

Climat et changement climatique: mécanismes et modèles



Jean-Yves Grandpeix, d'après Jean-Louis Dufresne

CNRS / IPSL / LMD

jyg@lmd.jussieu.fr

Cette présentation : http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg/m2sge_2014_jyg.pdf

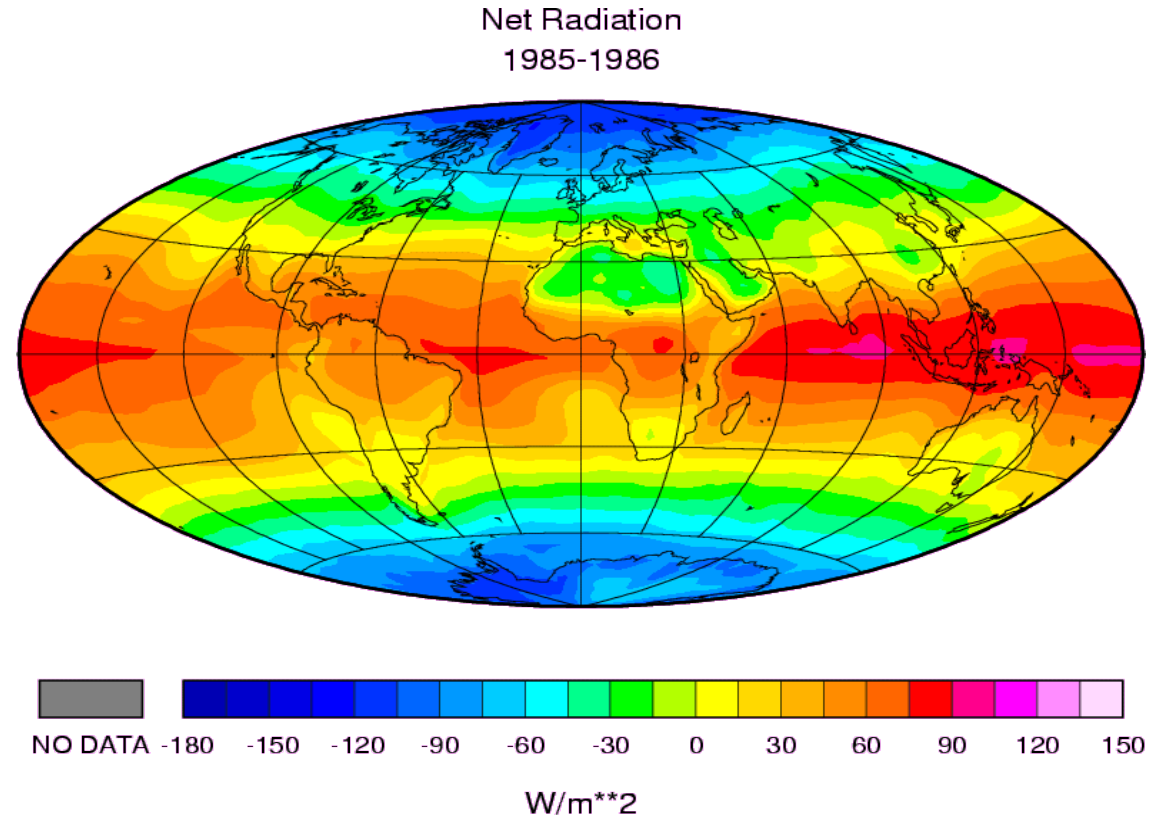
Textes de JLD : <http://www.lmd.jussieu.fr/~jldufres>

Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

La Terre est en équilibre radiatif :
ce qui est absorbé est à peu près
égal à ce qui est émis.

Mais la répartition de l'absorption
et de l'émission est très hétérogène :
les divers processus (atmosphériques
et océaniques) de transport, de
stockage et de conversion de l'énergie
en assure la redistribution.



- Océans = 2/3 surface terrestre
- Bande intertropicale : 23S-23N
- Aire de la bande intertropicale = moitié de la surface terrestre.

Ordres de grandeur

Données :

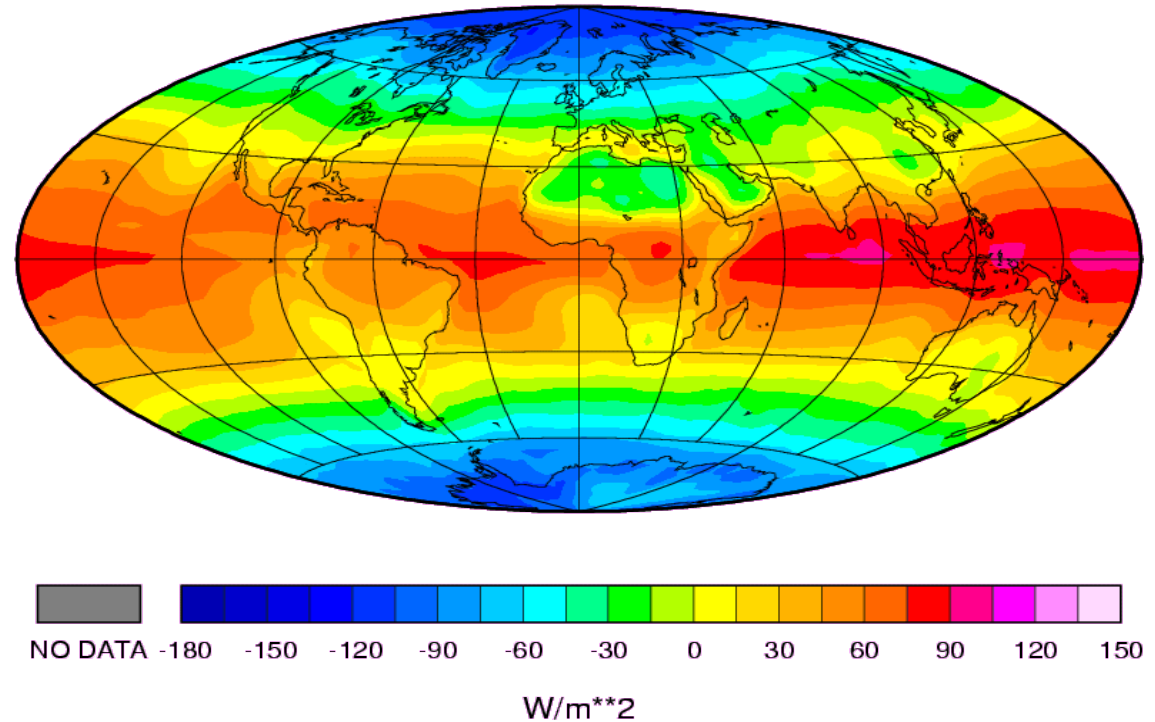
- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de 1 W/m^2 de la puissance absorbée :
 $0.5 \cdot 10^{15} \text{ W} = 0.5 \text{ PW}$ (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO_2 : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO_2 de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; $[\text{CO}_2]$ croît donc d'environ 2 ppmv par an.

Net Radiation
1985-1986



- Océans = 2/3 surface terrestre
- Bande intertropicale : 23S-23N
- Aire de la bande intertropicale = moitié de la surface terrestre.

Ordres de grandeur

Données :

- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400$ km
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5$ Pa
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10$ m s⁻²

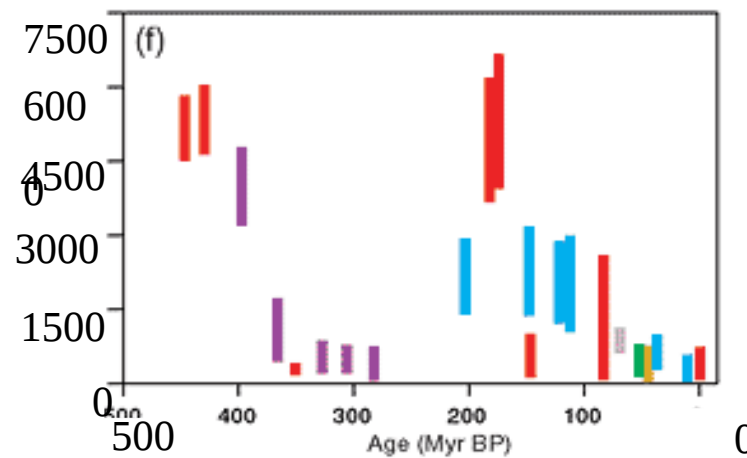
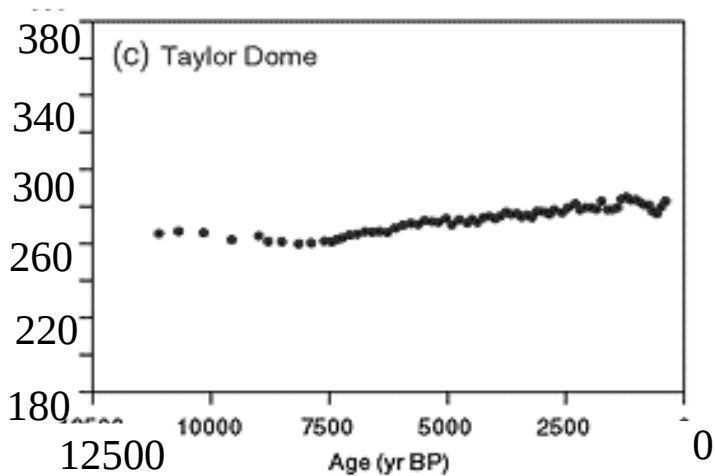
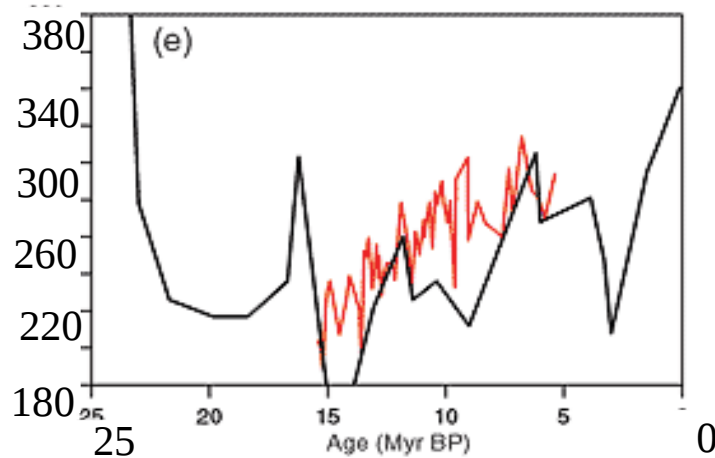
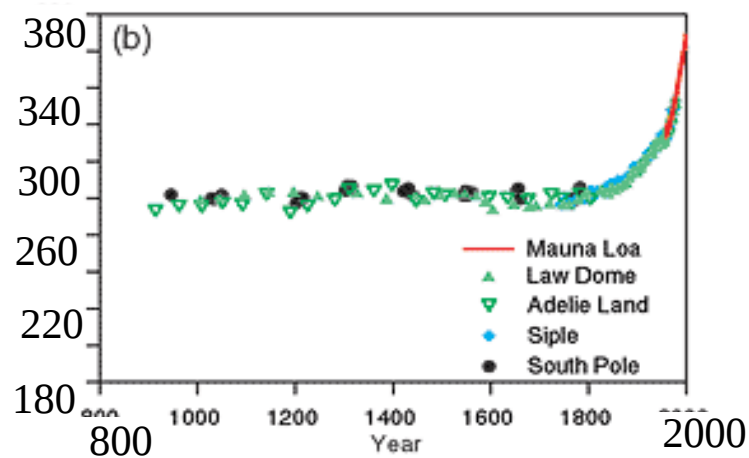
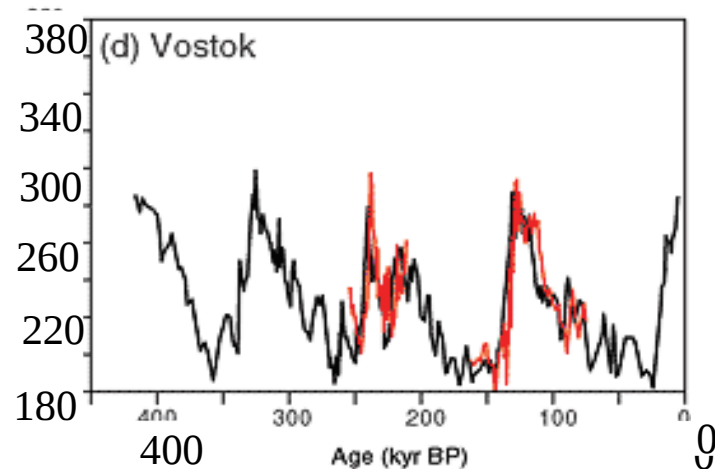
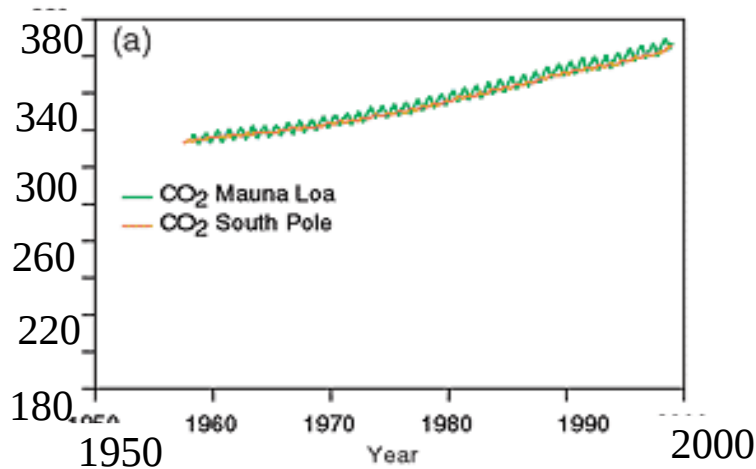
Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6$ km²
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de 1W/m^2 de la puissance absorbée :
 $0.5 \cdot 10^{15}$ W = 0.5 PW (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18}$ kg = $5.1 \cdot 10^6$ Gt (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO₂ : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO₂ de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; [CO₂] croît donc d'environ 2 ppmv par an.

C'est là que les activités humaines deviennent commensurables avec l'évolution planétaire.

Variations in atmospheric CO₂ concentrations on different time-scales (ppm)



(Source:
Third IPCC Report
- 2001)

Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**

- **Échanges radiatifs et effet de serre**

- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**

- transport d'énergie
- circulation de Hadley-Walker
- circulation des moyennes latitudes

- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**

- **Modélisation du climat**

- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

Quelques dates et personnages importants

Découverte du rayonnement infrarouge

William Herschel (1738-1822) : Experiments on the Solar, and on the Terrestrial Rays that Occasion Heat (1800)

Terre = équilibre entre chauffage solaire et refroidissement radiatif "obscur"

Joseph Fourier (1768-1830) : Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire (1824)

Atmosphère = vitre protectrice

Détermination de la "constante solaire"

Claude Pouillet (1790-1868) : Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace (1838)

Principaux gaz à effet de serre = vapeur d'eau et dioxyde de carbone

John Tyndall (1820-1893) : Heat as a Mode of Motion (1863); On Radiation (1865)

Spectre d'absorption de l'atmosphère terrestre dans IR jusqu'à 15 microns (sans la bande à 15 microns du CO₂).

Samuel Langley (1834-1906) : Observation on invisible heat-spectra and the recognition of hitherto unmeasured wave-lengths, made at the Allegheny observatory (1886)

doublage de [CO₂] ==> accroissement de la température de surface de la Terre de 5 K

Svante Arrhenius (1859-1927) : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground (1896)

mise en évidence de l'accroissement de [CO₂]

David Keeling (1928-2005) : Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii (Keeling et al., 1976)

Physique du climat

19^e - début 20^e siècle:

J. Fourier:

- A donné un cadre pour l'analyse des phénomènes physiques régissant la température moyenne de surface des planètes
- A identifié le rôle fondamental du Soleil et de l'effet de serre

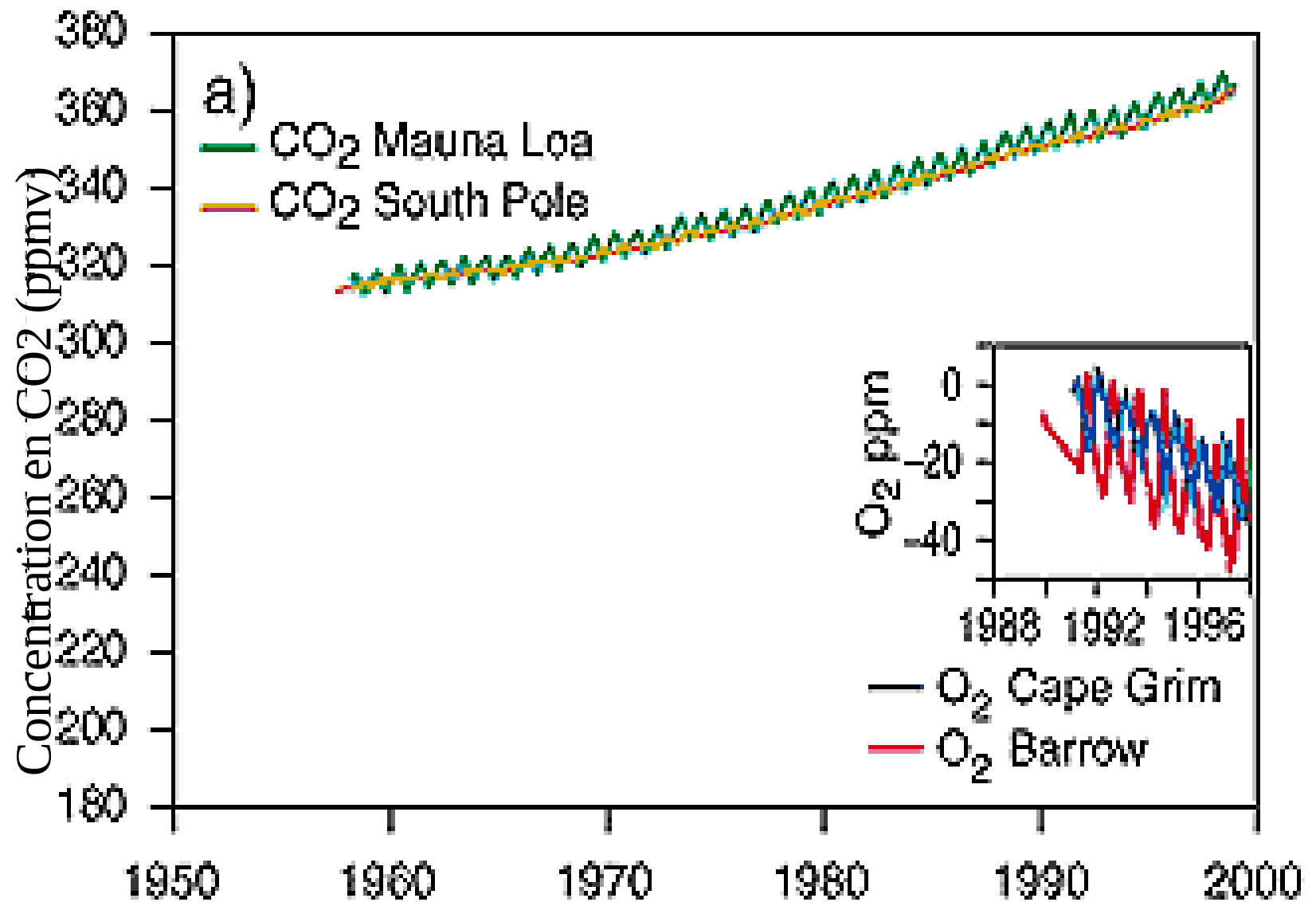
S. Arrhenius:

- Premier calcul de la température moyenne de la Terre
- Hypothèse de variations passées et éventuellement future de la concentration atmosphérique de CO₂
- Calcul de la variation de température due à une variation de CO₂
 - **Critique:** la variation de CO₂ ne change pas l'absorption du rayonnement infrarouge par l'atmosphère

A partir des années 1960:

- Rayonnement infra-rouge mieux connu
- On observe un accroissement de la concentration de CO₂
- Premier calcul « moderne » de l'accroissement de température en réponse à un accroissement de CO₂
- Développement des modèles de climat
- Documentation des variations passées du climat, des paléoclimats

Les perturbations anthropiques: une observation récente



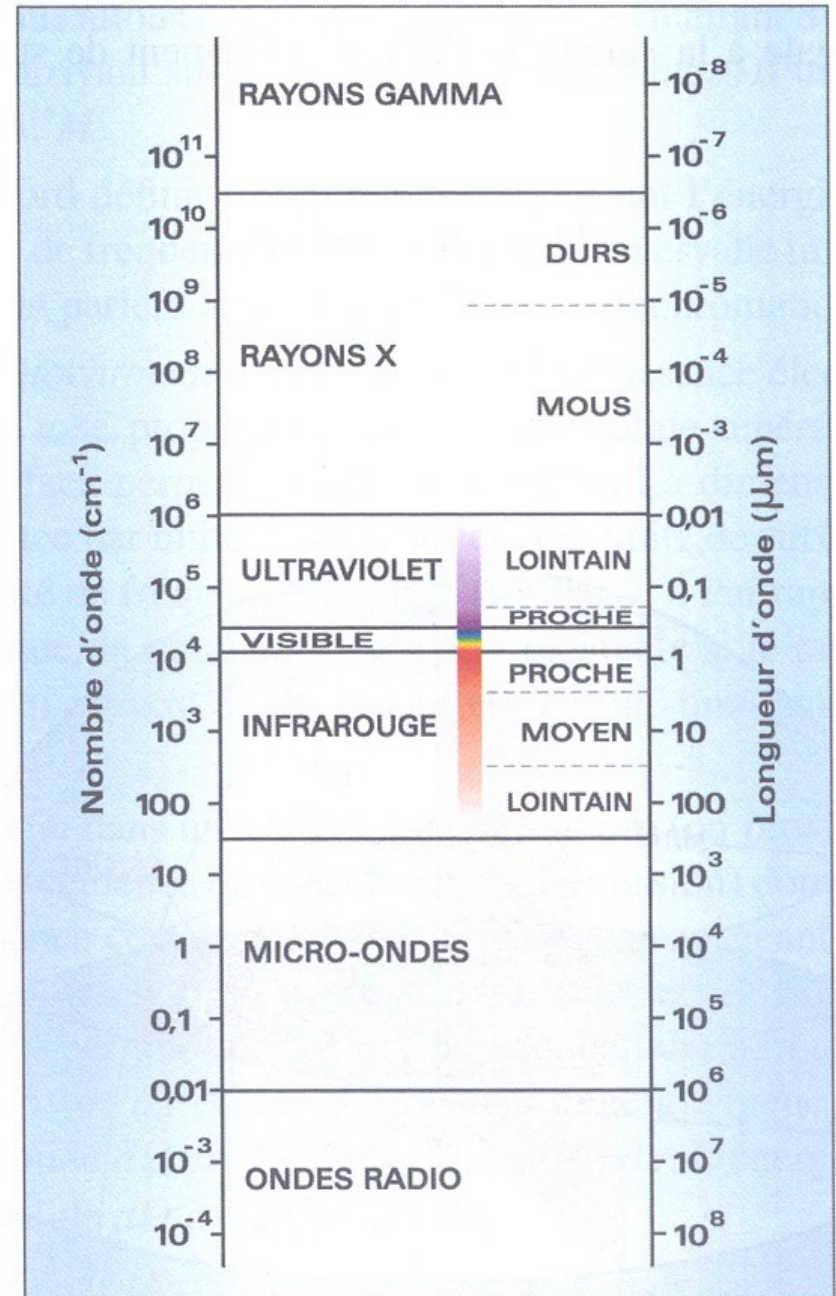
Année

Source: GIEC 2001

Rayonnement électromagnétique

Rayonnement électromagnétique:

- Transporte de l'énergie dans le vide et dans les matériaux
- Caractérisé par un **flux d'énergie** transportée (on parle aussi d'**intensité** du rayonnement) et par une **longueur d'onde** (ou un spectre de longueur d'onde)
- Description quantique: flux de photons, l'énergie de chaque photon dépendant de la longueur d'onde



Rayonnement émis et absorbé

Tout corps perd de l'énergie en émettant un rayonnement dont l'intensité et le spectre dépendent de la température absolue T .

- Intensité du rayonnement:

$$P = \varepsilon \sigma T^4$$

P: puissance (W.m^{-2})

T: température (K)

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)

ε : émissivité du matériaux ($0 \leq \varepsilon \leq 1$).

ex: $T = 300\text{K} (27^\circ\text{C})$, $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 460 \text{ W.m}^{-2}$

$T = 273\text{K} (0^\circ\text{C})$, $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 315 \text{ W.m}^{-2}$

Émissivité = absorptivité, pour chaque longueur d'onde

$\varepsilon = 1$ pour les matériaux parfaitement absorbant

$\varepsilon = 0$ pour les matériaux parfaitement transparent

Émission de rayonnement: transformation d'énergie thermique (chimique, électrique...) en énergie radiative

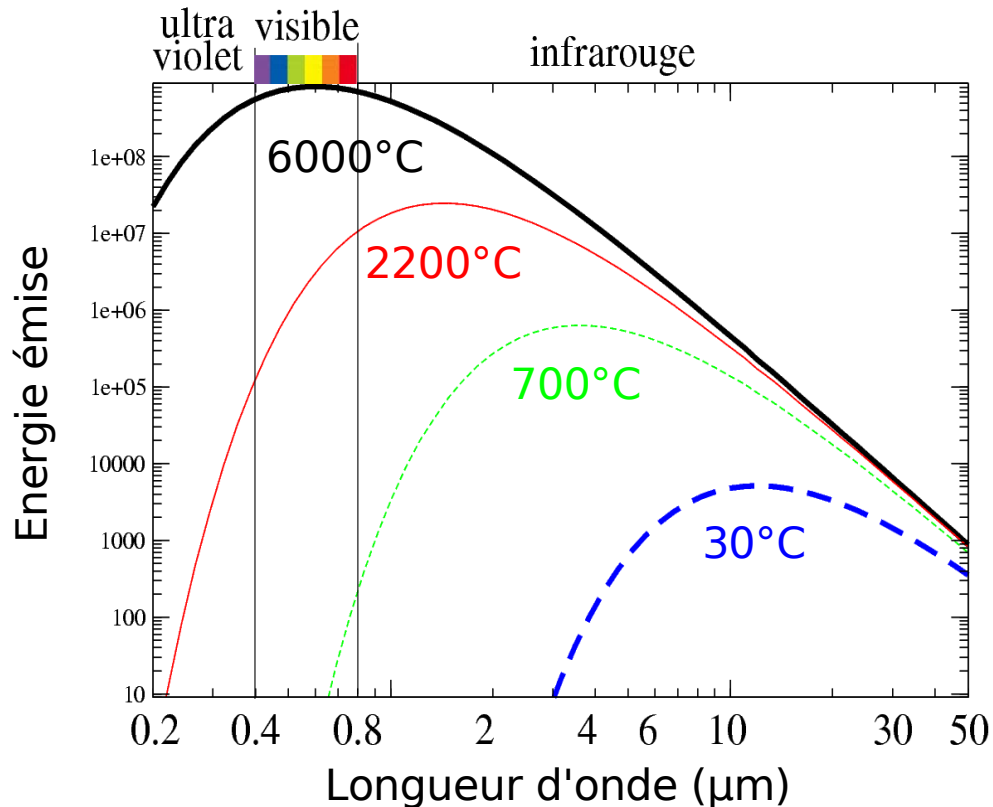
Absorption de rayonnement: transformation d'énergie radiative en énergie thermique (chimique, électrique...). Par ex: plaque noire au soleil.

Spectre d'émission

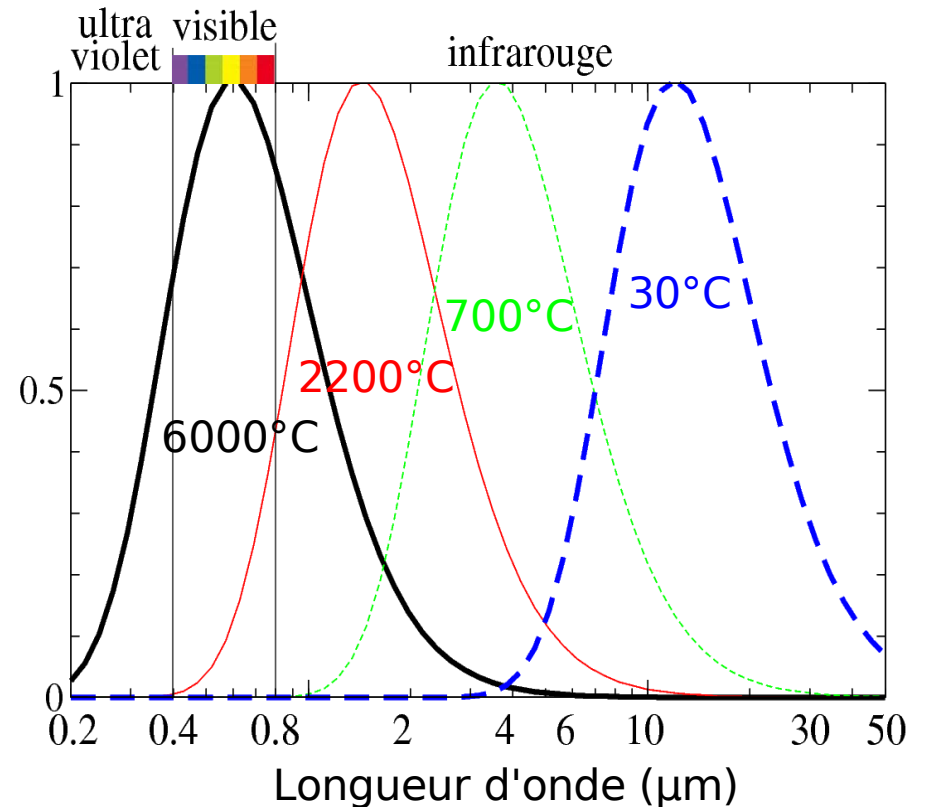
Énergie émise (fonction de Planck) en fonction de la longueur d'onde (ou spectre d'émission), pour différentes températures:

- 6000°C (soleil)
- 2200°C (lampe à filament)
- 700°C (lave de volcan)
- 30°C (temp. ambiante)

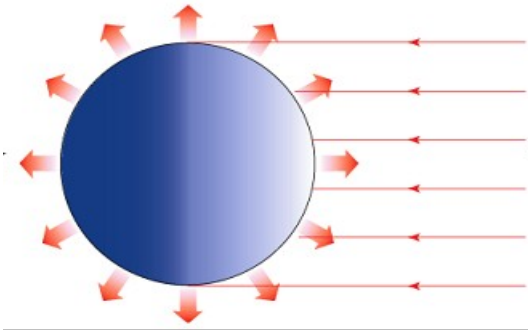
Spectres d'émission



Spectres d'émission normalisés par la valeur maximum



Température d'équilibre de la Terre



Émission de rayonnement infrarouge

$$4 \cdot \pi R^2 \sigma T_e^4$$

Surface de la Terre

Émission du corps noir



Absorption du rayonnement solaire

$$(1-A) \pi R^2 F_0$$



Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère

Section de la Terre

Coefficient d'absorption

Équilibre énergétique:

puissance du rayonnement émis = puissance du rayonnement absorbé

$$4 \pi R^2 \sigma T_e^4 = (1-A) \pi R^2 F_0$$

$$\sigma T_e^4 = \frac{1}{4} (1-A) F_0 \quad \text{Avec } T_e: \text{Température d'équilibre radiatif}$$

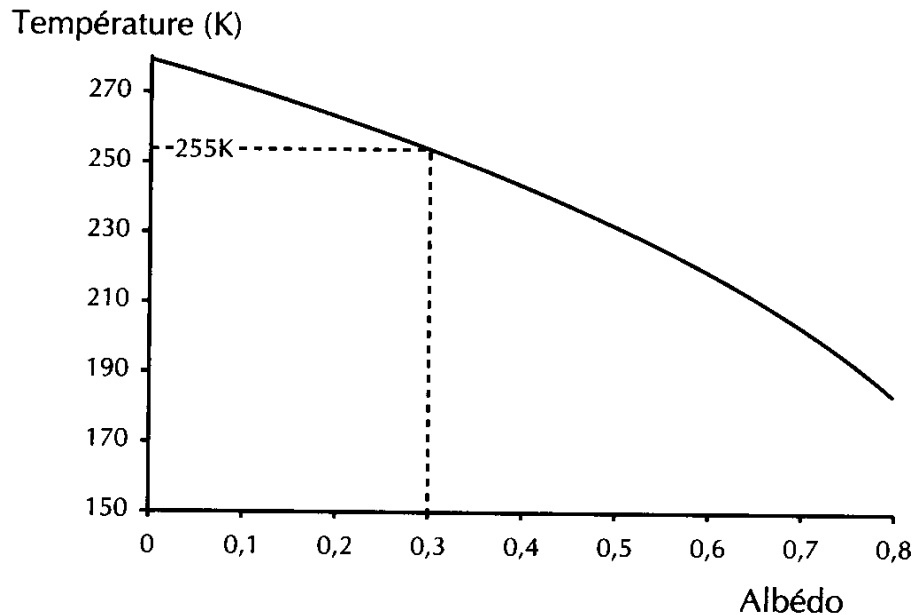
A : albédo planétaire (= 0.3)

F_0 : Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère = 1364 W/m²

σ : constante de Stefan-Boltzmann

Flux solaire absorbé $\approx 0.175 F_0 \approx 1/6$ Flux solaire incident

Température d'équilibre de la Terre (2)



Température d'équilibre radiatif de la Terre pour diverses valeurs de l'albédo.

Albédo (c.-à-d. pourcentage de rayonnement solaire réfléchi) de différents type de surface

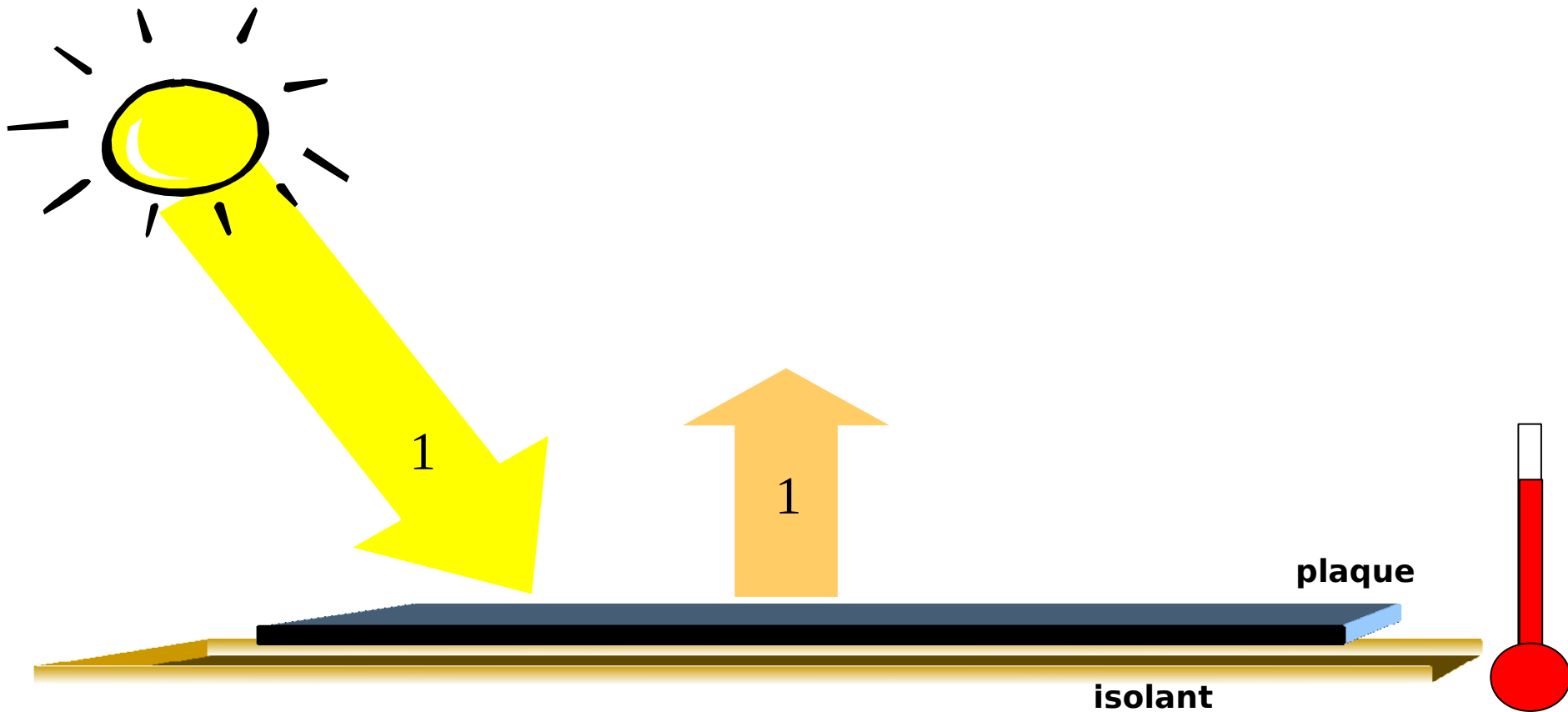
Neige fraîche	75 à 95%
Surface de la mer	2 à 7 %
Sol sombre	5 à 15%
Cultures	15 à 25%

La valeur moyenne actuelle de l'albédo de la Terre est 30%, notamment du fait de la présence de nuages.

La valeur moyenne actuelle du globe est 0,3, ce qui correspond à une température de 255 °K (soit -18°C).

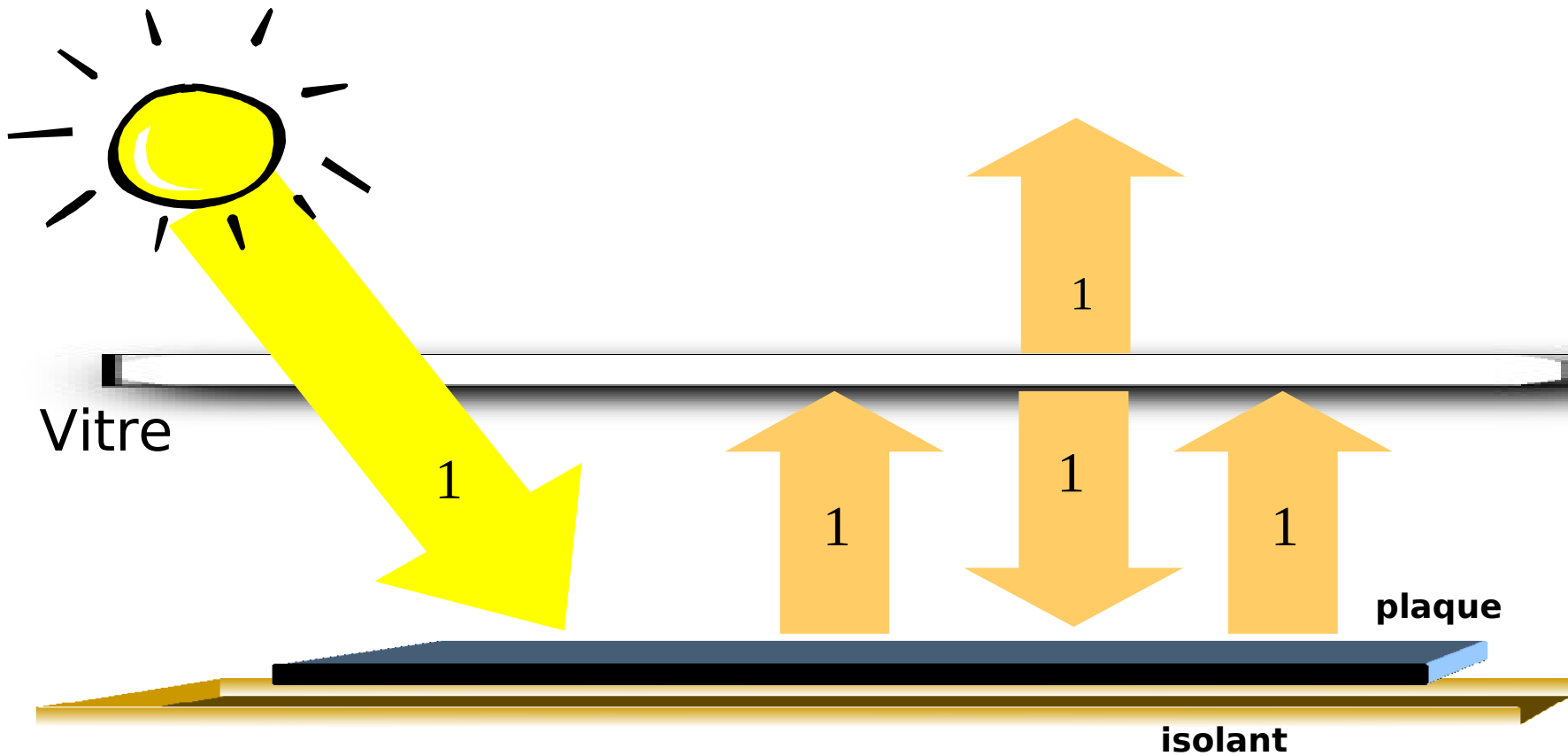
La température de surface plus élevée (environ 15°C) est due à l'effet de serre.

Effet de serre à une vitre idéalisée



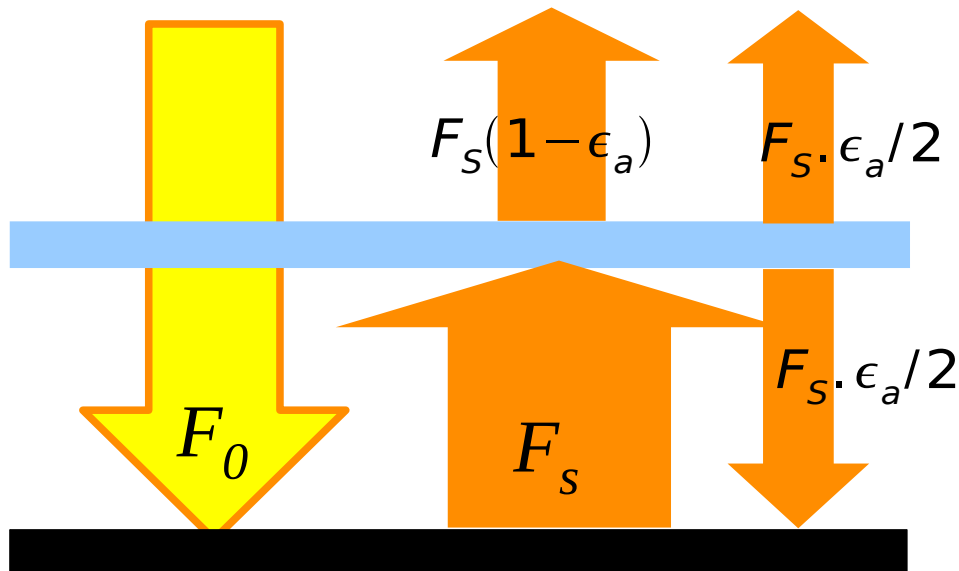
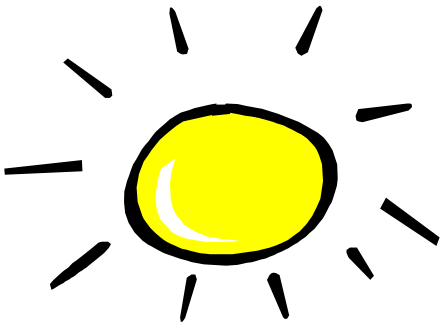
Température d'équilibre d'une plaque au soleil est atteinte lorsqu'elle perd autant d'énergie par émission de rayonnement infrarouge qu'elle en gagne par absorption de rayonnement solaire.

Effet de serre à une vitre idéalisée



On place une vitre, parfaitement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque au rayonnement infra-rouge au dessus de la plaque

Effet de serre à une couche



Couche isotherme (vitre, atmosphère):

- rayonnement solaire: parfaitement transparente

- rayonnement infrarouge: émissivité=absorptivité= ϵ_a

- réflectivité=0

Surface: parfaitement absorbante pour les rayonnements solaire et infra-rouge

$$\sigma T_s^4 = F_s$$

On a alors: $F_s = F_0 + F_s \cdot \epsilon_a / 2$

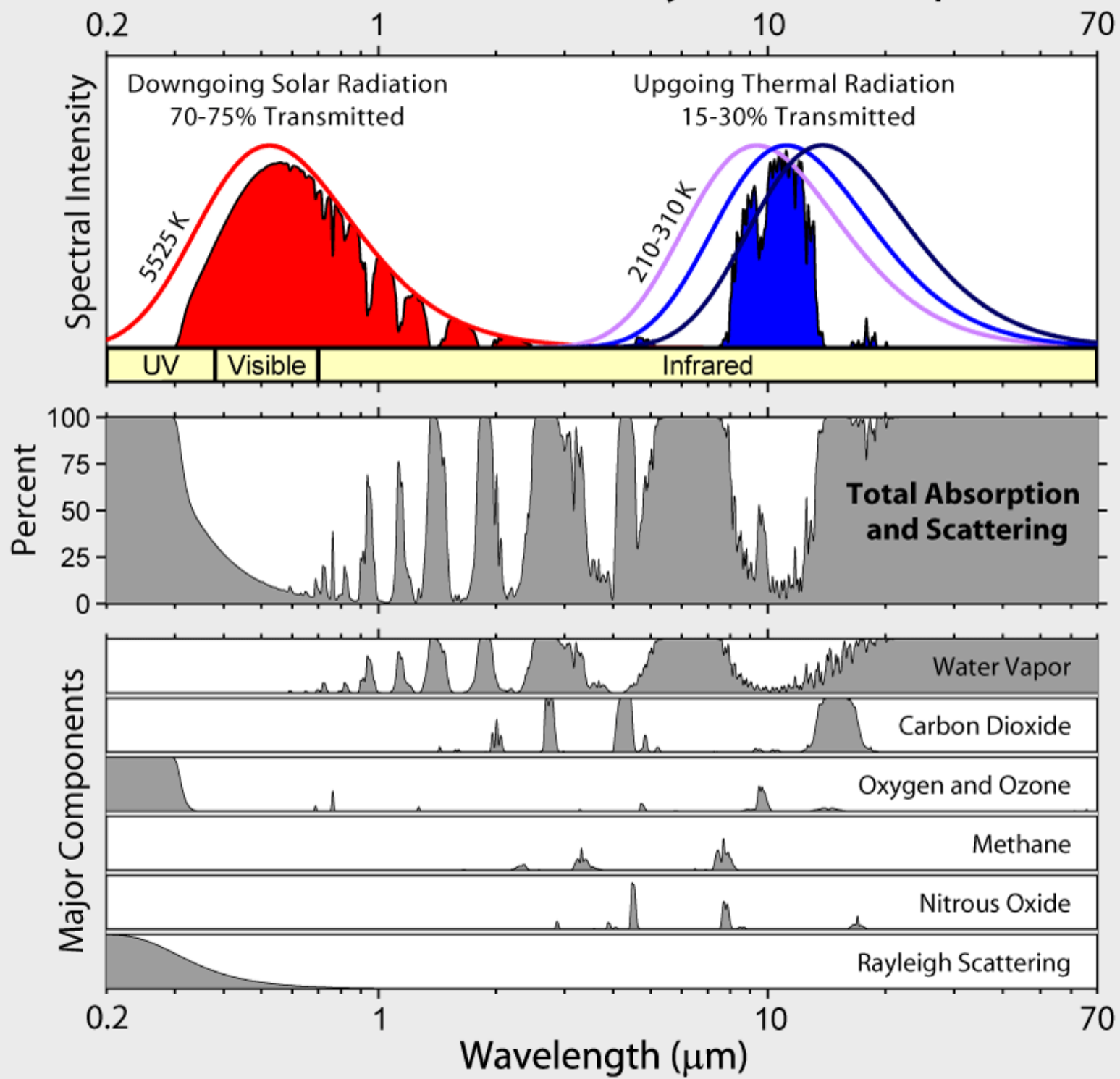
D'où:

$$\sigma T_s^4 = \frac{F_0}{1 - \epsilon_a / 2}$$

➤ Dans un modèle de serre à une couche isotherme (utilisé par S. Arrhenius), la température de surface dépend directement de l'émissivité de la couche.

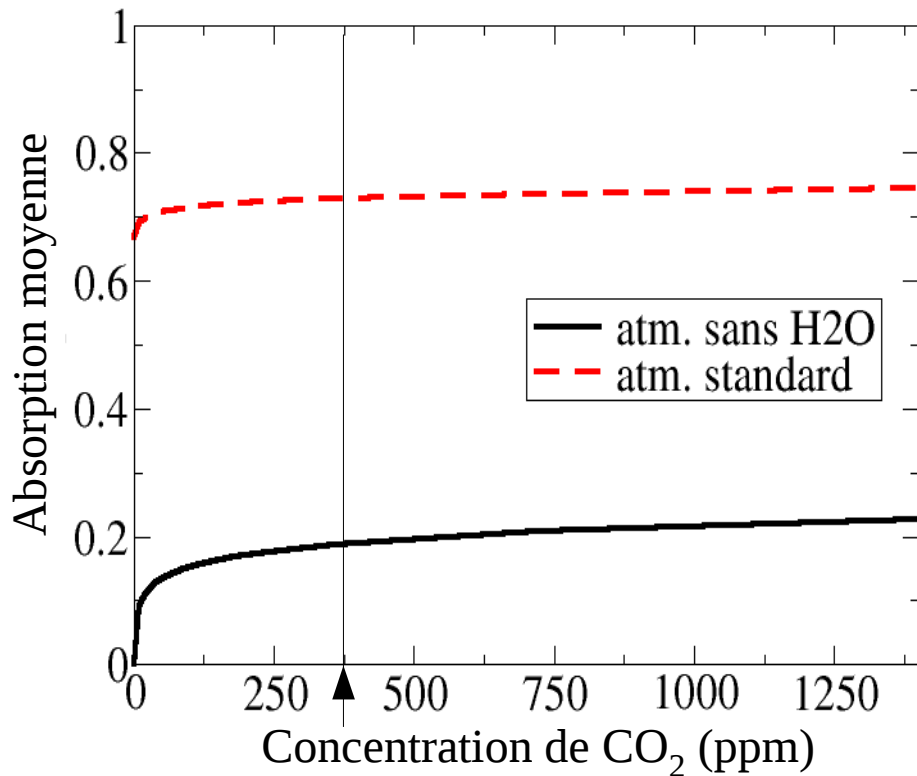
➤ Nous allons montrer que ce modèle n'est pas adapté aux milieux très absorbants, lorsque l'absorption est « saturée »

Radiation Transmitted by the Atmosphere

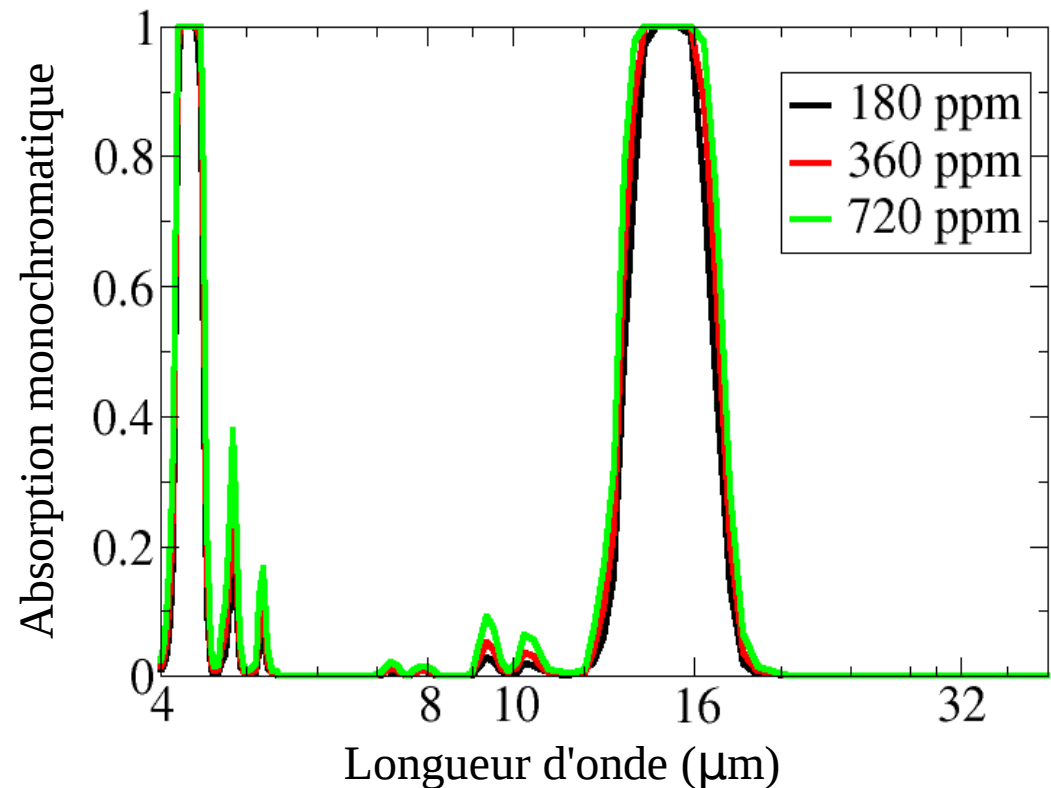


Effet de « saturation »

Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction de $[\text{CO}_2]$, pour différentes valeurs de $[\text{H}_2\text{O}]$

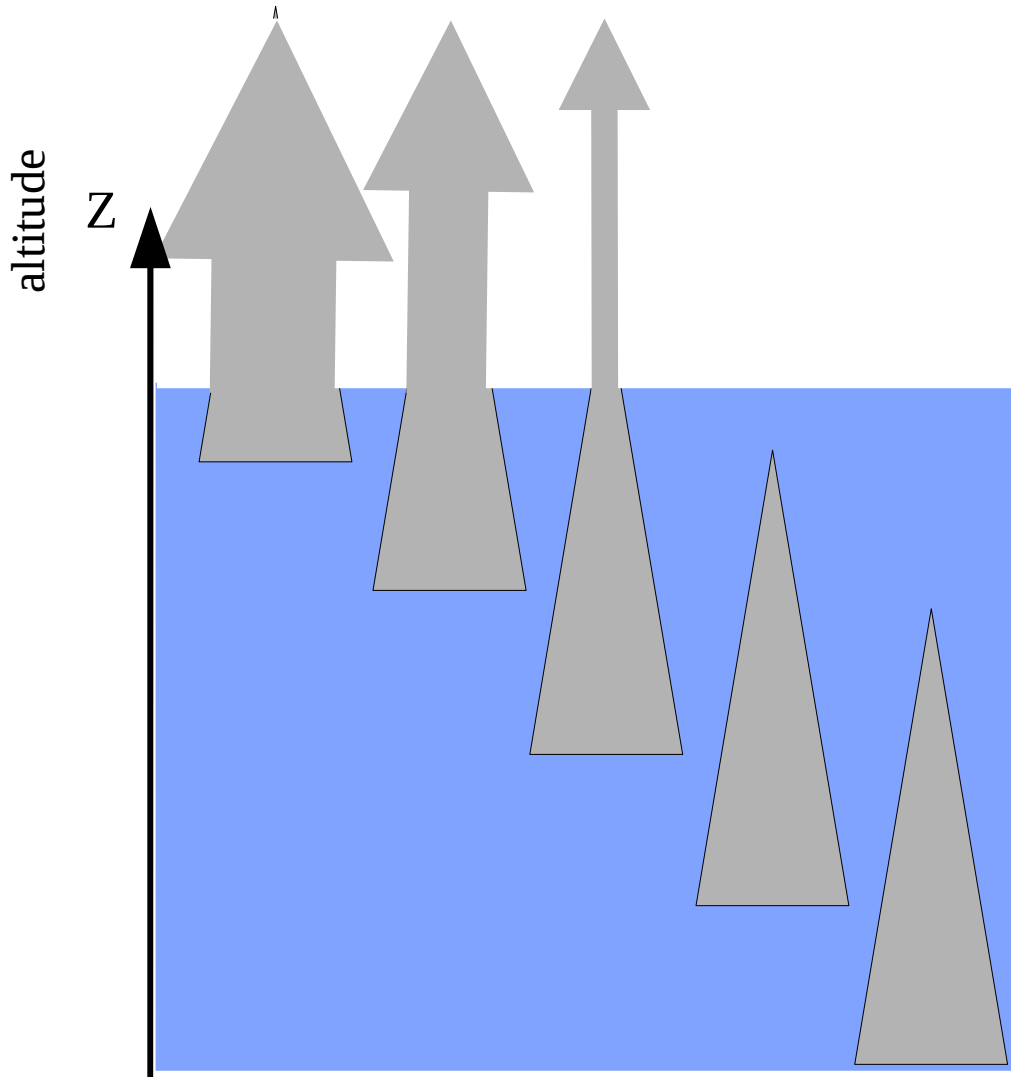


Absorption monochromatique de l'atmosphère due au seul CO₂, en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO₂



**==> Absorptivité moyenne peu sensible à $[\text{CO}_2]$
(variation de 0.004 pour un doublement de $[\text{CO}_2]$)**

Altitude d'émission



Densité du flux radiatif échangé entre un volume de gaz à l'altitude z et l'espace:

$$\frac{\partial \Psi_v(z)}{\partial m} = \underbrace{\kappa_v B_v(T)}_{\text{flux émis}} \underbrace{\exp(-\kappa_v \cdot M(z))}_{\text{transmissivité}}$$

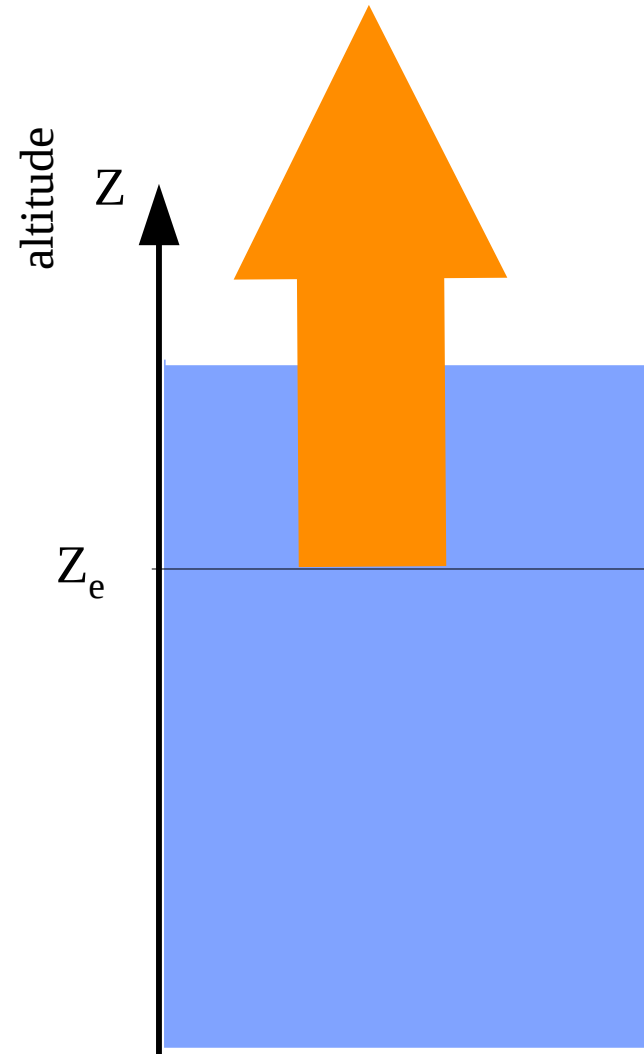
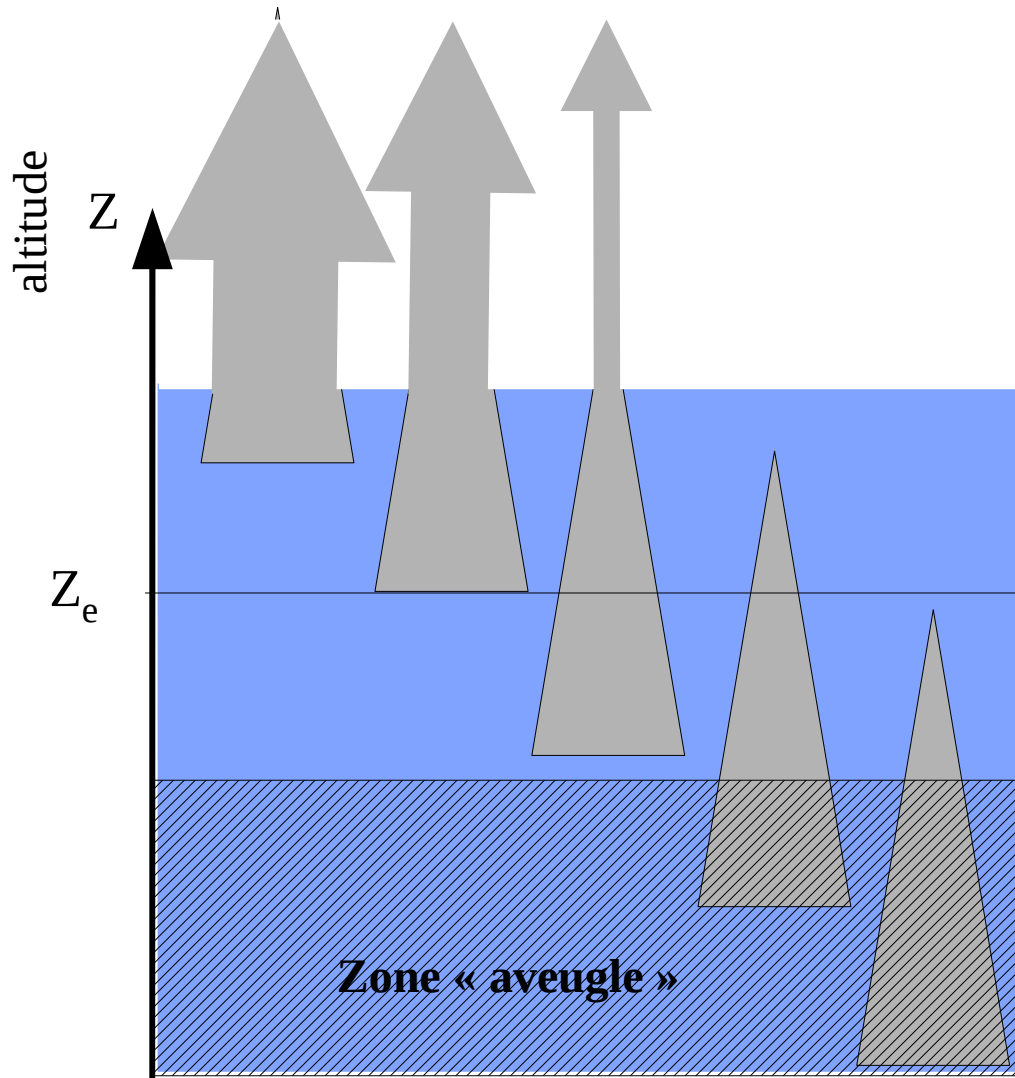
avec:

$M(z)$: masse d'atmosphère entre z et l'espace (en kg/m^2)

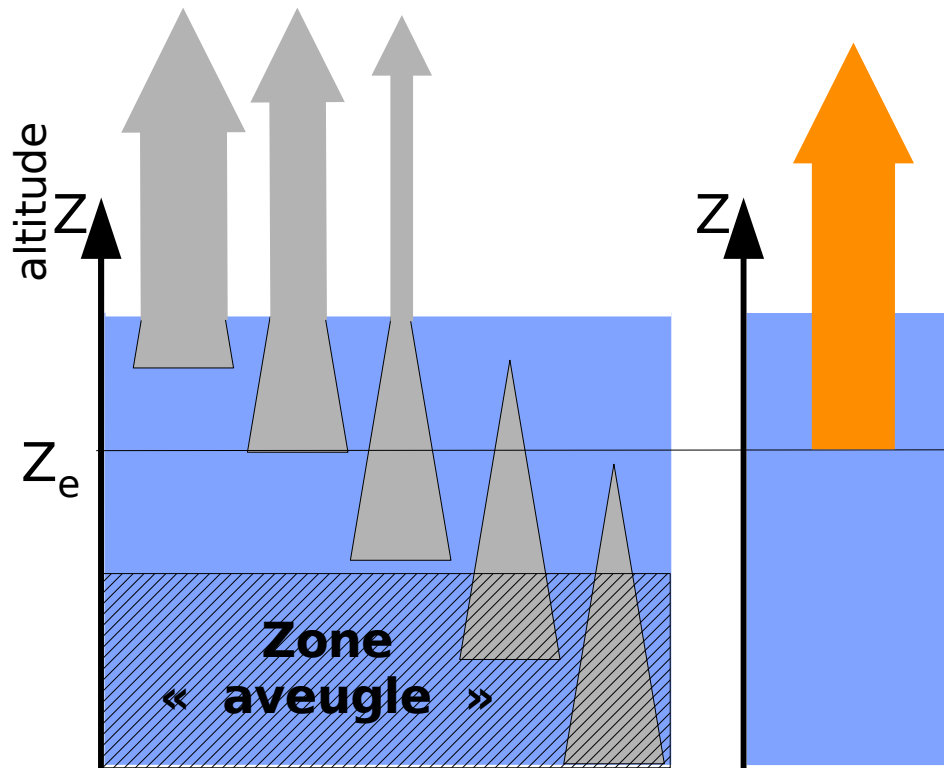
κ_v : coefficient d'absorption par unité de masse (en m^2/kg)

$B_v(T)$: fonction de Planck (en W/m^2)

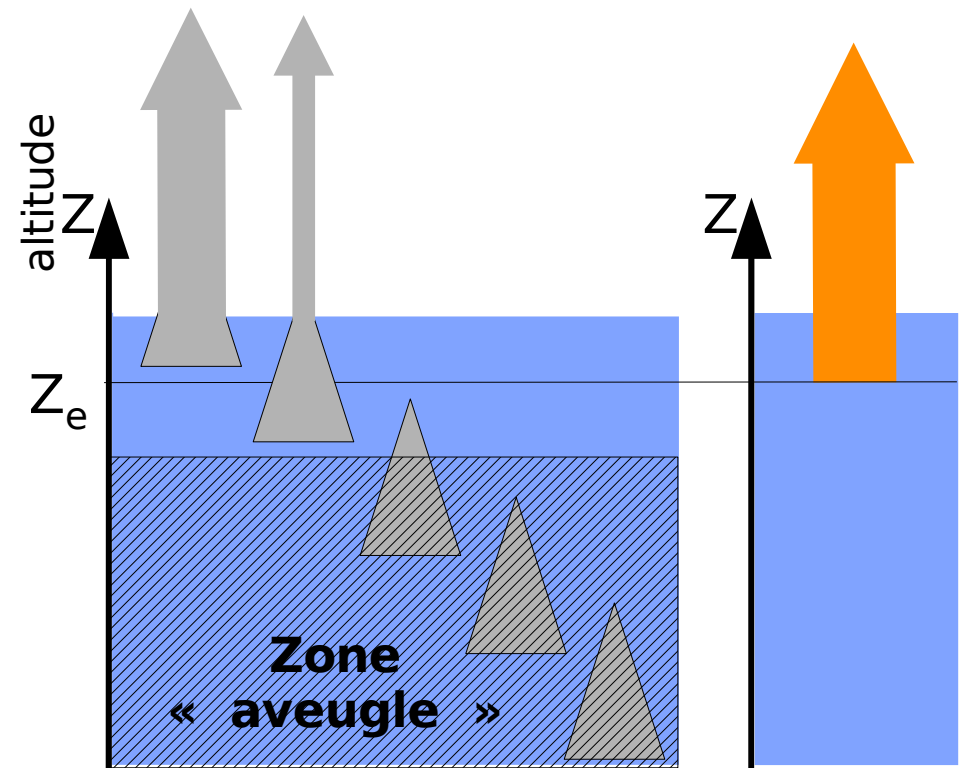
Altitude d'émission



Altitude d'émission



Configuration de référence



Doublement de la quantité d'absorbant

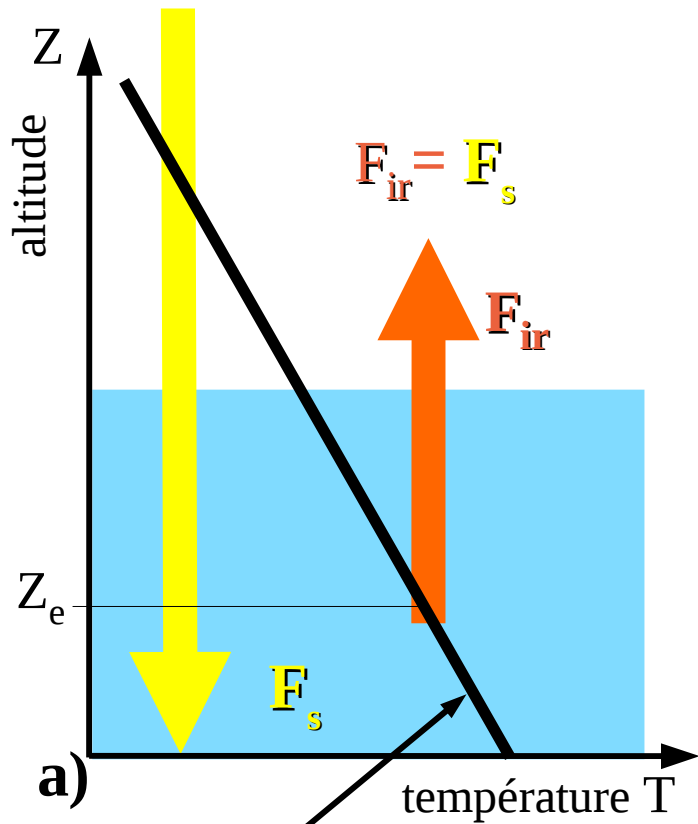
Accroissement quantité d'absorbant ==>

- absorption du rayonnement de la surface invariable (toujours environ 100%)**
- l'altitude d'émission augmente**

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}

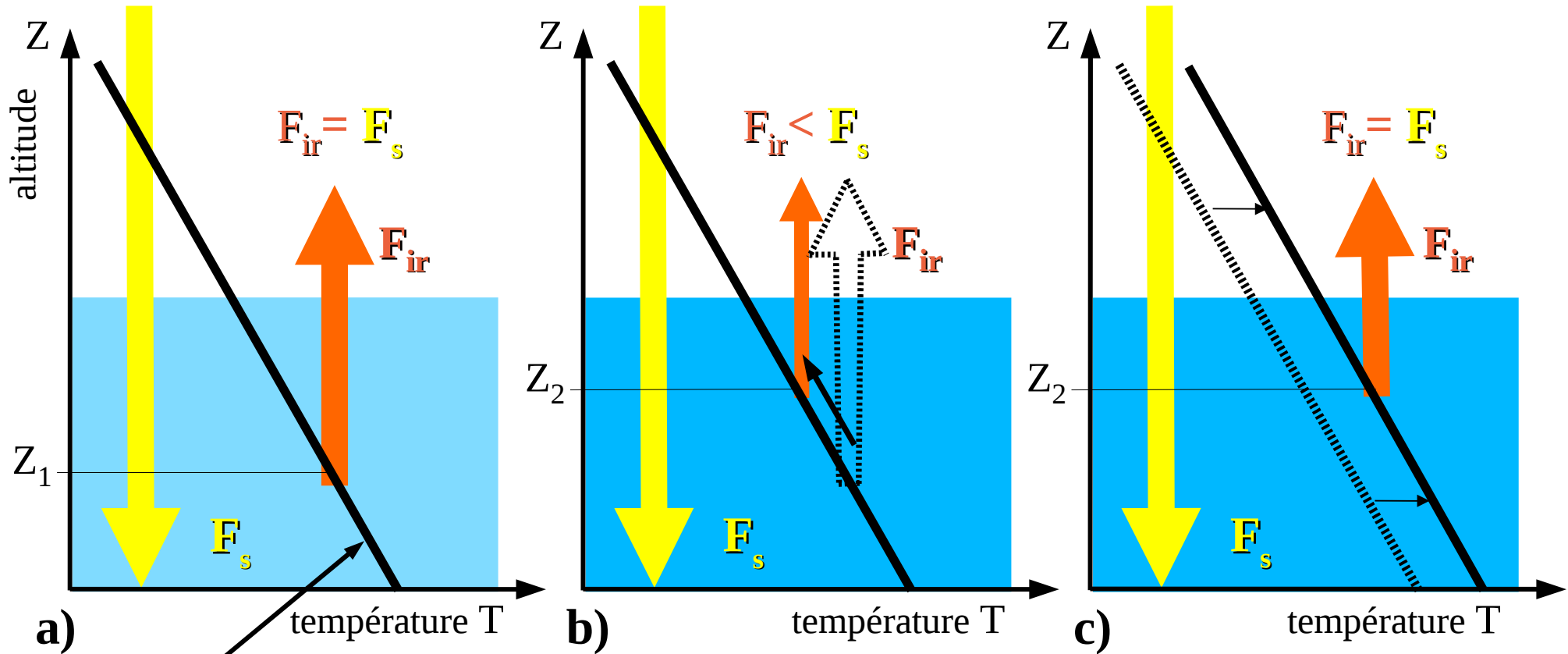


Z_e : altitude d'émission vers l'espace

dT/dz fixé
par convection

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

F_s Rayonnement solaire net



dT/dz fixé
par convection

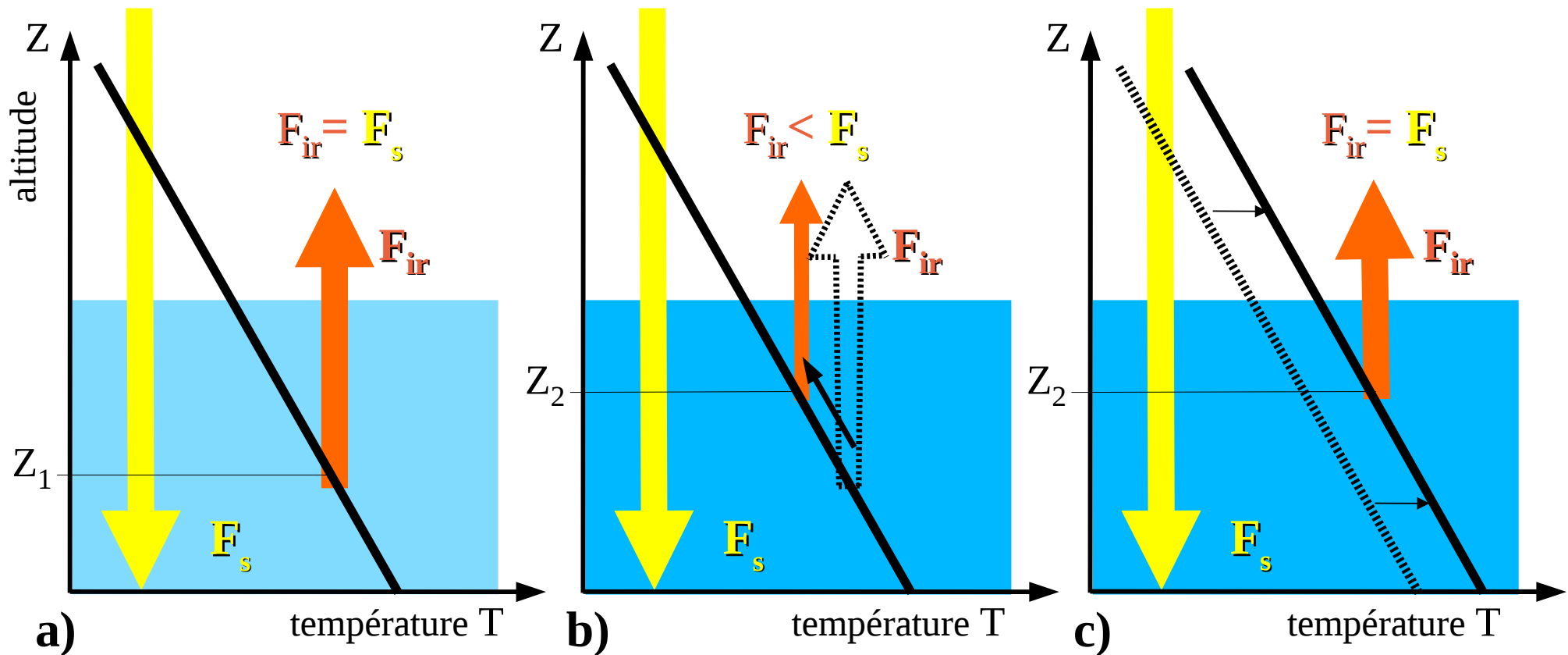
GES (CO_2) augmente, Z_e
augmente, T_e diminue:
Rayonnement sortant plus
faible.

$T(z)$ augmente:
Retour à l'équilibre

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}



➔ Pour une atmosphère stratifiée, il faut considérer les **flux au sommet de l'atmosphère**, et non les flux en surface (premiers calculs fin des années 1960)

Définition du forçage radiatif dû à un gaz

Le forçage radiatif F dû à un gaz est (l'opposé de) la variation du flux infrarouge sortant pour une variation de concentration de ce gaz, toutes les autres variables étant maintenues fixes (températures, autres concentrations). Par exemple, pour le CO_2 :

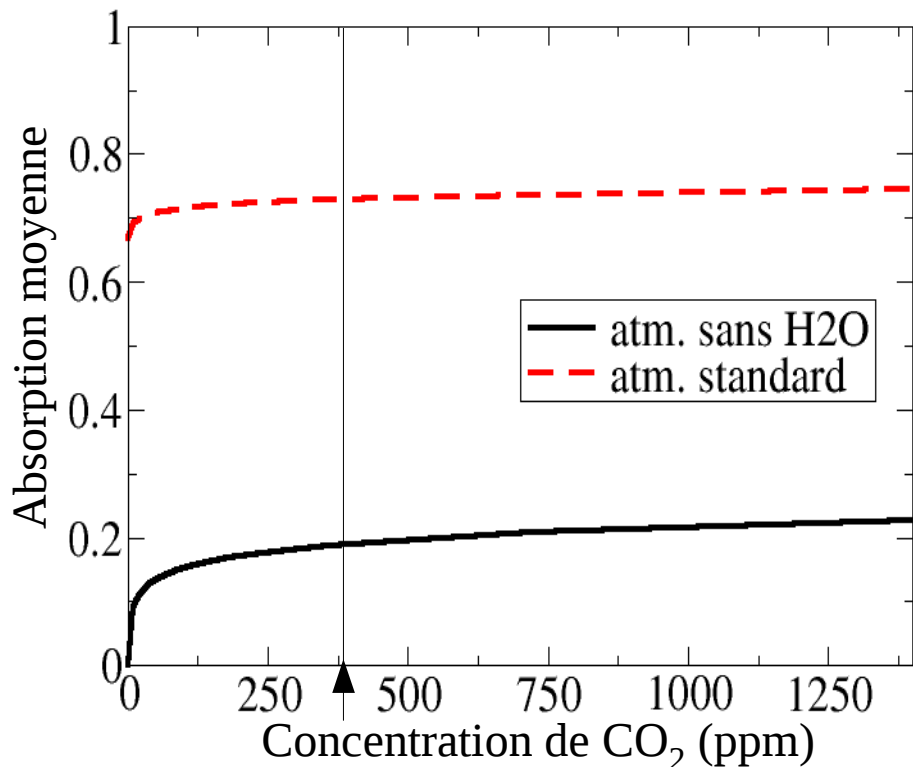
$$F = F_{ir}([\text{CO}_2]_{ref}) - F_{ir}([\text{CO}_2]) \quad \text{à } T(z) \text{ et } q(z) \text{ fixées}$$

L'équilibre radiatif pour la concentration de référence entraîne :

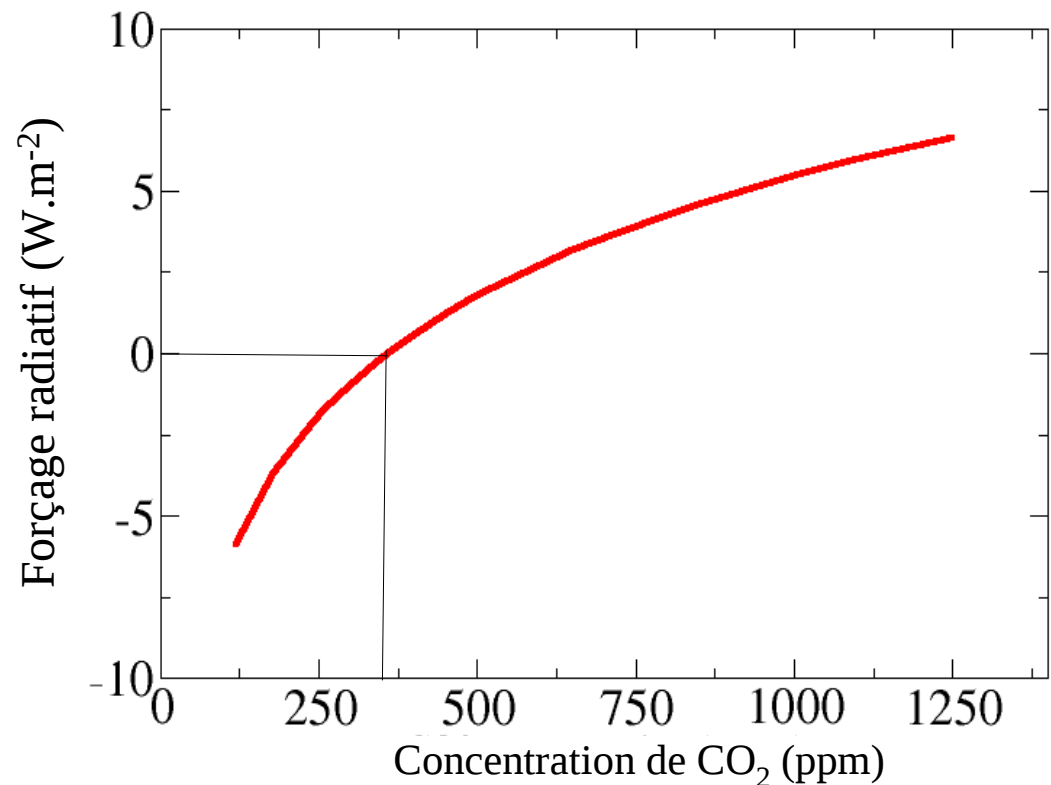
$$\frac{d(\text{En. tot.})}{dt} = F$$

L'absorption du rayonnement infrarouge par le CO₂

Absorption de l'atmosphère moyennée sur le domaine infra-rouge en fonction de [CO₂], pour différentes valeurs de [H₂O]

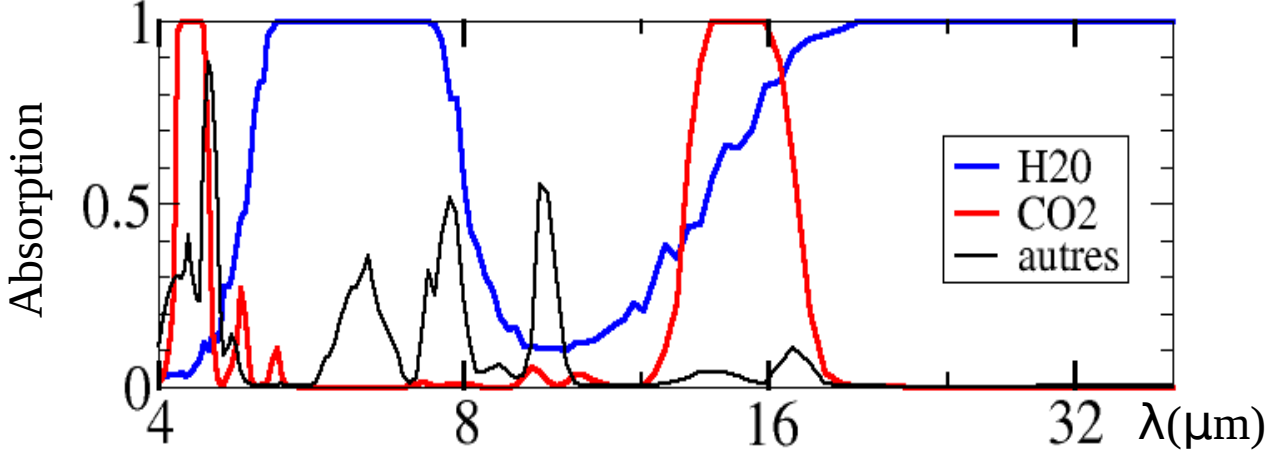
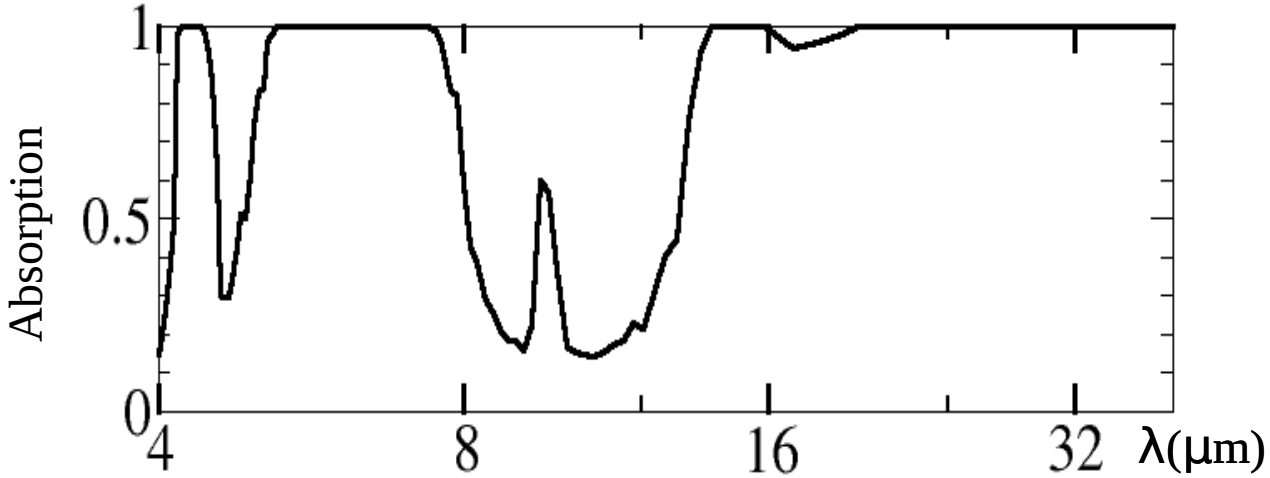
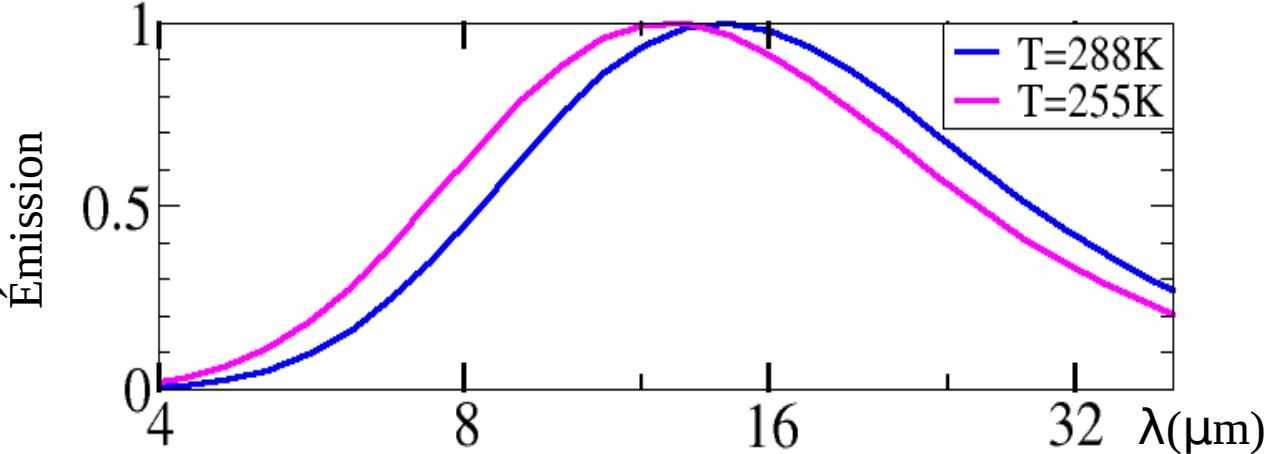


Variation de l'effet de serre pour une atmosphère "standard", en fonction de la concentration de CO₂

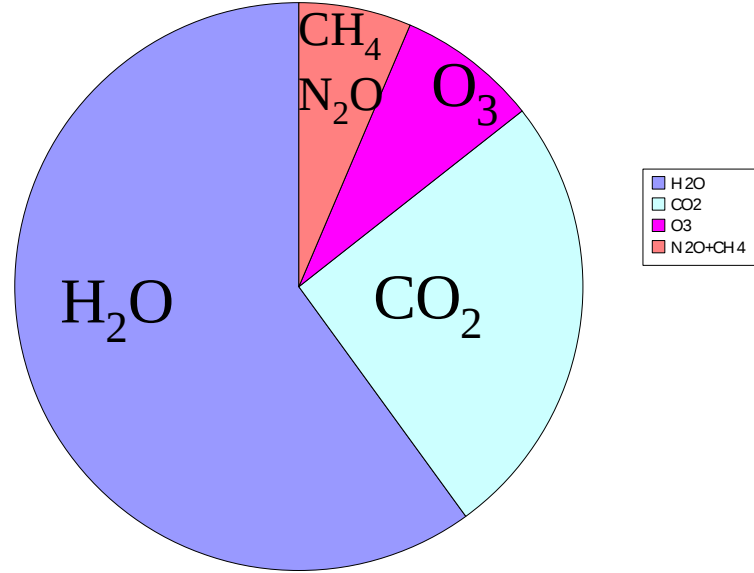


Même si l'absorption moyenne de l'atmosphère n'augmente pas lorsque le CO₂ augmente, l'effet de serre augmente car l'atmosphère est stratifiée en température

L'effet de serre sur Terre



Contribution à l'effet de serre

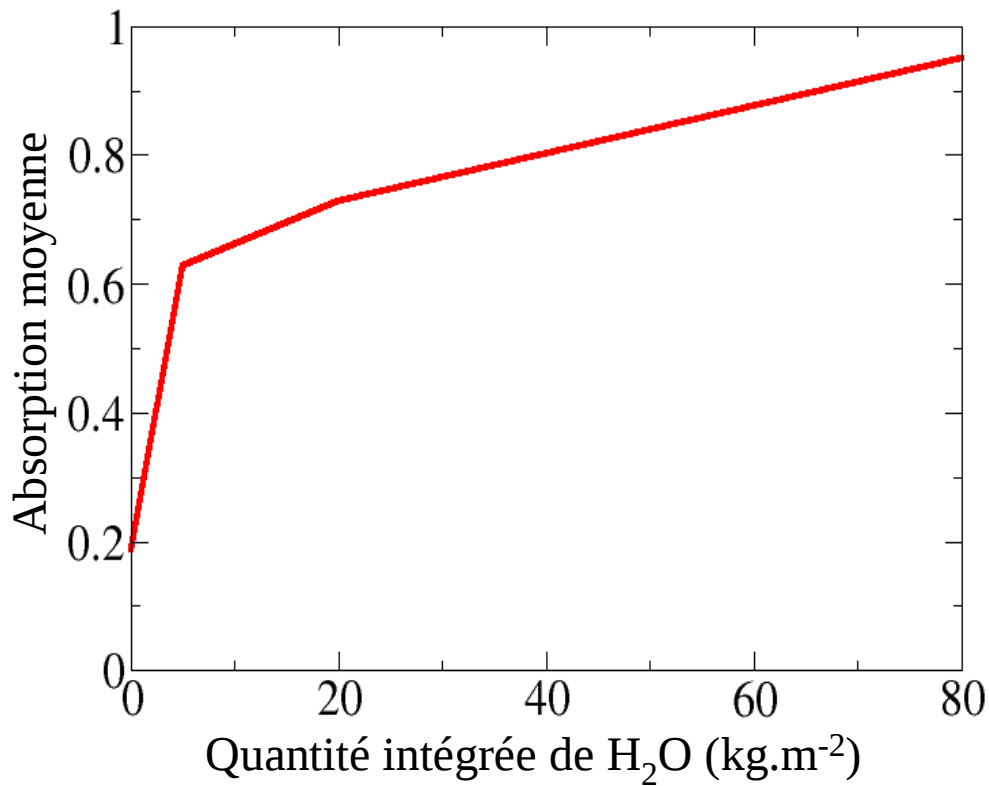


Effet de serre:

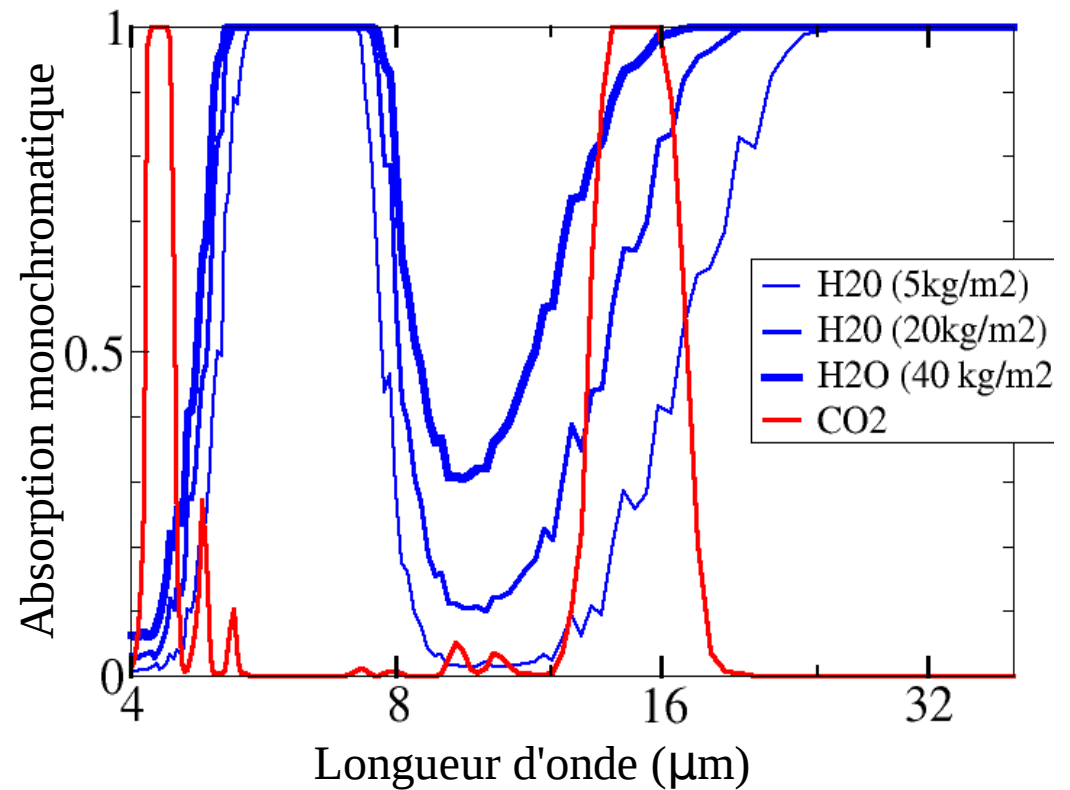
Vapeur d'eau	60%
CO ₂	26%
Ozone	8%
N ₂ O+CH ₄	6%

L'absorption du rayonnement infrarouge par H₂O

Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du contenu en H₂O

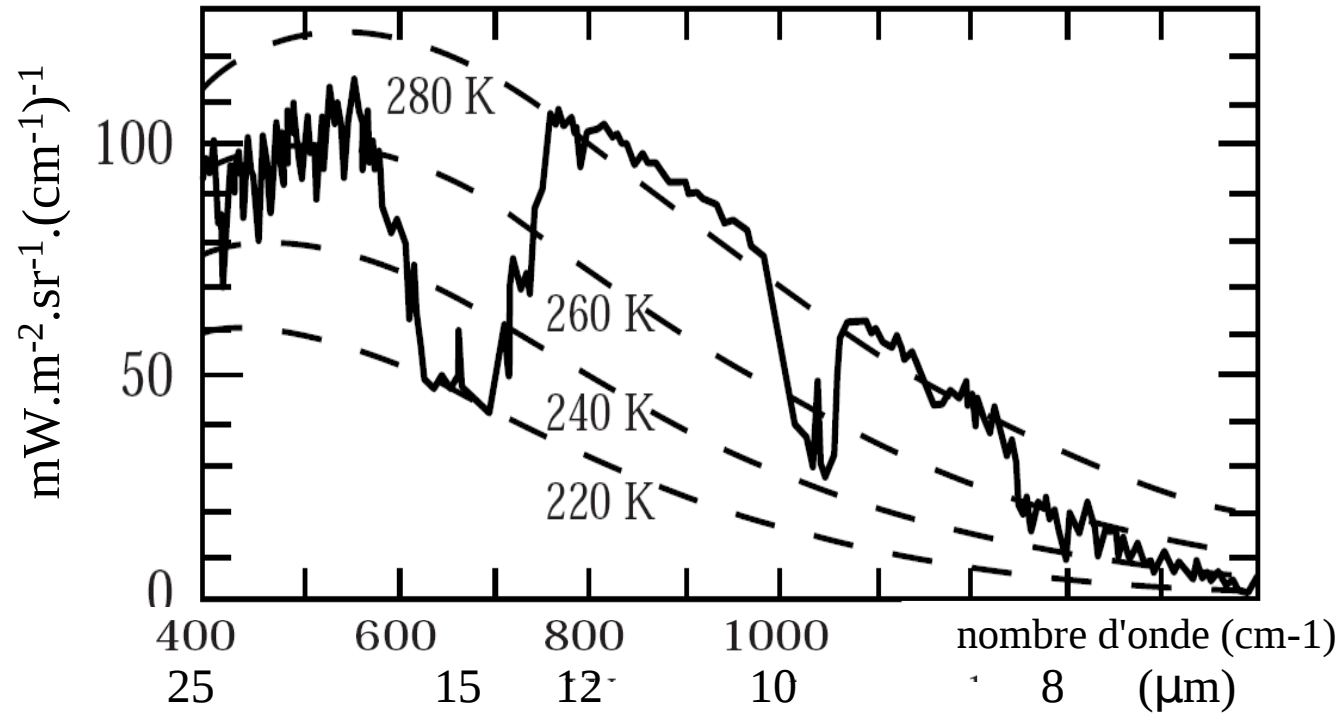


Absorption monochromatique de l'atmosphère pour différentes concentrations de H₂O, et pour CO₂

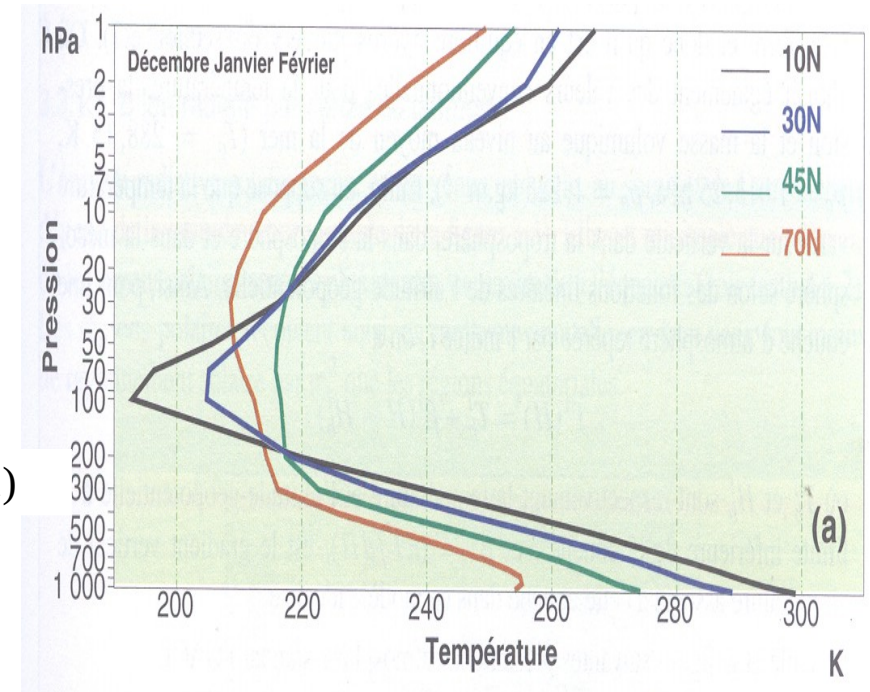


Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

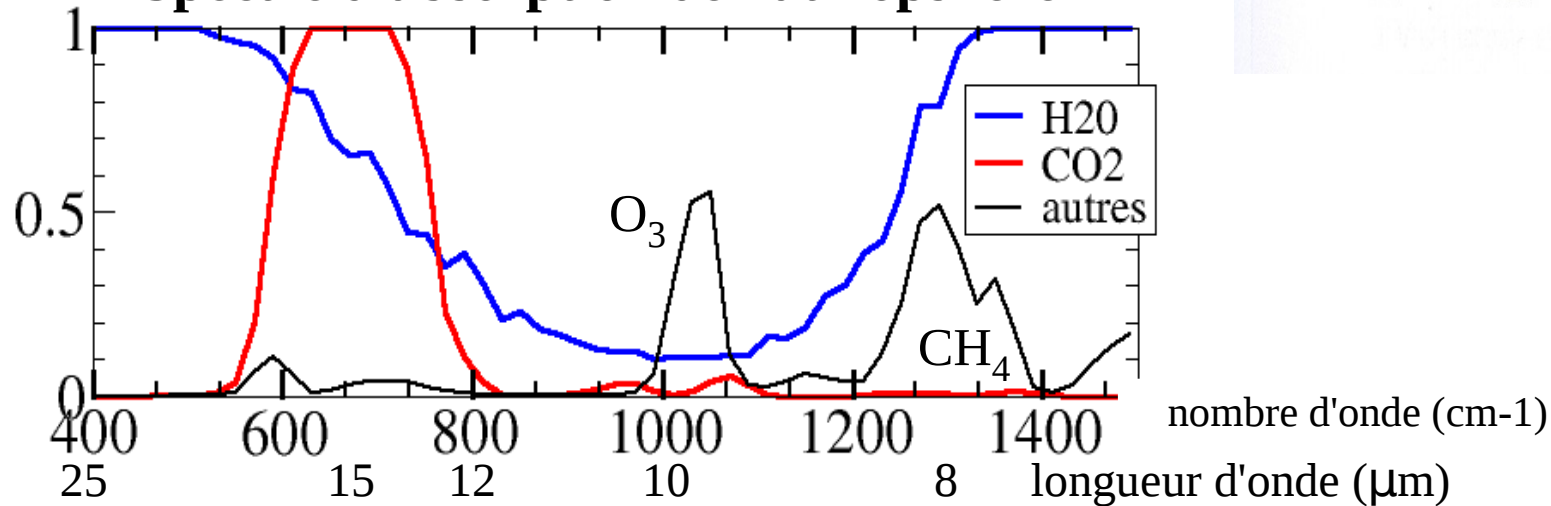
Spectre infra-rouge observé par satellite (méditerranée)



Profil verticaux de température

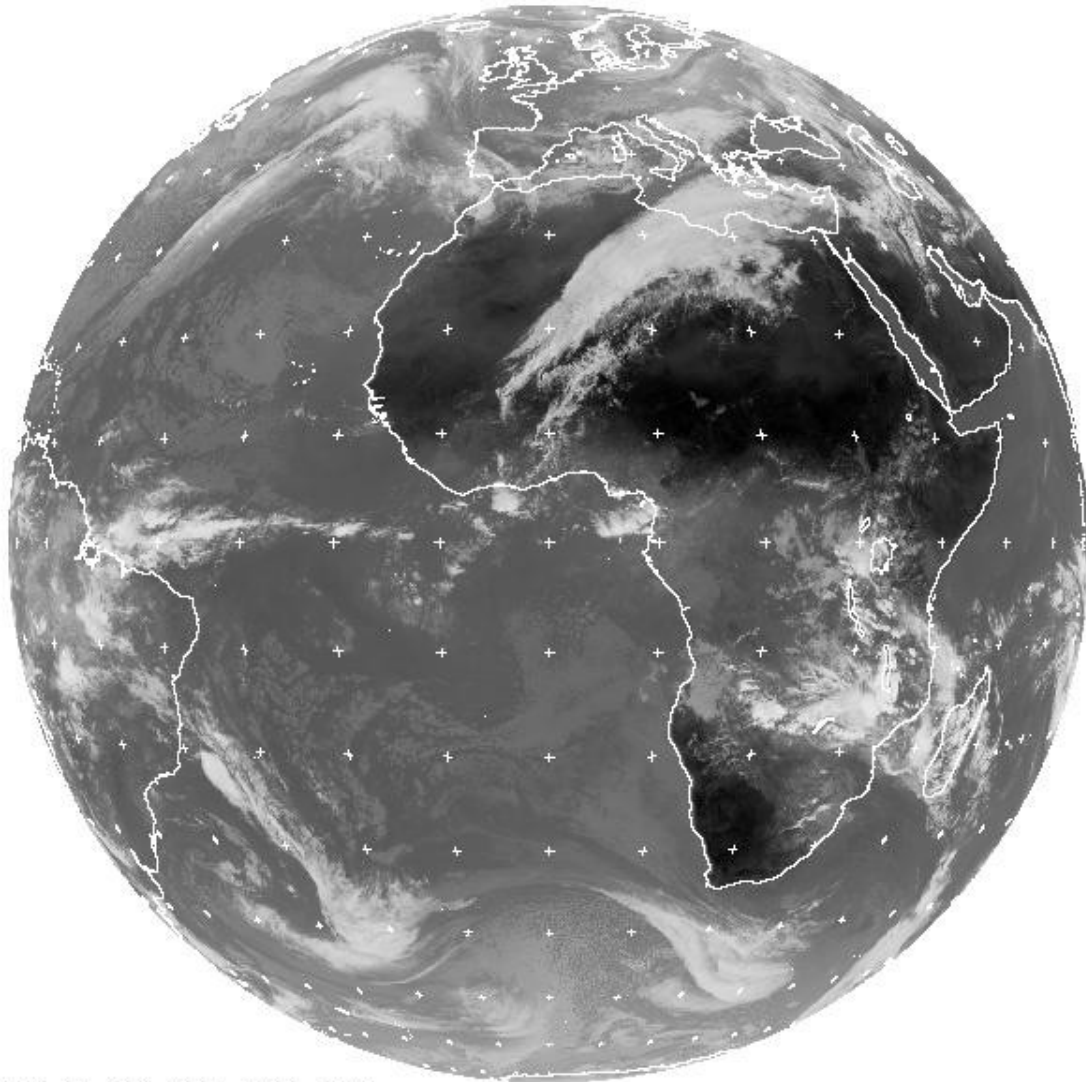


Spectre d'absorption de l'atmosphère

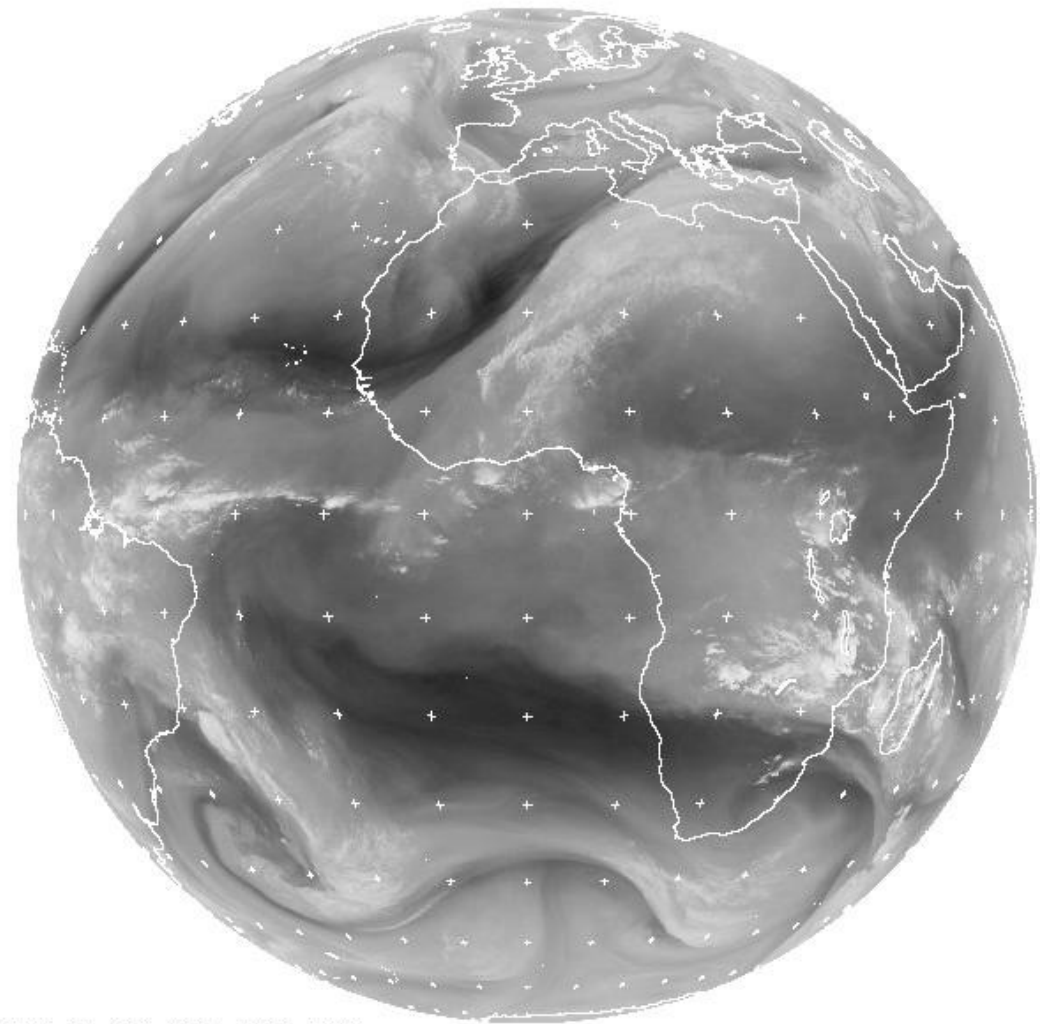


Flux sortant

Canal visible de Météosat



Canal vapeur d'eau de Météosat
(infrarouge)



MET7 01 MAR 2004 1200 ETOT

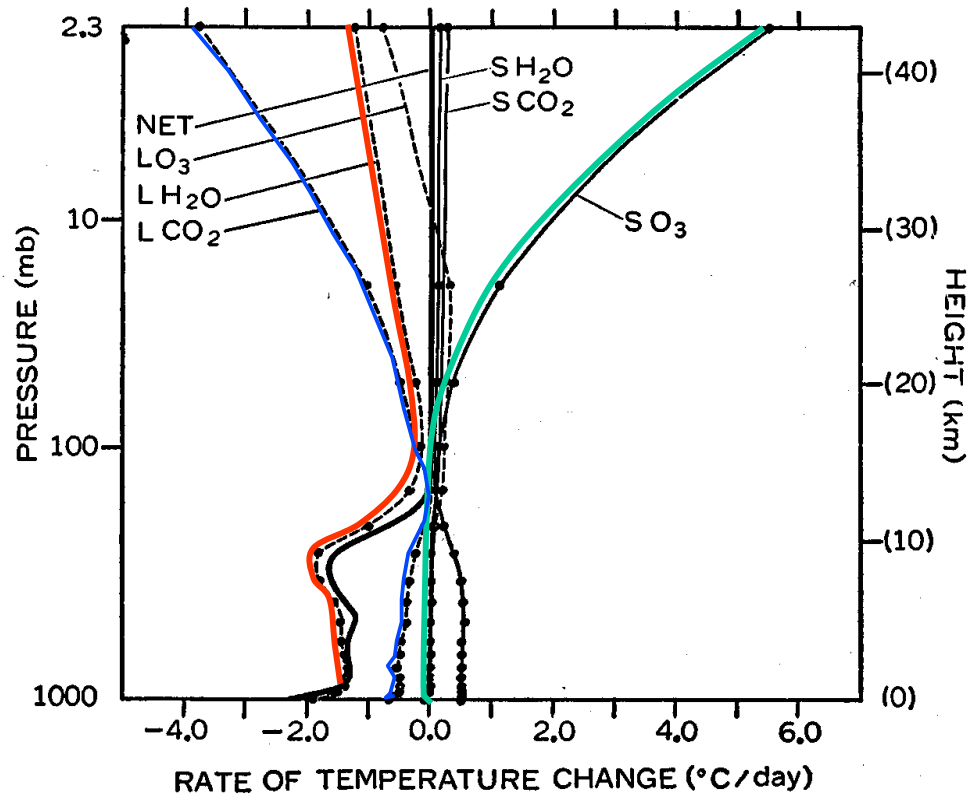
MET7 01 MAR 2004 1200 DTOT

©EUMETSAT

Décomposition des contributions respectives des absorbants et des domaines spectraux

L: rayonnement IR

S: rayonnement solaire

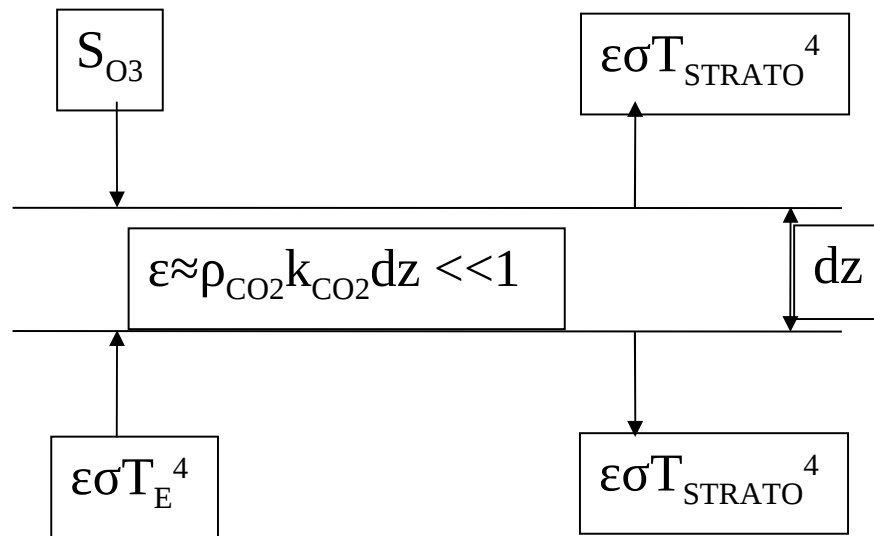


La stratosphère:

- chauffage radiatif absorption ray. Solaire par O_3 et O_2
- refroidissement radiatif emission IR par CO_2 et H_2O

Refroidissement de la stratosphère quand la concentration de CO₂ augmente

La stratosphère est en équilibre radiatif pur où l'absorption des ondes courtes (principalement due à l'ozone) est compensée par l'émission ondes longues vers l'espace et vers la troposphère (principalement due au CO₂).



A l'équilibre:

$$S_{O_3} + \varepsilon\sigma T_E^4 = 2\varepsilon\sigma T_{STRATO}^4$$

Donc

$$T_{STRATO} = \left(\frac{\frac{S_{O_3}}{\varepsilon} + \sigma T_E^4}{2\sigma} \right)^{1/4}$$

Si la concentration de CO₂ augmente, alors $\varepsilon \approx \rho_{CO_2} k_{CO_2} dz$, augmente.

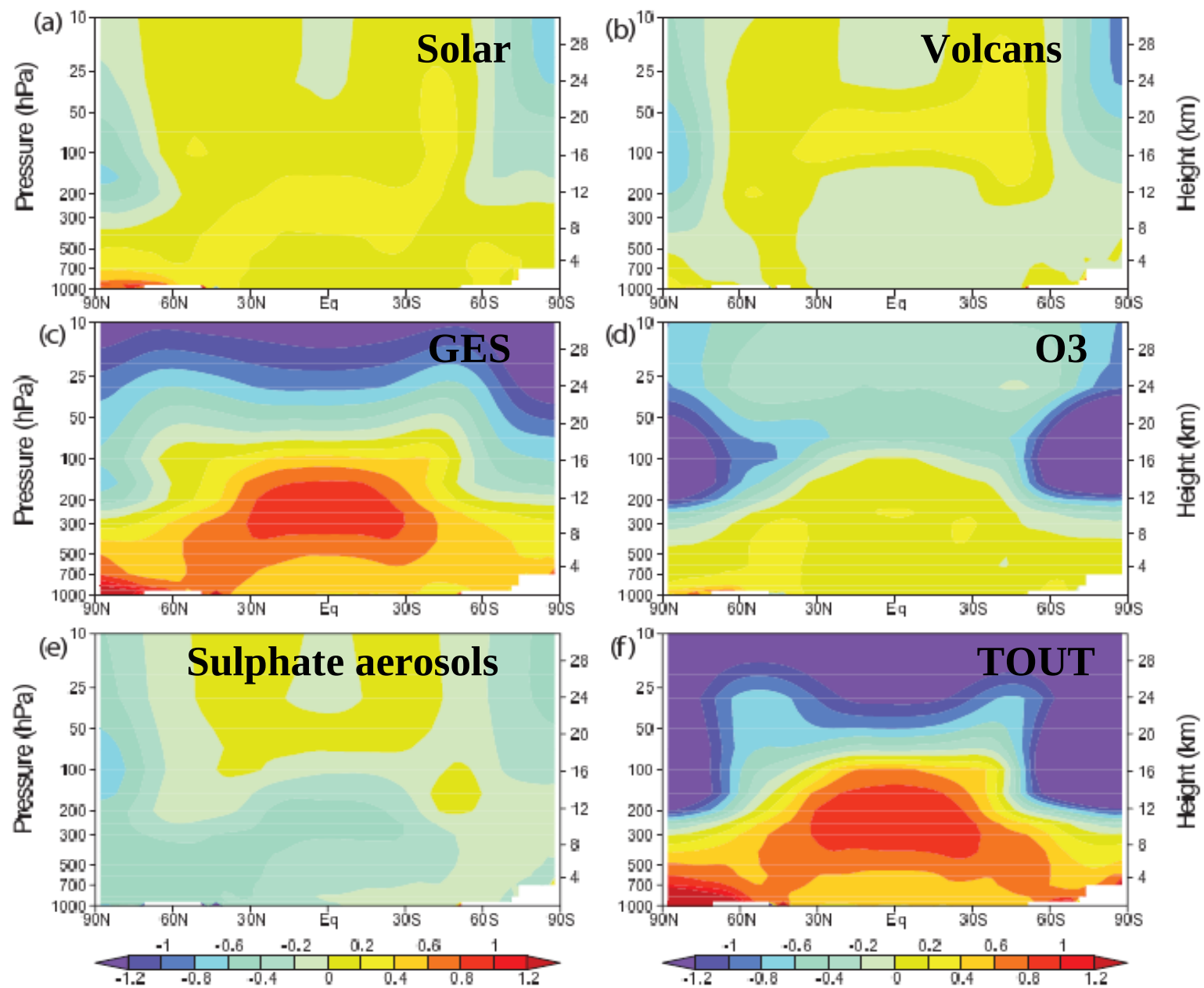
En supposant :

- que la concentration d'ozone reste constante,
- que l'albédo planétaire reste constant (donc T_E aussi)

alors T_{STRATO} diminue.

Variation de température de la stratosphère

Moyenne zonale de la différence 1999-1980 en %/siècle



L'ozone refroidit la basse stratosphère aux hautes latitudes

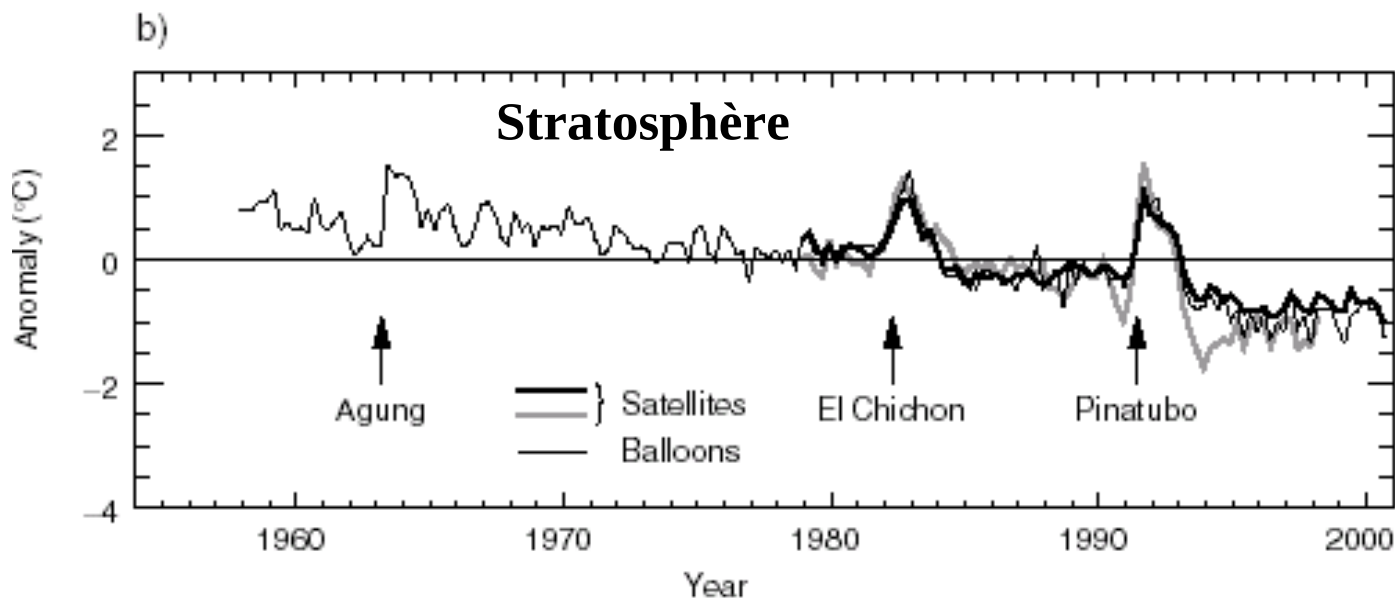
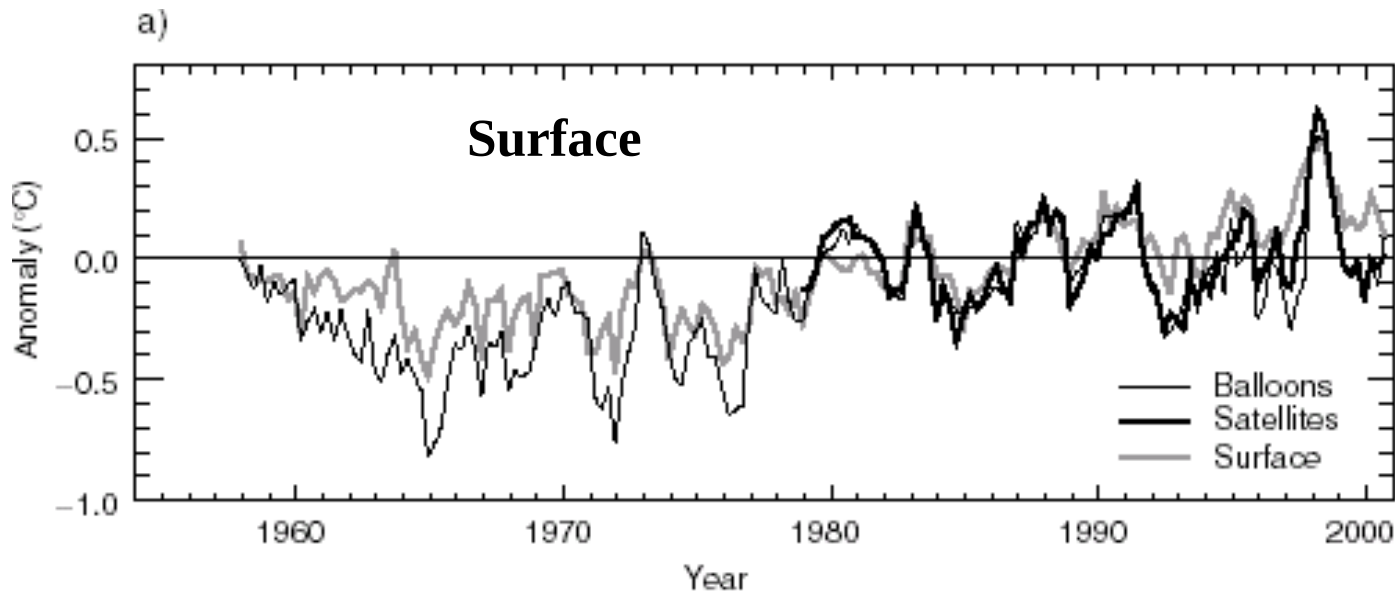
Les GES refroidissent la stratosphère globalement

Température en altitude

La surface se réchauffe

Mais

La stratosphère se refroidit

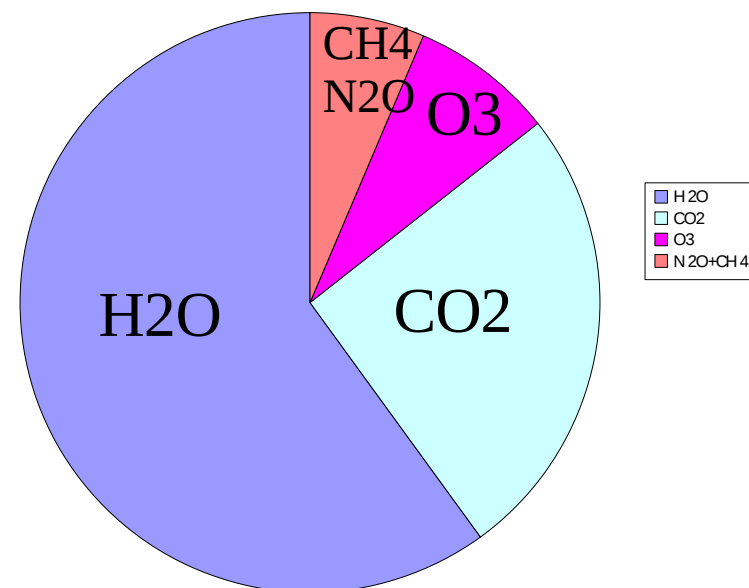


Les contributions à l'effet de serre

Effet de serre ($W.m^{-2}$):

Vapeur d'eau	75	60%
CO ₂	32	26%
ozone	10	8%
N ₂ O+CH ₄	8	6%

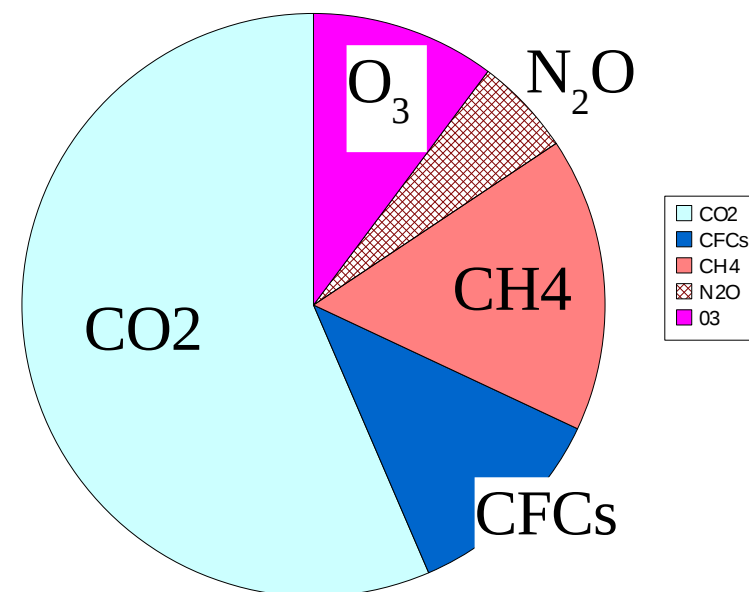
Contribution à l'effet de serre



Effet de serre dus aux activités humaines

Contributions à l'accroissement de l'effet dus aux activités humaines:

•CO ₂	56%
•CFCs	12%
•méthane (CH ₄)	16%
• ozone (O ₃)	11%
•N ₂ O	5%



L'effet de serre: un phénomène physique réel... mais mal nommé

- Dans les serres horticoles, le réchauffement est principalement dû à la limitation des échanges par évaporation et convection
- Sur Terre les échanges entre la surface et l'atmosphère sont également dominés par l'évaporation-condensation, mais ce sont les échanges par rayonnement infrarouge qui contrôlent le refroidissement vers l'espace

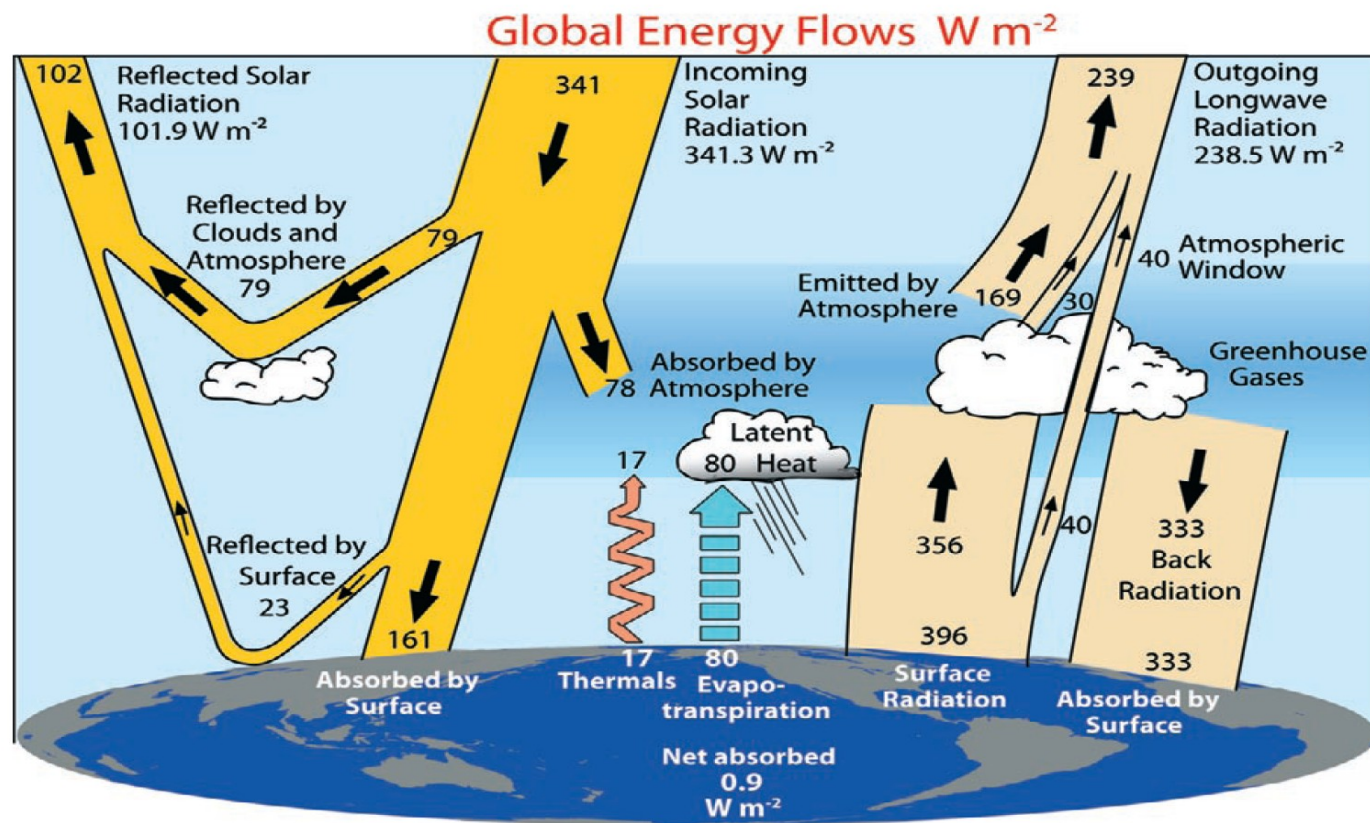


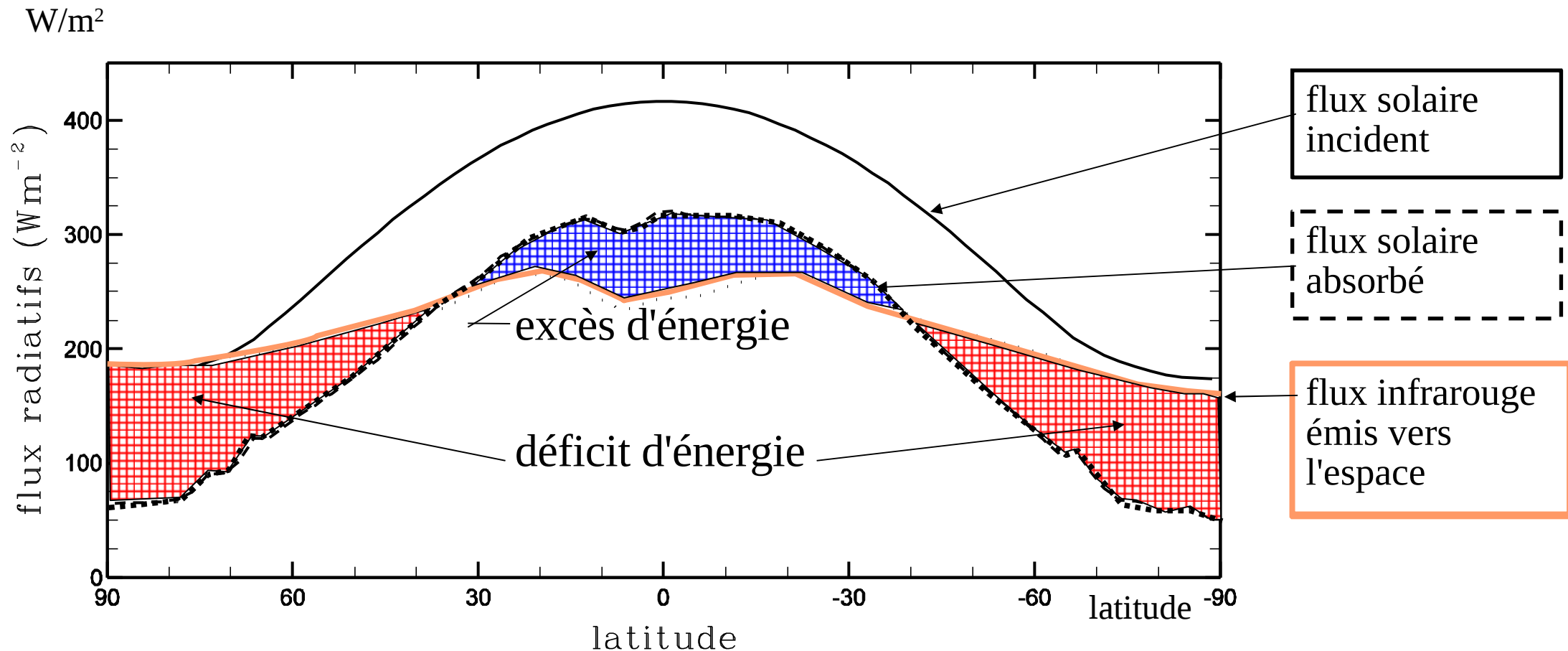
FIG. 1. The global annual mean Earth's energy budget for the Mar 2000 to May 2004 period ($W m^{-2}$). The broad arrows indicate the schematic flow of energy in proportion to their importance.

[Trenberth et al., BAMS, 2009]

Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

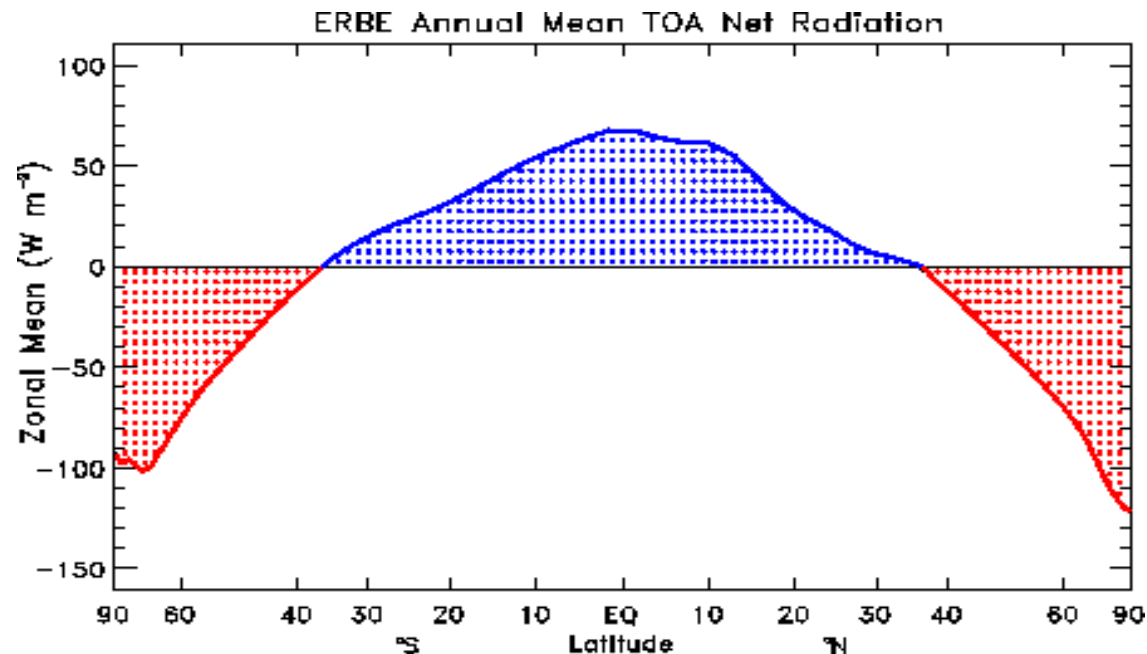
Les redistributions d'énergie en latitude



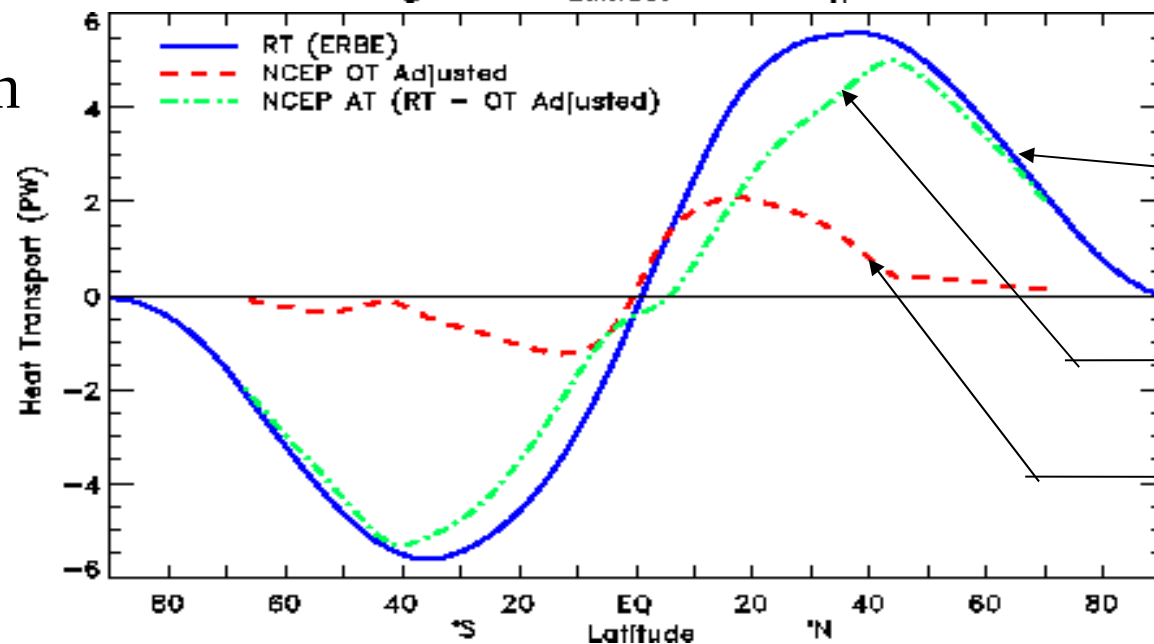
Moyenne annuelle et longitudinale du flux d'énergie radiative au sommet de l'atmosphère évalué par observations satellitaires.

Les redistributions d'énergie en latitude

Bilan d'énergie
au sommet de
l'atmosphère
(W/m^2)



Transport méridien
d'énergie
(PW, $10^{15}W$)

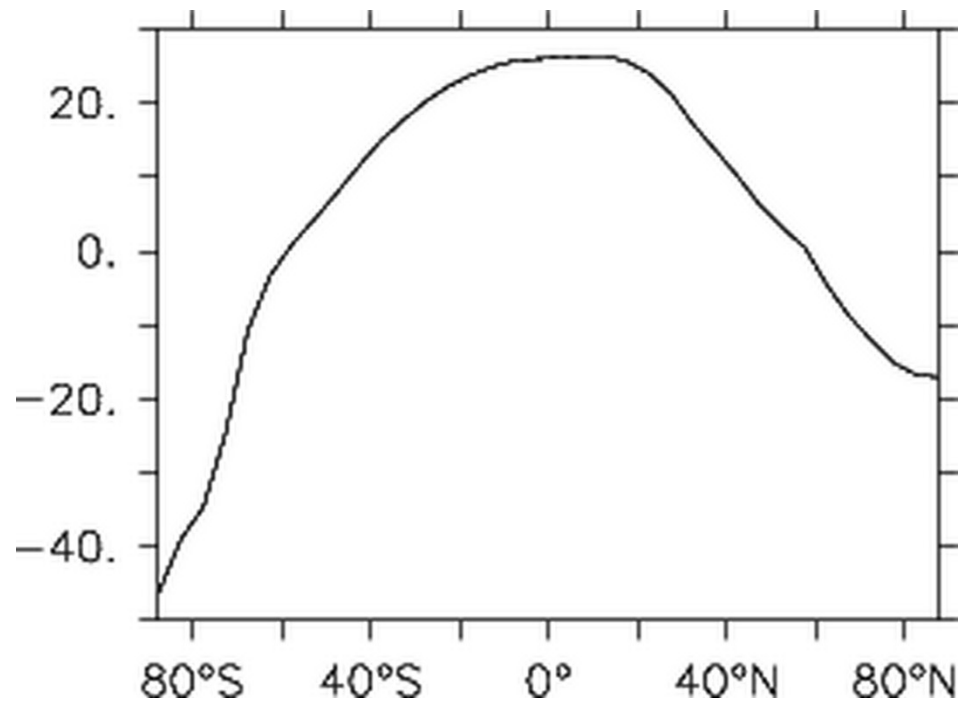


total

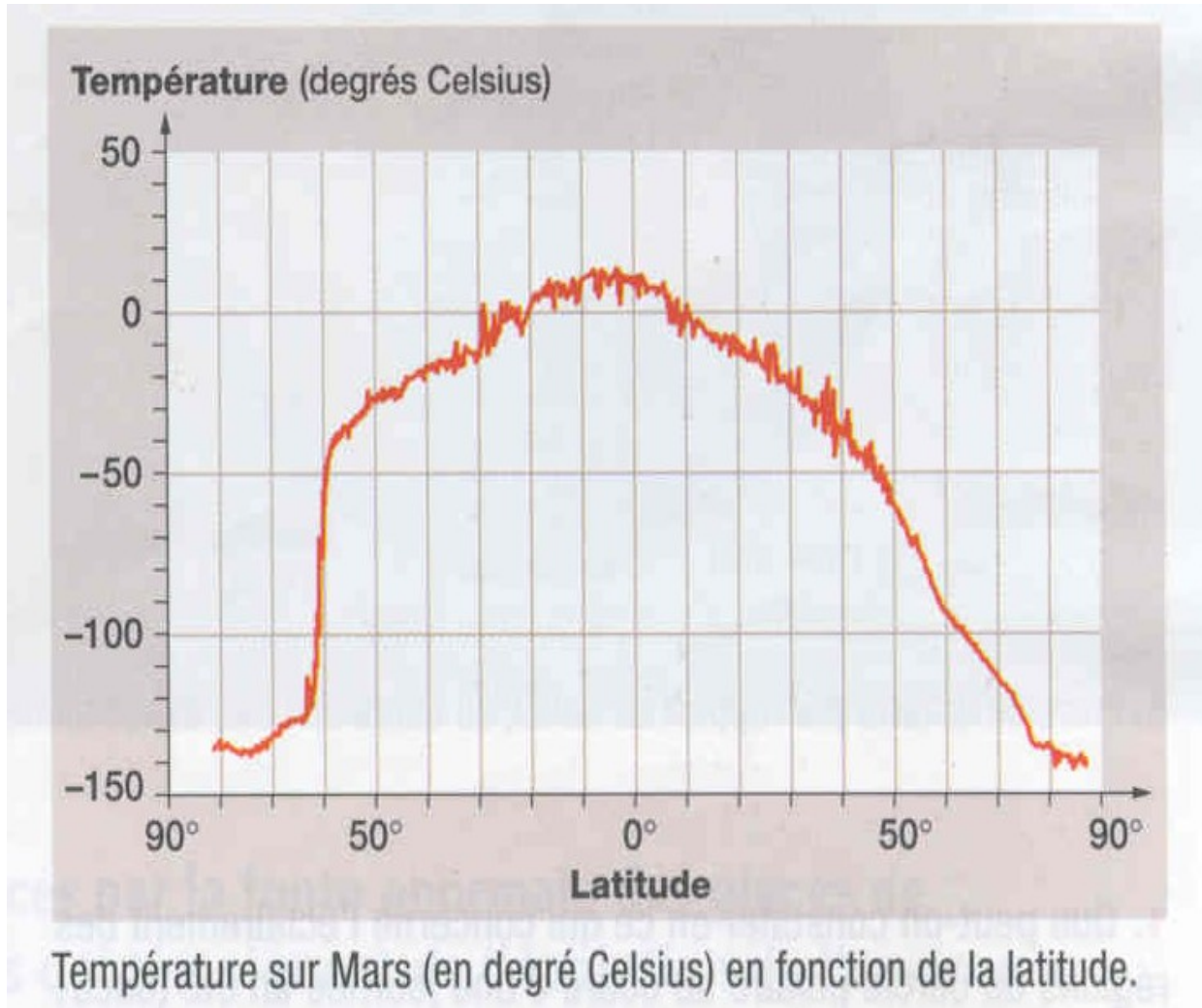
par l'atmosphère

par l'océan

Variation latitudinale de la température... sur Terre



Variation latitudinale de la température... sur Mars et sur Terre



Par rapport à la Terre, il y a sur Mars:

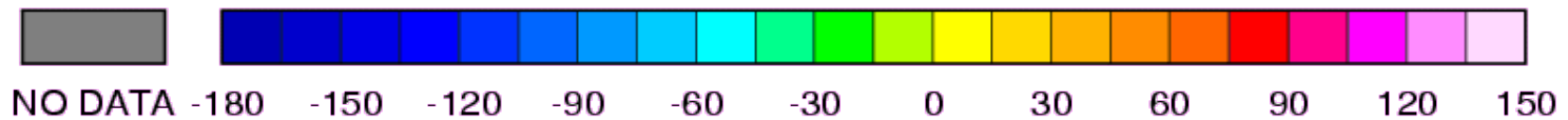
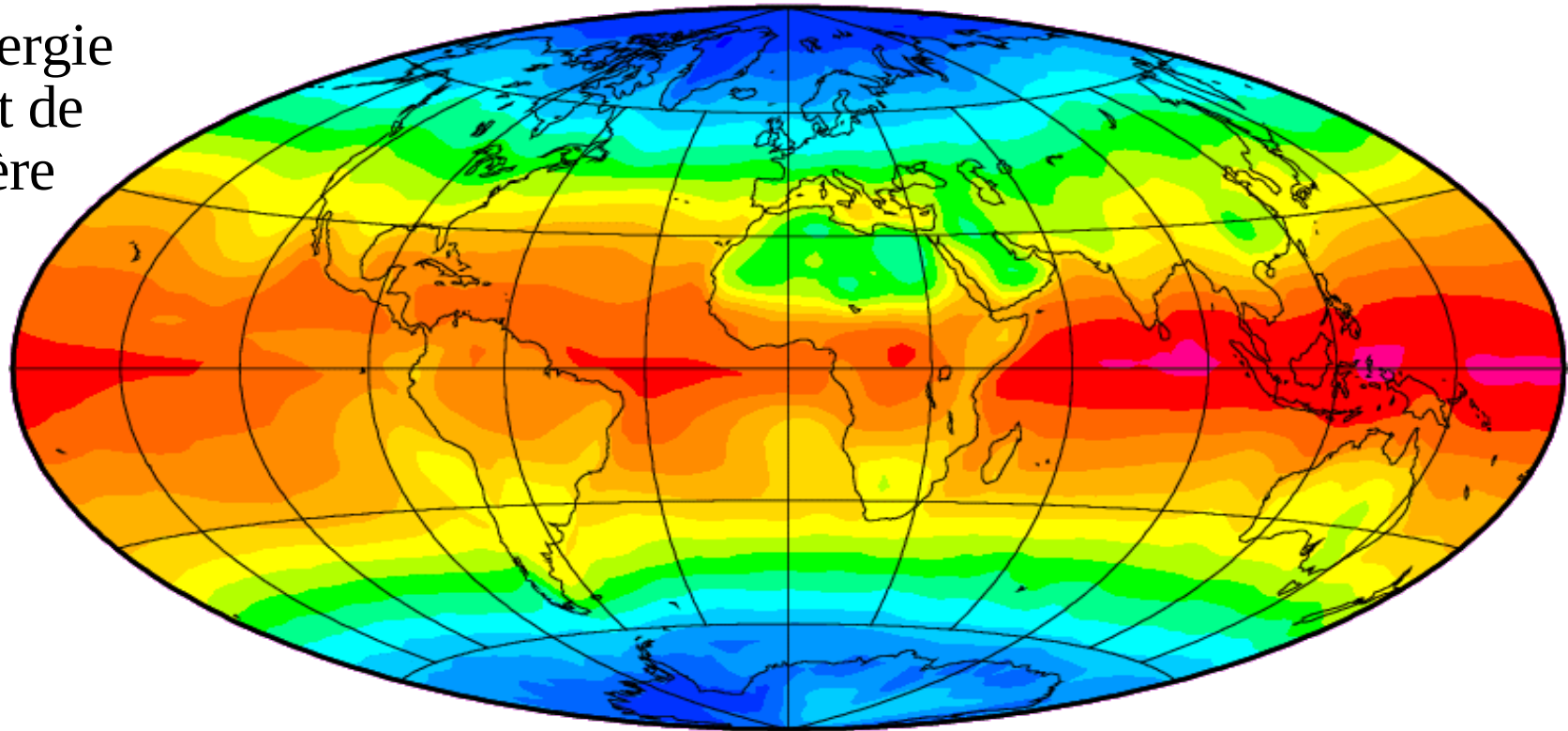
- moins d'effet de serre
- moins de transport d'énergie équateur-pôles (atmosphère plus fine)

=> différences de température équateur-pôle plus importante

Les redistributions d'énergie en latitude

Net Radiation
1985-1986

Bilan d'énergie
au sommet de
l'atmosphère
(W/m²)

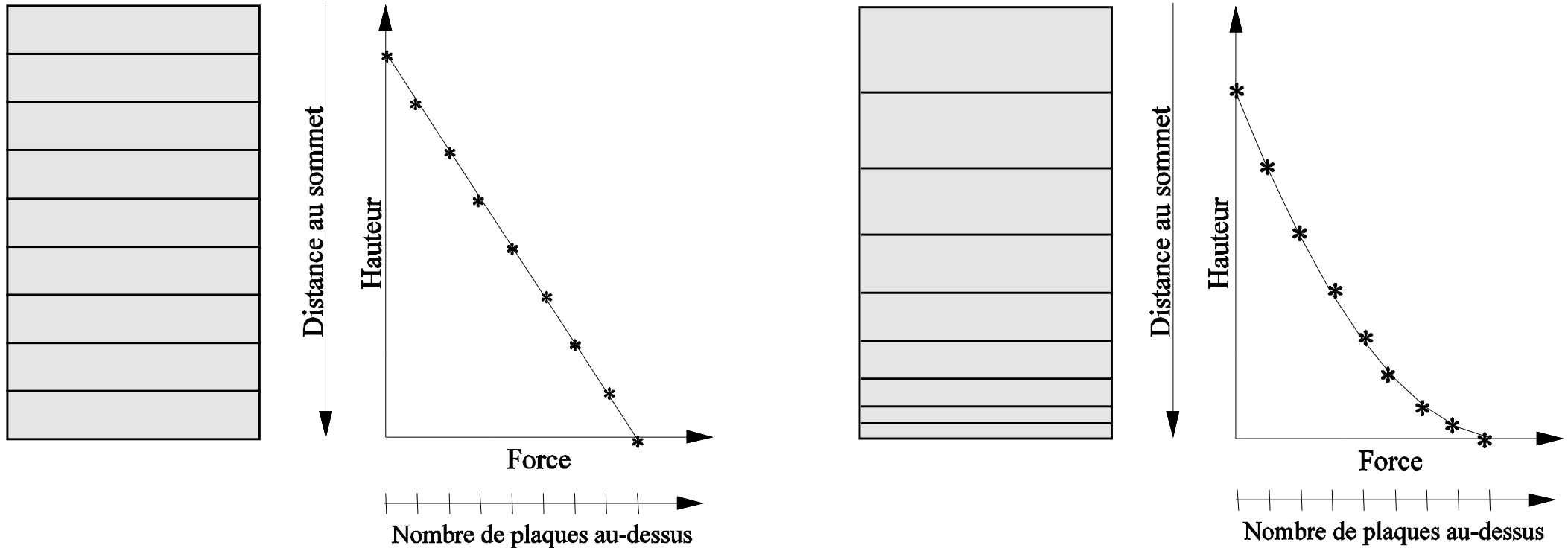


W/m^{**2}

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

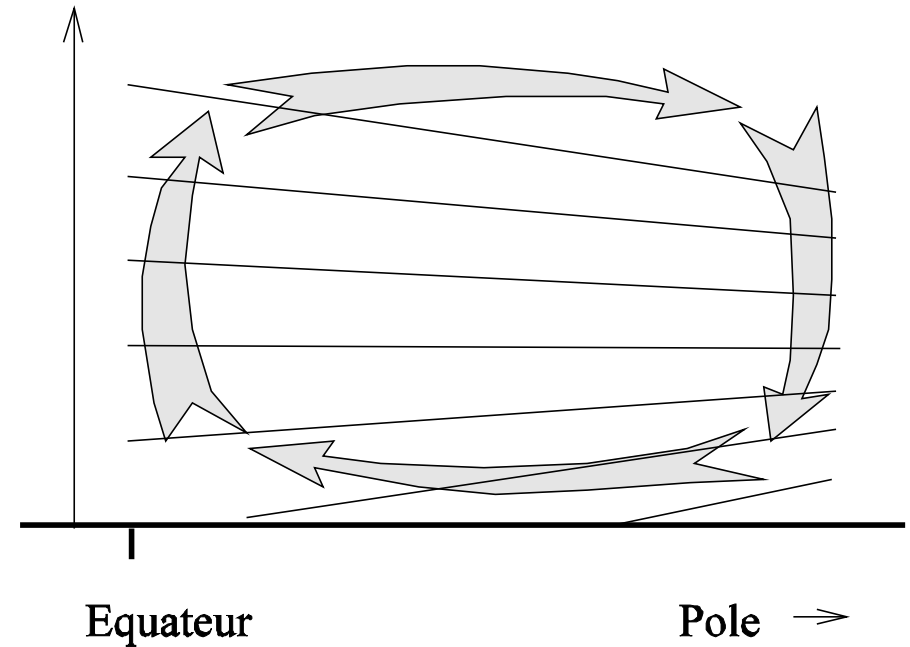
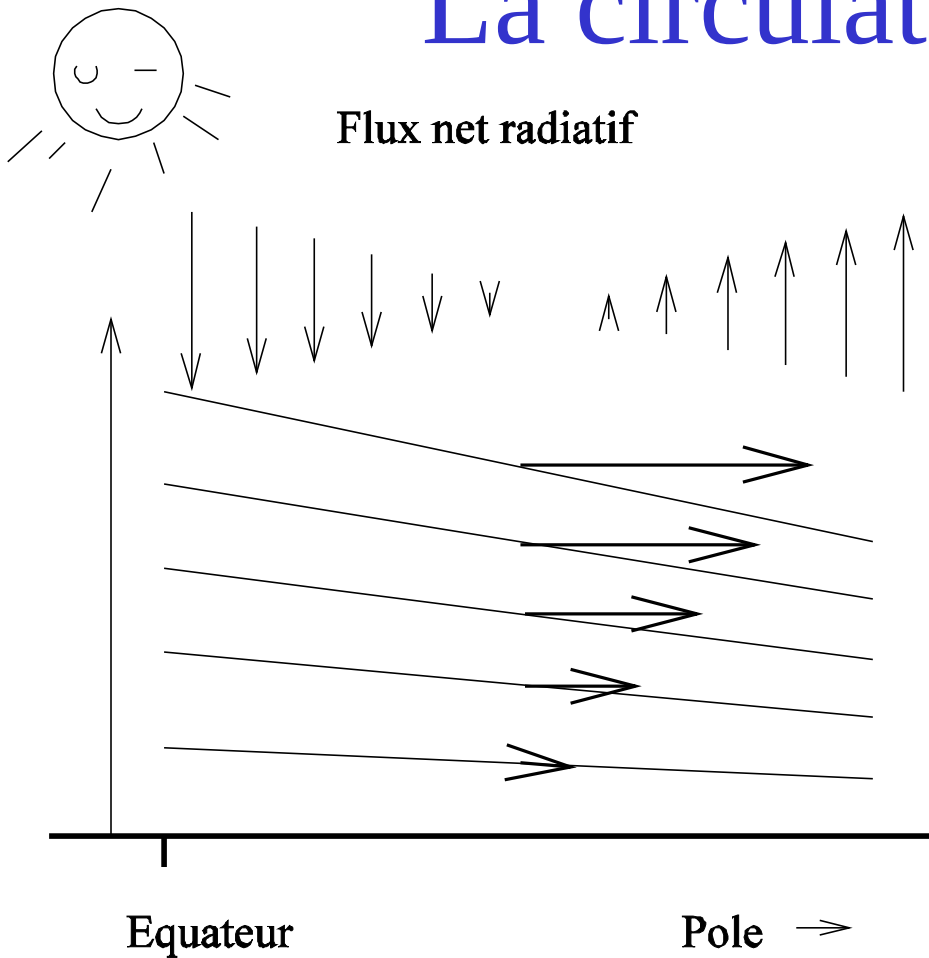
La pression

1) Pression hydrostatique : elle baisse avec l'altitude



2) Pression dynamique : liée au mouvement des fluides. Ils se dirigent des hautes vers les basses pressions (en écart par rapport à l'équilibre hydrostatique). Ex: vases communicants

La circulation de Hadley



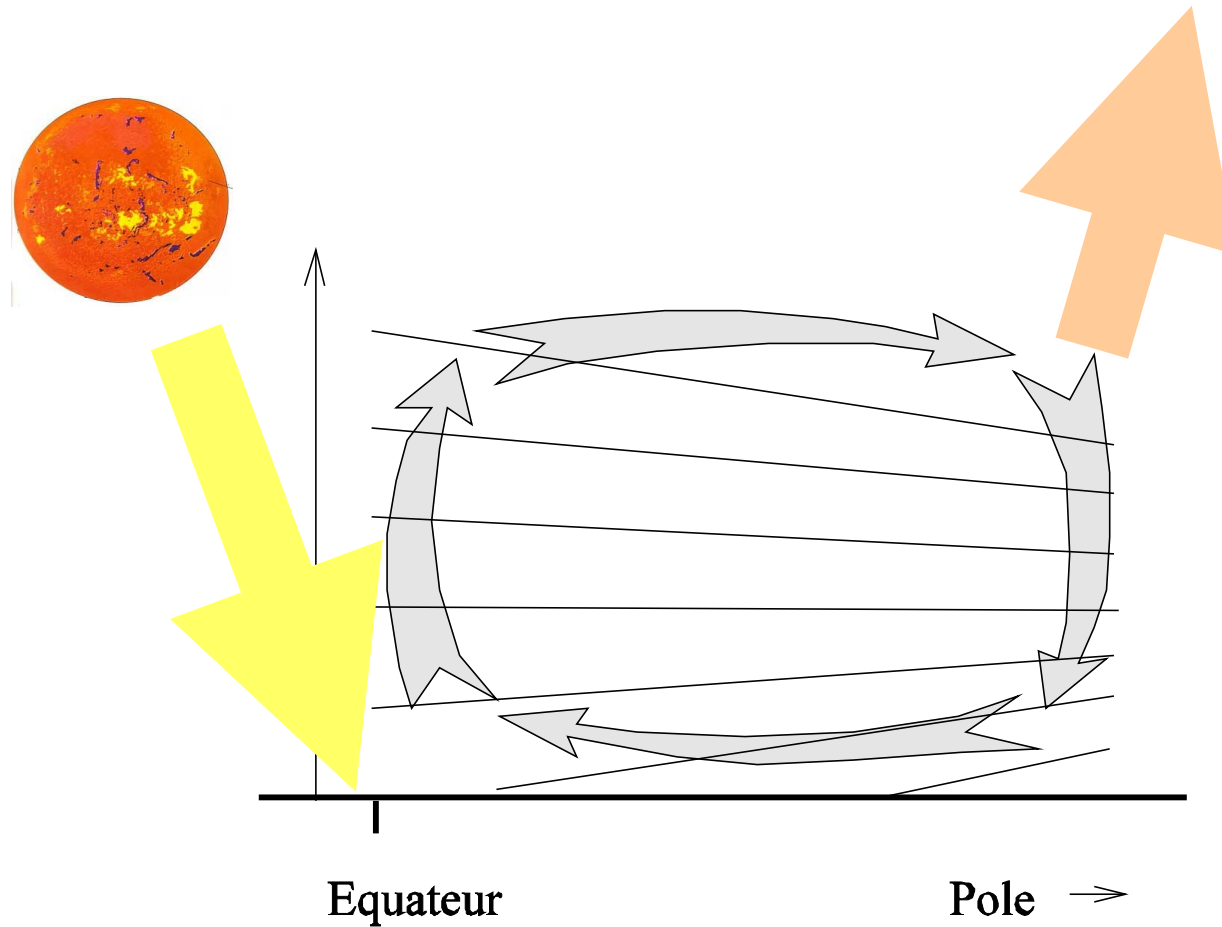
Variations latitudinales du flux radiatif net (en haut), courbes à pression constante ou isobares (les droites penchées), force de gradient de pression créée par l'inclinaison de ces isobares.

Représentation schématique de la cellule de Hadley

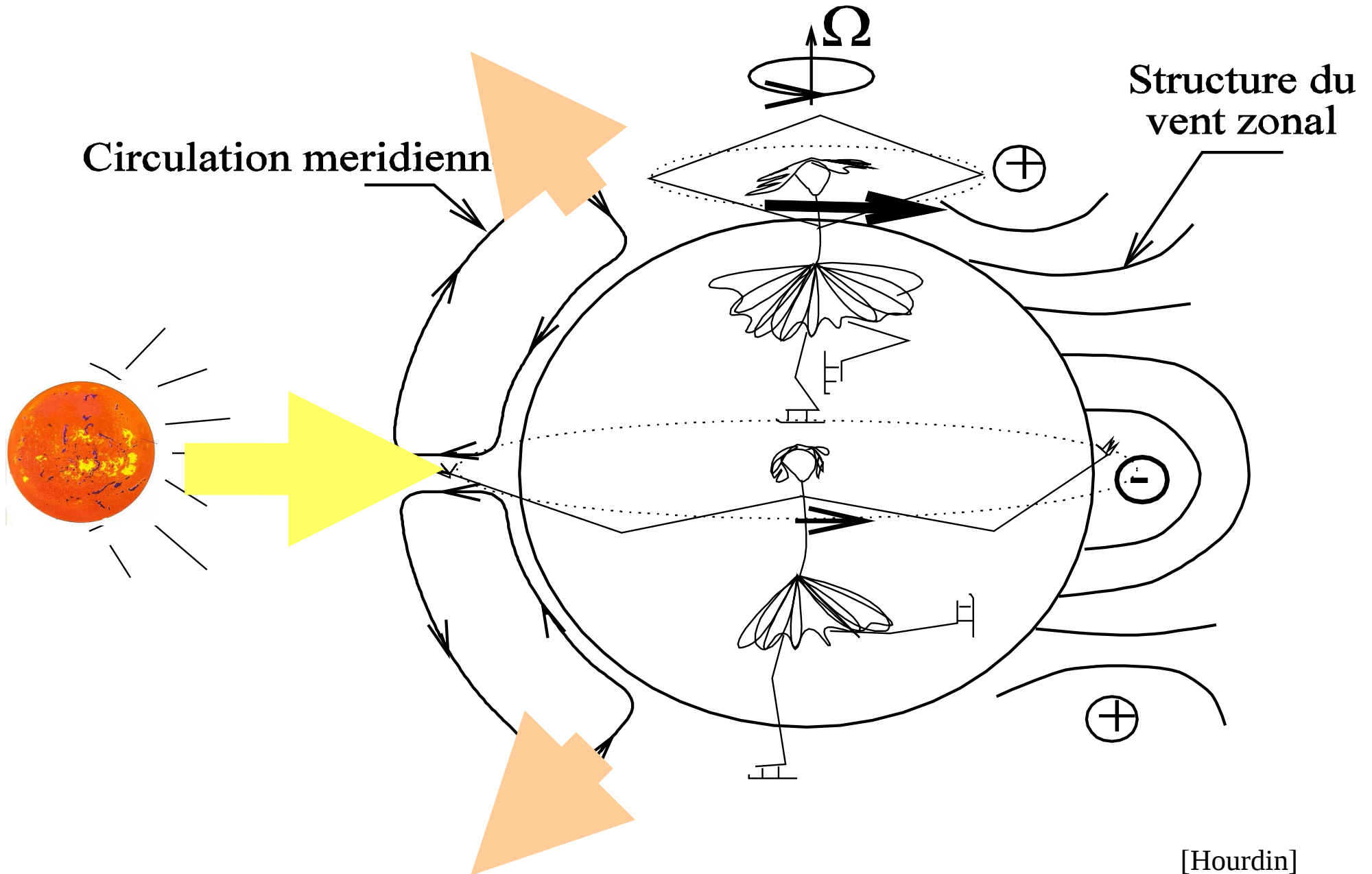
La circulation de Hadley

Apport d'énergie par rayonnement solaire

Perte d'énergie par rayonnement infra-rouge



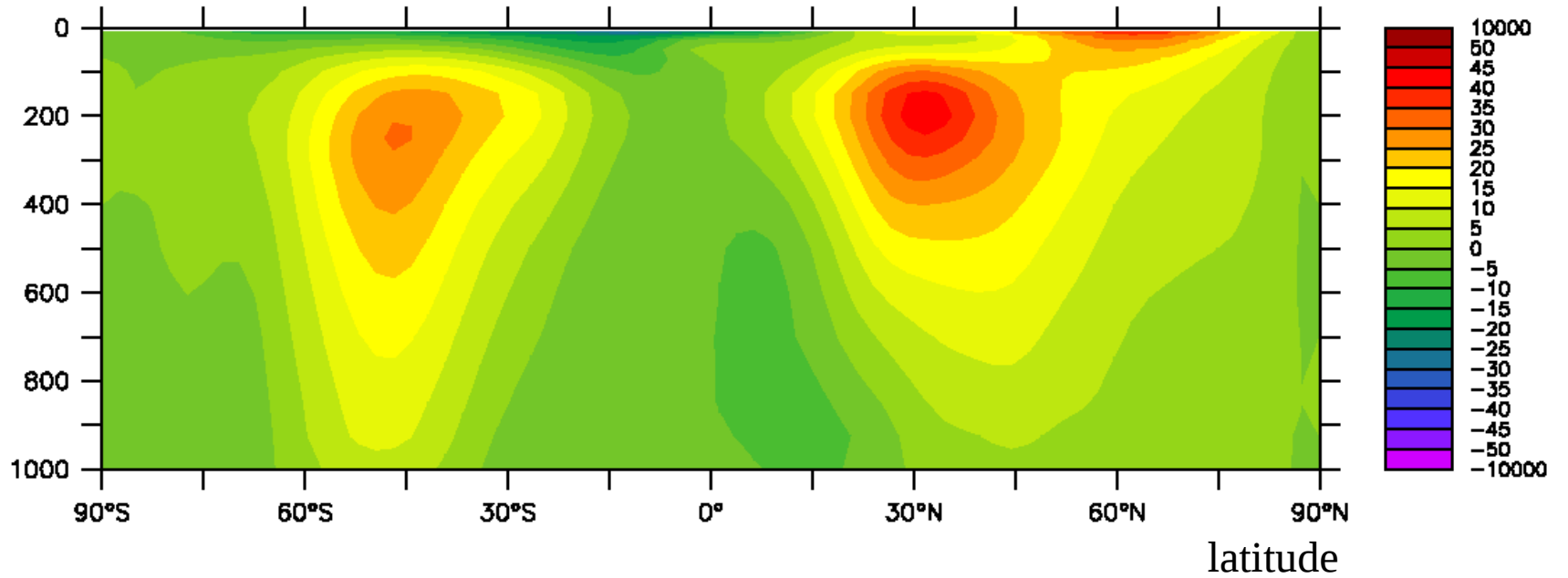
Extension vers le nord de la cellule de Hadley



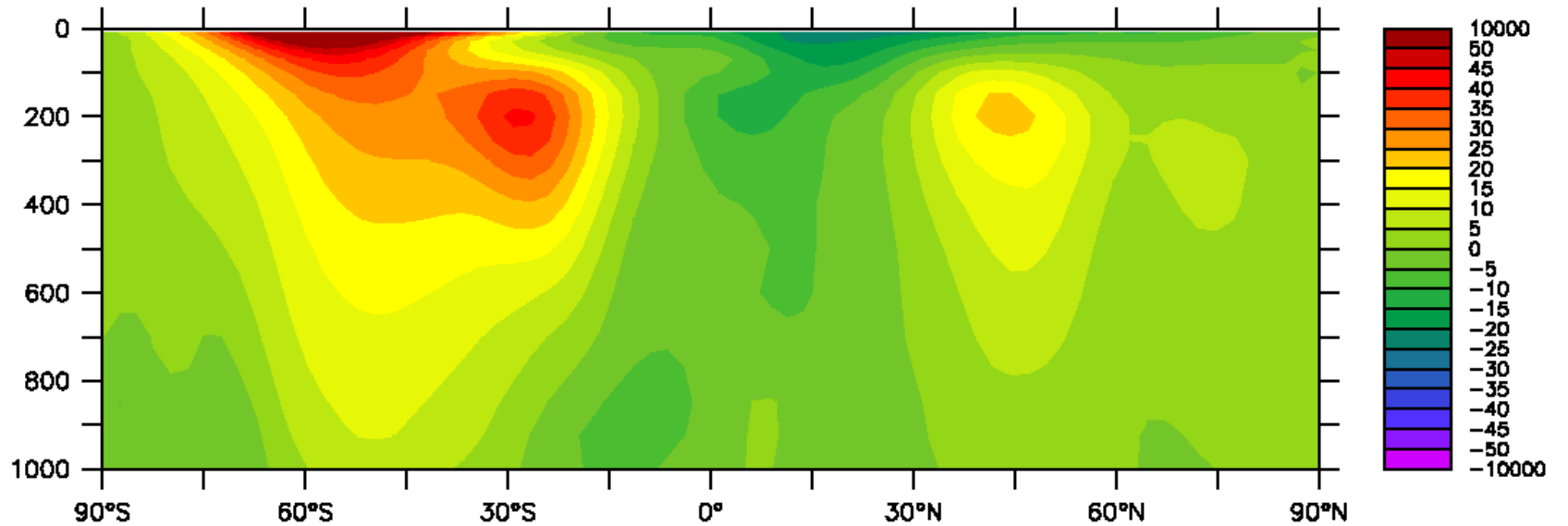
Vents Zonaux

altitude (hPa)

Janvier



Juillet



La circulation méridienne (Hadley)

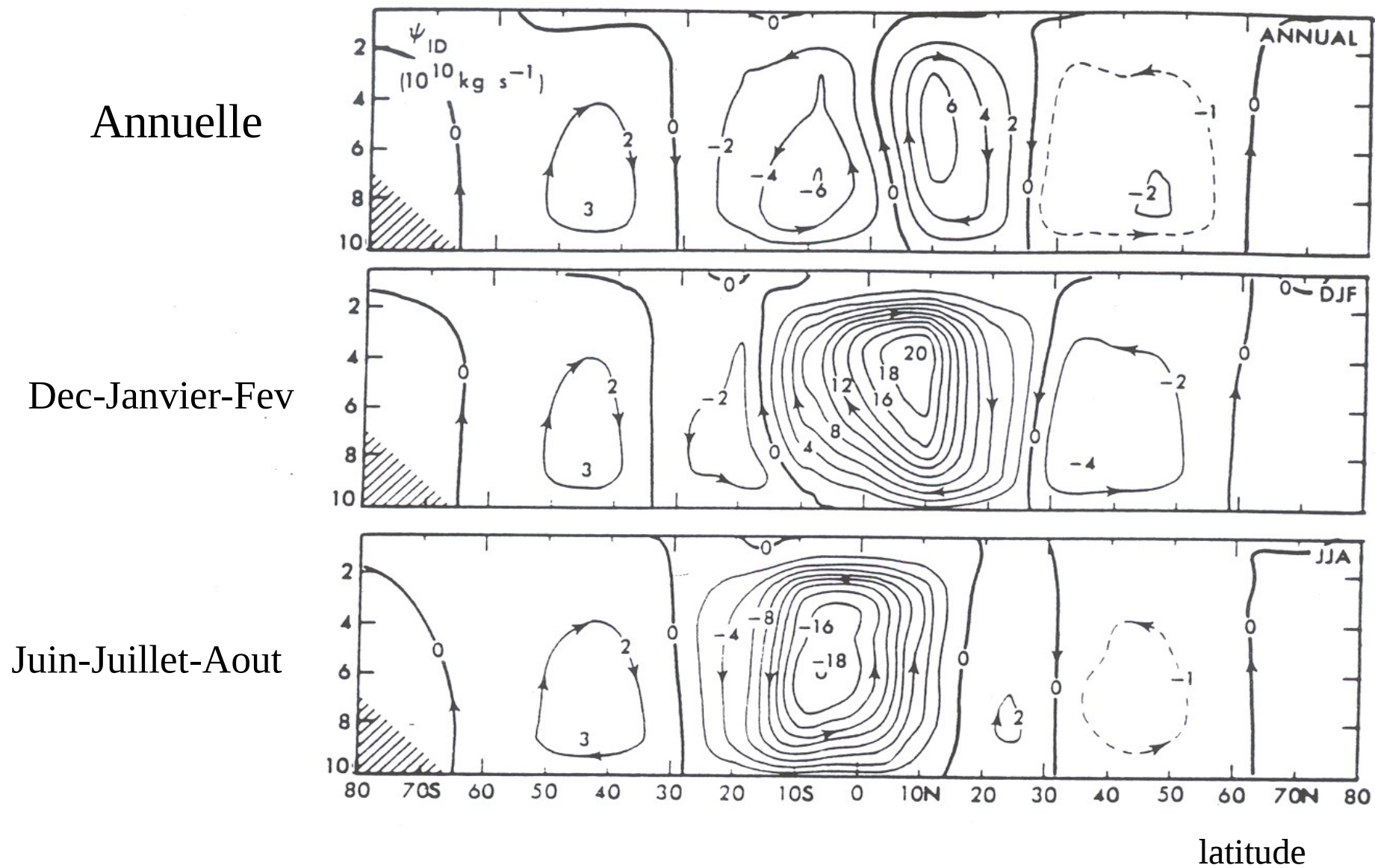
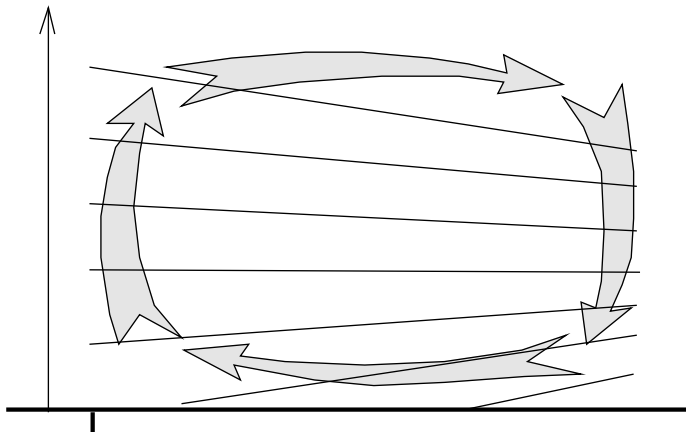


Figure I.9 *Mouvement méridien moyen, représenté par une fonction de courant dans le plan latitude, pression, d'après Peixoto et Oort [1992].*

Circulation générale et pression de surface

Juillet



Équateur

Sub-tropiques

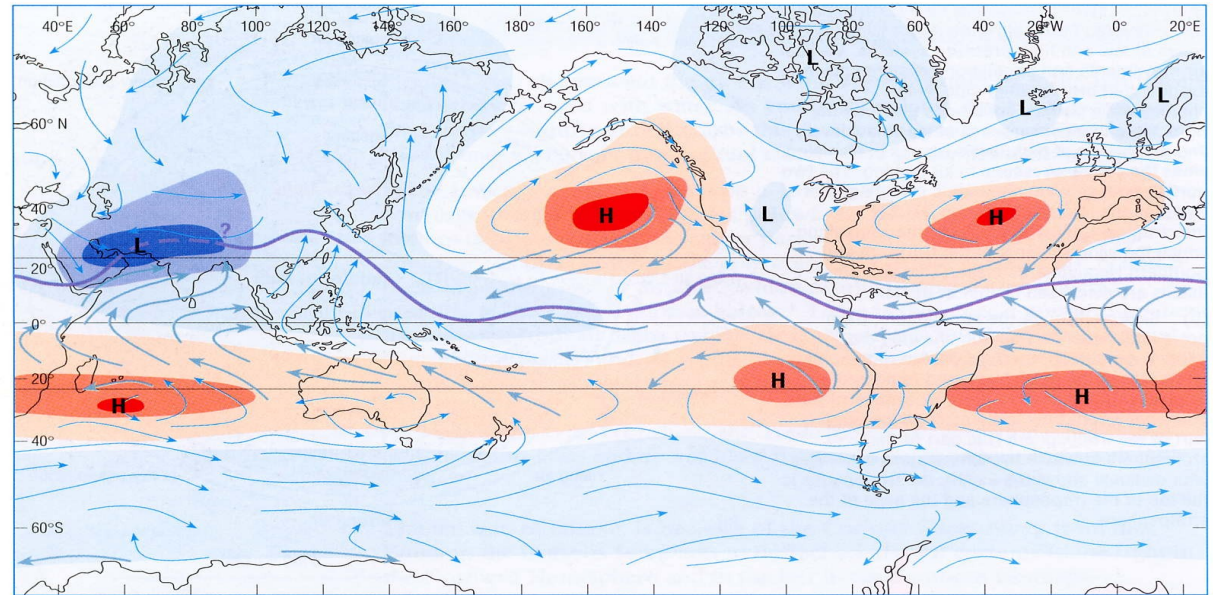
Basse pression

Haute pression

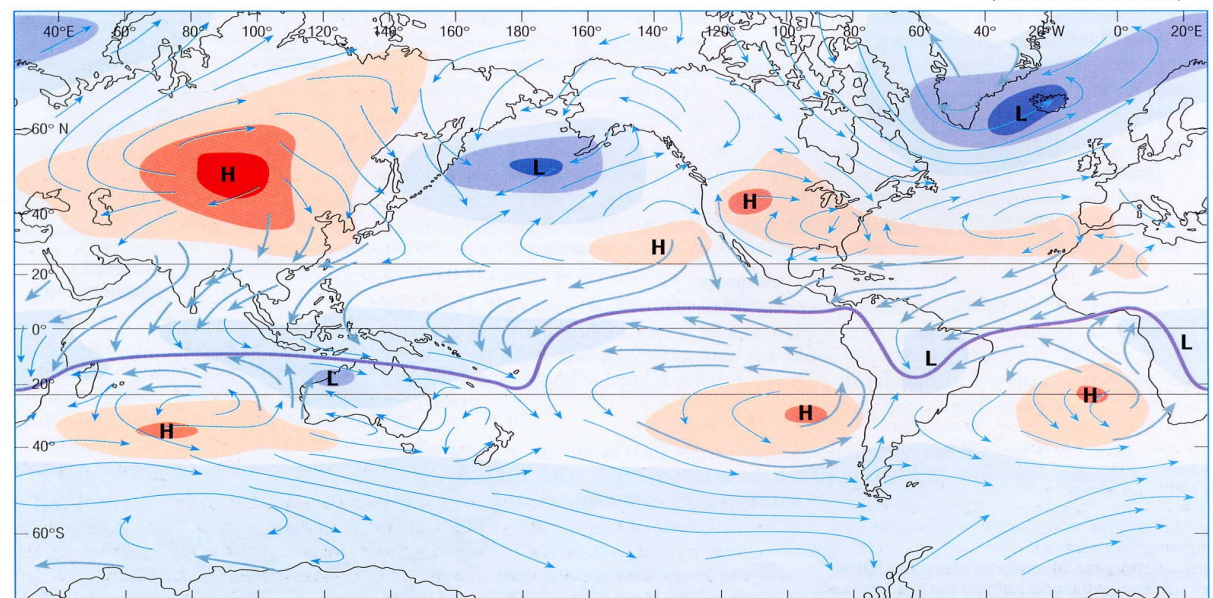
Ascendance

Subsidence

Janvier



(a) JULY KEY ——— mean position of ITCZ ← most frequent wind direction ← prevailing wind direction (≥50% of observations)



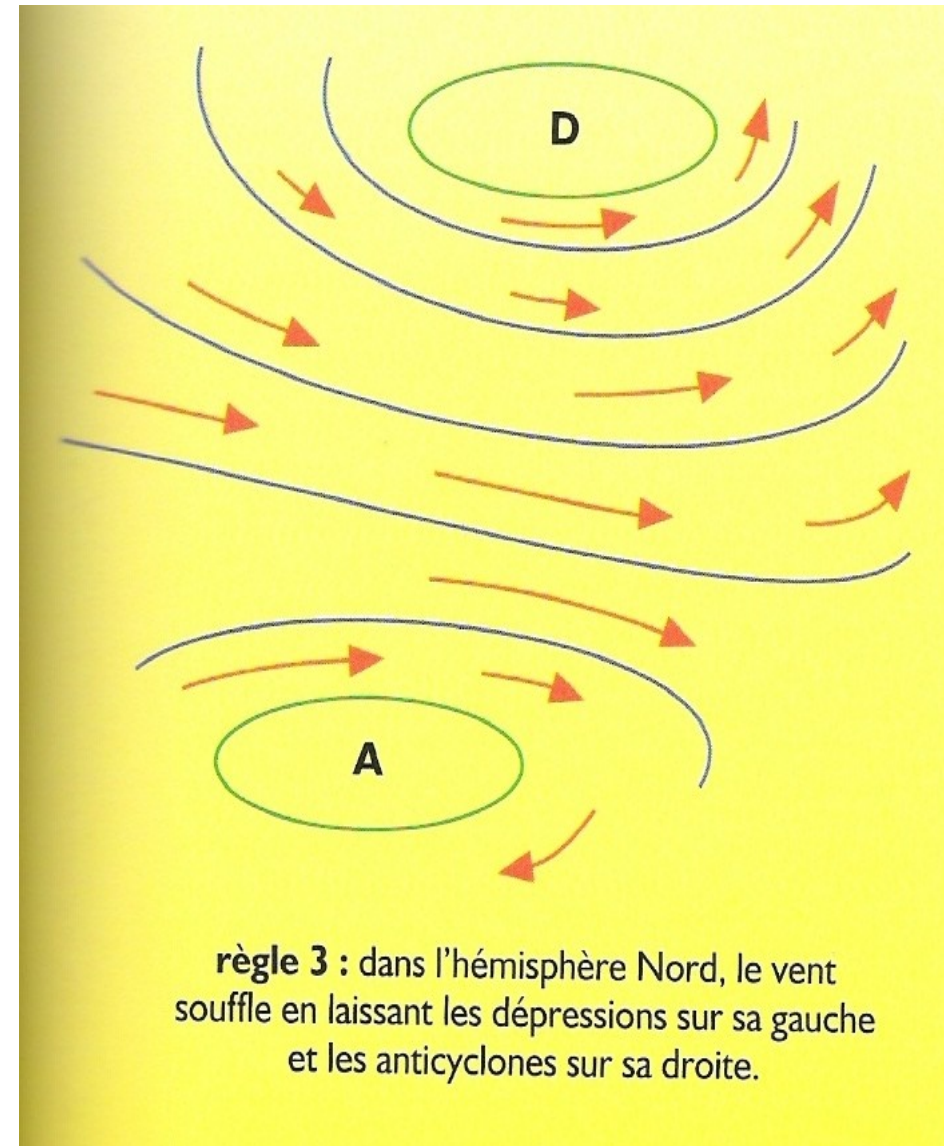
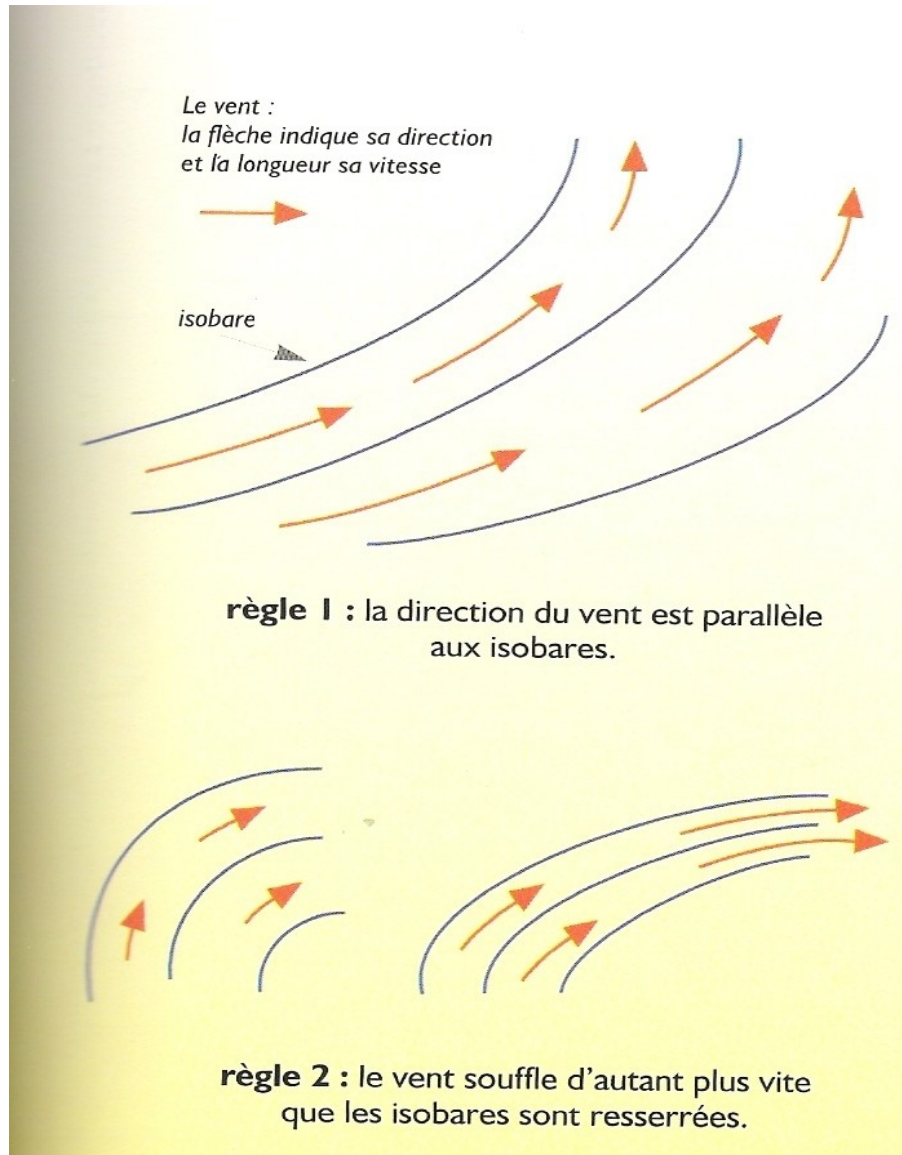
(b) JANUARY

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - **circulation des moyennes latitudes**
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

La circulation aux moyennes latitudes. Vent géostrophique

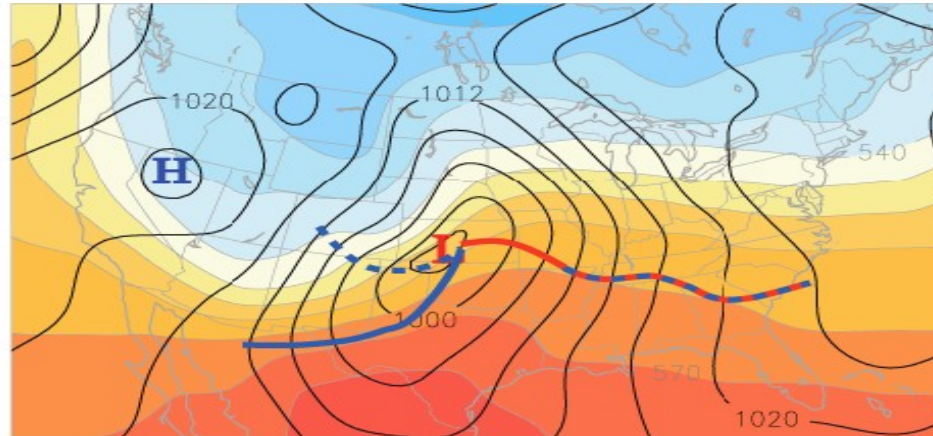
$$f \vec{k} \wedge \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p$$

Force de Coriolis = force de pression horizontale

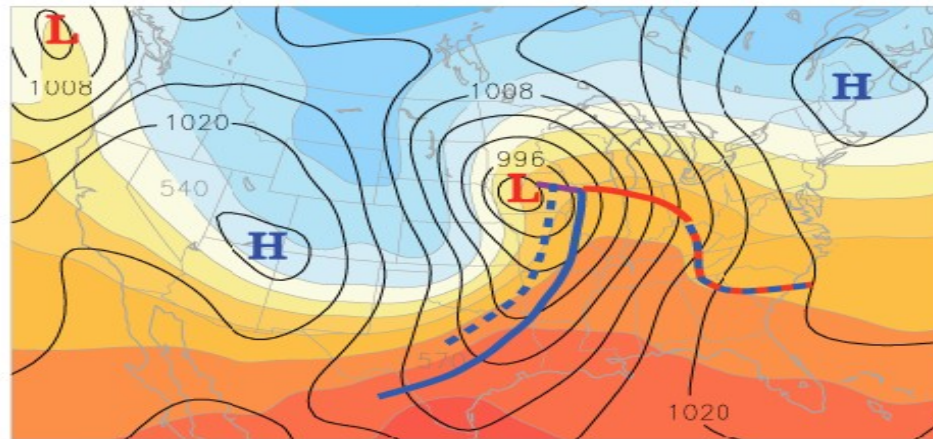


Exemple d'évolution d'une dépression

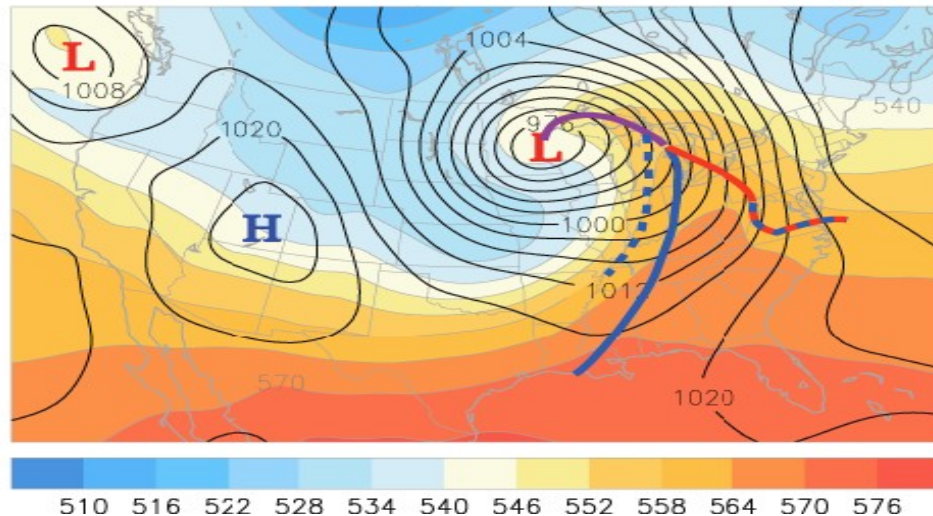
1.



2.



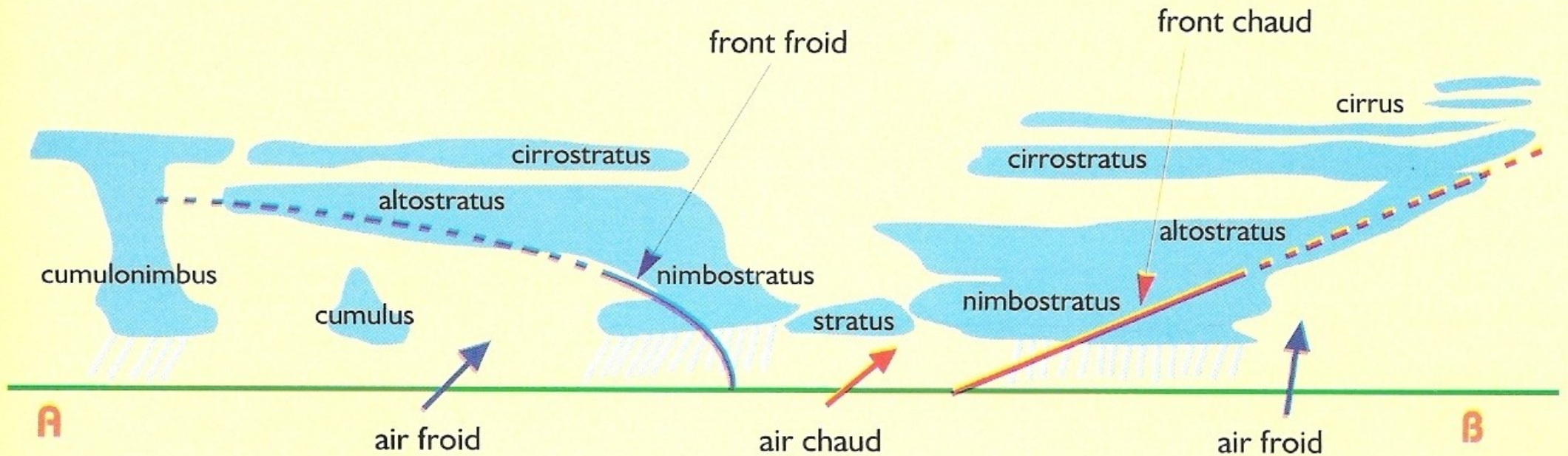
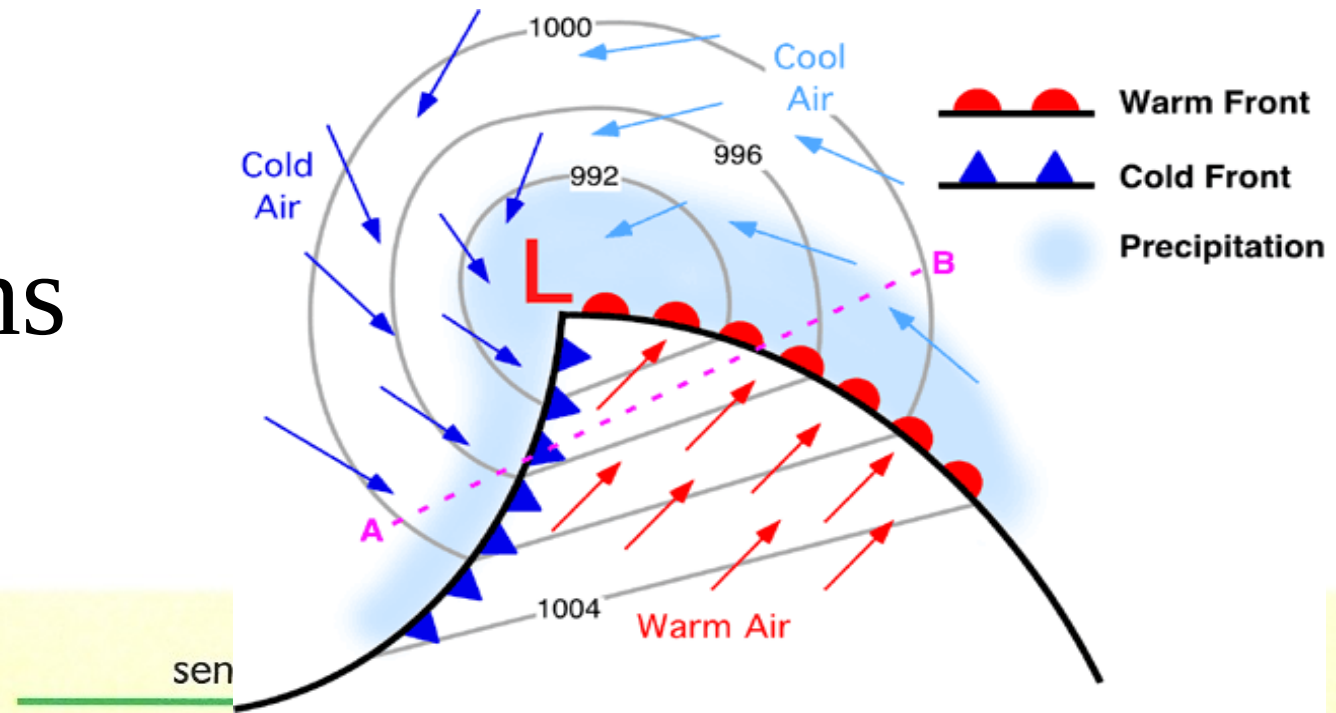
3.



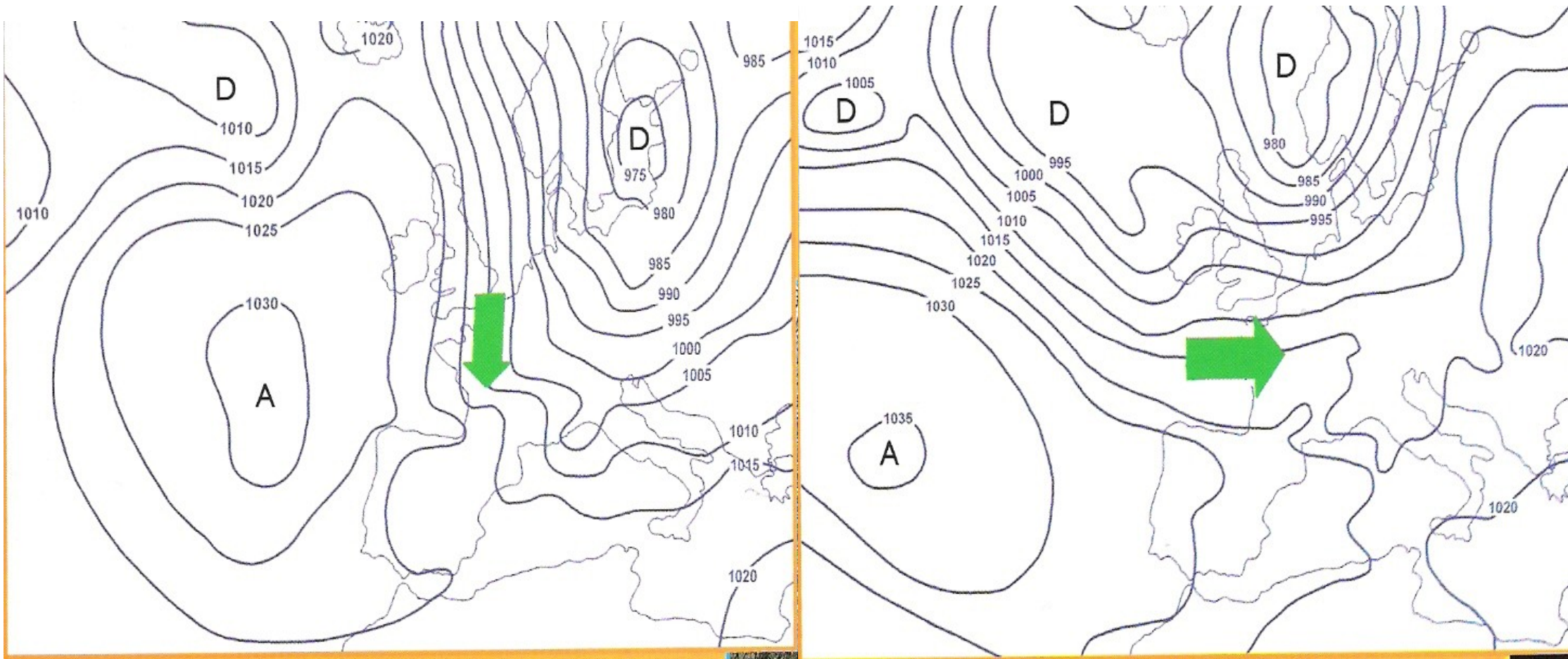
Droite:
Pression à Z=0
Epaisseur 1000-500hPa
(=Température)

510 516 522 528 534 540 546 552 558 564 570 576

Fronts, nuages et précipitations



Pression, circulation



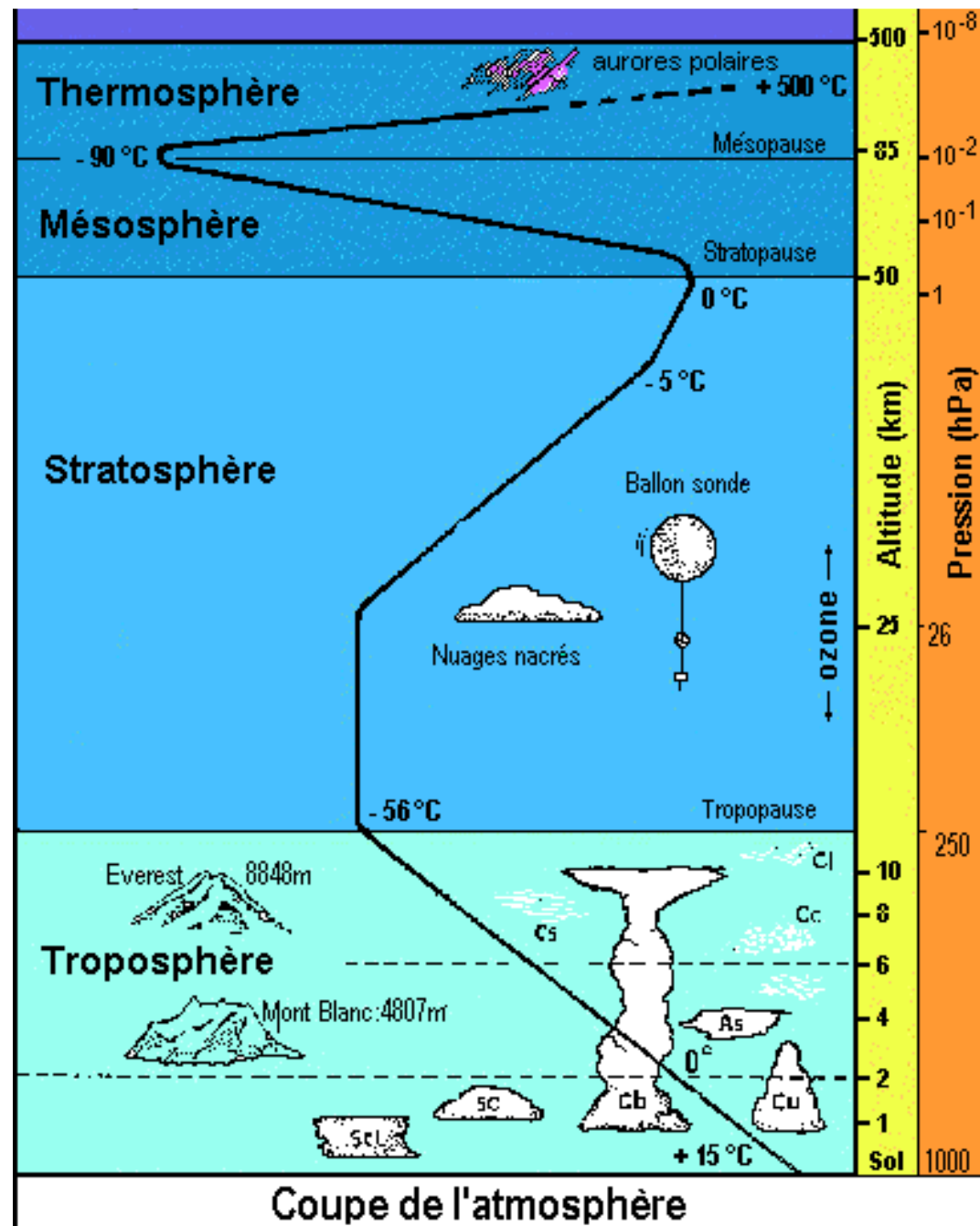
Ecoulement du nord:
baisse des températures

Ecoulement d'ouest:
doux et humides

Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

Profil vertical de l'atmosphère



Profil vertical de l'atmosphère

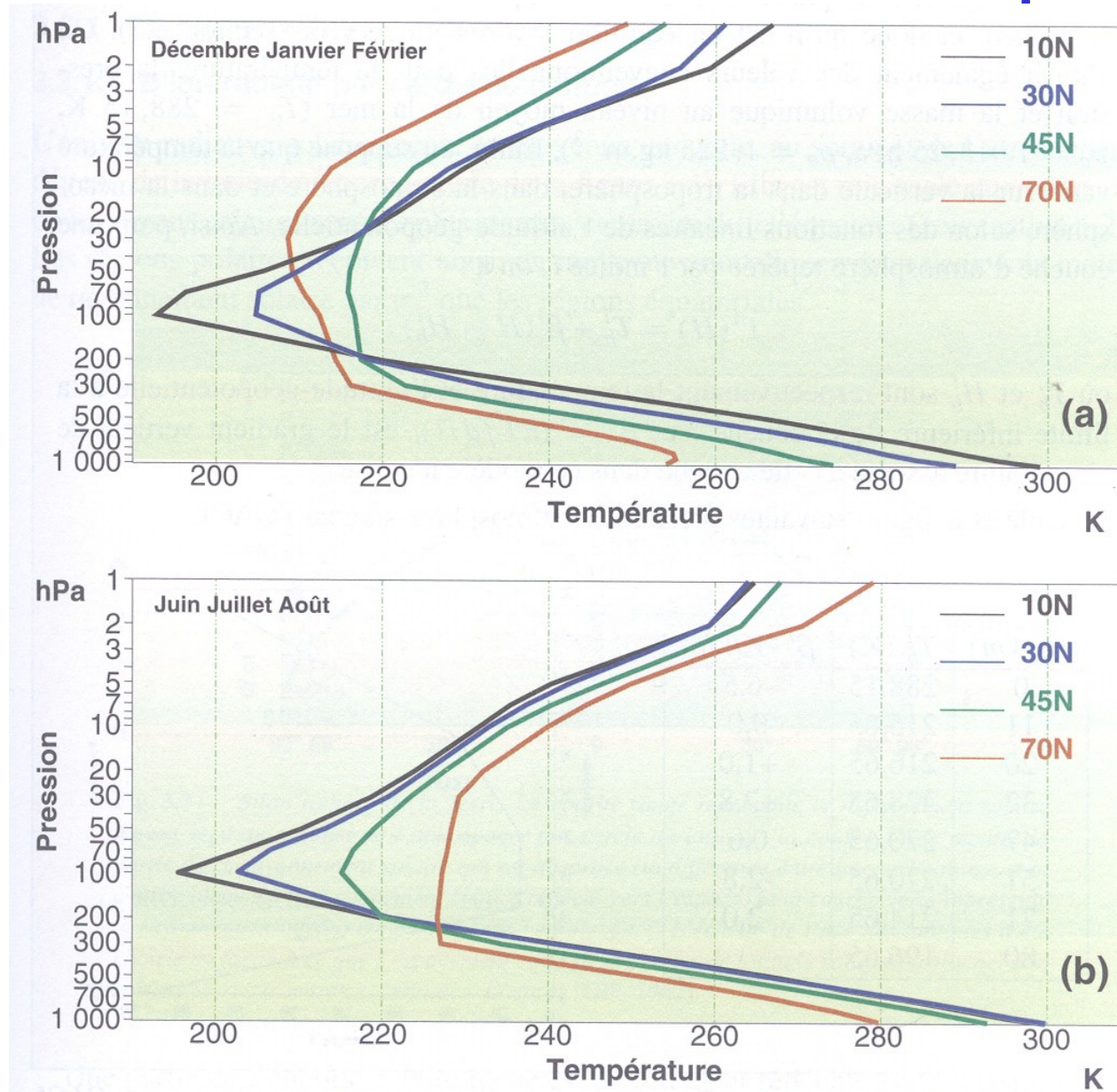


Fig. 3.2 — Profils verticaux de température moyenne entre 1 000 hPa et 1 hPa calculés à partir des réanalyses ERA40 aux 70N, 45N, 30N et 10N : (a) en hiver, (b) en été.

Profil vertical de l'atmosphère

Trois concepts importants pour comprendre et interpréter le profil vertical de température dans la basse atmosphère (< 12 à 15km)

- 1) La pression hydrostatique baisse avec l'altitude
- 2) La température baisse quand la pression baisse
- 3) La pression vapeur saturante de l'eau diminue avec la température

Profil vertical de l'atmosphère

1) La pression hydrostatique baisse avec l'altitude

Equilibre hydrostatique: $-\rho g = \partial p / \partial z$

avec ρ : masse volumique de l'air (kg.m^{-3})

p : Pression (Pa)

z : altitude (m)

g : accélération due à la gravité (m.s^{-2})

avec l'hypothèse des gaz parfaits $p = \rho RT$

$\implies 1/p \partial p / \partial z = -g/RT$

Avec l'hypothèse d'atmosphère isotherme:

$\implies p = p_0 \exp(-zg/RT)$

Profil vertical de l'atmosphère

2) *La température baisse quand la pression baisse*

- Conservation de l'énergie
- loi des gaz parfait
- mouvement adiabatique

$$\Rightarrow T/p^\kappa = \text{cte}$$

On définit la température potentielle $\Theta = T(p_0/p)^\kappa$ ***invariante par ascendance adiabatique.*** ($p_0 = 1000 \text{ hPa}$)

\Rightarrow la température baisse avec l'altitude: $\partial T/\partial z \cong -6 \text{ à } -8 \text{ K/km}$

Mont blanc : 4800m \Rightarrow -34K plus froid qu'en plaine : si 20° \Rightarrow - 15°C

Mont Everest: 8800m \Rightarrow -60K plus froid qu'en plaine : si 20° \Rightarrow - 40°C

Avion : 10000m \Rightarrow -70K plus froid qu'en plaine : si 20° \Rightarrow -50°C

Profil vertical de l'atmosphère

3) La pression de vapeur saturante de l'eau diminue avec la température

Equation de Clausius Clapeyron

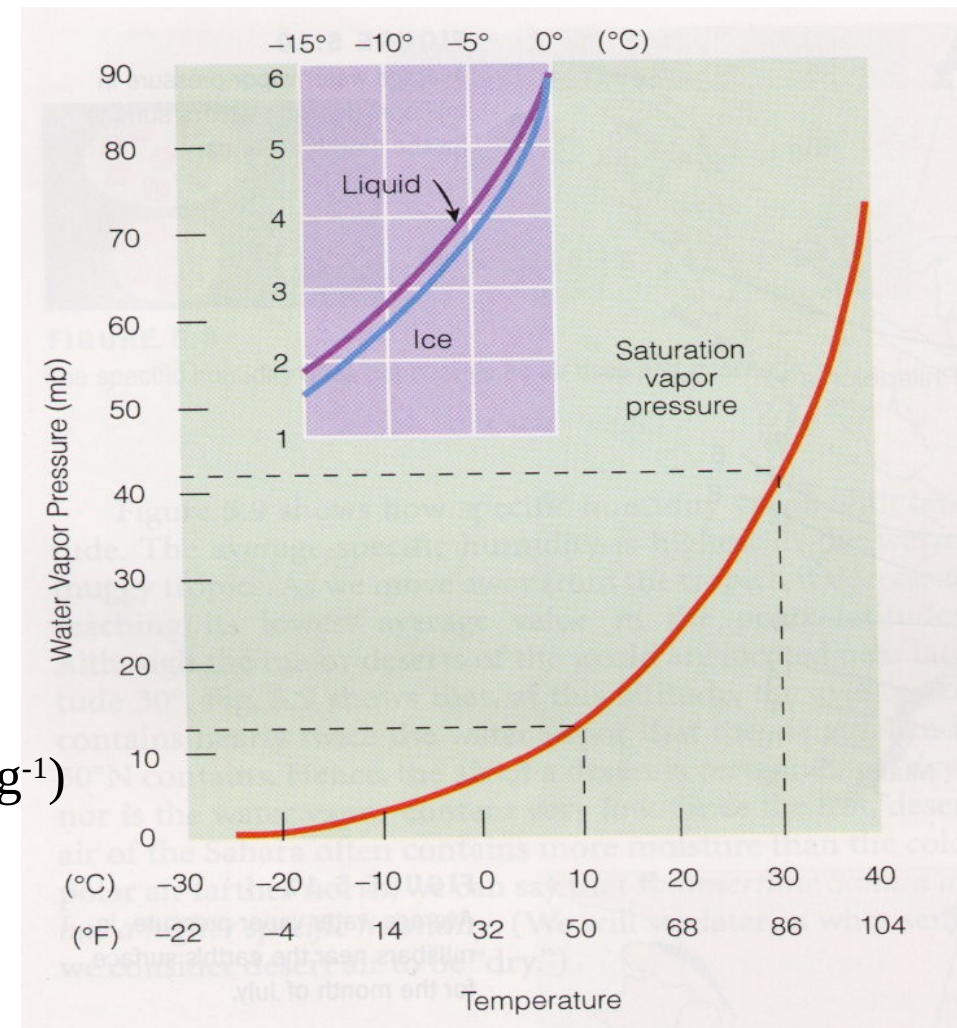
$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_{c,s}}{R_V T^2}$$

e_s : pression de vapeur saturante sur une surface plane

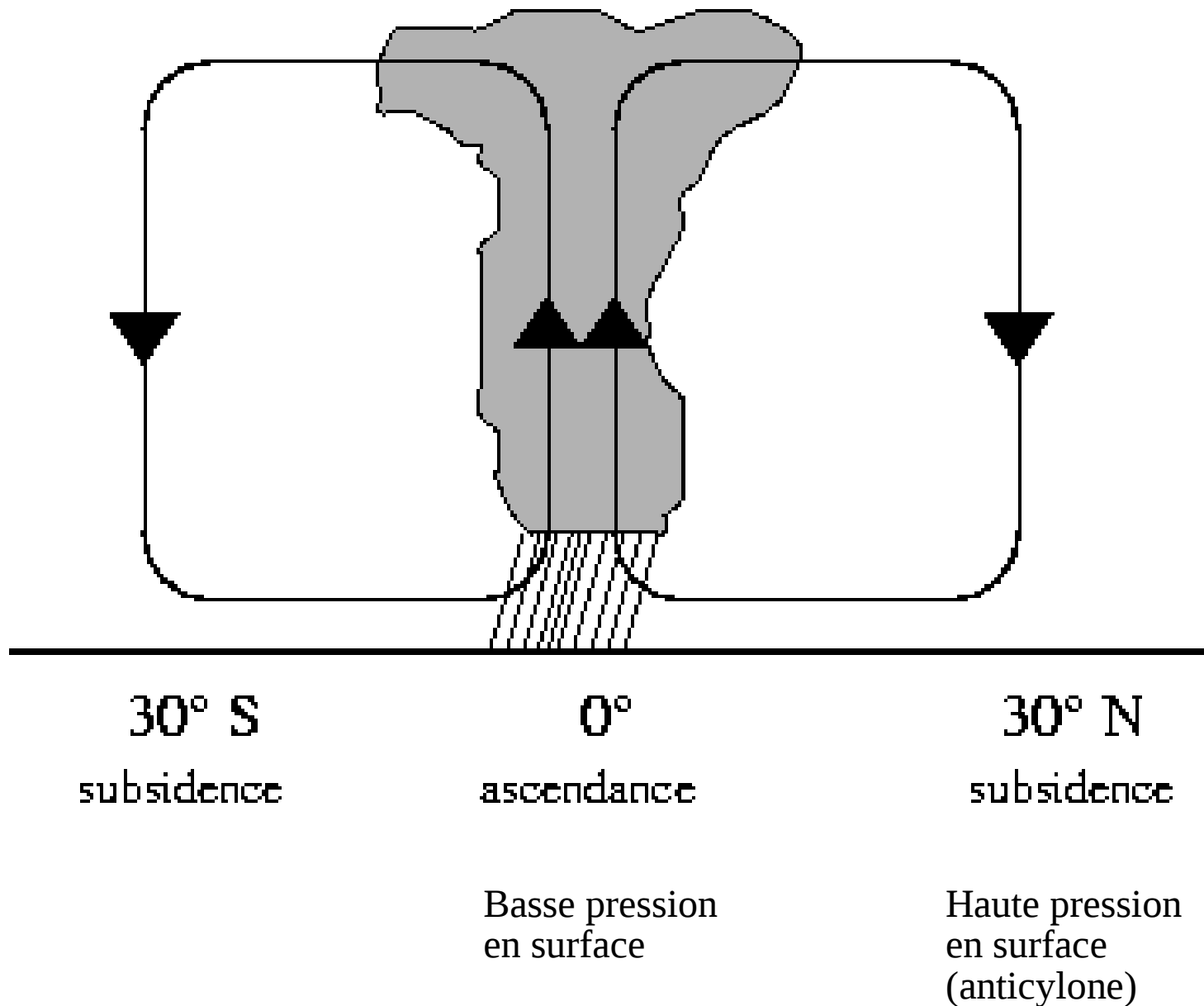
R_V : constante des gaz pour la vapeur d'eau ($461 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$)

$L_{c,s}$: chaleur latente de évaporation/sublimation

T : température (K)

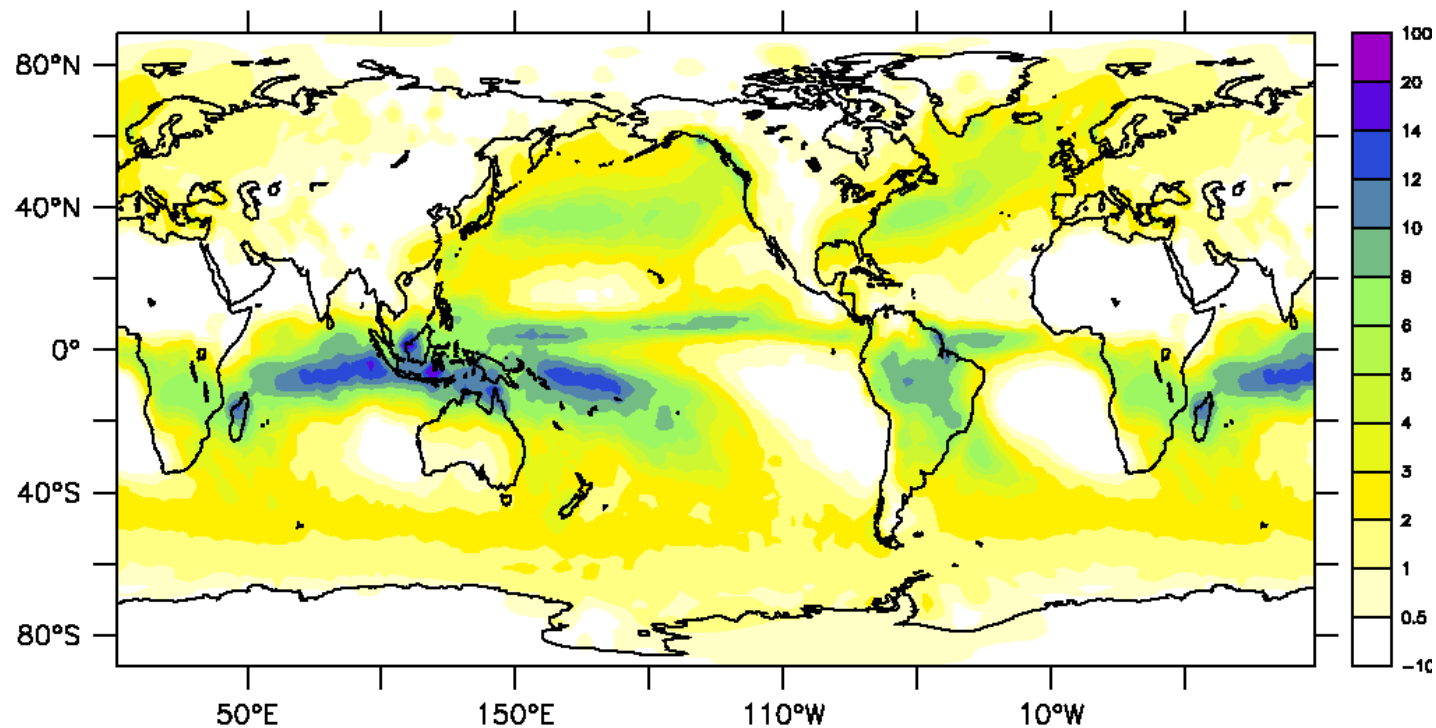


La circulation de Hadley

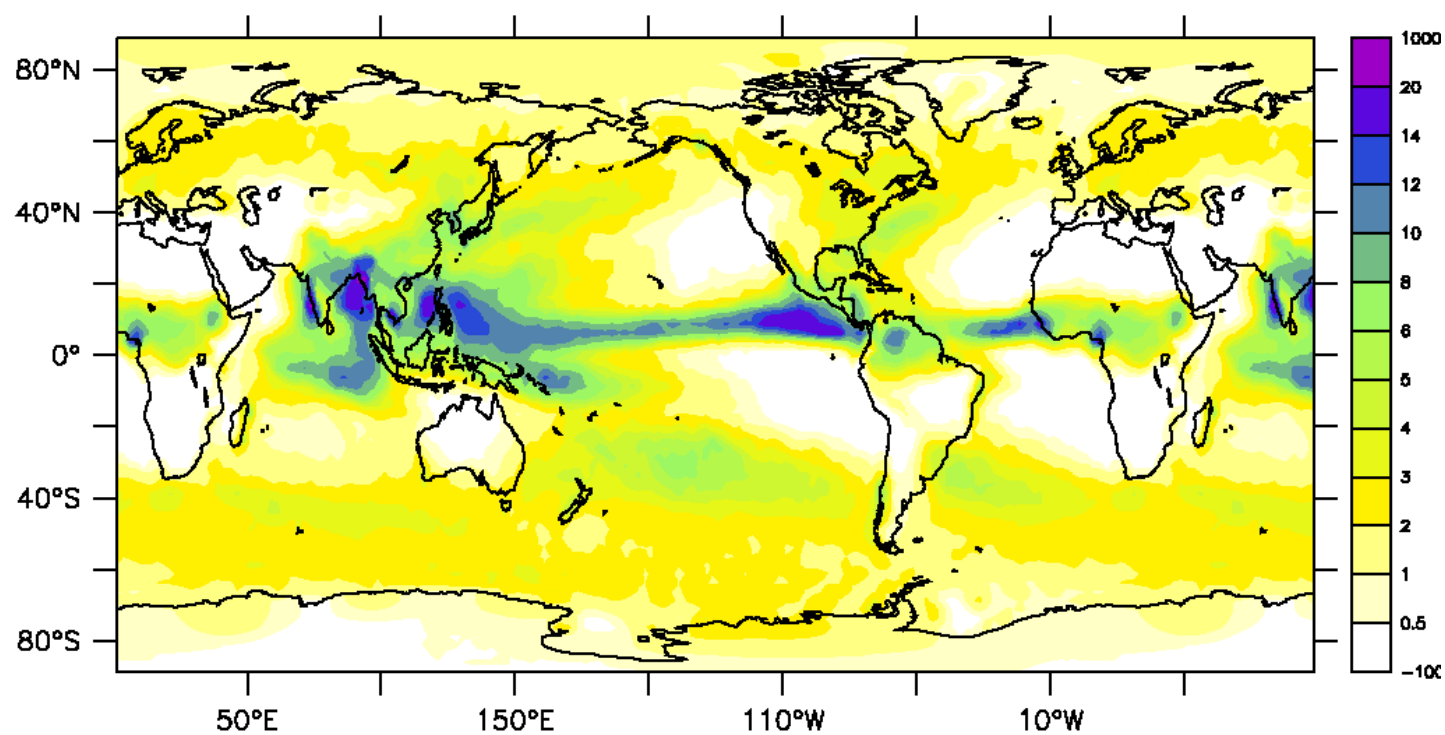


Précipitations (mm/j)

Janvier



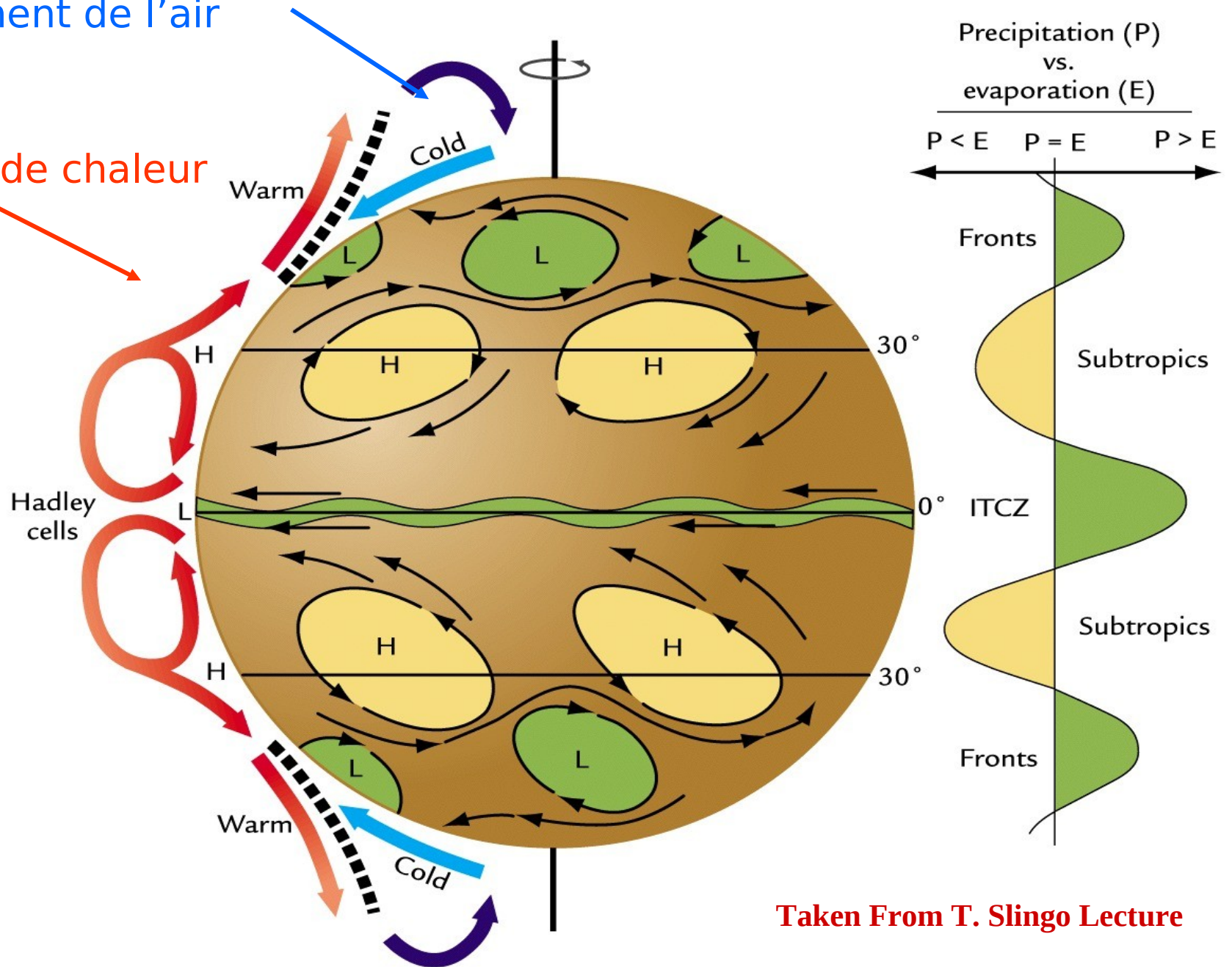
Juillet



Circulation générale atmosphérique et bilan d'eau

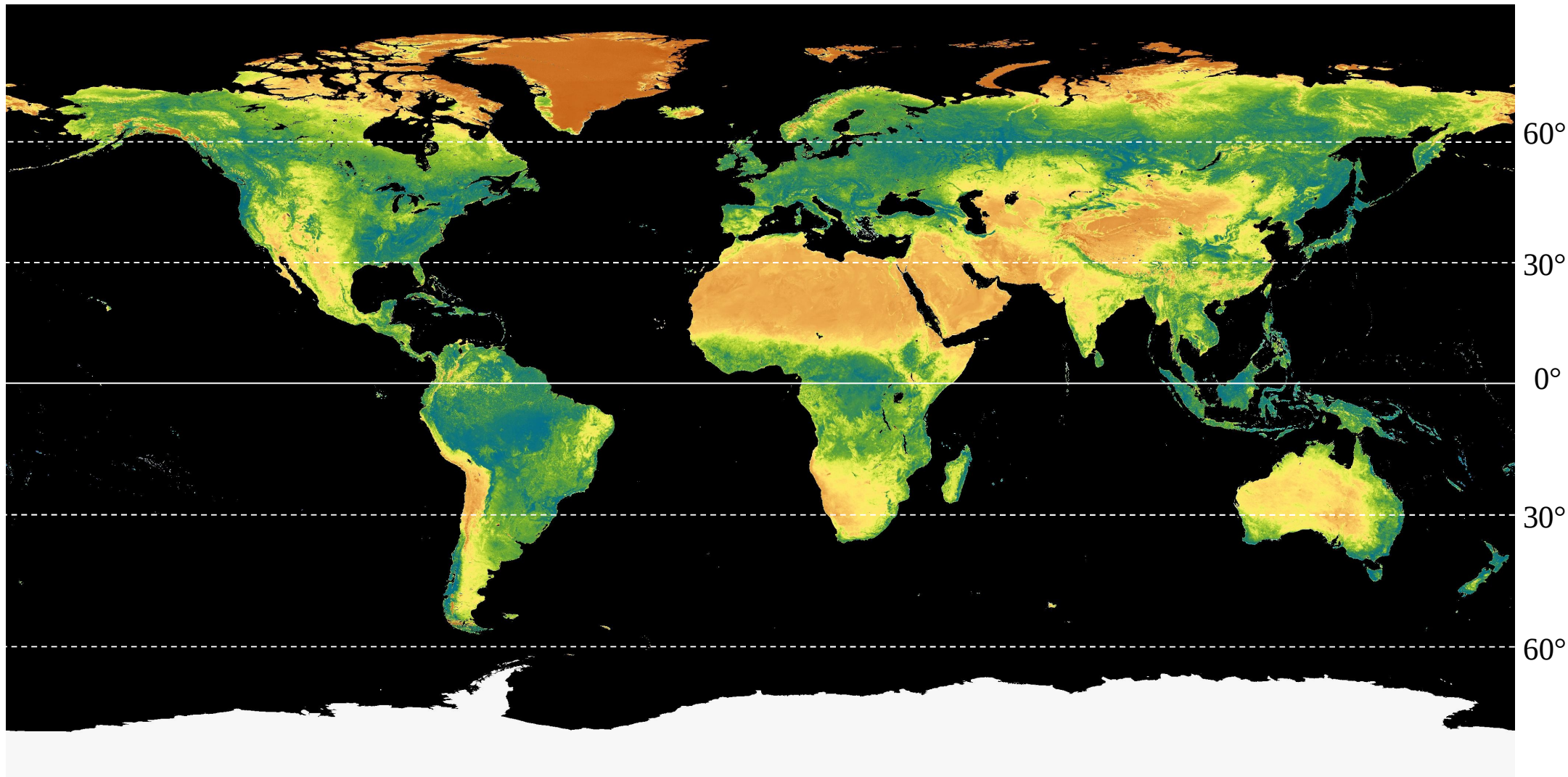
Mouvement de l'air froid

Transport de chaleur

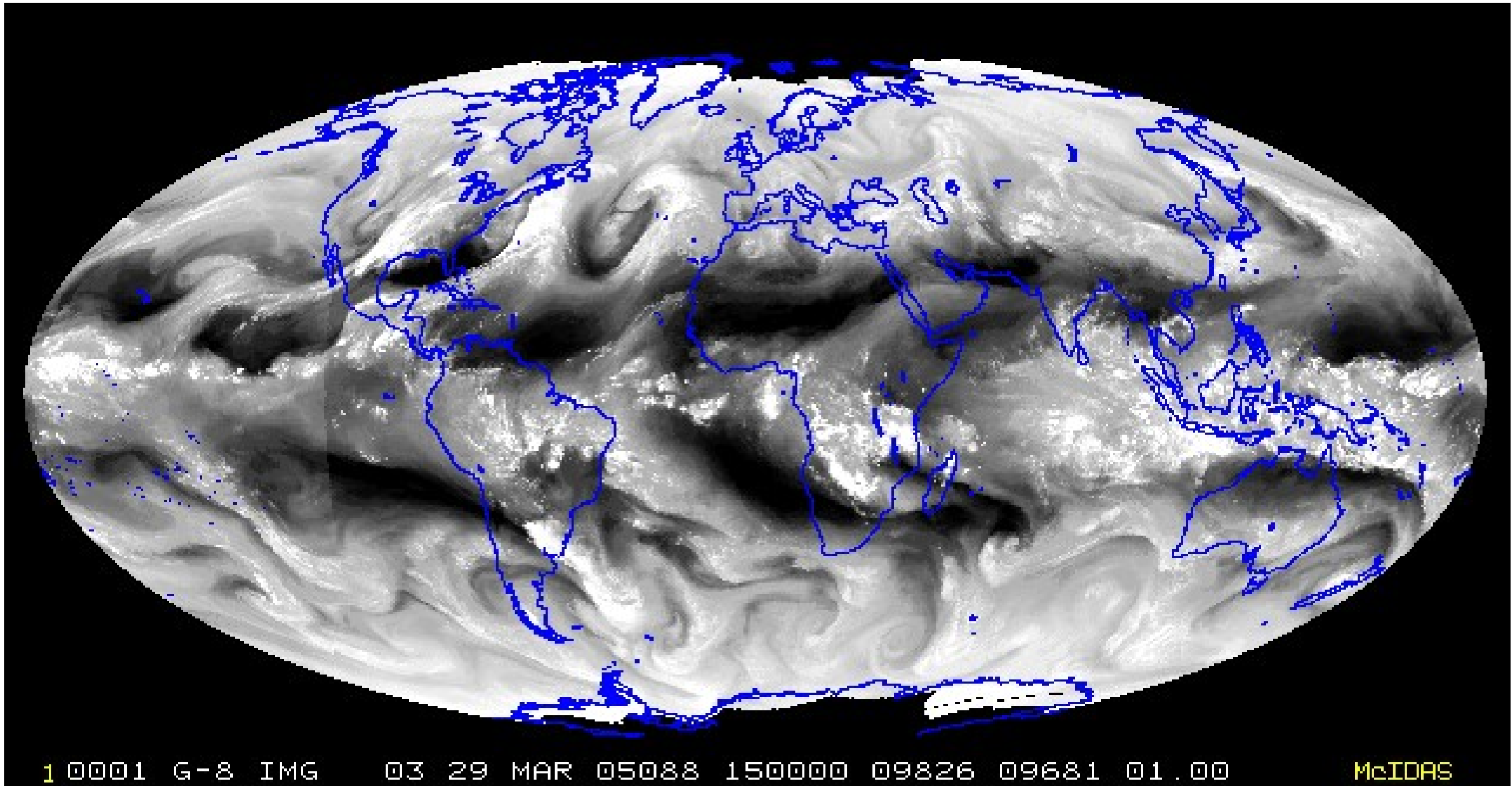


Taken From T. Slingo Lecture

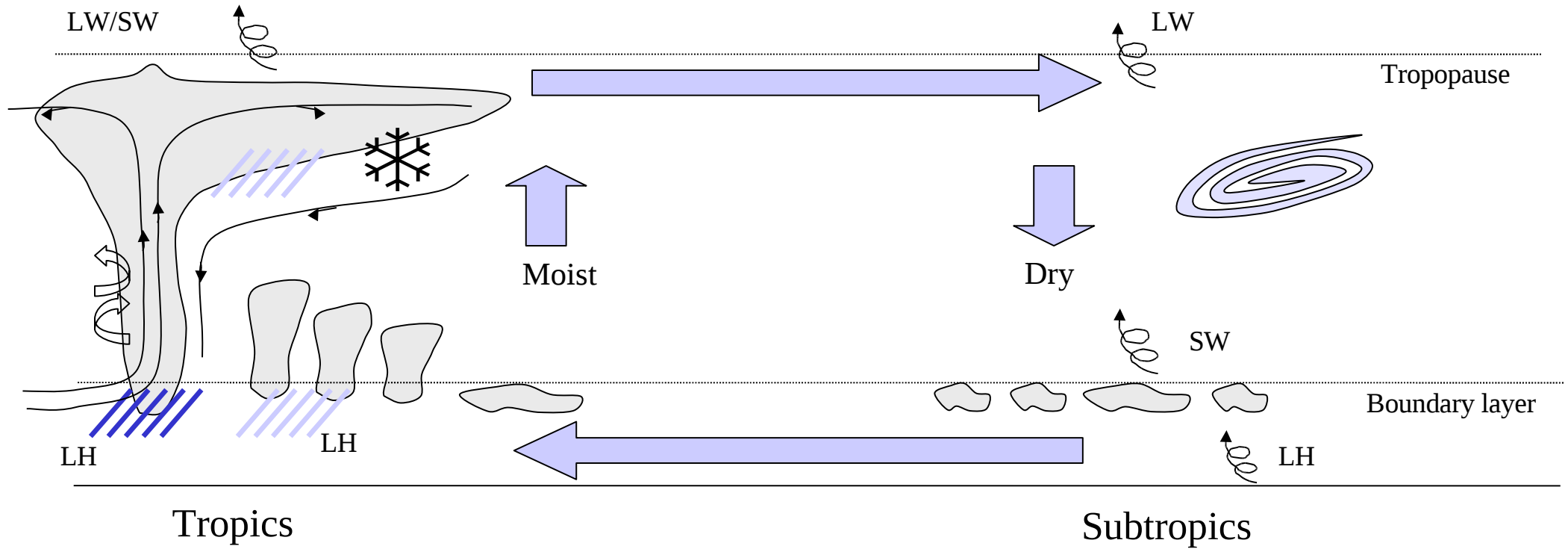
La circulation générale atmosphérique vue à travers la distribution spatiale de la végétation



Météosat canal vapeur d'eau 29 Mars



Circulation générale et nuages



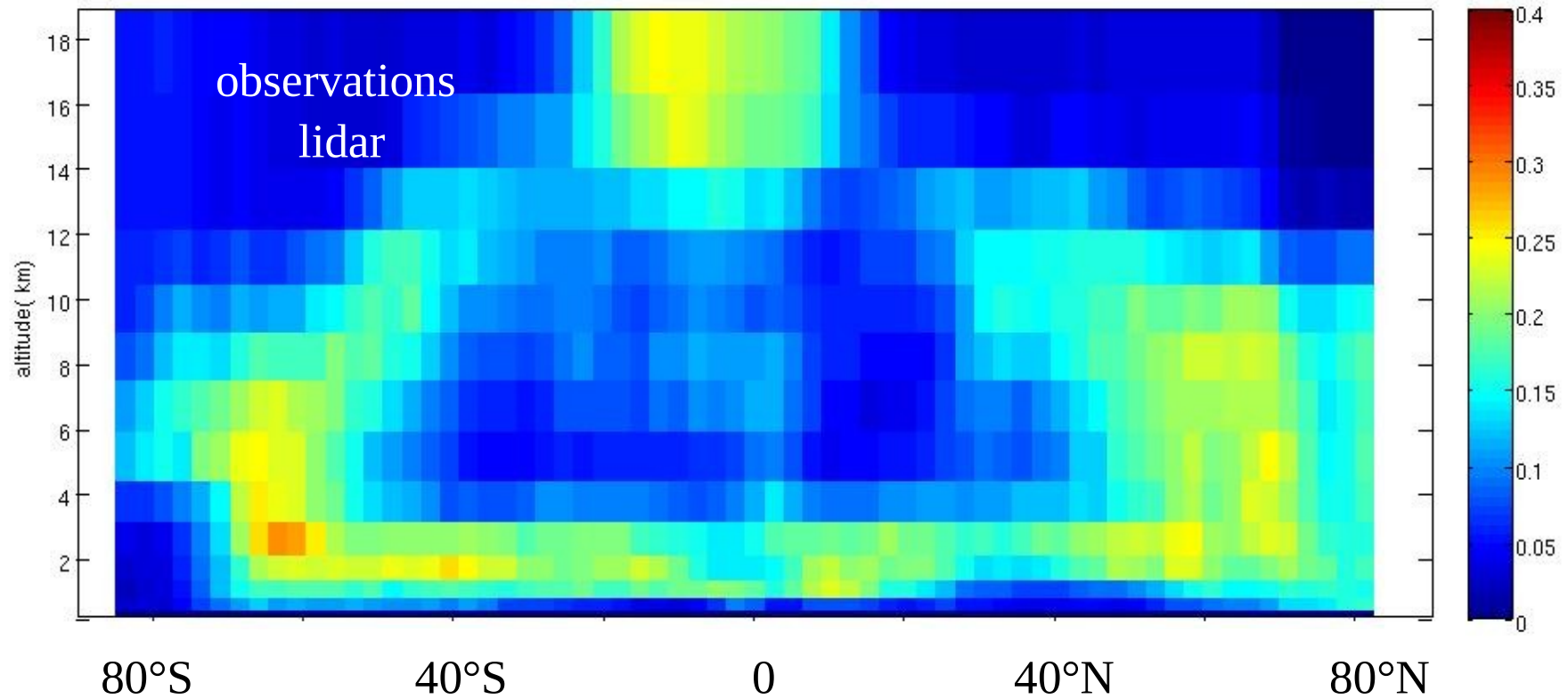
Idéalisation bi-dimensionnelle de la circulation tropicale

Fraction nuageuse (observations CALIPSO)

jan-fév-mars

Moyenne zonale
couverture nuageuse

Altitude
(km)

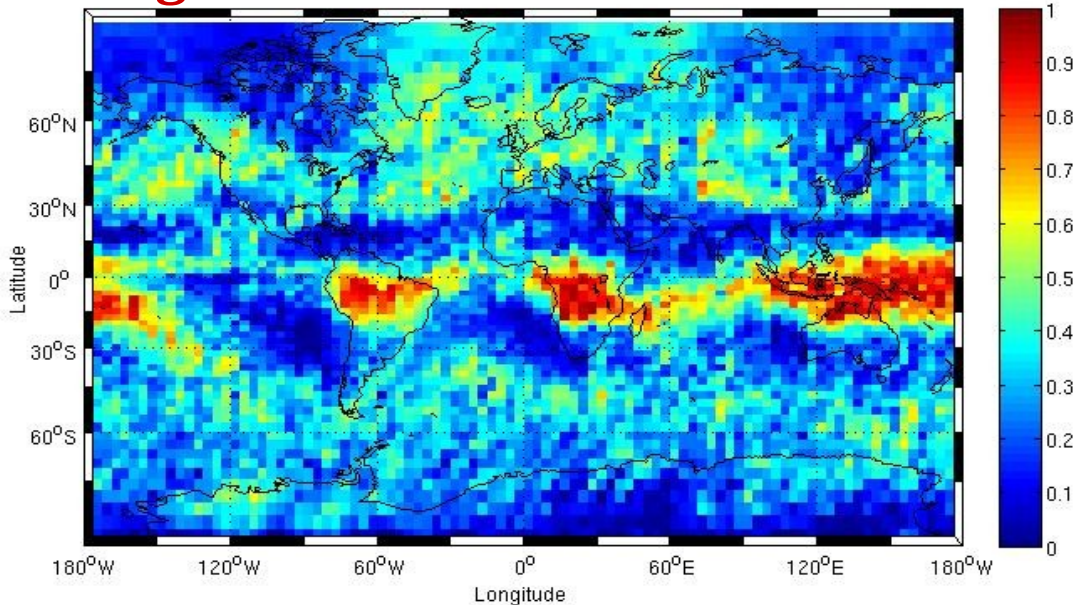


Latitude

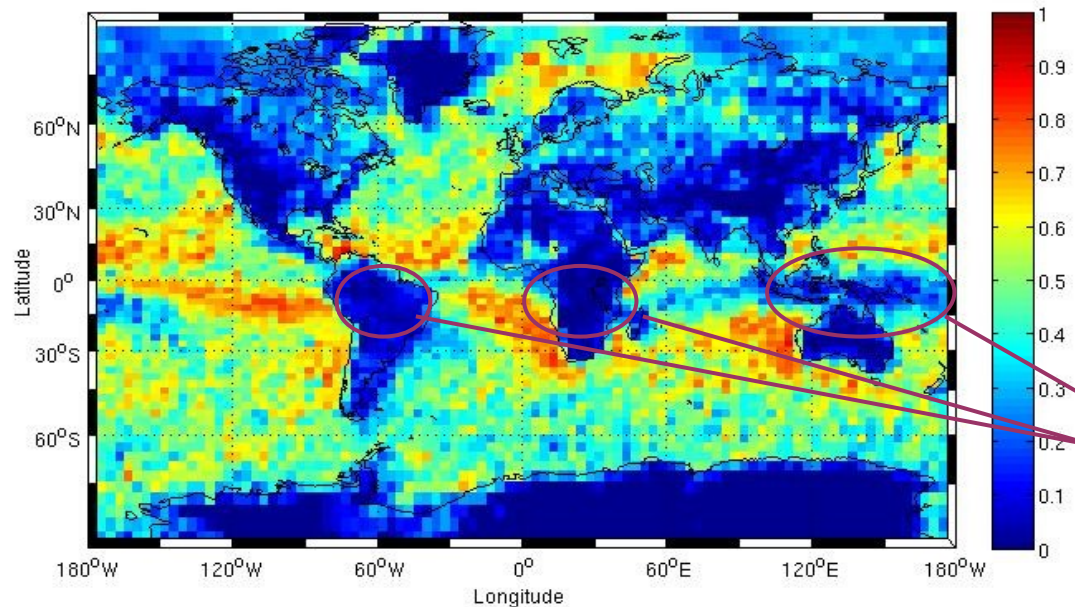
Fraction nuageuse (observations CALIPSO)

jan-fév-mars

nuages hauts

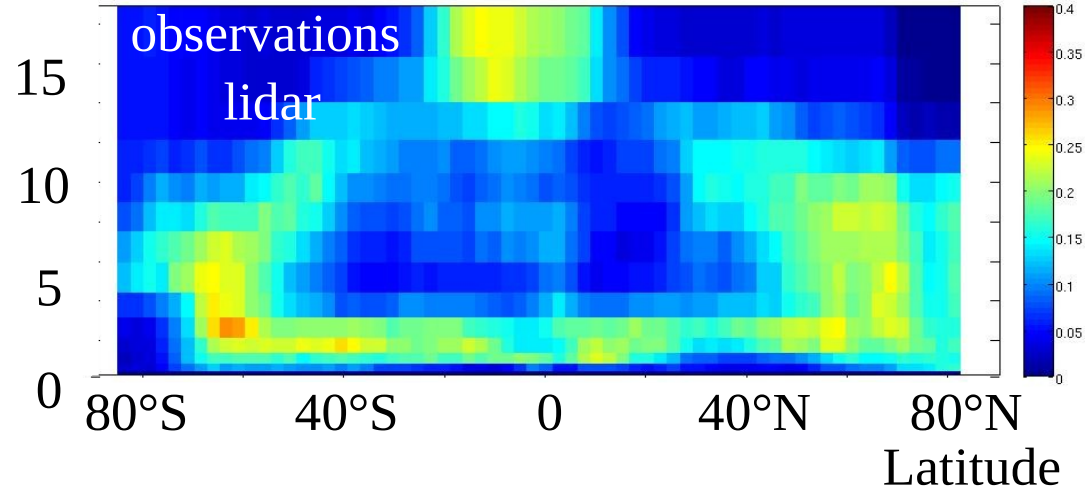


nuages bas



Moyenne zonale

Altitude
(km)



effet de masque des nuages

Plan

- Echanges radiatifs et effet de serre
- Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique
- Circulation atmosphérique et cycle de l'eau
- **Modélisation du climat et estimation des changements climatiques**
- Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines

Modélisation numérique 3D du climat

- Modèles météorologiques / modèles climatiques
- Les différentes composantes d'un modèle climatique
- Comment et pourquoi développe-t-on un modèle climatique?
- Comment « tourne » un modèle?
- Quels sont les « forçages » de ces modèles?

Pourquoi des modèles climatiques?

Quelle complexité?

Les modèles numériques de climats:

- sont basés sur des équations physiques, avec un certains nombres d'approximation (ce ne sont pas des outils d'extrapolation d'observations existantes);
- sont des outils permettant de réaliser des simulations numériques, avec différents états initiaux, différentes conditions aux limites, différentes hypothèses, différentes valeurs de paramètres...
- permettent d'éprouver différentes hypothèses: analyse de la compatibilité des observations avec les résultats de simulations, basées sur des hypothèses différentes?

Modélisation météorologique/climatique

- *un objet d'étude commun, des objectifs d'étude différents*

même outil de modélisation de base, mais avec des approximations différentes pour répondre à des objectifs différents:

- météo: problème de prévisibilité, de définition d'état initial
- climat: problème de solution « asymptotique », de sensibilité à des perturbations

- *prévision météorologique / projection climatique*

ou comment faire du climat quand on ne sait pas prévoir le temps à plus de quelques jours

ex: variation d'un jour à l'autre / variation d'une saison à l'autre

hypothèse de base de la climatologie: le climat est une superposition d'une composante déterministe et d'une composante purement aléatoire

Les différentes composantes d'un modèle météorologique ou climatique

- atmosphère (qqs heures à qqs années)
- surface continentale (qqs heures à qqs années)
- océan superficiel et glace de mer (jour à qqs dizaine années)
- océan profond (années à quelques siècles)

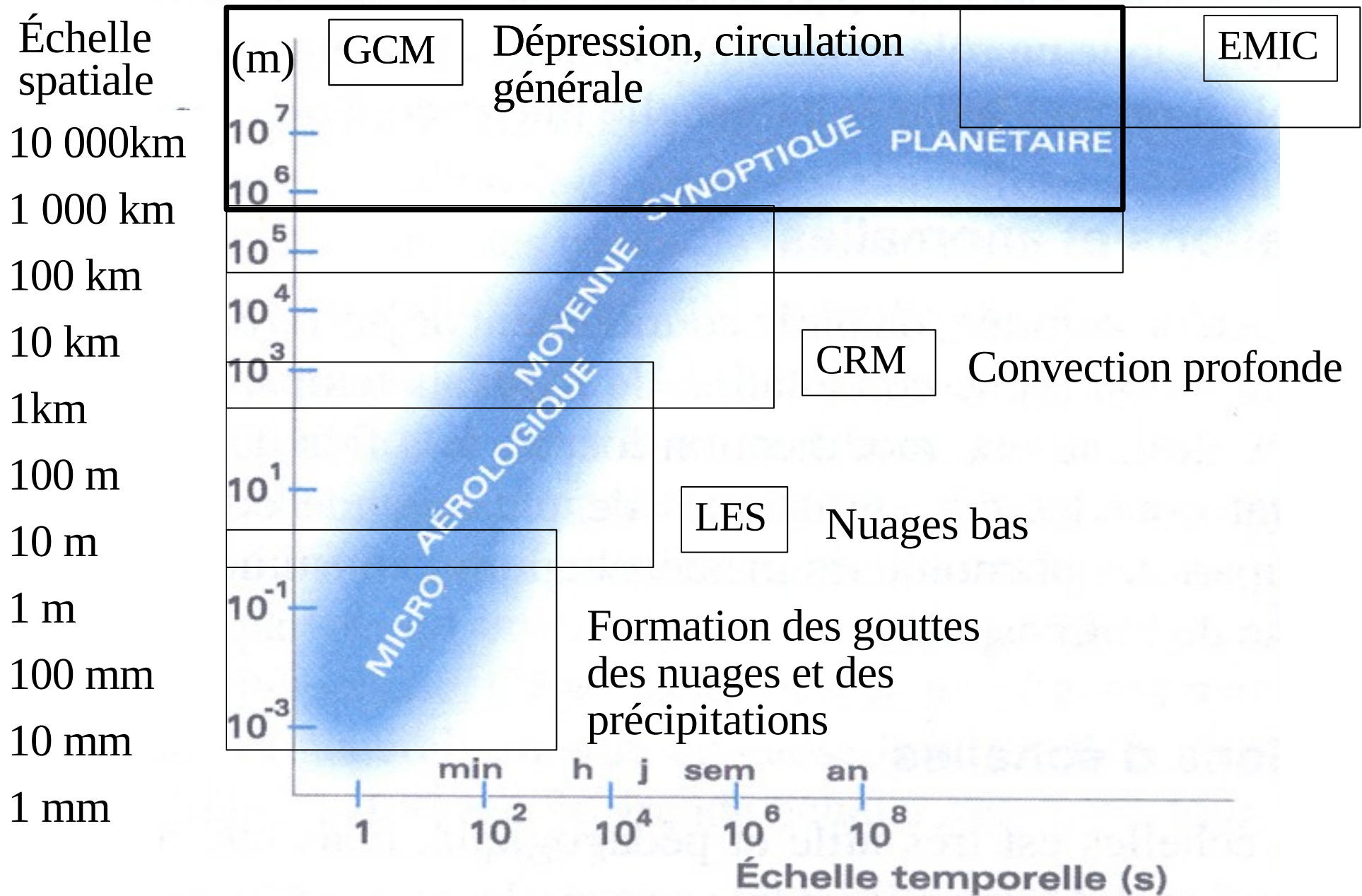
Modèles météorologiques: atmosphère + surfaces continentales (+ océan superficiel)

Modèles climatiques: atmosphère + surfaces continentales + océan + glace de mer + glaciers

Modèles pour la prévision saisonnière: intermédiaire

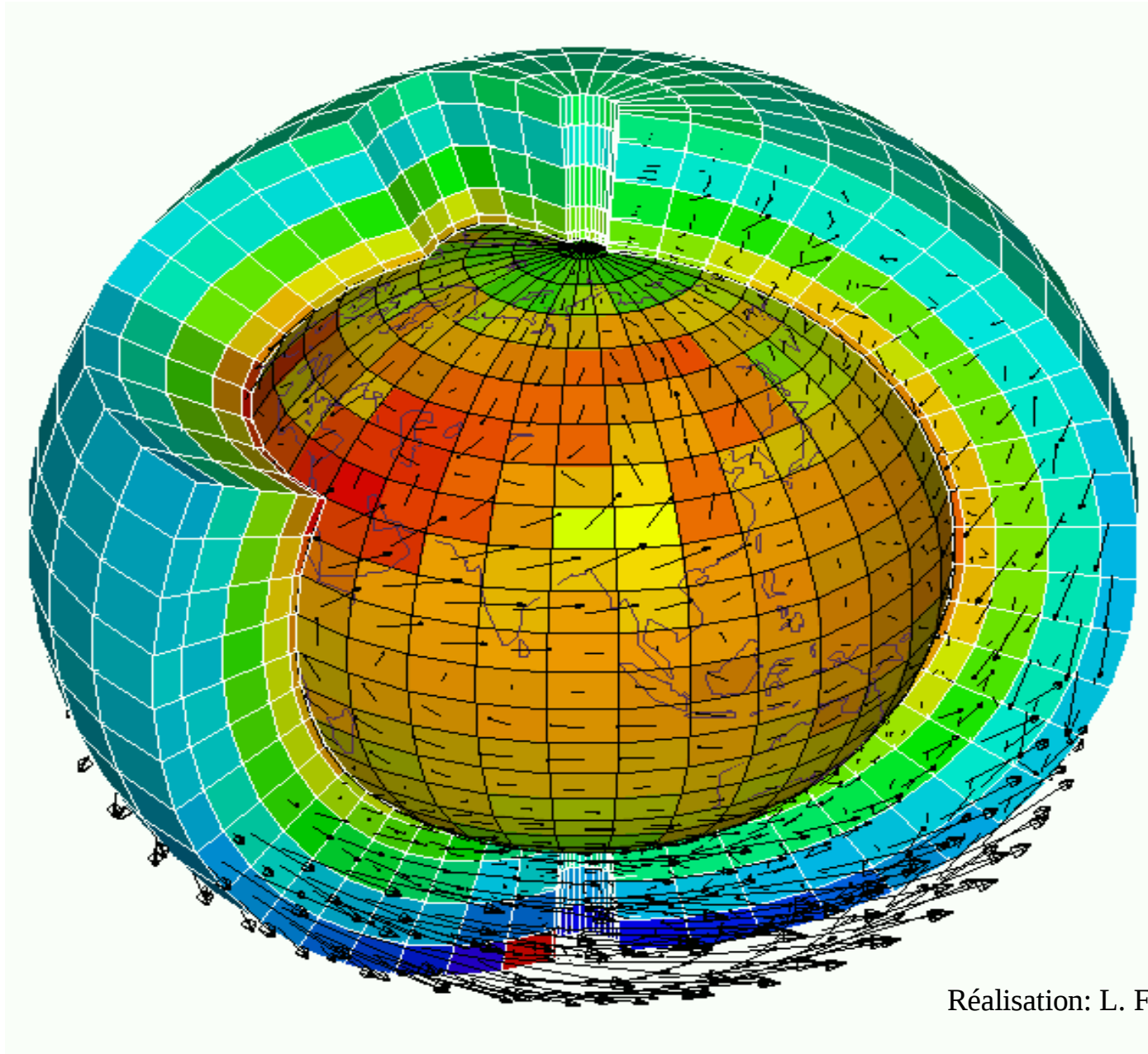
Pollution, chimie atmosphérique: composantes supplémentaires

Échelles spatiales et temporelles



Modélisation numérique 3D du climat

Discrétisation et résolution numérique



Modèles de circulation générale (GCM)

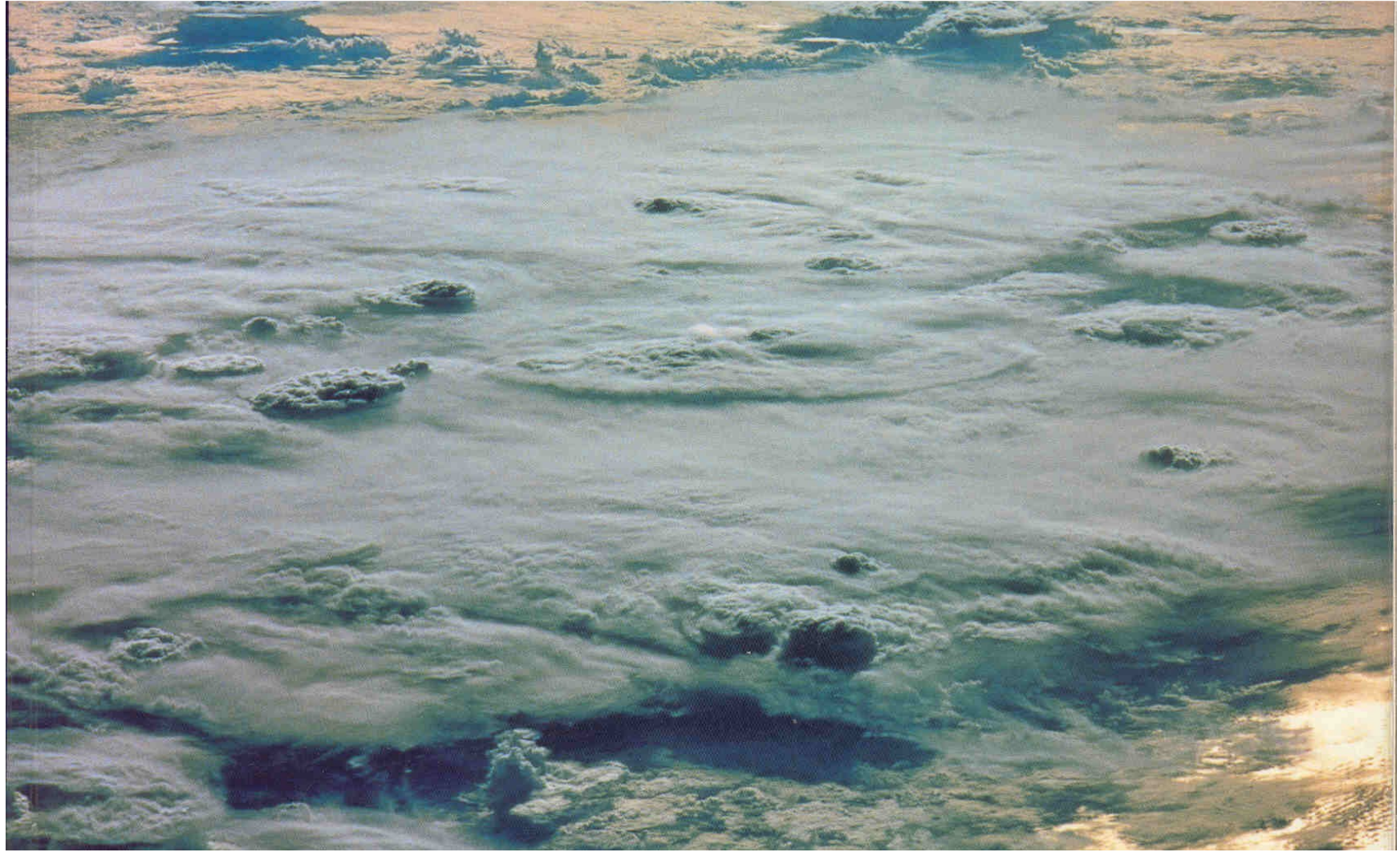
Equations de GCM atmosphérique (extraits)

Equations dynamiques en coordonnées pression

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \partial_t \vec{V} = \underbrace{-(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}}_{\text{transport}} - \underbrace{\omega \partial_p \vec{V}}_{\text{gravité}} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{Coriolis}} - \underbrace{f \vec{k} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} + \underbrace{\vec{S}_V}_{\text{Sources}} \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \partial_p \omega = 0 \\
 \partial_t q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q - \omega \partial_p q + \underbrace{S_q}_{\text{Sources}}
 \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l}
 \Phi = gz \quad \text{geopotentiel} \\
 \omega = \partial_t p \quad \text{vitesse vert.} \\
 q = \text{humidité spécifique}
 \end{array} \right. \quad (1)$$

\vec{S}_v et S_q : termes source déterminés par les **paramétrisations physiques** :

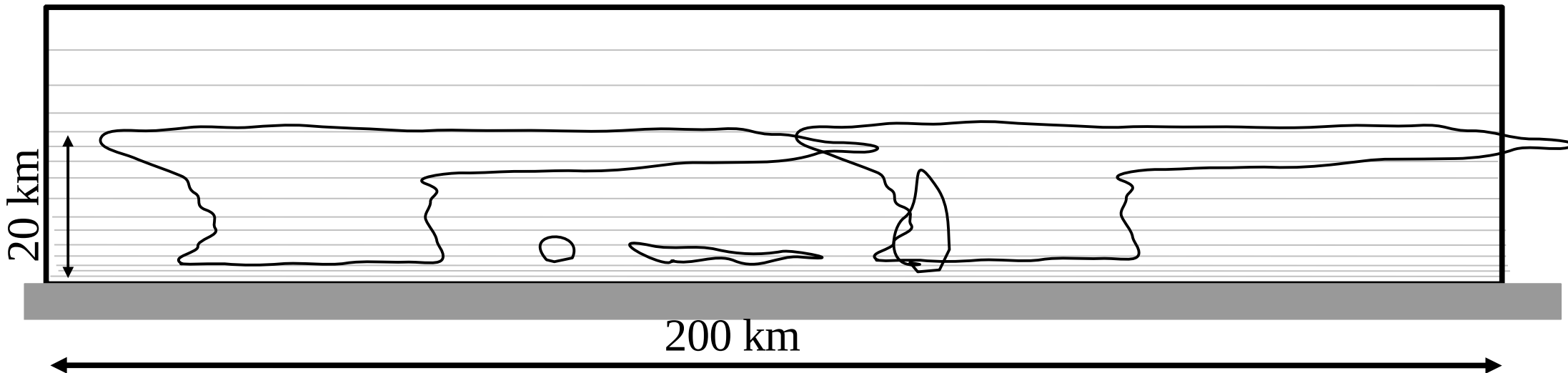
- couche limite planétaire
- convection profonde (Gros cumulus et cumulonimbus)
- nuages
- processus radiatifs
- orographie
- sol



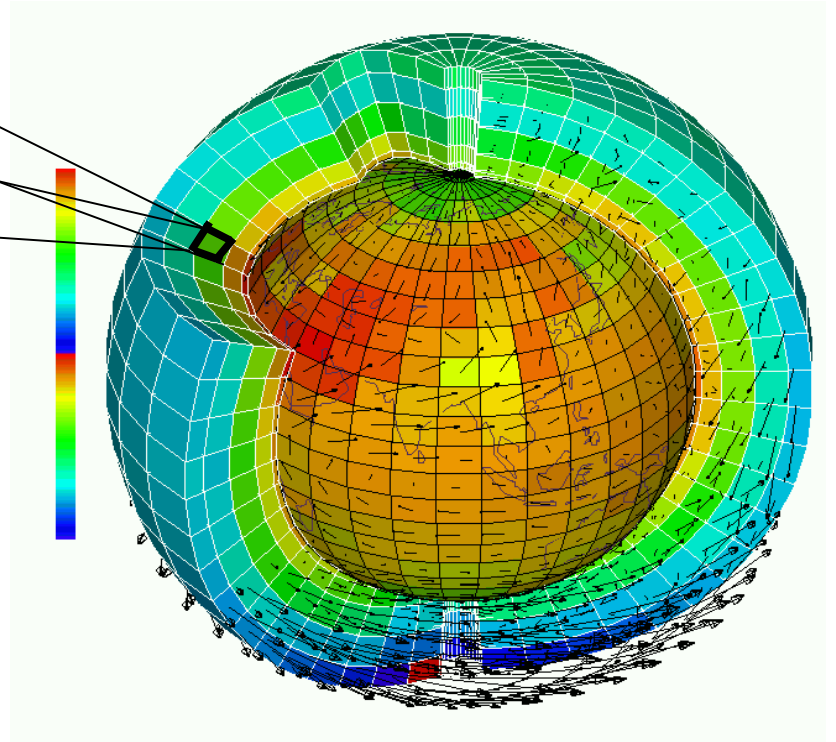
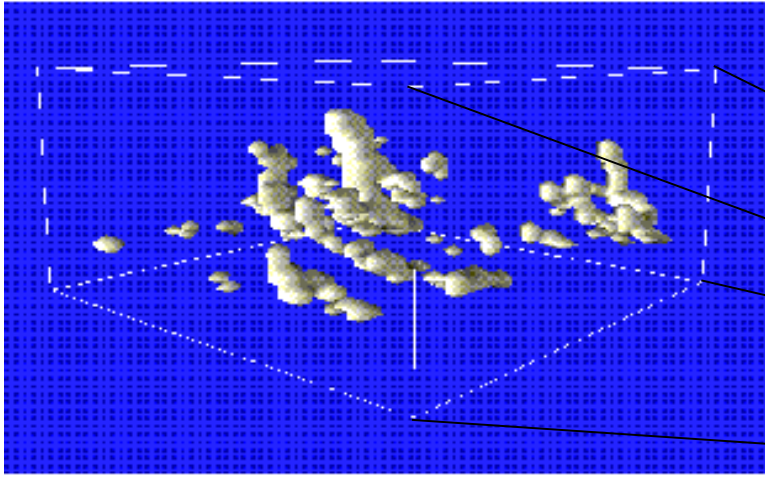
Discrétisation

- Incrément temporel : de quelques minutes à une demi-heure, selon la technique d'intégration.
- Grille horizontale : maille allant de 100 à 300 km.
- Grille verticale : maille allant de 100m (ou moins) au niveau du sol, à quelques kilomètres dans la stratosphère.

Colonne atmosphérique typique:



Discrétisation

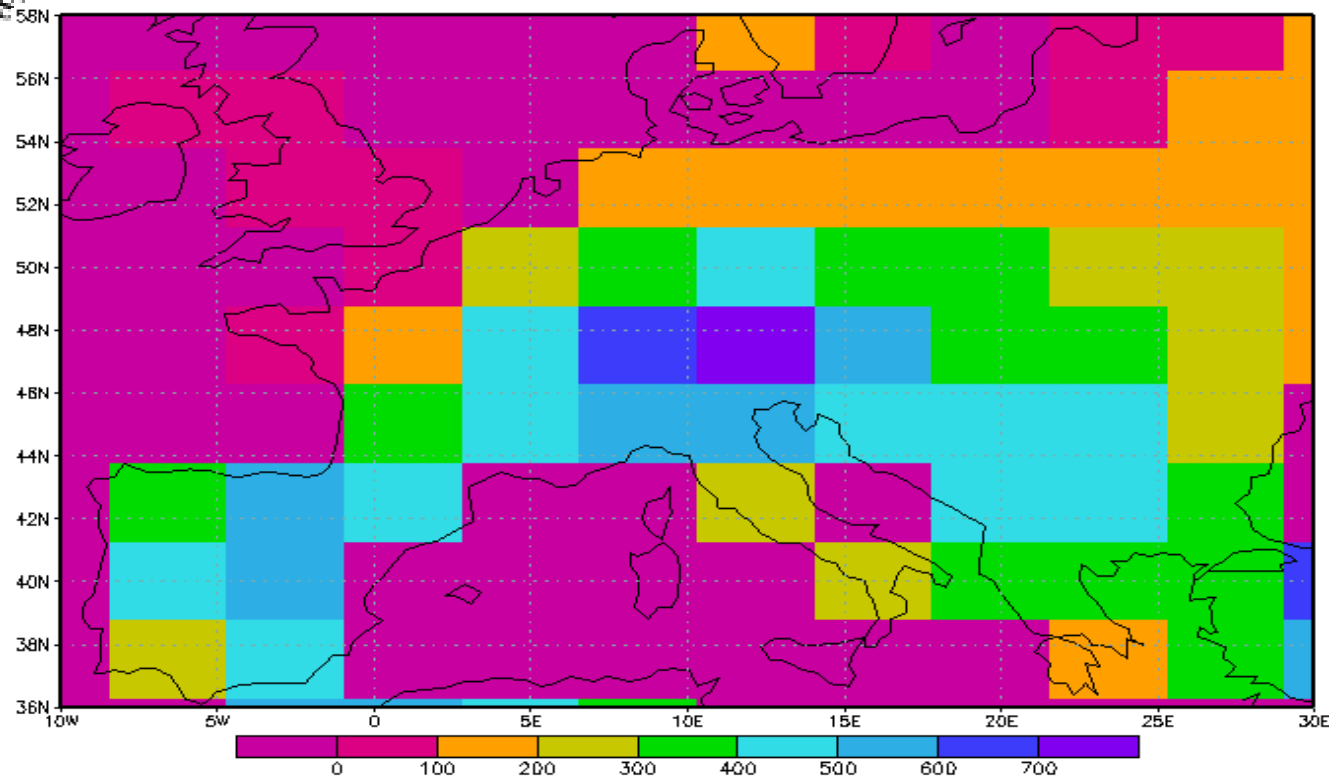


Modélisation des phénomènes sous-maîles,
ou paramétrisation

Exemple de paramétrisation

Orography

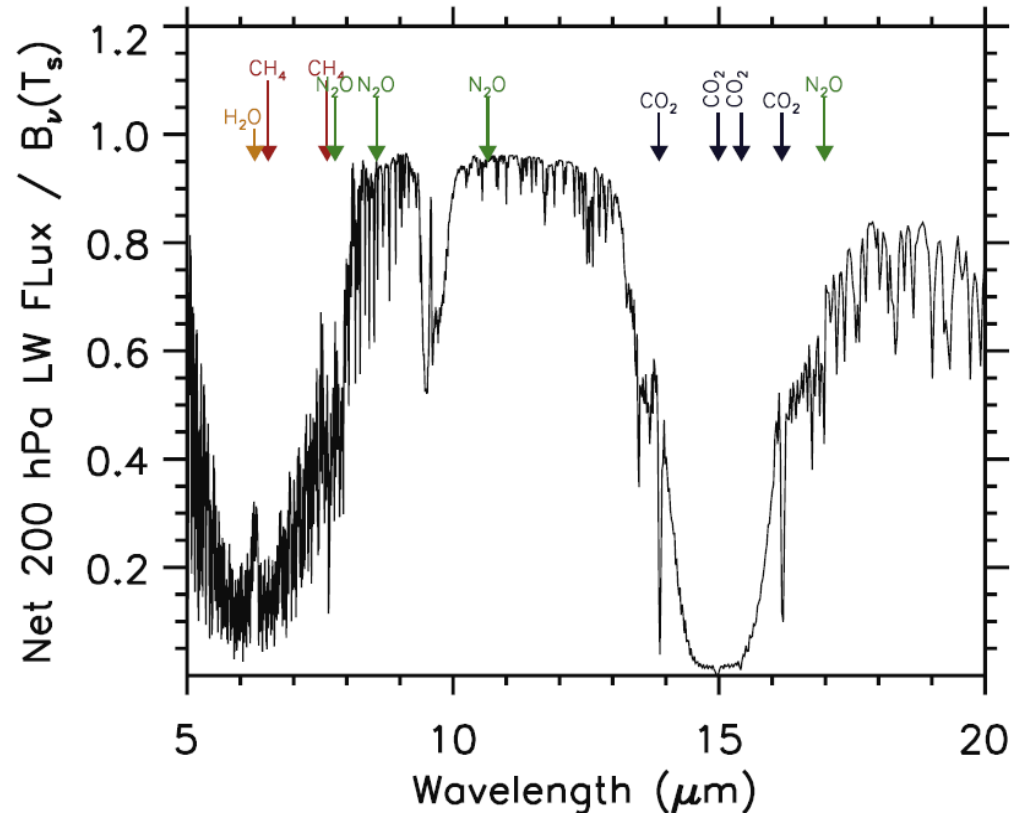
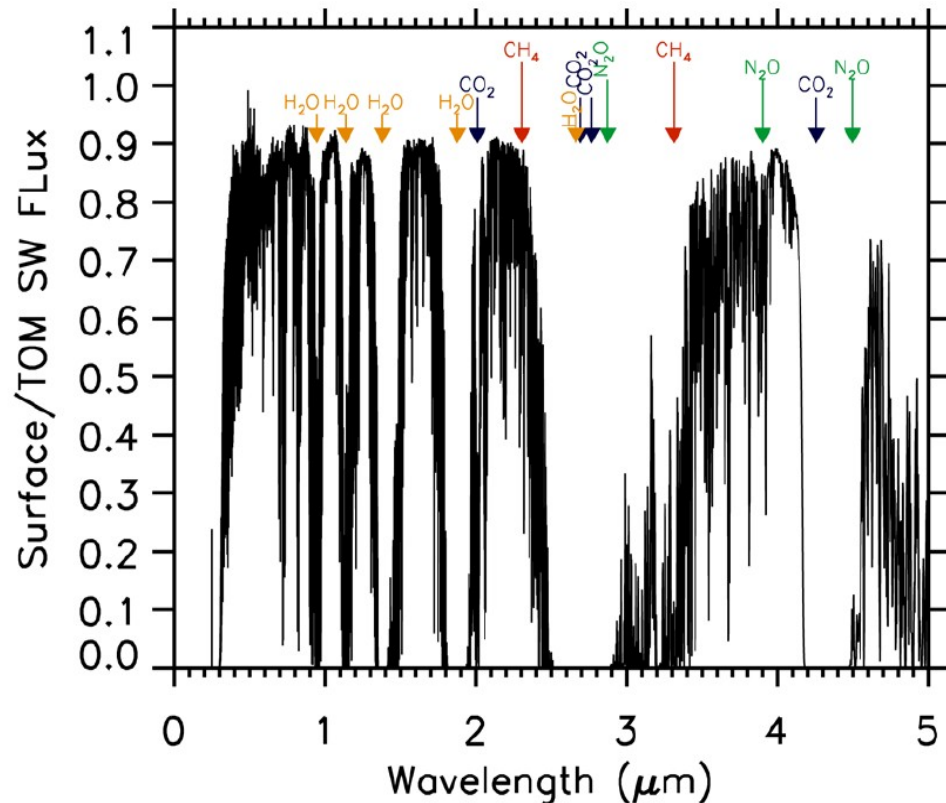
At the model grid scale, orography is poorly represented; e.g. Europe orography for 3.5x2.5 grid is:



The purpose of the parametrization of orography effect is to determine the **drag** and the **lift** due to mountains and acting on atmospheric flow. → use of high resolution orography data base.

Note that snow is still a problem.

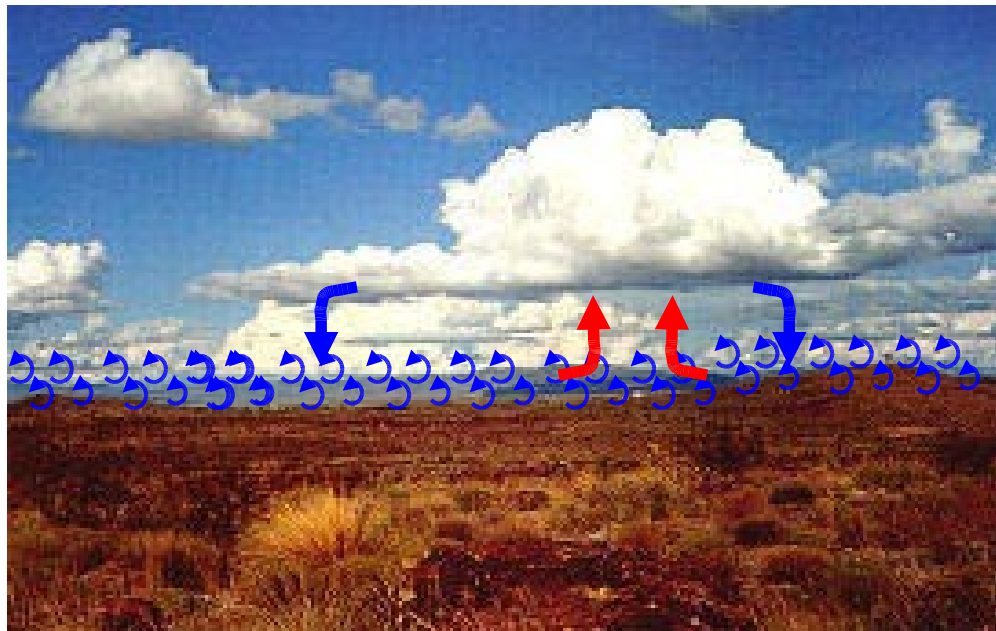
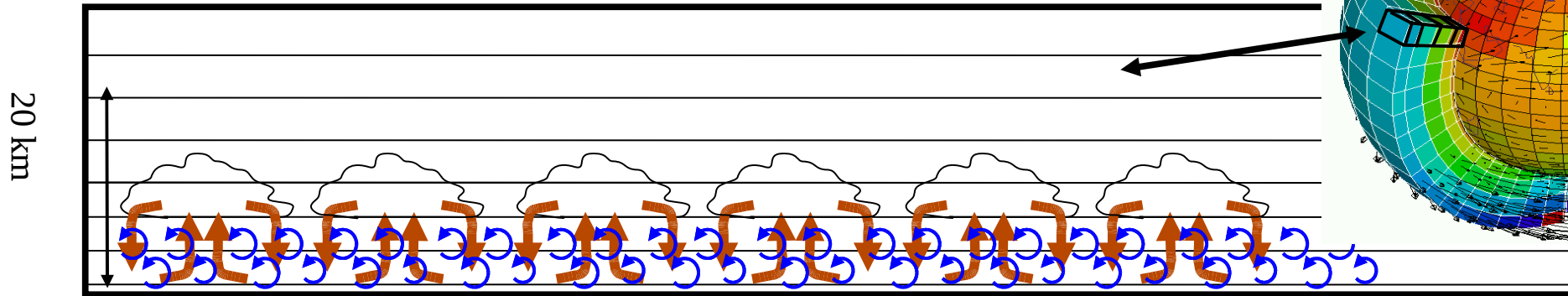
Rayonnement



[Collins et al., 2006]

- Développement de modèles réduits, bandes larges, ajustés sur les résultats de modèles de références (modèle raie par raie)
- Modèles réduits : doivent être redéfinis pour les différentes planètes

Dans une colonne du modèle, il y a de la turbulence homogène et aussi des structures à l'échelle de la couche limite.

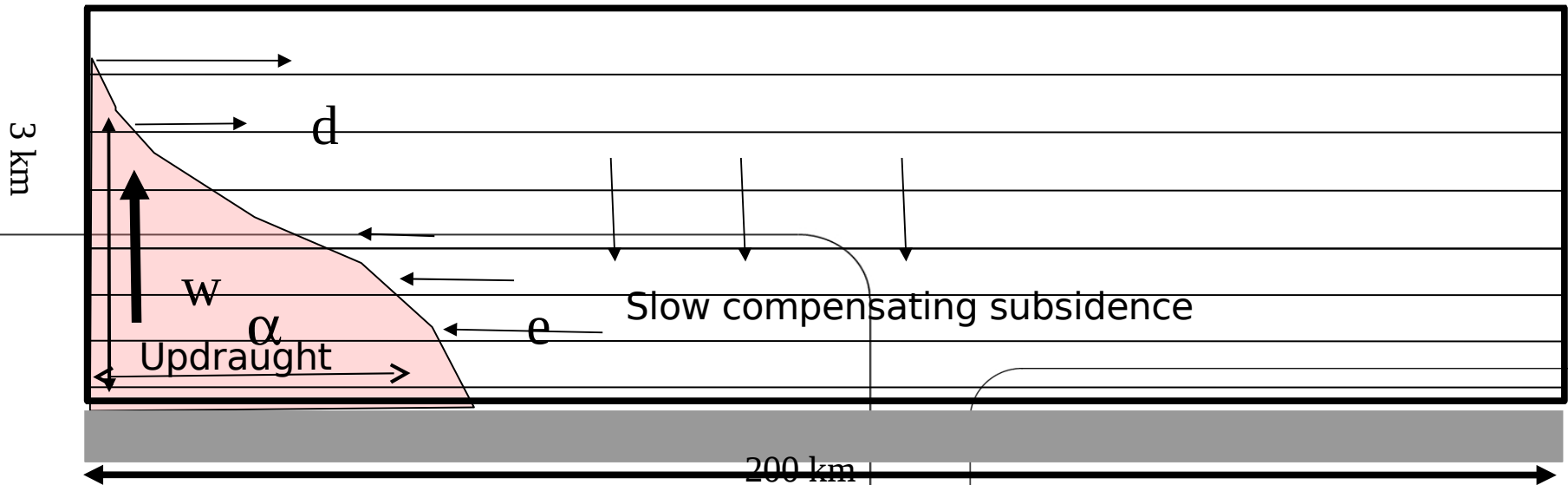


“Le modele du thermique”:

Each column is split in two parts:

Ascending air from the surface and subsiding air around it.

The model represents a mean plume (the thermal) and a mean cloud.



Internal variables of the parametrization :

- w = mean vertical velocity of ascending plumes
- α = fractionnal area covered by the updraughts
- e = lateral input rate of air into the plume (entrainment)
- d = output rate of air from the plume (detrainment)
- q_a = concentration of constituent q in the updraughts

Source term for the explicit equations :

$$S_q = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' q'} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right] - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [f(q_a - q)]$$

Turbulent Diffusion

Transport by the thermal plume model

- Mass conservation

$$\frac{\partial f}{\partial z} = e - d \quad \text{where } f = \alpha \rho w$$

- Mass conservation of constituent q

$$\frac{\partial f q_a}{\partial z} = e q - d q_a$$

- Equation of movement

$$\frac{\partial f w}{\partial z} = -d w + \alpha \rho B$$

- where B is the buoyancy :

$$B = g \frac{\theta_{va} - \theta_v}{\theta_v}$$

- and the complex part lies in the expression of e and d :

$$e = f \max \left(0, \frac{\beta}{1+\beta} \left(a_1 \frac{B}{w^2} - b \right) \right)$$

$$d = \dots$$

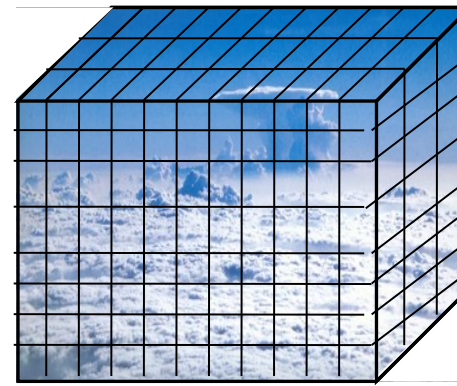
Etc ...

1D test of the cloudy thermal plume model

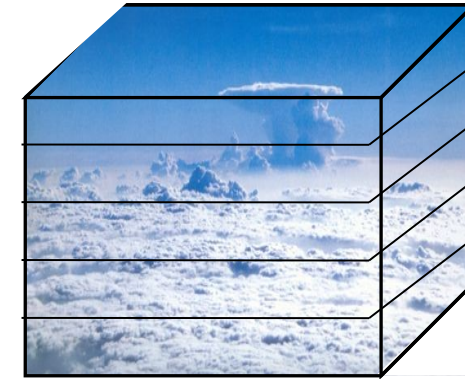
Continental diurnal cycle with cumulus

ARM EUROCS case (US Oklahoma)

Rio et al. 2008

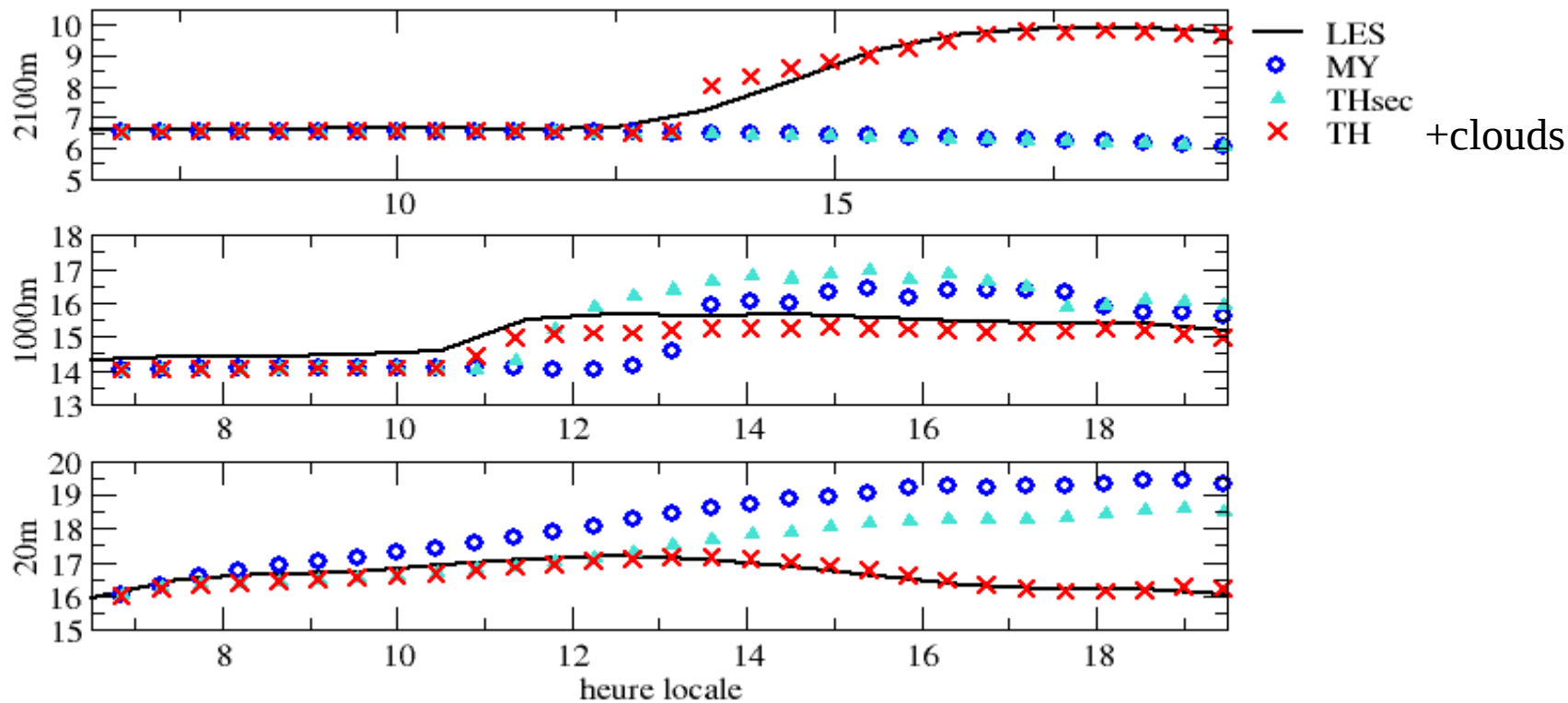


LES

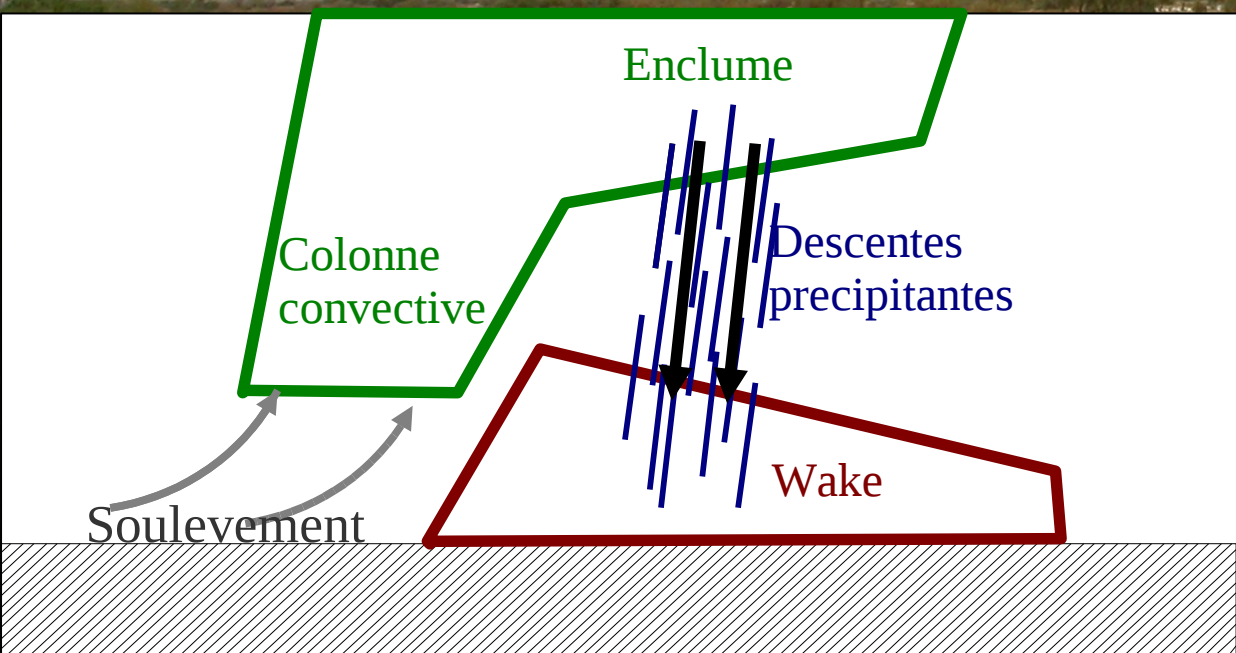
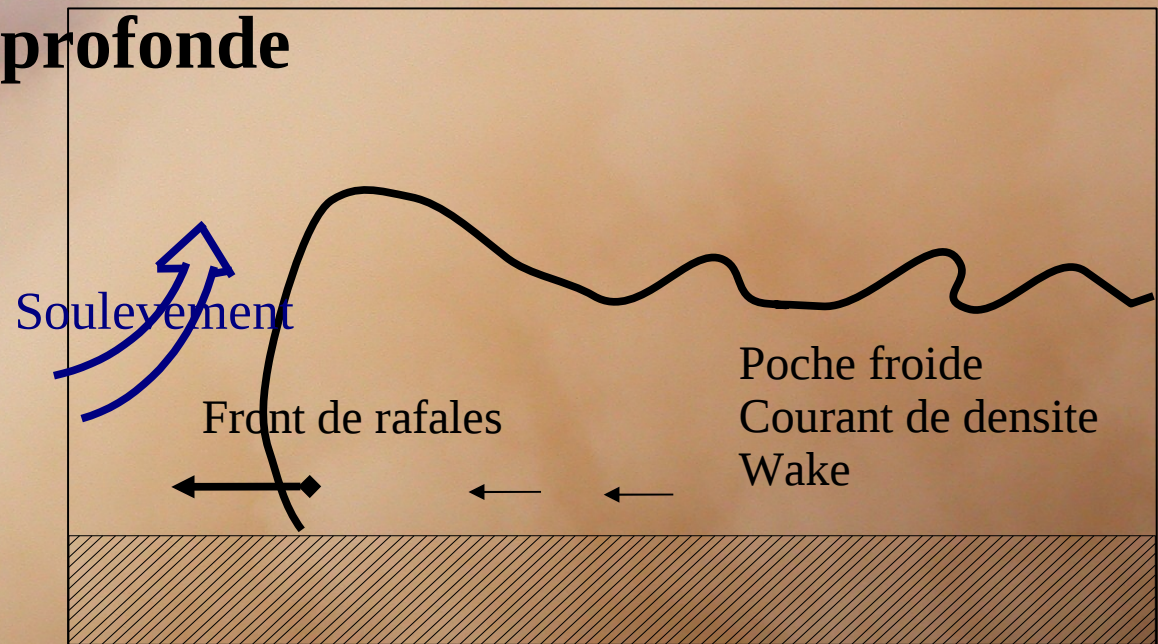


SCM (1D GCM)

Specific humidity (g/kg)

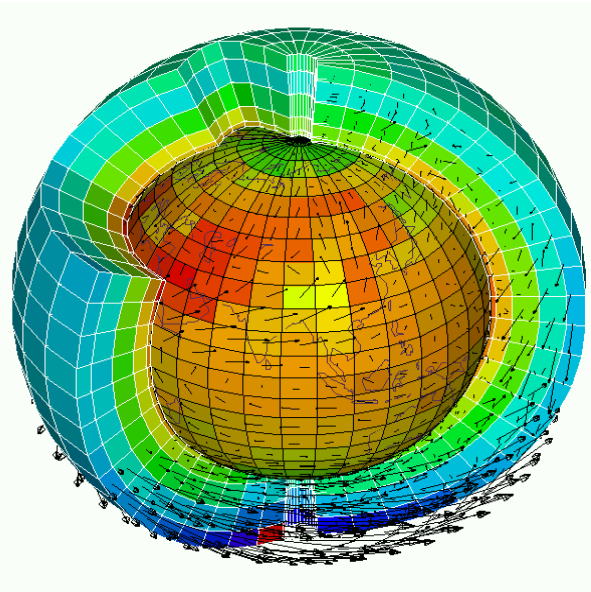


Exemple de paramétrisations : courants de densité et convection profonde



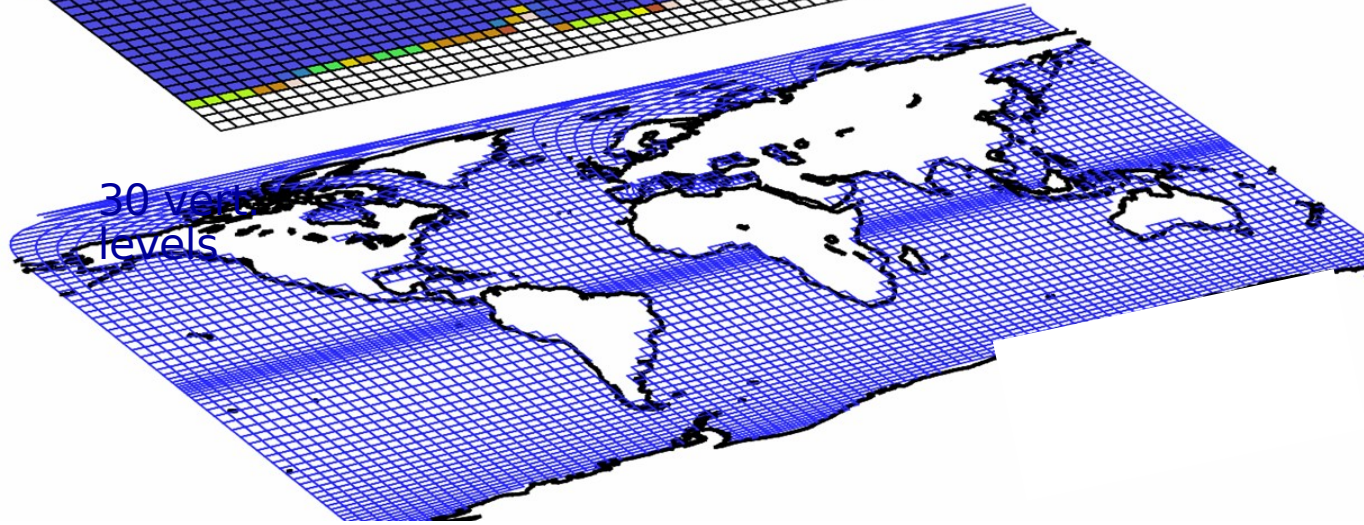
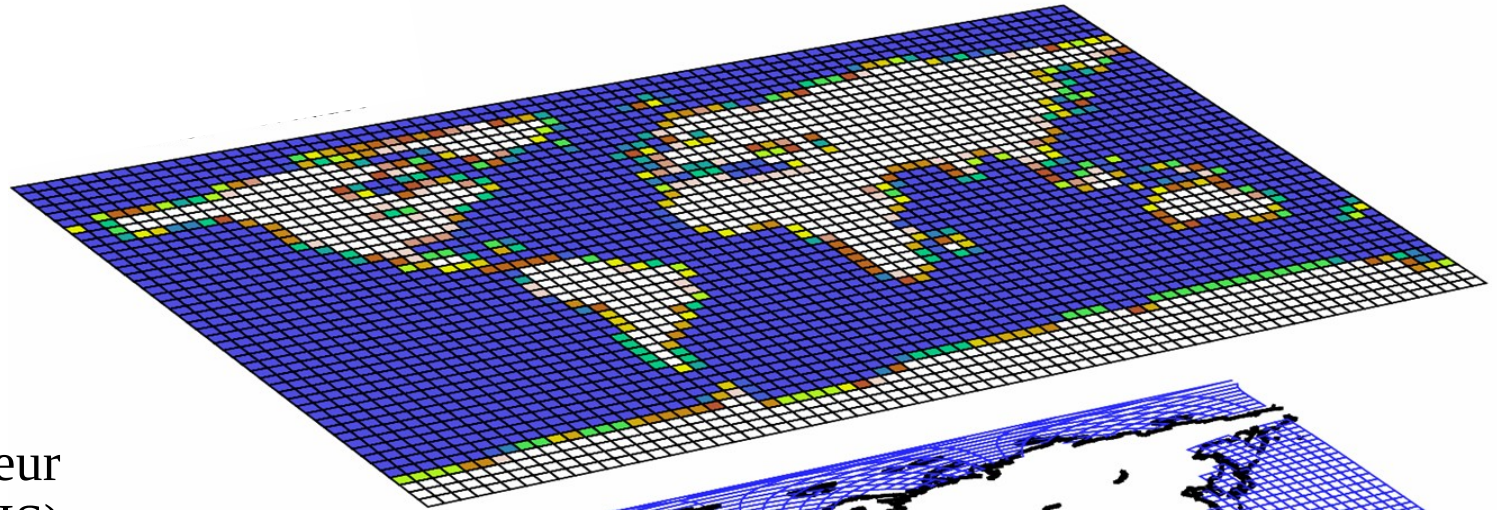
Mali, Aout 2004
F. Guichard, L. Kergoat

Modèle climatique de l'IPSL



Atmosphère et surf. continentale
(LMDZ - ORCHIDEE)

coupleur
(OASIS)



Résolution:

Atm: $3.75^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (~ 350 km)

Oce: $2^{\circ} \times 2^{\circ}$

Océan et glace de mer
(ORCA-LIM)

Comment « tourne » un modèle?

- On part d'un *état initial*, et on effectue une simulation avec des conditions aux limites (des forçages) fixes ou variables avec le temps

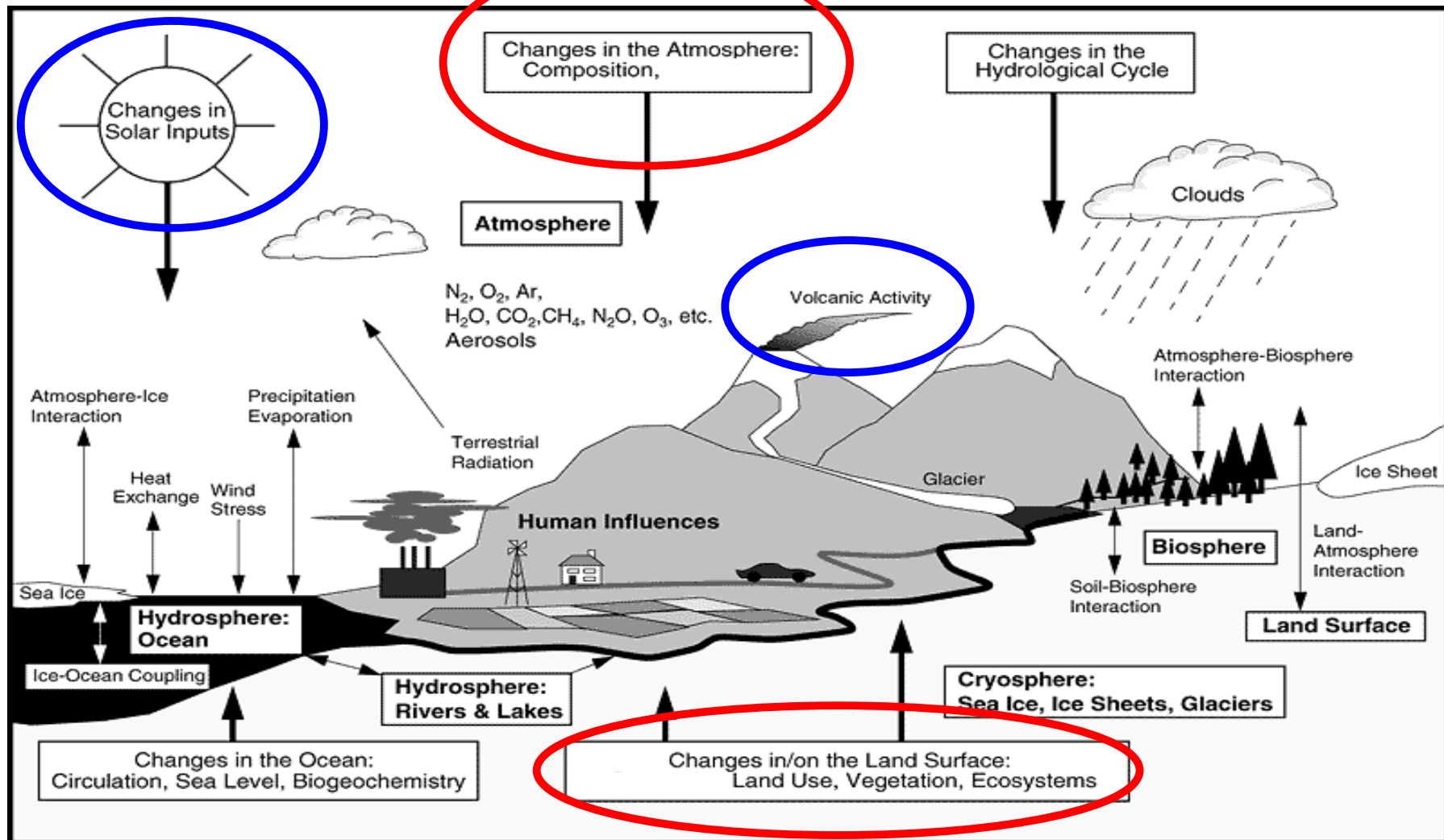
Méthode:

- **Réalisation de simulations numériques** avec différentes conditions aux limites (différents forçages) ou différentes conditions initiales
- **Analyses statistiques des résultats** de simulations
- **Exemple:** simulation de l'évolution du climat de 1850 à 2100 sous l'effet d'un accroissement des gaz à effet de serre

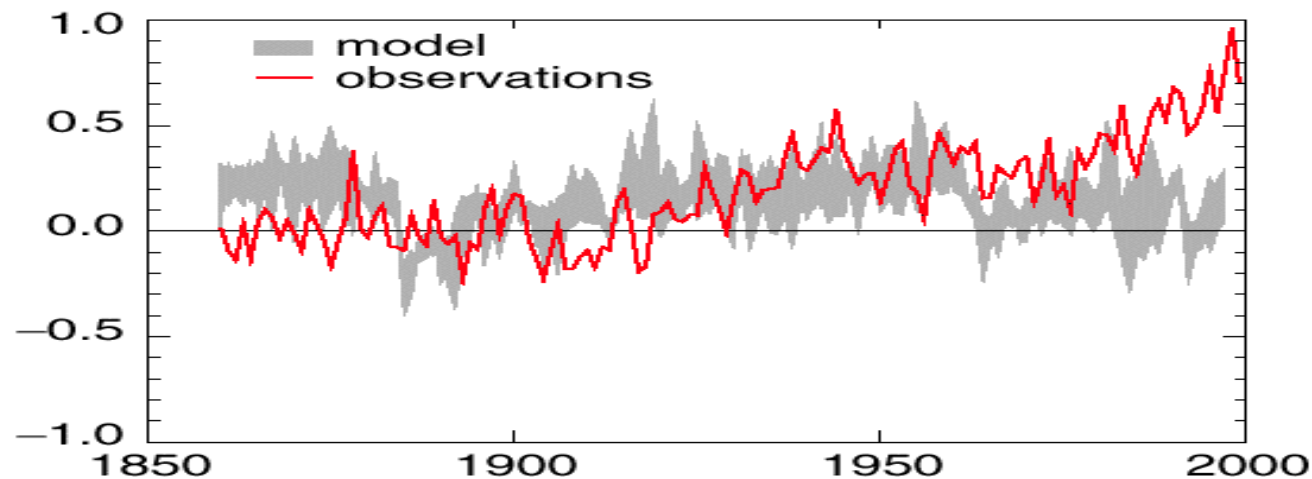
Les perturbations du climat

naturelles

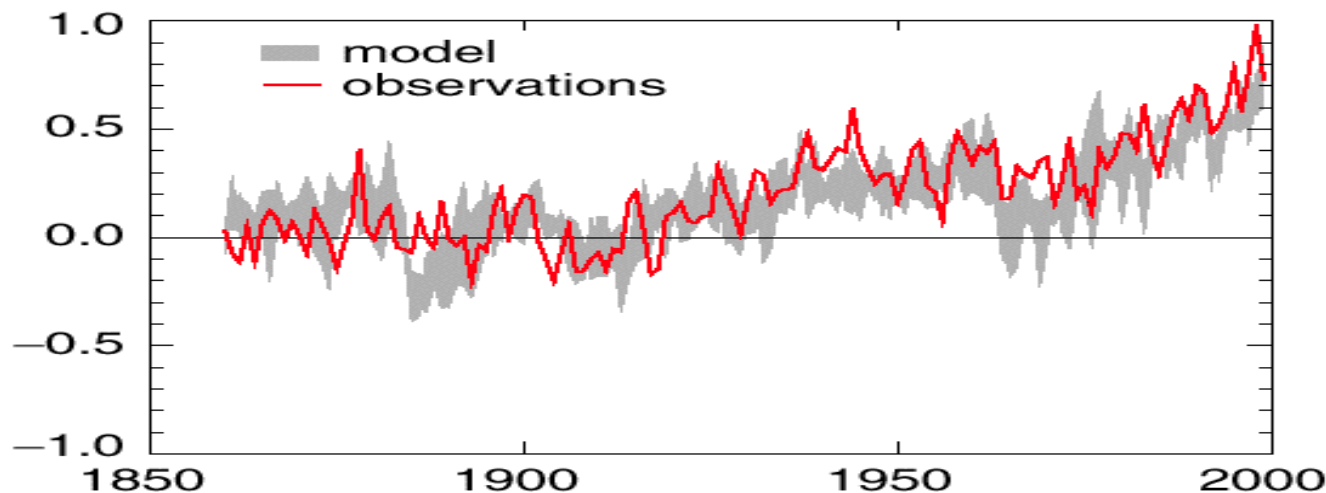
anthropiques



L'homme a-t-il déjà changé le climat ?

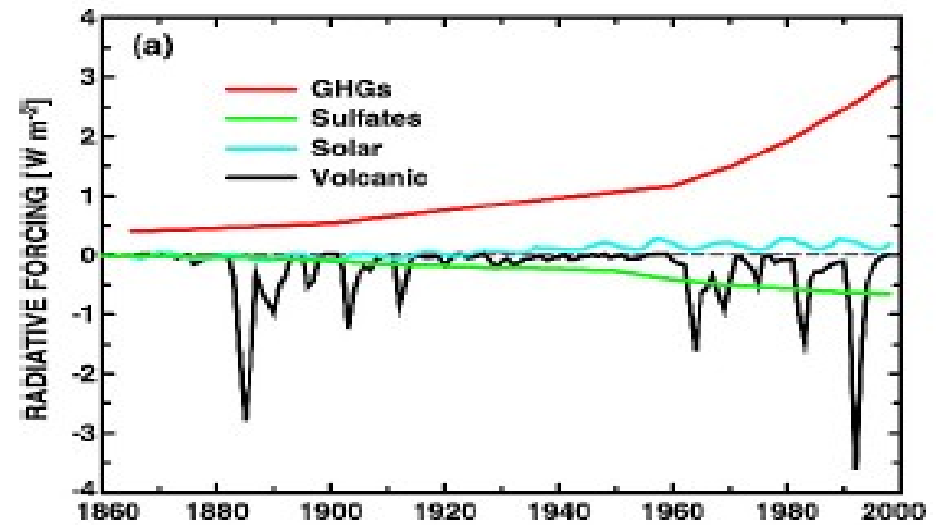
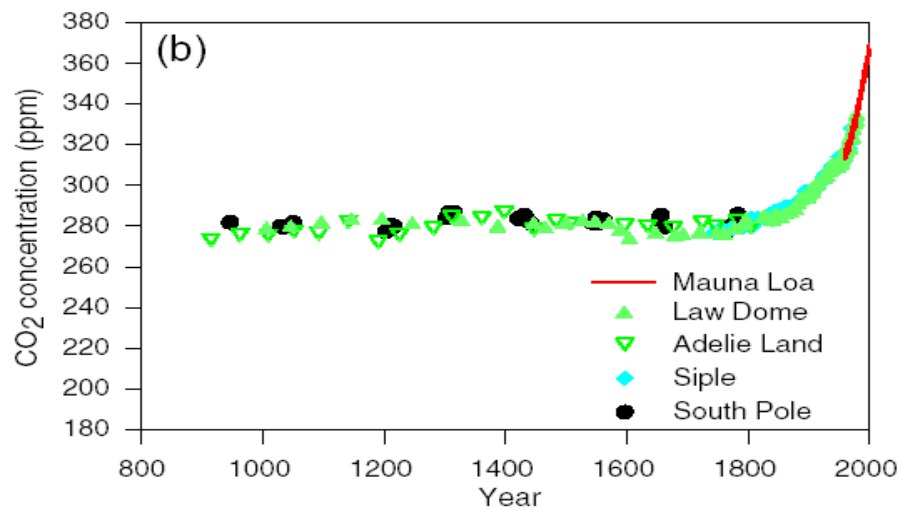


Anomalie de température de la surface de la Terre observée et calculée en prenant en compte **uniquement les perturbations naturelles** (éruptions volcaniques, activité solaire...)

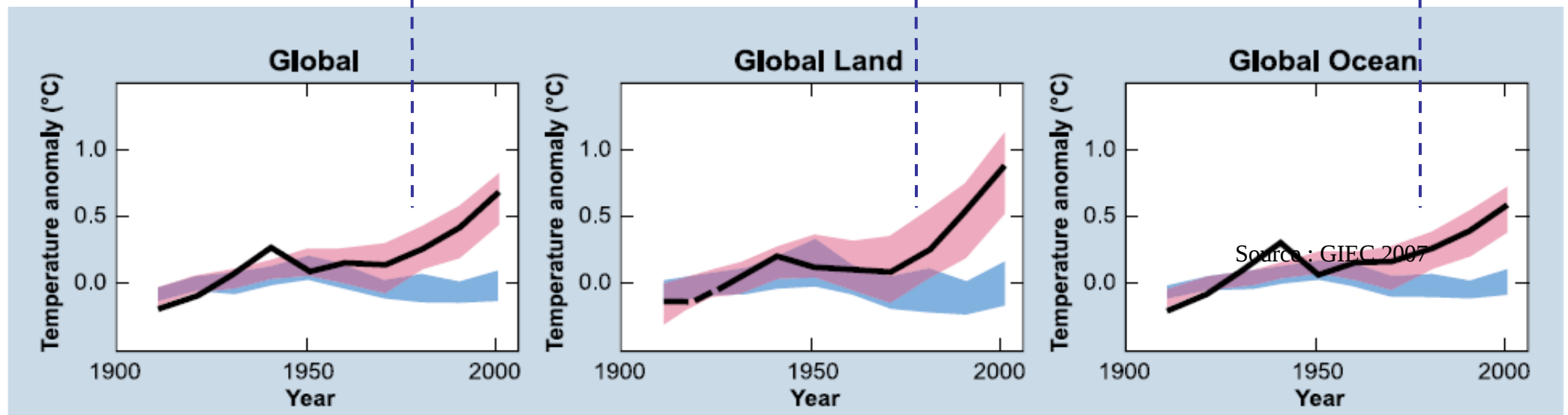


Anomalie de température de la surface de la Terre observée et calculée en prenant en compte les mêmes **perturbations naturelles** et l'accroissement observé de la quantité de **gaz à effet de serre et des aérosols anthropiques**

L'homme a-t-il déjà changé le climat ?



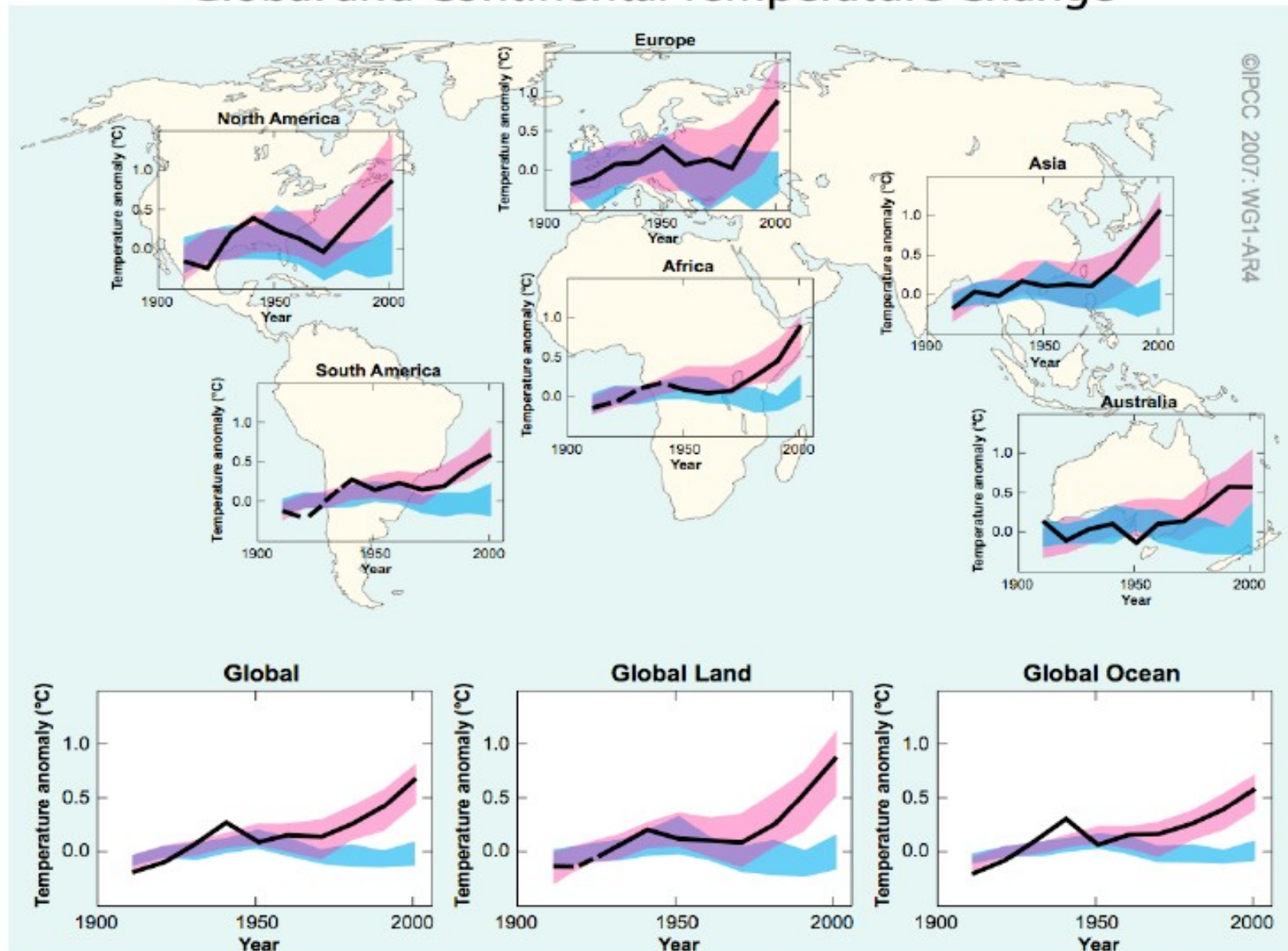
Source : GIEC 2001



Noir: observations; bleu: forçages naturels; magenta: forçages anthropiques+naturels

L'homme a-t-il déjà changé le climat ?

Global and Continental Temperature Change



Noir: observations; bleu: forçages naturels; magenta: forçages anthropiques+naturels

Plan

- Echanges radiatifs et effet de serre
- Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique
- Circulation atmosphérique et cycle de l'eau
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

Les changements climatiques: une prévision théorique

19^{ème} siècle: découverte de “l'effet de serre” de l'atmosphère



J. Fourier

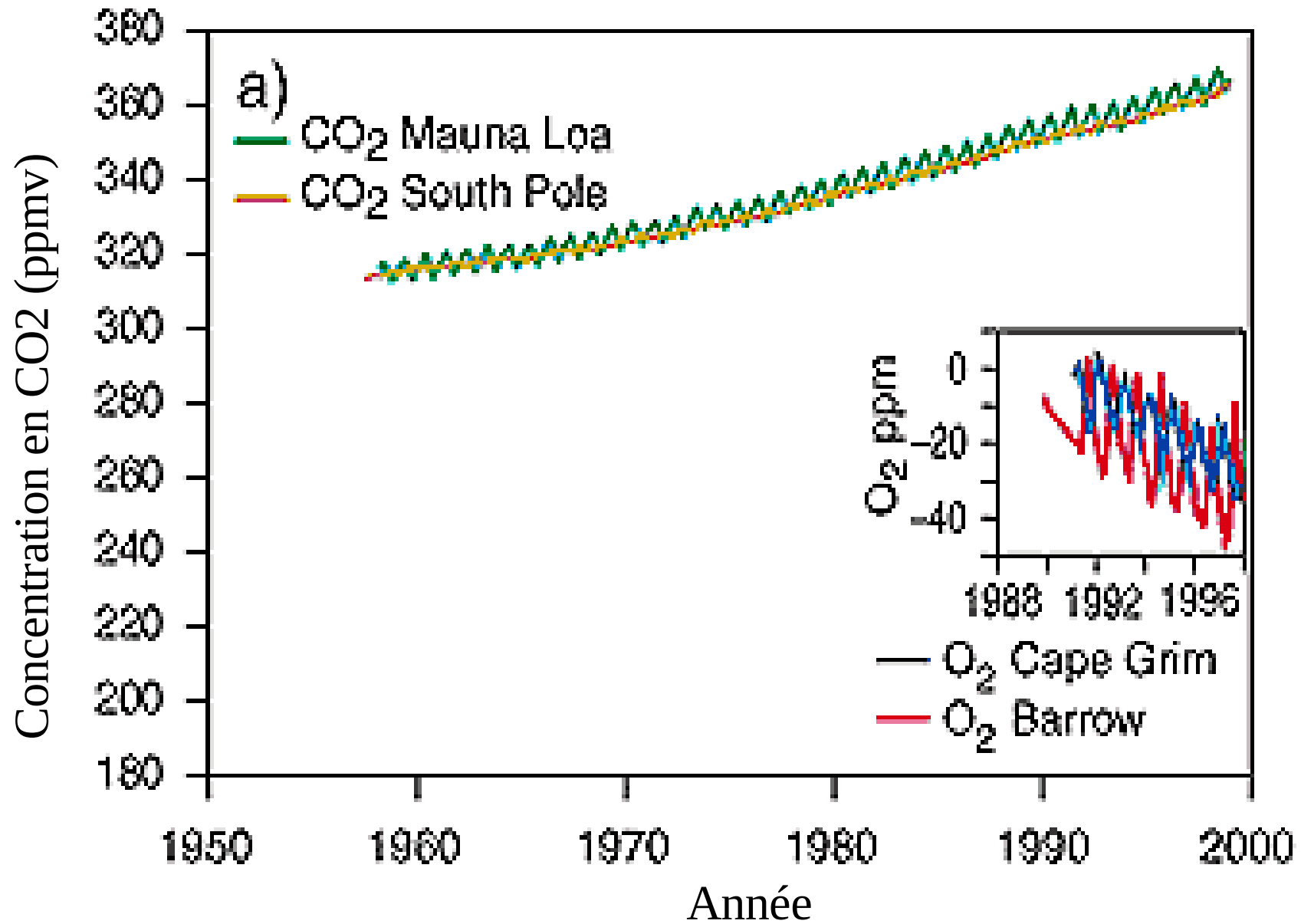
Début du 20^{ème} siècle: hypothèses:

- les changements du CO₂ dans le passé ont pu influencer le climat
- les activités humaines peuvent entraîner un accroissement du CO₂ atmosphérique, ce qui modifiera le climat

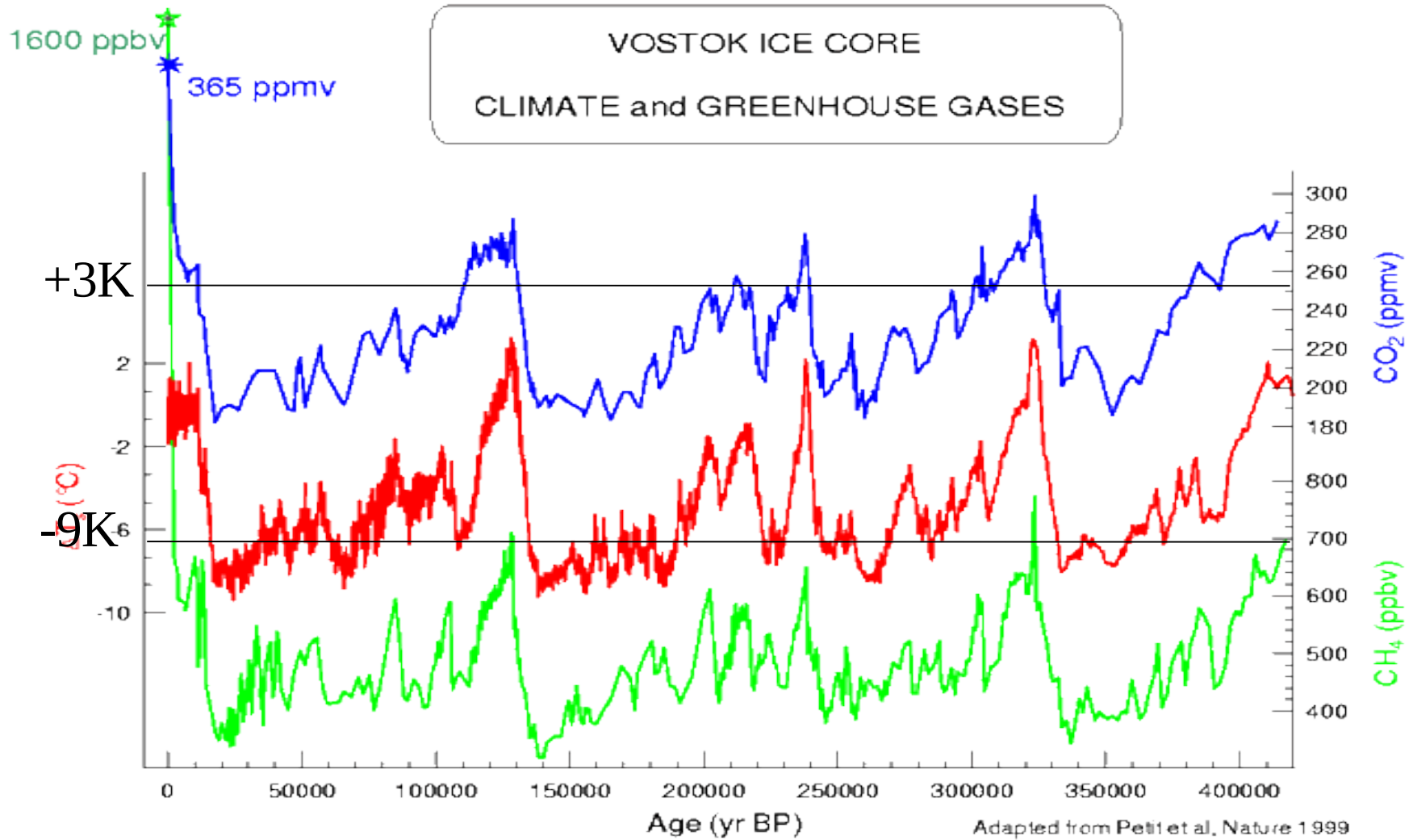


S. Arrhenius

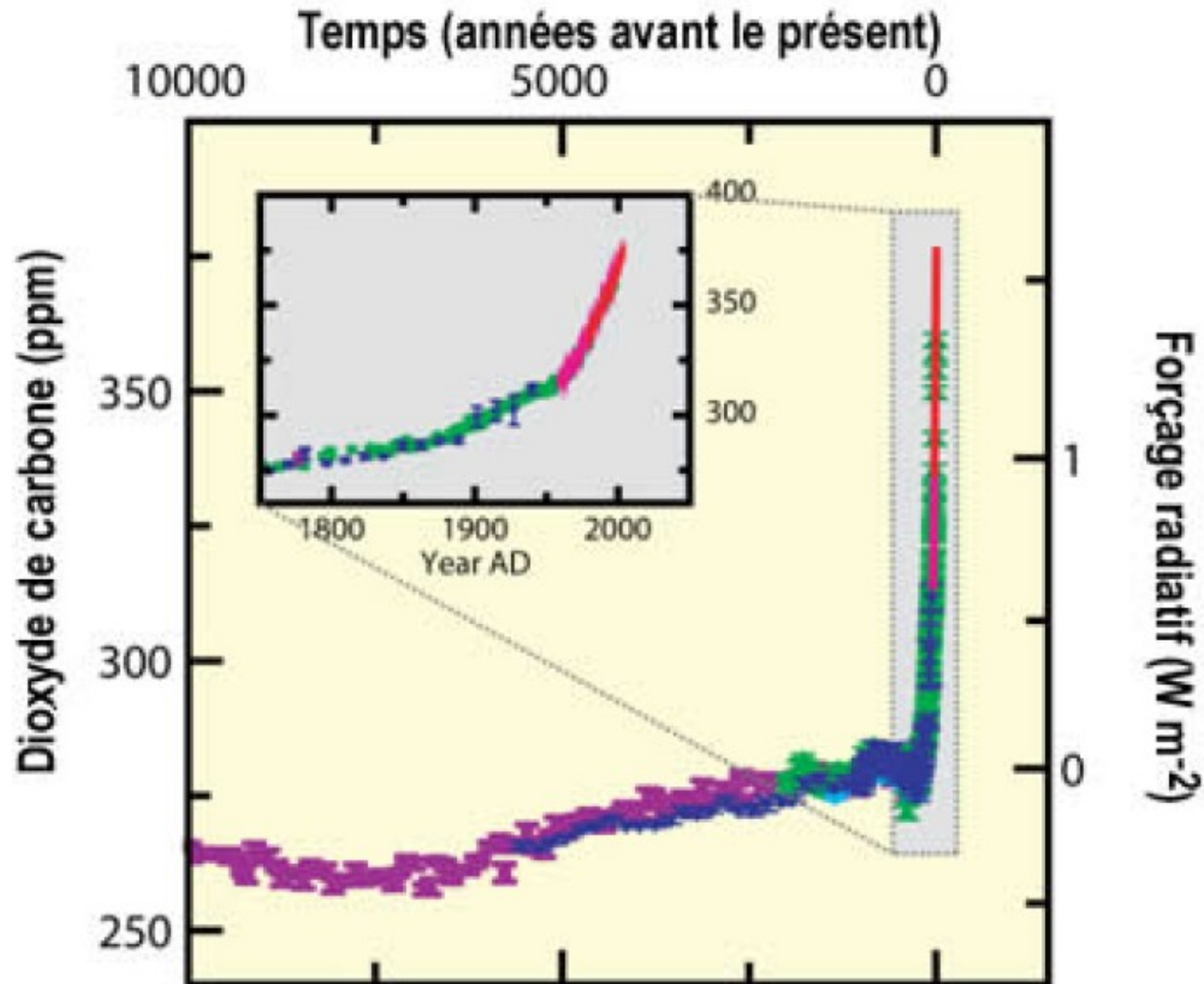
Les perturbations anthropiques: une observation récente



Comparaison à la température sur les précédents 400kY

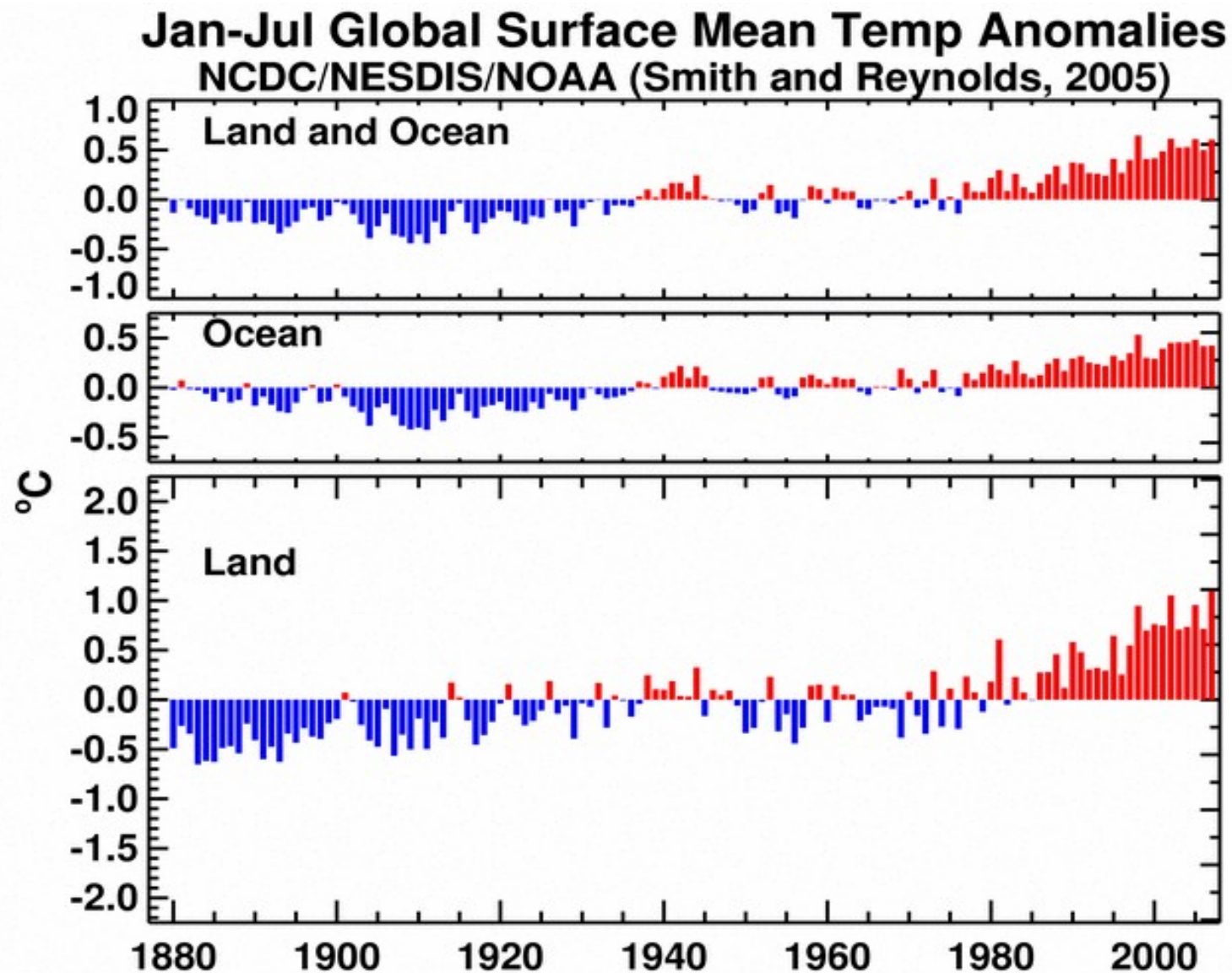


Les perturbations anthropiques: des variations sans précédents récents



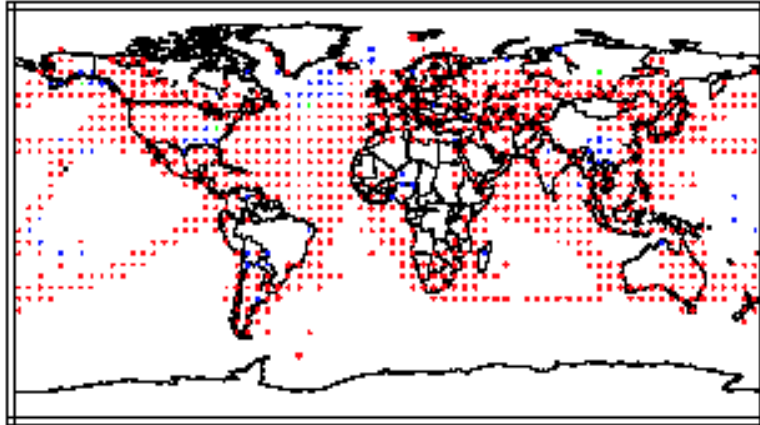
Mise à jour jusqu'à
Juillet 2007

Température globale

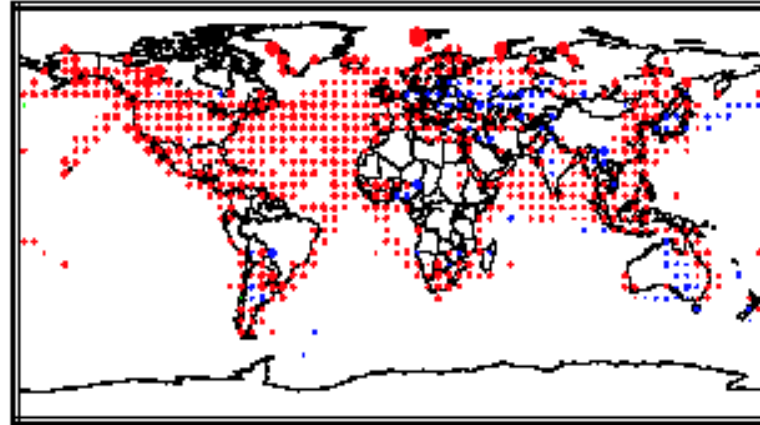


Distribution spatiale de la tendance séculaire de la température

(a) Annual temperature trends, 1901 to 2000

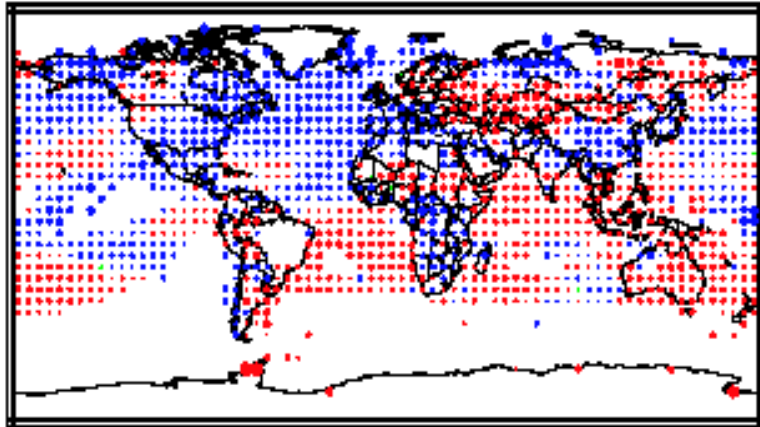


(b) Annual temperature trends, 1910 to 1945

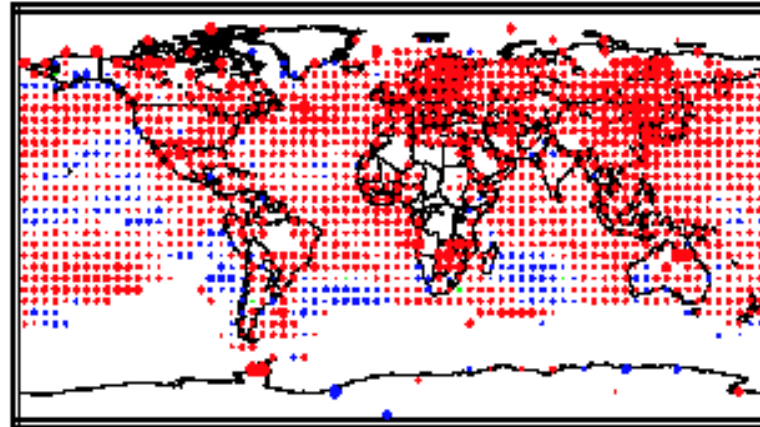


Atlantique Nord

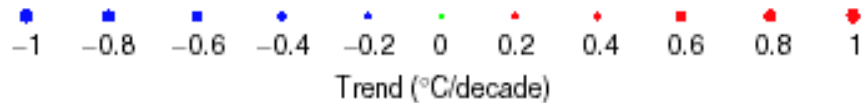
(c) Annual temperature trends, 1946 to 1975



(d) Annual temperature trends, 1976 to 2000

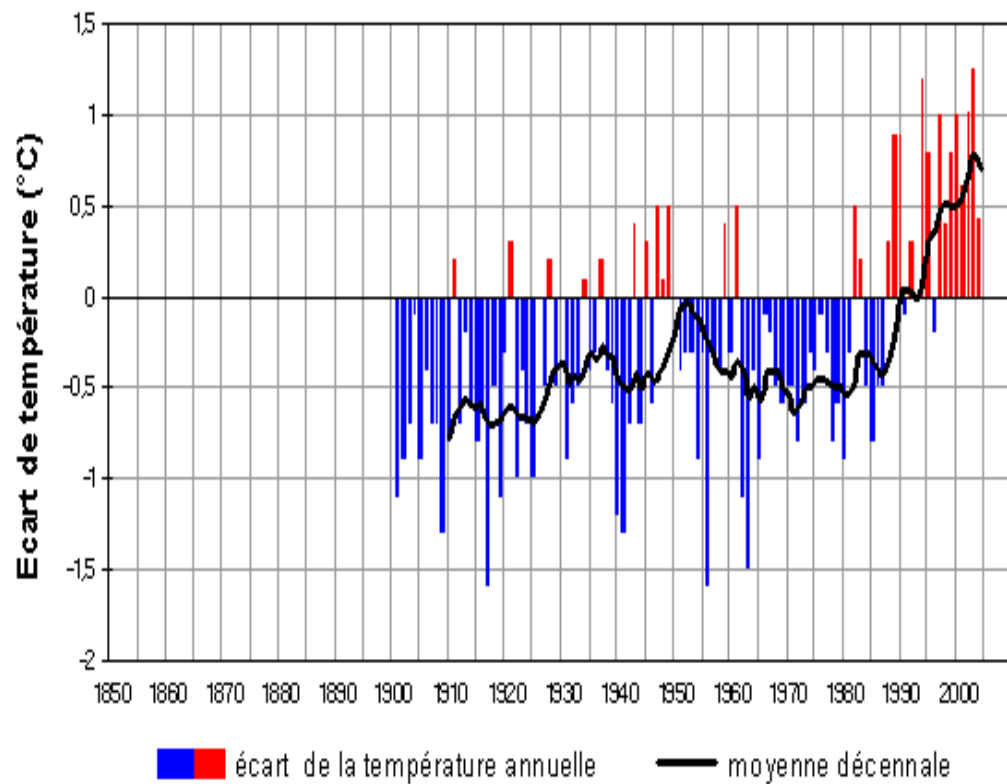


Continent
Hémisphère Nord

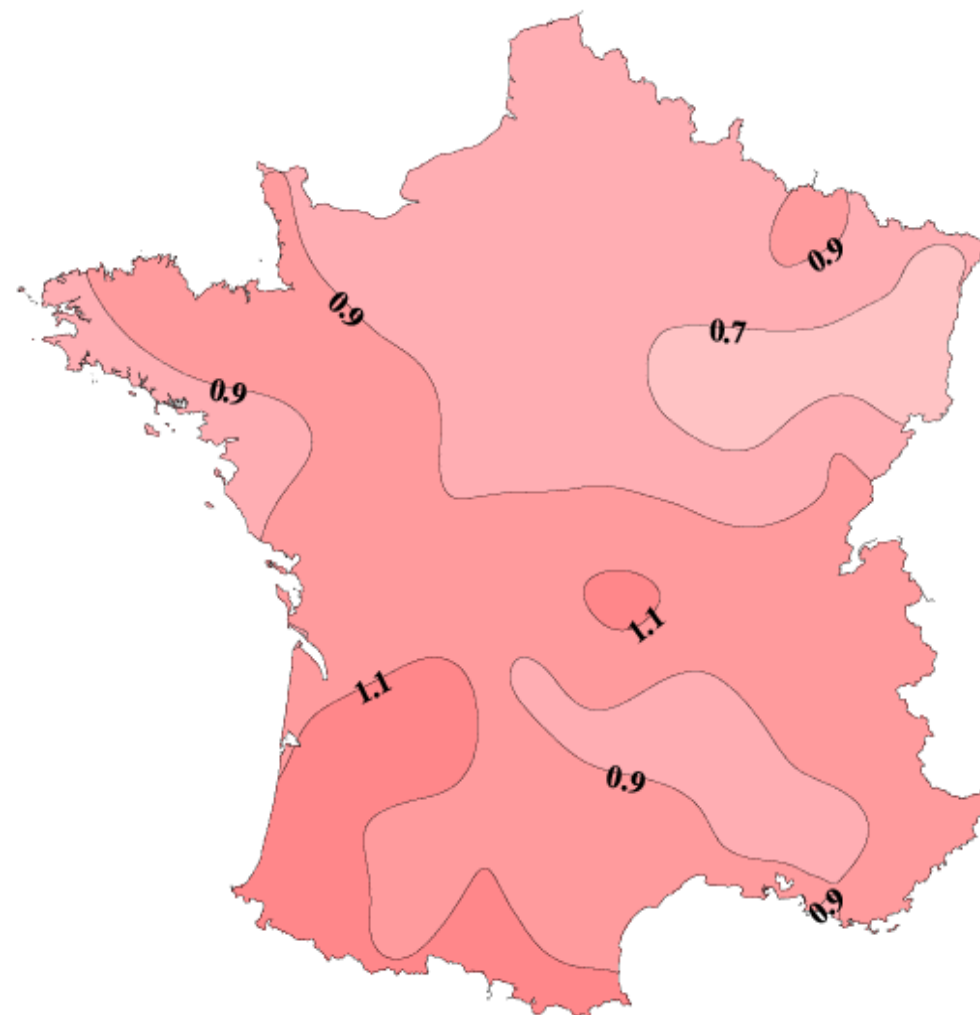


Différence dans les distributions spatiales des 2 phases de réchauffement

Changements locaux

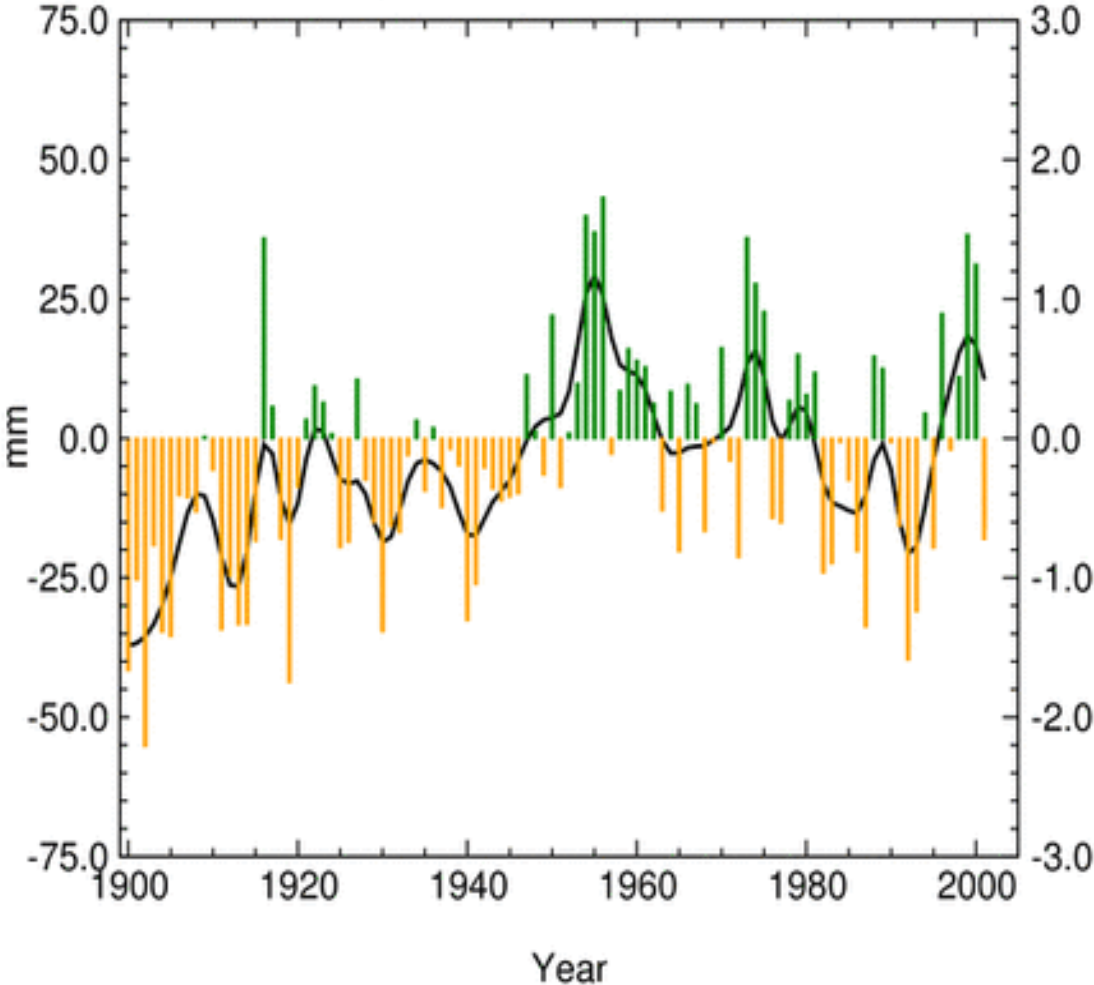


La température a augmenté d'environ 1°C en 1 siècle



Précipitation globale

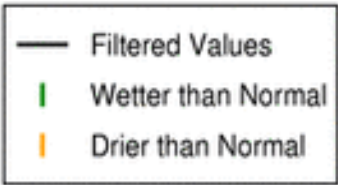
Annual Global Precipitation Anomalies January - December, 1900 - 2001



National Climatic Data Center / NESDIS / NOAA

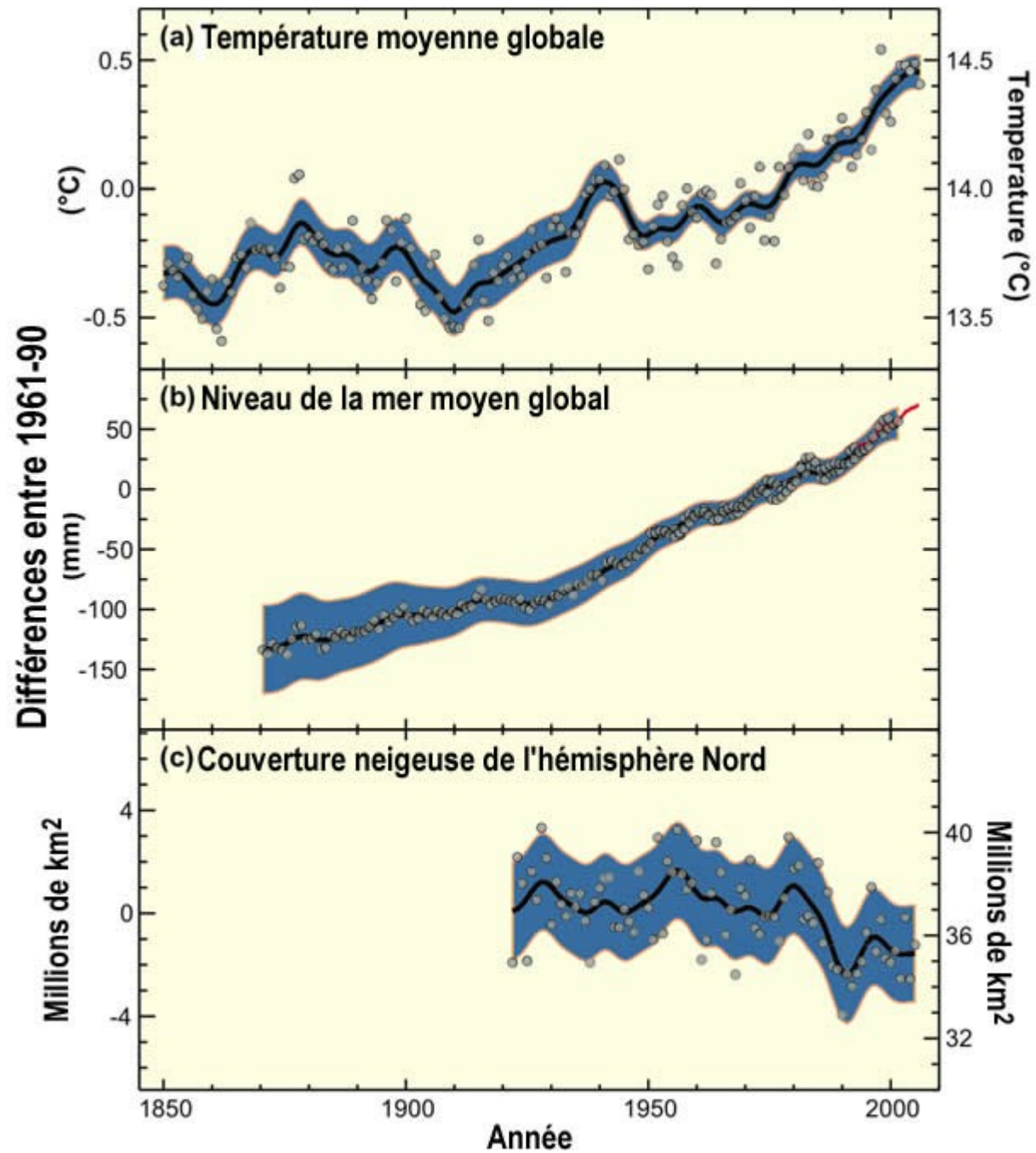


Based on
1900-2000 mean



Tendance difficile à estimer

Variations climatiques à l'échelle globale



Changements climatiques:

- une prévision théorique
- une indication des observations
- y a-t-il encore vraiment des questions?

Quels changements climatiques accompagnent ces changements de température?

La théorie de l'effet de serre est simple... si le climat ne change pas.

Par exemple, accroissement de température dû à un doublement de CO₂:

- si l'humidité *absolue* de l'atmosphère reste constante: 1.2°C
- si l'humidité *relative* de l'atmosphère reste constante: $\simeq 2.5^{\circ}\text{C}$

Projections pour le futur :
Analyses de retroactions
et incertitudes

Vision globale du changement climatique :

bilan radiatif terrestre et retroactions

- Bilan radiatif terrestre :

$$\begin{array}{ccccccc} R & = & \Phi_{SW,in} & - & \Phi_{SW,out} & - & \Phi_{LW,out} \\ W\ m^{-2} & & \text{solaire entrant} & & \text{solaire réfléchi} & & \text{ray. infra-rouge} \end{array} \quad (2)$$

- Accroissement [CO_2] à température, humidité, nuages ... fixés
→ diminution $\Phi_{LW,out}$
→ accroissement R (chauffage de la planète) = $\Delta Q > 0$.
- Réponse de la planète à ΔQ = accroissement de la température de surface T_S ;

$$\Delta R = \Delta Q + \lambda \Delta T_S \quad (\lambda < 0)$$

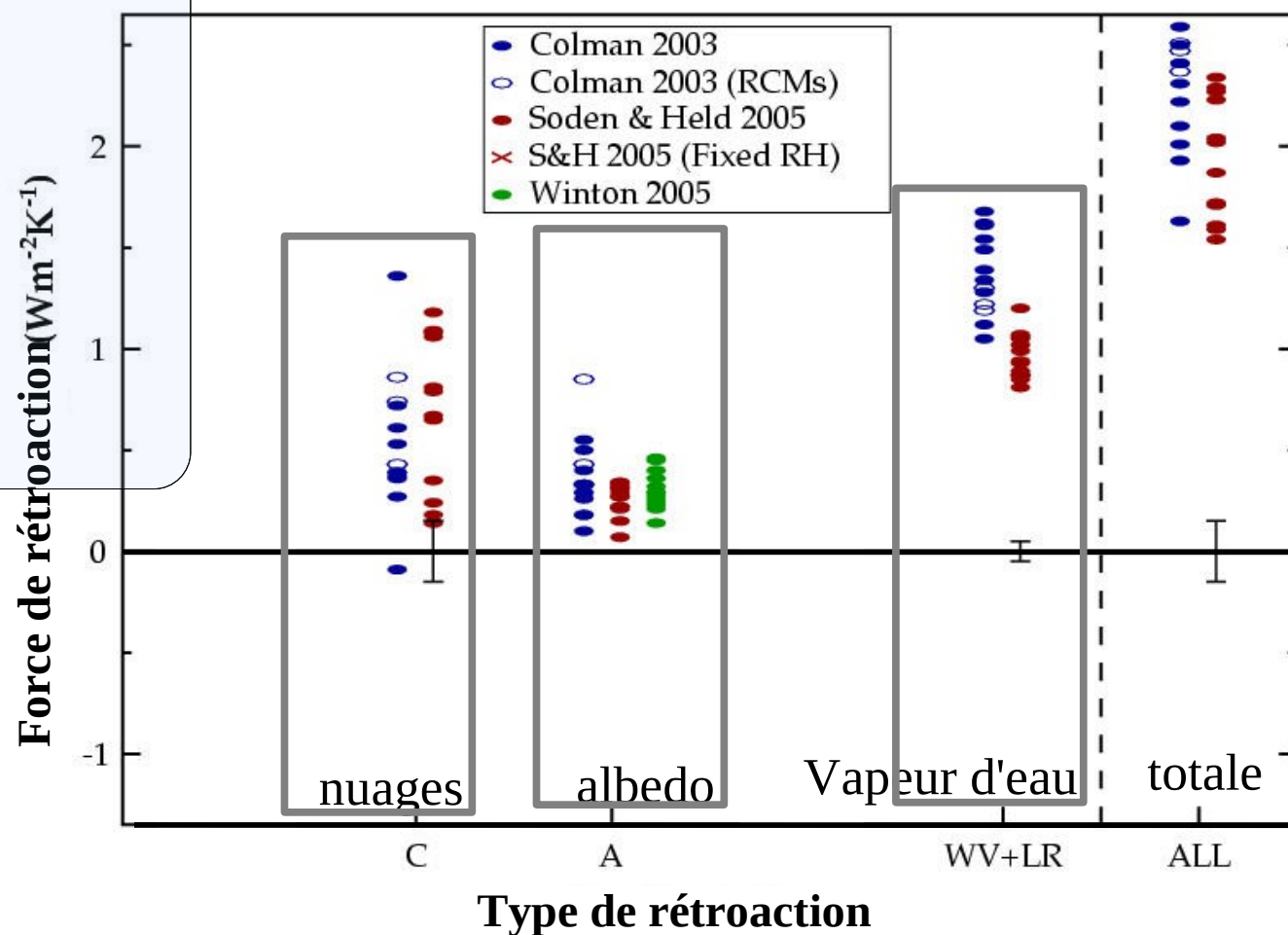
- Processus contribuant à la force de rétroaction λ ($W\ m^{-2}K^{-1}$) :
 - Planck (pour ΔT uniforme dans l'atmosphère). $\lambda_P = -3.2\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - vapeur d'eau : $\lambda_{WV} \simeq 1\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - albedo : $\lambda_A \simeq 0.2$ à $0.5\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - nuages : $\lambda_C \simeq 0$ à $1.2\ W\ m^{-2}K^{-1}$

Incertitudes liées aux différentes rétroactions

- La rétroaction la plus forte est celle liée à la vapeur d'eau.
- Depuis le précédent rapport du GIEC, il y a convergence des modèles sur les rétroactions liées à la vapeur d'eau et à la neige (même si une dispersion non négligeable demeure).
- En revanche, il n'y a aucune convergence concernant

la rétroaction nuageuse

= principale cause d'incertitude.



Cloud Feedback Intercomparison Project (CFMIP)

2xCO₂ experiments; 8 GCMs; slab ocean

Taux de variation du forçage radiatif des nuages (W/m²/K)

Δ NET CRF

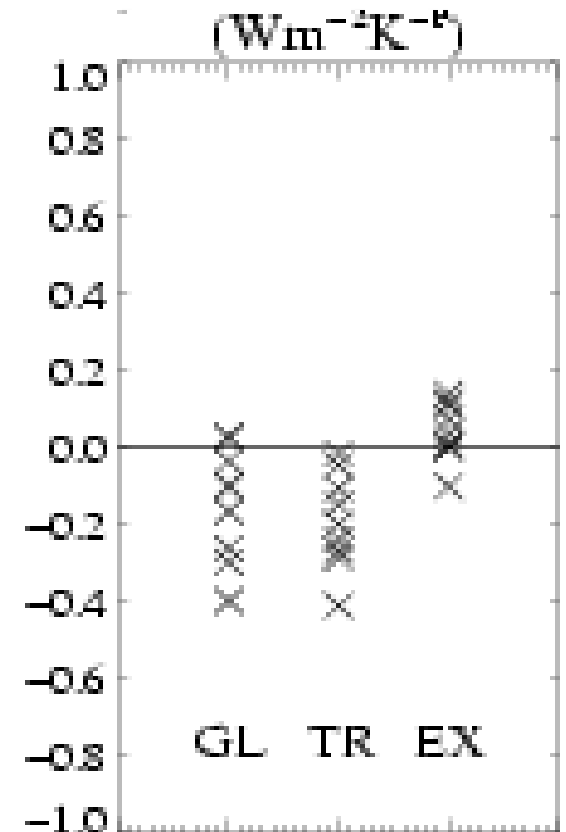
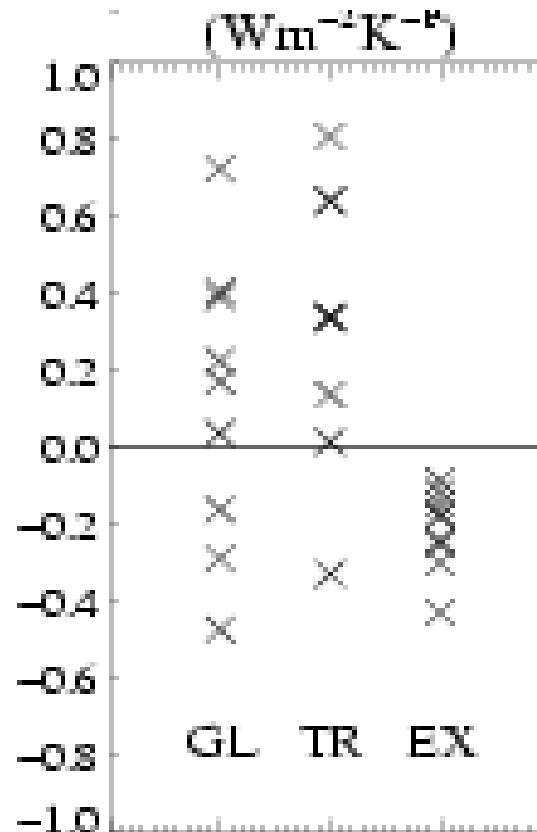
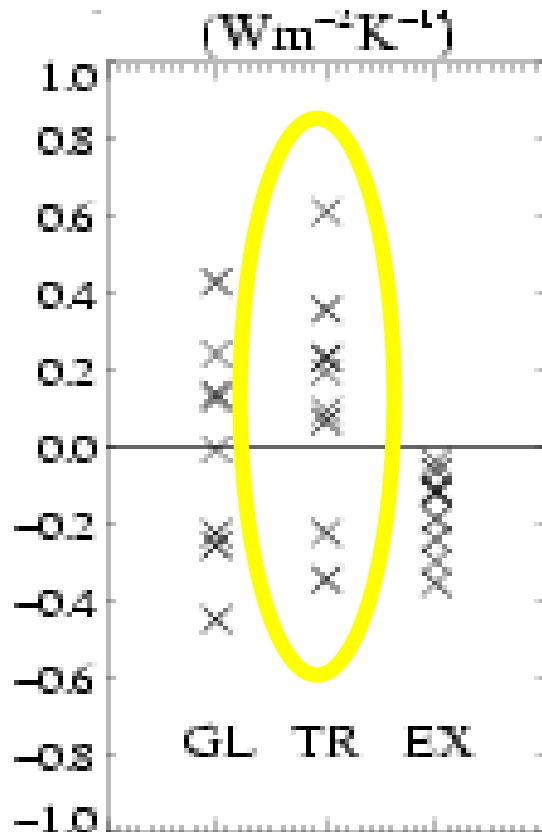
ΔT_s

Δ SW CRF

ΔT_s

Δ LW CRF

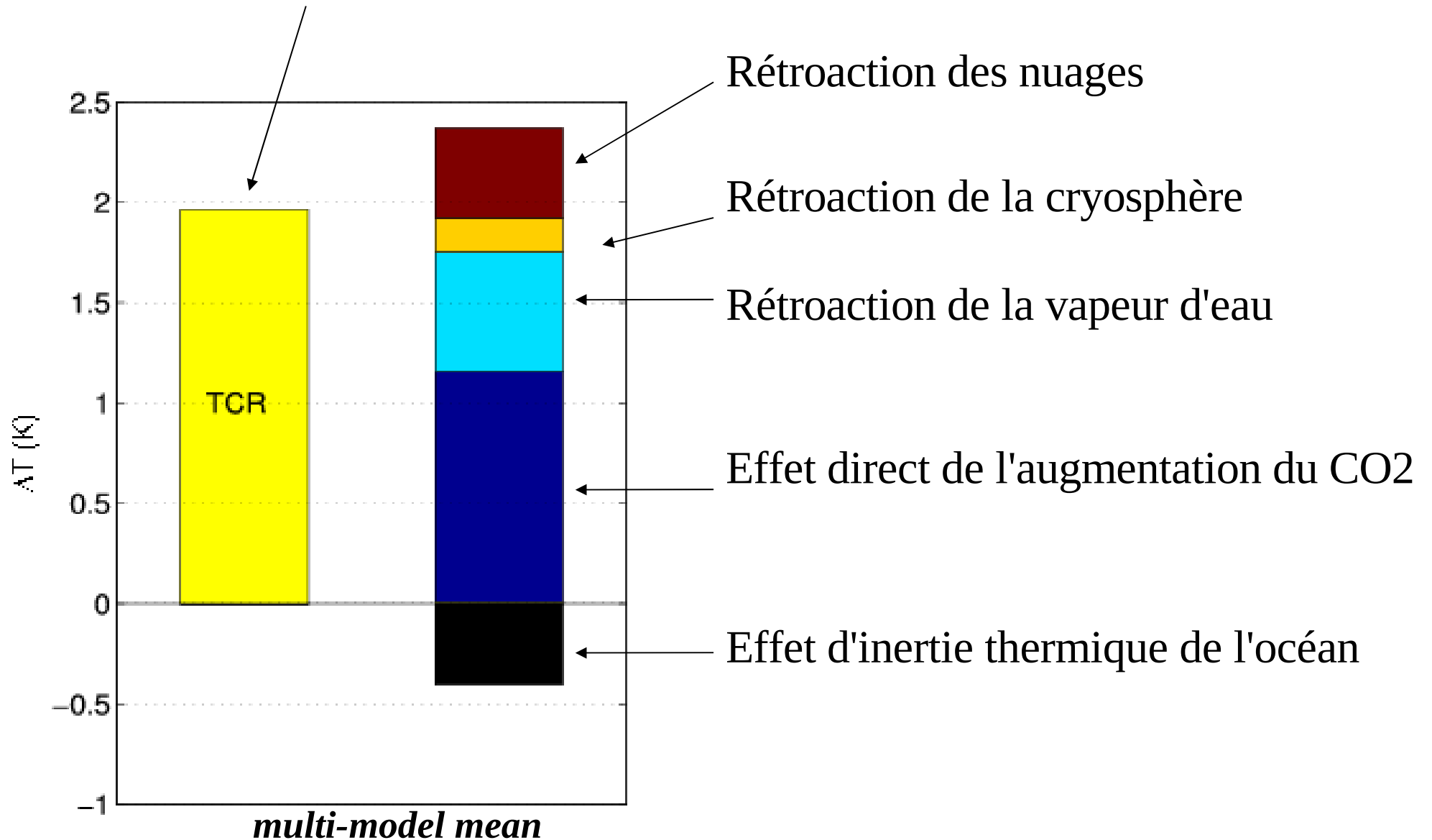
ΔT_s



(Webb et al., Clim. Dyn., 2005)

Importances des rétroactions

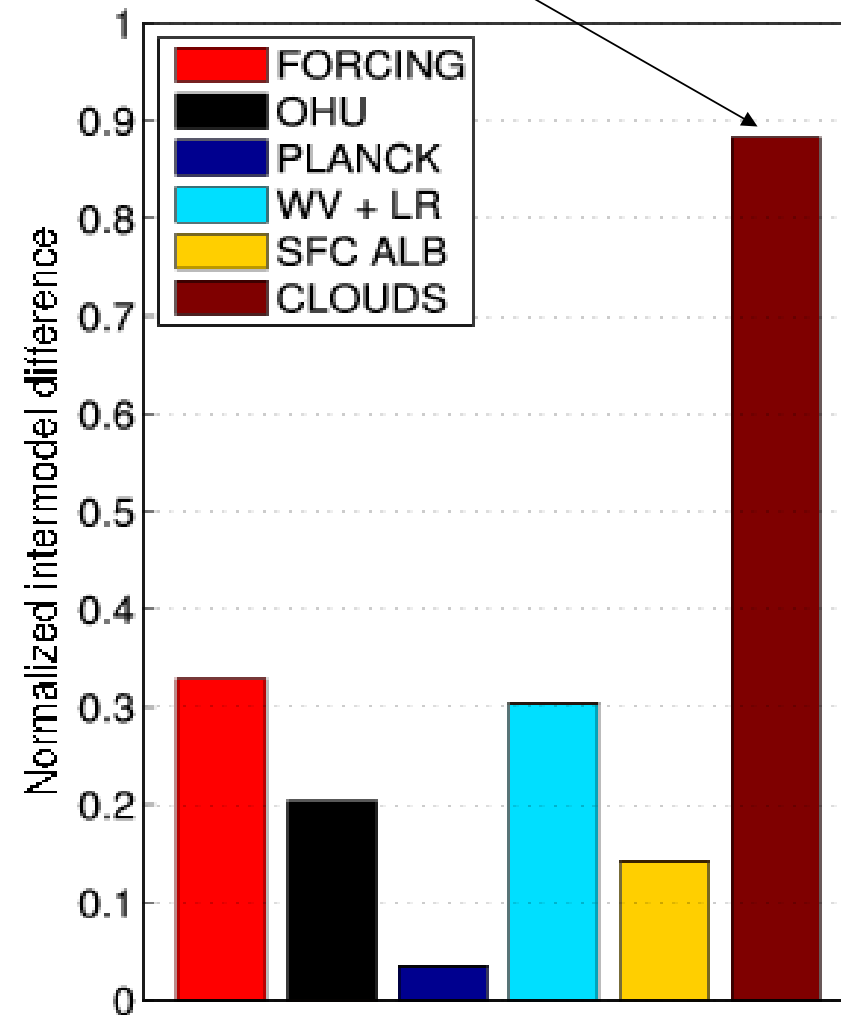
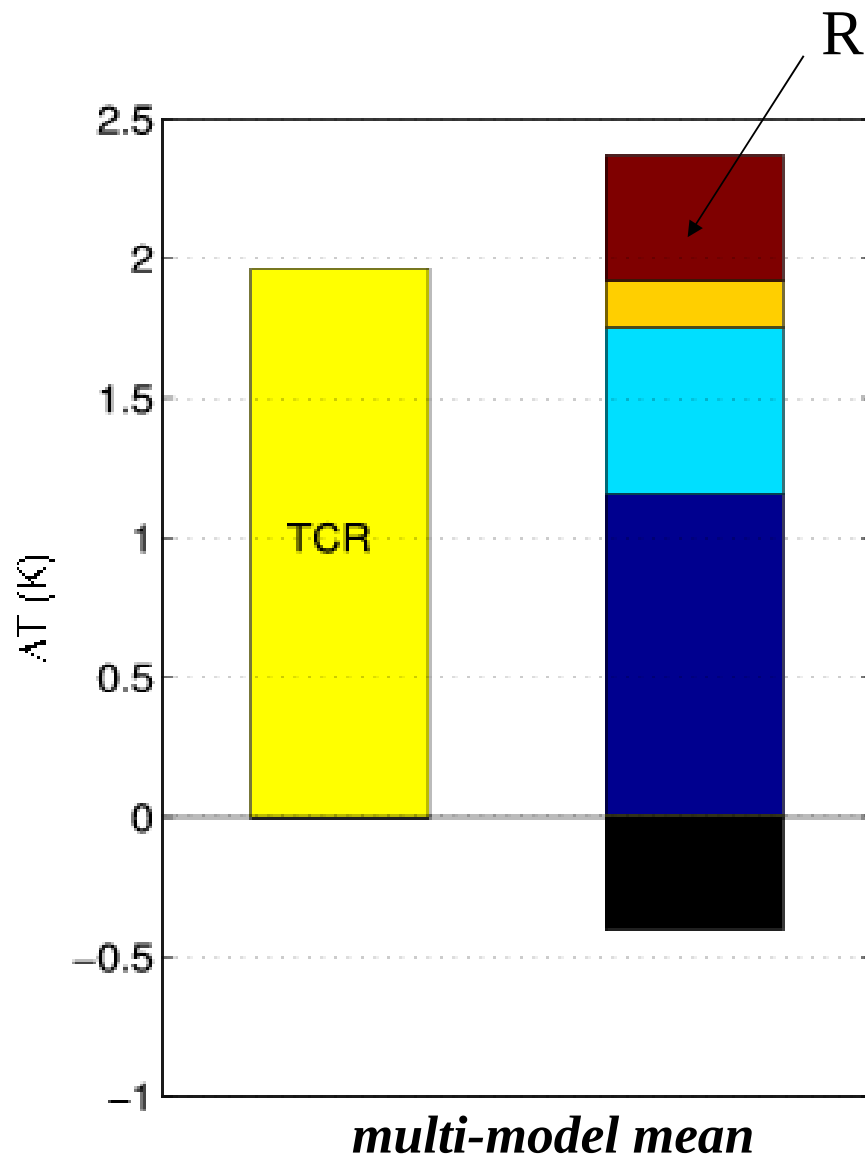
Réchauffement global pour un doublement de CO₂



Importances des rétroactions

Moyenne des modèles

Dispersion entre les modèles



(Dufresne & Bony 2008)

Aérosols anthropiques

Les aérosols :

- Réfléchissent le rayonnement solaire
- Modifient la taille des gouttes des nuages
- Modifient la formation des précipitations ?

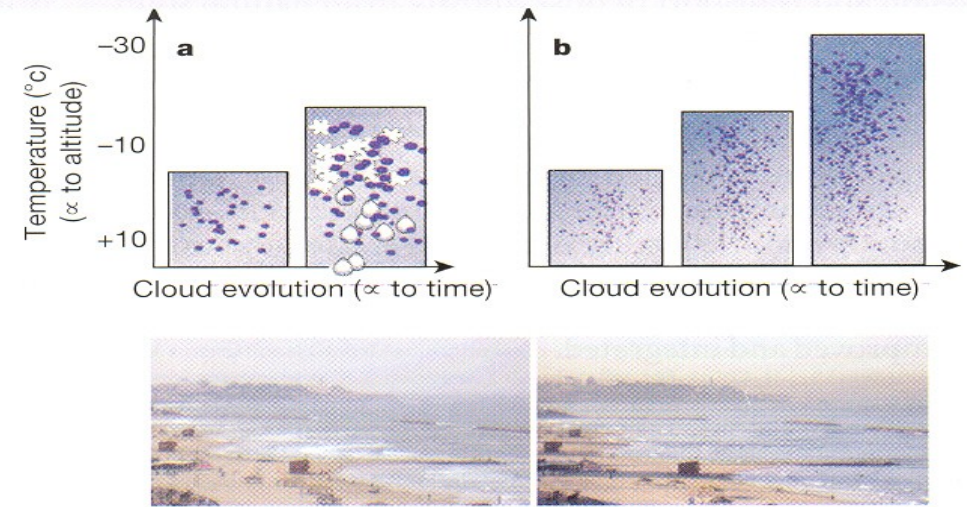
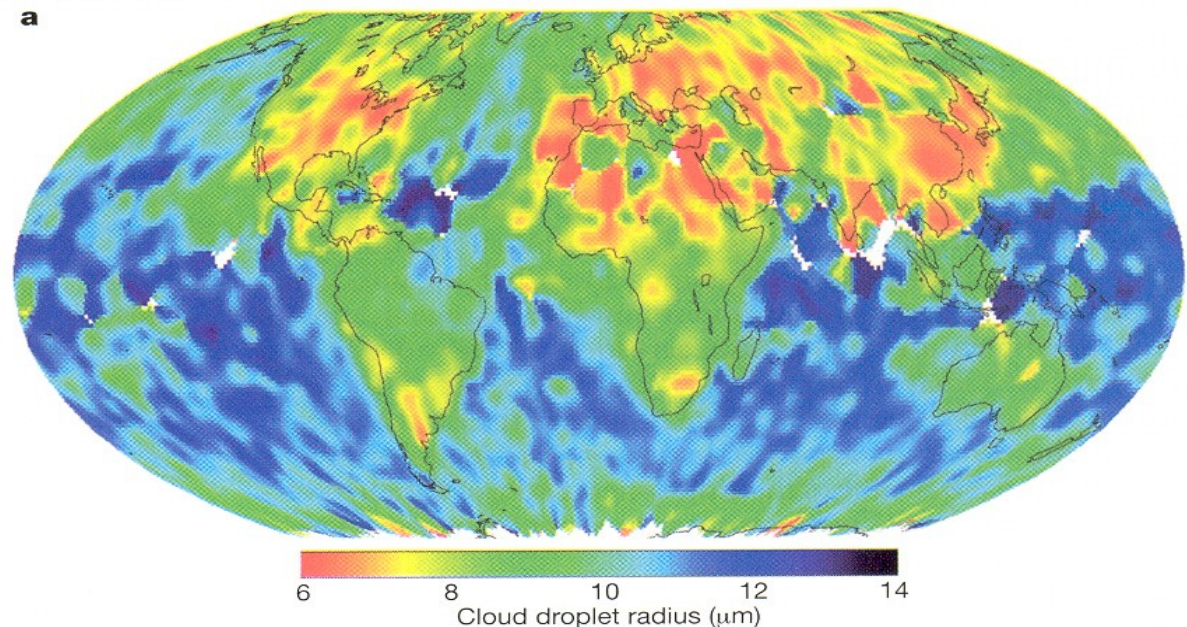


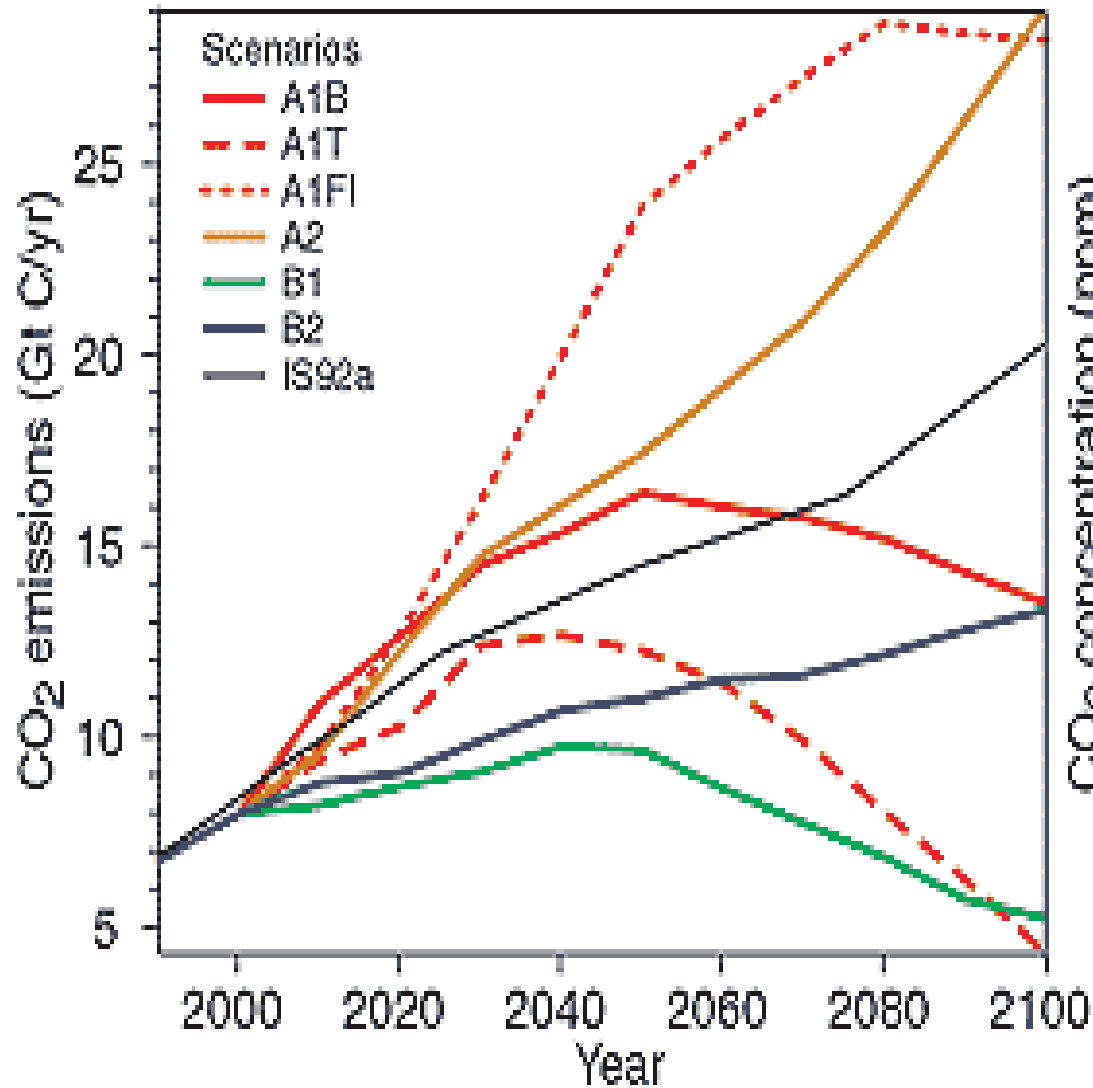
Figure 6 Schematic diagram of cloud formation in a clean and polluted atmosphere. **a**, In a clean atmosphere, the cloud droplet size increases with cloud development until liquid precipitation or glaciation and precipitation take place. **b**, In polluted clouds, the availability of cloud condensation nuclei decreases cloud droplet development. In clouds with strong updrafts the developed cloud can be supercooled with no glaciation down to $-37.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. The filled circles show the location of droplets of varying size, the asterisks show the location of ice crystals, and the oval shapes indicate rain drops.

Figure 7 Effect of aerosol on cloud droplet and reflectance derived from POLDER and AVHRR spaceborne measurements. **a**, Seasonal (March–May 1997) average droplet size in liquid water clouds estimated from the POLDER measurements³¹. **b**, The dependence of the droplet size on the aerosol index, also derived from POLDER over land (red) and ocean (blue). **c**, Analysis of AVHRR data for the dependence of the droplet size (purple) and cloud reflectance (brown and red) on aerosol optical thickness over the Amazon Basin during the dry burning season of 1987 (refs 16, 19). The reflectance of low-level clouds (brown) with reflectance of 0.35 increases with the aerosol concentration and the reflectance of bright clouds (red) decreases.

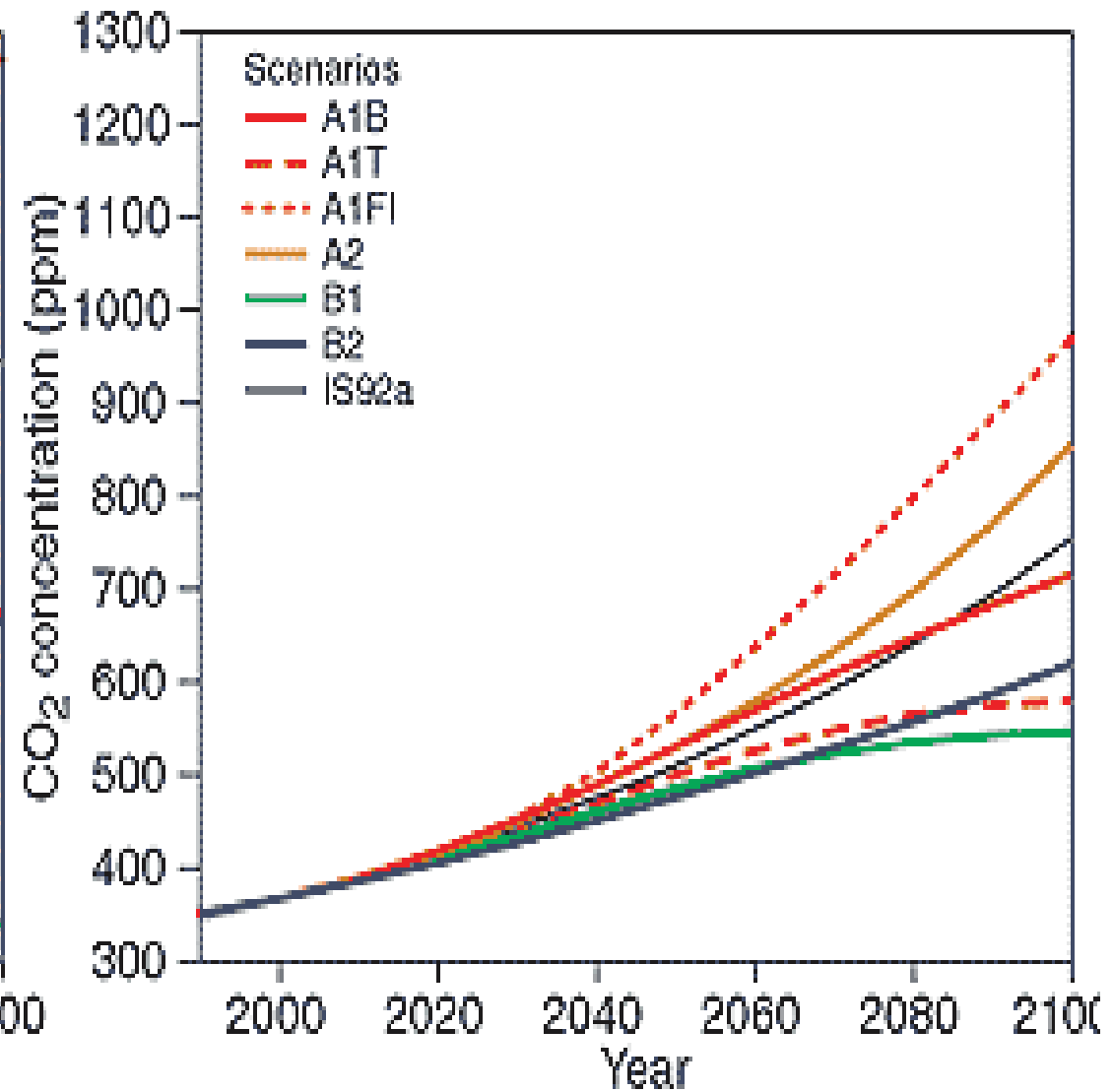


Emissions et concentrations de CO₂: utilisation de scénarios

(a) CO₂ emissions

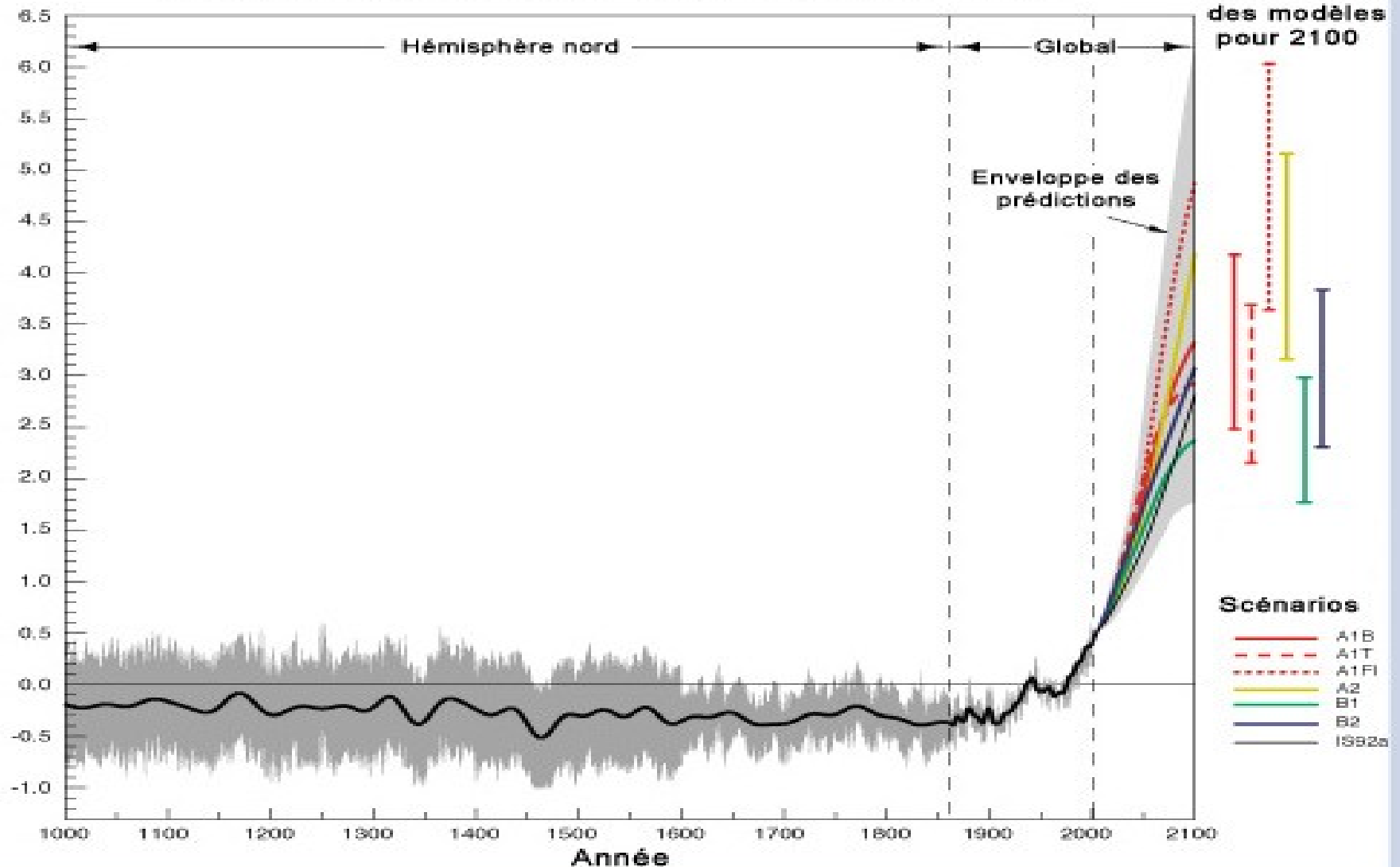


(b) CO₂ concentrations



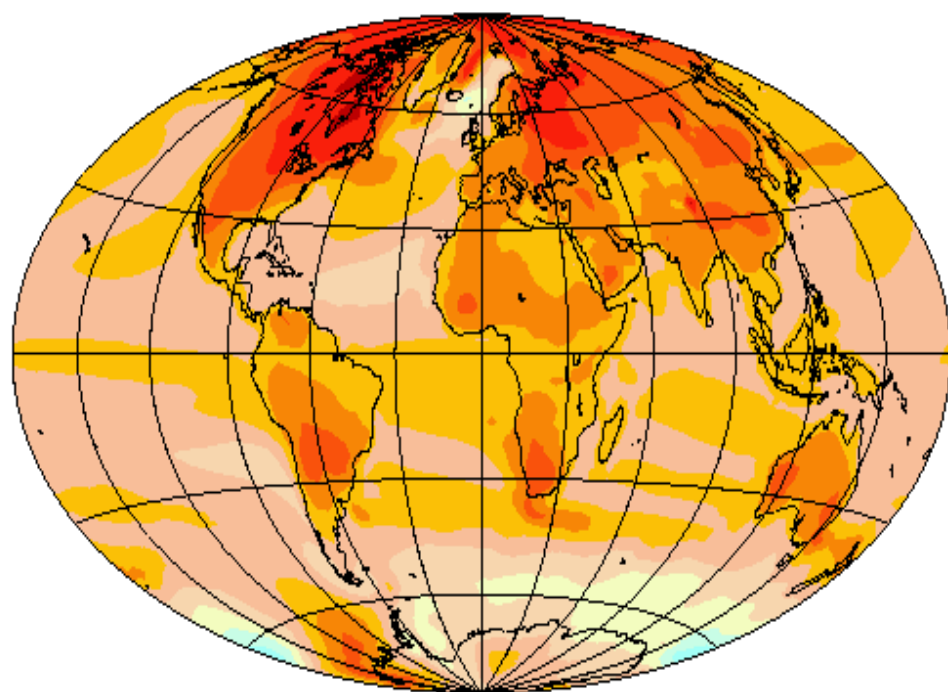
Et dans 100 ans ?

Variations de la température de surface de la Terre de l'an 1000 à l'an 2100

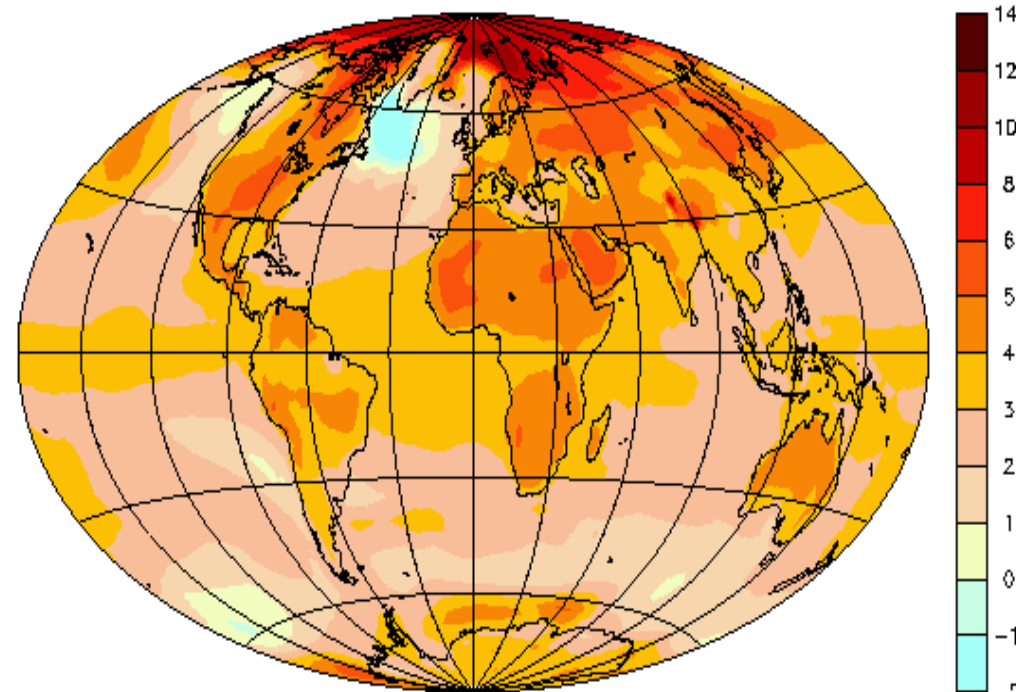


Projection pour l'an 2100

Changement des températures pour le scénario A2



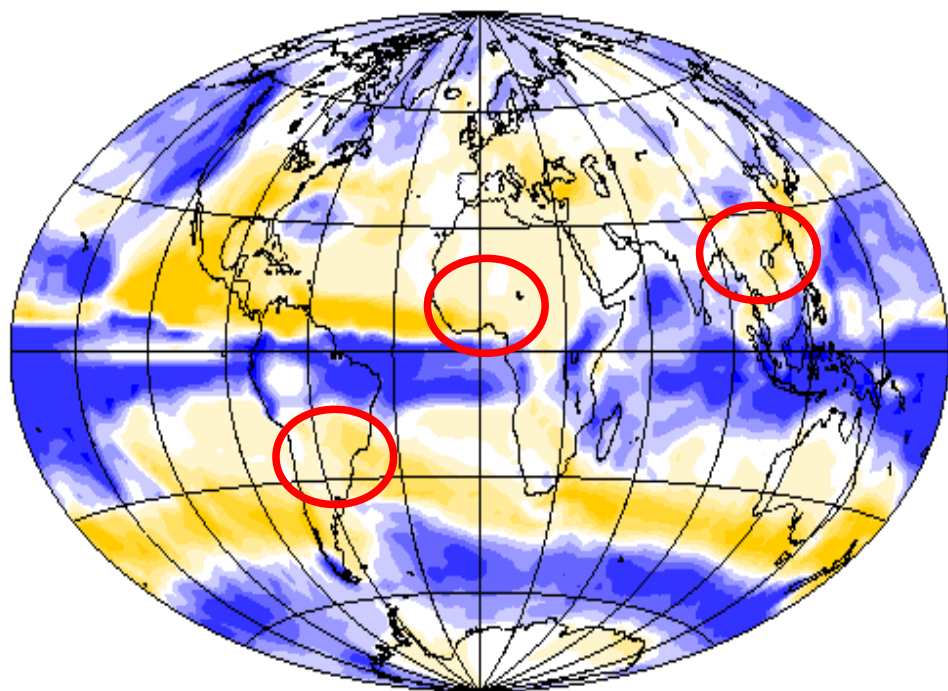
IPCC / IPSL - SRESA2 scenario - Anomalies de la temperature (deg C)
(2090-2099) comparee a (2000-2009)



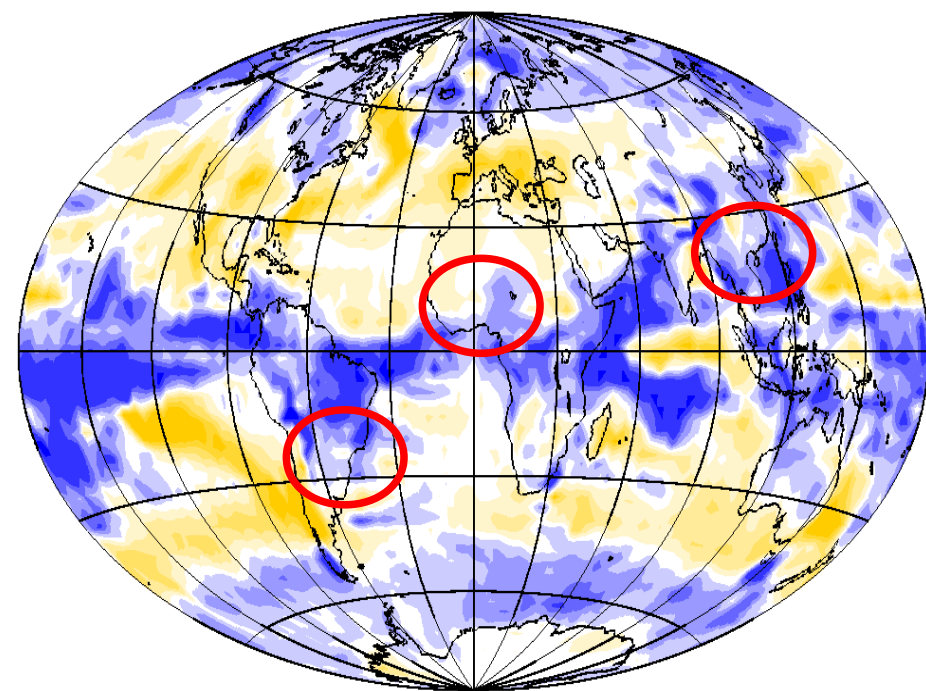
IPCC / CNRM - SRESA2 scenario - Anomalies de la temperature (deg C)
(2090-2099) comparee a (2000-2009)

Projection pour l'an 2100

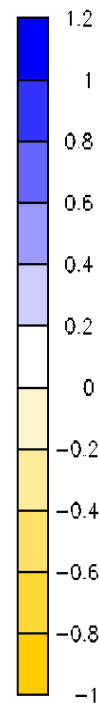
Changement de précipitations pour le scénario A2



IPCC / IPSL – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)



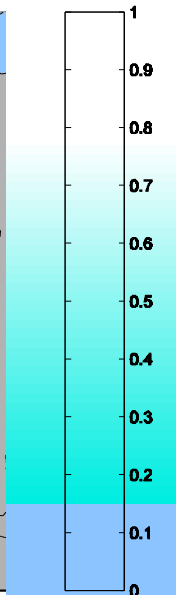
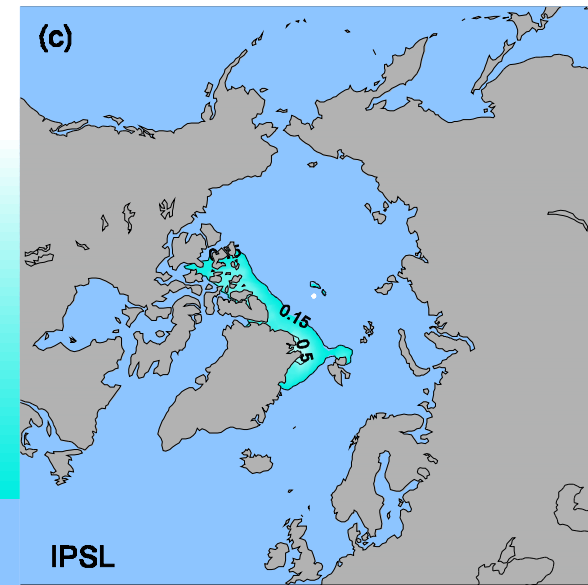
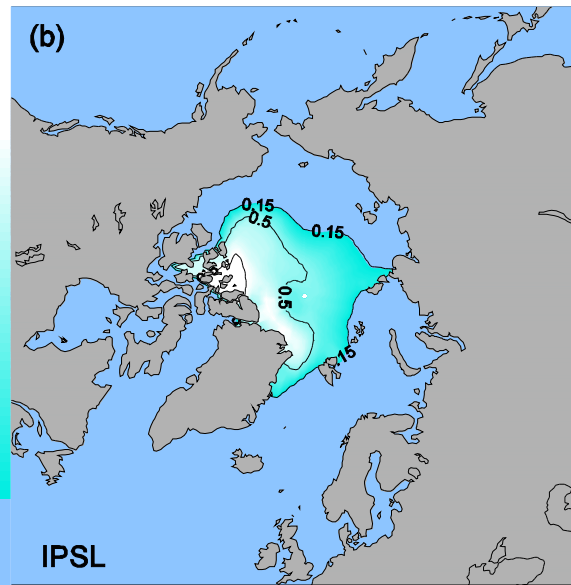
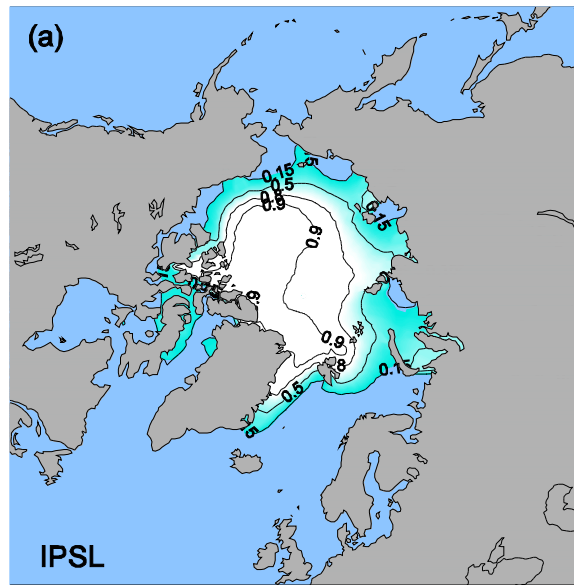
IPCC / CNRM – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)



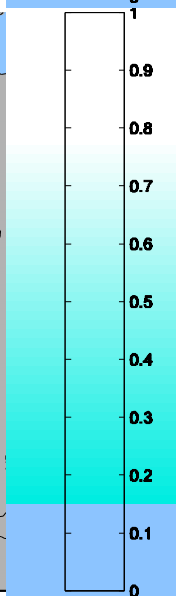
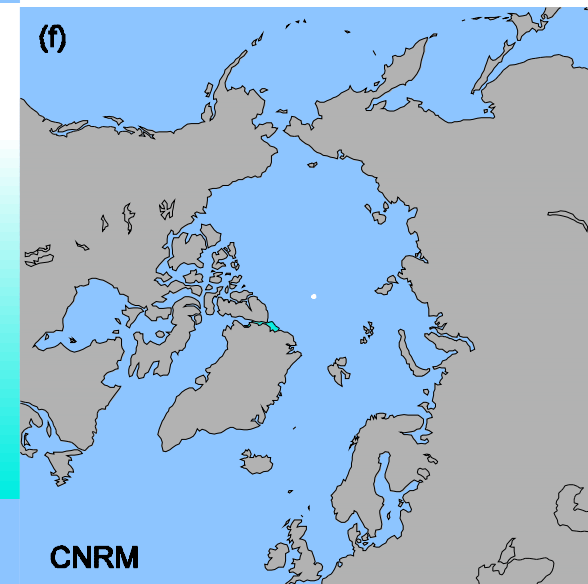
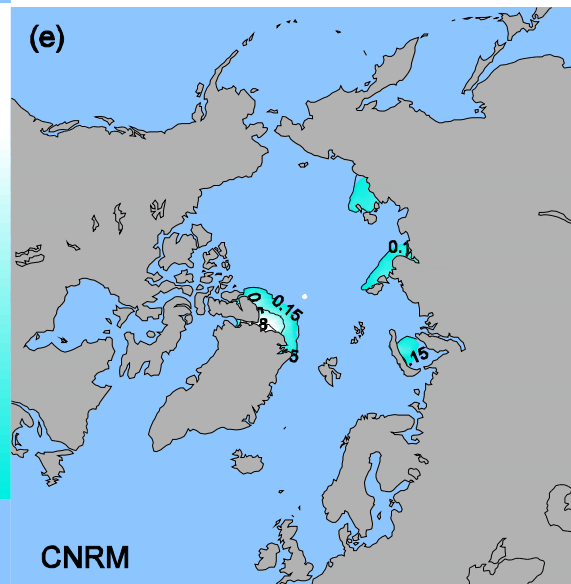
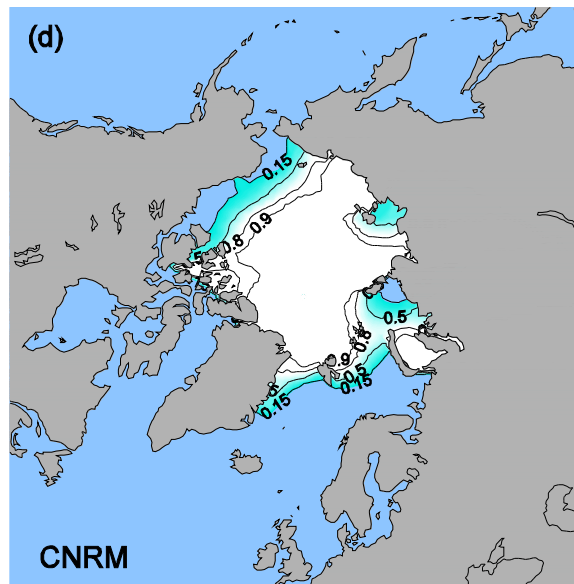
Extension minimale de la glace de mer (été)

Climat 21^e

IPSL



CNRM



1960-1989

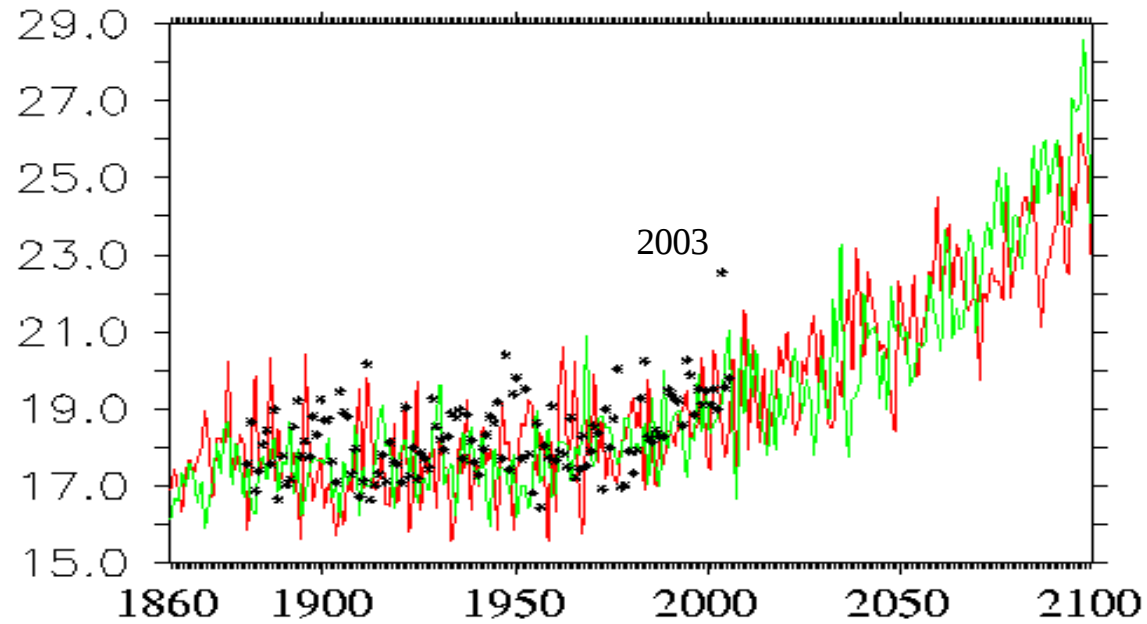
2070-2099; B1

2070-2099; A2

[Dufresne et al., 2006]

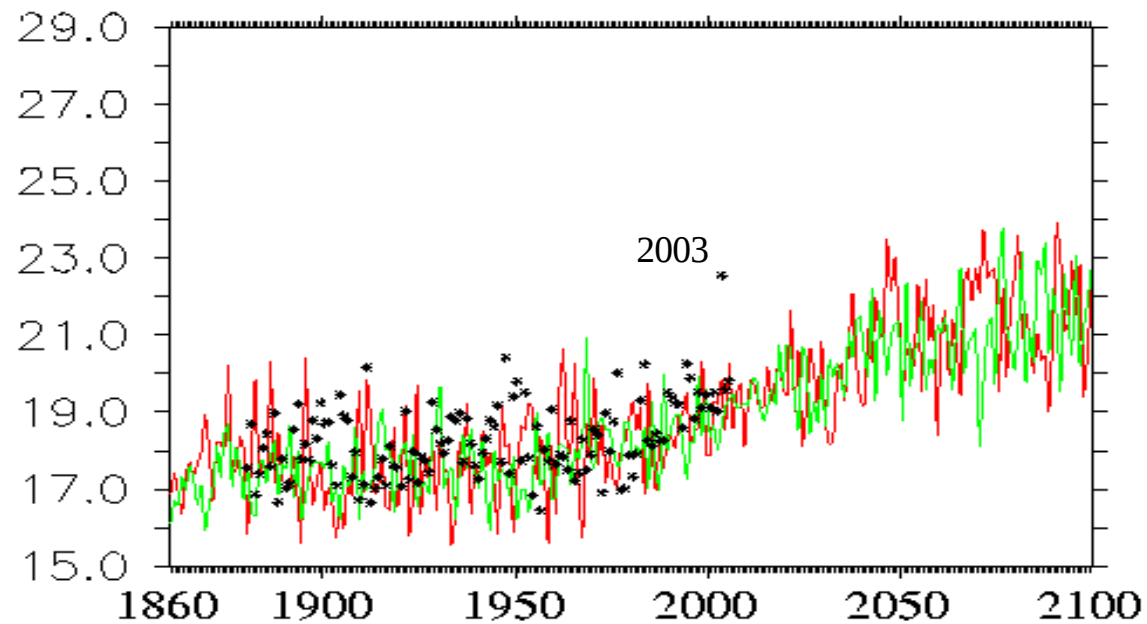
Température estivale, moyennée sur la France, pour deux scénarios

SRES-A2



Observations
CNRM
IPSL

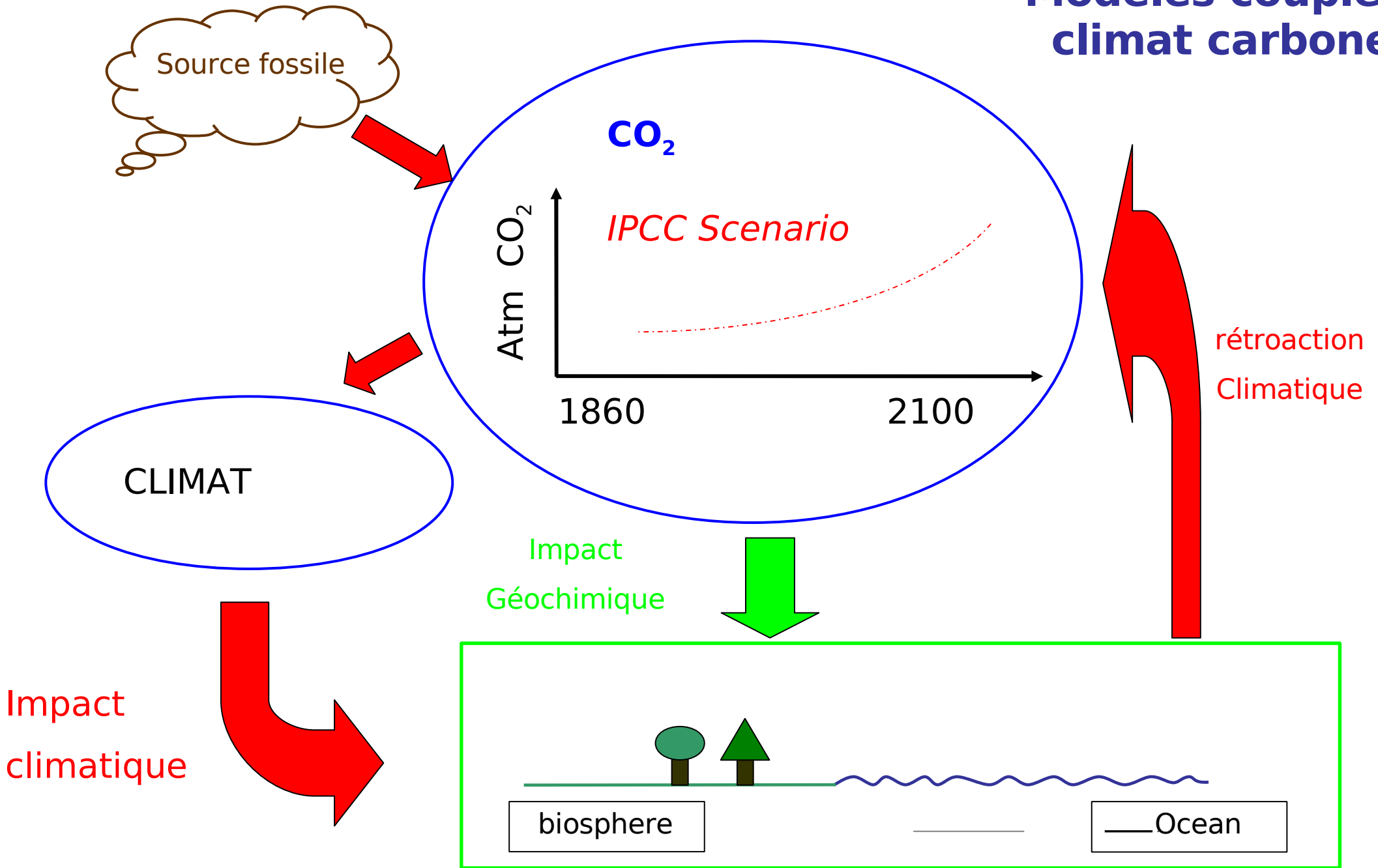
SRES-B1



Observations
CNRM
IPSL

Quelques incertitudes: Rétroaction climat-carbone

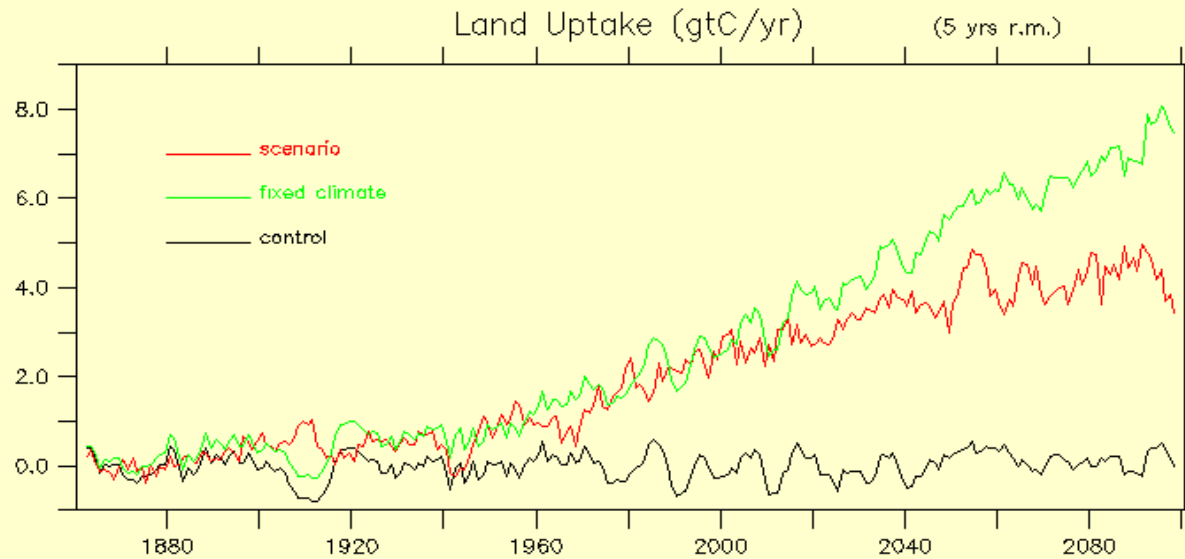
Modèles couplés climat carbone



Rétroaction climat-carbone

Impact climat sur cycle C

Biosphère

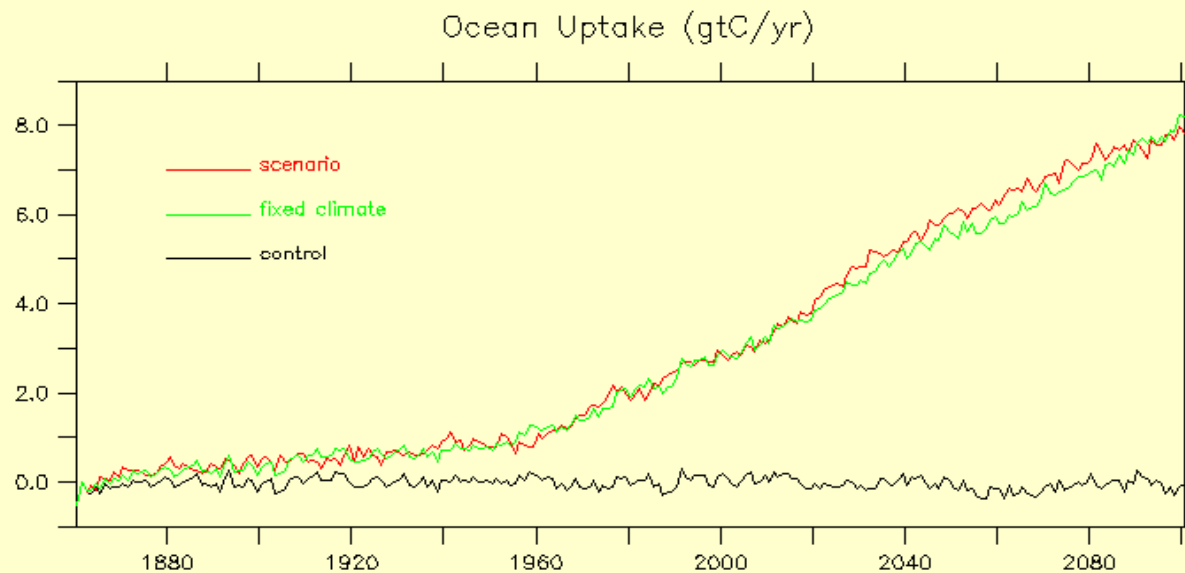


découplée

*Impact
Négatif*

couplée

Océan



•Source : Dufresne 2002

•Actuellement (2010) les modèles donnent un impact plus faible

Conclusions

- Le climat va changer de façon importante si les émissions de CO₂ et d'autres gaz ne sont pas réduites
- la distribution géographique du changement de température est assez bien connue
- ceci n'est pas le cas pour les précipitations
- le stress hydrique des plantes va augmenter (accroissement de l'évaporation)
- le cycle saisonnier de l'eau disponible va changer
- le niveau de la mer va augmenter
- Cyclones? Tempêtes? Orages ?
- L'océan et la végétation continueront-ils à capter la moitié du CO₂ émis par l'homme?

Bibliographie

- **Le climat est-il devenu fou?**, Robert Sadourny, ed. Le Pommier, Paris, 2002. Un excellent petit livre, simple et clair, qui résume les connaissances scientifiques actuelles sur les conséquences climatiques d'une augmentation des gaz à effet de serre.
- **Le réchauffement climatique.** Robert Kandel, ed. PUF, "Que Sais-je ?", Paris, 2002 (rééd. 2004). Un livre plus complet, mais plus difficile d'accès.
- **L'effet de serre. Allons-nous changer le climat ?** Hervé Le Treut, Jean-Marc Jancovici – ed. Flammarion, collection Champs, 2004, 217pp. Un livre qui présente les mécanismes des changements climatiques, les conséquences mais aussi les causes, les pays et les secteurs qui ont les plus fortes émissions...
- **L'effet de serre et l'évolution du climat**, J-L Dufresne, *in Graines de Sciences 8*, Edition Le Pommier, à paraître août 2007.
- **Climat: jeu dangereux**, Jean Jouzel, Anne Debroye, Dunod, Paris, 2004, 212pp.
- **Le réchauffement climatique.** Sciences et Avenir Hors Série N°150, mar-avril 2007.

Sites web

- www.educnet.education.fr/meteo/default.htm Météorologie et enseignement, pour une pédagogie par la météorologie, site Educnet du Ministère de l'Éducation Nationale
- Galileo.CyberScol.qc.ca/InterMet/accueil.html, InterMet (Canada), et notamment ses ressources éducatives.
- www.ens-lyon.fr/Planet-Terre Site Planet-Terre
- www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/index.htm, dossier climat du site du CNRS
- www.effet-de-serre.gouv.fr Mission Interministérielle de l'Effet de Serre
- www.ecologie.gouv.fr/Observatoire-national-sur-les.html Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique(ONERC). On y trouve notamment des traductions françaises de textes du GIEC
- www.ipcc.ch Le site du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC). Site essentiellement en anglais.

An aerial photograph of a vast, snow-covered mountain range. The terrain is rugged with numerous peaks and valleys, all blanketed in white snow. The lighting creates soft shadows, highlighting the contours of the mountains. The word "FIN" is superimposed in the center of the image in a white, serif font.

FIN

Prise de vue depuis la navette spatiale