

Dynamique de la Moyenne Atmosphère et des ondes atmosphérique

Cours 2: La circulation générale de la moyenne atmosphère (I).

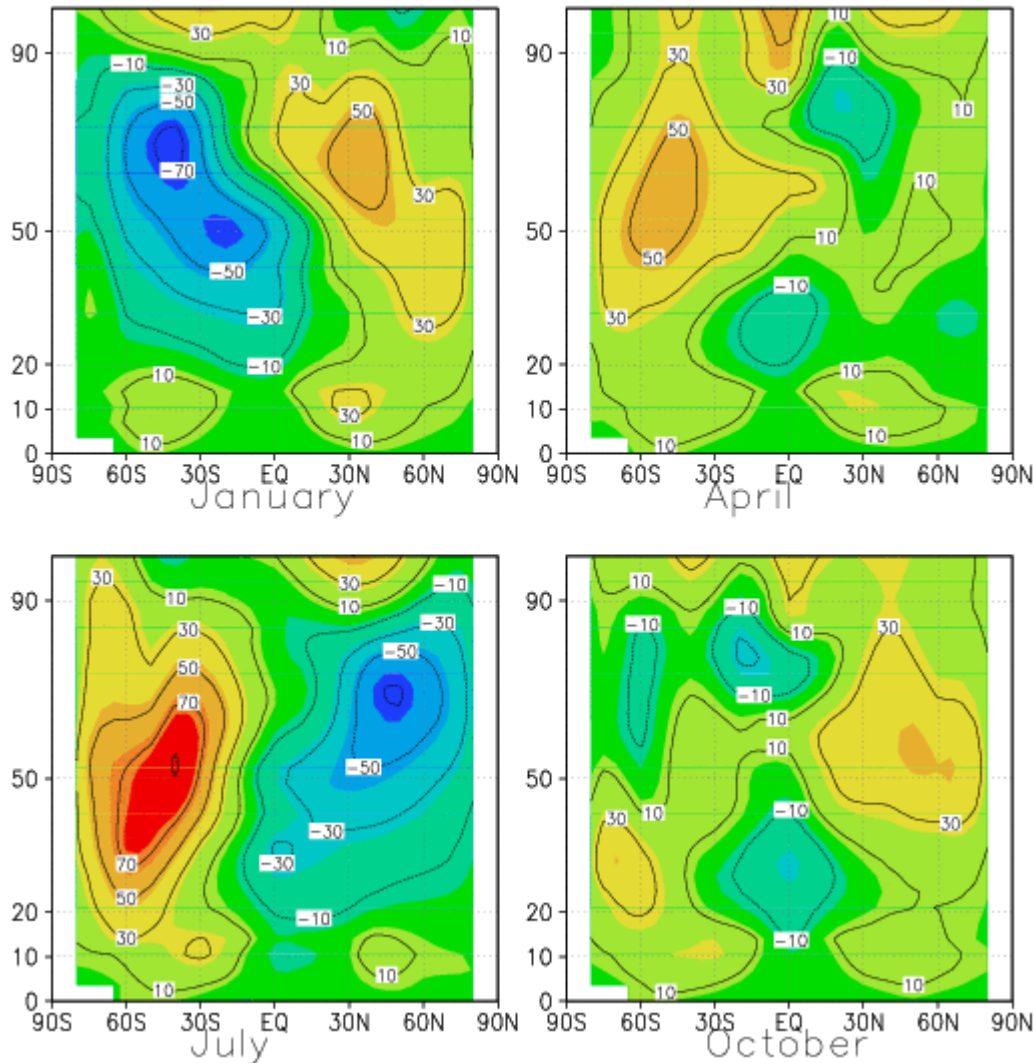
- A) Modèle Simple (Forçâge uniquement Radiatif)
- B) La Circulation de Brewer-Dobson (Observations)

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

U (m/s)

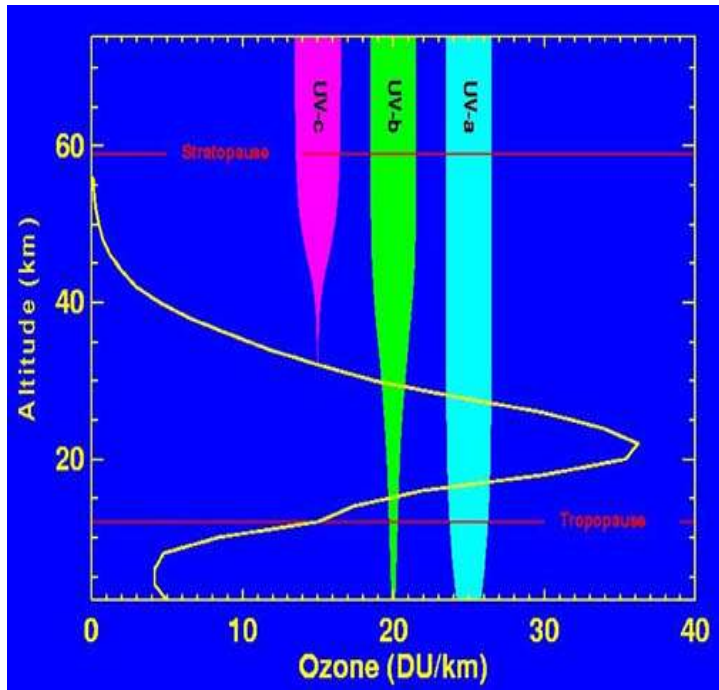
Solstices

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.

Chauffage par l'Ozone



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

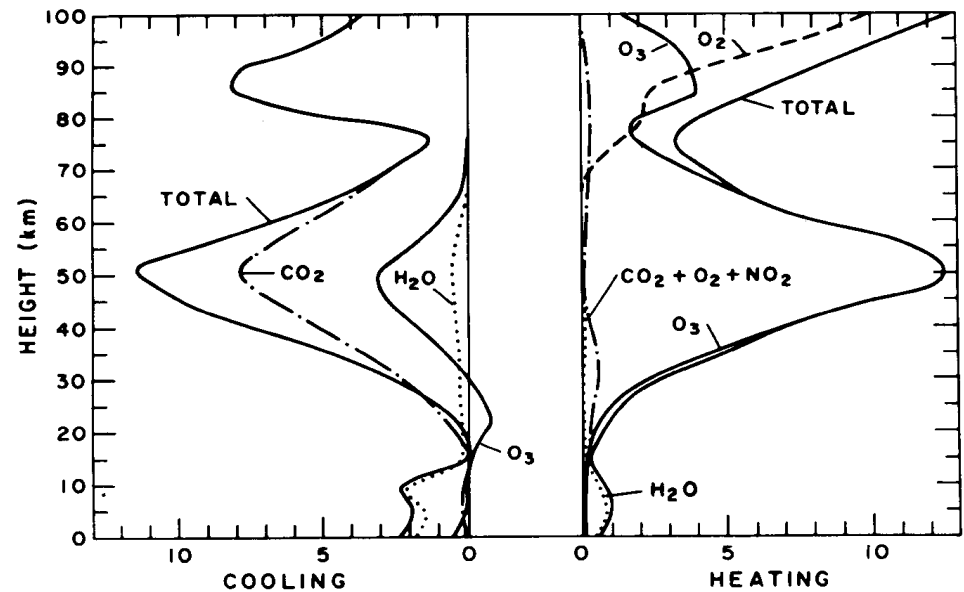
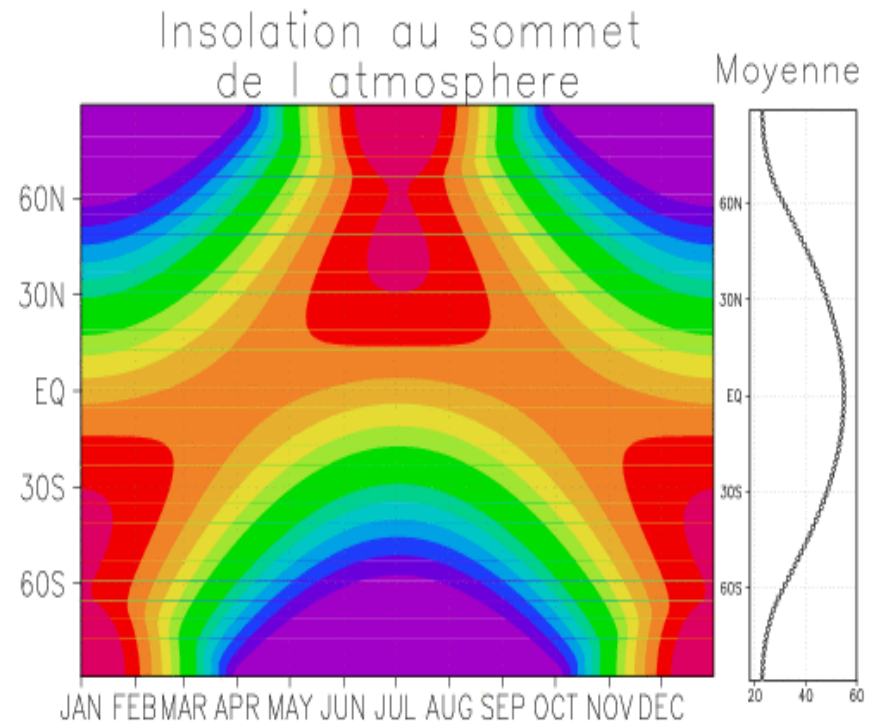
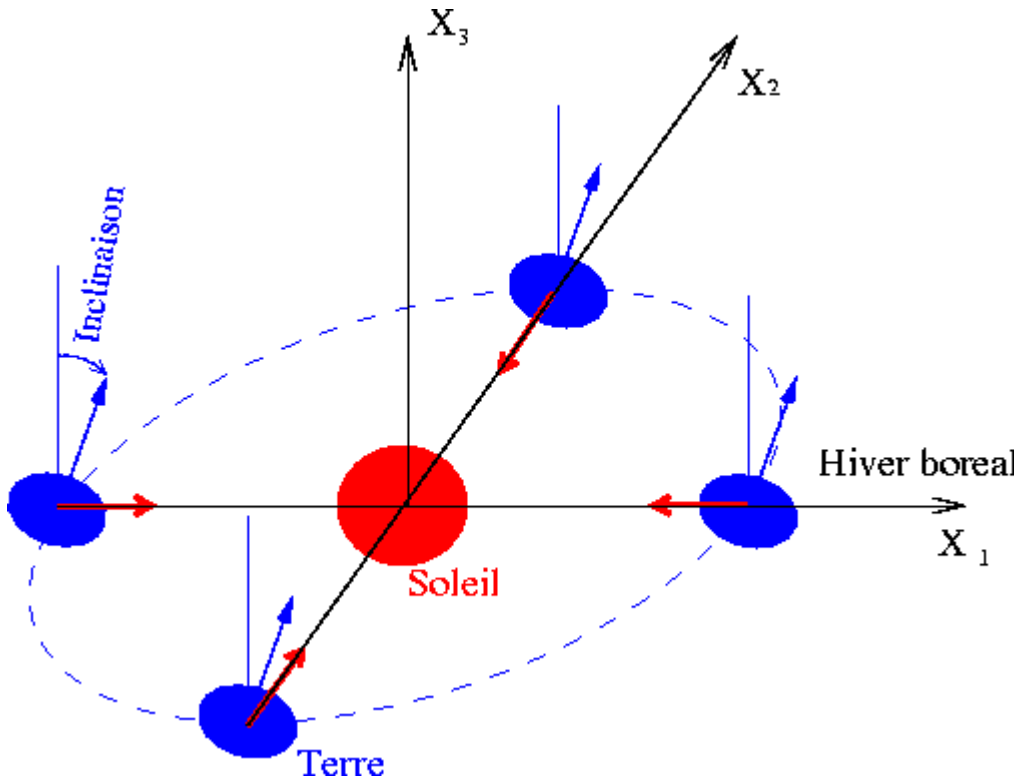


Fig. 2.1. Vertical distribution of heating due to absorption of solar radiation (right) and cooling due to emission of infrared radiation (left). [From London (1980), with permission.]

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

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
 (1) Formulation, mois de Janvier

Equations de base:

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

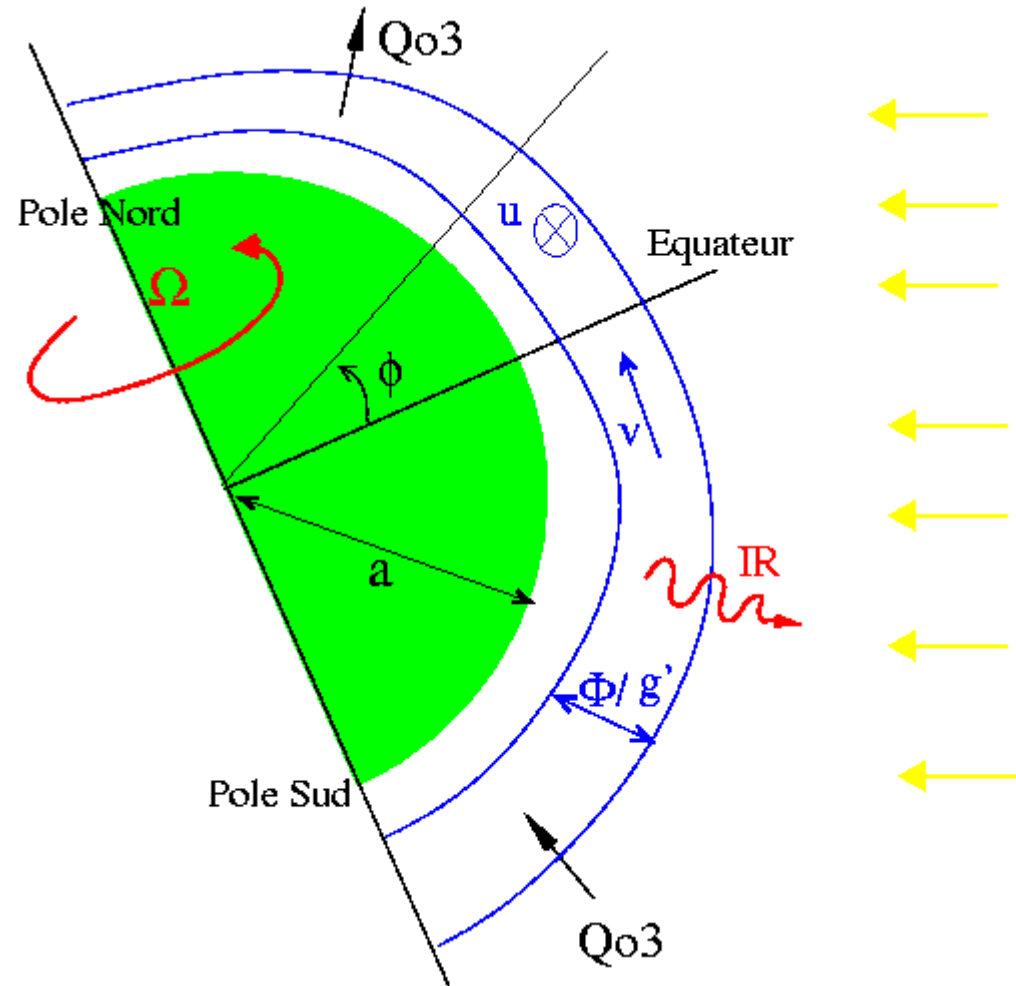
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) v + \left(2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi}\right) u \sin \phi = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

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

Conservation du moment angulaire et
force de Coriolis:

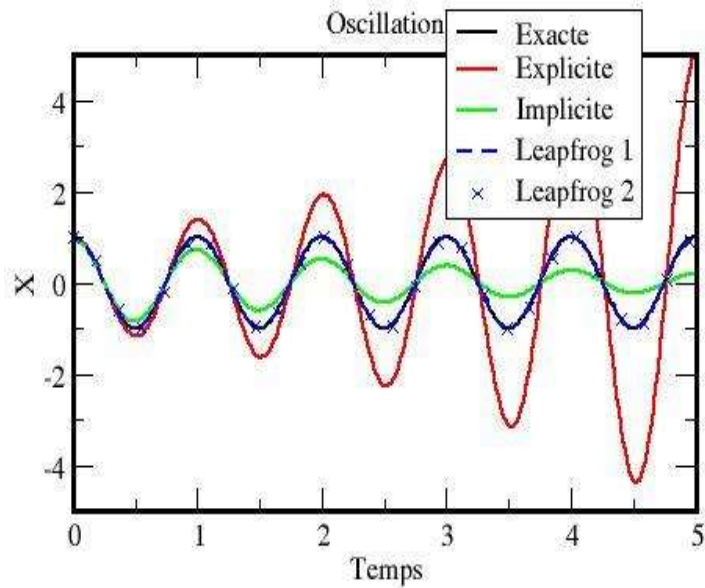
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) (u \cos \phi + a\Omega \cos^2 \phi) = 0$$

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

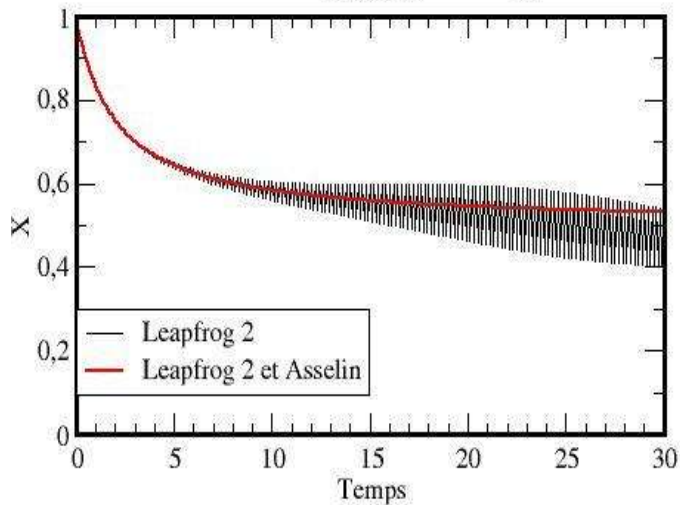
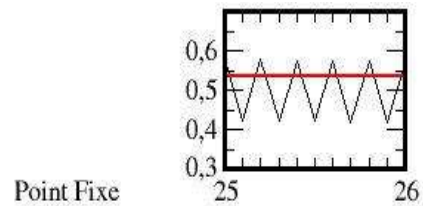


Φ est à la fois le potentiel et l'épaisseur de la couche via Φ/g' , sa valeur au repos est $\Phi_0/g' \sim 60\text{km}$; $g' \sim g$ est une gravité réduite, le temps caractéristique de refroidissement $IR \alpha \sim (1/5 \text{ jours})$.

Méthodes numériques: Intégration temporelle



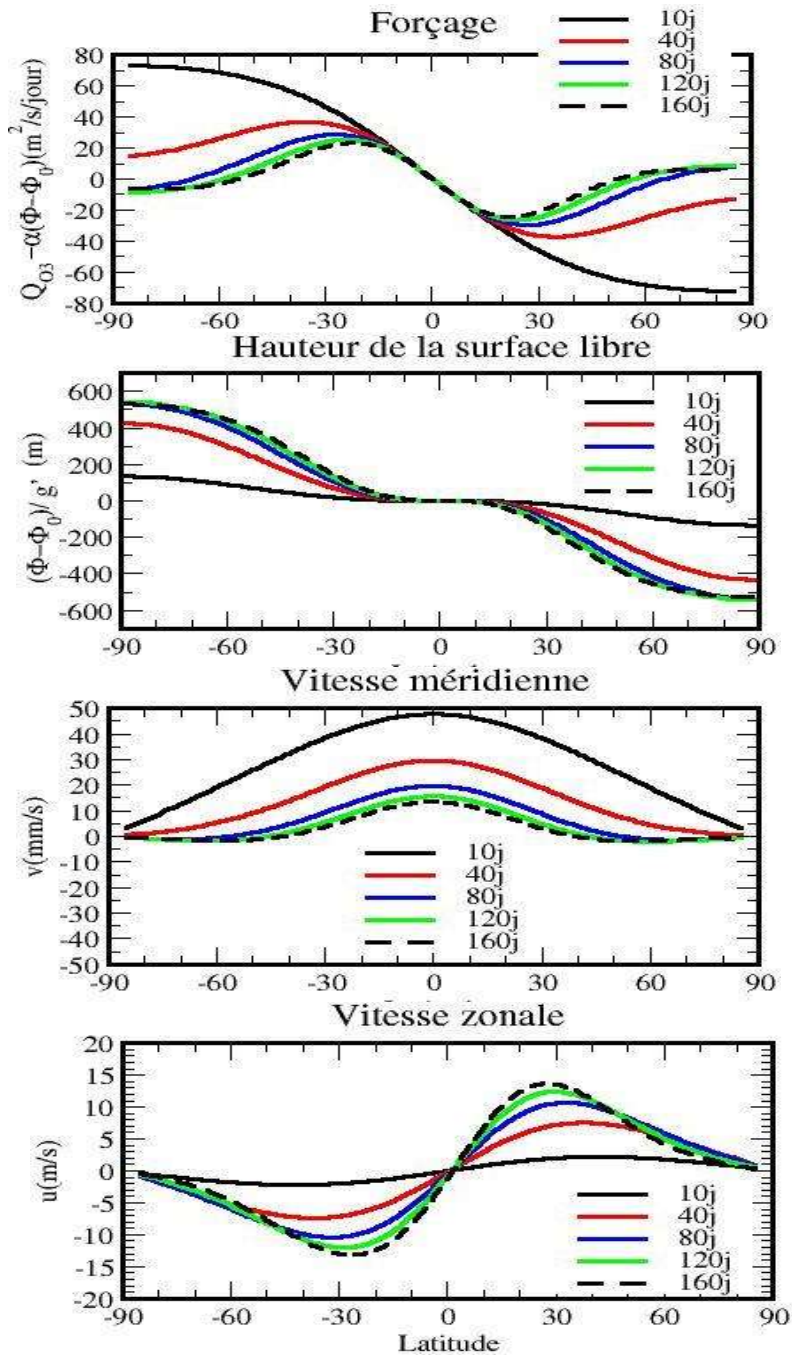
$$\frac{\partial}{\partial t} X = i\omega X$$



$$\frac{\partial}{\partial t} X = -(X - X_0)^2$$

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

(2) Résultats, mois de Janvier

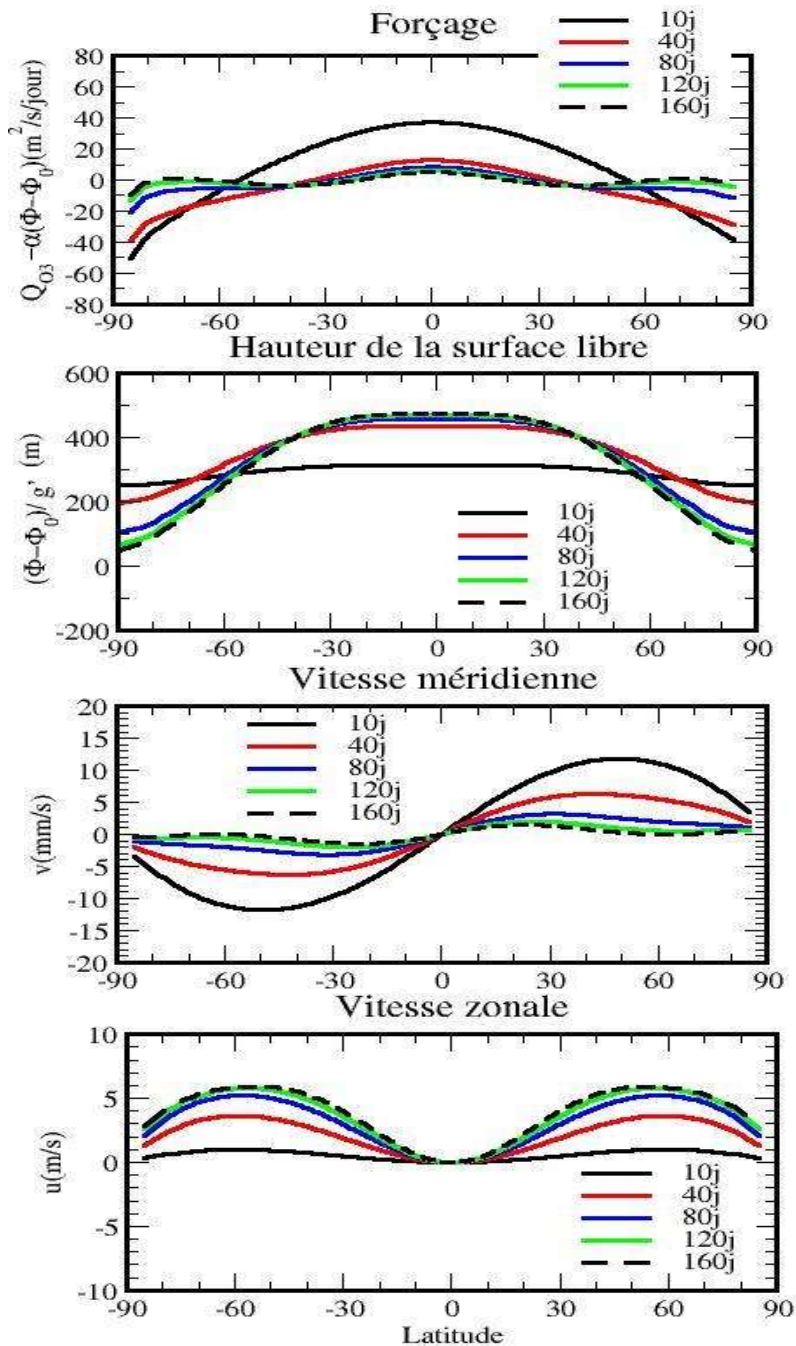


- Au départ (10j) le forçage est dû à 03 uniquement, il induit une montée de Φ dans l'hém. Sud et une descente dans l'hém. Nord.
- La perturbation de Φ est ramenée par refroidissement IR vers Φ_0 au sud (réchauffement au Nord). Un état d'équilibre entre 03 (UV) et CO2 (IR) est atteint après 160j.
- Le chauffage induit aussi 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.
- Noter que u est aussi en équilibre géostrophique avec Φ aux moyennes latitudes.

$$\text{Equ. géostrophique: } 2\Omega u \sin \phi = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

(3) Résultats, Equinoxes (Mars ou Avril)



- Au départ (10j) le forçage est dû à 03 uniquement, il induit une montée de Φ à l'équateur et une descente aux hautes latitudes
- La perturbation de Φ est ramenée par refroidissement IR vers Φ_0 à l'équateur, (par réchauffement aux hautes latitudes). Un état d'équilibre entre 03 (chauffage) et CO2 (IR) est atteint après 160j, le forçage diabatique est alors très faible.
- Le chauffage induit aussi un déplacement méridien (v) vers le Nord au Nord, vers le Sud, au Sud. C'est comme les cellules de Hadley de la troposphère, et qui sont essentiellement liées à un forçage diabatique centré sur la bande équatoriale, en toutes saisons.
- Par conservation du moment angulaire, ce déplacement produit aussi un vent vers l'est (u) au Nord et au Sud, aux moyennes latitudes. A nouveau comme dans la haute troposphère et en toutes saisons.
- Noter que u est aussi en équilibre géostrophique avec F aux moyennes latitudes.

La circulation méridienne de Brewer Dobson et le mélange

- L'atmosphère moyenne est:
 - Très stable verticalement
 - Très pauvre en vapeur d'eau
 - Contrôlée dynamiquement par l'Ozone
 - Loin de l'équilibre radiatif direct entre le chauffage par l'Ozone et le refroidissement Infrarouge (effets dynamiques importants)

Très pauvre en vapeur d'eau. Qu'est ce que cela veut dire?

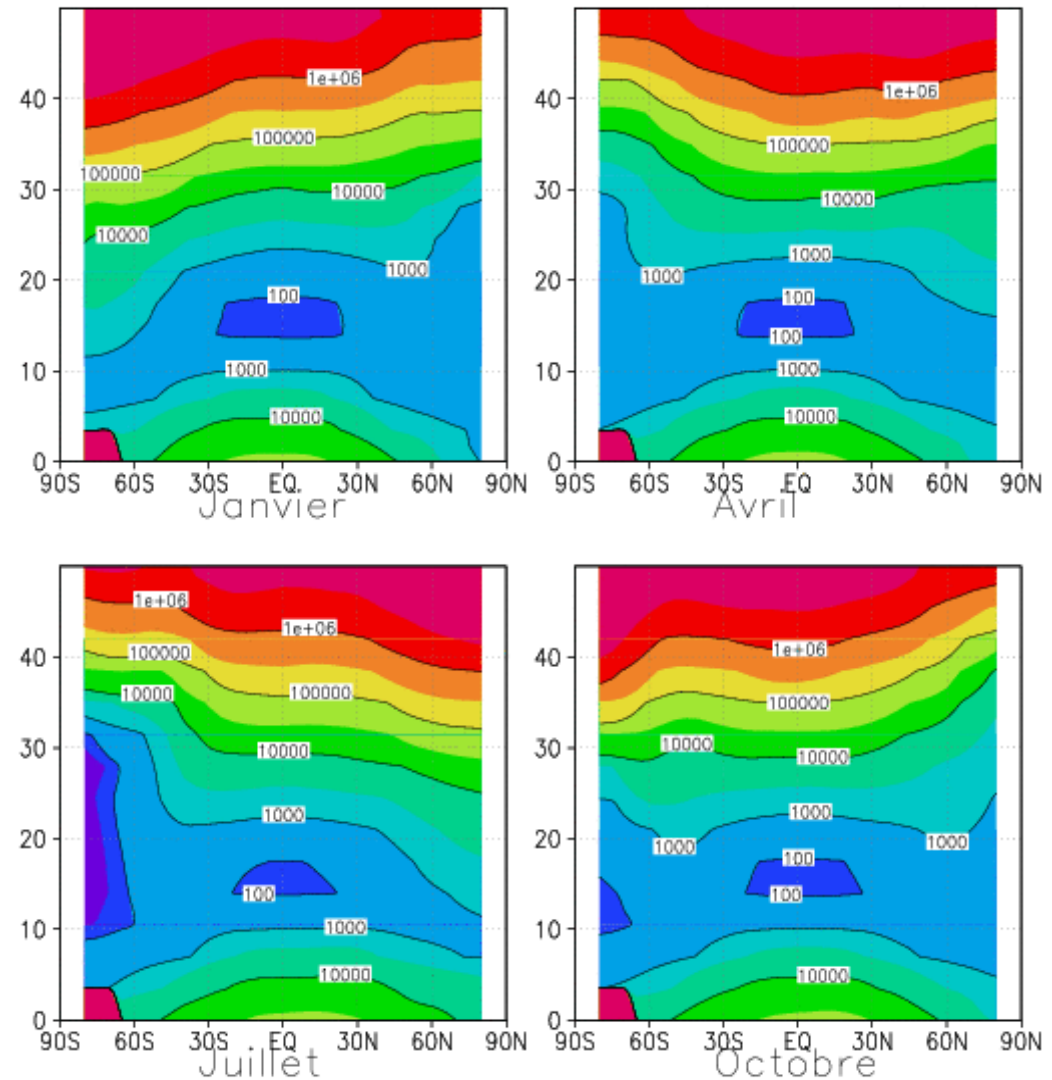
- Nombre de molécules par unité de volume: n_v
- Taux de mélange en volume (ppmv):

$$\mathcal{V}_v = n_v/n_A = p_v/p_A$$
- Dans la troposphère, \mathcal{V}_v est de l'ordre de 10000ppmv, soit de la valeur max:

$$\mathcal{V}_{v\text{sat}} = p_{v\text{sat}}/p_A \text{ avec:}$$

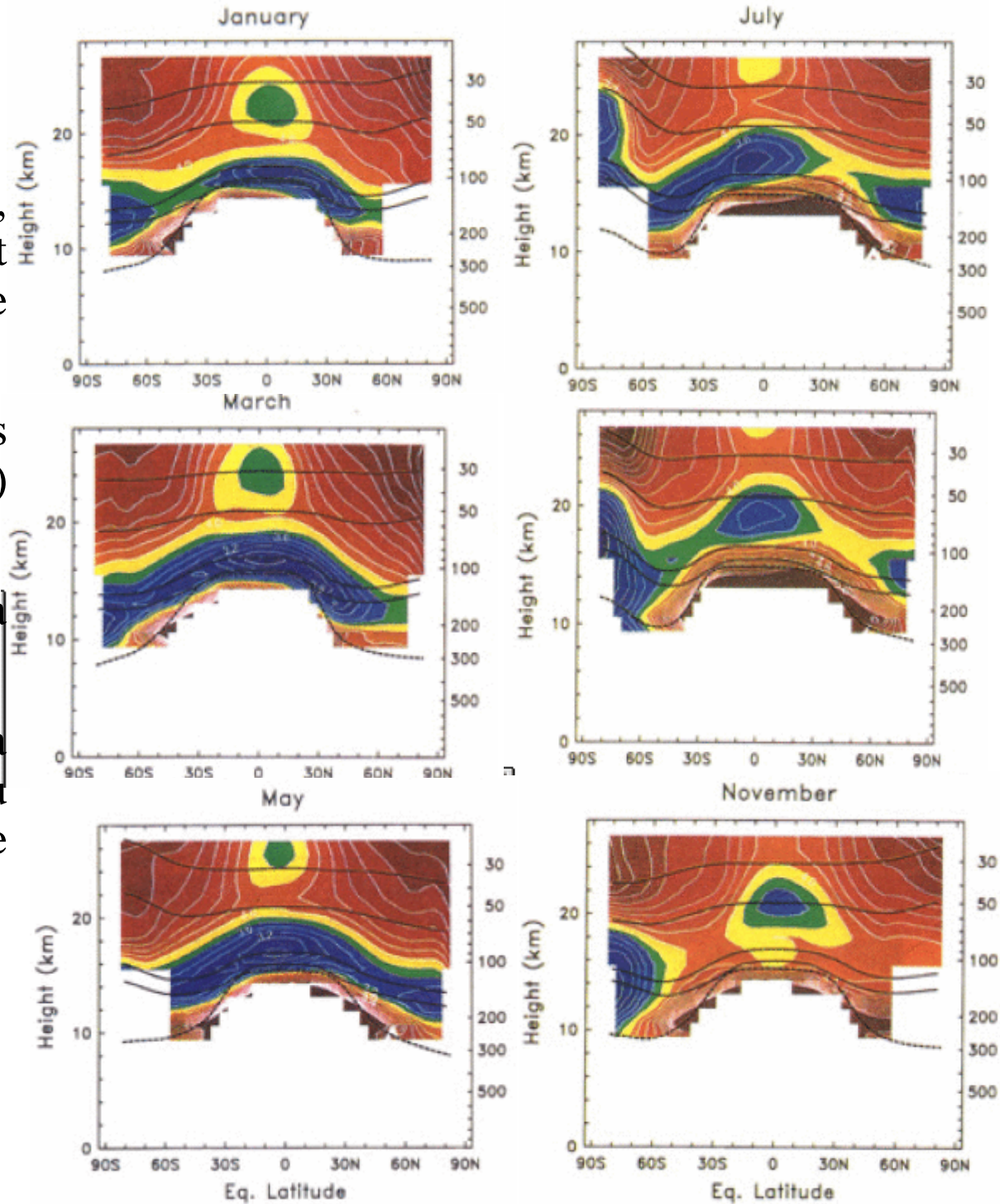
$$p_{v\text{sat}} \approx 1.E^{+5} \exp\left(13.7 - \frac{T}{5120}\right)$$
- Dans la stratosphère: 2-6 ppmv
- La seule région favorable à la déshydratation de l'air en toute saison est la tropopause tropicale
- Il manque cependant des processus de déshydratation de petite échelles: 100ppmv, c'est encore trop

Données CIRA, $\mathcal{V}_{v\text{sat}}$



Observations satellitales de H₂O (HALOE):

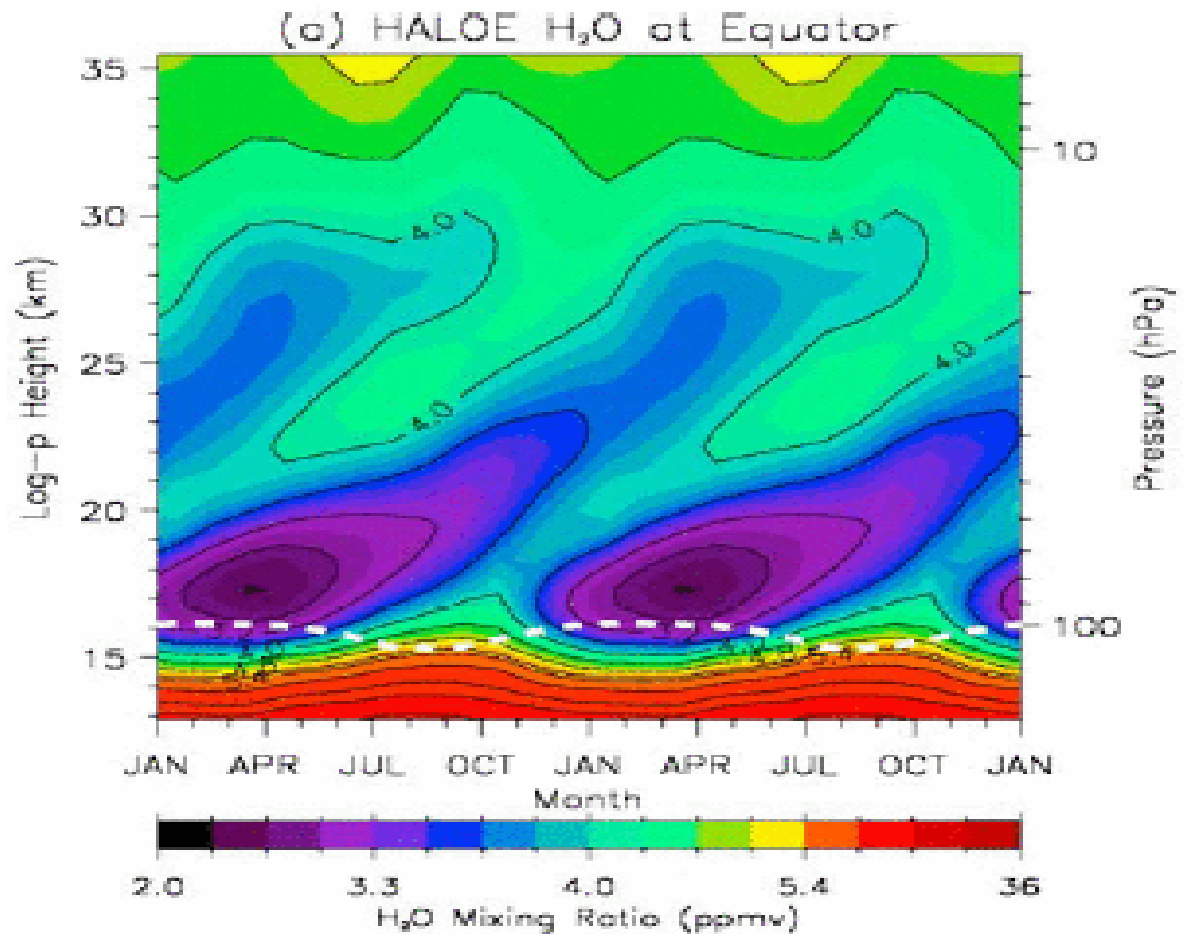
- Randel et al. JGR 2001
- Valeurs minimales en bleu ~ 3 ppmv, à la tropopause tropicale, et s'étalant vers les moyennes latitudes (mélange horizontal)
- Montée lente visible au tropiques (transport vertical de grande échelle) à un instant donné
- Elle est aussi visible dans le minimum qui monte lentement à l'équateur.
- Il y a aussi une production dans la stratosphère due à l'oxidation du CH₄, valeur maximale en rouge sombre ~ 6 ppmv



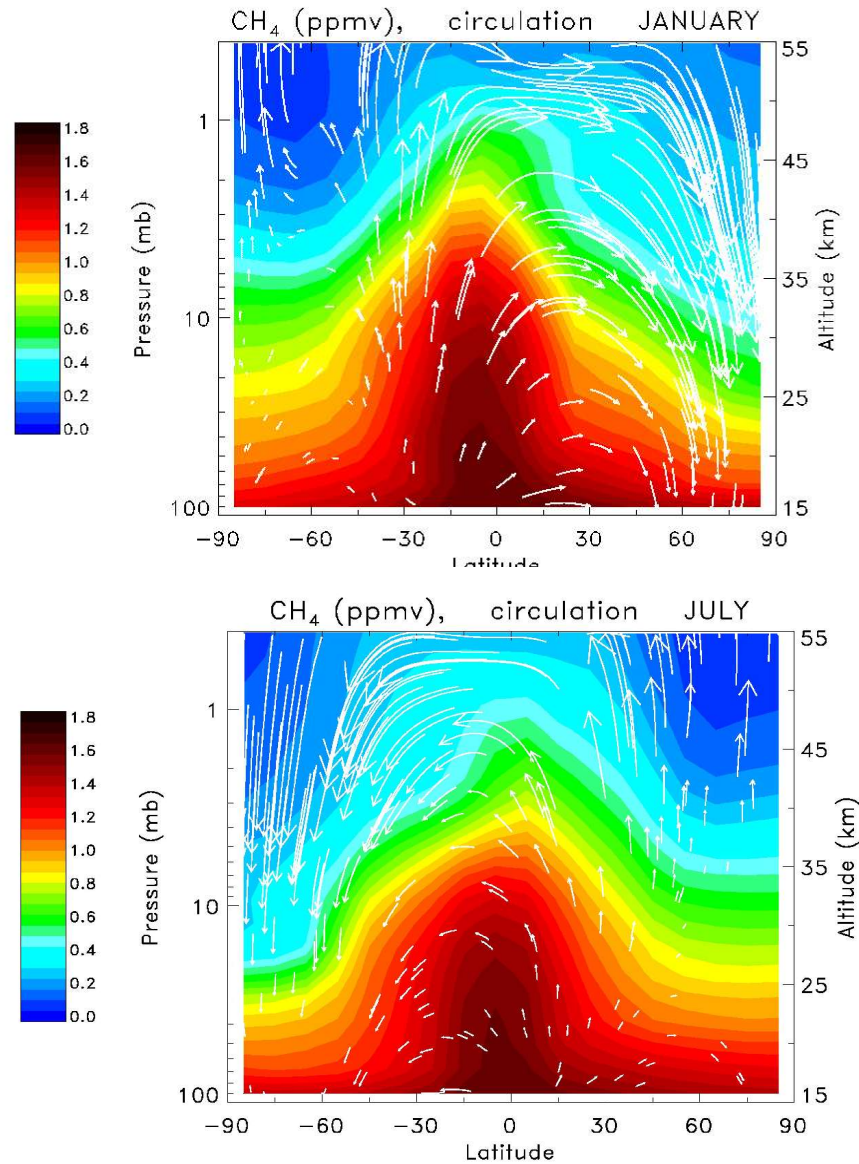
Observations satellitales d'H₂O (HALOE)

Le « tape recorder »

- Park et al. JGR 2004
- Montée lente de l'air tropical, qui garde assez bien les caractéristiques en \mathcal{V}_v qu'il acquière à un instant donnée à la tropopause tropicale
- Ces caractéristiques se perdent lentement par diffusion horizontale et par oxydation du CH₄

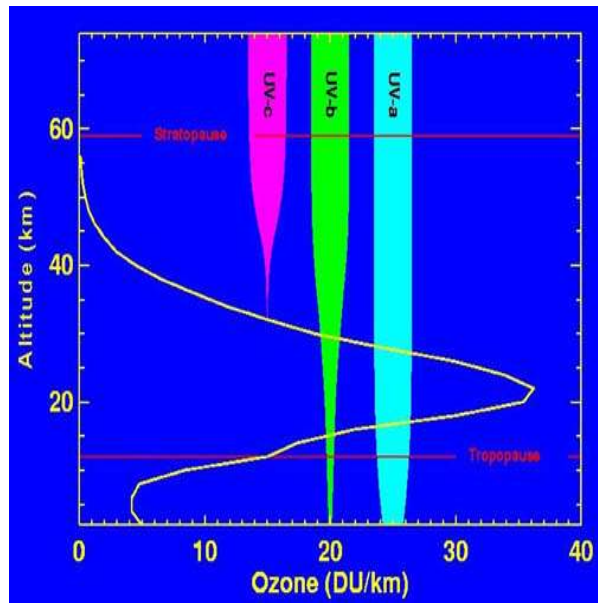


Exemple d'un autre composé produit dans la troposphère, le méthane CH₄.

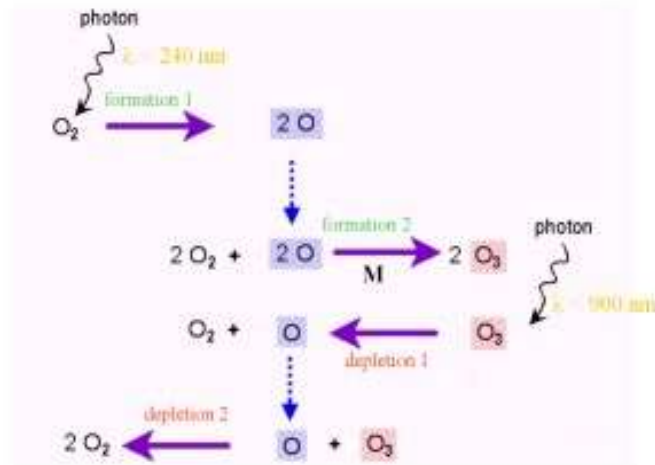


La production de l'Ozone (O_3).

Altitude de
pénétration des
UV-a, UV-b,
UV-c



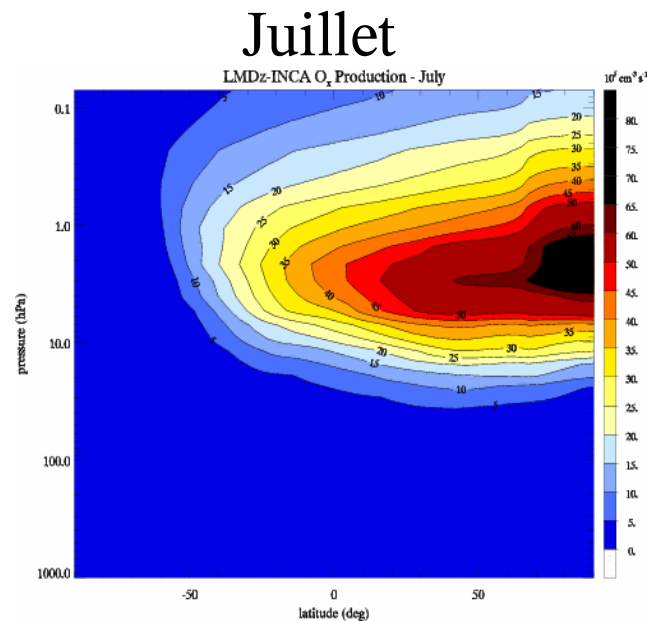
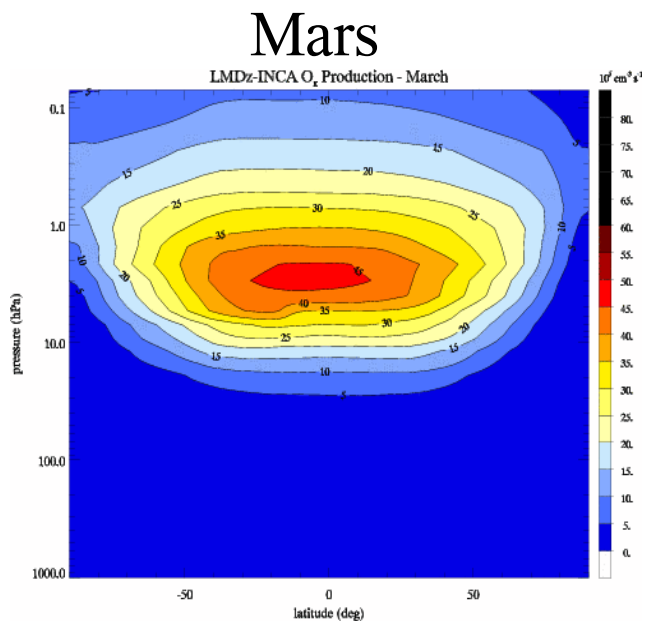
Cycle de
Chapman
(1930):



- Les **UV-c** sont absorbés par l' O_2 entre 40km et 60km. De cette photolyse il résulte des radicaux libres d'oxygène moléculaire O .
- Ils se combinent rapidement à des molécules d' O_2 pour former O_3 .
- L'Ozone absorbe les **UV-b** essentiellement au dessus de 20km pour donner un O
- Le plus souvent cet O se recombine avec O_2 pour donner à nouveau O_3 , il y a dégagement de chaleur et chauffage de l'atmosphère.
- Légèrement déficitaire cependant mais la famille $O+O_3$ (O_x) a une assez longue durée de vie.
- Le cycle de Chapman explique la production des O_x et le chauffage par O_3
- il explique mal la destruction de l' O_3 .

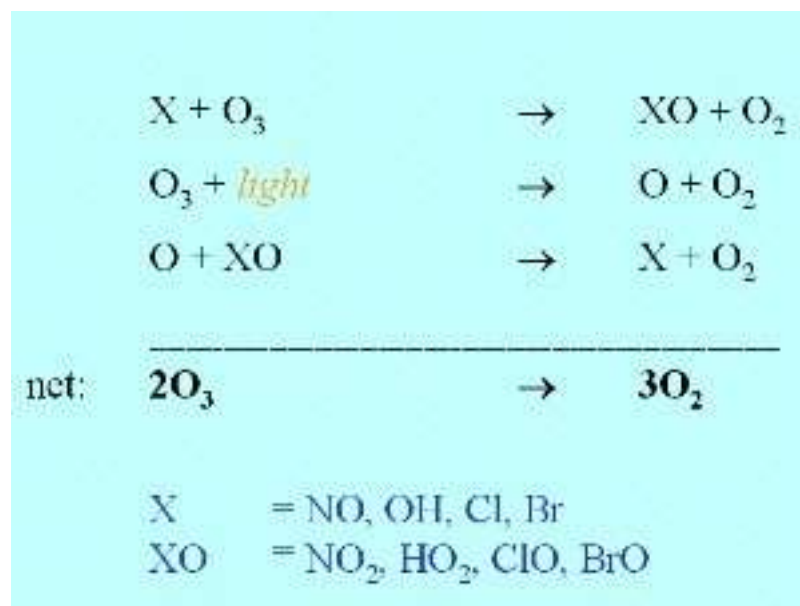
La production de l'Ozone (Ox)

Modèle de photo-chimie atmosphérique INCA, opérationnel dans LMDz
(Merci à D. Hauglustaine)



Rôle des radicaux libres sur la destruction de l'O₃

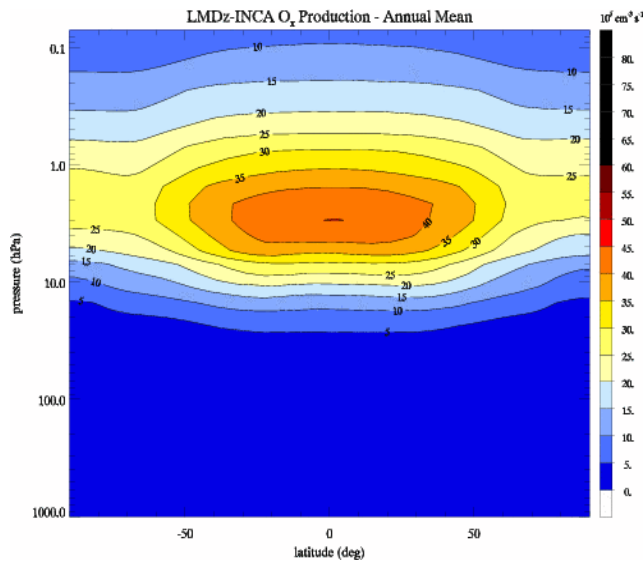
(Crutzen, Molina et Sherwood (1970):



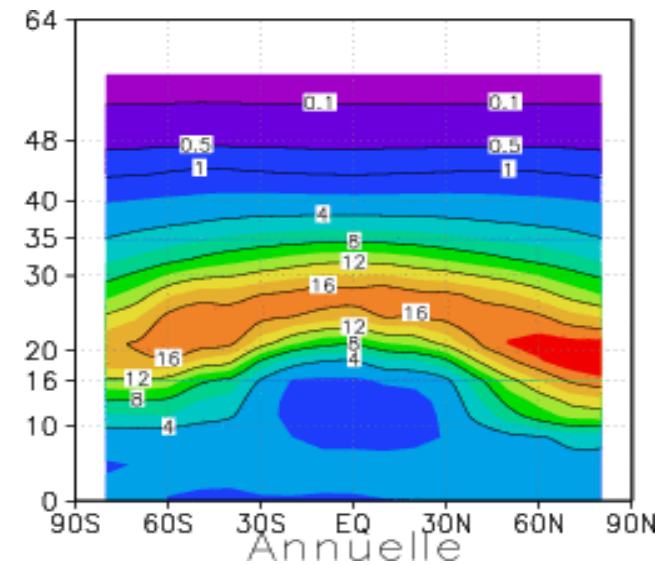
La production de l'Ozone (O_x)

L'ozone ne se trouve pas là où il est produit

Production annuelle moyenne
d'O_x

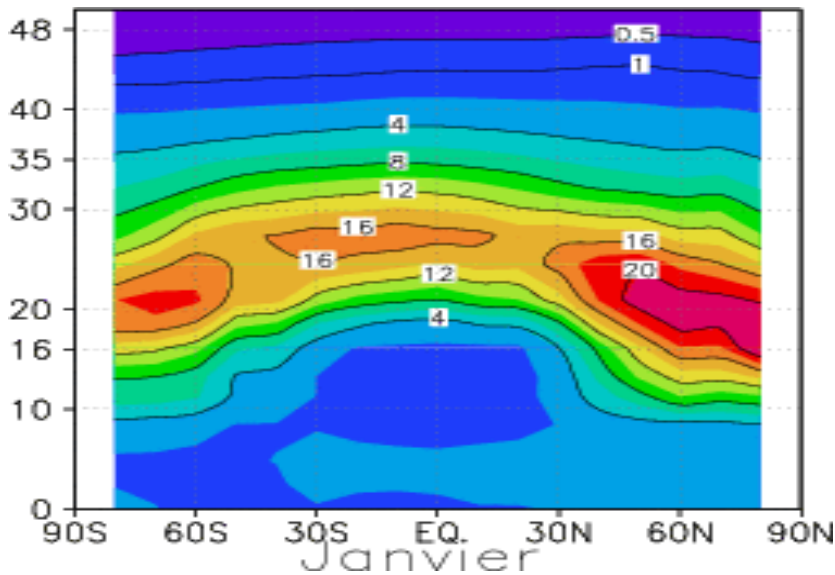


Quantité d'O₃
DU/km



Climatologie d'Ozone: concentrations en Unité Dobson/km (DU/km)

Données Fortuin et Kelder (1998)

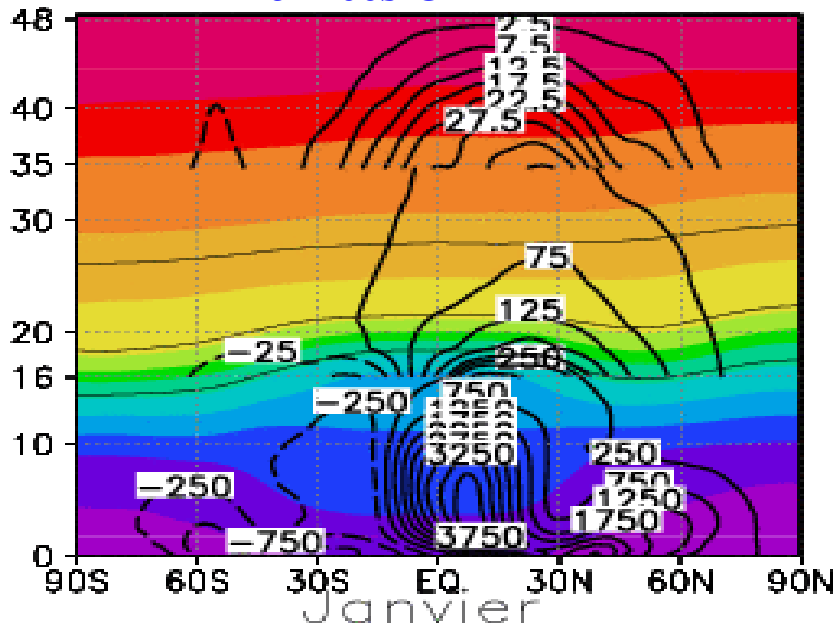


- Bien que l'Ozone soit produit à l'équateur vers 40-50km, sa concentration est maximale autour de 20km et aux hautes latitudes

- Nombre de molécules par m³:
 - $n_{O_3} = N_a P_{O_3} / (R^* T)$
- Constantes:
 - Avogadro $N_a = 6.022E+26$ mol./kmol
 - Constante Universelle des gaz: $R^* = 8314$ J/K/kmol
 - $1DU = 2.6867E+20$ mol./m²

Fonction de courant de la circulation méridienne (TEM) et T potentielle

Données CEPPMT

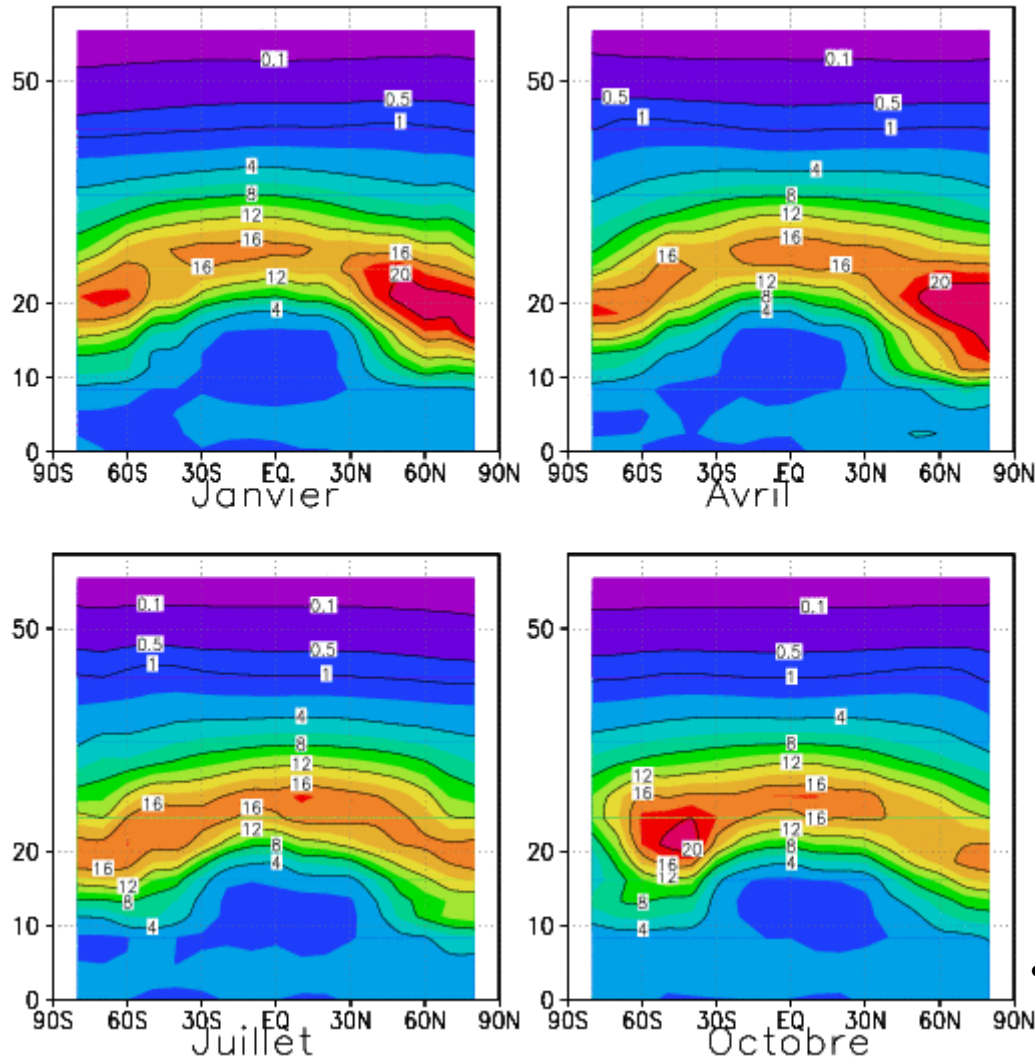


- L'air est enlevé de la zone de production et transporté vers le bas et vers les hautes latitude

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

Climatologie d'Ozone: cycle saisonnier (DU/km)

Données Fortuin et Kelder (1998)



- Notez en Avril la forte concentration au pôle Nord: Ozone accumulé durant l'hiver et trop bas pour être détruit par UVb
- L'air est enlevé de la zone de production et transporté vers le bas et vers les hautes latitudes
- Notez aussi le déficit naturel d'O3 au pôle sud et en Octobre: c'est le trou d'Ozone naturel, lié à un faible mélange, et à une plus faible circulation de Brewer Dobson dans l'hémisphère sud

- Nombre de molécules par m³:

$$n_{O_3} = N_a P_{O_3} / (R^* T)$$

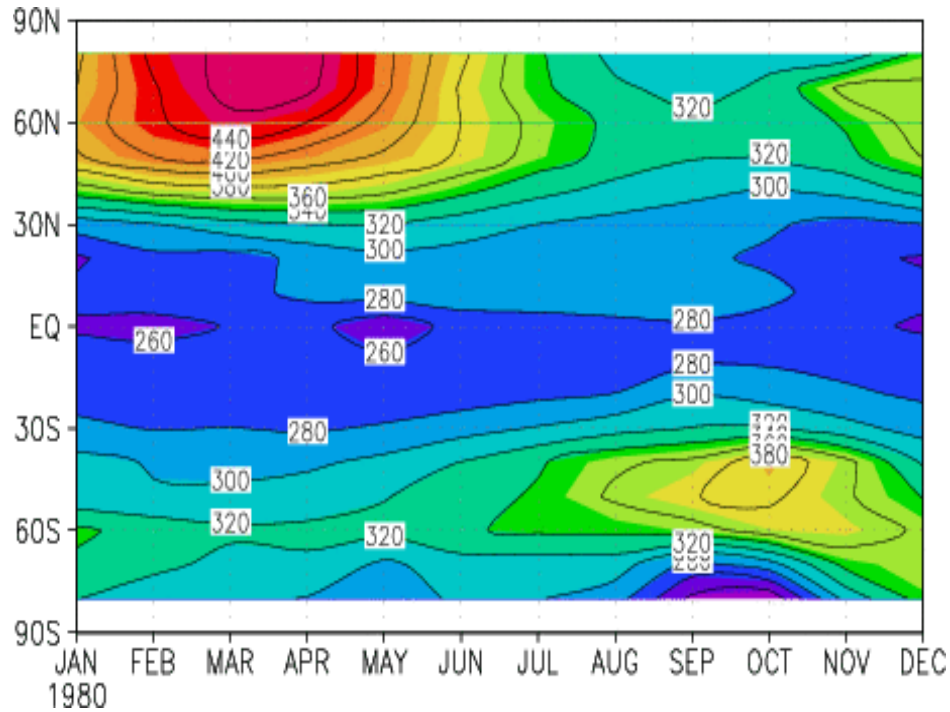
- Constantes:

- Avogadro $N_a = 6.022E+26$ mol./kmol

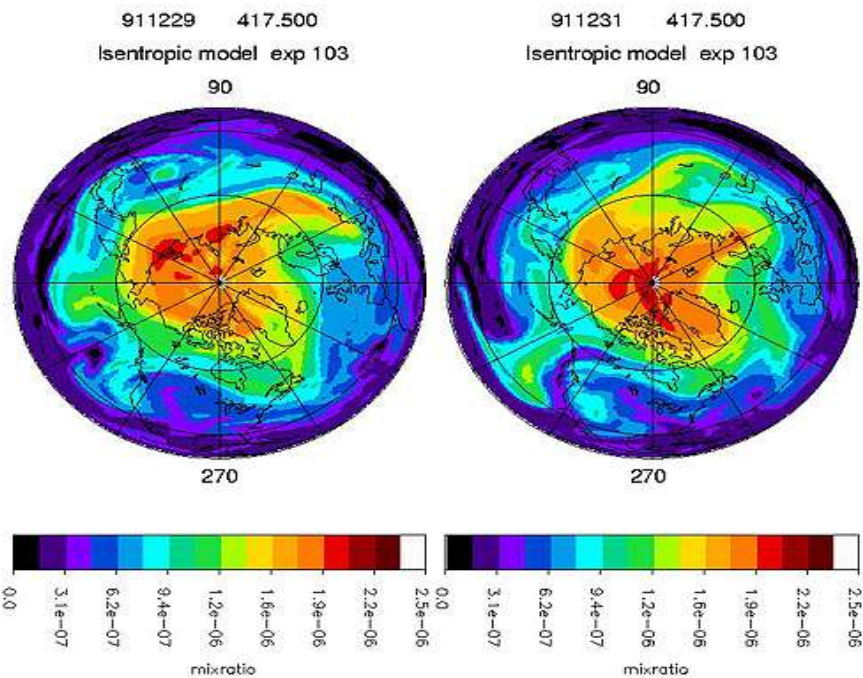
- Constante Universelle des gaz: $R^* = 8314$ J/K/kmol

- $1DU = 2.6867E+20$ mol./m²

Climatologie de la colonne d'Ozone en Unité Dobson (DU)



- Une certaine homogénéisation de l'O₃ du pôle Nord vers les moyennes latitudes se produit en Hiver
- Noter encore le déficit à l'équateur



- Evolution de la concentration d'O₃ sur la surface isentrope 417K (déferlement d'une onde de Rossby vers z=20-30km)