

Météorologie

COURS 1

INTRODUCTION

PANORAMA DES PHÉNOMÈNES

MÉTÉOROLOGIQUES

L3 et Diplôme de l'ENS: Sciences de la Planète Terre

B. Legras, legras@lmd.ens.fr, <http://www.lmd.ens.fr/legras>

PLAN DU COURS

Introduction

A L'atmosphère stratifiée

(stabilité, convection sèche et humide)

B Le bilan radiatif

(lois du transfert radiatif, effet de serre)

C L'atmosphère dynamique

(vent gradient, météorologie des latitudes tempérées, éléments de météorologie tropicale)

Introduction

I L'atmosphère stratifiée

(composition et distribution de température)

II Les nuages

III Le bilan radiatif

IV Circulation atmosphérique de grande échelle

V Les cyclones tropicaux

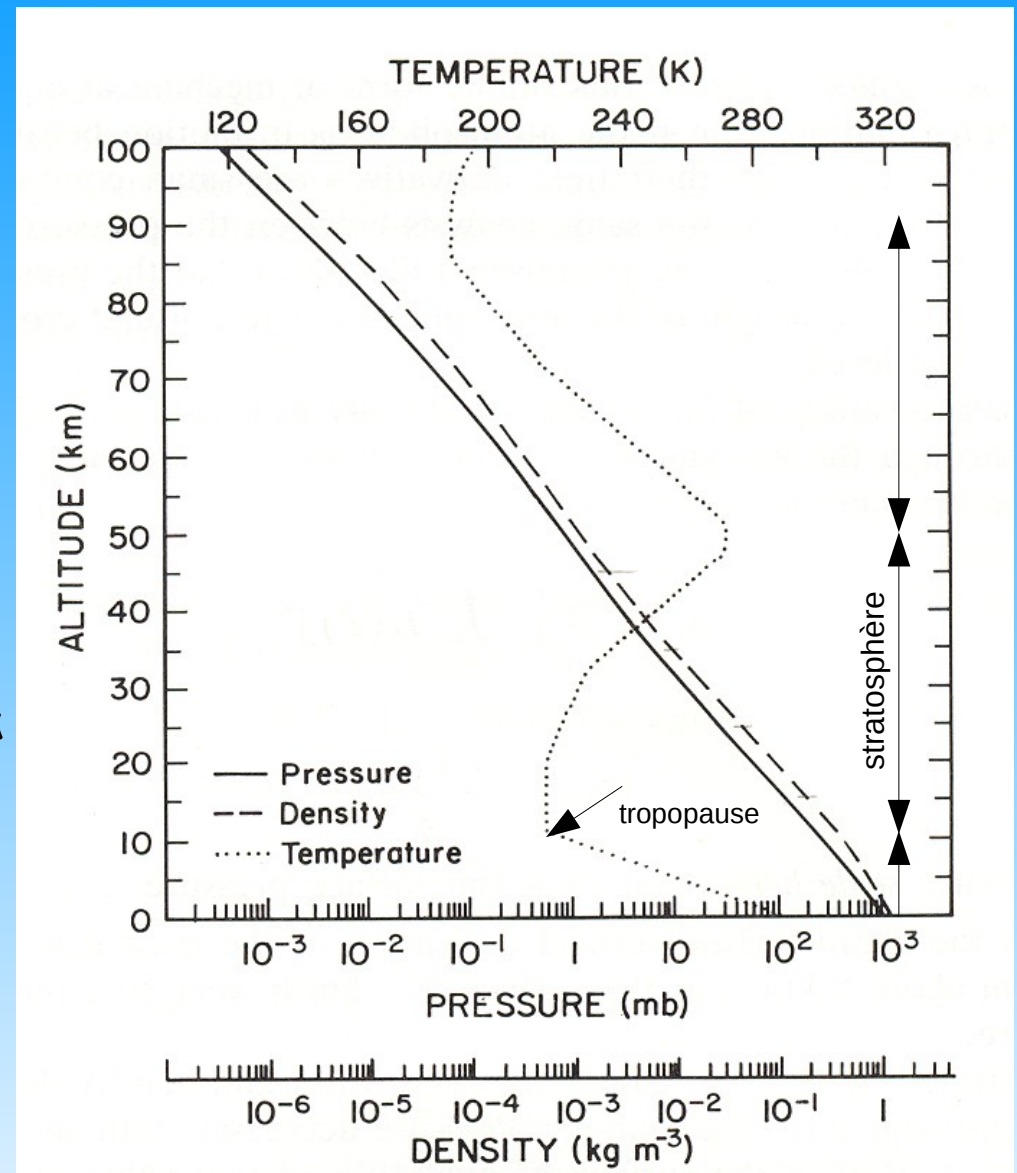
I.1 Stratification et composition

L'atmosphère est stratifiée:

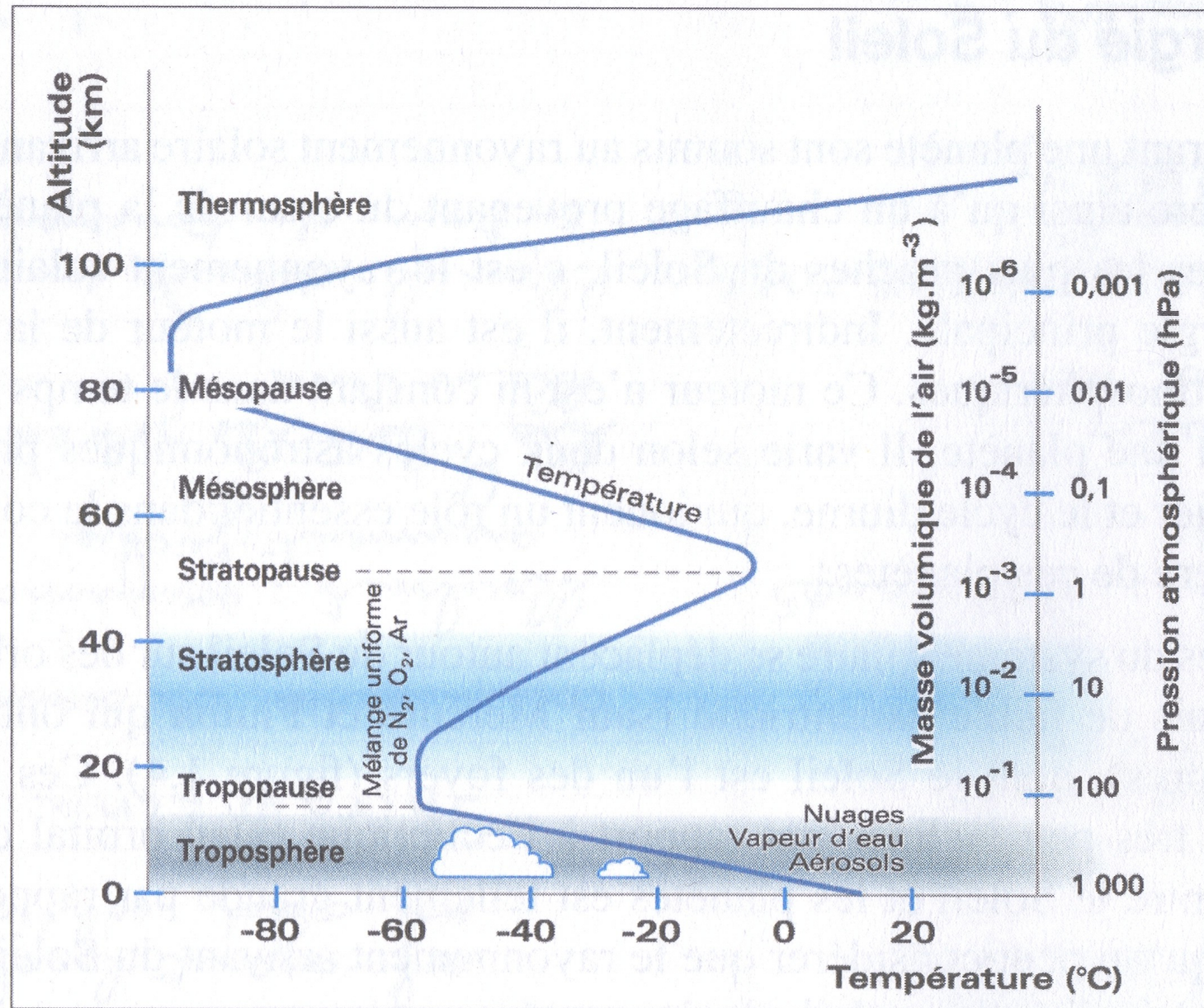
- Décroissance exponentielle de la pression et de la densité du sol jusqu'à 100 km
- Plusieurs couches distinguées par le profil de température

Troposphère de 0 à 12 km (18 km sous les tropiques)

- Stratosphère au dessus jusqu'à 50 km
- Mésosphère de 50 à 90 km
- 90% de la masse en dessous de 20 km
- Densité standard (à 1013 hPa et 273K): $\rho = 1,29 \text{ kg m}^{-3}$



La troposphère et la stratosphère sont séparées par la tropopause



Composition de l'atmosphère*

Azote N_2	0,7808	homogène
Oxygène O_2	0,2095	homogène
Eau H_2O	<0,030	très variable
Argon A	0,0093	homogène
CO_2	345 ppmv	homogène
Ozone O_3	10 ppmv	stratosphère
Méthane CH_4	1,6 ppmv	décroît avec z
Oxyde nitreux N_2O	350 ppbv	décroît avec z
CO	70 ppbv	
NO, CFC-11, CFC-12	< 0,3 ppbv	

masse molaire moyenne $M=28,96$ g

*: la composition est indiquée
en rapport de mélange en volume

Note complémentaire: Définition des rapports de mélange

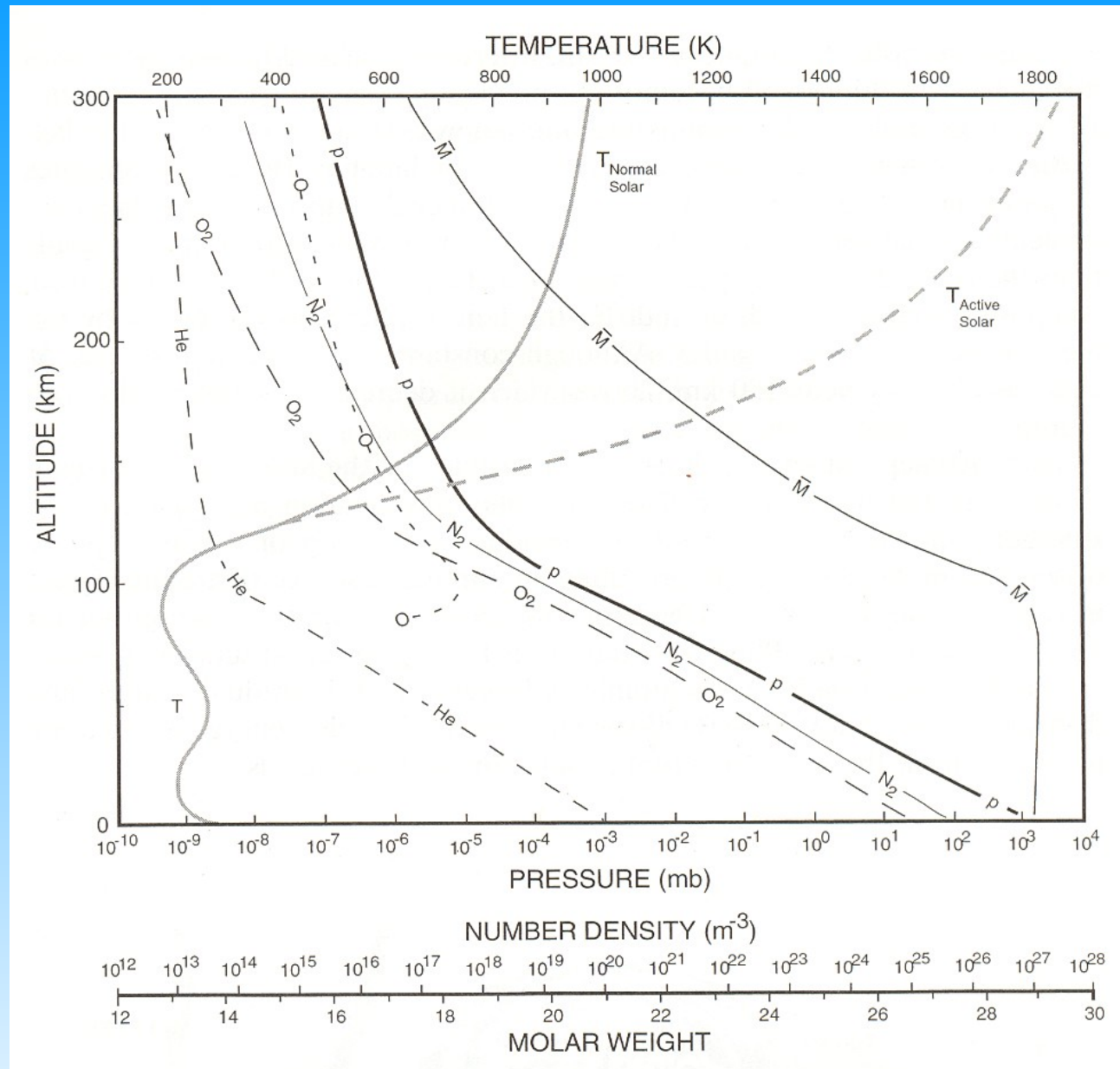
Les proportions de gaz dans l'air sont exprimés en rapports de mélange en volume ou en masse. On prend comme référence un air sec (sans eau) dont la masse molaire est $M_d = 28,96$ g et la densité ρ_d . Pour un gaz mineur de masse molaire M dont la densité est ρ , le rapport de mélange en masse est $r_m = \rho/\rho_d$. On lui préfère parfois le rapport de mélange en volume défini comme le rapport de la pression partielle p à la pression de l'air sec p_d , $r_v = p/p_d$. La relation entre les deux rapports est donnée par $r_v = r_m M_d/M$. Le rapport de mélange en volume indique la proportion du gaz mineur en nombre de molécules par rapport au nombre de molécules d'air sec. Lorsque cette proportion est très petite on utilise des facteurs multiplicatifs et on note le rapport de mélange en ppmv (parties par million en volume $\Leftarrow$ facteur 10^6), ou ppbv (parties par milliard (« billion » en anglais) en volume $\Leftarrow$ facteur 10^9) ou même en pptv (partie par trillion en volume $\Leftarrow$ facteur 10^{12}).

Seule l'eau, dont le rapport de mélange en volume peut atteindre 0,03 dans les régions tropicales les plus chaudes et humides, est capable de changer de façon sensible la masse volumique de la parcelle d'air. Les autres composés mineurs variables sont en trop faible quantité pour affecter la masse volumique.

Traditionnellement, c'est le rapport de mélange en masse qui est utilisé pour l'eau et les propriétés thermodynamiques de l'air humide. Par contre, ce sont les rapports de mélange en volume qui sont utilisés en chimie atmosphérique.

La composition de l'atmosphère en composants majeurs (N_2 , O_2) varie peu jusqu'à 100 km.

Il existe par contre de fortes variations des composants mineurs (H_2O , O_3 , ...)



I.2 Thermodynamique de l'air sec

Loi du gaz parfait

$$p = \rho R T \text{ où } R = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

- Enthalpie du gaz parfait $H = C_p T$ où $C_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, capacité thermique par unité de masse à pression constante. H ne dépend que de la température

- A pression constante, pour une transformation quasi-statique:

$$\delta Q = C_p dT = dH = T dS \quad (S: \text{entropie})$$

- Plus généralement

$$\begin{aligned} \delta Q &= T dS = dU + p d(1/\rho) = dH - 1/\rho dp \\ &= C_p dT - 1/\rho dp = C_p dT - RT/p dp = C_p (T/\theta) d\theta \end{aligned}$$

où on introduit la température potentielle

$$\theta = T(p_0/p)^\kappa \text{ avec } \kappa = R/C_p = 2/7$$

I.3 Loi hydrostatique et stratification

Selon la verticale, l'air est essentiellement en équilibre hydrostatique: en moyennant sur un pavé horizontal de quelques km^2 , la vitesse verticale est de l'ordre de quelques cm/s et l'accélération verticale est négligeable par rapport à la gravité.

- Loi hydrostatique

$$dp/dz + \rho g = 0$$

En combinant avec la loi du gaz parfait, on obtient $dp/p = -g/RT dz$ et, pour une température uniforme (simplification grossière mais pertinente) $T_0 = 255 \text{ K}$, on obtient

$$p = p_0 \exp(-z/H)$$

avec $H = RT_0/g \approx 7,4 \text{ km}$, hauteur d'échelle.

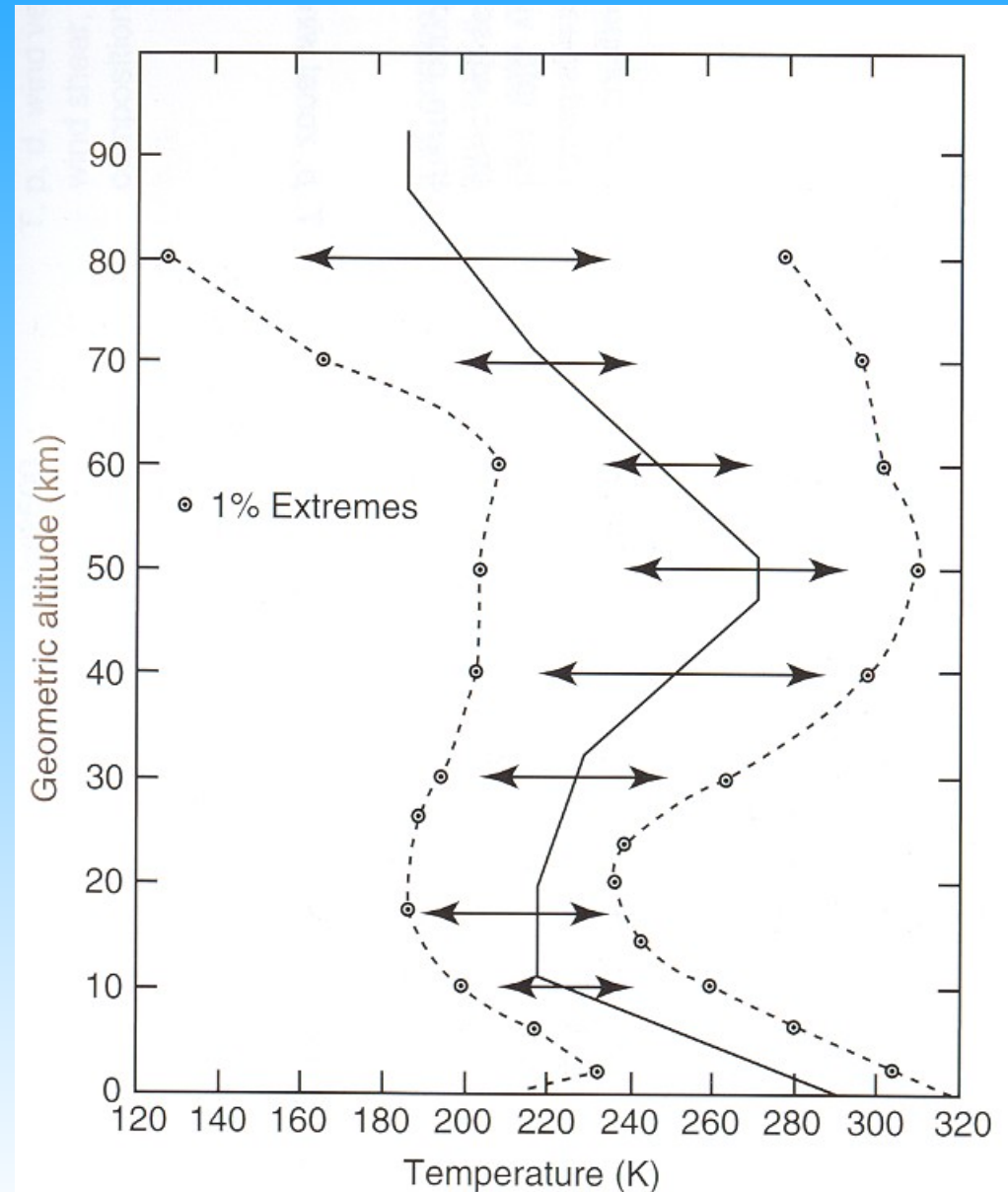
La pression diminue de moitié tous les 5 km (car $H \ln(2) \approx 5 \text{ km}$)

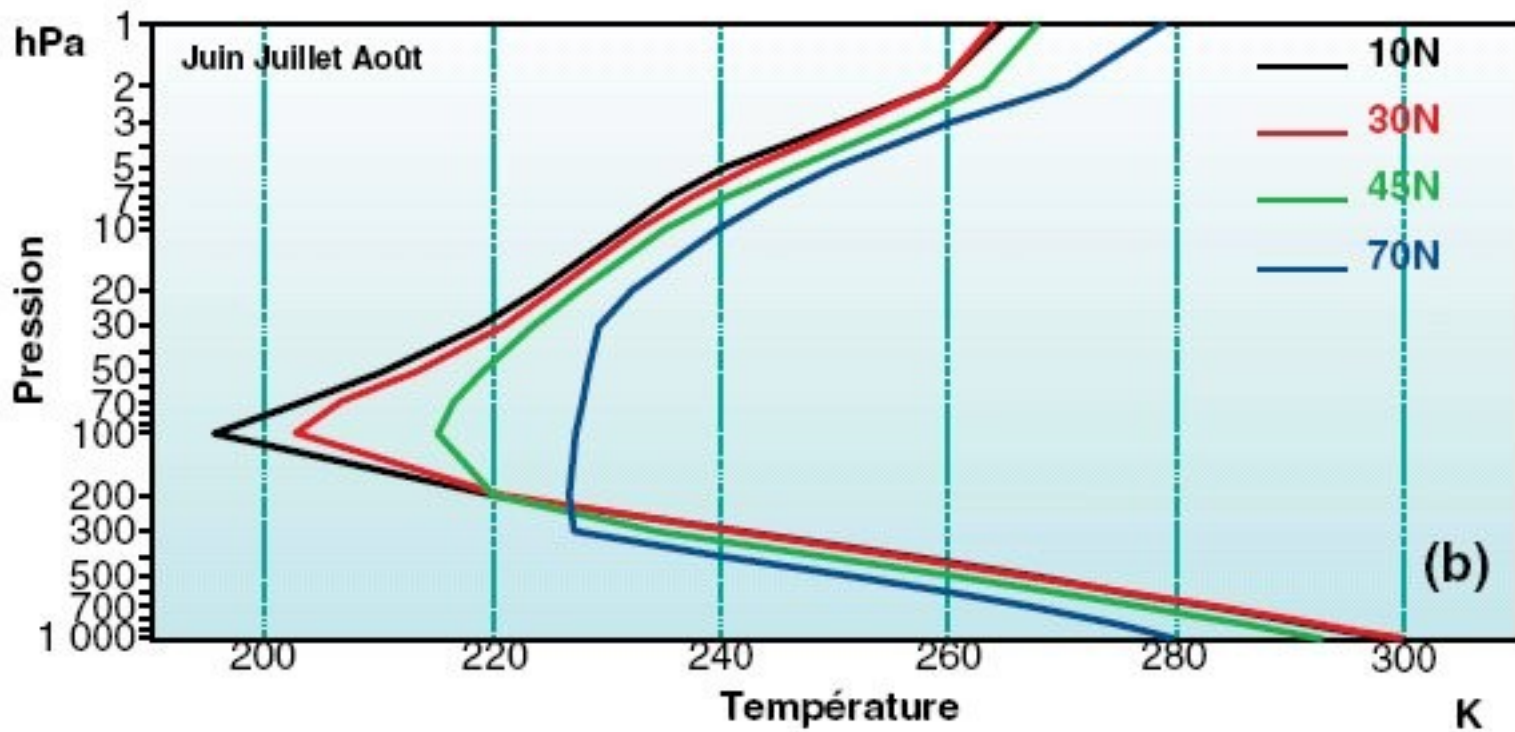
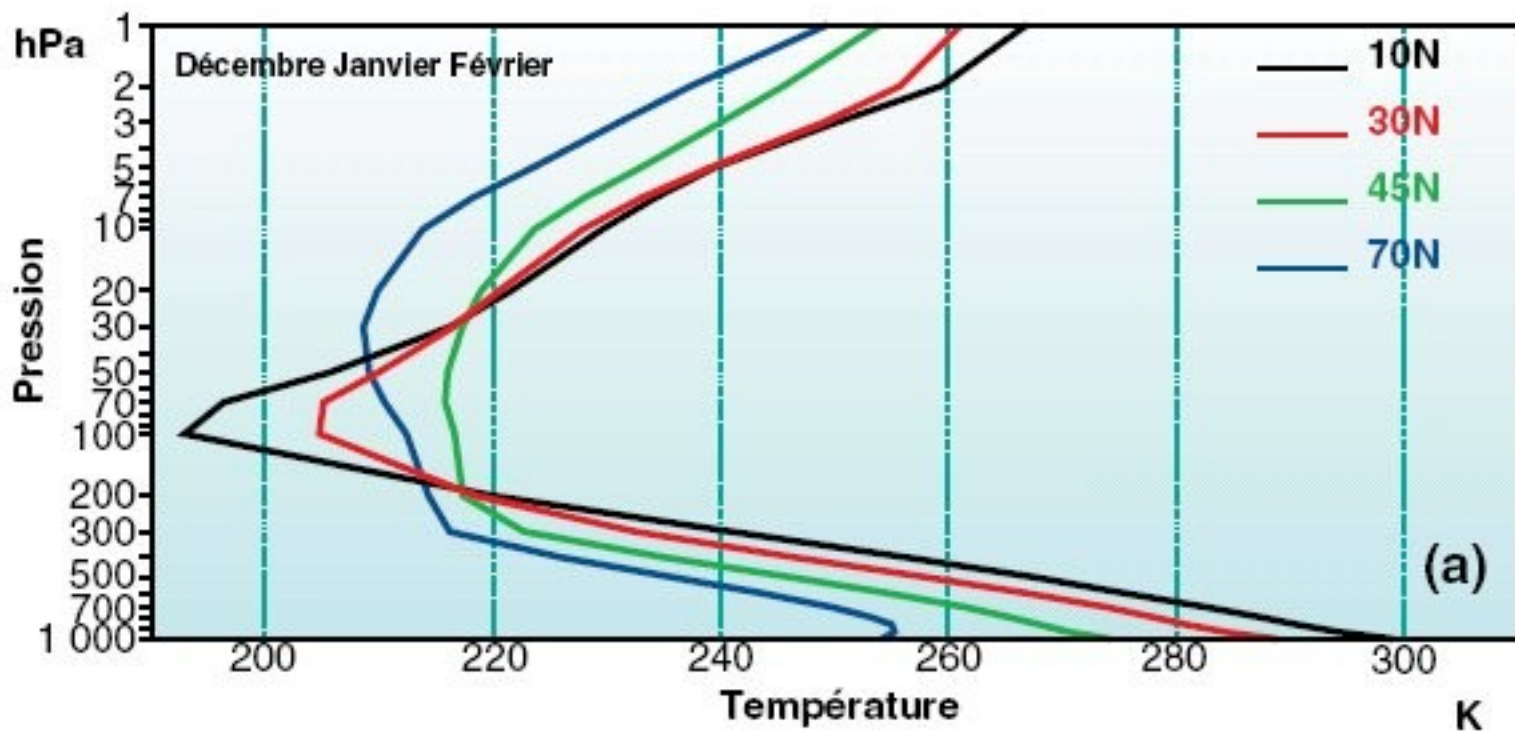
Le profil de température n'est pas explicable par des lois simples. Il dépend de l'équilibre radiatif (absorption et émission) et du transport vertical de chaleur par les mouvements de l'atmosphère.

I.4 Distribution de la température

Variations du profil de température vertical

- Au sol, variations de 100 K mais 50 K en moyenne entre pôle et équateur
- Les températures dans la région de la tropopause varient plus faiblement mais atteignent de très basses valeurs (190 K). Très basses températures aux pôles en hiver dans la basse stratosphère mais aussi à la tropopause tropicale.





Introduction

I L'atmosphère stratifiée

II Les nuages

III Le bilan radiatif

IV Circulation atmosphérique de grande échelle

V Les cyclones tropicaux

II.1 Condensation de l'humidité

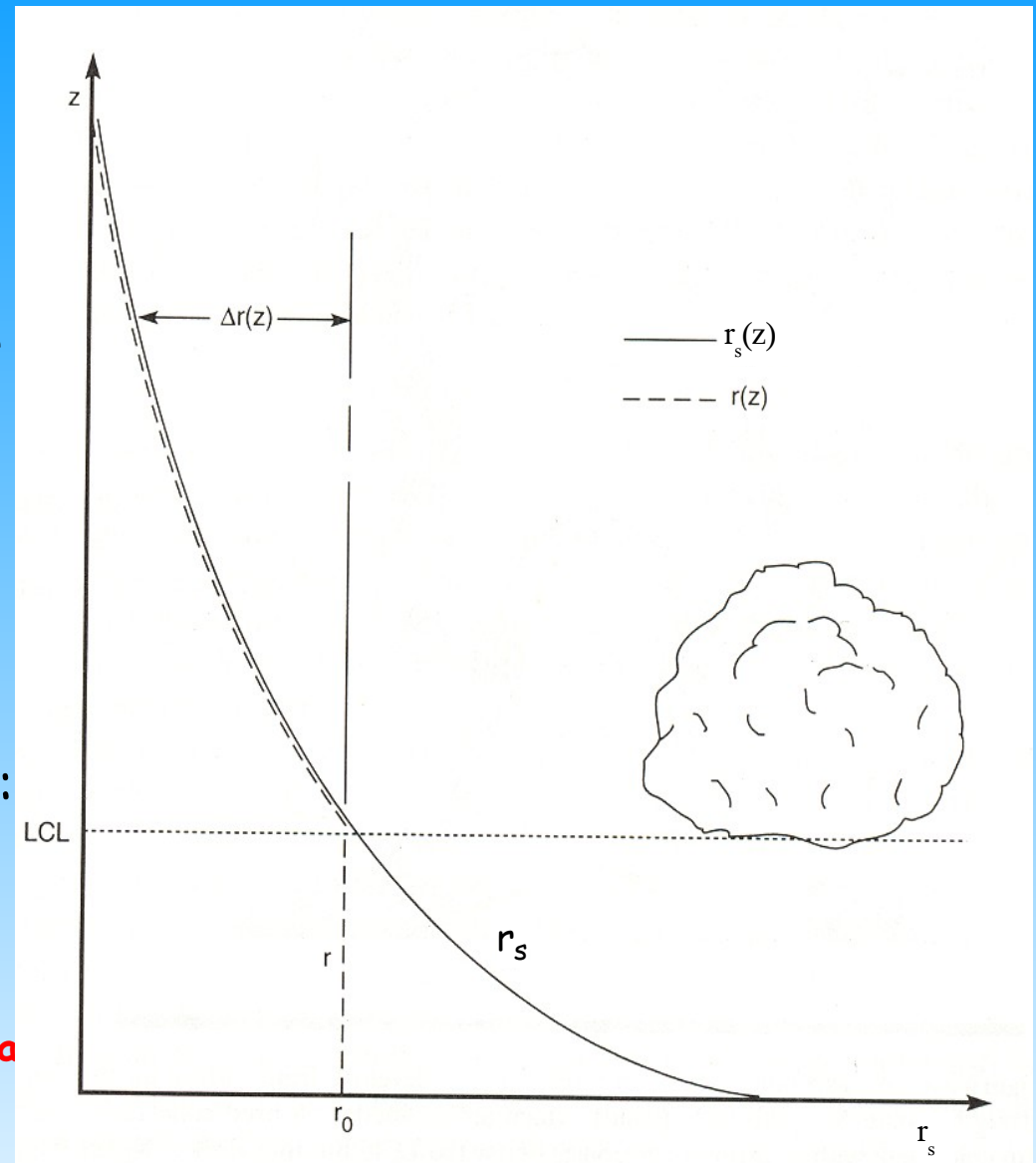
On caractérise la vapeur d'eau présente dans l'air, soit par sa pression partielle e , soit par son rapport de mélange en masse

$$r = \rho_v / \rho = (e/p)(R/R_v)$$

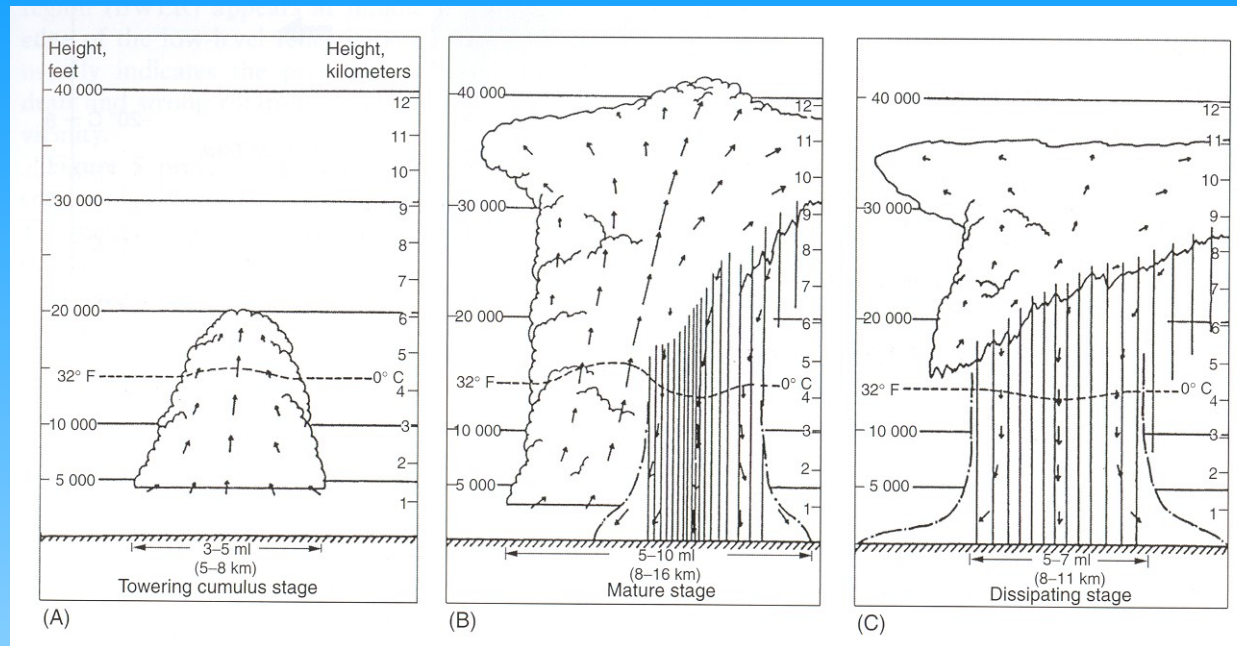
La pression partielle de saturation dépend de la température (loi de Clausius-Clapeyron). Le rapport de mélange saturant dépend de T et p :

$$\frac{r_s}{r_{s0}} = \frac{p_0}{p} \exp\left[-\frac{L}{R_v}\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right]$$

(le contenu en eau de l'atmosphère est divisé par quatre ordres de grandeur entre le sol et 100 hPa)



II.2 Formation des nuages convectifs

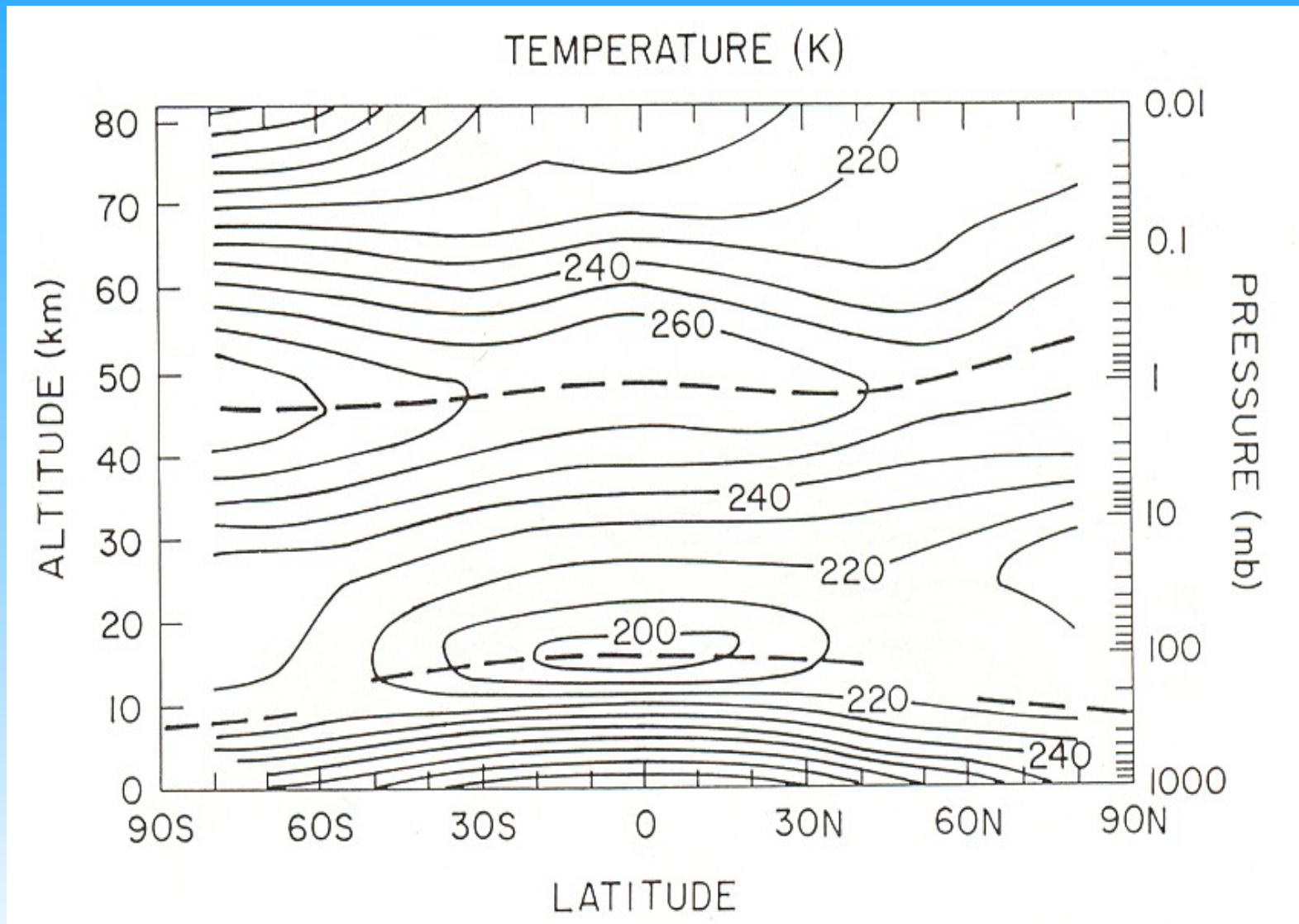


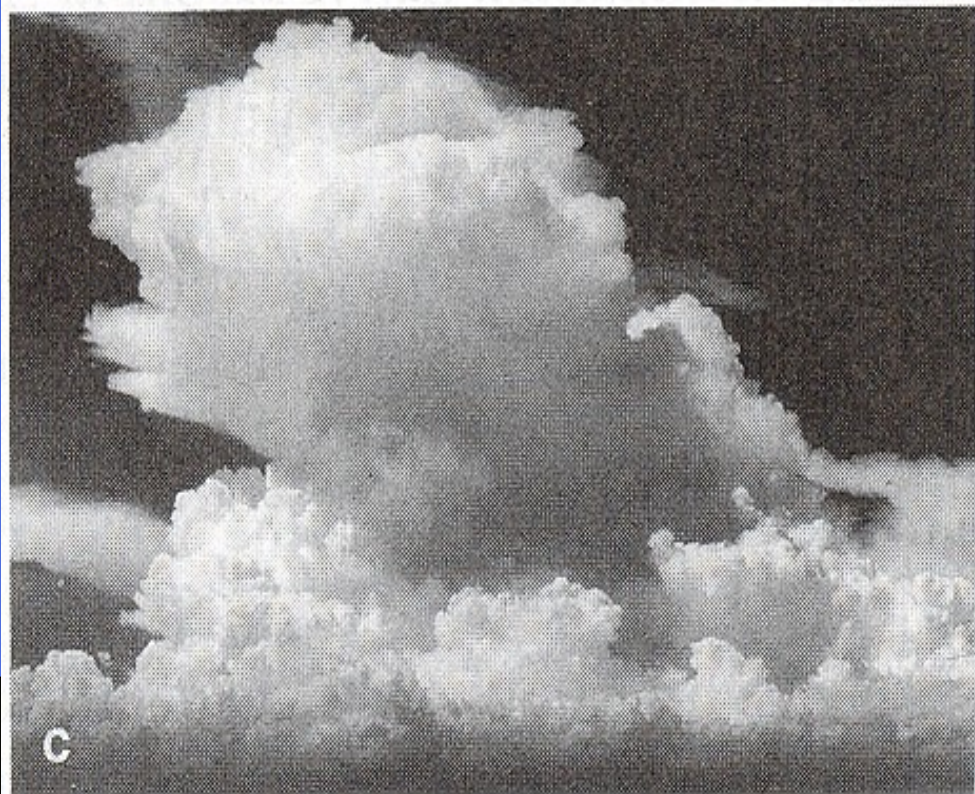
cumulus

cumulonimbus



Distribution méridienne de la température en moyenne annuelle





II.3 Autres types de nuages

Nuages d'altitude

Cirrus

composés de glace, rarement opaques,
se forment au dessus de 6000m dans les
latitudes tempérées,
ils sont souvent précurseurs du passage du
front chaud d'une perturbation



Alto-cumulus

composés de goutelettes d'eau, entre 2000 et
6000m dans les latitudes tempérées,
en troupes compactes,
ils sont souvent, en été, précurseurs du
développement de cumulo-nimbus et d'orages
en fin de journée



Autres types de nuages

Nuages bas stratiformes

Strato-cumulus

composés de goutelettes d'eau, opaque ou très opaques, base en dessous de 2000m, associés à des précipitations faibles



© 2004 Roger Edwards



© 2001 Roger Edwards

Nimbo-stratus

nuages bas très opaques, base indéfinie, associés à des précipitations persistentes, neige par temps froid



-- Photograph by Ronald L. Holle --
-- U. of Illinois Cloud Catalog --

Stratus

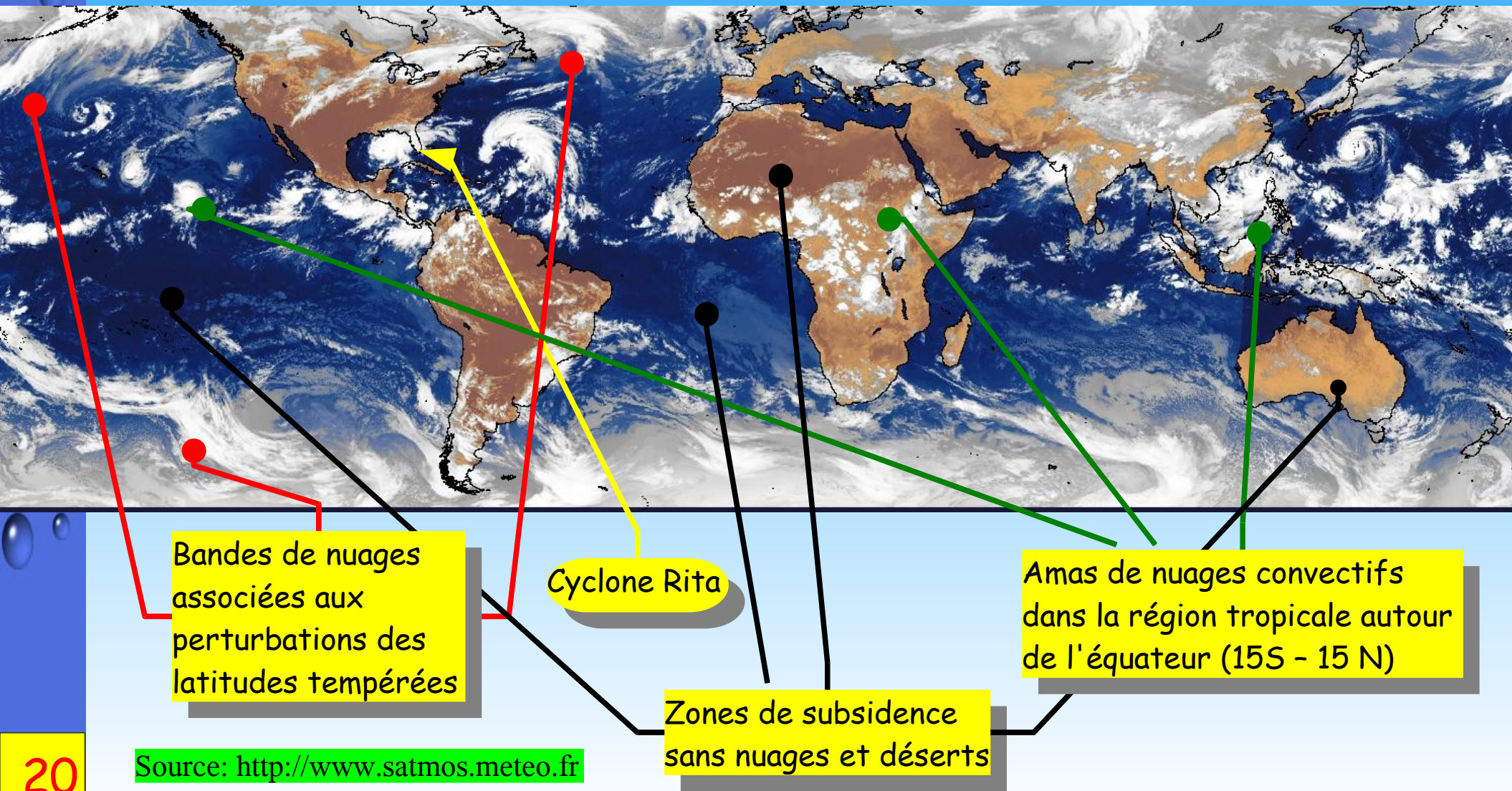
bancs de nuages faiblement opaques, base mal définie en dessous de 2000m voire au sol (brouillards)



II.4 Organisation nuageuse à grande échelle

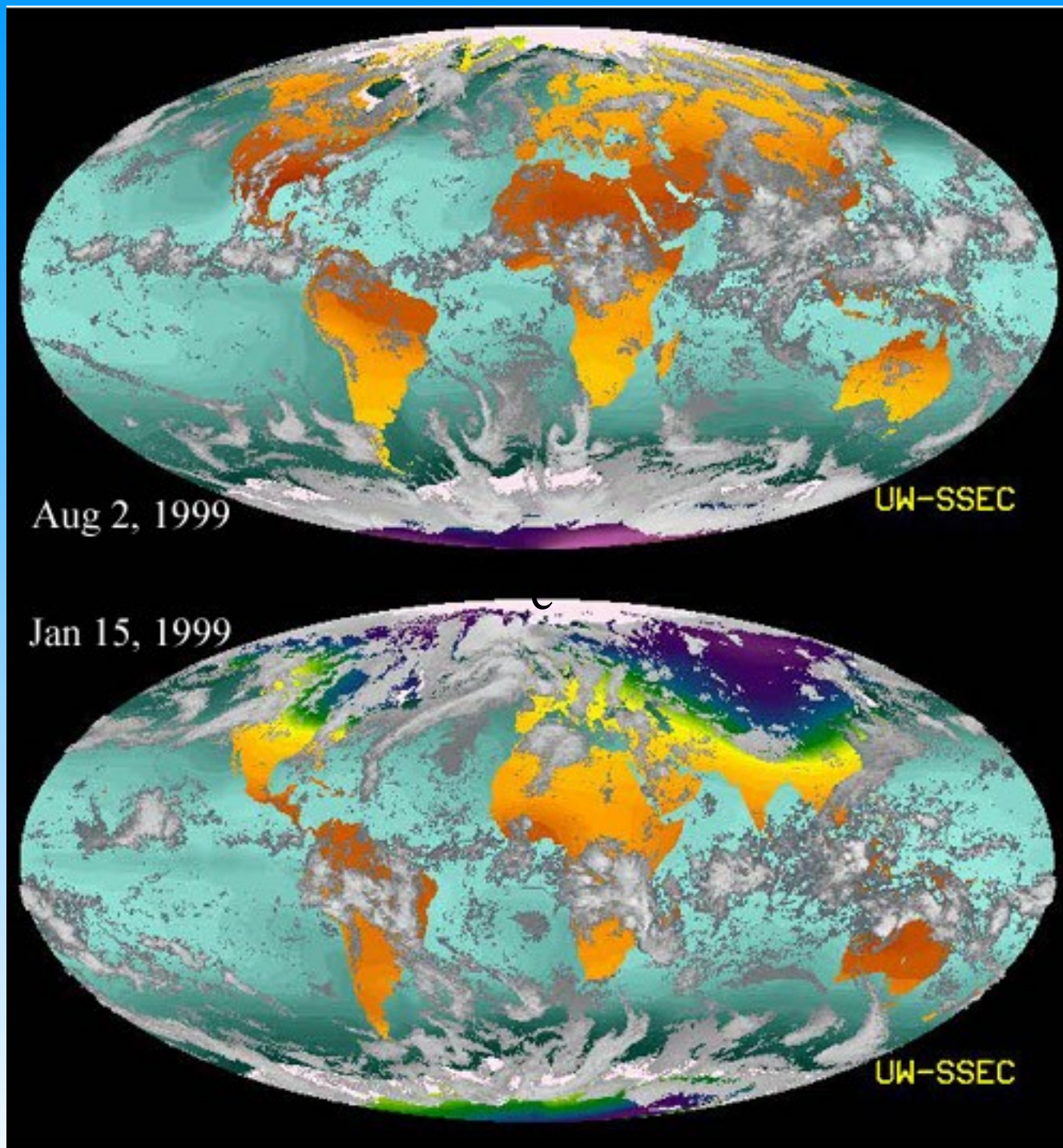
Image composite IR fausses couleurs, obtenue par compositage de 5 satellite géostationnaires en orbite 22/09/2005 18:00TU

(GOES-10 (135O), GOES-12 (75O), METEOSAT-7 (OE), METEOSAT-5 (63E), MTSAT (140E))



Couverture nuageuse
données ISSCP

comparaison
janvier-juillet



II.5 Circulation de Hadley

Circulation moyennée
en longitude, dans le
plan méridien.

Vent méridien:

rouge (du sud)

bleu (du nord)

Vent vertical

rouge (ascendant)

noir (descendant)

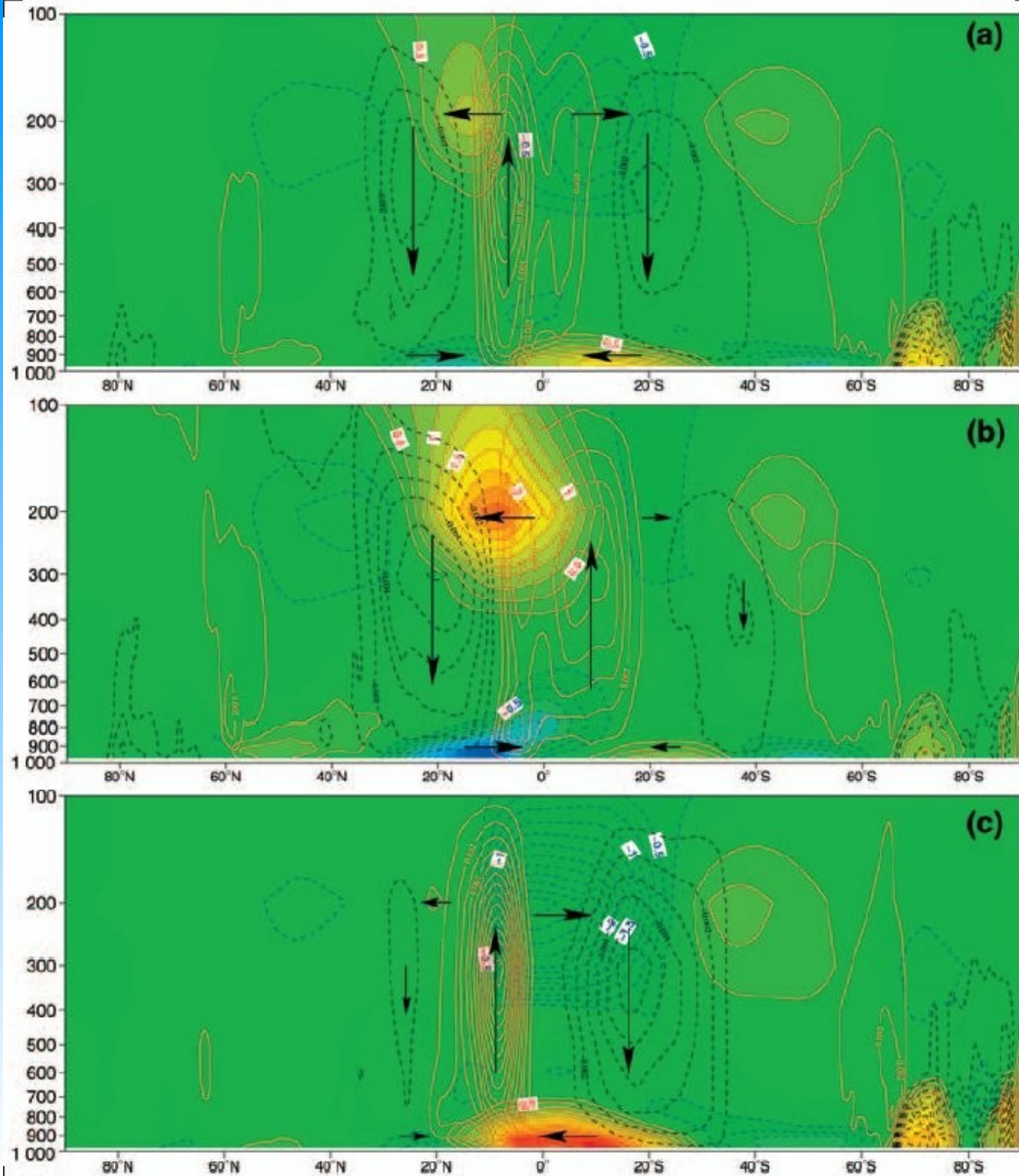
(a) moyenne annuelle

(b) déc-jan-fév

(c) juin-juil-août

source: ERA-40

S. Malardel



Introduction

I L'atmosphère stratifiée

II Les nuages

III Le bilan radiatif

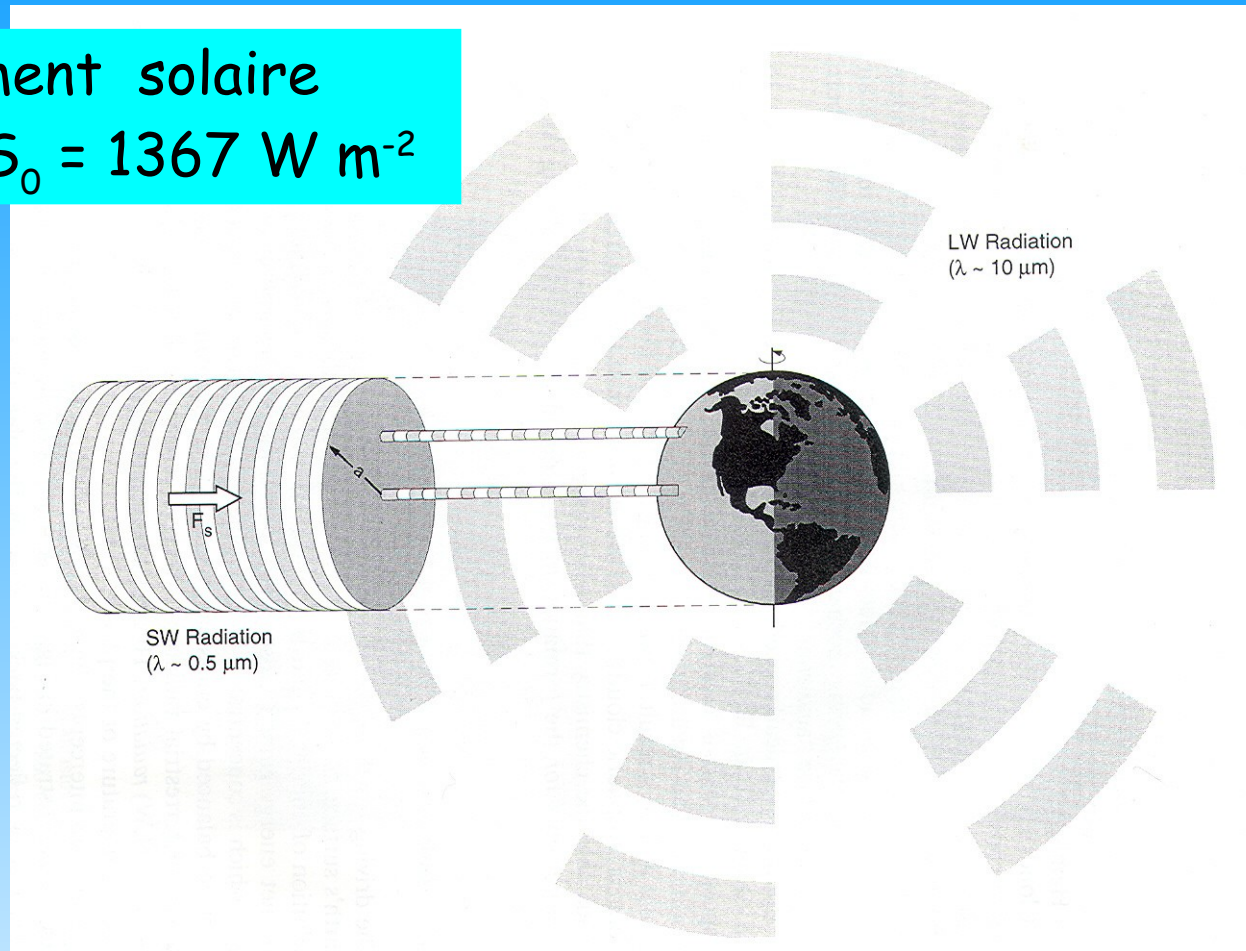
(effet de serre)

IV Circulation atmosphérique de grande échelle

V Les cyclones tropicaux

III.1 Flux solaire incident et rayonnement terrestre sortant

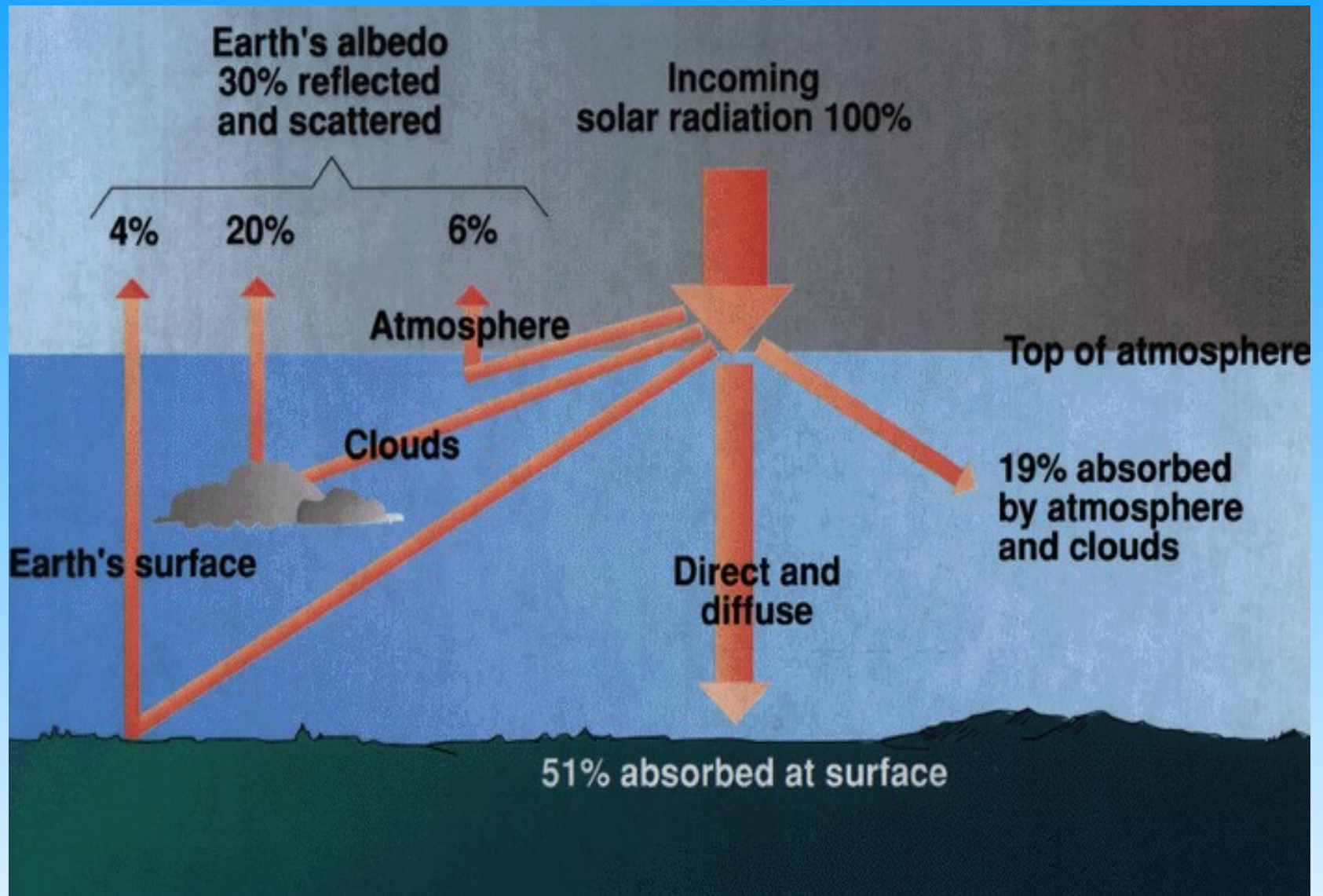
Rayonnement solaire
incident $S_0 = 1367 \text{ W m}^{-2}$



[Salby, 1996]

La Terre éclairée par le Soleil et renvoyant
l'énergie dans l'espace.

III.2 Bilan du rayonnement incident sur la Terre



Albédo $\alpha = 0,3$

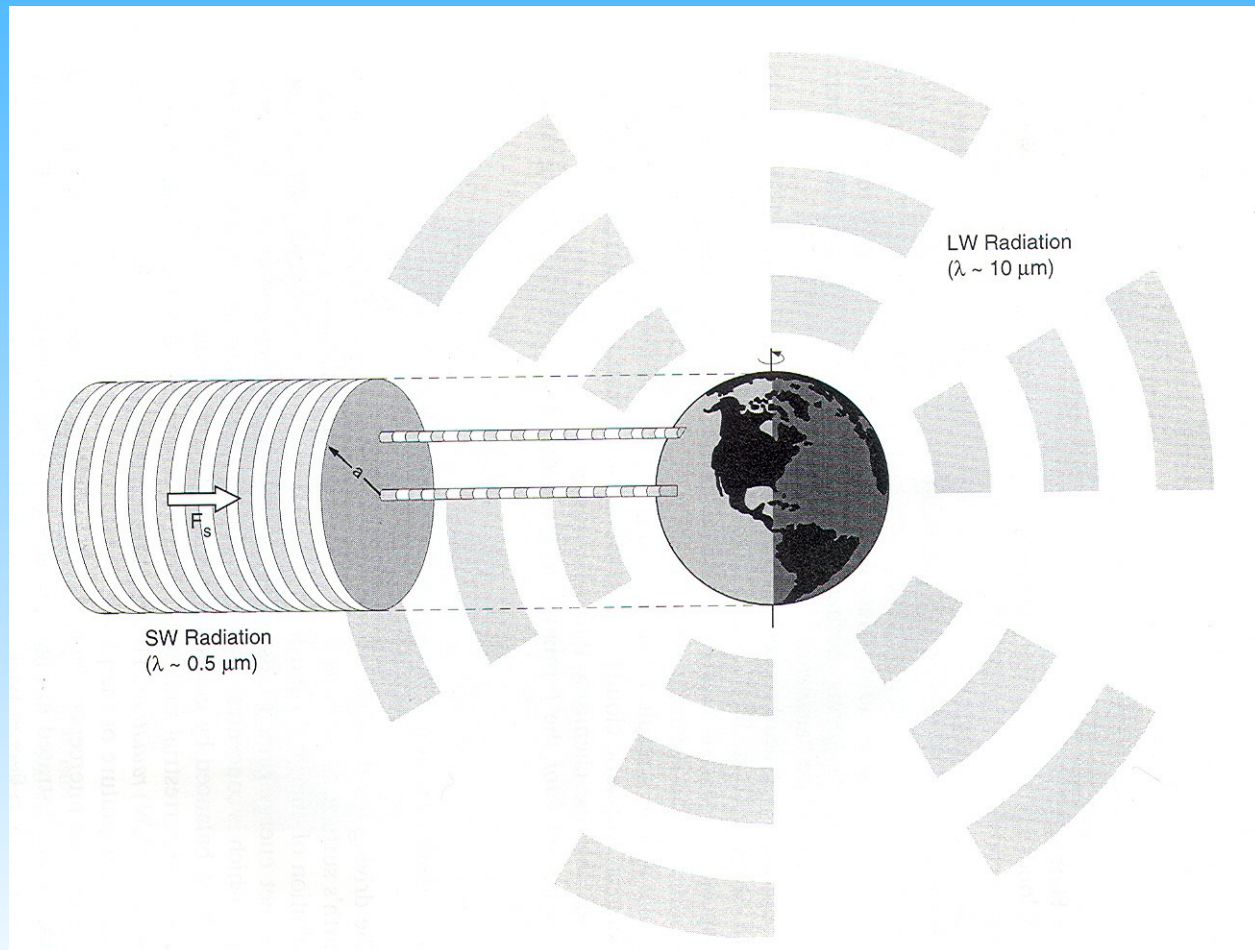
$$\frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha) = \sigma T_e^4$$

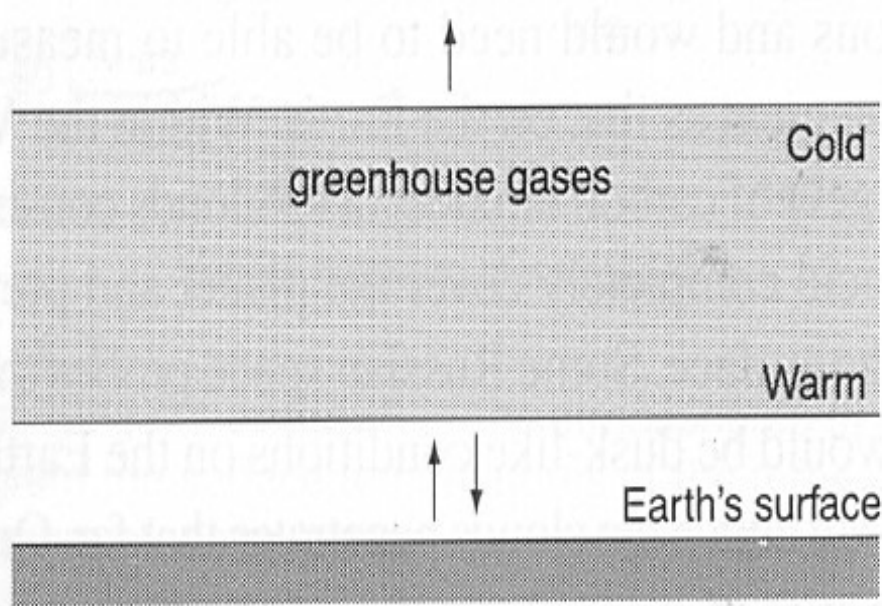
Température de la surface $T_e = 255 \text{ K}$

Rayonnement solaire
incident $S_0 = 1367 \text{ W m}^{-2}$

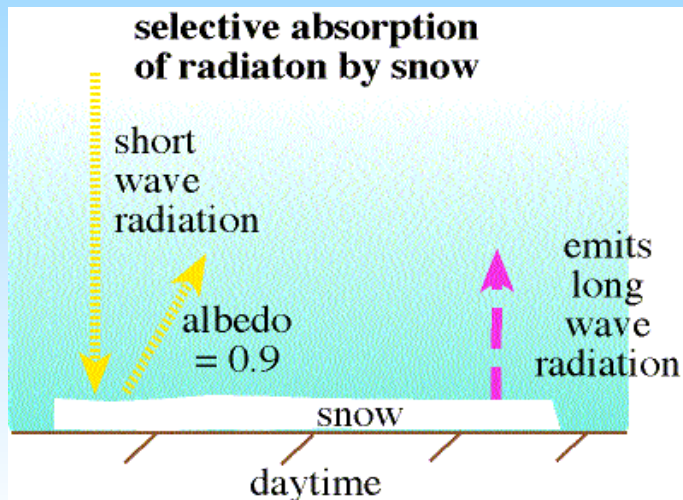
On admet ici qu'un corps « noir »
à la température T émet par unité
de surface une quantité d'énergie
égale à σT^4 où σ est la constante de
Stefan $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.

Note: en été, avec un soleil très haut
et un ciel très clair,
on peut atteindre presque 1000 W au
sol, ce qui correspondrait à $T = 364 \text{ K}$.

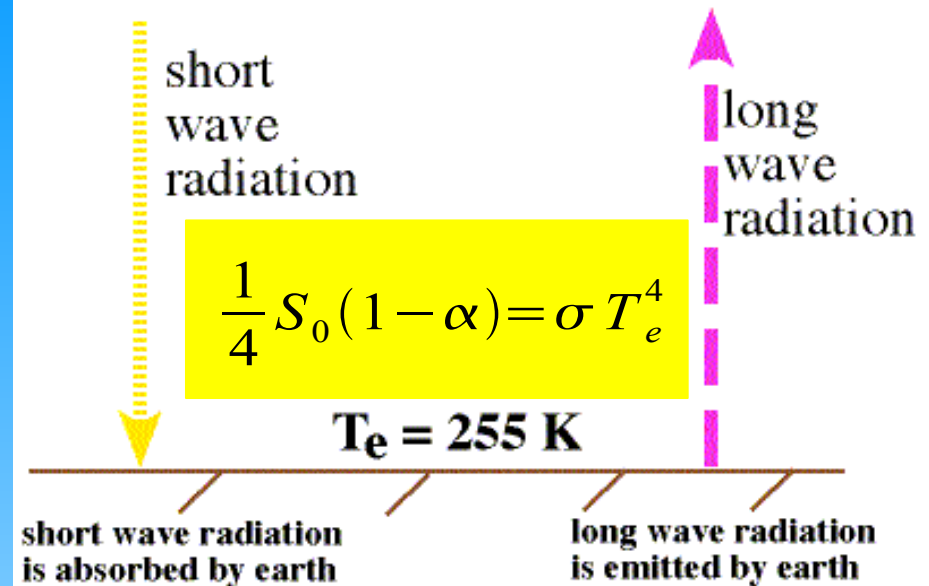




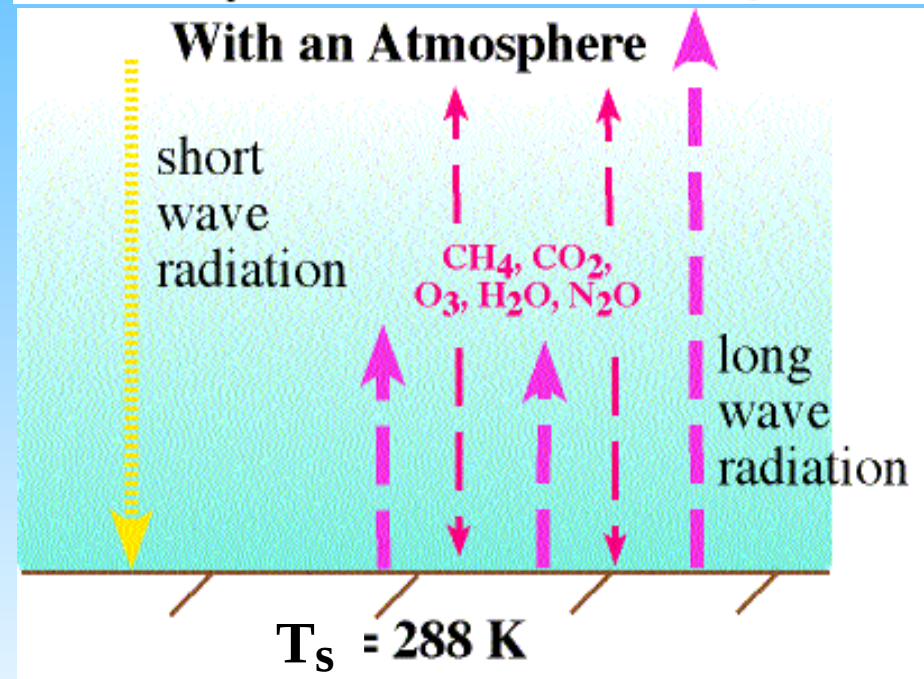
III.3 Effet de serre



No Atmosphere Case

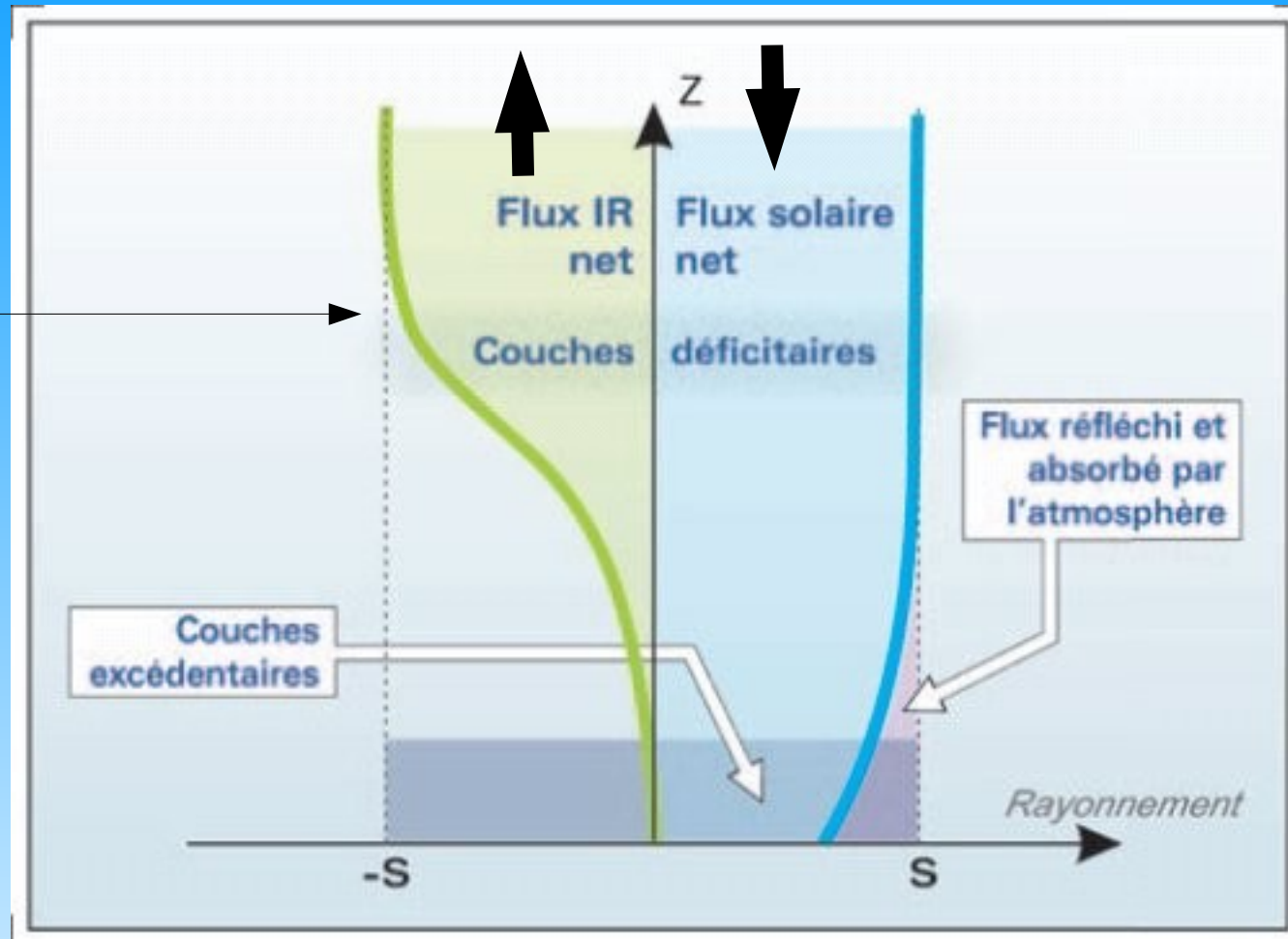


With an Atmosphere



III.4 Bilan radiatif convectif

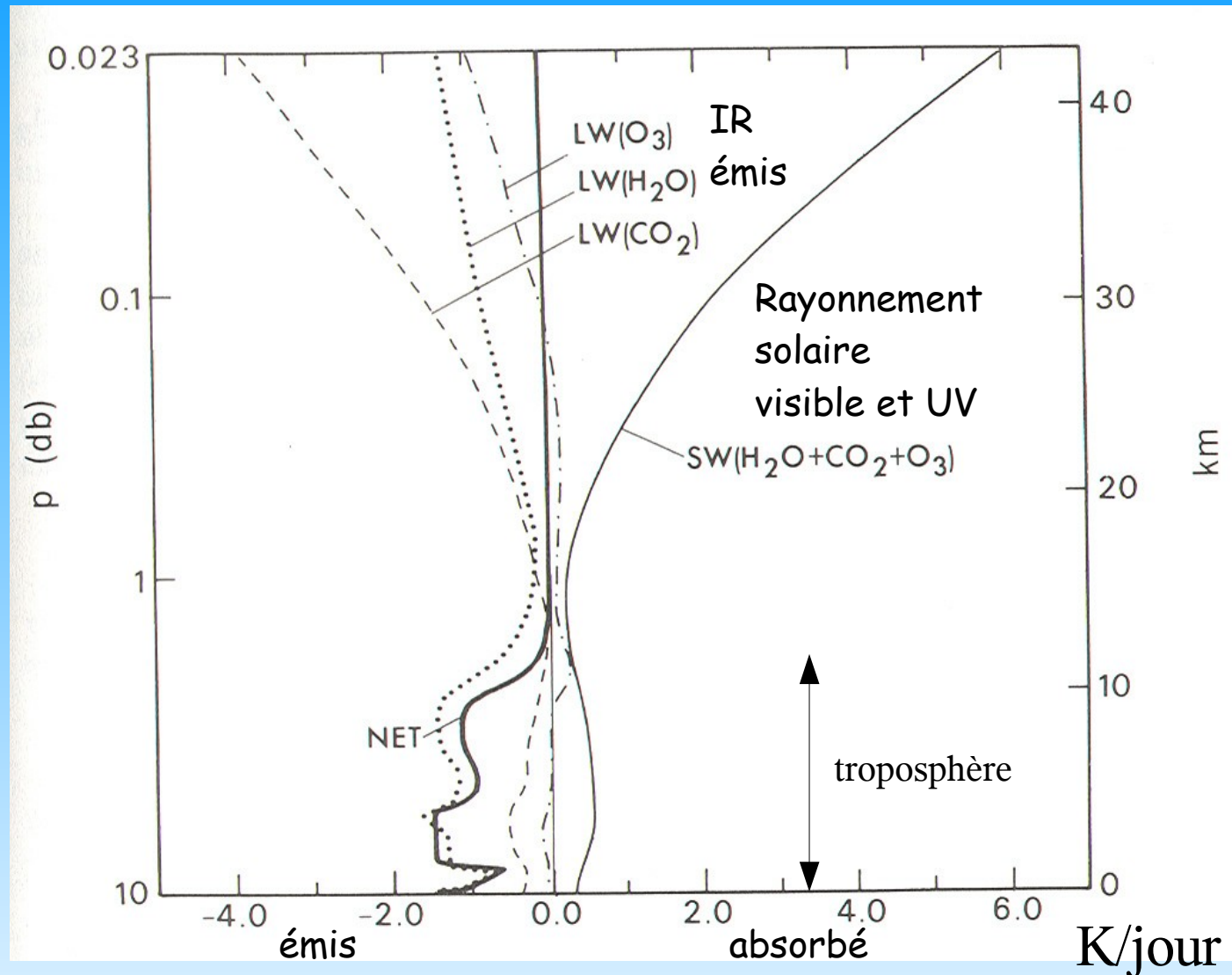
tropopause



[Malardel, 2005]

Cependant, l'atmosphère réelle n'est pas en équilibre radiatif en dessous de la tropopause. Le flux montant d'énergie est assuré dans les basses couches par le transport convectif (de chaleur latente essentiellement)

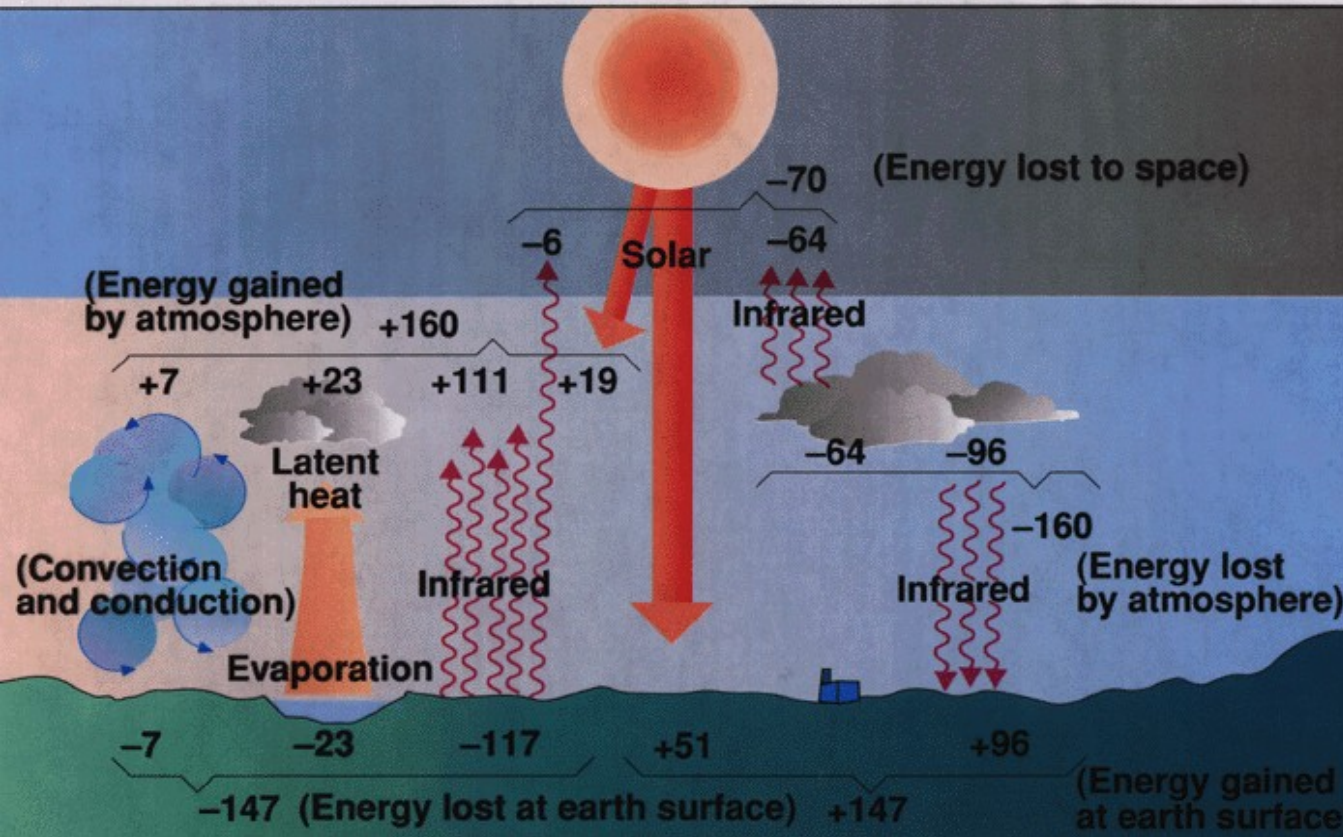
Bilan radiatif selon une colonne verticale



La stratosphère est en équilibre radiatif (essentiellement absorption UV par O_3 et émission IR par CO_2). Dans toute la troposphère, le bilan radiatif est négatif, il y a transport vertical de chaleur par convection depuis le sol pour compenser.

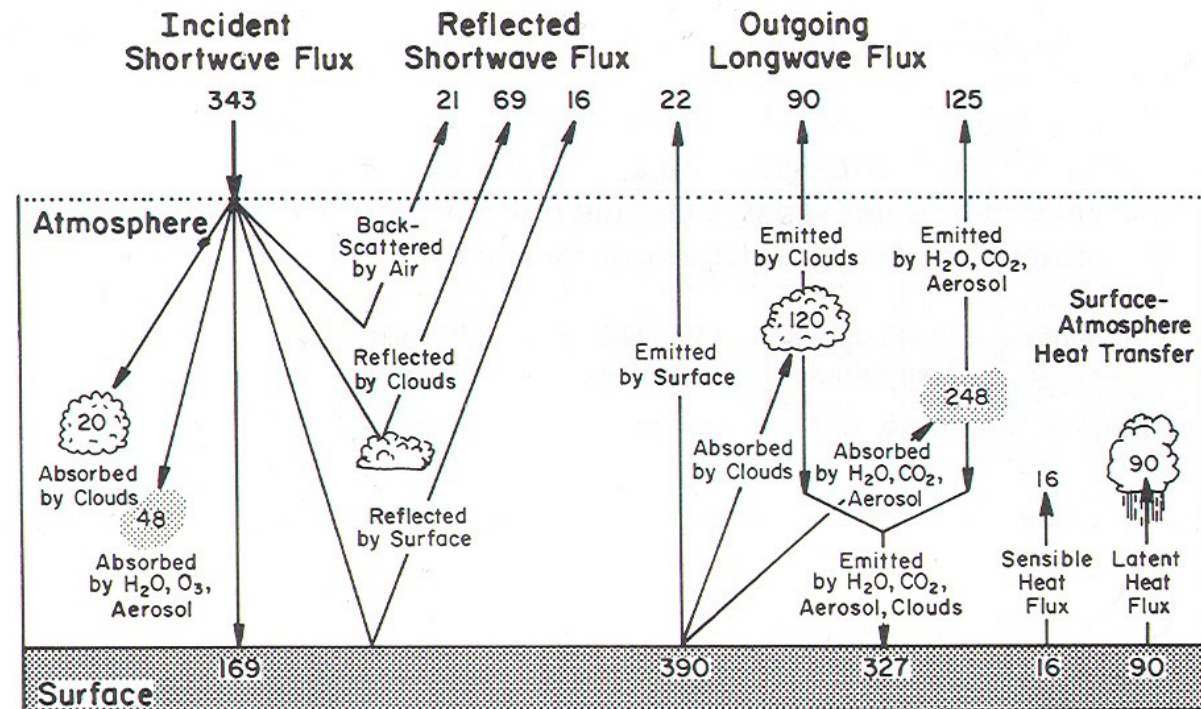
(en %)

III.5 Bilan radiatif global

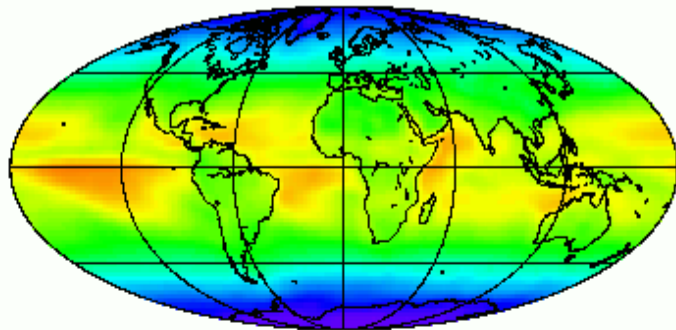


Rayonnement incident
dans le visible
Rayonnement émis dans
l'IR

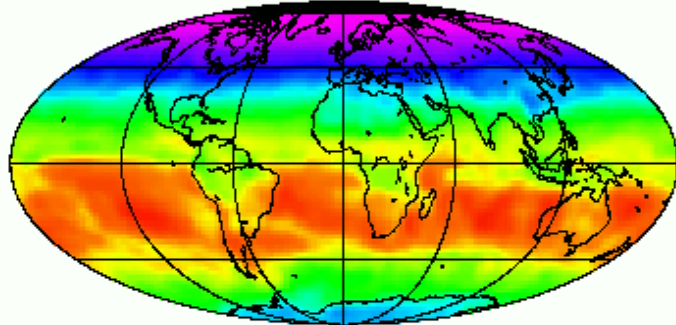
(en W/m^2)



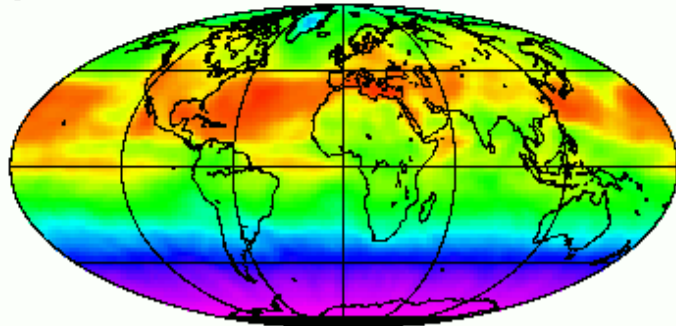
Puissance Solaire Absorbée



Moyenne Annuelle

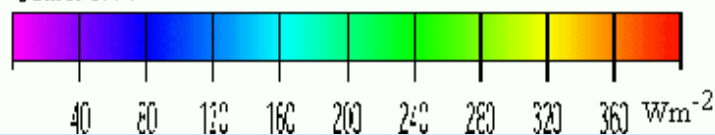


Janvier 1995

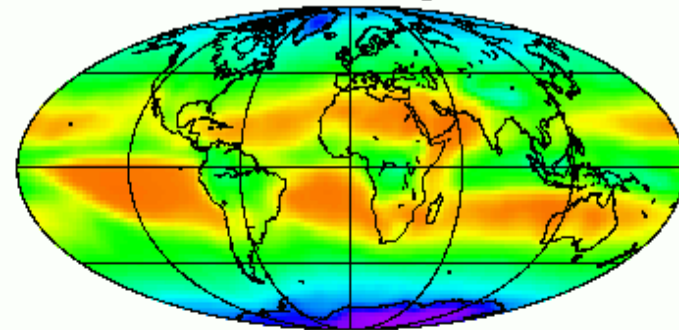


Juillet 1994

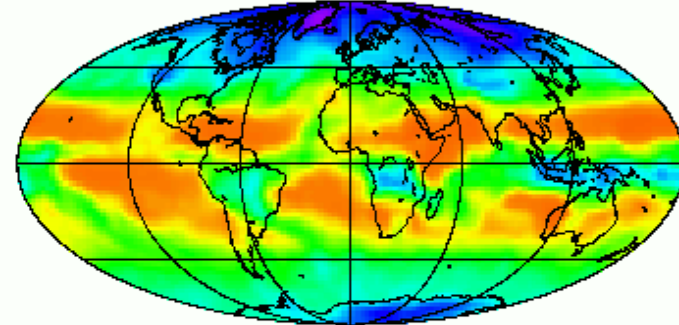
ScaRaB CNRS/LMD



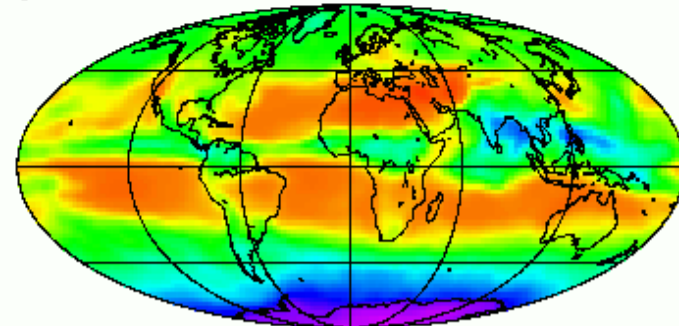
Puissance Infrarouge Émise



Moyenne Annuelle

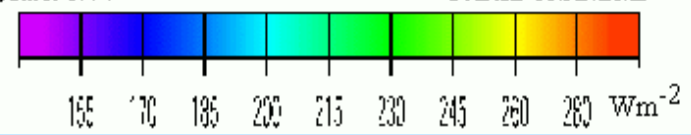


Janvier 1995



Juillet 1994

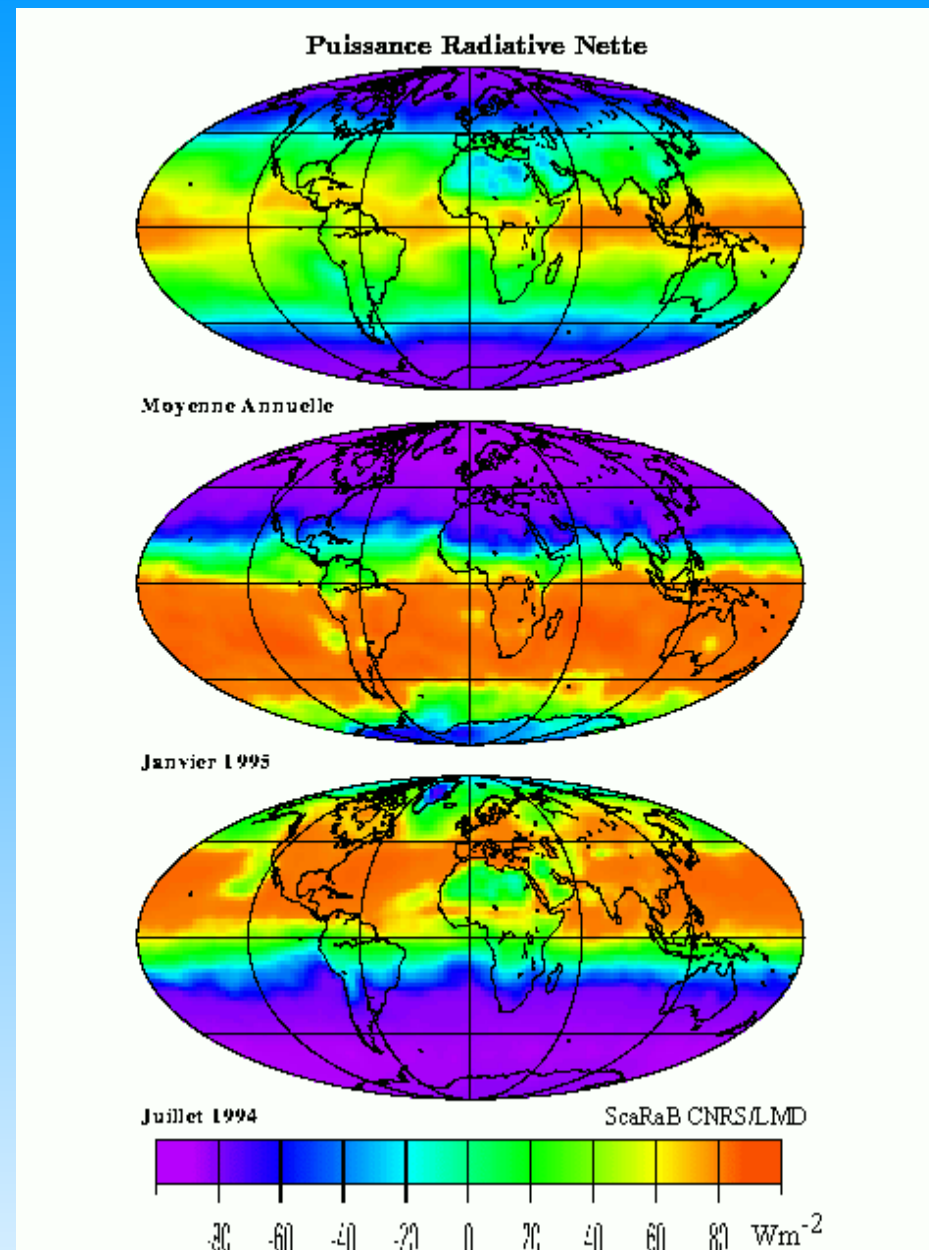
ScaRaB CNRS/LMD



Bilan radiatif de la Terre vue depuis l'espace.

Mesuré directement à l'aide d'un radiomètre embarqué sur satellite.

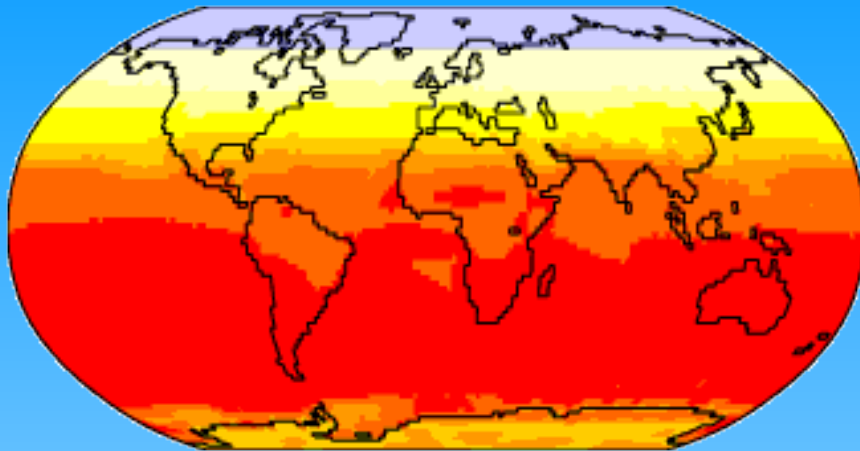
Noter, dans les tropiques, les comportements des zones convectives (faible absorption et émission) et des océans (forte absorption et émission)



Bilan radiatif de la Terre vue depuis l'espace (suite)

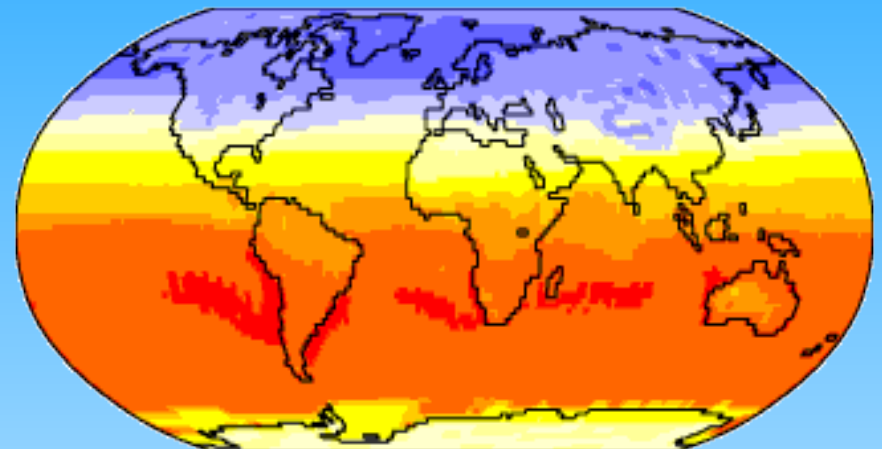
Mesuré directement à l'aide d'un radiomètre embarqué sur satellite.
Noter les compensations dans la zone tropicale.

Short-Wave Radiation

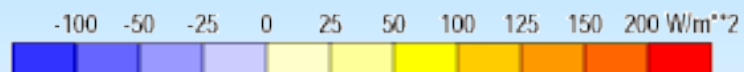
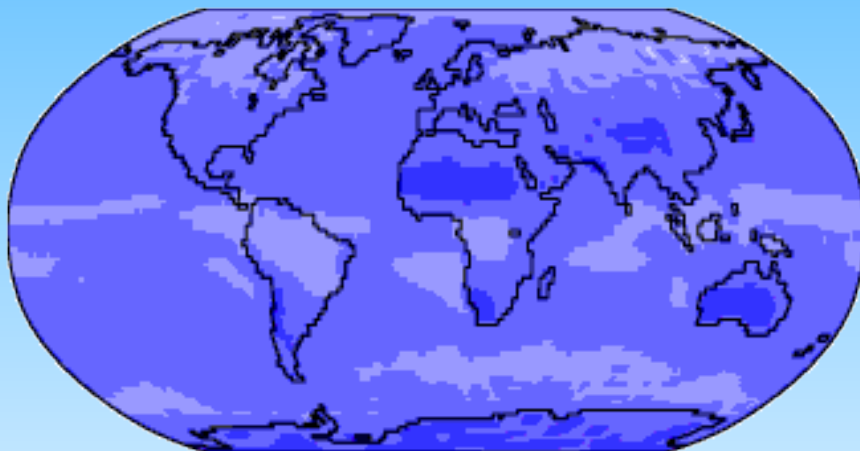


Dec

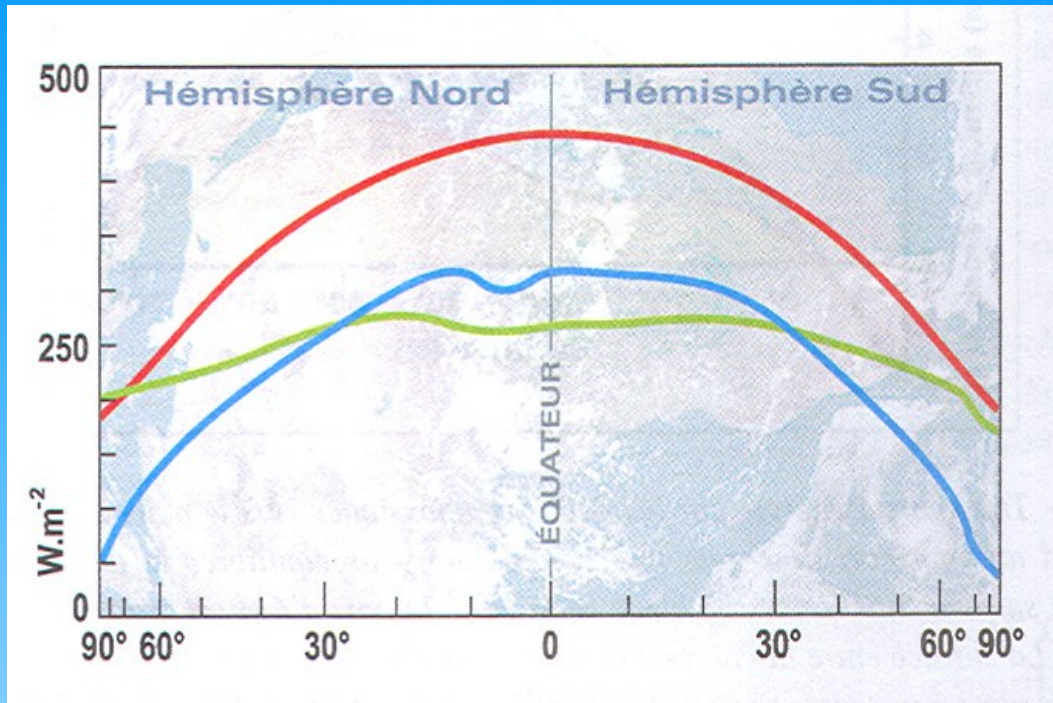
Net Radiation



Long-Wave Radiation



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000



Bilan radiatif de la Terre

rouge: rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère

bleu: rayonnement solaire absorbé

vert: rayonnement IR émis vers l'espace

Excès aux basses latitudes et déficit aux hautes latitudes: -> nécessité d'un transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes.

[Malardel, 2005; Gill, 1982]

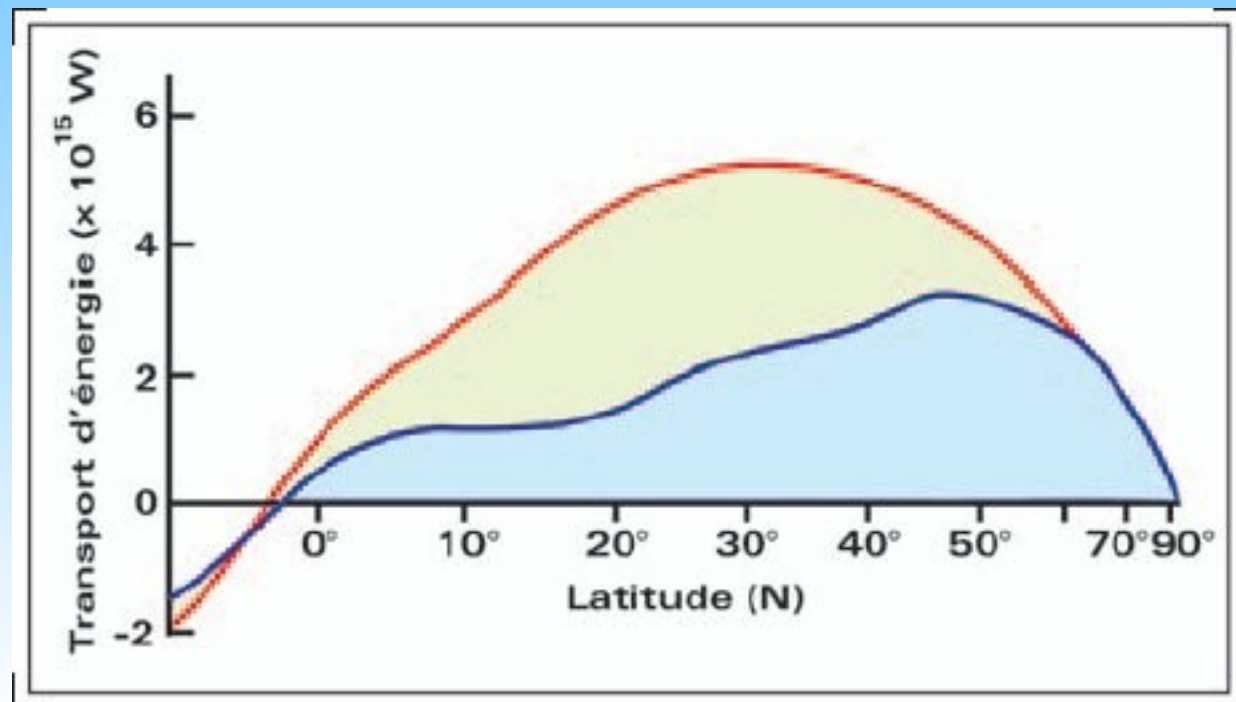
Transport d'énergie par les fluides géophysiques

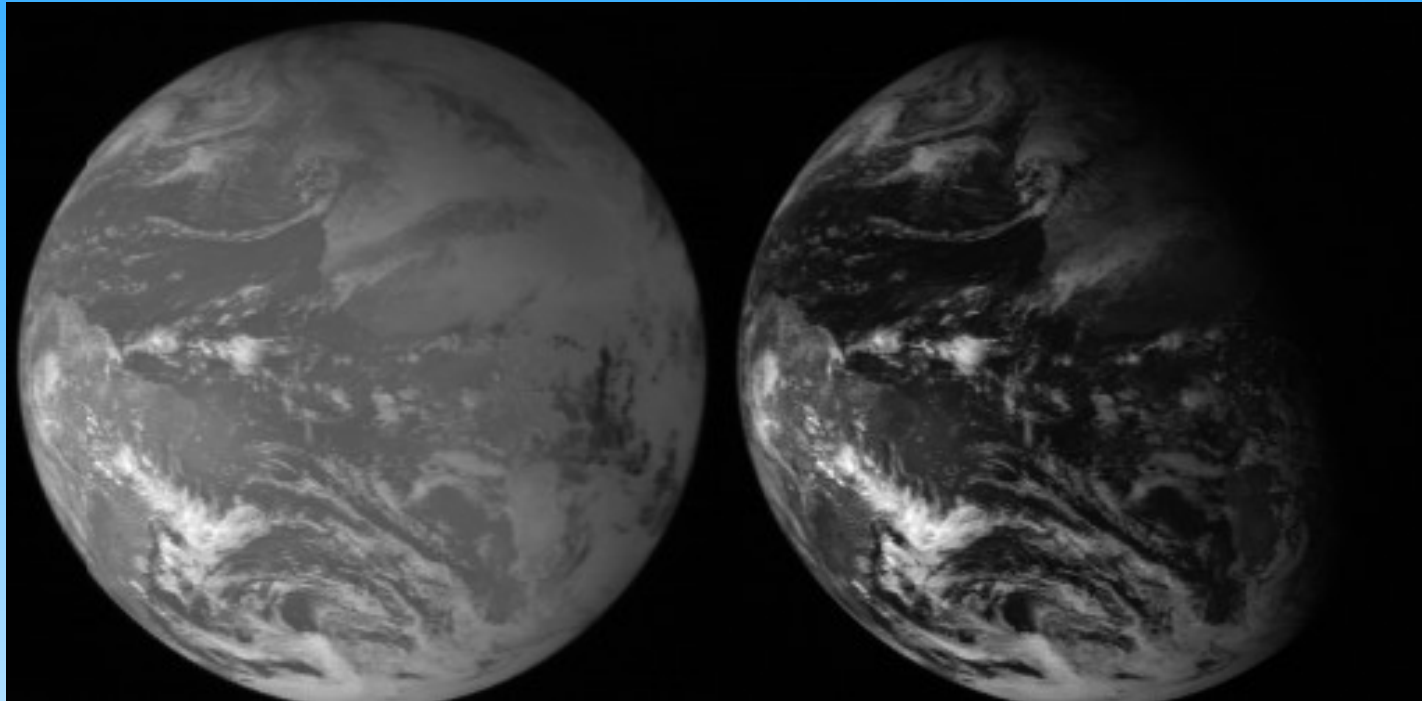
rouge: transport total

bleu: transport de chaleur par l'atmosphère

Entre la courbe bleu et la courbe rouge: transport par l'océan

L'atmosphère et l'océan réalisent chacun à peu près la moitié du transport.





Bilan radiatif total (sortant-entrant) Canal visible

III.6 Effet des nuages

Dans la partie éclairée de la Terre, le bilan radiatif des nuages est dominé par la réflexion du rayonnement incident. Dans la nuit, l'effet dominant des nuages est de faire écran à l'émission IR.

Effet des nuages sur le bilan radiatif

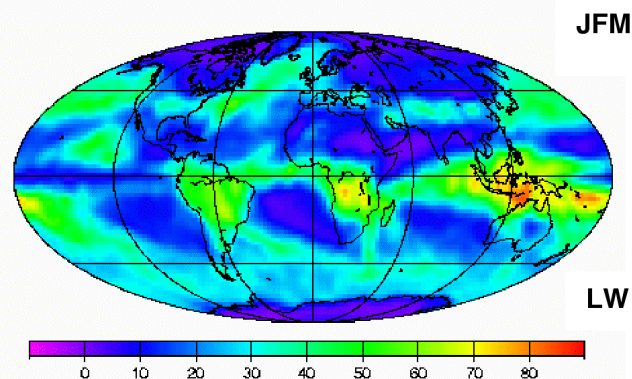
(calculé sur chaque pixel comme: $\langle \text{moyenne des cas avec nuage} \rangle - \langle \text{moyenne des cas avec ciel clair} \rangle$, flux compté positif dans le sens descendant)

Moyenne sur l'hiver
1999 (DJF)

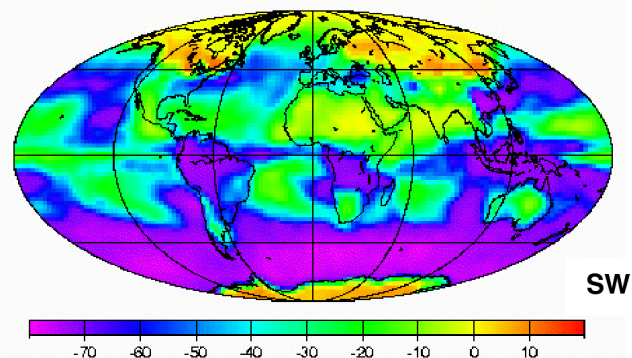
en W m^{-2}

données ScaRaB LMD

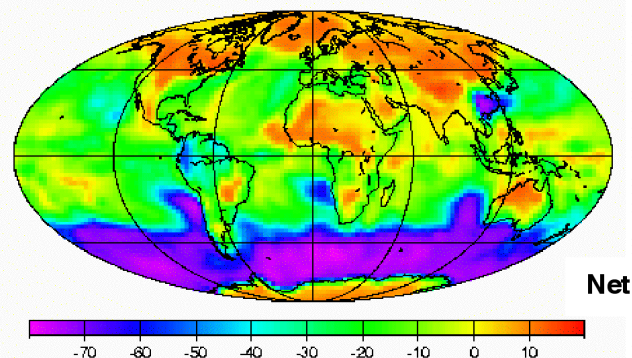
Ondes longues
(infra-rouge)



Ondes courtes
(visible)



Bilan (somme ondes
courtes et longues)



Dans les zones de nuages hauts et froids la faible émission IR des nuages (par rapport au sol) a un effet positif sur le bilan radiatif (la perte est plus faible). Faible effet dans les zones de nuages bas.

La réflexion par les nuages fait qu'il ont dans le visible une contribution négative au bilan radiatif. Les nuages hauts (glacés) sont les plus réfléchissants. Aux latitudes tempérées, les nuages limitent l'absorption au dessus des océans (rôle négatif) et limitent la réflexion au dessus des continents (rôle positif). Dans le bilan total, les effets positifs et négatifs se compensent presque entièrement dans la zone tropicale.

Introduction

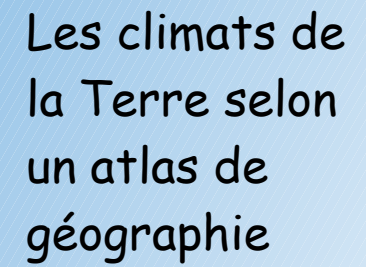
I L'atmosphère stratifiée

II Les nuages

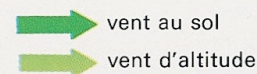
III Le bilan radiatif

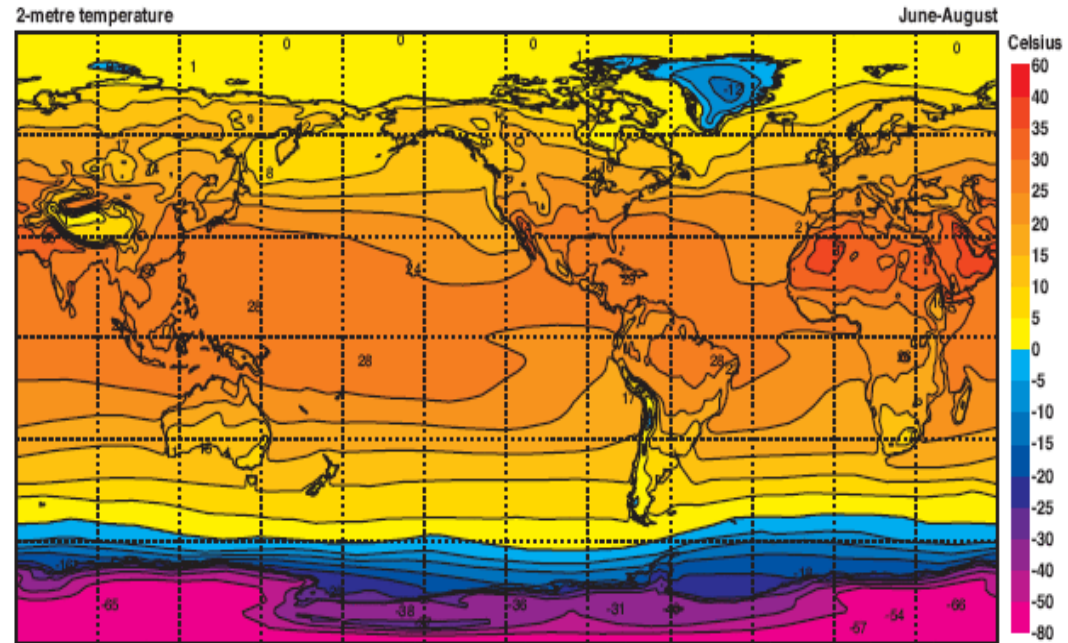
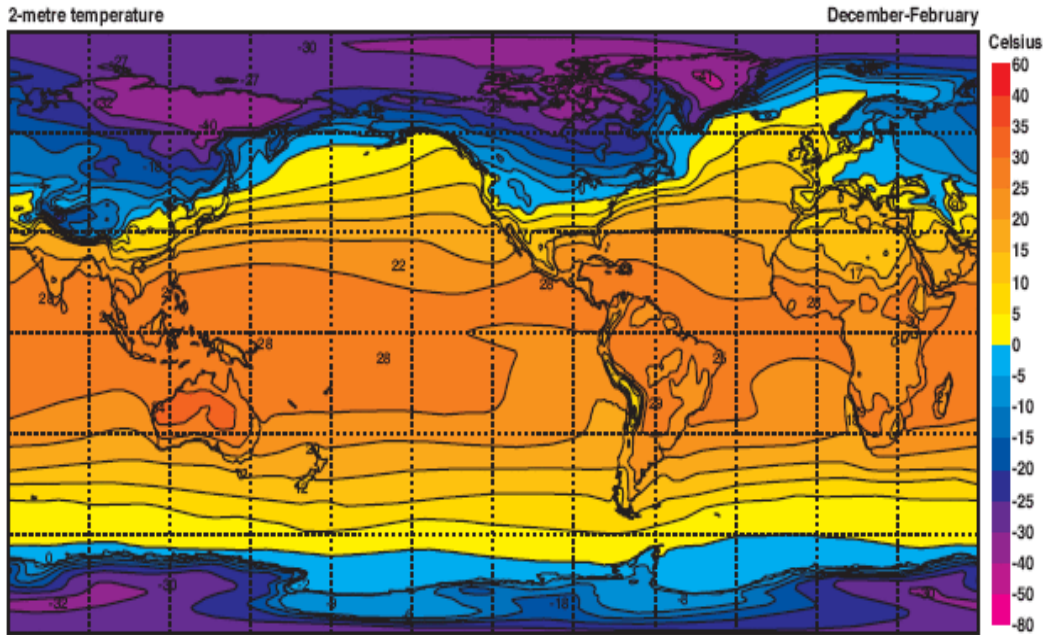
IV Circulation atmosphérique de grande échelle

V Les cyclones tropicaux



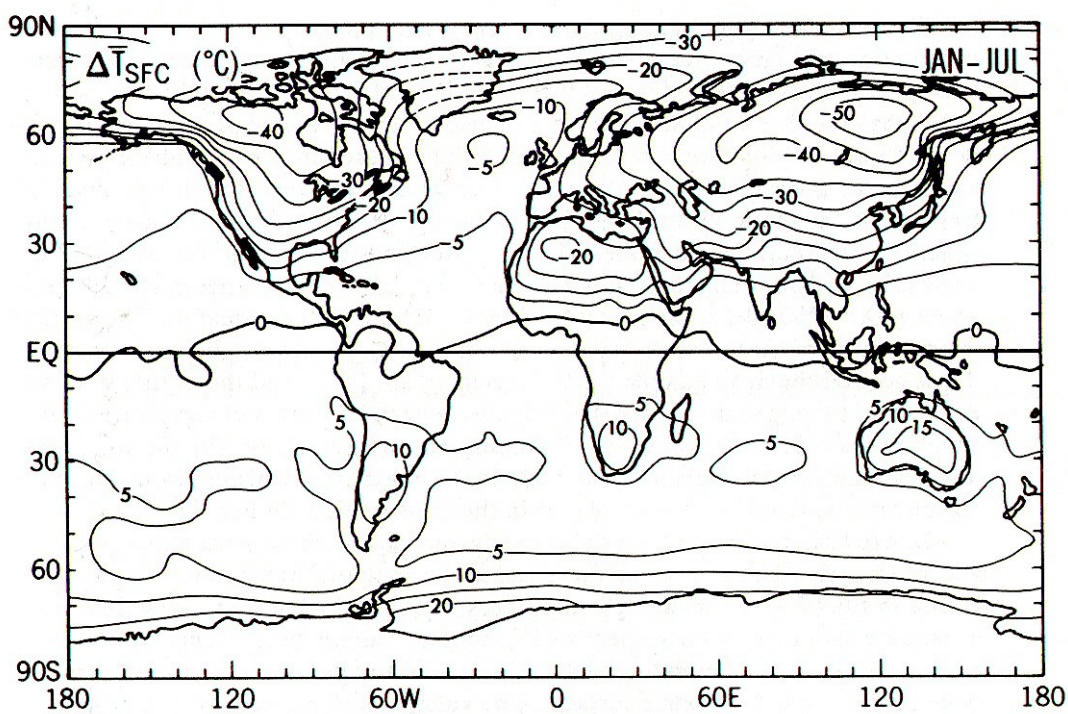
le croquis ci-dessus n'est qu'un schéma, en particulier il ne tient pas compte de la présence d'océans ou de continents ni de l'alternance des saisons.



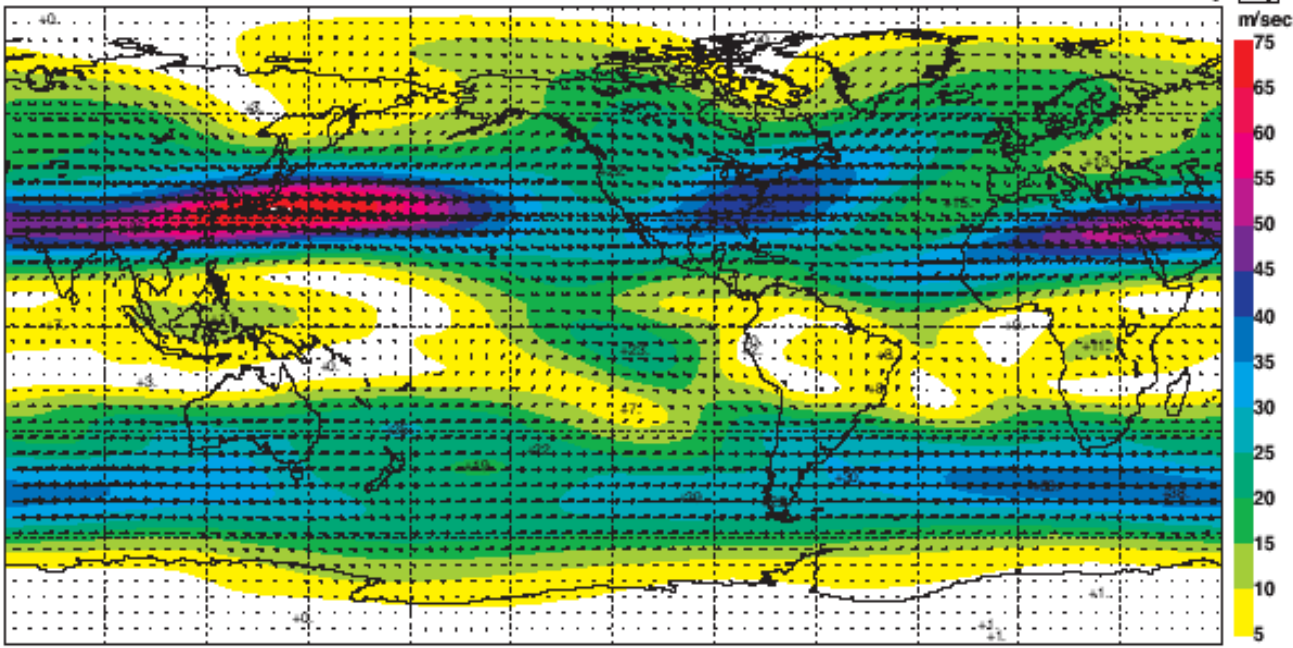


Température de l'hiver et de l'été au niveau du sol et écarts

Continents chauds en été et froids en hiver.
 Relativement aux continents, océans froids en été et chaud en hiver.
 Forts écarts été-hiver dans les zones continentales, faibles écarts dans les océans.
 Isotherme 0 à très haute latitude dans l'Atlantique.
 Forts gradients de température au large du Labrador et du Japon, surtout en hiver.



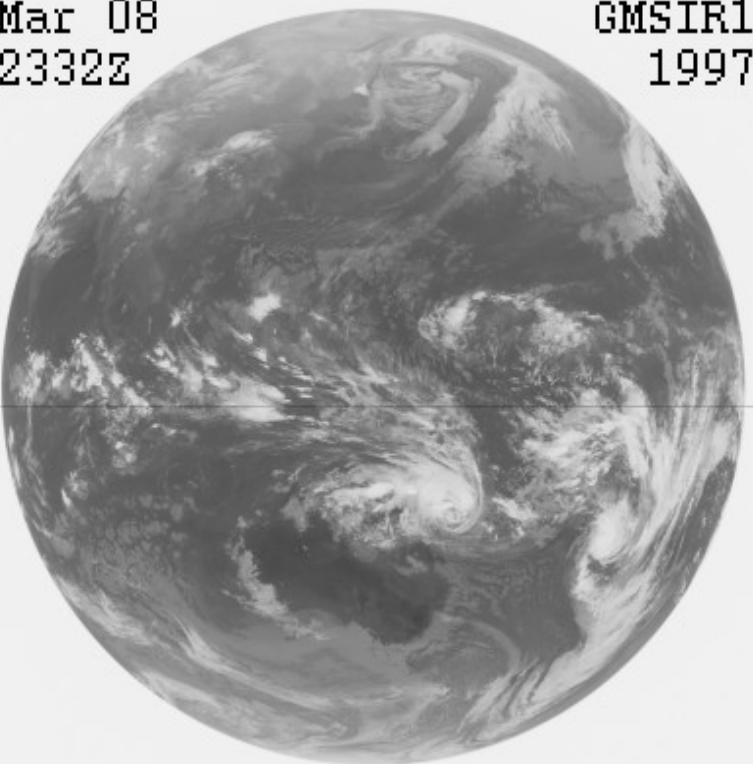
Wind vector and isotachs at 200 hPa



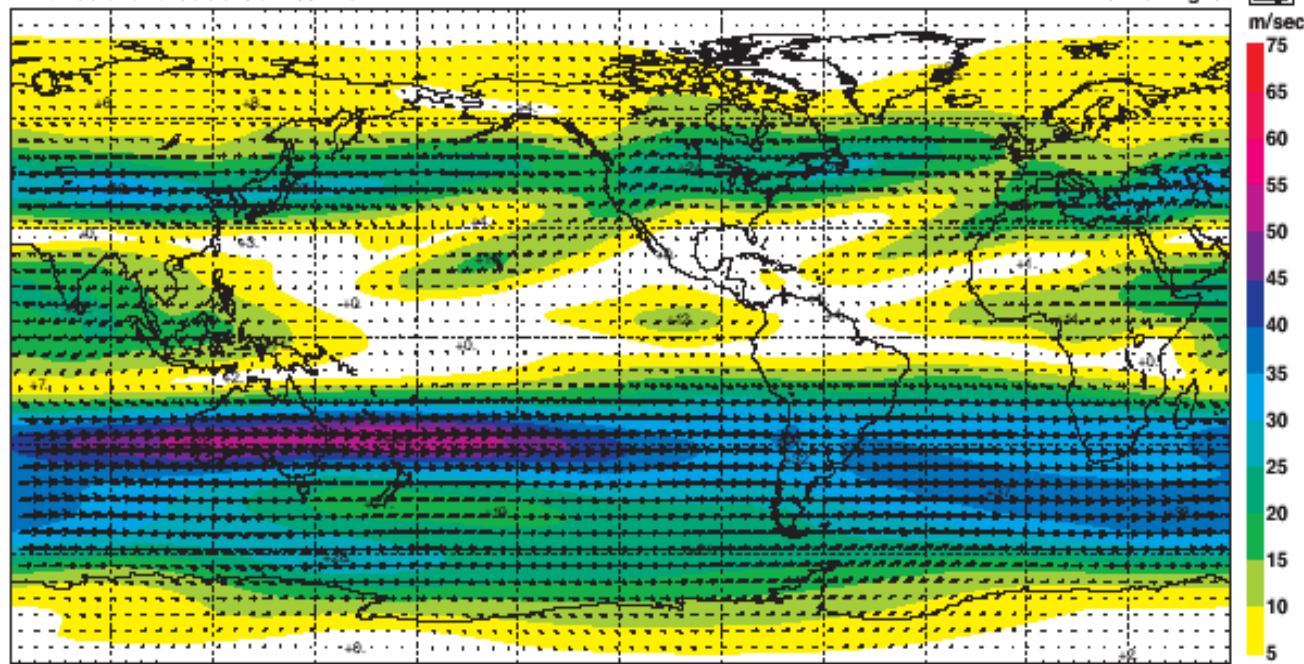
Circulation moyenne en janvier et juillet

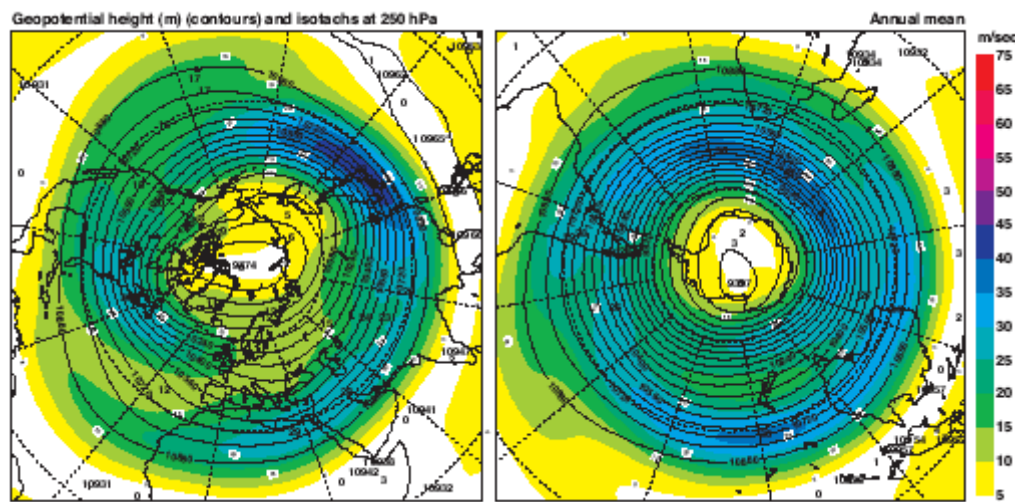
Vents d'ouest aux latitudes tempérées, plus forts en hiver qu'en été.
Noter: Jet d'altitude maximum là où le gradient de température au sol est maximum
(Relation du vent thermique).

Mar 08 2332Z GMSIR1 1997



Wind vector and isotachs at 200 hPa



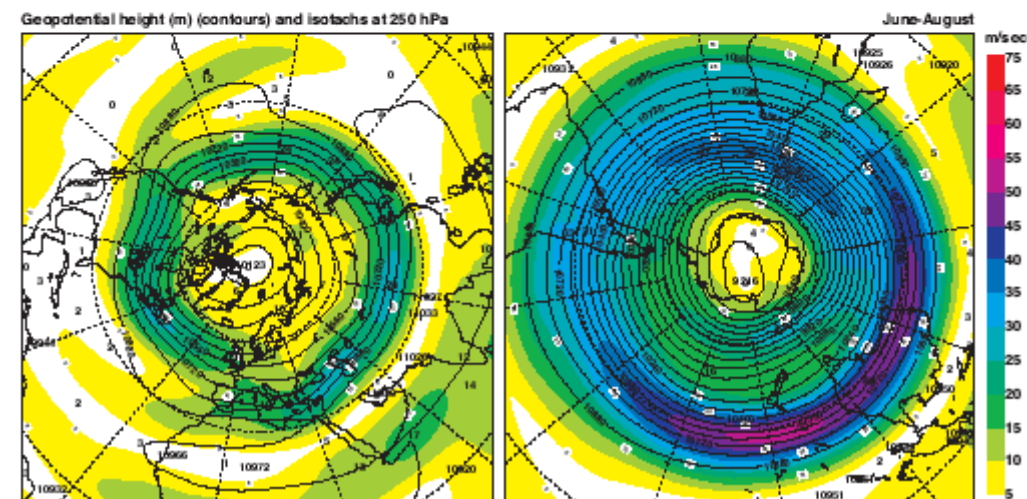
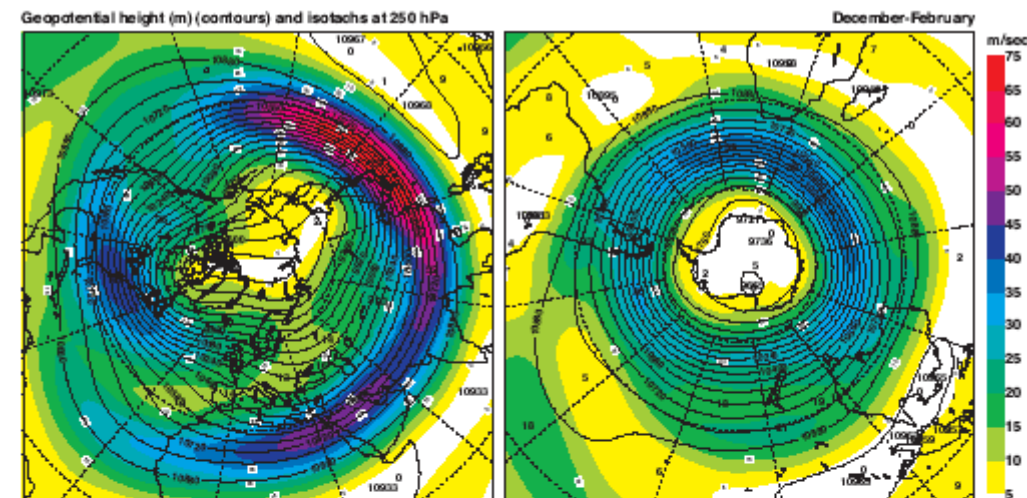


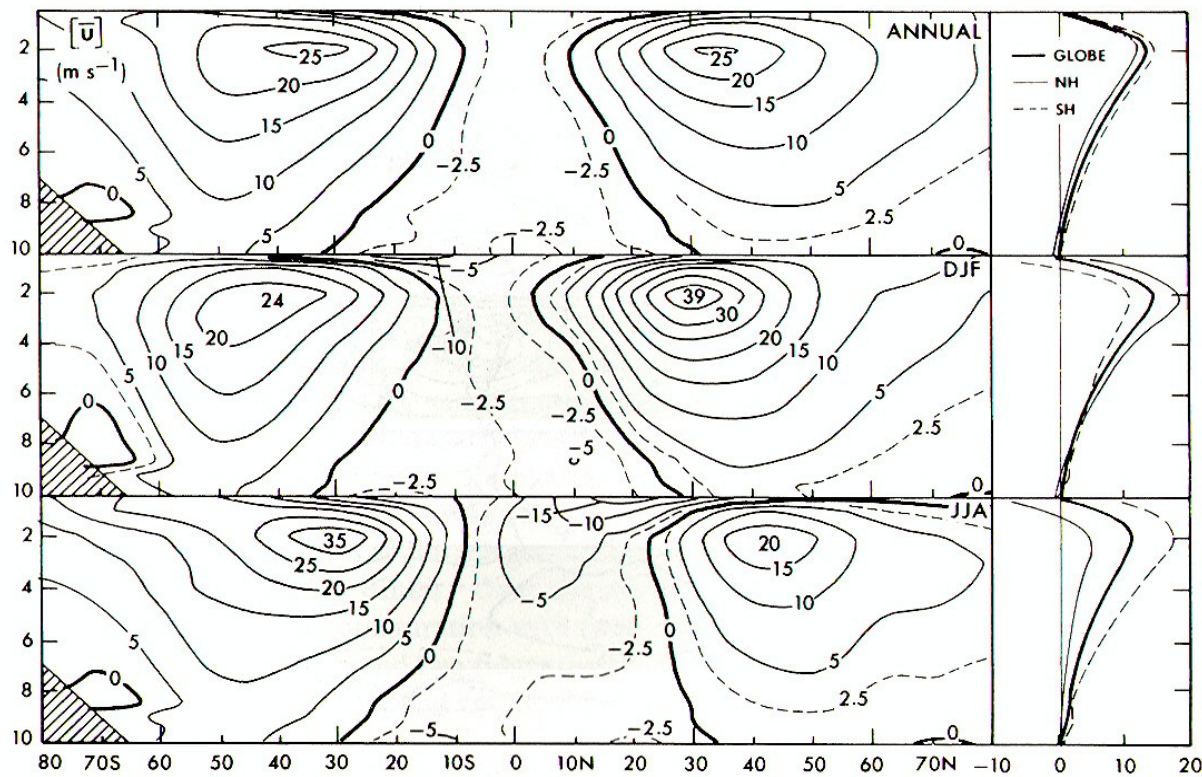
Géopotentiel et vent zonal à 250 hPa

Le géopotiel $\Phi(x,y,p,t)$ est l'altitude de la surface de pression p .
C'est une quantité que l'on mesure à partir d'un radiosondage donnant le profil de température en fonction de la pression et en intégrant depuis le sol l'équation hydrostatique ($dp/dz + \rho g = 0$).

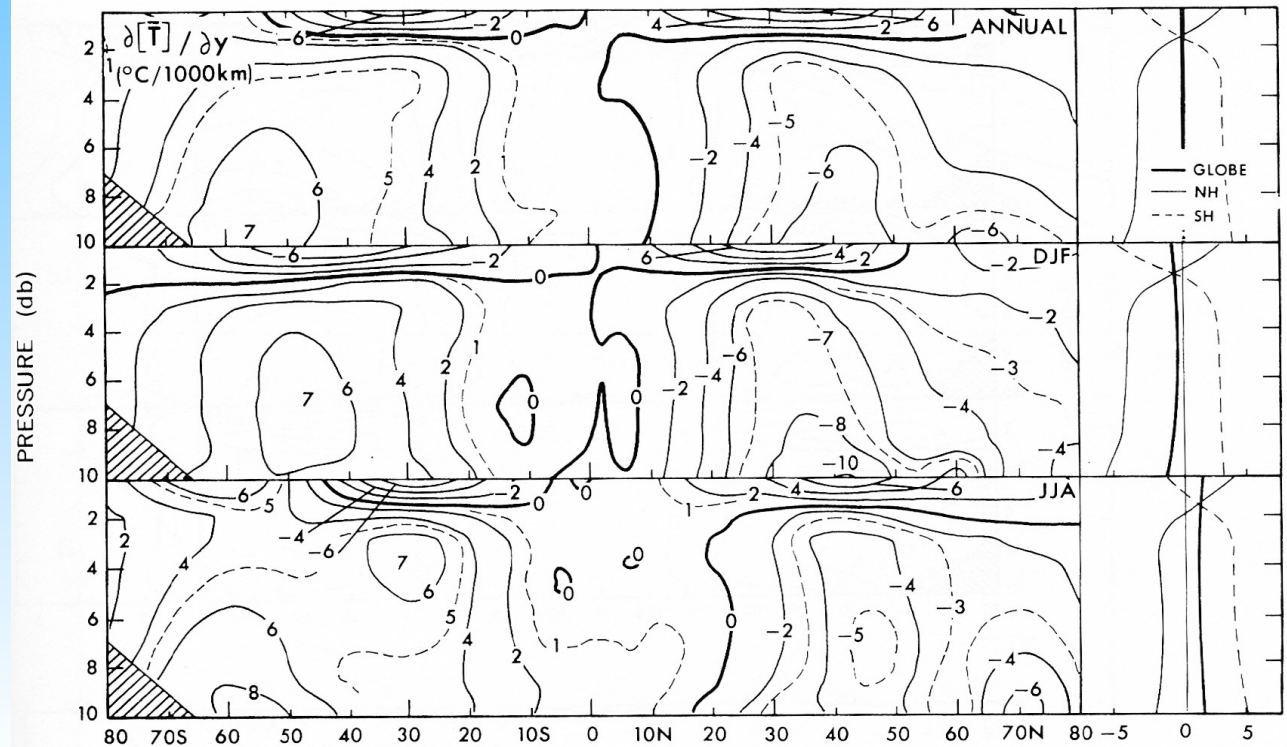
Les contours du géopotiel moyen sont circumpolaires; l'altitude de la surface $p=250$ hPa est plus faible aux pôles qu'à l'équateur.

Le vent est plus intense là où les contours de géopotiel sont plus serrés (vent géostrophique dû à l'équilibre entre force de pression et force de Coriolis).

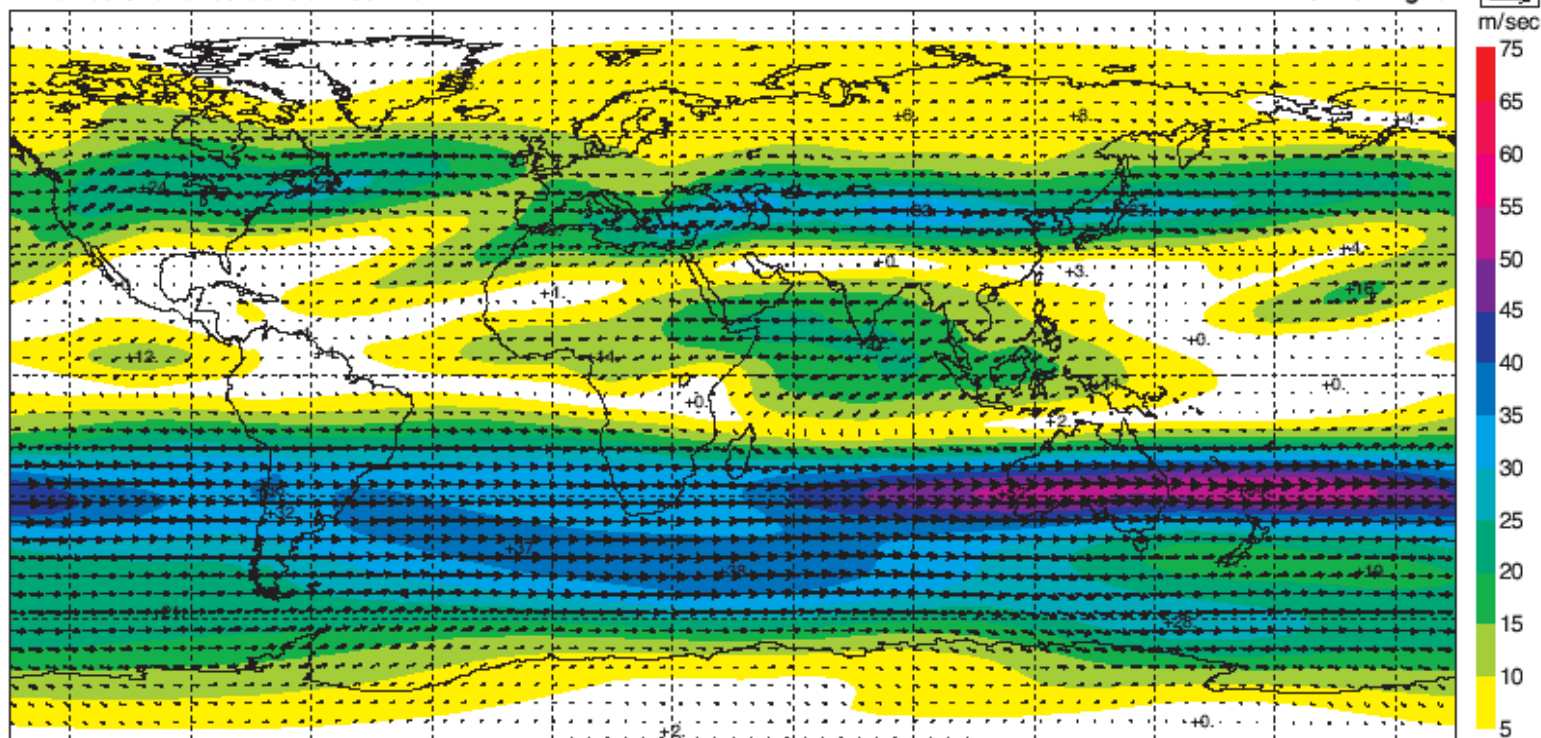




Relation entre le gradient vertical du vent et le gradient horizontal de la température aux latitudes tempérées.
(Relation du vent thermique)

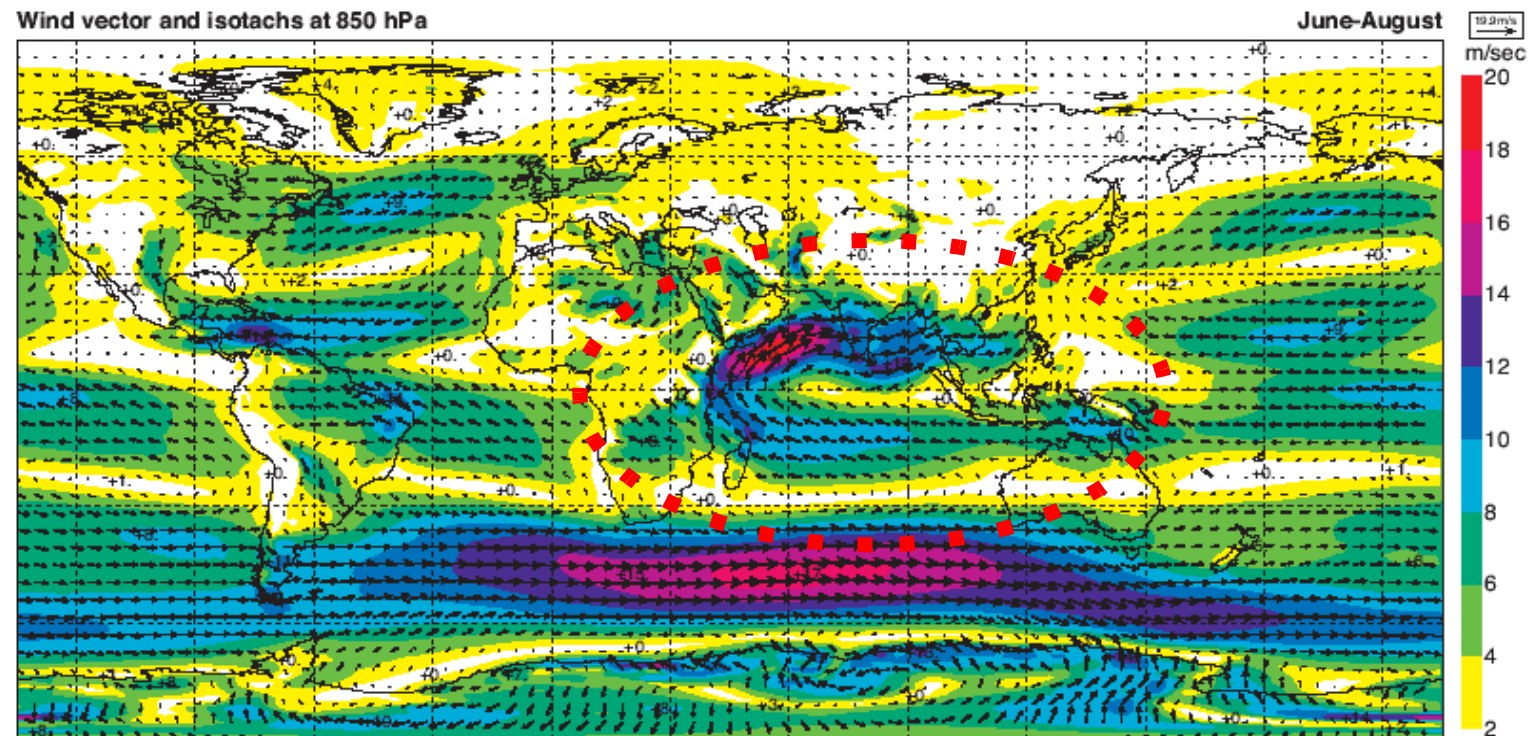


Wind vector and isotachs at 200 hPa



Vents alizés,
mousson et
circulation de
Hadley

Wind vector and isotachs at 850 hPa



Introduction

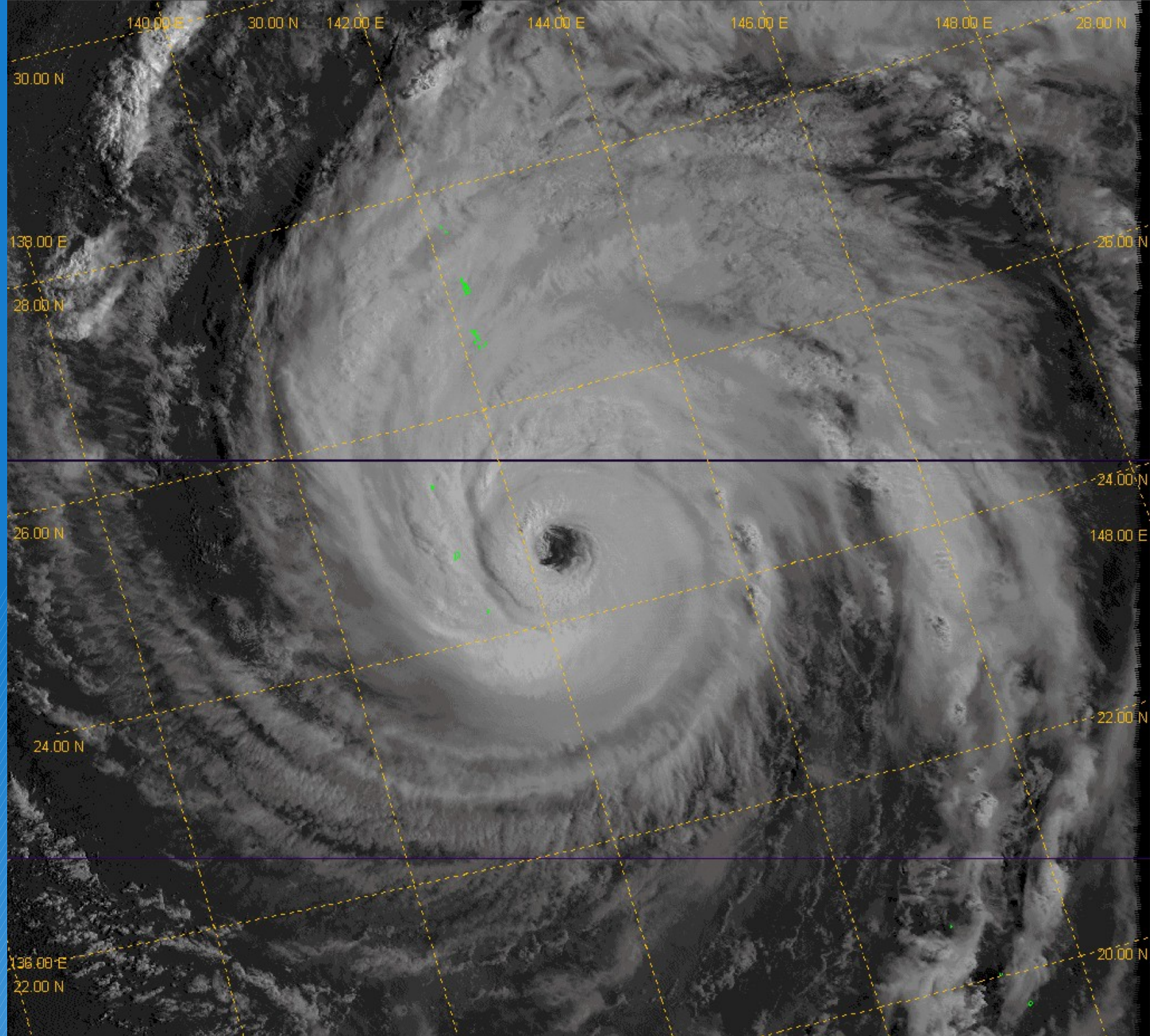
I L'atmosphère stratifiée

II Les nuages

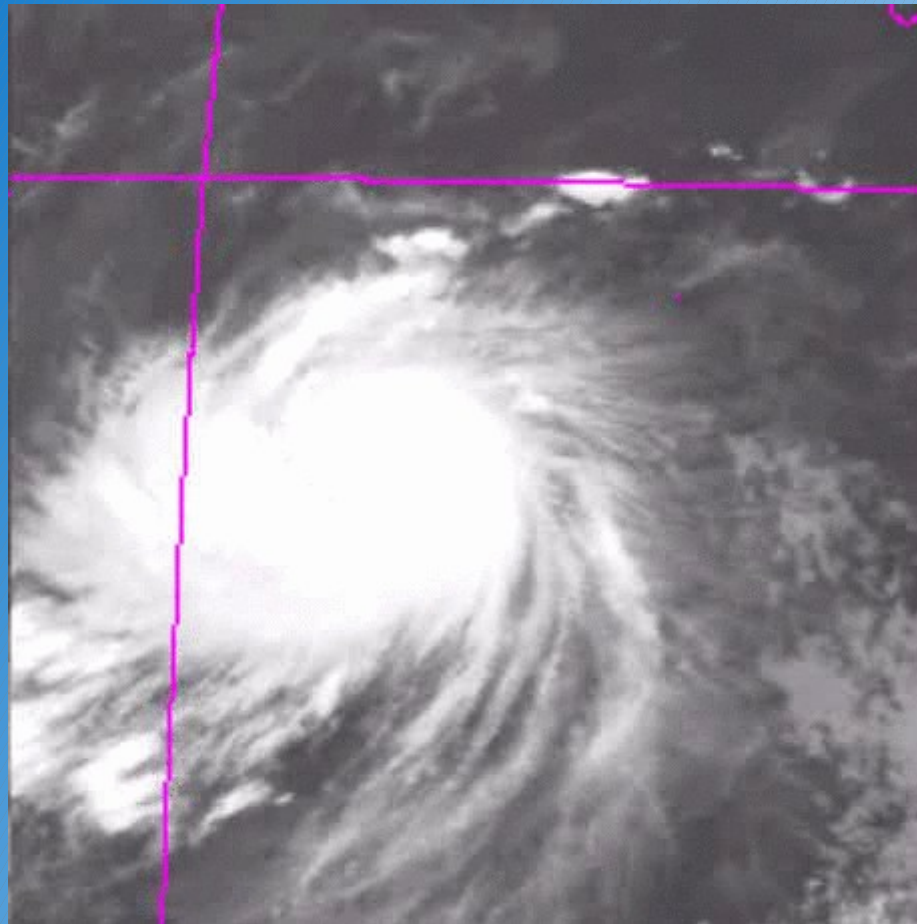
III Le bilan radiatif

IV Circulation atmosphérique de grande échelle

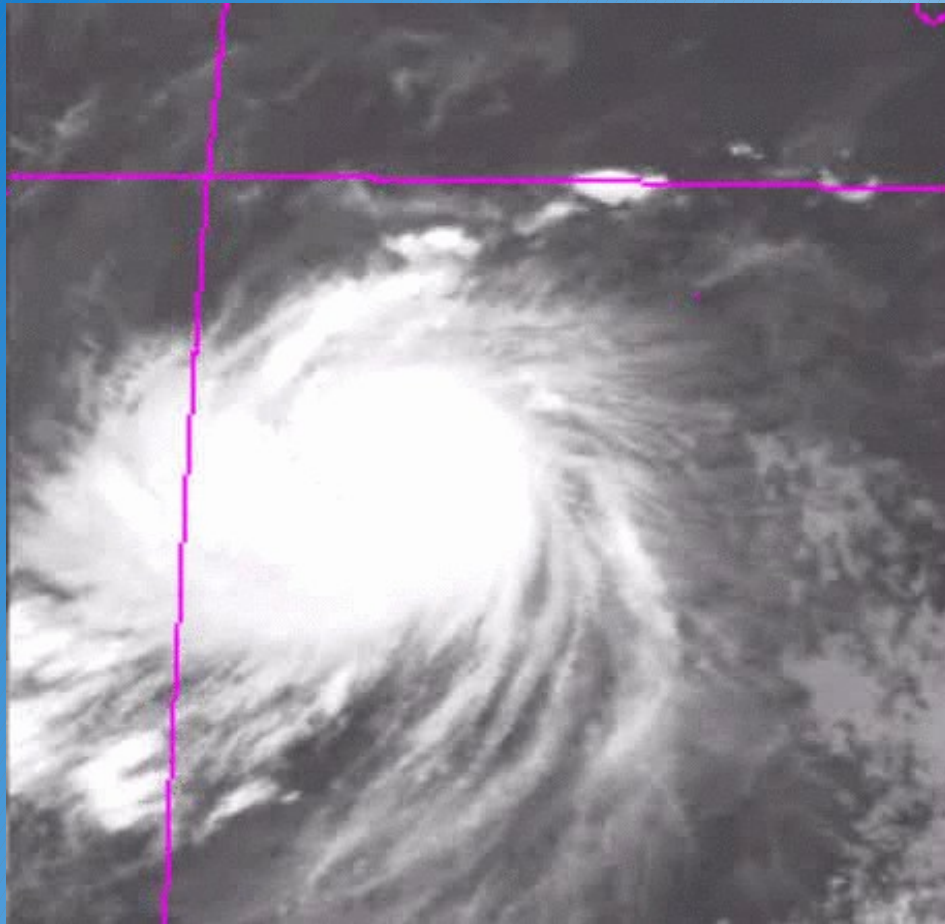
V Les cyclones tropicaux



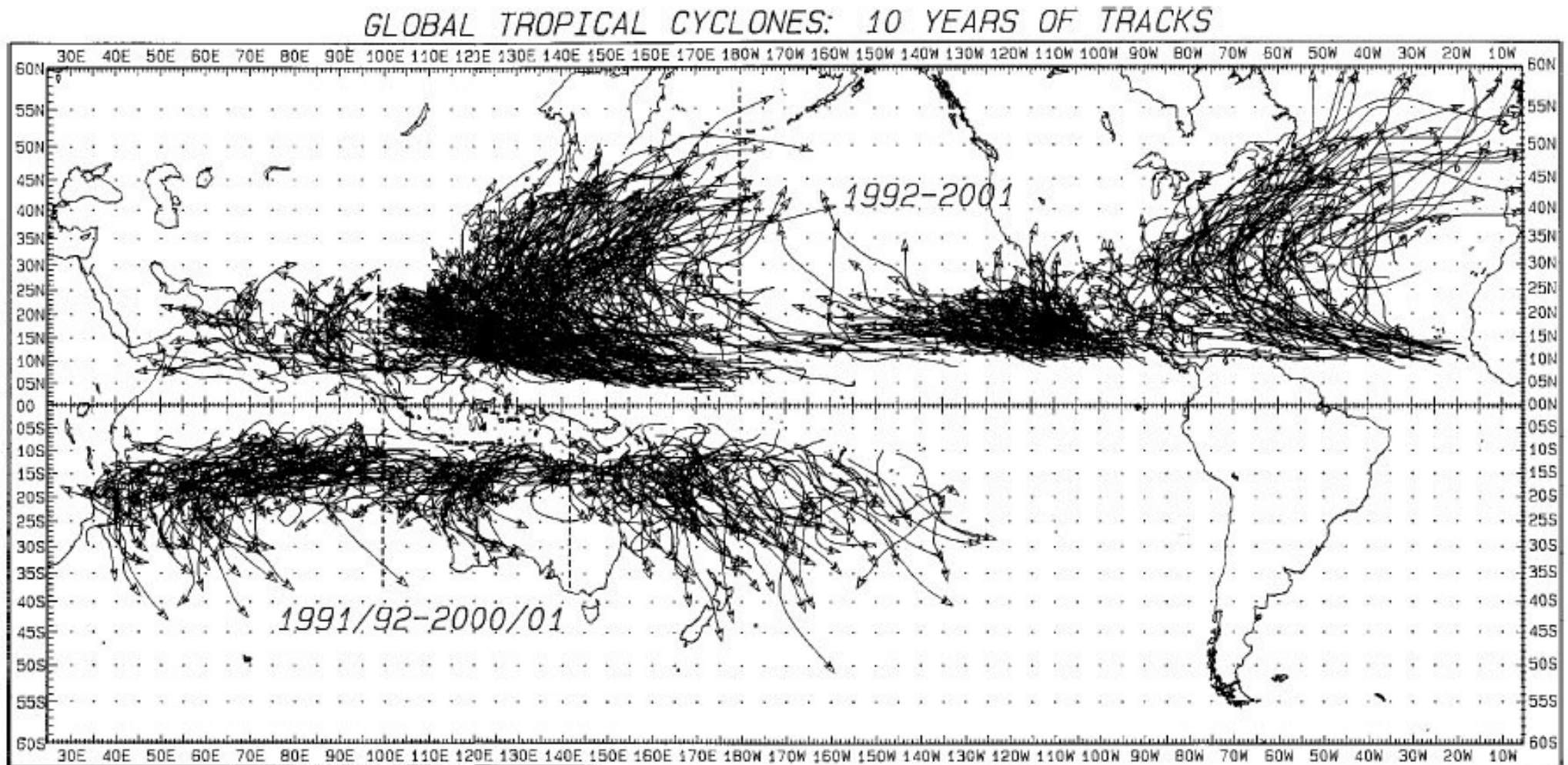
Cyclone tropical



Cyclone tropical



Fréquence des cyclones tropicaux ($v_{\max} > 17 \text{ m/s}$) sur la période 1992-2001)



Organisation d'un cyclone

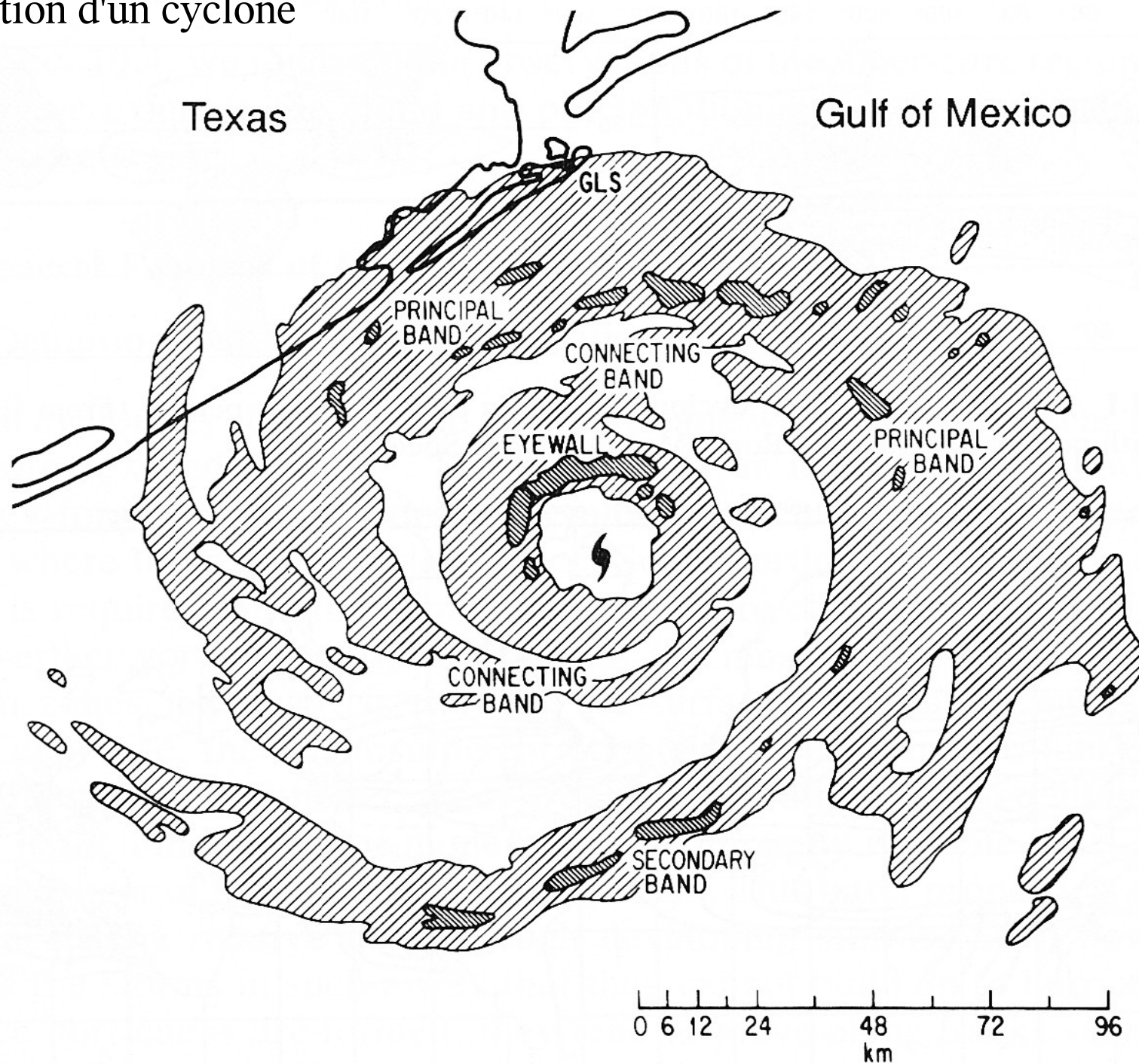
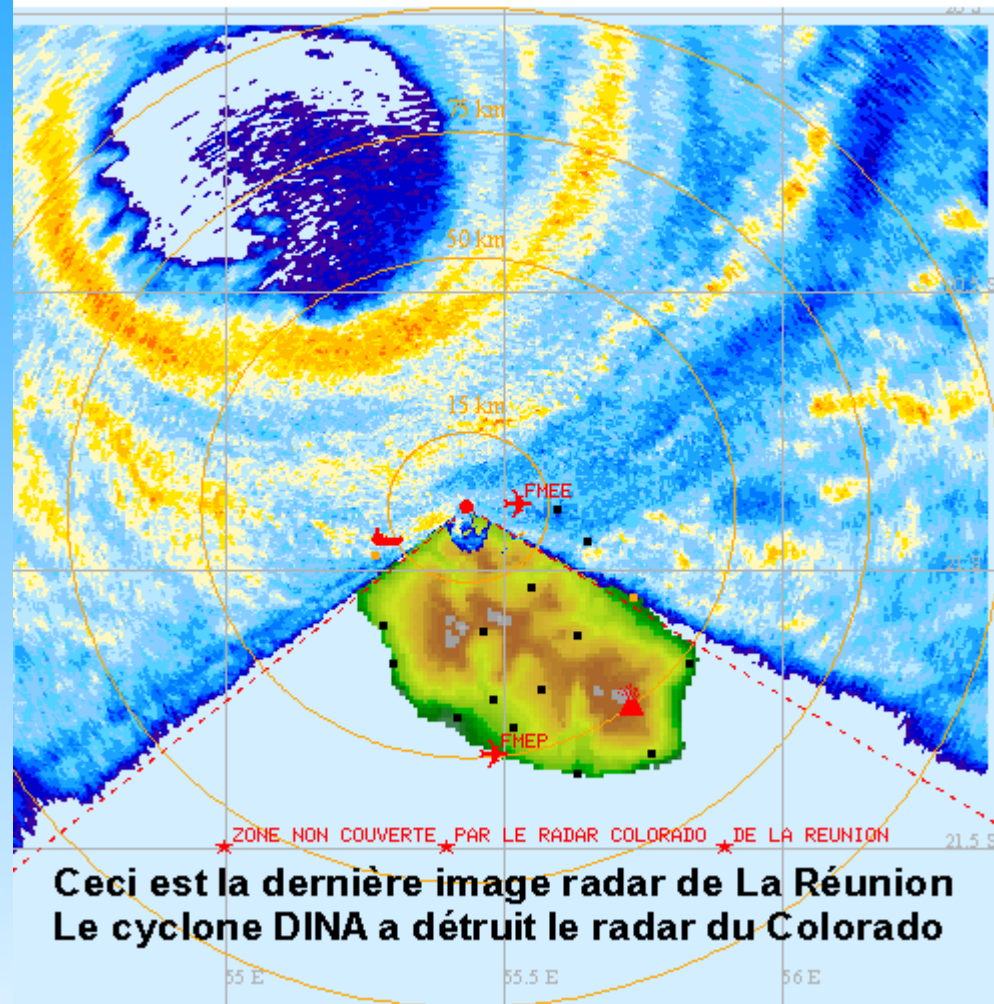
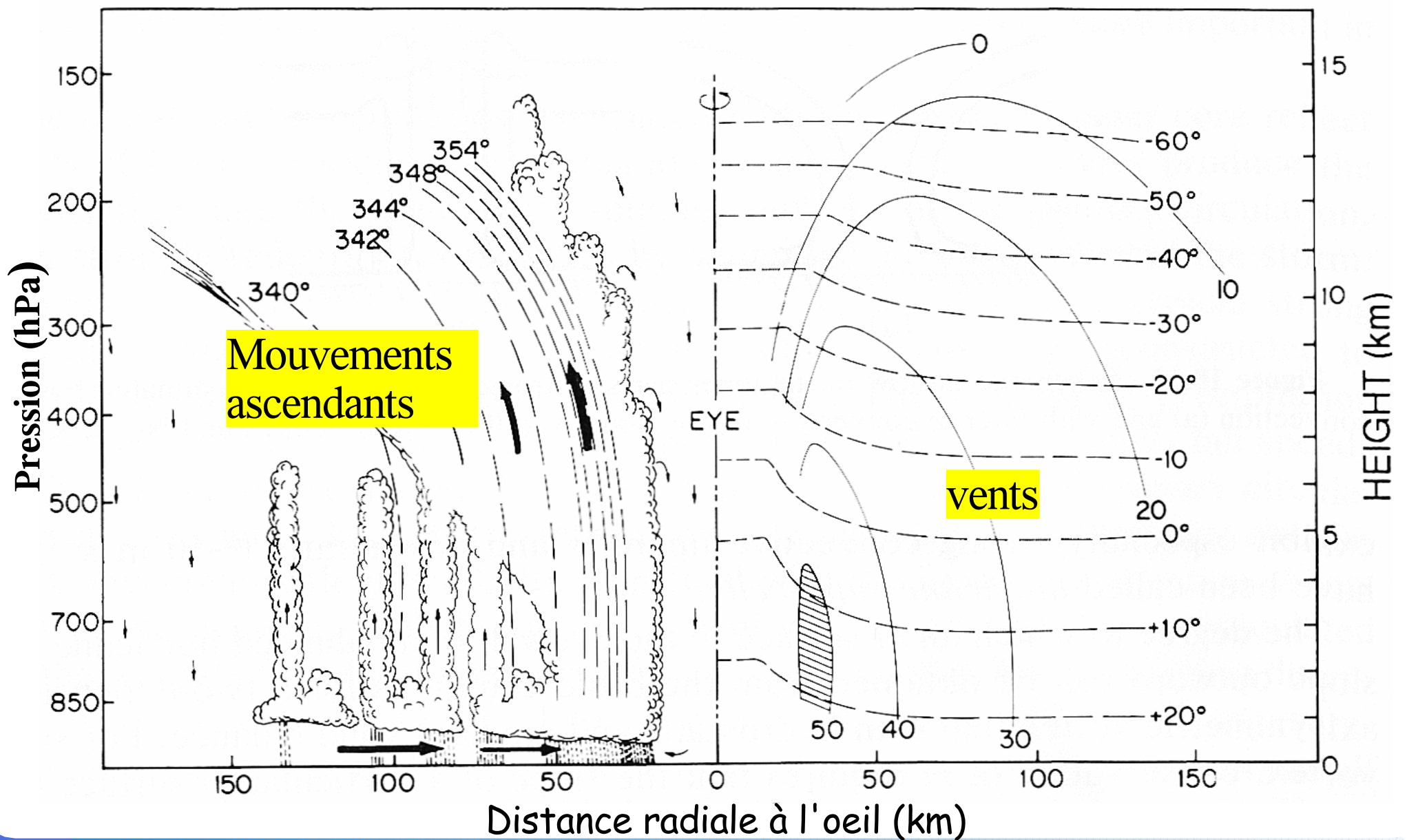


IMAGE DU 22/01/2002 14:51 UTC

METEO-FRANCE - CMRS DE LA REUNION



Mouvements verticaux dans un cyclone tropical



Mur de nuages à l'intérieur de l'oeil du cyclone
(photo prise depuis un avion « chasseur de cyclones »)



Le cyclone comme machine de Carnot

