

Circulation atmosphérique observée

1 Structure verticale

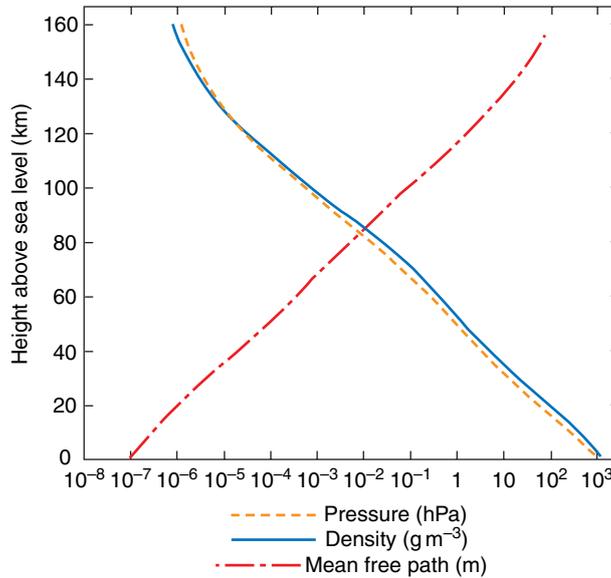


FIGURE 1 – Structure verticale de la pression, la densité, et du libre parcours moyen des molécules. Noter l'échelle logarithmique en abscisse, les variations avec z sont donc proches d'exponentielles.

Les principales variables thermodynamiques utilisées pour l'étude de l'atmosphère sont la température T , la pression P , et la masse volumique (ou densité) ρ . Toutes les trois varient beaucoup plus rapidement sur la verticale que sur l'horizontale, on peut donc définir une structure verticale moyenne en fonction de l'altitude.

La pression moyenne au niveau de la mer est de 1013,25 hPa, la densité d'environ 1,25 kg·m⁻³. Pression et densité décroissent ensuite de façon approximativement exponentielle (figure 1) :

$$P \sim P_0 e^{-z/H}$$

où H est appelée *hauteur d'échelle*. La pression est divisée par deux environ tous les 5 km.

Les variations verticales de température sont très différentes : la température décroît et augmente alternativement avec l'altitude, de façon quasi-linéaire (figure

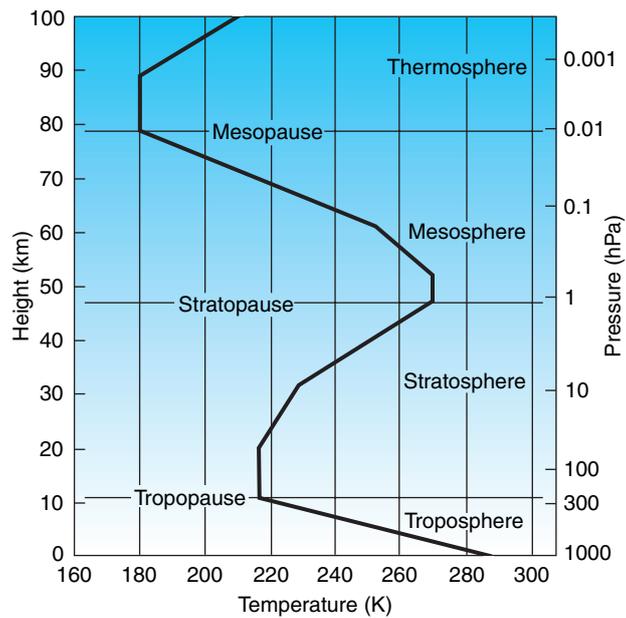


FIGURE 2 – Structure verticale idéalisée de la température

2), en restant comprise entre environ 200 et 300 K. Cette structure verticale de la température permet de diviser l'atmosphère en un certain nombre de couches aux propriétés différentes, nommées *-sphère*, dont les limites supérieures sont appelées *-pause*. On distingue, à partir de la surface :

La Troposphère qui s'étend jusqu'à environ 11 km d'altitude, et contient 80% de la masse de l'atmosphère. La température y décroît en moyenne de 6,5°C par kilomètre. La troposphère est une couche relativement bien mélangée sur la verticale, sauf sur certaines couches minces appelées *inversions* où la température décroît peu ou même augmente avec l'altitude. La troposphère est la couche où on lie la plupart des phénomènes météorologiques.

La Stratosphère est située au dessus. Elle contient très peu de vapeur d'eau (à cause des températures très basses rencontrées à la tropopause) mais la majorité de l'ozone. L'absorption du rayonnement solaire ultraviolet par l'ozone explique que la température dans la stratosphère est d'abord isotherme, puis augmente avec l'altitude jusqu'à un maximum à la stratopause. Cette structure verticale très stable inhibe fortement les mouvements verticaux, ce qui explique que la stratosphère soit organisée - comme son nom l'indique - en couches horizontales. Le temps de résidence de particules dans la stratosphère est très long à cause de l'absence de nuages et précipitations.

La Mésosphère a des caractéristiques proches de la troposphère, avec une tempéra-

ture décroissante sur la verticale, mais pas de vapeur d'eau.

La Thermosphère située au sommet a sa température contrôlée par l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet dur et X, et varie beaucoup suivant l'activité solaire et l'alternance jour-nuit.

On peut ajouter à ces différentes couches une *couche limite atmosphérique* située juste au dessus de la surface, d'épaisseur variant de quelques centaines de m à 3 km. C'est la couche où l'atmosphère interagit avec la surface sur des durées courtes comme le cycle diurne.

2 Composition

La composition chimique de l'atmosphère s'exprime généralement en utilisant le rapport de mélange volumique, ou la proportion d'un volume d'air occupée par un gaz particulier. L'air étant un gaz parfait, ce rapport de mélange volumique est égal au rapport du nombre de molécules du gaz sur le nombre total :

$$r_i = \frac{n_i}{\sum n_k}$$

Le rapport de mélange est exprimé en pourcentage pour les composés les plus abondants, et pour les gaz traces en parties par million (ppm) ou par milliards (ppb). Une concentration d'1 ppm correspond donc à une molécule sur 1 million de molécules d'air, ou un rapport de mélange de 10^{-6} .

L'azote et l'oxygène dominent largement la composition (tableau 1), suivis par l'argon et d'autres gaz rares beaucoup moins abondants. Les concentrations de vapeur d'eau et d'ozone sont très variables, la vapeur d'eau étant présente surtout dans la troposphère, avec un maximum près de la surface et dans les tropiques (figure 5), et l'ozone dans la stratosphère. Un certain nombre de gaz traces sont émis régulièrement au niveau de la surface, par des phénomènes naturels ou les activités humaines. Leur répartition dépend alors beaucoup de leur durée de vie dans l'atmosphère. Le CO_2 qui est très stable est bien mélangé. Le méthane, qui a une durée de vie d'une dizaine d'années, est bien réparti dans la troposphère mais sa concentration varie dans la stratosphère. Des polluants à durée de vie courte (quelques jours) comme l'ozone troposphérique, se retrouveront surtout au voisinage des sources. Les activités humaines ont également contribué à modifier la concentration de certains de ces gaz.

Cette composition de l'air est valide et constante sur les premiers 80 à 100 km d'altitude, à part quelques constituants mineurs. On appelle cette région l'*homosphère*. Au dessus de cette altitude, le libre parcours moyen des molécules devient très grand, et on a une décantation où les éléments plus légers dominent progressivement aux altitudes élevées.

Constituant	Masse Molaire	Rapport de Mélange
Azote (N ₂)	28	78%
Oxygène (O ₂)	32	21%
Argon (Ar)	40	0.93%
Vapeur d'eau (H₂O)	18	0-5%
Dioxyde de Carbone (CO₂)	44	380 ppm
Néon (Ne)	20	18 ppm
Hélium (He)	4	5 ppm
Méthane (CH₄)	16	1.75 ppm
Krypton (Kr)	84	1 ppm
Hydrogène (H ₂)	2	0.5 ppm
Oxide nitreux (N₂O)	56	0.3 ppm
Ozone (O₃)	48	0-0.1 ppm

TABLE 1 – Principaux composants de l’atmosphère. Les gaz à effet de serre sont indiqués en gras.

3 Circulation atmosphérique

3.1 Structure en latitude

Au premier ordre, les caractéristiques de l’atmosphère dépendent essentiellement de la latitude. On a en particulier un contraste entre les régions tropicales, comprises entre 30° sud et nord, et les latitudes moyennes (autour de 45°) et hautes (près des pôles). Ces variations apparaissent clairement en observant des moyennes sur toutes les longitudes, ou moyennes « zonales » (figure 3).

La température décroît partout sur la verticale jusqu’à un minimum à la tropopause, située entre 100 hPa dans les tropiques (où la température minimale est atteinte) et 300 hPa aux moyennes latitudes. Sur l’horizontale, la température est maximale et presque constante dans les tropiques, puis décroît très rapidement vers les pôles aux latitudes moyennes.

La structure du vent zonal est dominée par la présence de deux *jets* d’ouest (vent de l’ouest vers l’est) situés aux moyennes latitudes. Leur vitesse augmente sur la verticale entre la surface et un maximum au niveau de la tropopause, autour de 50 m/s. Dans les tropiques, les vents moyens sont d’est mais restent faibles.

La circulation dans le plan méridien (sud-nord et verticale) est caractérisée par une série de cellules fermées (figure 4). Dans les tropiques, l’air s’élève autour de l’équateur (légèrement au nord en moyenne) et redescend au niveau des subtropiques. Par continuité, on a un écoulement vers l’équateur en surface, et vers les pôles en

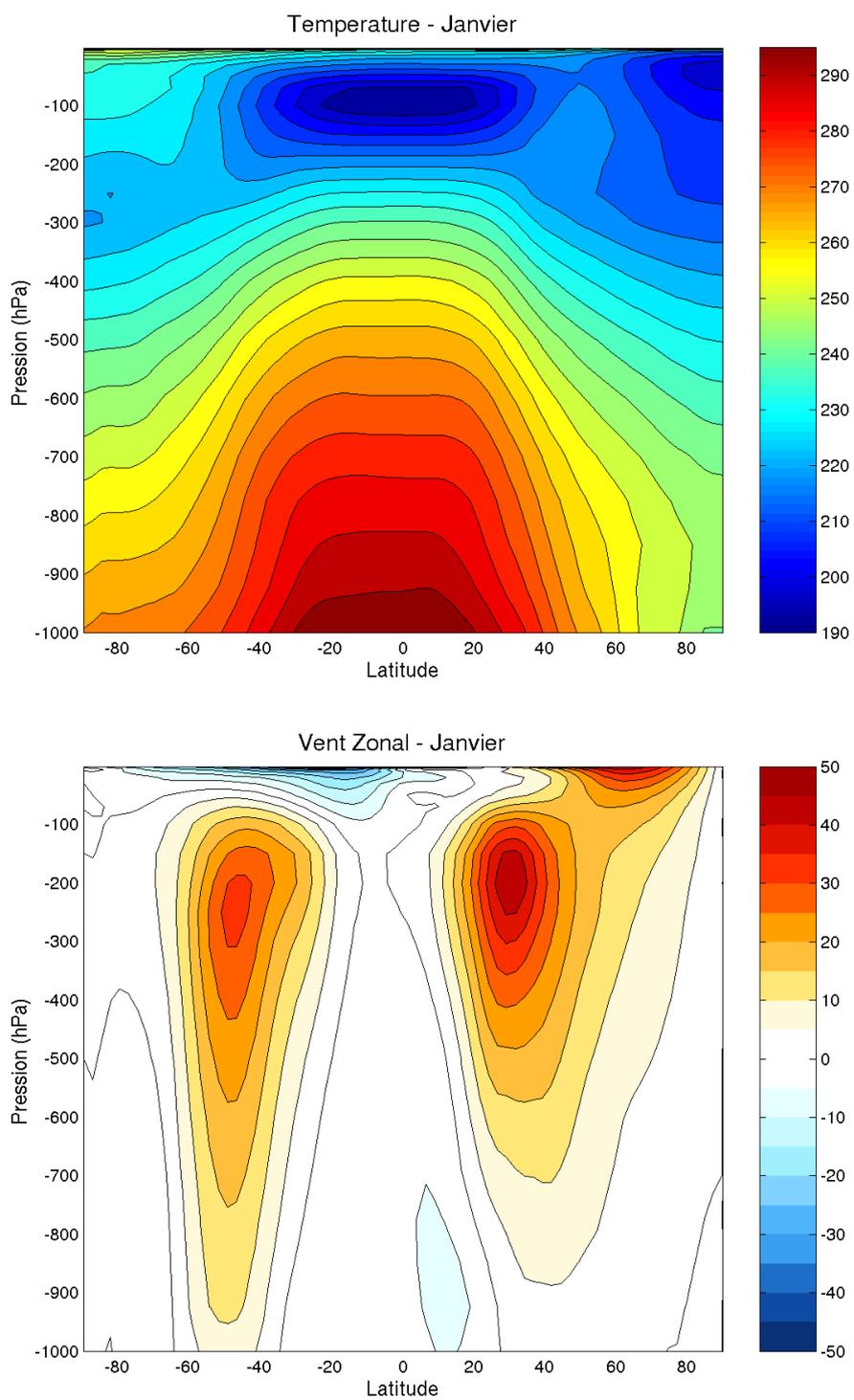


FIGURE 3 – Coupes latitude-pression de la température (haut) et du vent zonal (bas), en moyenne climatique et zonale, pour le mois de janvier. L'utilisation de la pression comme coordonnée verticale permet de focaliser sur la troposphère.

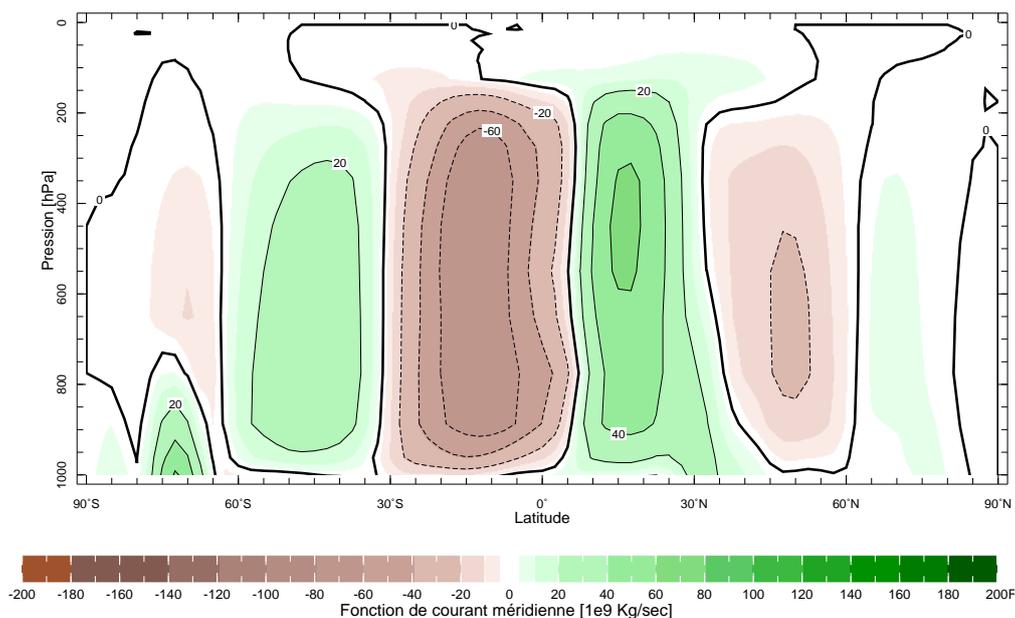


FIGURE 4 – Circulation moyenne (zonale et temporelle) dans le plan méridien. La circulation (schématisée par les flèches) est parallèle aux isolignes de la fonction de courant, et le flux de masse (débit) entre deux isolignes est constant.

altitude. Ce système est appelé *cellules de Hadley*. On observe également dans les moyennes latitudes des cellules plus faibles appelées *cellules de Ferrel*.

La répartition de la vapeur d'eau (fig 5) est très liée à la température : on observe un maximum dans les zones chaudes tropicales près de la surface, et peu d'eau en altitude ou aux latitudes polaires. La vapeur d'eau est également absente dans la stratosphère malgré la température élevée, à cause de l'absence de sources locales : la vapeur d'eau provient de l'évaporation en surface et ne peut franchir le piège froid à la tropopause.

3.2 Circulation en surface

Le champ de pression au niveau de la mer est relativement symétrique en longitude dans l'hémisphère sud, et varie peu suivant les saisons (figure 6) : on observe une ceinture de hautes pressions aux latitudes subtropicales (vers 30°), une pression un peu plus faible vers l'équateur, et une baisse rapide de la pression vers le pôle, avec un minimum autour de 60°. Dans l'hémisphère nord, des variations est-ouest liées aux contrastes continent-océan se rajoutent à cette structure en latitude. L'été, on observe des pressions relativement basses sur les continents chauds, et des hautes

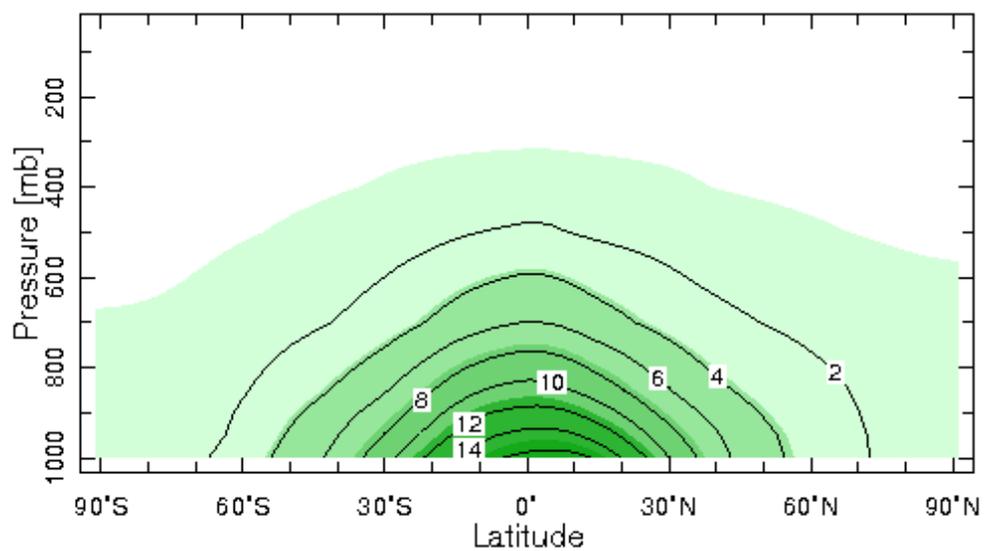


FIGURE 5 – Moyenne (zonale et temporelle) du rapport de mélange massique de vapeur d'eau (en g/kg d'air).

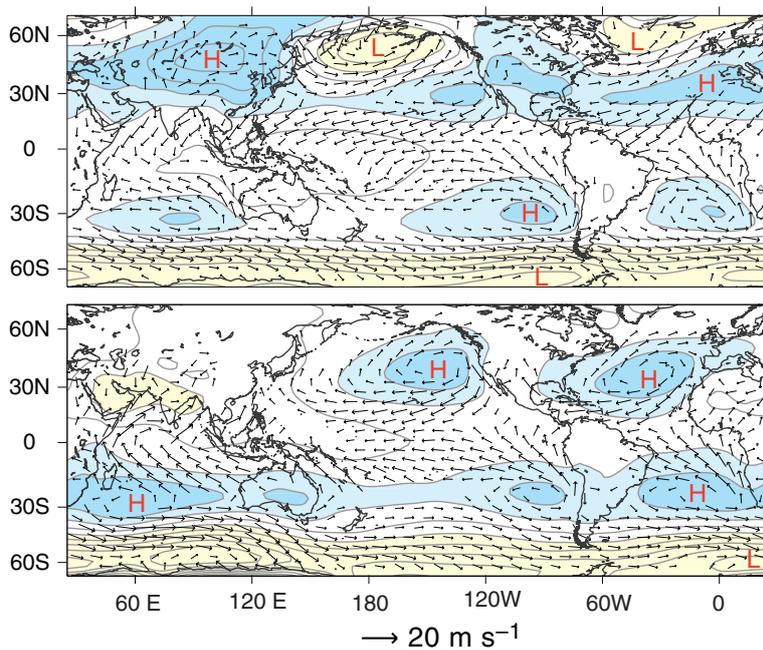


FIGURE 6 – Vent et pression de surface observés

pressions sur les océans (anticyclones des Açores dans l'Atlantique et d'Hawaï dans le Pacifique). L'hiver, ces anomalies s'inversent et on a des minimums de pression sur les océans (dépressions d'Islande et des Aléoutiennes) et des hautes pressions sur les continents froids (anticyclone de Sibérie).

Le vent de surface a lui aussi une structure alternée en latitude. Dans les tropiques, les vents sont d'est, avec par endroits une composante vers l'équateur (c'est la branche de surface des cellules de Hadley) ; on les appelle les *alizés*. Aux moyennes latitudes, les vents dominants sont d'ouest. Une exception à cette image est observée dans les régions de *mousson* (sous-continent Indien, et dans une moindre mesure Afrique de l'ouest et Amérique centrale) où la direction du vent s'inverse entre l'été (vers le continent) et l'hiver (vers l'océan).

On remarque que le vent a tendance à s'enrouler autour des extrema de pression isolés. Il laisse les basses pressions à sa gauche dans l'hémisphère nord, et les hautes pressions à droite. Cette loi (de *Buys-Ballot*) s'inverse dans l'hémisphère sud.

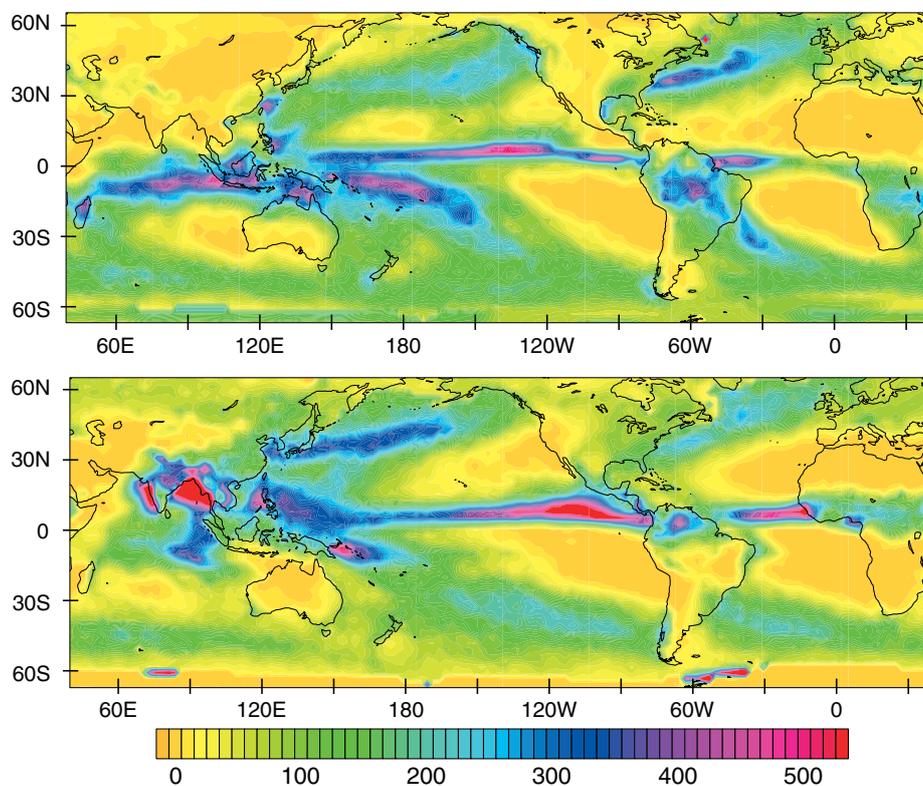


FIGURE 7 – Précipitations moyennes saisonnières, en décembre (haut) et juillet (bas).

La carte des précipitations moyennes (figure 7) dans les tropiques une concentration dans une mince bande proche de l'équateur. Cette zone étroite correspond à la

région de convergence des vents de surface, d'où son nom de *Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)*. On a également de fortes pluies un peu plus loin de l'équateur au cours des moussons d'été. Ces zones de pluies intenses sont aussi des régions d'ascendance à grande échelle.

Au delà des subtropiques très sèches, on retrouve d'autres régions de pluie sur les océans des latitudes moyennes. Ces pluies sont cette fois liées au passage des dépressions, et pas à une zone de convergence particulière.

3.3 Circulations transitoires

A cette circulation moyenne se superpose une circulation transitoire, qui varie d'un jour sur l'autre. La comparaison entre la vapeur d'eau instantanée et moyennée sur un mois (figure 8) montre la signature de cette circulation dans les basses couches de l'atmosphère : les variations horizontales de vapeur d'eau viennent du transport par la circulation.

On reconnaît dans la distribution instantanée les grandes régions sèches et humides des tropiques. A l'endroit de la transition vers les latitudes moyennes, on observe en revanche des filaments d'air qui s'enroulent, entraînés par une circulation tourbillonnaire. Ces *ondes baroclines* sont responsables des alternances fréquentes de temps sec et humide des régions tempérées. On observe environ 5 à 8 structures alternées sur un cercle complet de longitude, soit une longueur d'onde de quelques milliers de km. Leur période est de quelques jours. Ces ondes sont également visibles dans la haute troposphère, toujours aux latitudes moyennes (figure 9) autour de la position du jet. Elles ne pénètrent pas en revanche dans la stratosphère.

3.4 Résumé

Les caractéristiques de la circulation atmosphérique sont donc très différentes dans deux zones qui couvrent chacune environ la moitié de la planète (figure 10) :

Tropiques les tropiques sont marquées par des gradients horizontaux très faibles de température, mais des variations d'humidité marquées entre régions humides et sèches. Ces régions se déplacent à l'échelle saisonnière, mais restent stables à des périodes plus courtes (mais la précipitation dans les régions humides peut varier rapidement). La circulation est dominée par des cellules avec ascendance dans les zones de convergence, et subsidence au dessus des déserts. En surface, on a des vents d'est réguliers (alizés) qui convergent près de l'équateur.

Moyennes latitudes La région des latitudes moyennes est marquée au contraire par des gradients de température et de pression très forts. Les vents sont d'ouest en moyenne en surface, et culminent avec un jet rapide au niveau de la tropopause. A cette circulation moyenne se rajoute une circulation horizontale

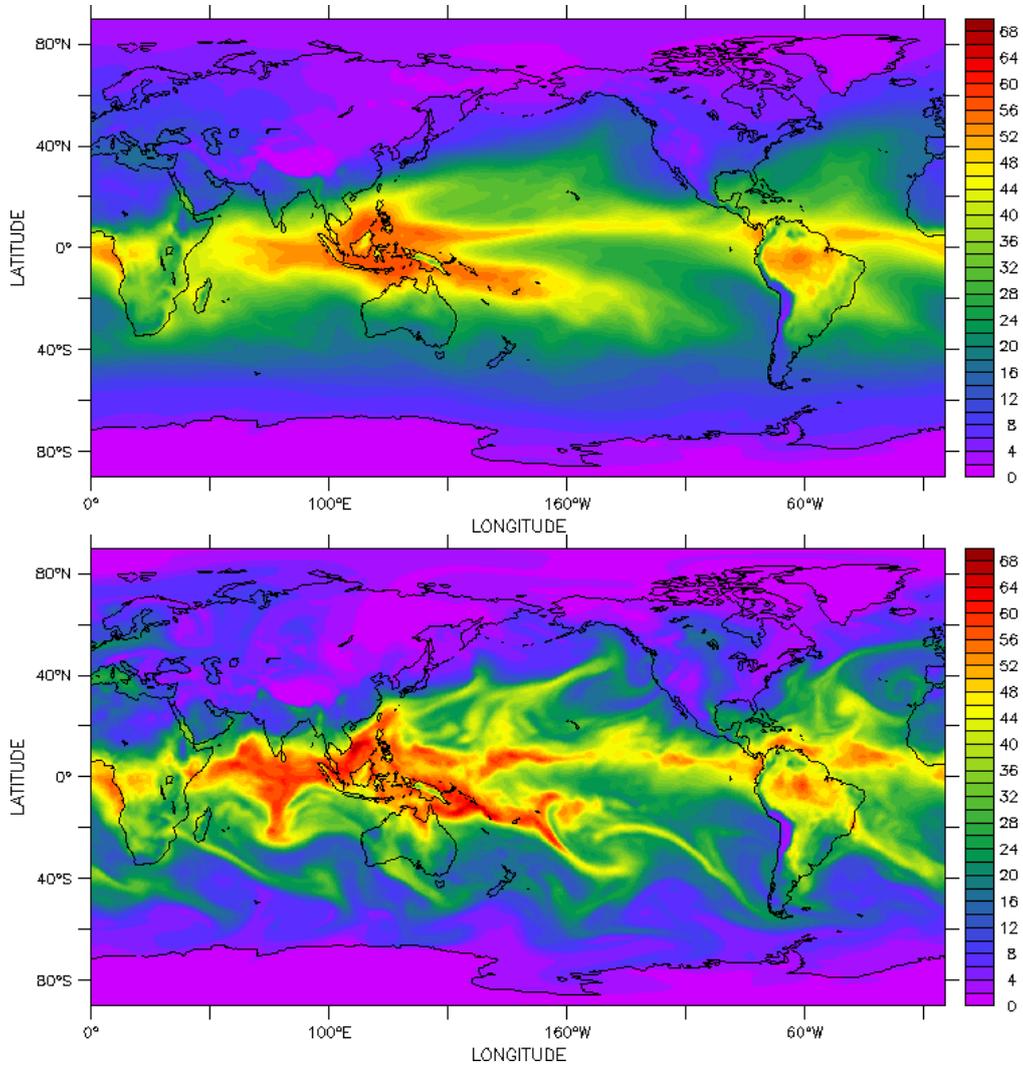


FIGURE 8 – Cartes de quantité de vapeur d'eau totale intégrée sur la verticale ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$). Moyenne sur le mois de décembre 1999 (haut), et instantané au premier décembre 1999 (bas).

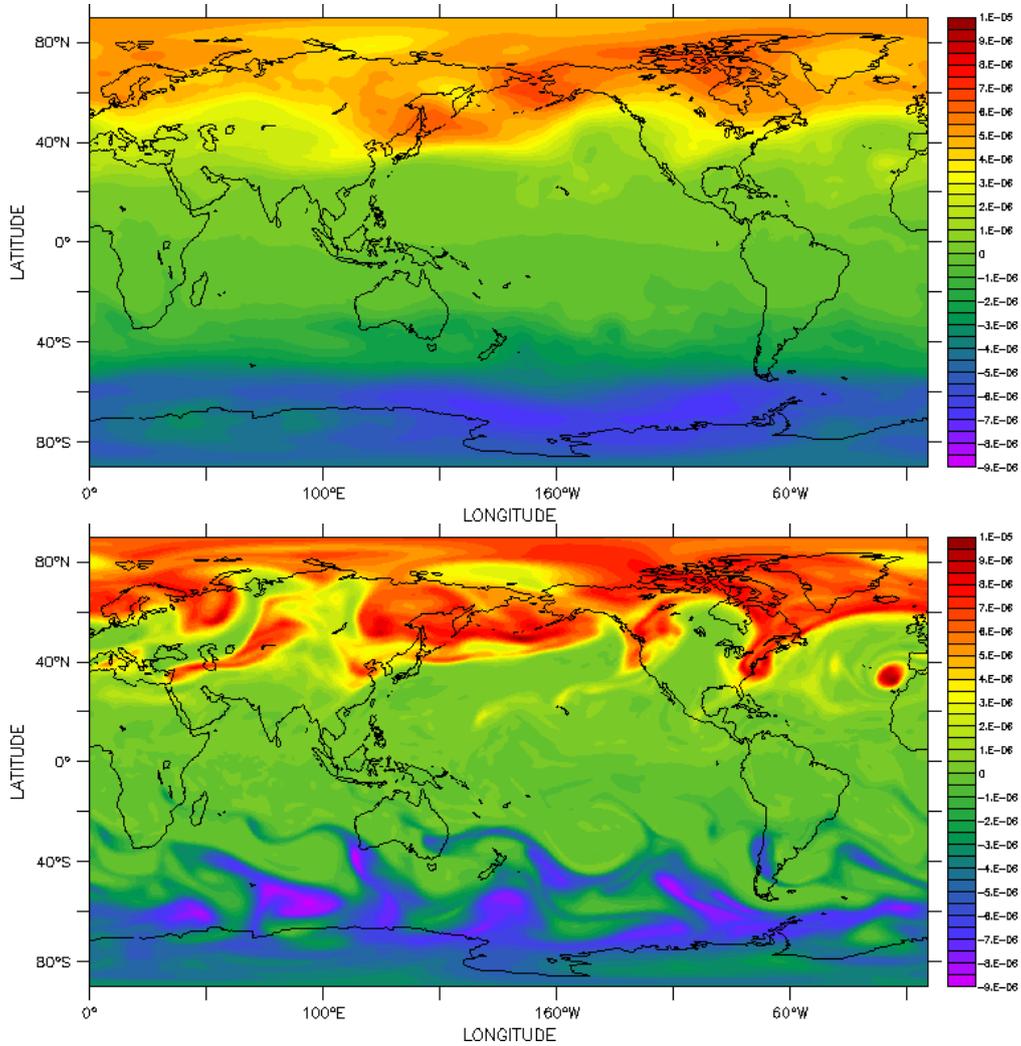


FIGURE 9 – Cartes de la vorticité potentielle (un traceur dynamique conservé au cours du mouvement) à 250 hPa : mois de décembre 1999 (haut) et premier décembre (bas). Les valeurs absolues élevées aux pôles correspondent à de l'air stratosphérique.

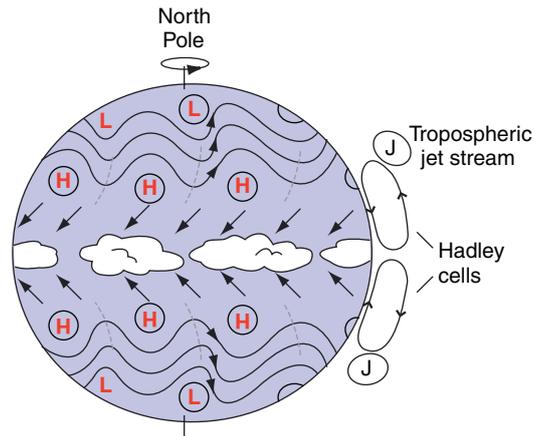


FIGURE 10 – Schéma de la circulation atmosphérique : zone de convergence et alizés dans les tropiques ; gradient de pression tropiques (H) -pôle (L), vents d'ouest et ondes aux moyennes latitudes. La position des jets d'ouest et l'extension des cellules de Hadley sont représentées à droite.

intense de type ondulatoire à turbulente, qui, liée aux fortes variations horizontales, peut donner des variations très fortes et rapides de température ou d'humidité.

Comme on le verra, ces différences de comportement sont principalement dues à l'influence différente de la rotation de la Terre.