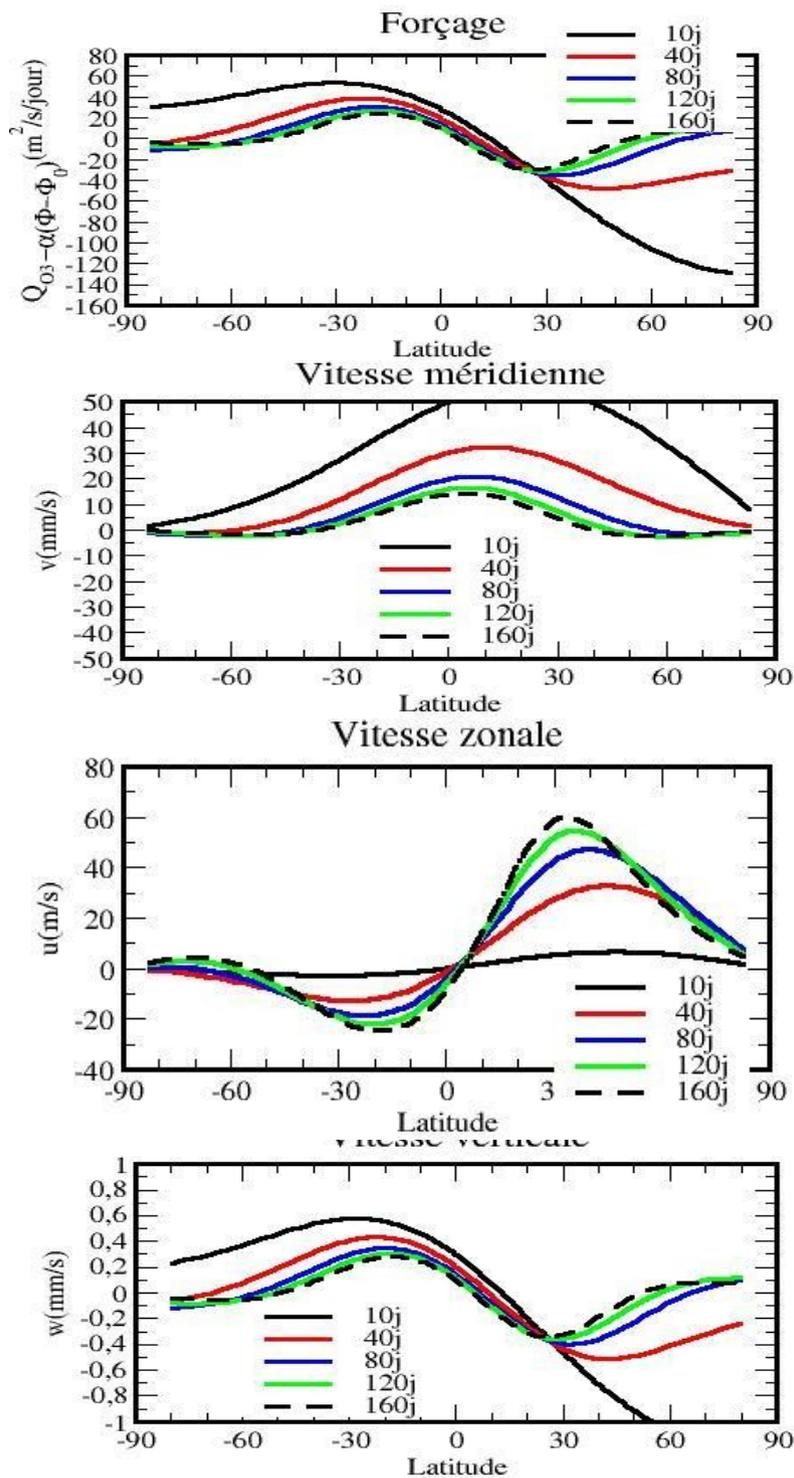


Cycle saisonnier de l'ensoleillement



- 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

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique
pas de forçage mécanique, résultats pour le mois de Janvier



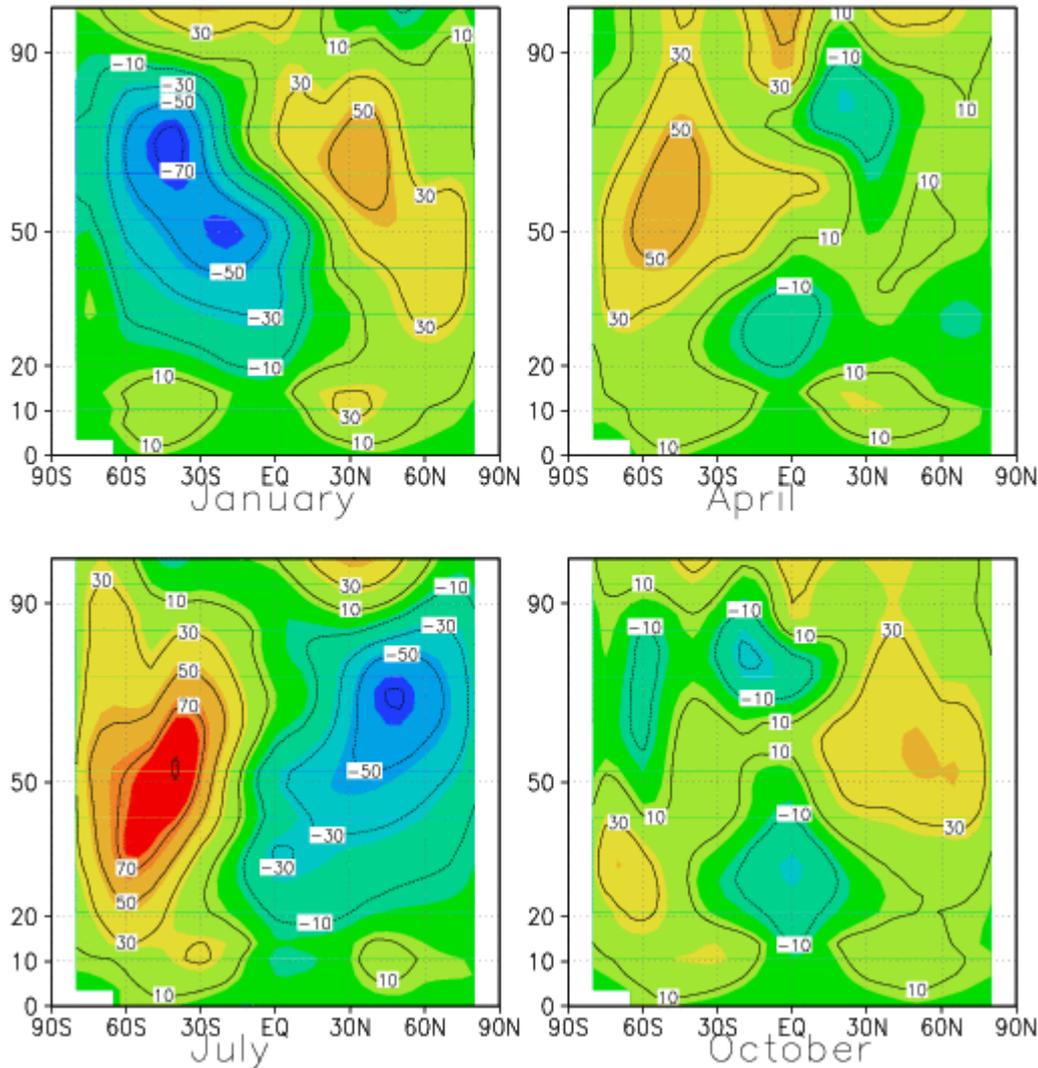
- Au départ (10j) le forçage est du à 03 uniquement. Un état d'équilibre entre 03 (chauffage) et CO2 (IR) est atteint après 160j.
- Le chauffage induit un déplacement méridien (v) vers le Nord.
- Par conservation du moment angulaire, ce déplacement produit aussi un vent vers l'est au Nord (u) et un vent vers l'Ouest au sud.
- Le vent vers l'Est dans l'Hémisphère Nord est trop fort, par rapport au vent vers l'Ouest dans l'Hémisphère Sud
- L'air entre dans la couche vers les tropiques d'été, il redescend vers les tropiques d'hiver

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

U (m/s)

Solstices

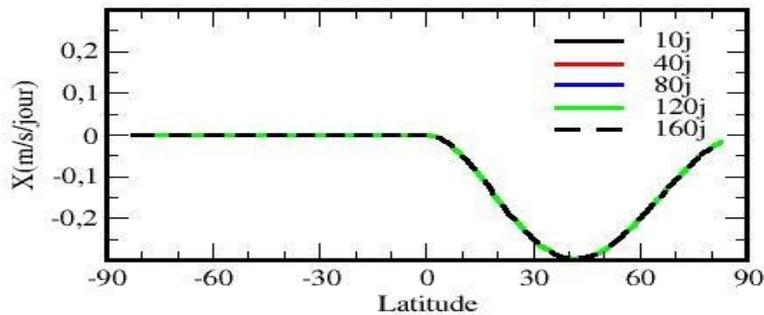
Equinoxes



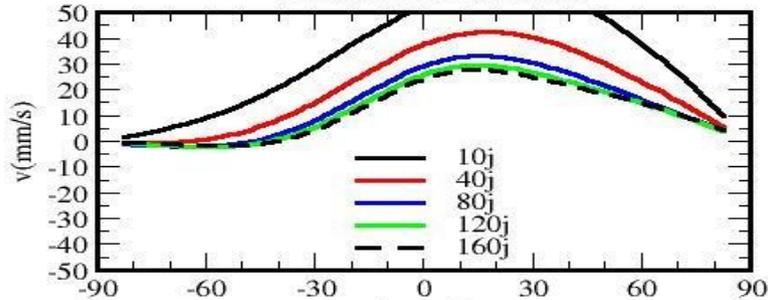
- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on trouve bien des jets vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été.
- En Janvier, l'amplitude du jet vers l'Est dans l'Hémisphère Nord n'est pas aussi grande que l'amplitude du jet dans l'Hémisphère Sud
- Les jets dans la haute mésosphère ont des amplitudes beaucoup plus faible que dans la haute troposphère et la basse mésosphère

Mois de Janvier avec freinage du jet dans l'hémisphère Nord un effet du aux ondes de Rossby de grande échelle

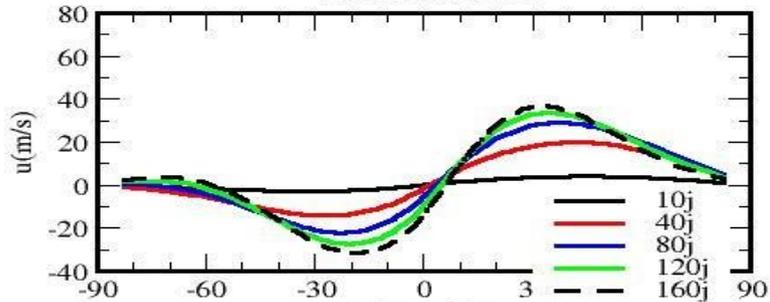
Forçage mécanique



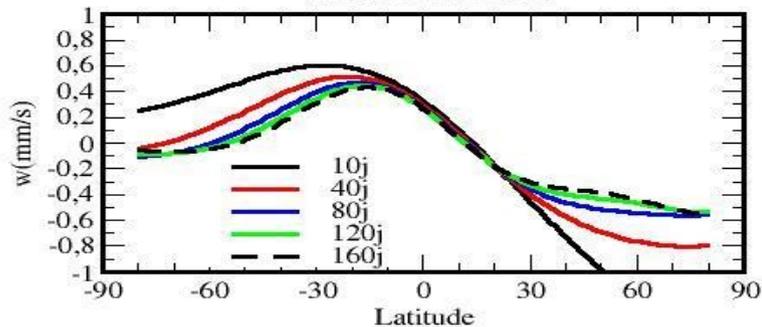
Vitesse méridienne



Vitesse zonale



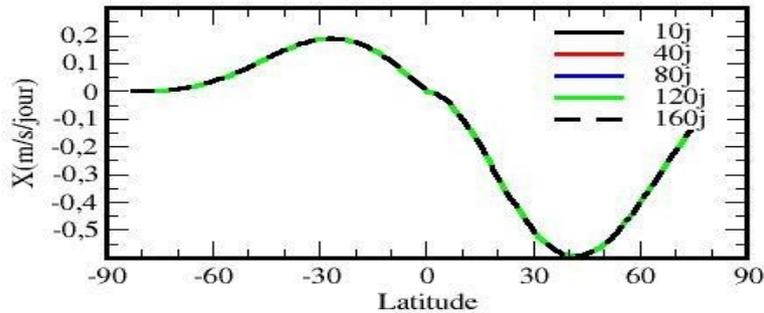
Vitesse verticale



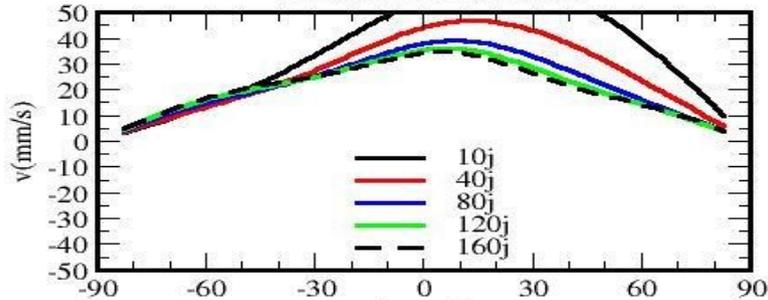
- Le forçage thermodynamique est le même que dans l'expérience précédente.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de Rossby quasi-stationnaires qui ne peuvent se propager que dans un écoulement allant vers l'Est (pour que leur vitesse de phase relative soit négative).
- Le forçage mécanique prolonge la circulation méridienne dans l'hémisphère Nord
- Cette circulation méridienne diminue le gradient méridien de h , ce qui induit un vent vers l'est moins fort aux moyennes latitudes et dans l'hémisphère Nord.
- L'air monte toujours dans les tropiques d'été. Il redescend partout dans l'hémisphère d'hiver.
- Cette modélisation est plutôt représentative de ce qui se passe dans la stratosphère en Hiver et dans l'Hémisphère Nord
- Cette effet est beaucoup plus faible dans l'hémisphère Sud

Mois de Janvier avec freinage du jet dans l'hémisphère Nord et accélération dans l'hémisphère sud, un effet dû aux ondes de gravité de petite échelle

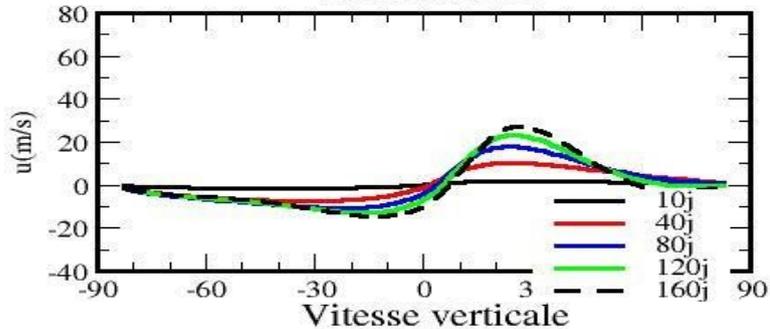
Forçage mécanique



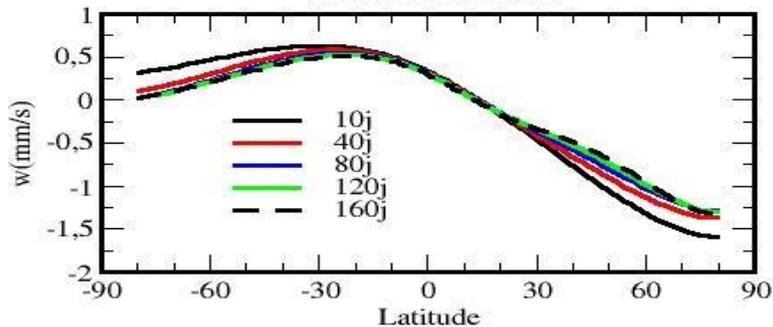
Vitesse méridienne



Vitesse zonale

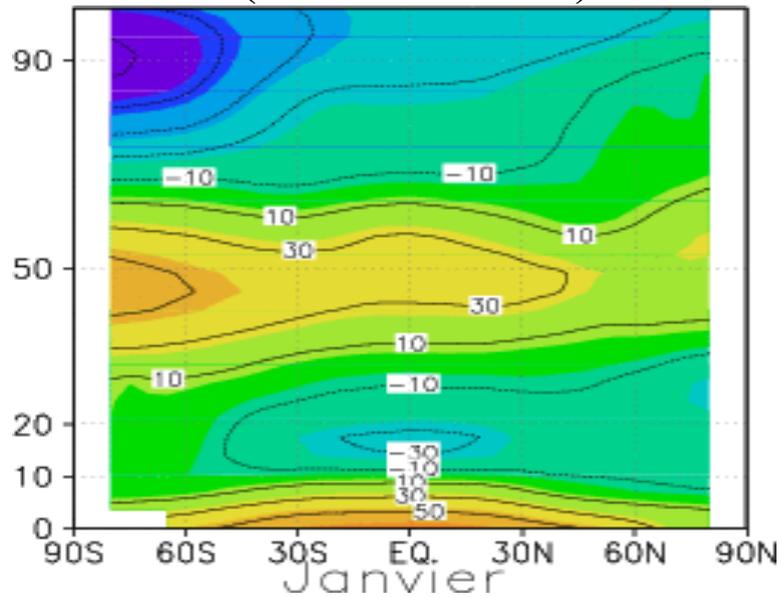


Vitesse verticale



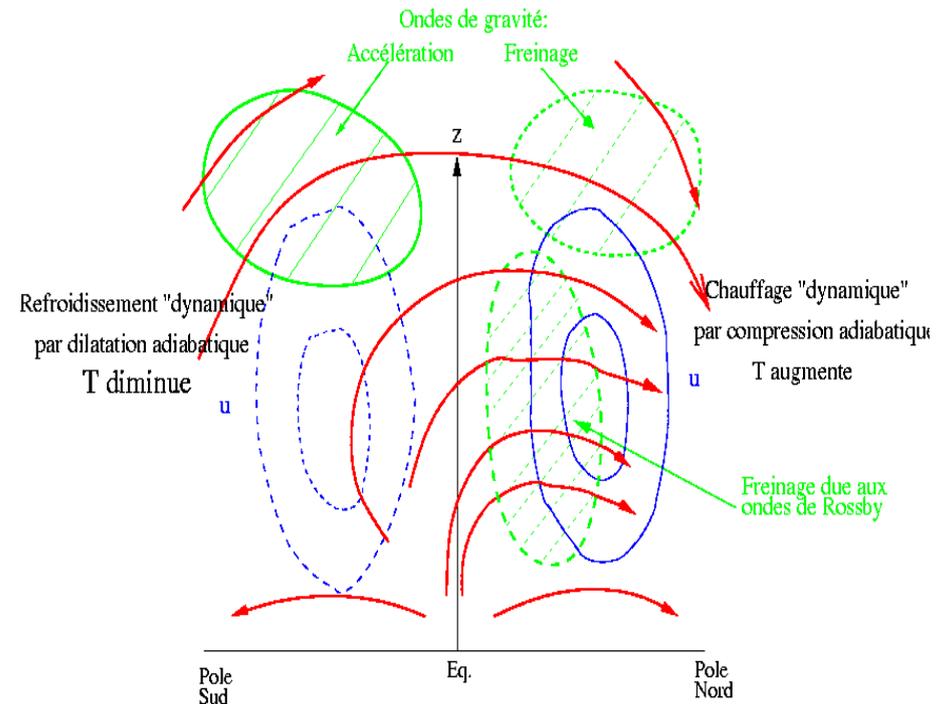
- Le forçage mécanique est positif dans l'hémisphère sud négatif dans l'hémisphère nord.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de gravité instationnaires provenant de la troposphère
- Ces ondes déferlent plus facilement dans un écoulement allant dans la direction de leur vitesse de phase
- Elles exercent une force dans la direction opposée à leur vitesse de phase.
- Le forçage mécanique prolonge la circulation méridienne dans l'hémisphère Sud comme dans l'hémisphère Nord
- Cette circulation méridienne diminue le gradient méridien de h dans les deux hémisphères, ce qui induit en particulier un vent vers l'ouest moins fort dans l'hémisphère Sud.
- L'air monte dans tout l'hémisphère d'été, il redescend partout dans l'hémisphère d'hiver.
- Cette modélisation est plutôt représentative de ce qui se passe dans la mésosphère

Rappel: la température dans l'atmosphère moyenne au mois de Janvier (données CIRA)



- Ces Températures sont loin de l'équilibre radiatif:
- Elles sont trop chaudes aux pôles d'hiver, trop froide au pôle d'été dans la stratosphère et dans la basse mésosphère
- Aux équinoxes et dans la haute mésosphère, (70-90km) T croit du pôle d'hiver vers le pôle d'été!!!
- Aux solstices et à la mésopause (90km) se trouve la région la plus froide de l'atmosphère!!!!

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



Equations pour la circulation générale en moyenne zonale, Formalisme Eulérien (AHL p. 124).

Définition de la moyenne zonale Eulérienne:

$$\bar{u}(\phi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \phi, z, t) d\lambda$$

Définition de la perturbation:

$$u'(\lambda, \phi, z, t) = u(\lambda, \phi, z, t) - \bar{u}(\phi, z, t)$$

Equations primitives pour l'écoulement en moyenne Eulérienne:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t + v \left[(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi - f \right] w u_z \\ = \bar{X} - (a \cos^2 \phi)^{-1} (\overline{v'u'} \cos^2 \phi)_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'u'})_z \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \bar{v}_t + a^{-1} \bar{v} \bar{v}_\phi + \bar{w} \bar{v}_z + \bar{u} (f + \bar{u} a^{-1} \tan \phi) + a^{-1} \bar{\Phi}_\phi \\ = \bar{Y} - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{v'^2} \cos \phi)_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'v'})_z - \overline{u'^2} a^{-1} \tan \phi \end{aligned}$$

$$\bar{\Phi}_z = \frac{R\bar{T}}{H}$$

$$\begin{aligned} \bar{\theta}_t + a^{-1} \bar{v} \bar{\theta}_\phi + \bar{w} \bar{\theta}_z \\ = \bar{Q} - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{v'\theta'} \cos \phi)_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'\theta'})_z \end{aligned}$$

$$(a \cos \phi)^{-1} (\bar{v} \cos \phi)_\phi + \rho_O^{-1} (\rho_O \bar{w})_z = 0$$

- Ces équations ne permettent pas toujours de lier les termes de forçage dus aux ondes, à certaines propriétés physiques de base de ces ondes (stationnarité, adiabaticité ou dissipation et déferlement)
- De nombreux exemples seront données dans la suite du cours
- La circulation méridienne (v , w) représente très mal la circulation transportant les constituants traces et le moment angulaire — —

Equations pour la circulation générale en moyenne zonale, Formalisme Eulérien Transformé (AHL p. 128)

Définition de la circulation méridienne résiduelle:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \rho_0^{-1} (\rho_0 \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z)_z$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + (a \cos \phi)^{-1} (\rho_0 \cos \phi \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z)_\phi$$

Equation pour l'écoulement en moyenne Eulérienne transformée:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t + \bar{v}^* [(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi - f] \bar{w}^* \bar{u}_z \\ = \bar{X} + (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} \end{aligned}$$

$$\bar{u} (f + \bar{u} a^{-1} \tan \phi) + a^{-1} \bar{\Phi}_\phi = \bar{G}$$

$$\bar{\Phi}_z = \frac{R\bar{T}}{H}$$

$$\begin{aligned} \bar{\theta}_t + a^{-1} \bar{v}^* \bar{\theta}_\phi + \bar{w}^* \bar{\theta}_z \\ = \bar{Q} - \rho_0^{-1} \left[\rho_0 \left(\overline{v'\theta'} \frac{\bar{\theta}_\phi}{a\bar{\theta}_z} + \overline{w'\theta'} \right) \right]_z \end{aligned}$$

$$(a \cos \phi)^{-1} (\bar{v}^* \cos \phi)_\phi + \rho_0^{-1} (\rho_0 \bar{w}^*)_z = 0$$

Remarques:

$$F^{(\phi)} = \rho_0 a \cos \phi (\bar{u}_z \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z - \overline{v'u'})$$

$$F^{(z)} = \rho_0 a \cos \phi \left\{ \left[f - (a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi \right] \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z - \overline{w'u'} \right\}$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}$$

- Le vecteur \vec{F} est le Flux d'Eliassen et Palm.
- G dénote l'écart du vent zonal moyen à l'équilibre du vent gradient (c'est à dire l'équilibre géostrophique aux moyennes latitudes). Il est souvent faible.

Théorème d'Eliassen et Palm

Considérons un état de base stationnaire zonal et non forcé $\bar{v}_0 = \bar{w}_0 = 0$, il satisfait l'équilibre du vent gradient et l'équilibre hydrostatique:

$$\left(f + \frac{\bar{u}_0 \tan \phi}{a}\right) \bar{u}_0 + a^{-1} \bar{\Phi}_{0\phi} = 0,$$

$$\bar{\Phi}_{0z} = H^{-1} R \bar{\theta}_0 \exp(-\kappa z/H)$$

Considérons des petites perturbations à cet état stationnaire:

$$u = \bar{u}_0 + u' + O(\alpha^2)$$

Equations primitives pour la perturbation:

$$\bar{D}u' + \left[(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u}_0 \cos \phi)_\phi - f \right] v' + \bar{u}_{0z} w' + (a \cos \phi)^{-1} \Phi'_\lambda = X'$$

$$\bar{D}v' + (2a^{-1} \bar{u}_0 \tan \phi + f) u' + a^{-1} \Phi'_\phi = Y'$$

$$\Phi'_z = H^{-1} R \theta' \exp(-\kappa z/H)$$

$$\bar{D}\theta' + a^{-1} \bar{\theta}_{0\phi} v' + \bar{\theta}_{0z} w' = Q'$$

$$(a \cos \phi)^{-1} \left[u'_\lambda + (v' \cos \phi)_\phi \right] + \rho_O^{-1} (\rho_O w')_z = 0$$

$$\bar{D} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{u}_0}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}$$

De ces équations on peut déduire une équation de la forme:

$$\frac{\partial A}{\partial F} + \vec{\nabla} \cdot \vec{F} = D + O(\alpha^2)$$

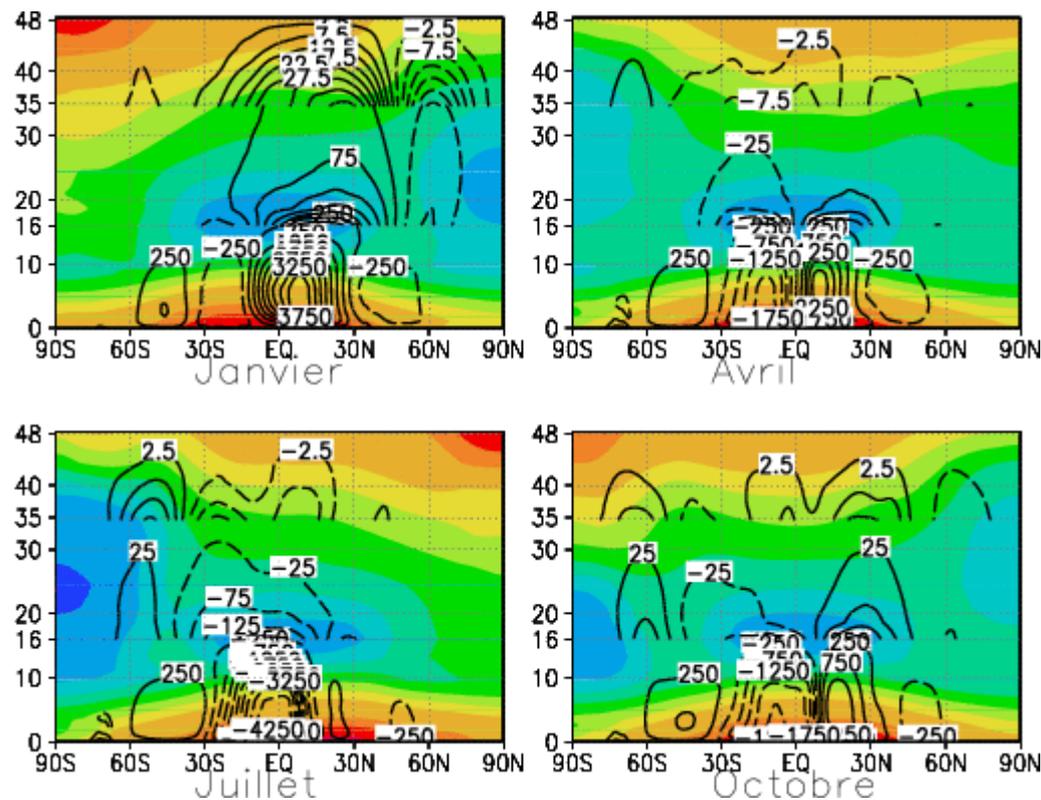
- $\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = 0$, pour des ondes stationnaires, linéaires, non dissipatives et adiabatiques.
- A est une fonction quadratique de la perturbation, c'est une densité d'action (par ex. Le pseudo-moment)
- La dérivée temporelle de A représente les effets instationnaires.
- D contient les effets diabatiques et visqueux (X', Y' et Q')
- α caractérise l'amplitude de l'onde.

La circulation de Brewer Dobson dans la stratosphère: Fonction de courant de la circulation en moyenne Eulérienne, Données CEPPMT.

Définition d'une fonction de courant pour la circulation
méridienne en moyenne Eulérienne:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = -\rho_0 \cos \phi \bar{v}$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Psi}{\partial \phi} = +\rho_0 \bar{w}$$



Résumé pour la stratosphère des échanges avec la troposphère

Holton et al. (1995)

