

**Atmosphère:**

**Structure et composition**

**Virginie Marécal**

**CNRM-GAME**

# Plan

1. **Caractéristiques physiques de l'atmosphère**
2. **Composition chimique (focus sur l'ozone)**
3. **Aérosols**
4. **Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat**

# Plan

1. **Caractéristiques physiques de l'atmosphère**
  1. **Structure thermique**
  2. **Pression**
2. **Composition chimique**
3. **Aérosols**
4. **Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat**

# Structure verticale de l'atmosphère

Structure thermique C'est le profil de température qui détermine les différentes couches de l'atmosphère

Augmentation de température due à l'absorption des UV par l'oxygène (O)

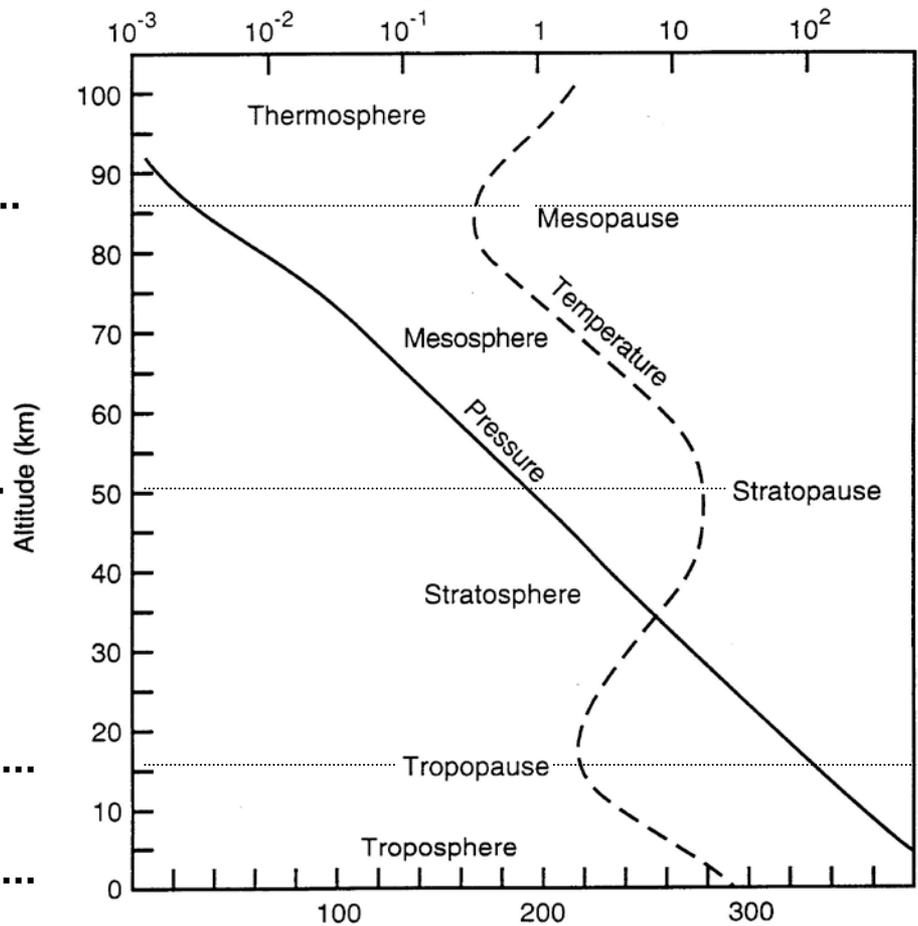
Mésopause: ~85km, ~-80°C .....

Stratopause: ~50km, ~0°C .....

Augmentation de température due à l'absorption des UV par l'ozone (O<sub>3</sub>)

Tropopause: ~8-15km, ~-60°C .....

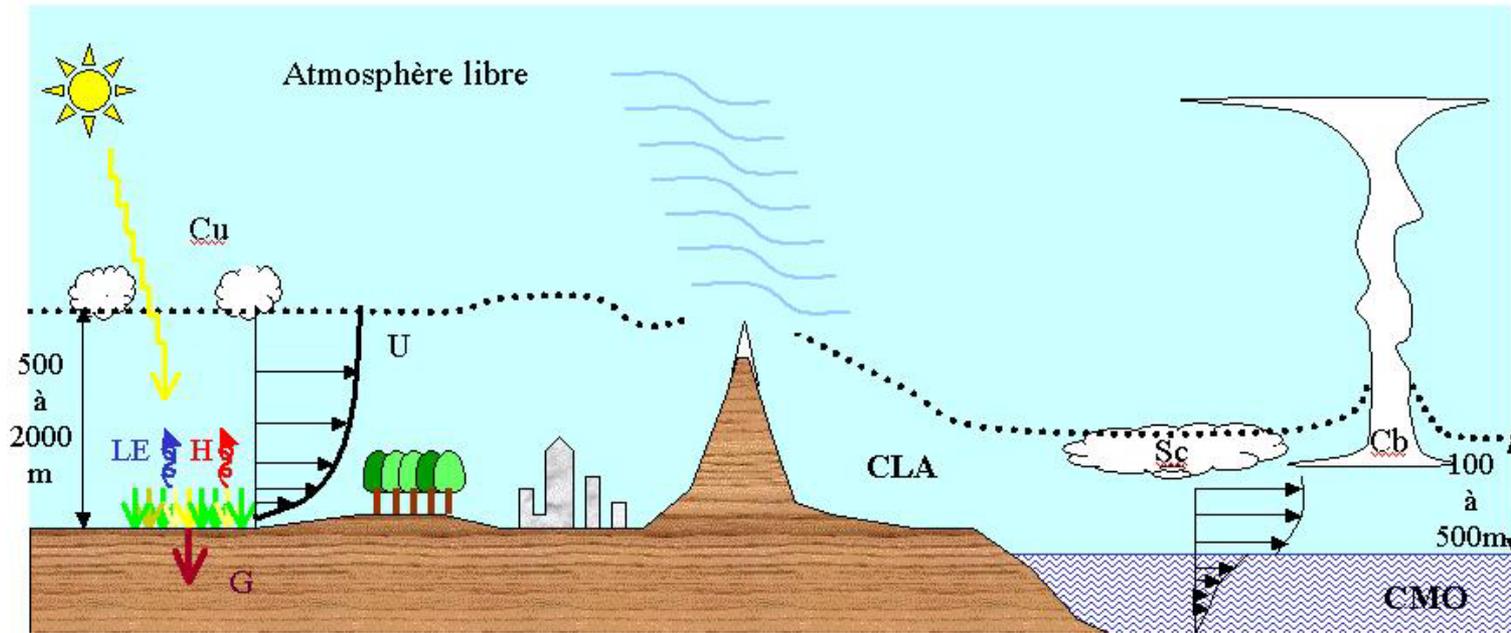
Surface: ~+15°C .....



Température (K)

# Structure thermique (1)

Dans la troposphère, le profil vertical de température résulte d'un équilibre radiatif/convectif (en grec : 'tropos'=mélange)



**La couche limite atmosphérique (CLA)** est la partie de l'atmosphère où la présence de la surface terrestre (continentale ou océanique) est directement sensible. Elle est caractérisée par des mouvements de mélange turbulent. Son épaisseur varie de quelques centaines de m (la nuit) à 2 km (le jour).

**La troposphère libre** est localisée au-dessus de la CLA.

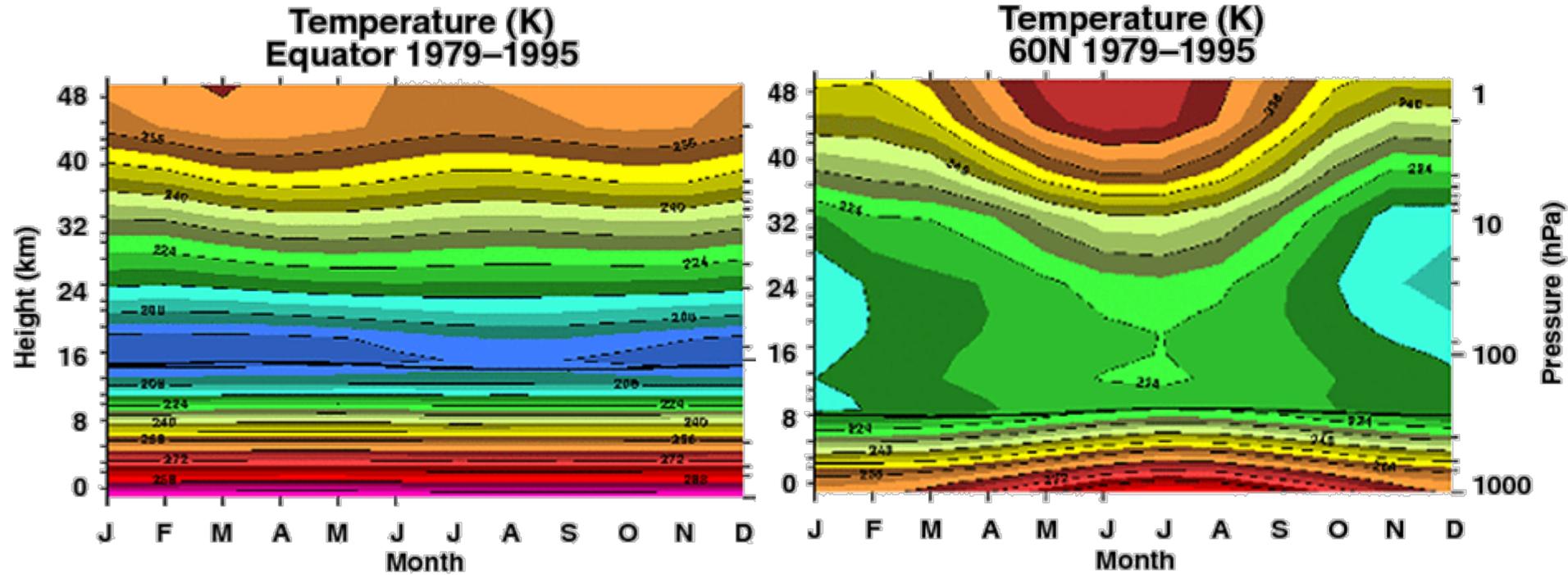
C'est le lieu de phénomènes convectifs.

## Structure thermique (2)

Dans la stratosphère, le profil vertical de température provient d'un équilibre radiatif (en grec : 'stratos'=stratifié)

- **Augmentation de la température avec l'altitude dans stratosphère** due à la chaleur produite par absorption du rayonnement solaire dans l'UV par l'ozone ( $O_3$ )
- En première approximation, la stratosphère peut être considérée **comme stable et en équilibre radiatif** : sa température résulte de l'équilibre entre le réchauffement par absorption du rayonnement UV et du refroidissement par émission infra-rouge de  $H_2O$  et  $CO_2$
- Conduit à une **structure stratifiée** à cause du très faible mélange vertical: l'air froid et dense se trouvant sous l'air chaud léger

# Variations saisonnières de la température



Dans les **tropiques**, faibles variations saisonnières du rayonnement solaire menant à de faibles variations du profil vertical de température

Aux **hautes latitudes**, les plus faibles températures sont en hiver, l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre induisant de fortes variations saisonnières du rayonnement et donc de la température (jusqu'à 25K), principalement dans la basse et la haute stratosphère

# Plan

- 1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère**
  1. Structure thermique
  - 2. Pression**
2. Composition chimique
3. Aérosols
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Profil vertical de pression

## ➤ Equation d'état de l'atmosphère

- $P$  = pression totale, somme des  $P_i$  pression partielle des espèces majoritaires
- L'atmosphère est un gaz parfait  
Soit  $P$  la pression totale,  $T$  la température,  $R$  la constante des gaz parfaits,  $\rho$  la masse volumique de l'air,  $M$  la masse molaire de l'air.

$$P = \sum_{i=1}^4 P_i$$

$$PV = nRT \quad \text{et} \quad \rho = nM / V$$

$$\Rightarrow \rho = PM / RT$$

$$\text{avec } R = 8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$M = 29 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$$

# Relation pression-altitude

## Equation hydrostatique

$$dP = dF / S = -\rho dVg / S$$

$$\text{et } dV = Sdz$$

$$\Rightarrow dP = -\rho g dz$$

$$\Rightarrow dP = -\frac{PMg dz}{RT}$$

$$\Rightarrow \ln P / P^{\circ} = -\int_0^z Mg dz / RT(z)$$

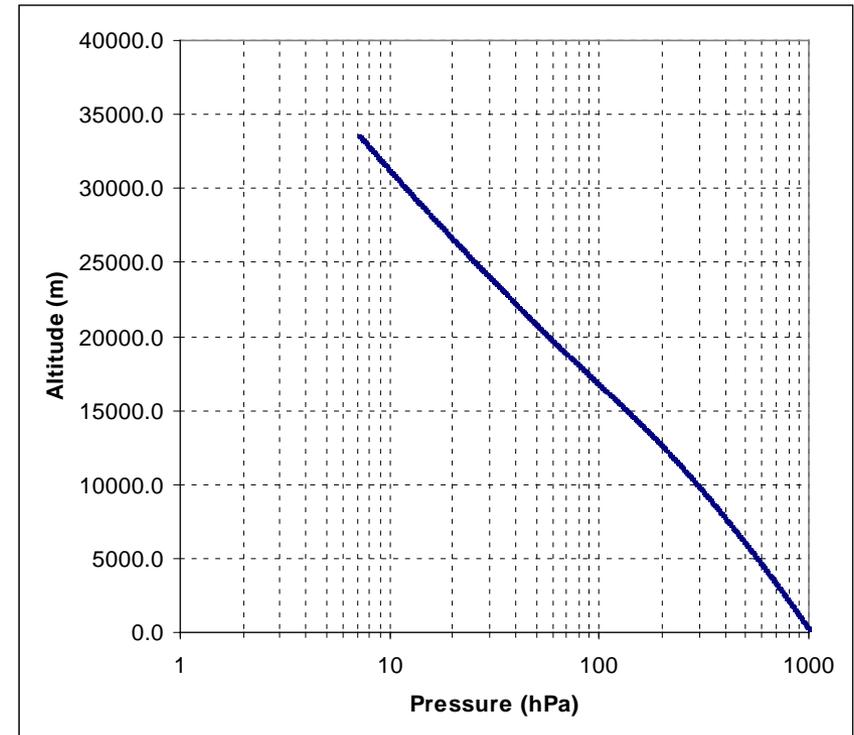
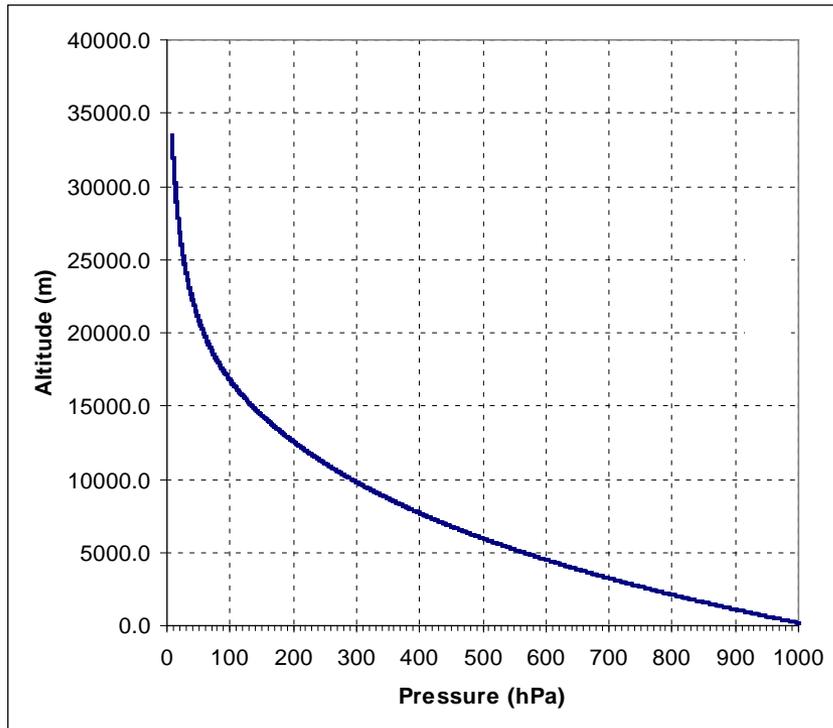
## Relation pression-altitude

$$\Rightarrow P(z) = P^{\circ} \exp\left(-\frac{Mgz}{RT}\right)$$

Si T est constante avec l'altitude (approximation grossièrement acceptable car varie peu par rapport à la pression)

⇒ La pression diminue exponentiellement avec l'altitude

# Profil typique de pression en fonction de l'altitude (mesuré par ballon à 5°S en Juin 2005)



$P/P^0 = 10\%$  pour  $z=17\text{km}$  avec  $T=\text{cste}=250\text{K}$

$P/P^0 = 1\%$  pour  $z=34\text{km}$ .

90% de l'atmosphère est comprise jusqu'à 17 km alt, 99% jusqu'à 34 km.

# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
  1. Description générale
  2. Composition de la stratosphère et couche d'ozone
  3. Composition de la troposphère et qualité de l'air
3. Aérosols
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Composition chimique de l'atmosphère

## Principales espèces

Composition de l'air sec		en %	
Gaz constituants		Composition volumétrique *	
Azote	(N <sub>2</sub> )	78,09	
Oxygène	(O <sub>2</sub> )	20,95	
Argon	(A)	0,93	
Anhydride carbonique	(CO <sub>2</sub> )	≈ 0,03	=370 ppmv
Néon	(N <sub>e</sub> )	1,8 · 10 <sup>-3</sup>	=18 ppmv
Hélium	(He)	5,24 · 10 <sup>-4</sup>	=5,2 ppmv
Krypton	(Kr)	1,0 · 10 <sup>-4</sup>	=1 ppmv
Hydrogène	(H <sub>2</sub> )	5,0 · 10 <sup>-5</sup>	=0,5 ppmv
Xénon	(Xe)	8,0 · 10 <sup>-6</sup>	
Ozone	(O <sub>3</sub> )	1,0 · 10 <sup>-6</sup>	=10 ppbv: début 20 <sup>ème</sup> s.
Radon	(R <sub>n</sub> )	6,0 · 10 <sup>-18</sup>	

Rapport de mélange

1 ppmv=

1 parts per million =

1 partie par million=

1 µL gaz/1L air

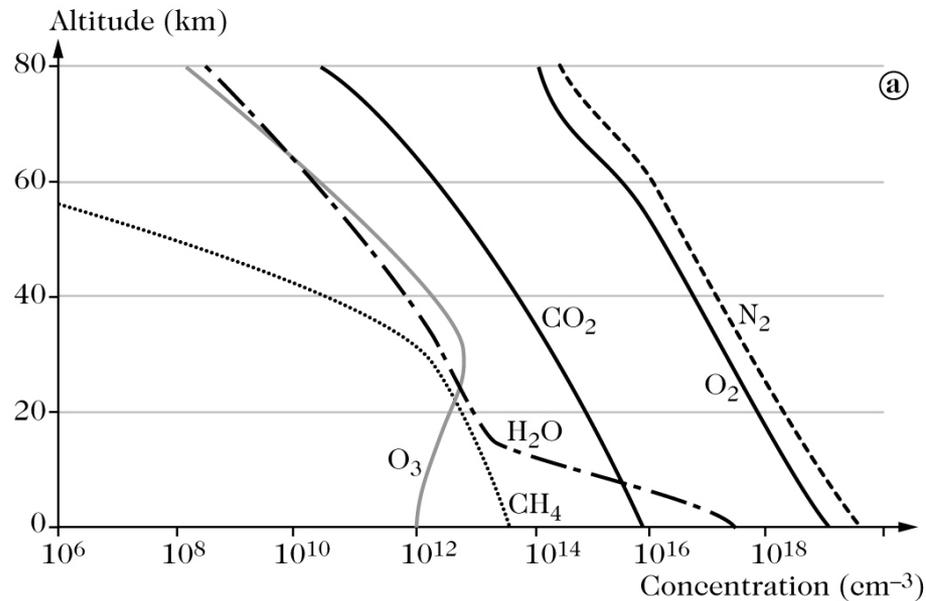
1 ppbv= 10<sup>-3</sup> ppmv

1 pptv= 10<sup>-6</sup> ppmv

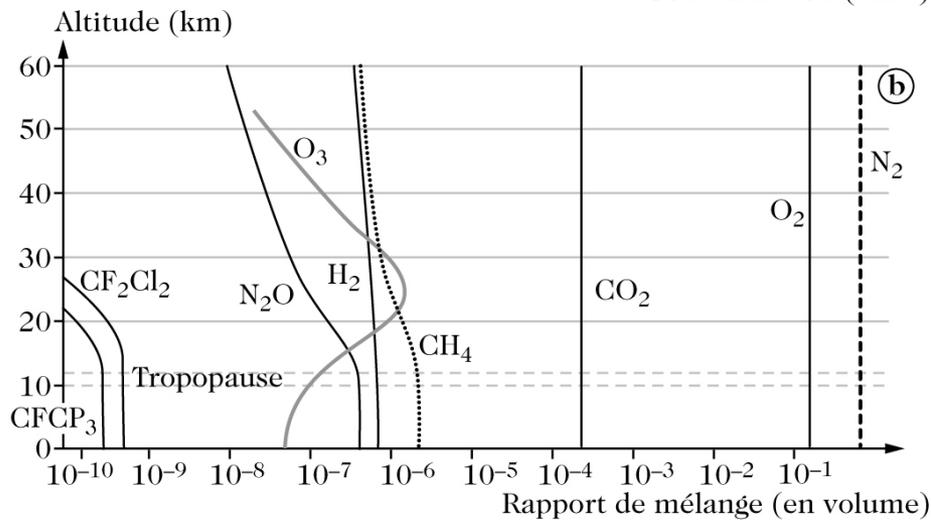
+ vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O) très variable avec l'altitude

+ méthane (CH<sub>4</sub>): 1,8 ppmv, en augmentation depuis l'ère industrielle

# Profils verticaux des principaux constituants

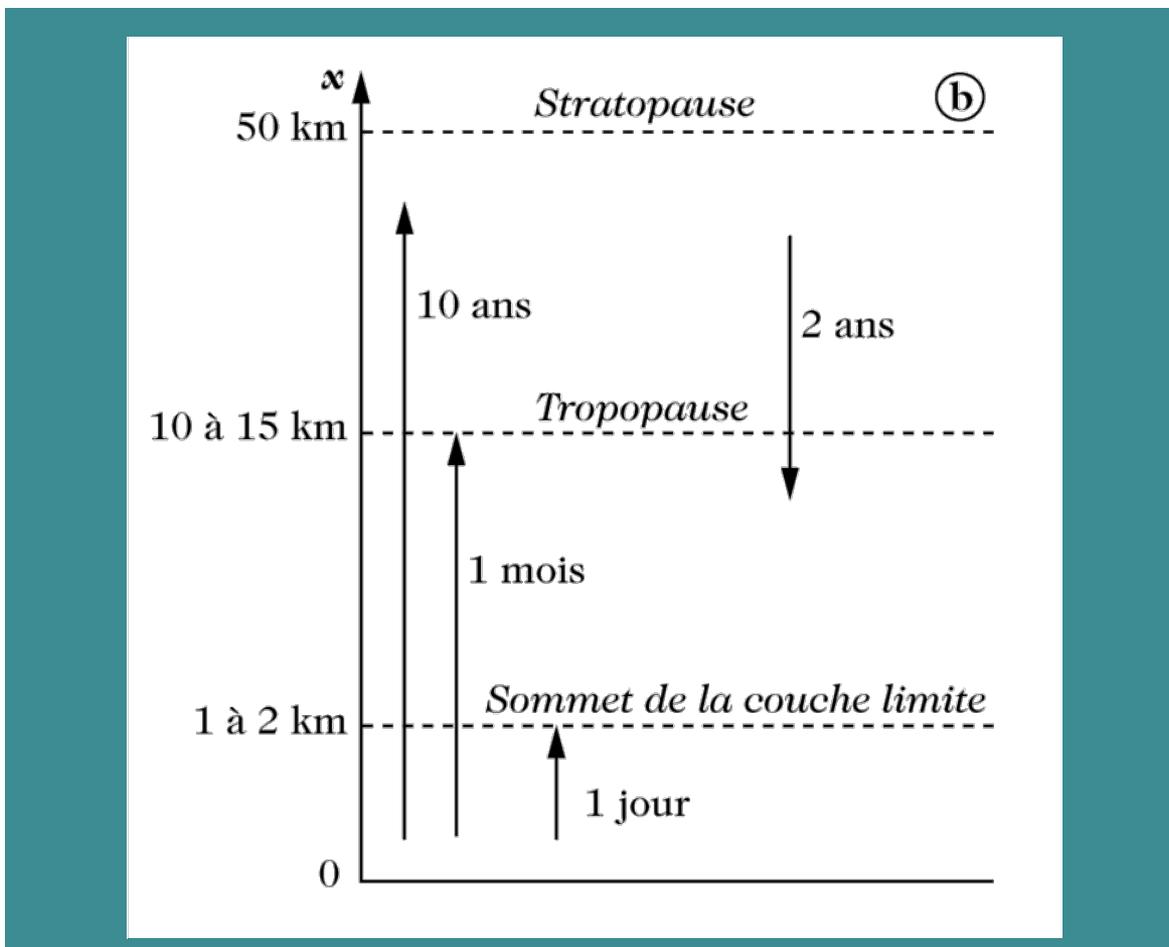


On note la situation très particulière de l'ozone, qui possède une source stratosphérique.



$10^{-6}$  : ppm  
 $10^{-9}$  : ppb  
 $10^{-12}$  : ppt

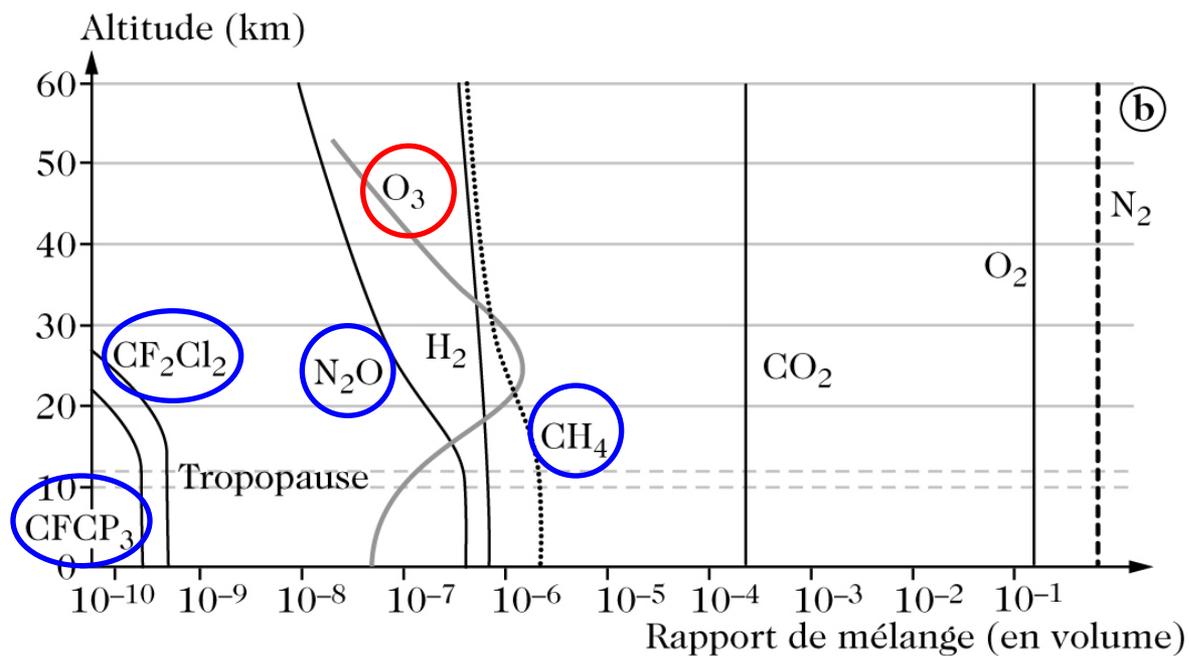
# Temps caractéristiques moyens



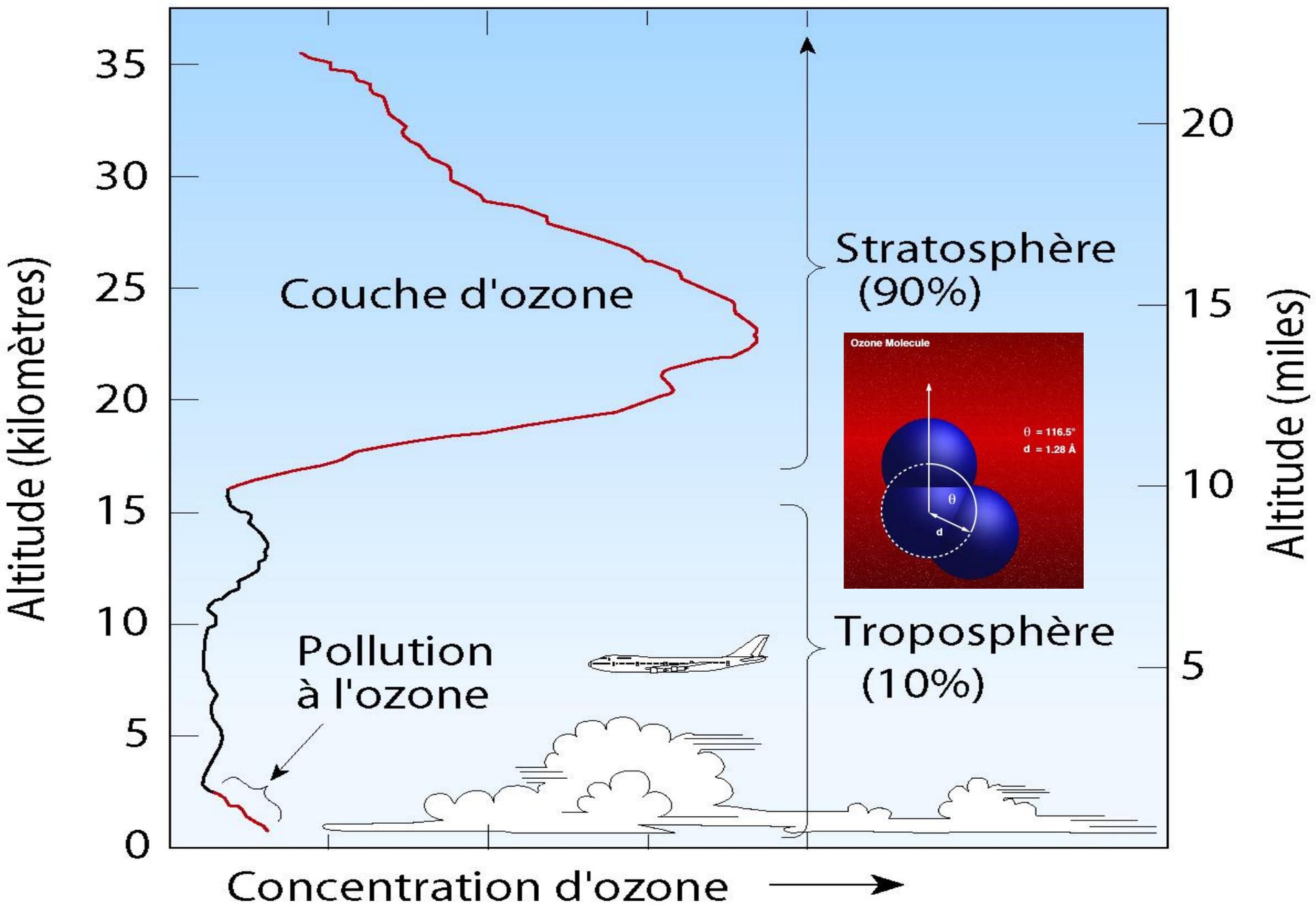
# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. **Composition chimique**
  1. Description générale
  2. **Composition de la stratosphère et couche d'ozone**
  3. Composition de la troposphère et qualité de l'air
3. Aérosols
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

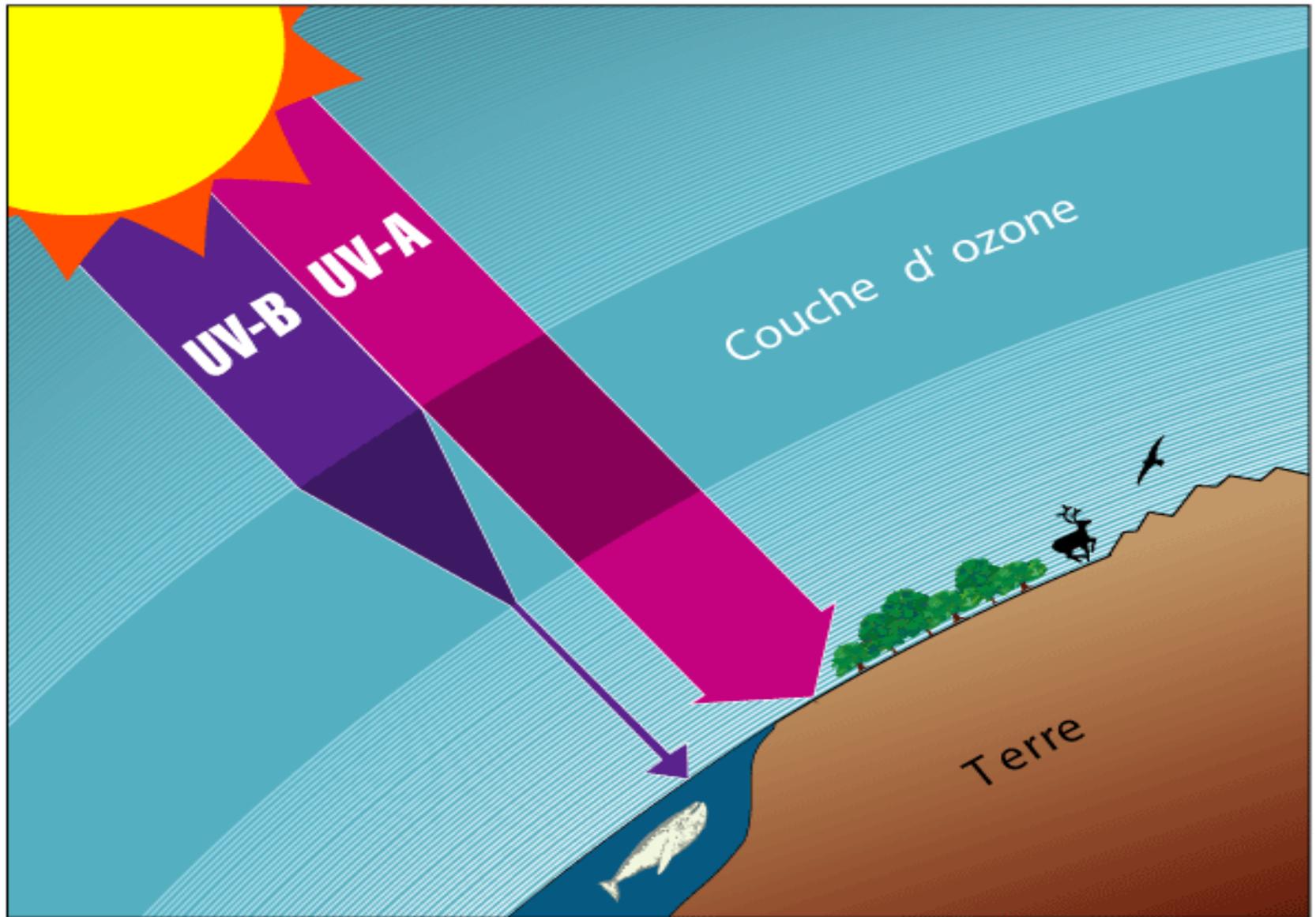
# Chimie de la stratosphère = chimie de l'ozone



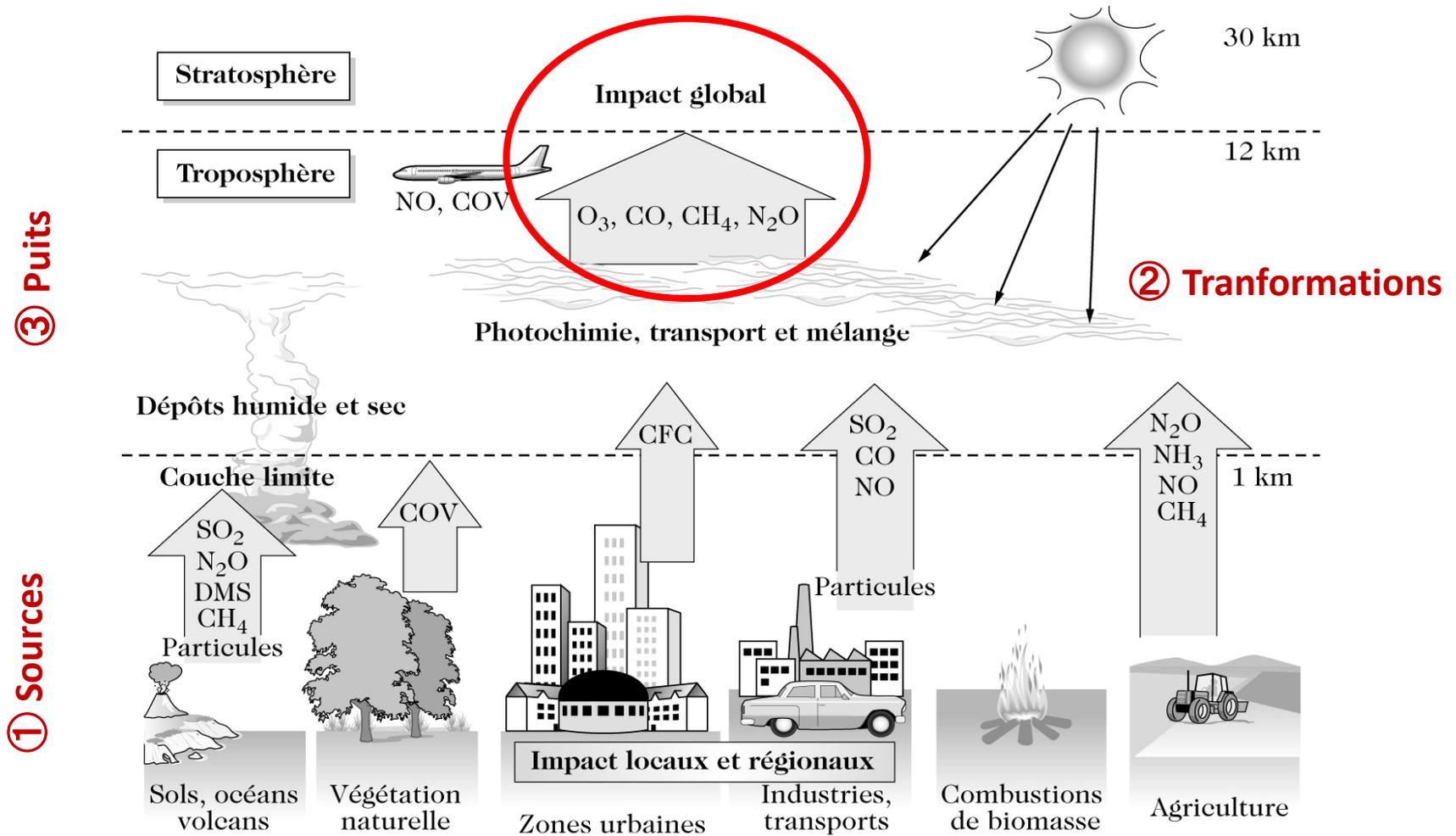
# L'ozone dans l'atmosphère



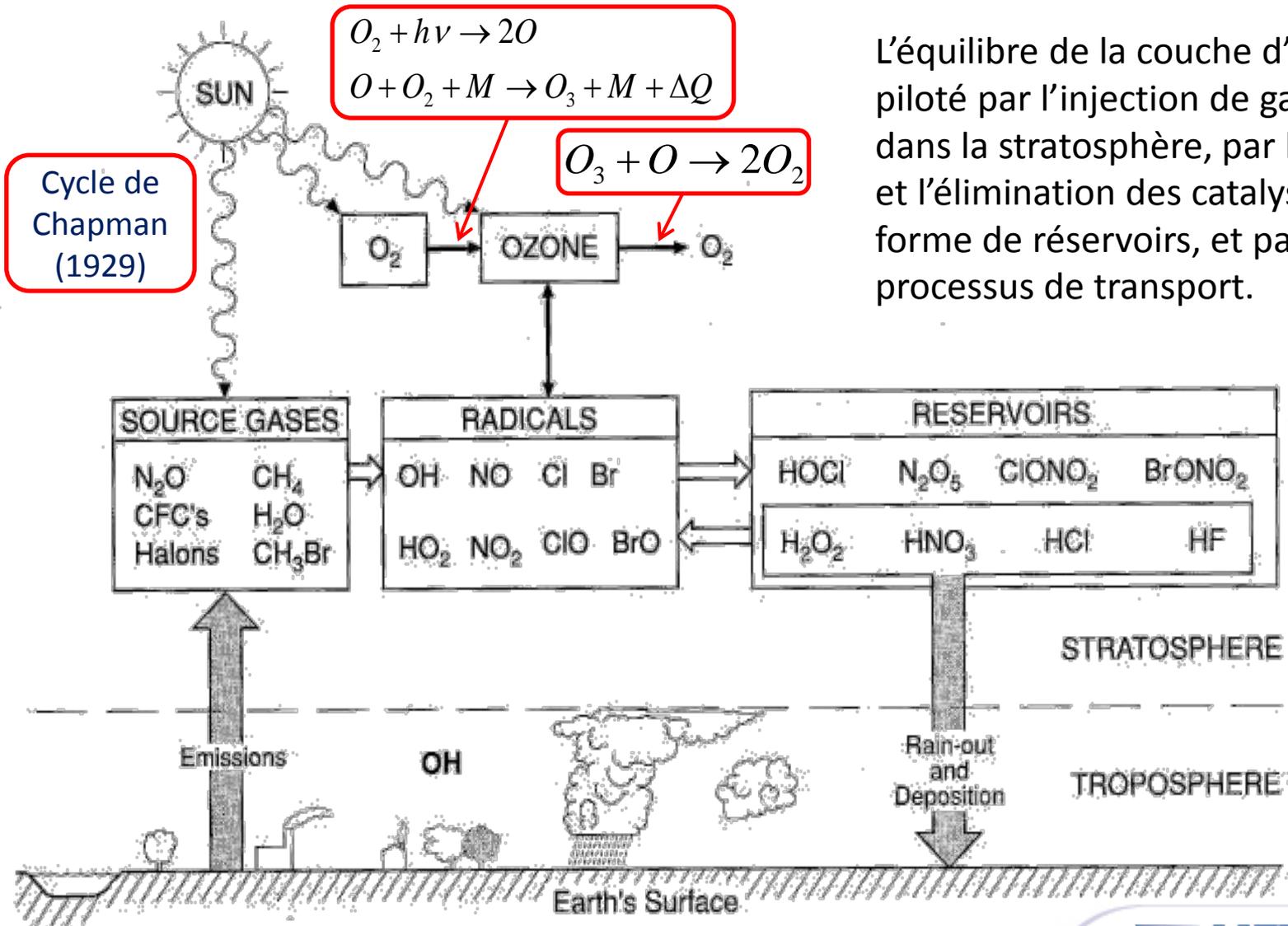
# L'ozone : un bouclier naturel contre les UV



# D'où viennent les espèces chimiques qui contribuent à l'équilibre de l'ozone dans la stratosphère ?



# L'équilibre de la couche d'ozone

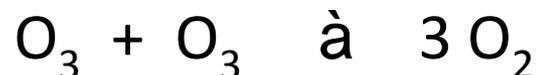


L'équilibre de la couche d'ozone est piloté par l'injection de gaz sources dans la stratosphère, par le stockage et l'élimination des catalyseurs sous forme de réservoirs, et par les processus de transport.

# La destruction catalysée des « oxygènes impairs »



Ou :



Il a fallu plus d'une trentaine d'année pour comprendre les mécanismes chimiques à l'origine de l'équilibre de l'ozone.

- Longueur de chaînes : 100 à 10000.
- Contrôle de l'ozone par des constituants beaucoup moins abondants : ~ppbv (versus ppmv).
- 3 familles principales de catalyseurs **X/XO** : composés hydrogénés (**HOx**) ; composés azotés (**NOx**) ; composés halogénés chlorés (**ClOx**) et bromés (**BrOx**).

# L'équilibre des constituants minoritaires

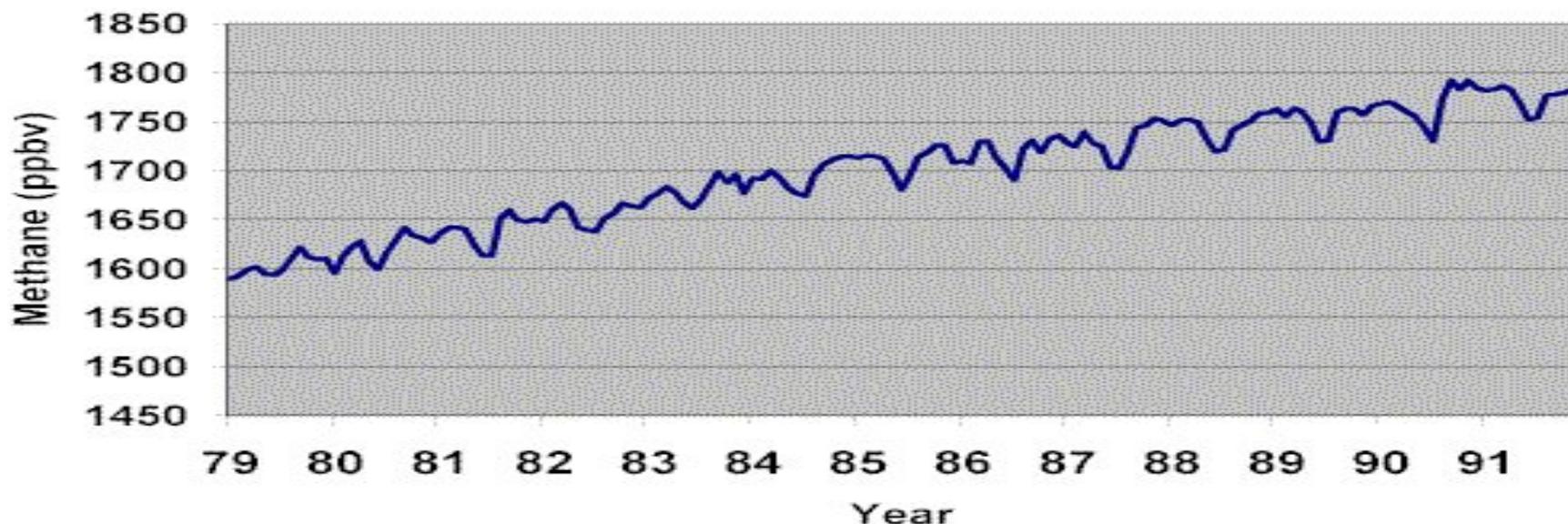
- Les sources des 3 familles de catalyseurs sont situées essentiellement **en surface** ; les émissions sont d'origines **anthropique et naturelle**.
- émissions sous forme d'espèces chimiquement stables dans la troposphère, qui diffusent dans la stratosphère :
  - **H<sub>2</sub>O**(limité par condensation), **CH<sub>4</sub>** : **hydrogénés**
  - **N<sub>2</sub>O**, (NO,NO<sub>2</sub> avions strato., Crutzen ~1970) : **azotés**
  - **composés organo-halogénés** : **chlorés et bromés**
- existence **d'espèces « réservoirs »** pour chacune des familles (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub>, HCl, HO<sub>2</sub>NO<sub>2</sub>, ClONO<sub>2</sub>, HOCl,...). Ces espèces sont solubles et sont éliminées au voisinage de la tropopause.

# Méthane CH<sub>4</sub>, source de HO<sub>x</sub> (OH,HO<sub>2</sub>)

Temps de résidence ~10 ans

Augmentation moyenne de 0.9% par an

## Cape Meares Methane Data

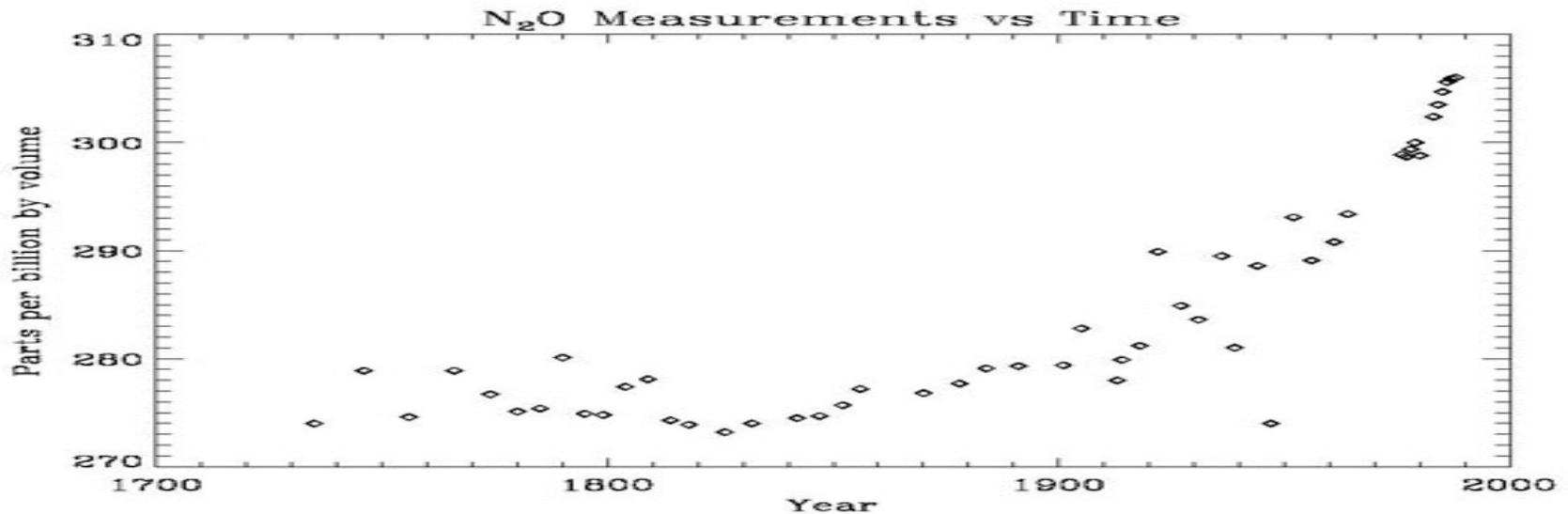


**Sources principales** (forte dépendance en latitude) : marécages, culture du riz, ruminants, feux de biomasse, termites,...

# Protoxyde d'azote N<sub>2</sub>O, source de NO<sub>x</sub> (NO,NO<sub>2</sub>)

Temps de résidence ~160 ans

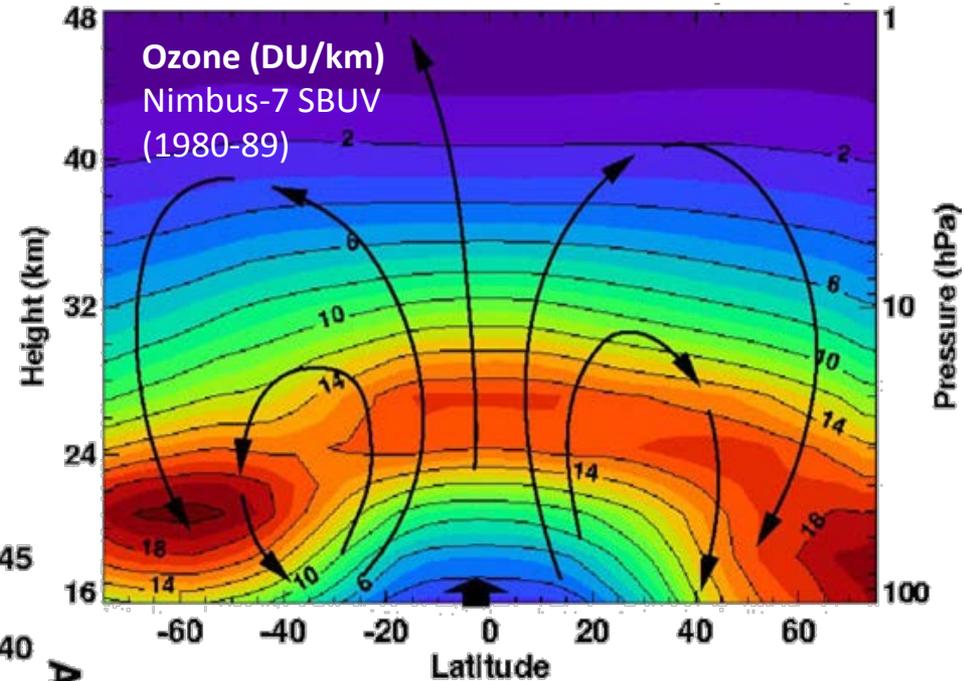
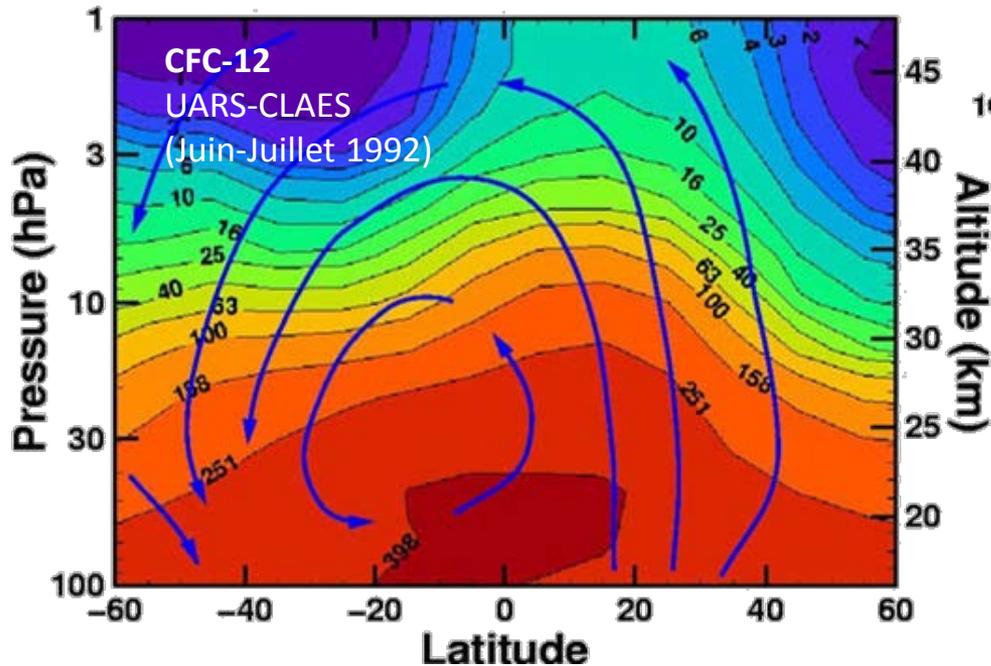
Augmentation moyenne de 0.3% par an



**Sources principales** : océans, sols des forêts tropicales, sols, anthropiques pour 30% (engrais, combustion des fuels fossiles, combustion de la biomasse).

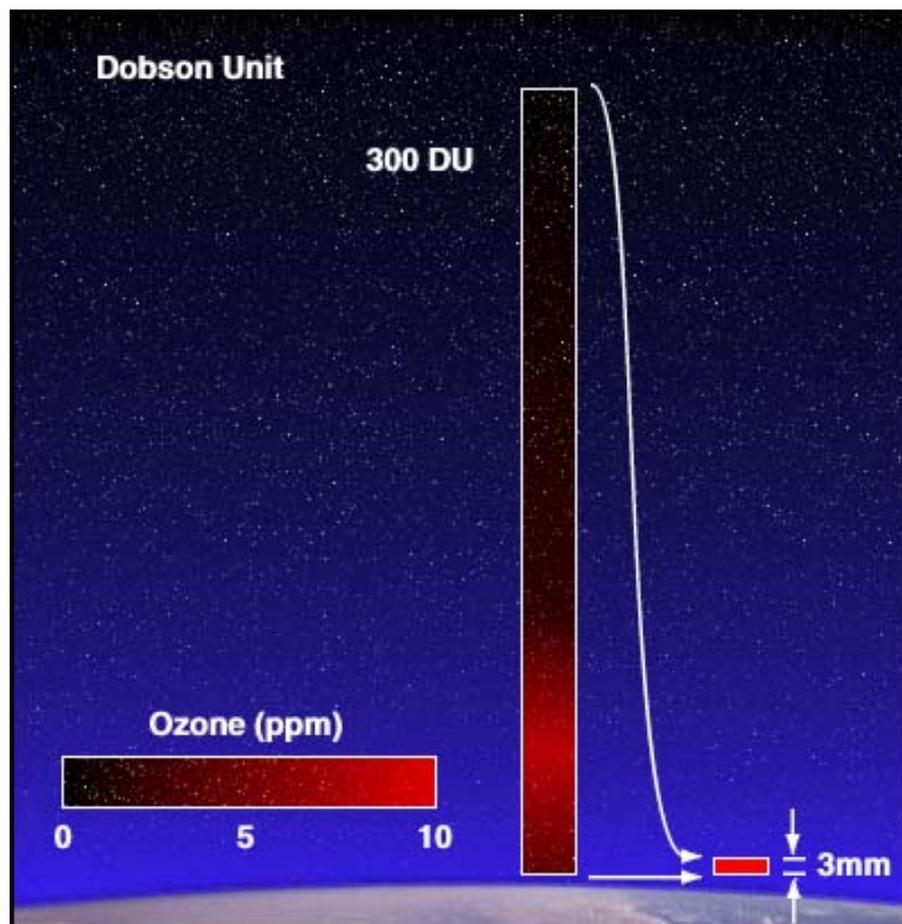
# Composition de la stratosphère: le rôle de la circulation de Brewer-Dobson

Le maximum d'ozone aux hautes latitudes s'explique par la circulation générale de la stratosphère : redistribution depuis les tropiques (Brewer-Dobson)

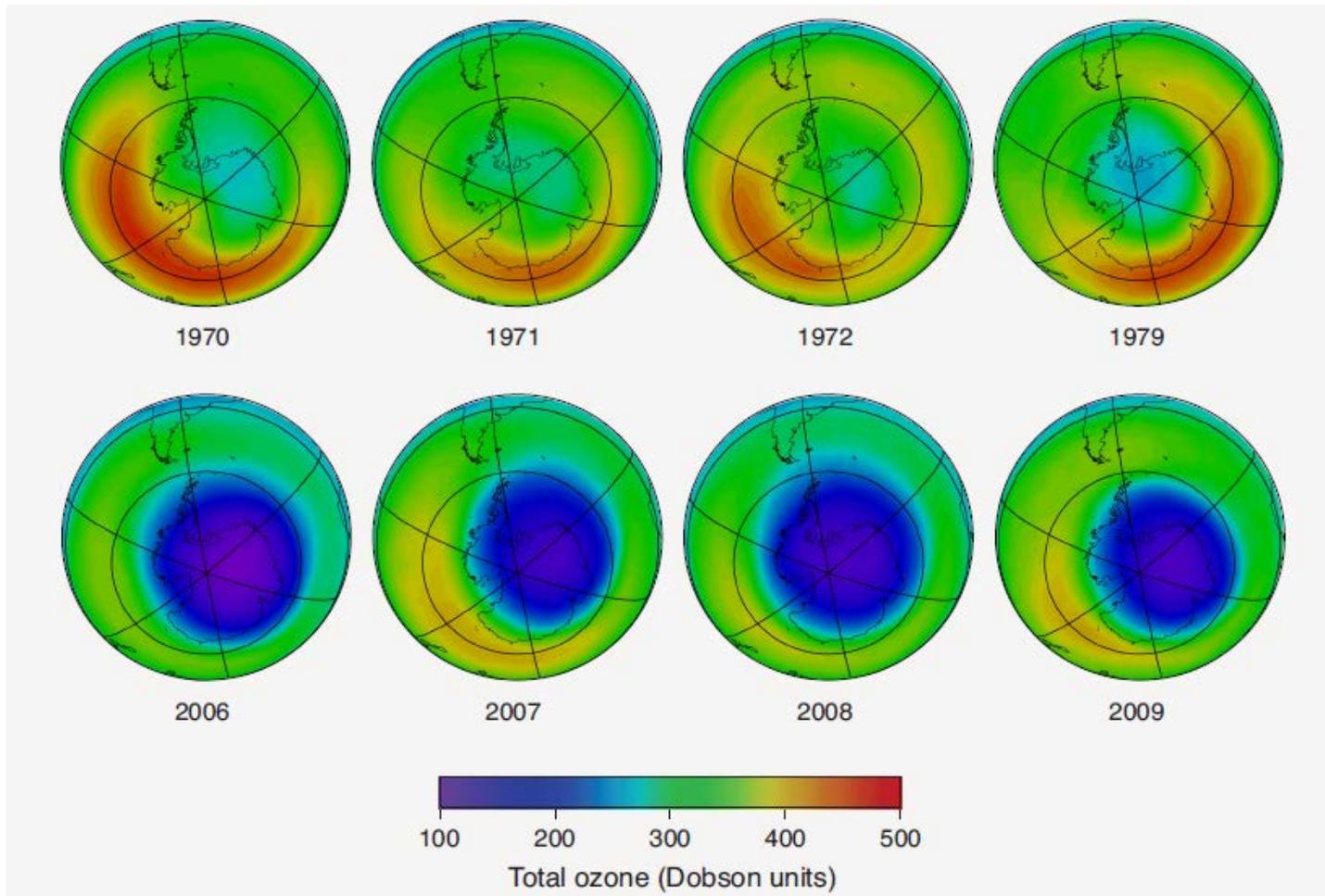


# Colonne totale d'ozone

- Tout l'ozone contenu dans la colonne d'air surplombant un point de la surface est ramené à la surface, à 0°C et 1 atm.
- 100 Unités Dobson (DU) correspondent à une épaisseur de 1 mm.
- En moyenne, « l'ozone total » est de l'ordre de 300 DU
- **le Dobson est l'unité utilisée pour caractériser l'épaisseur de la couche d'ozone**



# Le trou d'ozone en Antarctique



Evolution de la moyenne mensuelle d'octobre de la colonne totale d'ozone, mesurée par l'instrument TOMS (depuis 1979 en continu sur plusieurs satellites)

# Les nuages stratosphériques polaires (PSC) à l'origine du trou d'ozone au printemps

**Type I PSC:** Nitric acid trihydrate ( $\text{HNO}_3 \cdot 3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ )  
Ternary solution ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{HNO}_3$ )  
**Formation Temp:** 195 K  
**Particle diameter:**  $1 \mu\text{m}$   
**Altitudes:** 10- 24 km  
**Settling rates:** 1km/30 days

**Type II PSC:** Water Ice  
**Formation Temp:** 188 K  
**Particle diameter:**  $> 10 \mu\text{m}$   
**Altitudes:** 10- 24 km  
**Settling rates:**  $> 1.5 \text{ km/day}$

**Type II PSC cloud**



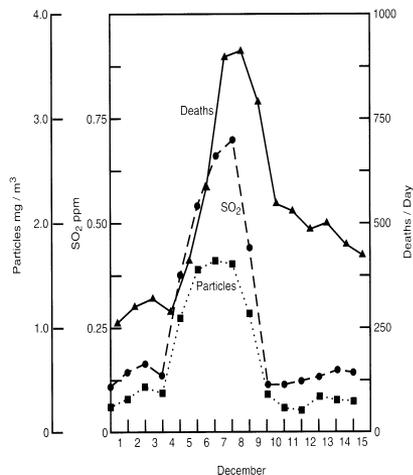
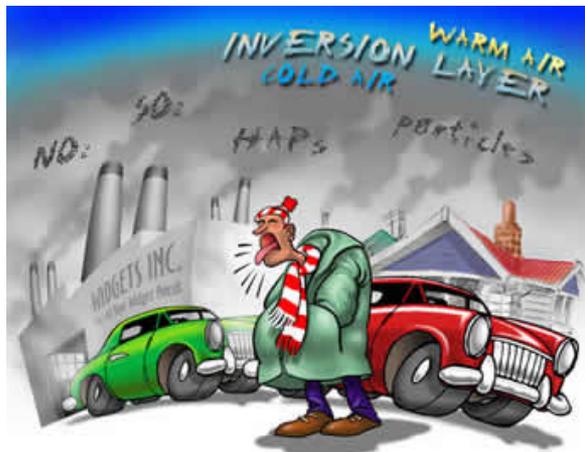
## Conditions nécessaires:

1. Formation des PSCs en hiver avec persistance au début du printemps qui servent de support à la production de radicaux
2. Disponibilité de composés halogénés qui réagissent sur les PSC pour former les radicaux qui catalysent la destruction de l'ozone
3. Ensoleillement en début de printemps pour les réactions de photolyse mises en jeu

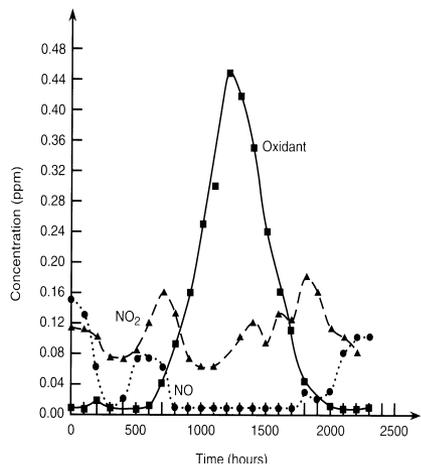
# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. **Composition chimique**
  1. Description générale
  2. Composition de la stratosphère et couche d'ozone
  3. **Composition de la troposphère et qualité de l'air (hors aérosols)**
3. Aérosols
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# La pollution aux deux visages

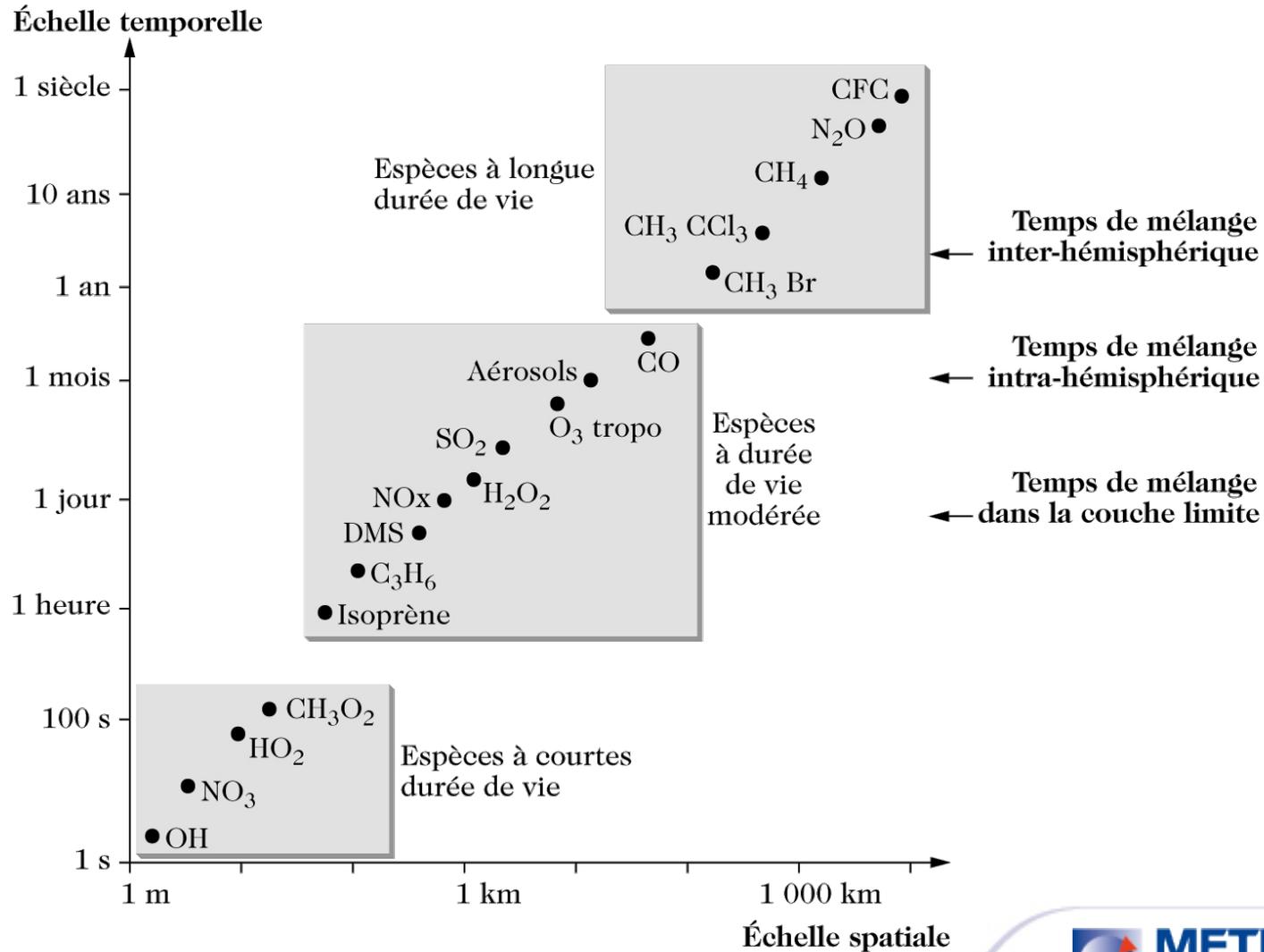


- **« Smog Londonien »** (en référence à l'épisode de l'hiver 1952) : pollution par les polluants primaires, directement émis (dioxyde de soufre SO<sub>2</sub>, oxydes d'azote NO<sub>x</sub>, particules,...).

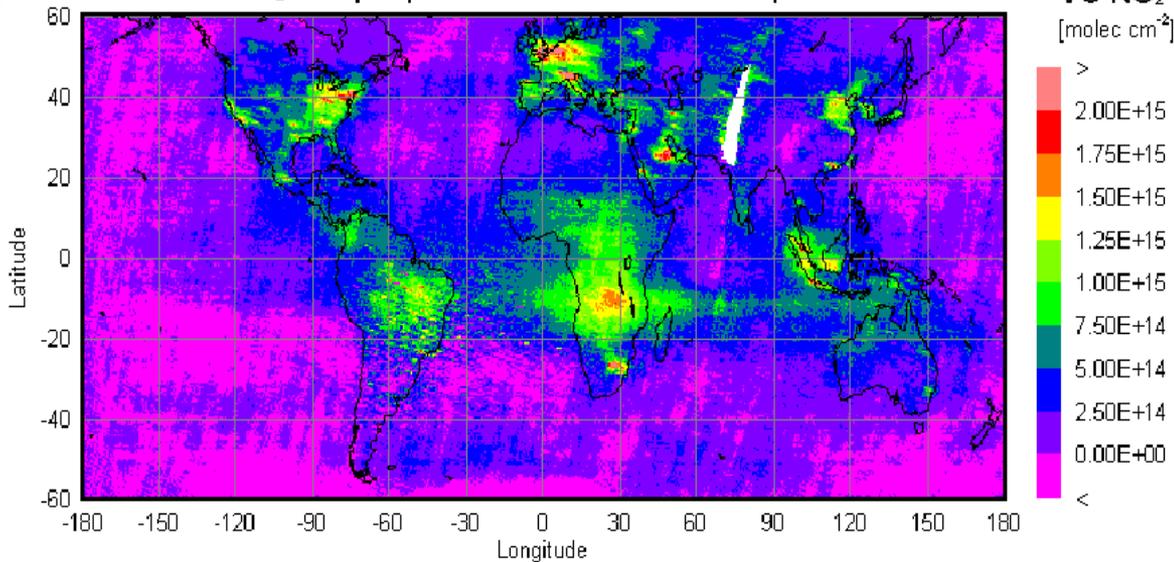


- **« Smog Californien »** (mais il se rencontre aussi à Roubaix...) : pollution par les polluants secondaires, formés dans l'atmosphère (ozone, particules,...).

# Echelles de temps et d'espace

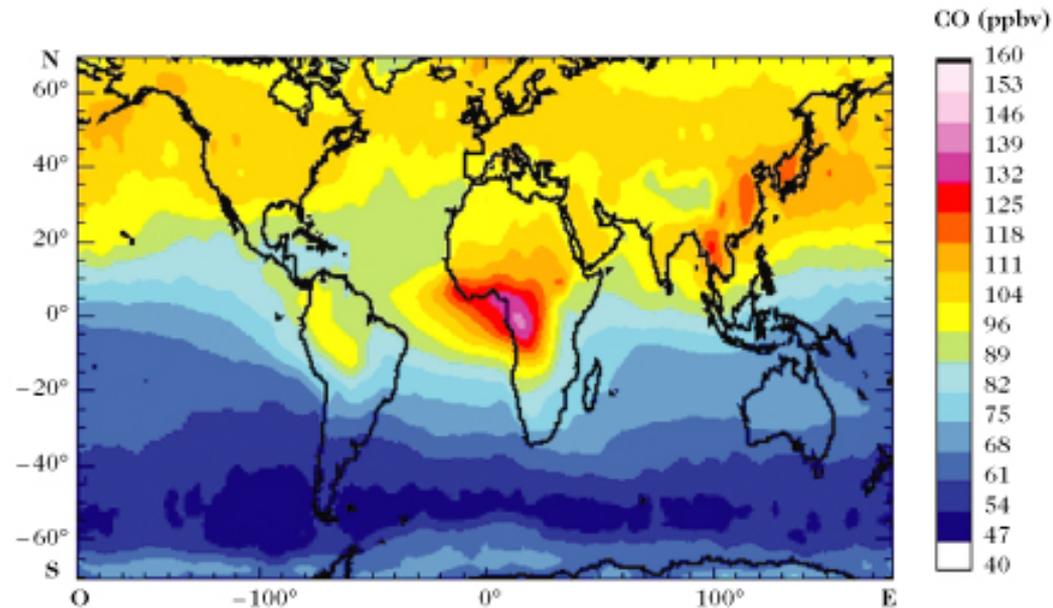


GOME NO<sub>2</sub>: Tropospheric Column Amount September 1997

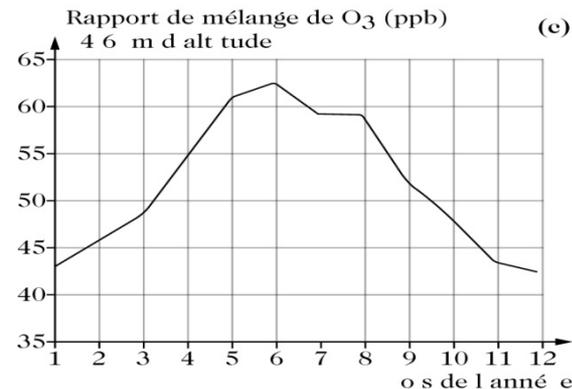
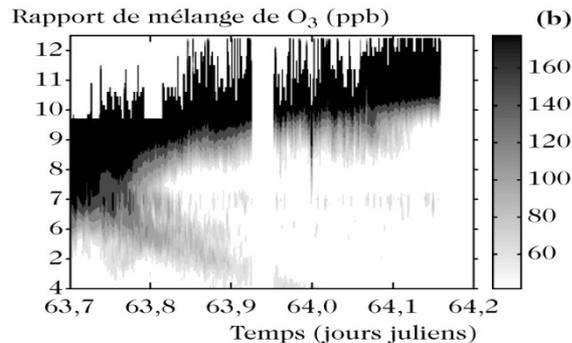
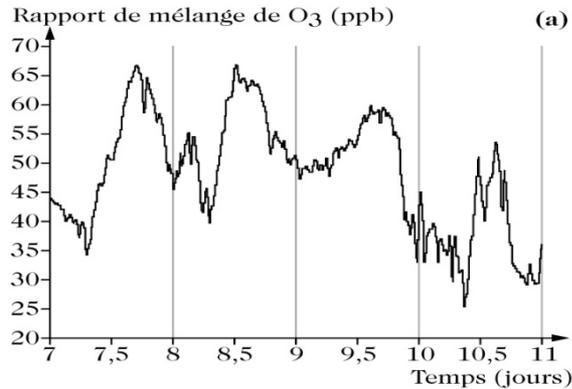


Dioxyde d'azote NO<sub>2</sub>  
(colonnes  
troposphériques) : durée  
de vie de quelques jours.

Monoxyde de carbone CO  
(MOPITT, 700hPa, moyenne  
annuelle 2004) : durée de vie  
de l'ordre de quelques mois.



# Variabilité de l'ozone



## ■ Evolution temporelle mesurée des rapports de mélange d'ozone troposphérique

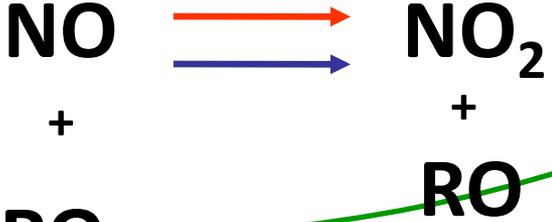
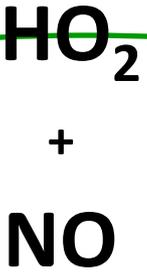
- (haut) sur une période de 4 jours au niveau du sol dans un site rural du Sud de la France (OHP)
- (milieu) en fonction de l'altitude (4-12km) et sur une période de 12 heures lors d'un passage de front sur la France
- (bas) sur une période d'un an dans la couche 2km à 5km (OHP)

## ■ Cette variabilité observée est le fruit des effets combinés des processus chimiques, de transport et de dépôt.

# Formation de l'ozone

Initiations radicalaires

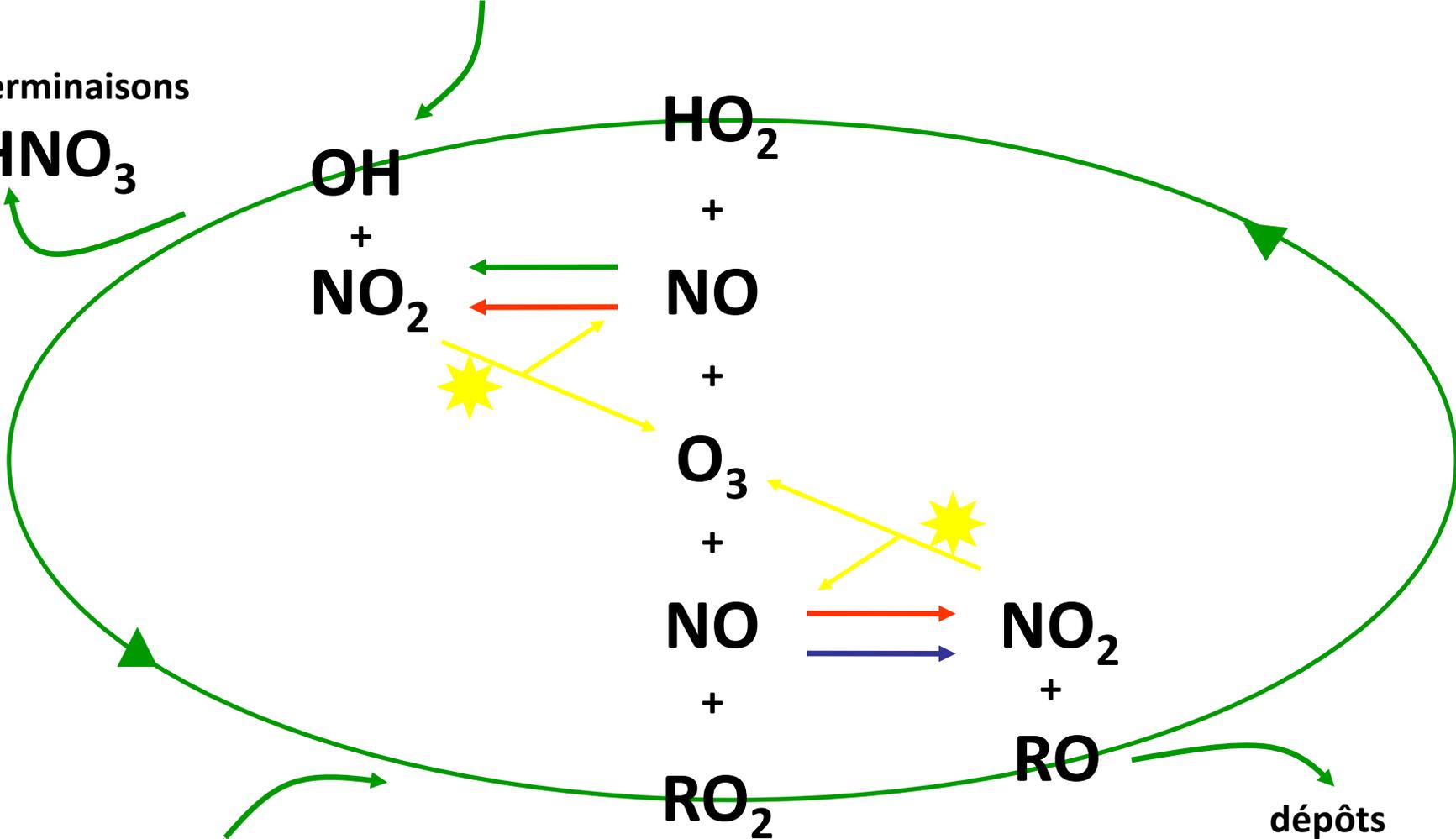
terminaisons



dépôts

**COV**

Composés Organiques Volatiles



# Temps de vie des oxydes d'azote

Le temps de vie des NO<sub>x</sub> (NO+NO<sub>2</sub>) est principalement déterminé par la conversion de NO<sub>2</sub> en composés à un état d'oxydation supérieur comme HNO<sub>3</sub>



**La concentration en OH est très forte près du sol ce qui conduit à des temps de vies de l'ordre de 9h au sol et de plus de 10 jours en haute troposphère**

**HNO<sub>3</sub> a un temps de vie plus long que celui des NO<sub>x</sub>. Il peut donc jouer le rôle de réservoir des oxydes d'azote réactifs.**

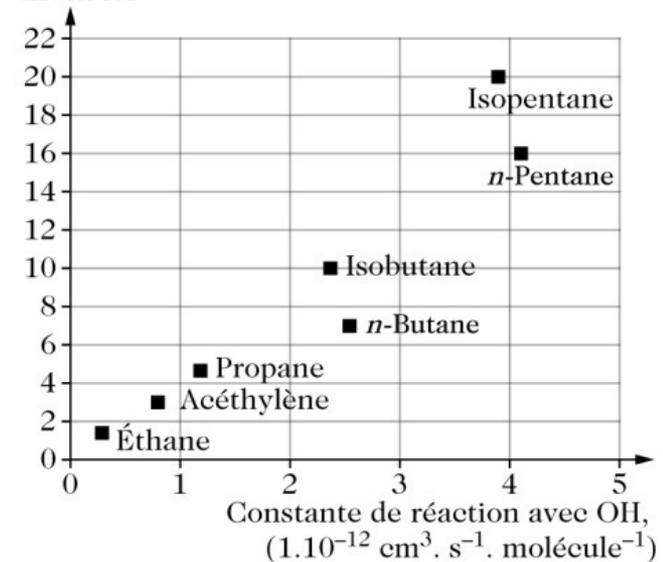
**Ce réservoir ainsi que le PAN (Nitrate Péroxy-acétyle CH<sub>3</sub>CHO) sont très importants pour expliquer le transport à longue distance des oxydes d'azote « réactifs ».**

# Les hydrocarbures non méthaniques et les composés organiques volatils oxygénés

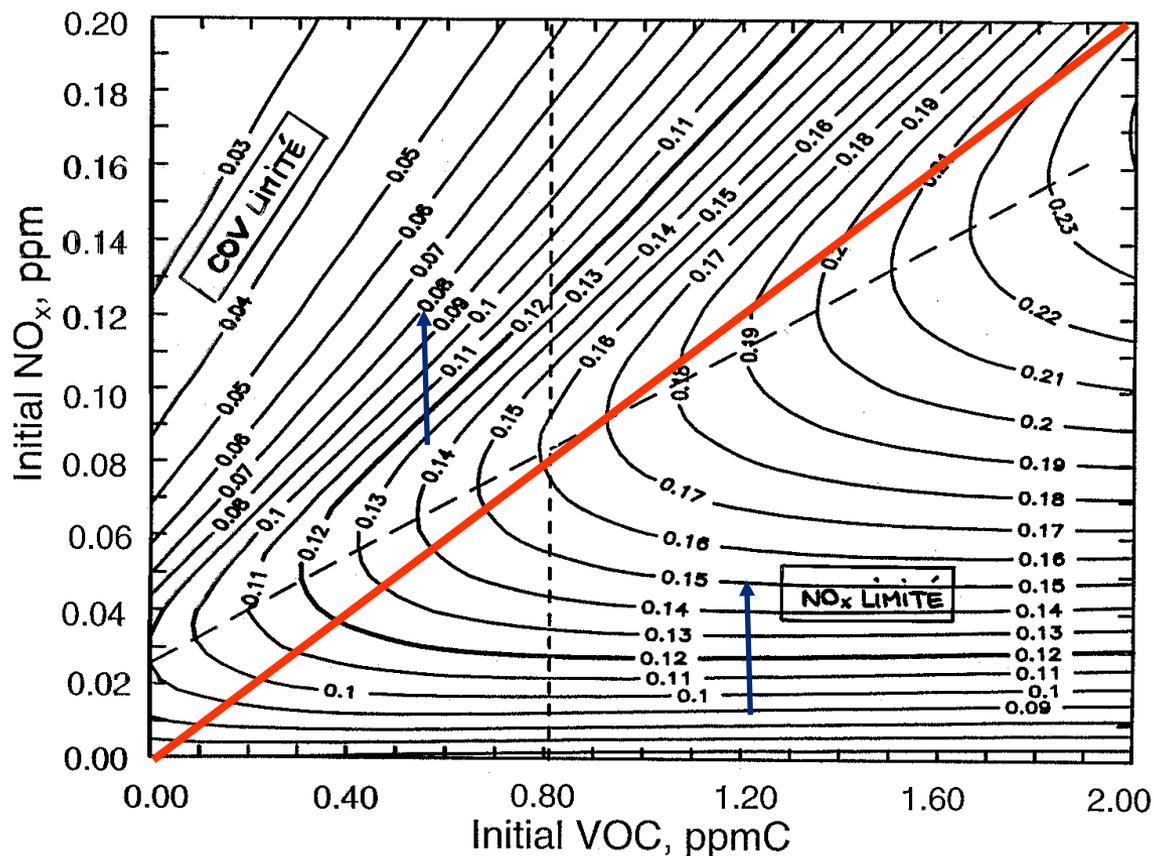
Composé	COV (ppb)	% C total	COV (ppb)	% C total	COV (ppb)
	4 h	4 h	16 h	16 h	en ville
<b>NMHC anthropiques</b>					
Propane	2,75	13,5	1,2	4,2	7,7
<i>n</i> -Butane	0,62	6,7	0,3	2,4	10
Isobutane	0,4		0,2		3,8
<i>n</i> -Pentane	0,24	5,6	0,09	2	4,4
Isopentane	0,45		0,25		9
2-Méthylpentane	0,11		0,045		2,5
2,3-Diméthylbutane	0,03	2,8	0,02	0,8	0,7
3-Méthylpentane	0,06		0,022		1,8
<i>n</i> -Hexane	0,09		0,02		1,8
Benzène	0,13	1,3	0,1	0,7	2,2
Toluène	0,15	1,7	0,075	0,6	4,9
Méthylcyclohexane	0,017	0,2	0,008	0,1	0,4
<i>m</i> + <i>p</i> -Xylène	0,05		0,02		2,3
<i>o</i> -Xylène	0,022	1,2	0,009	0,4	0,9
Éthylbenzène	0,017		0,008		0,8
<b>NMHC biogéniques</b>					
Isoprène	0,9	7,3	6,3	37	
$\alpha$ -Pinène	0,75		0,3		
$\beta$ -Pinène	0,4	20	0,17	5,8	
Camphène	0,062		0,012		
<i>p</i> -Cymène	0,015		0,008		
<b>Organiques oxygénés</b>					
Acétaldéhyde	0,85		1,3		
Méthanol	6		11		
Éthanol	0,95		1,2		
Acétone	3,3	39,7	4,2	46,2	
Méthyléthylcétone	0,31		0,49		
Méthylvinylcétone	0,4		1,5		
Méthacroléine	0,5		0,7		

- Grande diversité des concentrations mesurées dans la troposphère, qui traduit des abondances relatives très variables à l'émission et des réactivités atmosphériques très différentes (nuit/jour, été/hiver). Notons l'importance des composés organiques oxygénés.

Rapport de concentrations des hydrocarbures hiver/été



# Les régimes de production d'ozone



Concentration d'ozone maximale atteinte au cours de la journée, en fonction des concentrations initiales de ses principaux précurseurs : les oxydes d'azote ( $\text{NO}_x$ ) et les composés organiques volatiles (COV).

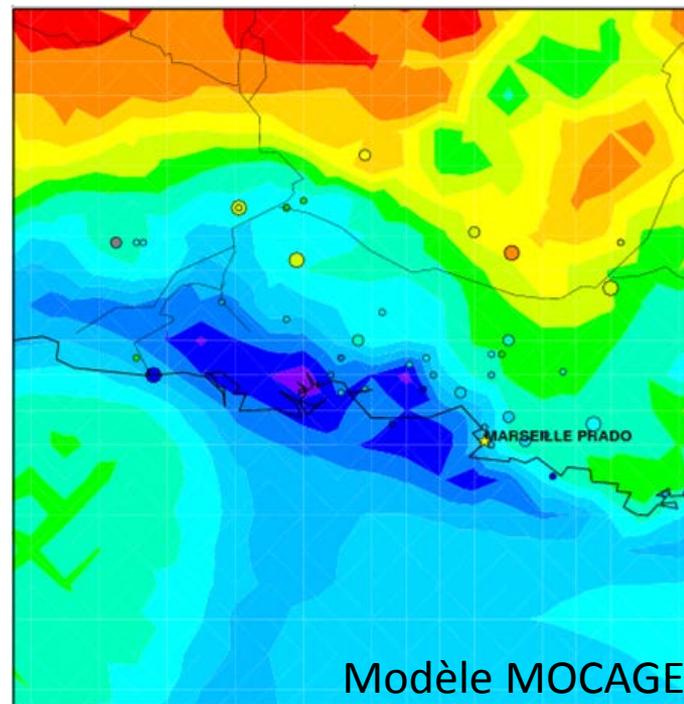
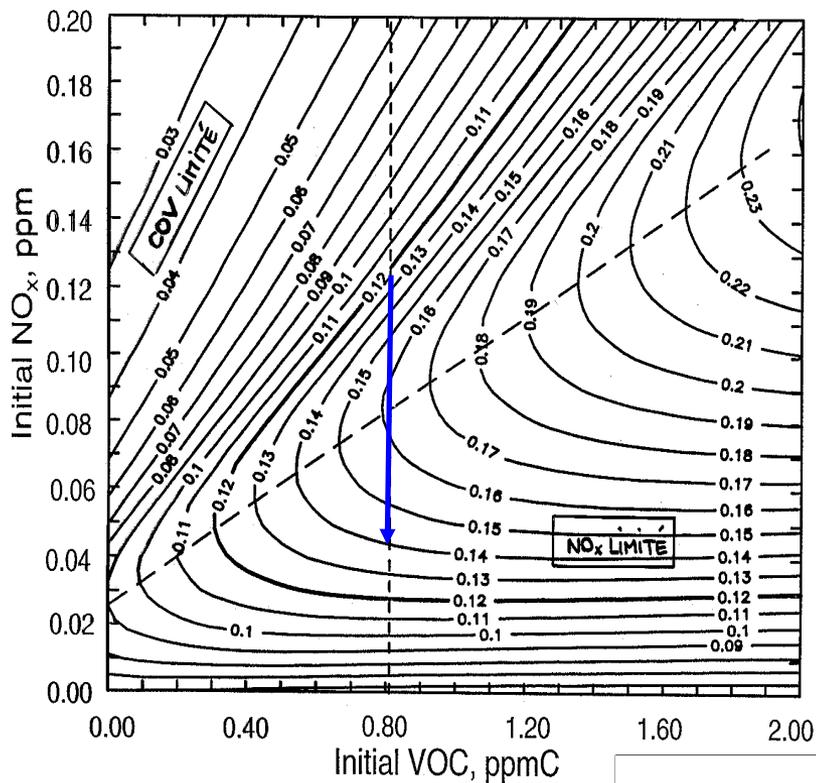
Caractère non-linéaire de la formation d'ozone et présence de régimes chimiques différents.

Par exemple : un ajout de  $\text{NO}_x$  peut augmenter ou diminuer l'ozone.

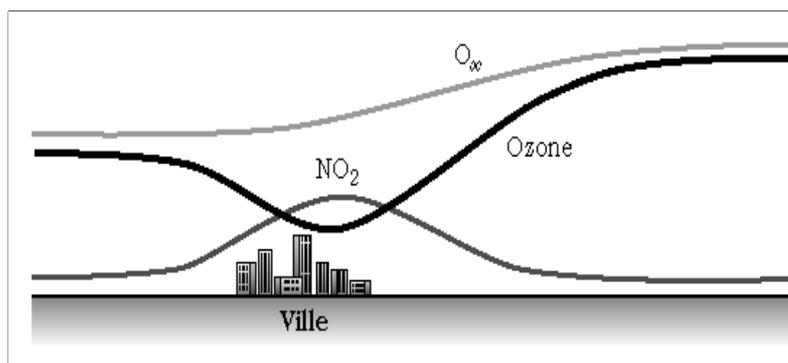
Effet des concentrations initiales de  $\text{NO}_x$  et de COV sur le pic d'ozone (ppm)

( H. Jeffries, UNC Chapel Hill )

# Le panache d'ozone : exemple de Marseille-Berre



« L'ozone des champs »



# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
3. **Aérosols**
  1. **Description générale**
  2. Propriétés des aérosols
  3. Modélisation et prévision
  4. Mesures et évaluation de modèle
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Un aérosol, c'est quoi ?

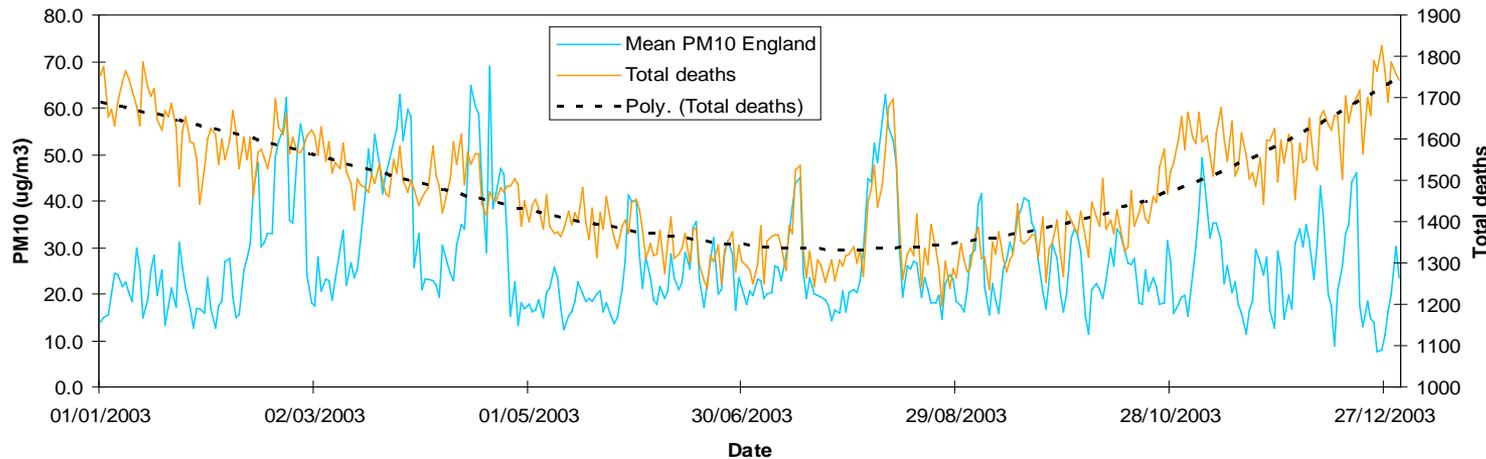
Les aérosols atmosphériques regroupent toutes les **particules liquides et solides** en suspension dans l'atmosphère ayant des compositions et propriétés très variées.

Les gouttelettes de nuage liquide ou les cristaux de glace ne font pas partie des aérosols.

Les émissions d'aérosols sont à la fois d'origine anthropique et naturelle.

# Pourquoi un intérêt spécifique pour les aérosols troposphériques?

## ■ Impact sur la qualité de l'air et la santé



2003 : Londres centre(haut) , Angleterre (bas)  
D. Briggs, J. Gulliver (Imperial College, Londres)

## ■ Impact sur visibilité

## ■ Impact des éruptions volcaniques sur le trafic aérien

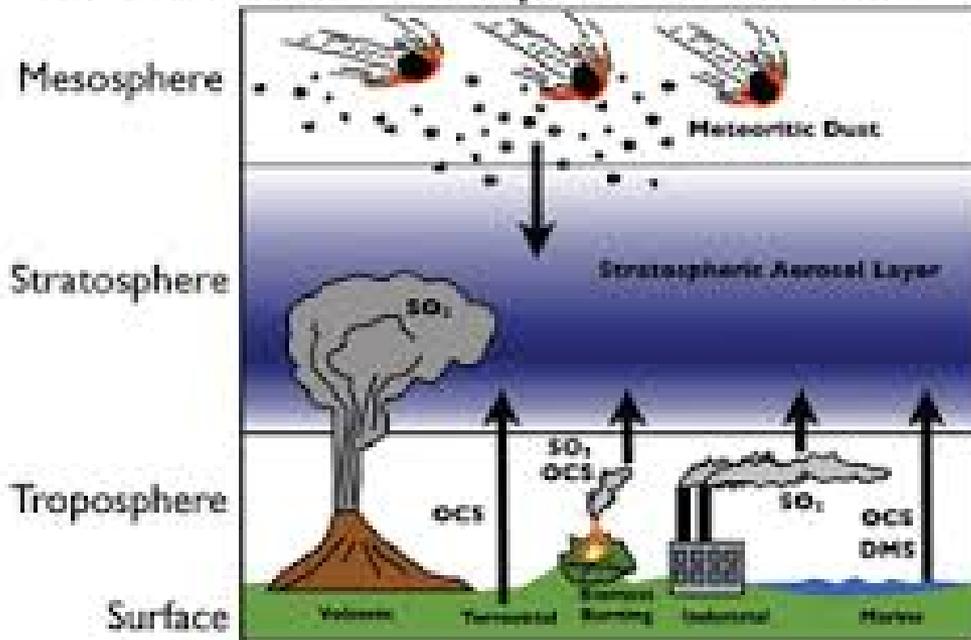
## ■ Effet sur le bilan radiatif de la Terre (aux courtes et longues échelles de temps)

- Directement par l'interaction des aérosols avec le rayonnement solaire et terrestre
- Indirectement par leur implication dans la formation des nuages

## ■ Effets sur les cycles biogéochimiques et les écosystèmes

# Pourquoi un intérêt spécifique pour les aérosols stratosphériques?

## Sources of Stratospheric Aerosols



Les émissions d'aérosols atteignent la stratosphère par au dessus et par en dessous.

Le dioxyde de soufre (SO<sub>2</sub>), le sulfure de carbone (OCS), et le sulfure de diméthyle (DMS) sont les émissions dominantes provenant de la surface qui contribuent à la formation d'aérosols stratosphériques.

**Les aérosols sulphatés interviennent dans la formation des PSC et donc sur la destruction de l'ozone**

# L'origine des aérosols troposphériques

- **On distingue 2 grandes familles d'aérosols:**
  - **Les aérosols primaires:** émis directement dans l'atmosphère sous forme de particules (poussières désertiques, cendres volcaniques, sels marins,...)
  - **Les aérosols secondaires:** produits par l'oxydation de précurseurs gazeux
- **Il est important de distinguer les aérosols générés naturellement et ceux issus des activités humaines (anthropiques), en particulier pour les études climatiques**



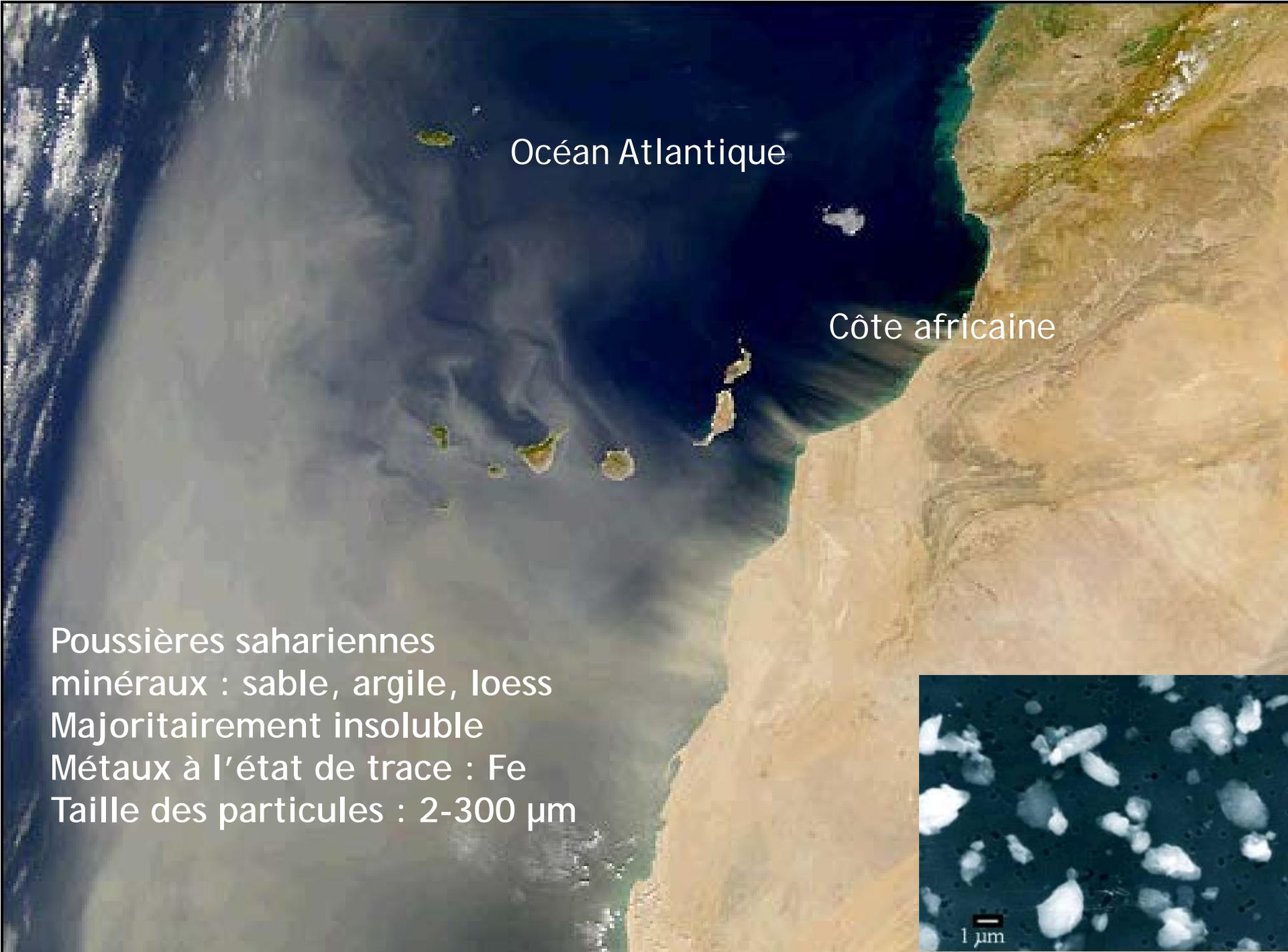
# Éruptions volcaniques

# Tempête de poussières au Texas, 1935



# Tempête de Sable en Iran

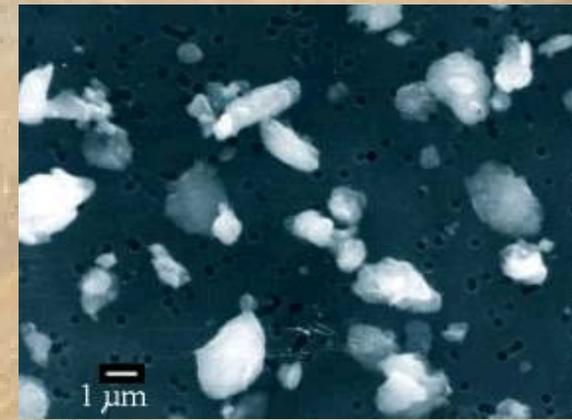


A satellite image showing the Atlantic Ocean on the left and the African coast on the right. A large, greyish plume of Saharan dust is visible in the ocean, extending from the coast. The text 'Océan Atlantique' is centered over the ocean, and 'Côte africaine' is placed along the coast.

Océan Atlantique

Côte africaine

Poussières sahariennes  
minéraux : sable, argile, loess  
Majoritairement insoluble  
Métaux à l'état de trace : Fe  
Taille des particules : 2-300  $\mu\text{m}$

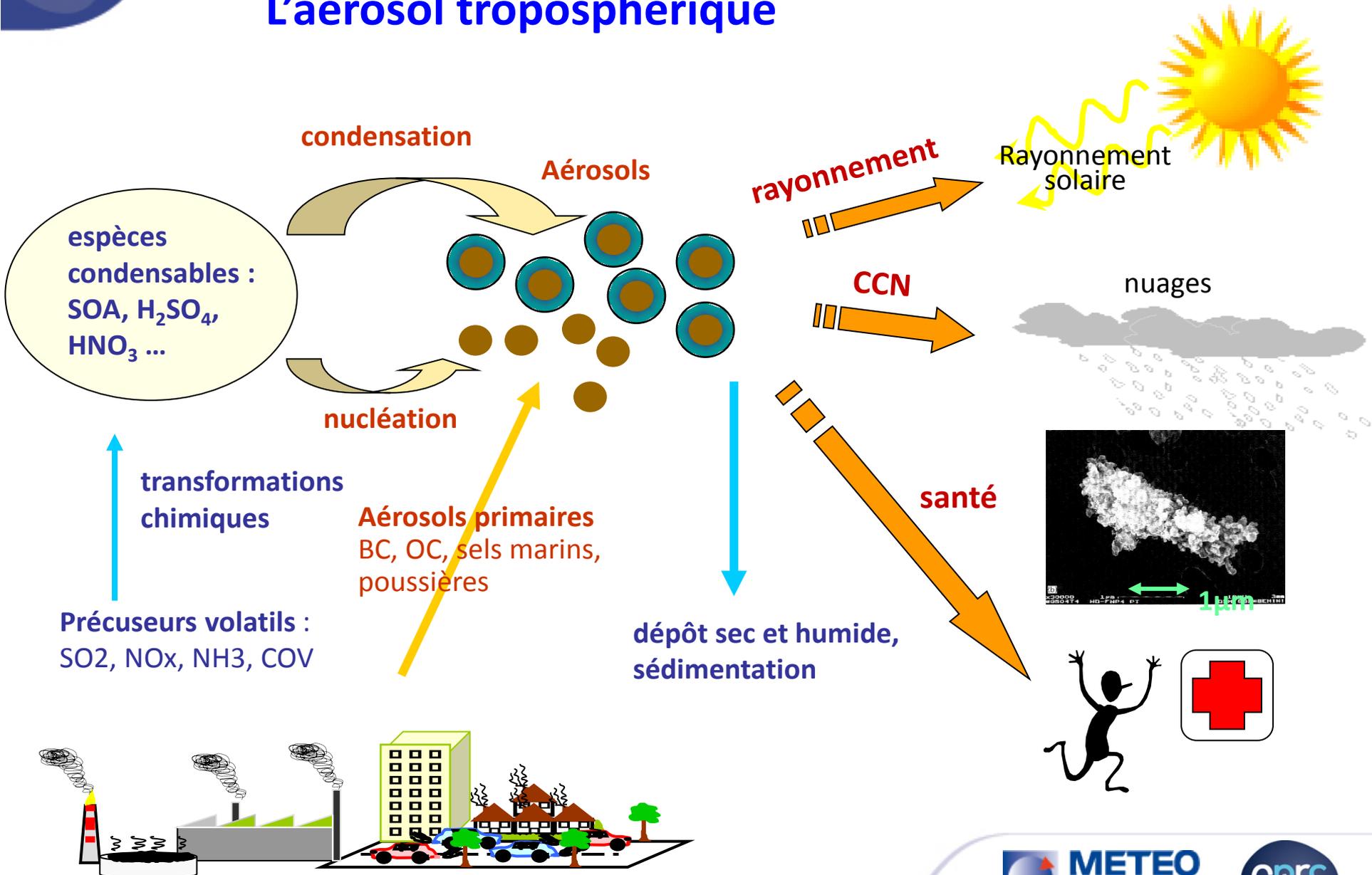


# Aerosols Organiques Incendie de Forêt Brulis

Aérosols carbonés (30 nm)  
Suie, cendres, etc



# L'aérosol troposphérique



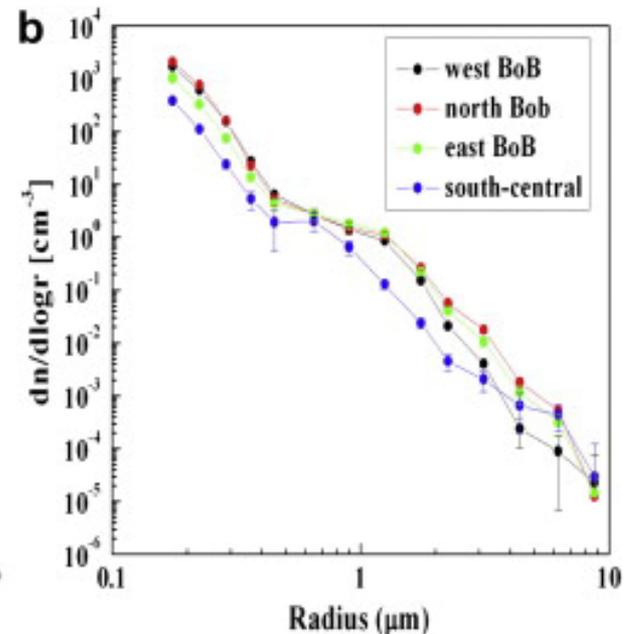
# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
- 3. Aérosols**
  1. Description générale
  - 2. Propriétés des aérosols**
  3. Modélisation et prévision
  4. Mesures et évaluation de modèles
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Distribution en taille des aérosols

La distribution en taille est le nombre de particules en fonction du rayon ou du diamètre.

Les distributions en taille des particules présentent des maxima appelés **modes**, qui sont liés aux processus ayant affecté les aérosols (émissions, transport, sédimentation, ...).

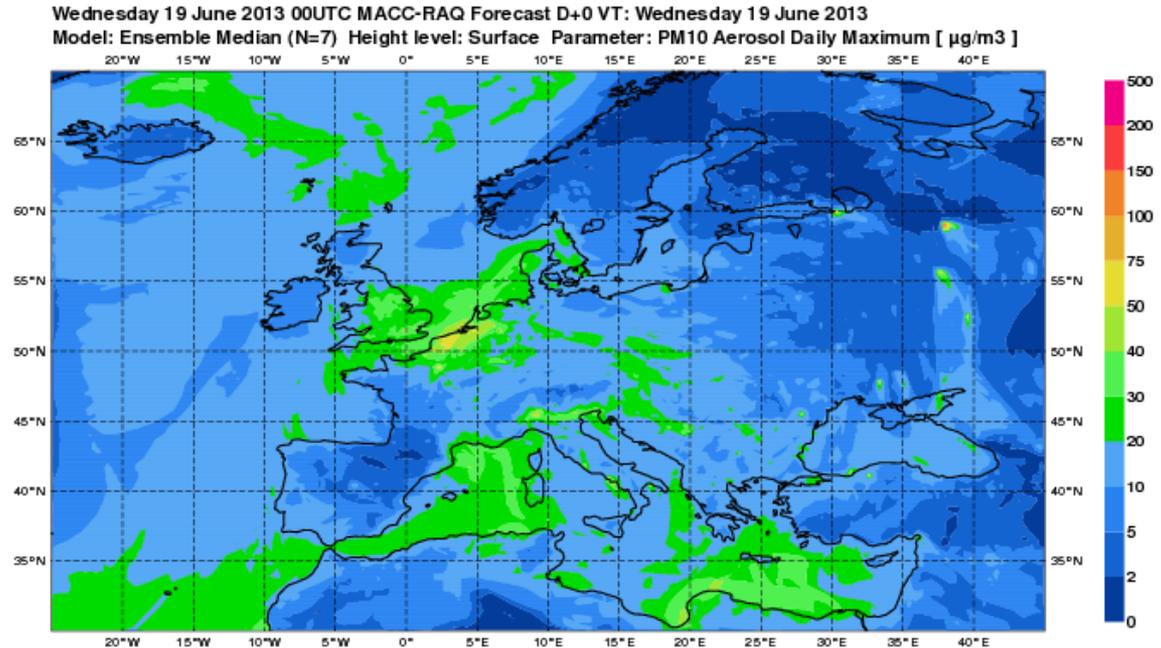


Distribution en taille des aérosols dans la couche limite marine dans la baie du Bengale (Sihna et al., 2011)

# Concentration massique

Concentrations en  $\mu\text{g m}^{-3}$ , nommé Particulate Matter (PM) dans la communauté de la qualité de l'air (PM10, PM2.5 et PM1)

Les modèles utilisent souvent le rapport de mélange massique d'aérosols en ppm =  $\text{kg}[\text{aérosol}] \text{ kg}[\text{air sec}]^{-1}$ .



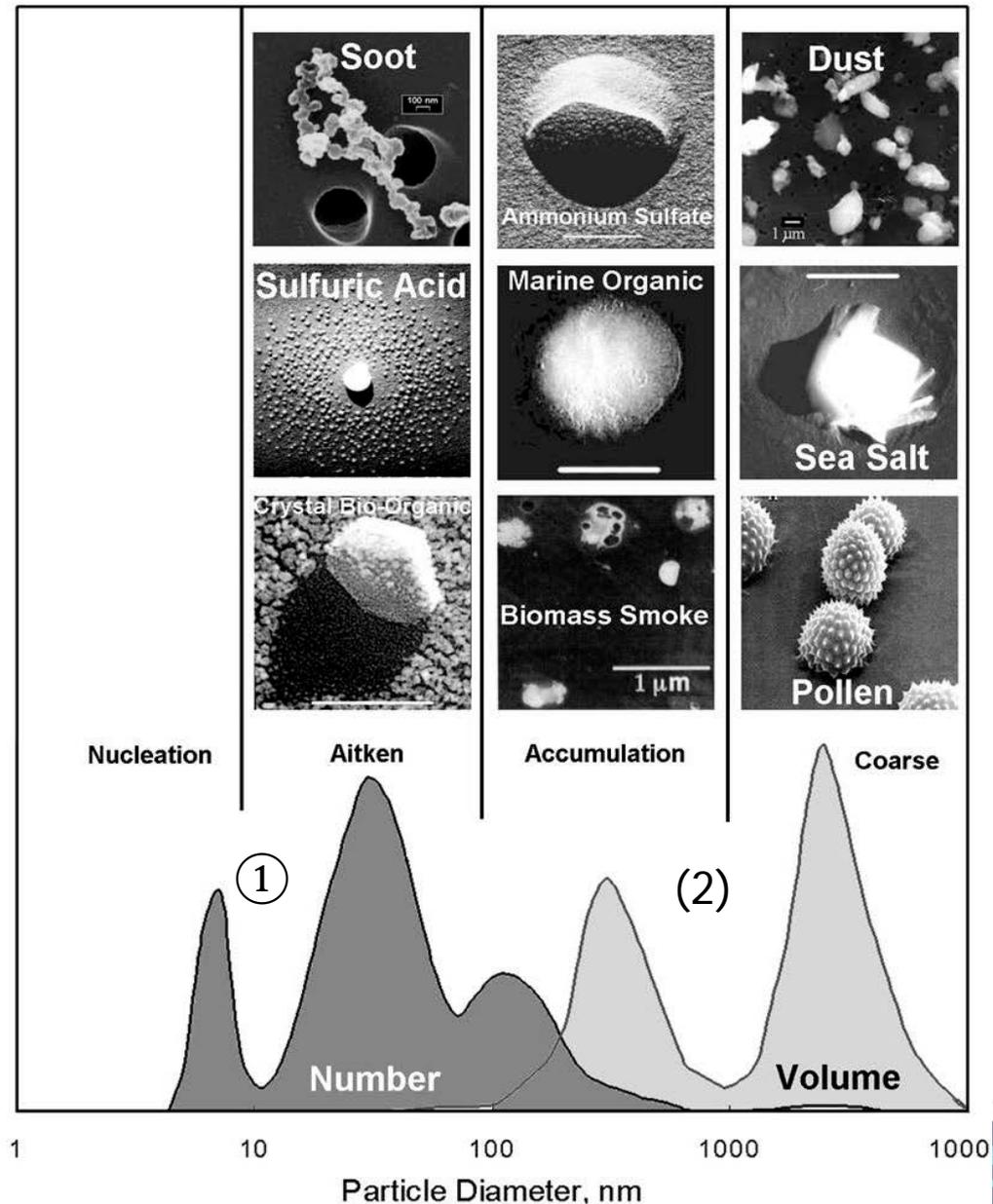
Exemple de prévision de PM10 (PM de taille inférieure à  $10 \mu\text{m}$ ) sur l'Europe (site web du projet MACC-II)

# Composition chimique des aérosols

- Sulfate (ion  $\text{SO}_4^{2-}$ ):  
issu de l'acide sulfurique  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , et du sulfate d'ammonium  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$
- Nitrate (ion  $\text{NO}_3^-$ ):  
issu de l'acide nitrique  $\text{HNO}_3$  et du nitrate d'ammonium  $\text{NH}_4\text{NO}_3$
- Poussières minérales:  
Oxydes (silicate, oxydes de fer), carbonate de calcium, ...
- Sels marins :  
chlorure de sodium ( $\text{NaCl}$ )
- Carbonés:  
Carbone suie, matière organique

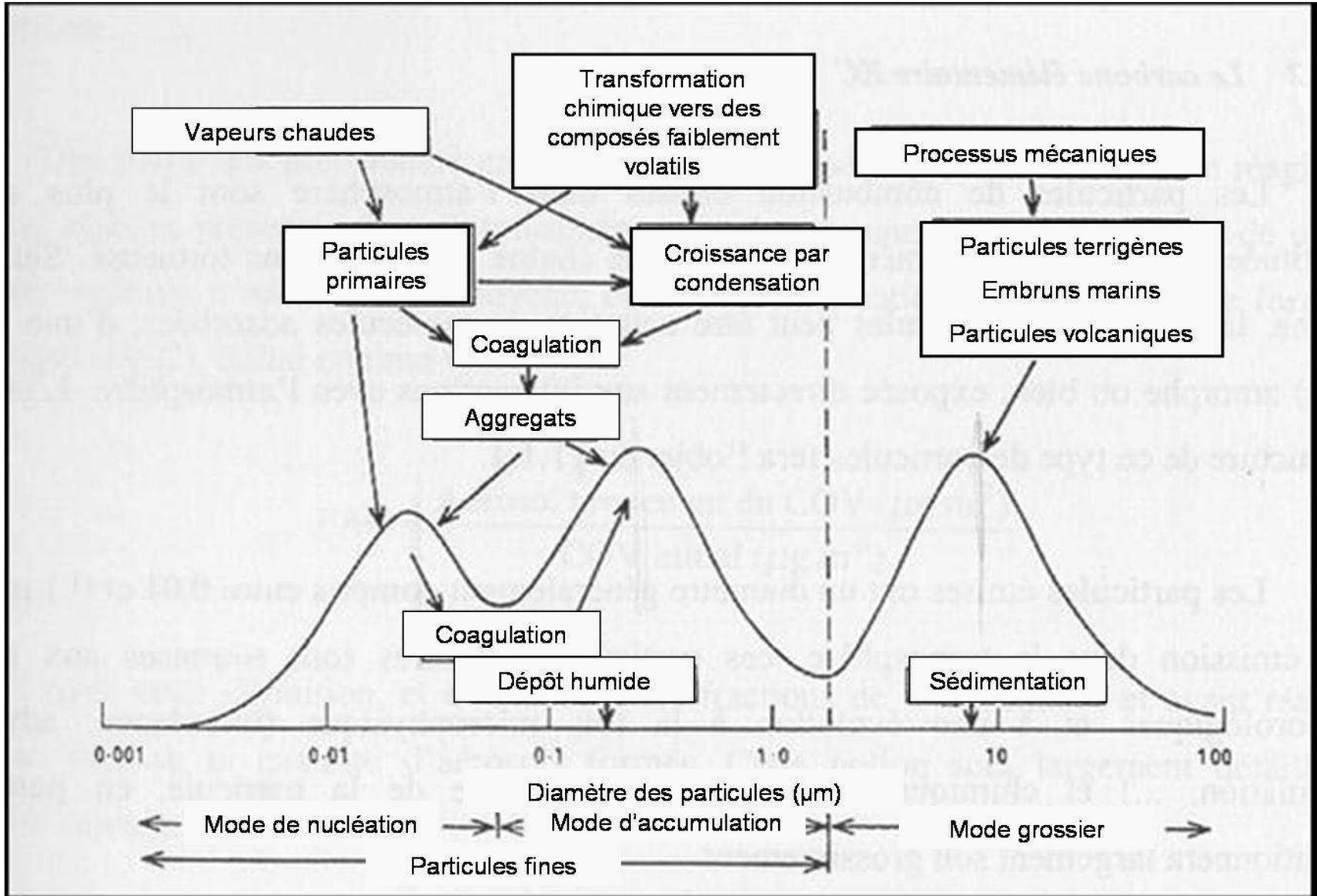
# Les modes des aérosols atmosphériques

- Mode de nucléation < 0.01  $\mu\text{m}$
- Aitken mode - 0.01-0.1  $\mu\text{m}$
- Mode d'accumulation - 0.1-1  $\mu\text{m}$
- Mode grossier - >1  $\mu\text{m}$
- Distribution des particules suivant leurs volumes



- ① Distribution des particules suivant leurs tailles
- ② Distribution des particules suivant leurs volumes

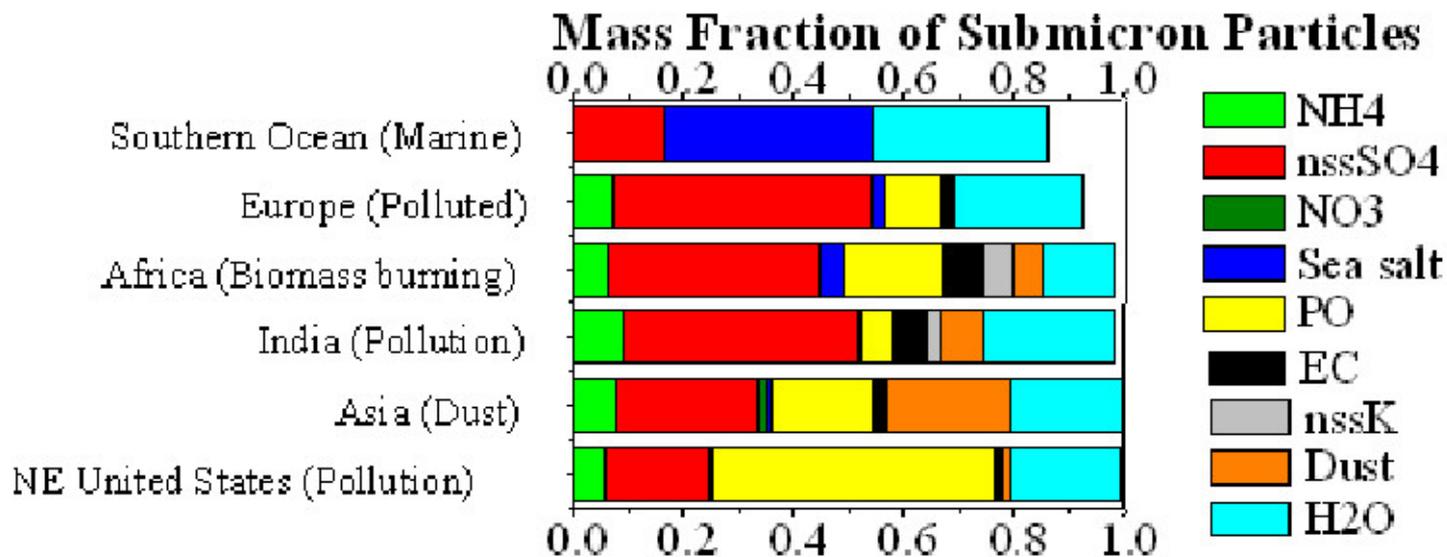
# Modes de production et processus associés



# Les aérosols vus comme un mélange

- La composition est gouvernée par la chimie, la thermodynamique, la cinétique qui dépendent de la température, de l'humidité, du pH, ...
- **Mélange externe:** *mélange de particules de compositions chimiques distinctes*
- **Mélange interne:** *plusieurs espèces chimiques (matière) dans une même particule*
- Le mélange interne d'un aérosol primaire entouré par de la matière secondaire se rencontre souvent dans l'atmosphère.

# La composition chimique des aérosols sur le globe



Représentation de la composition de différents aérosols en fonction de la localisation. Mesures effectués ici à l'aide de bateaux. Copyright Nasa

**La composition relative des aérosols varie géographiquement en fonction des sources**

# Solubilité et hygroscopicité

- Certains aérosols, comme les sulfates, sont dissouts à l'intérieur de petites gouttelettes d'eau
- Les aérosols non dissouts peuvent être entourés de matières solubles
- La quantité d'eau condensée sur l'aérosol s'accroît avec l'humidité relative: c'est ce qu'on appelle **l'hygroscopicité**

# Forme des aérosols

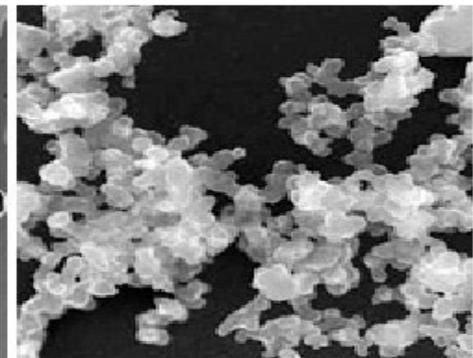
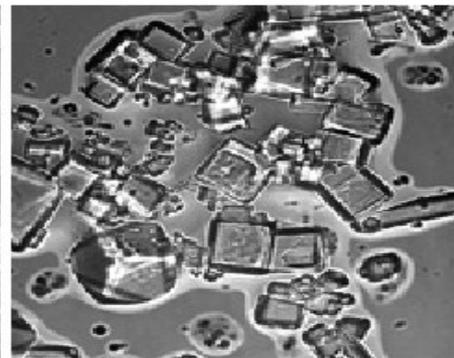
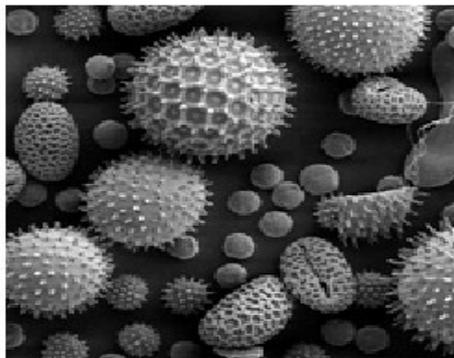
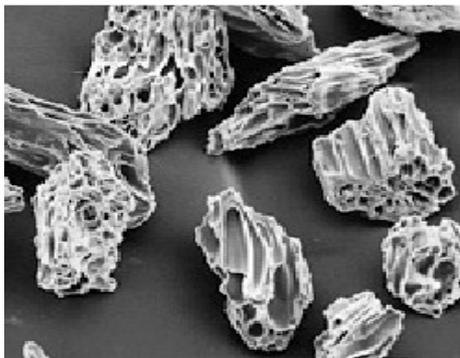
Dans les masses d'air coexistent des particules d'aérosol de différentes formes et de différentes tailles.

Les aérosols issus de gaz ont une forme sphérique.

Les aérosols minéraux ont des formes diverses.

Effets importants de la forme sur:

- les interactions aérosols/radiatif
- les réactions chimiques à la surface des aérosols
- la possibilité que les aérosols servent de noyaux de condensation pour les gouttelettes de nuage



Cendres volcaniques,

pollens,

sels marins

suies

Images de microscopie électronique de particules Copyright Nasa

# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
3. **Aérosols**
  1. Description générale
  2. Propriétés des aérosols
  3. **Modélisation et prévision**
  4. Mesures et évaluation de modèles
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# L'élément central : l'équation de continuité

tendance

advection

diffusion

émissions, dépôts

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \underbrace{-\nabla \cdot U n + \nabla \cdot (D \nabla \cdot n)}_{\text{advection et diffusion}} + \underbrace{S - P}_{\text{émissions, dépôts}}$$

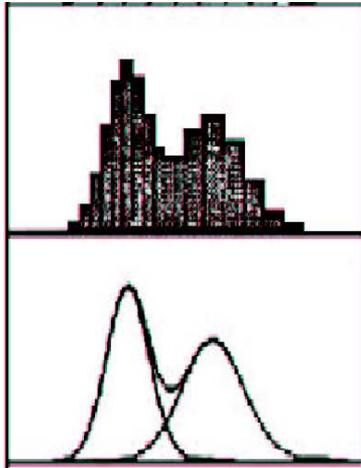
↑  
Tendance sur la concentration de l'aérosol au sein d'un volume élémentaire

↑  
Bilan du flux de masse  
 $U$  = vecteur vent  
 $D$  = coefficient de diffusion

↑  
Sources et puits au sein du volume élémentaire

# Représentation des distributions en taille

**Sectional**



**Modal**

Type de répartitions  
granulométriques  
des aérosols  
(Michel, 2005)

Généralement dans les modèles, on utilise une représentation :

- soit sectionnelle (« en bins »)
- soit modale

# Emissions « dynamiques »

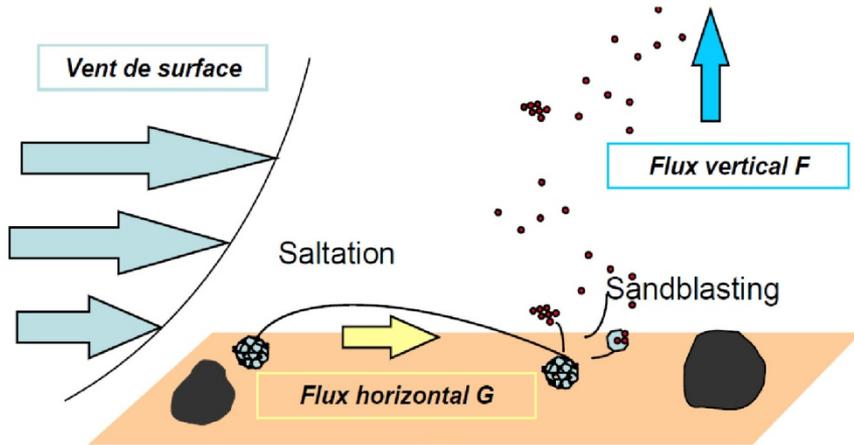


Schéma représentatif du processus d'émission des poussières désertiques (Laurent, 2005)

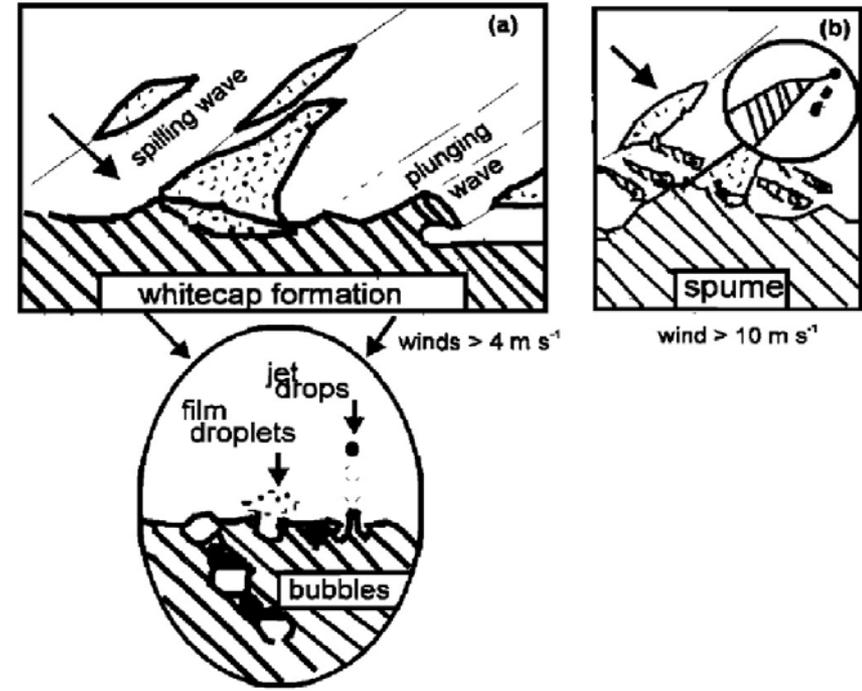
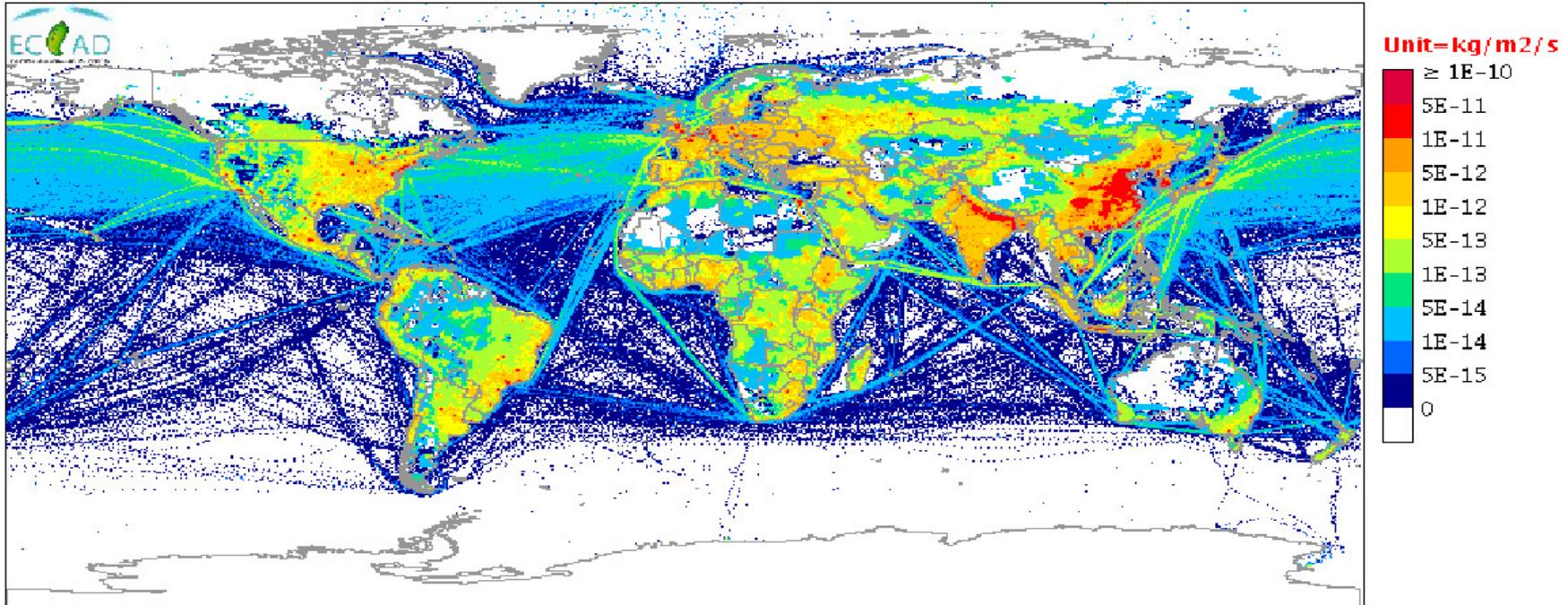


Schéma représentatif du processus d'émission des particules de sels marins (Gong et al, 1997)

**Utilisation de paramétrisations (schémas simplifiés) pour représenter ces émissions, paramétrisations utilisant le vent et les caractéristiques de la surface**

# Emissions anthropiques basées sur des inventaires: exemple du carbone suie

ACCMIP: anthro\_BC, Sum sectors, 2000



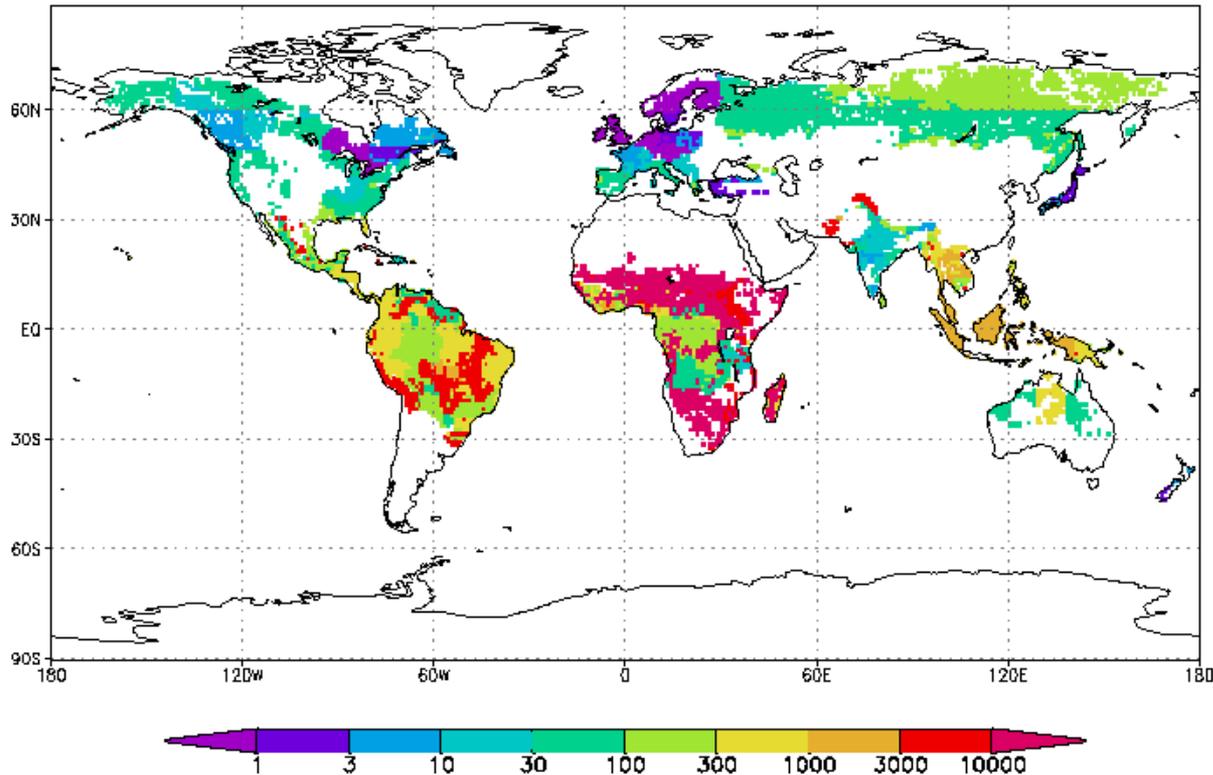
Lat: -90=>90, Lon: -180=>180

Emissions annuelles anthropiques de particule de carbone élémentaire (Black Carbon) typique des années 2000 issues du cadastre ACCMIP.

**Inventaires basés sur l'utilisation de données géographiques et économiques**

# Emissions feux biomasse: exemple du carbone suie

Biomass burning BC emissions (Tonnes/ $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ )



Issu de  
l'inventaire GEIA

**Inventaires basés sur l'utilisation de données satellite sur la localisation des feux et sur les caractéristiques de la végétation**

# Les processus (1)

- **Chimie en phase gazeuse:**

- Oxydation: par ex:  $\text{SO}_2$  en  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (nécessité d'avoir une prise en compte de la chimie dans le modèle)

- **Conversion de la phase gazeuse vers l'aérosol:**

- Nucléation (unimoléculaire ou bimoléculaire): processus complexe, paramétrisations empiriques
- Condensation: plus efficace que la nucléation, paramétrisations basées sur la pression de vapeur saturante

- **Cycle de vie de l'aérosol:**

- Interactions avec les gouttelettes de nuage (issu des champs de nuage du modèle)
- Coagulation: collision de plusieurs particules pour en former une plus large
- Vieillessement: changement d'état comme le changement du mélange interne ou le passage de type hydrophobe ou type hydrophile

## Les processus (2)

### ■ Dynamique atmosphérique:

- Advection: transport de grande échelle (vent à l'échelle de la maille du modèle)
- Diffusion turbulente dans la couche limite (paramétrisation pour représenter cet effet sous-maille)
- Convection: très efficace pour le transport vertical (paramétrisation pour représenter cet effet sous-maille)

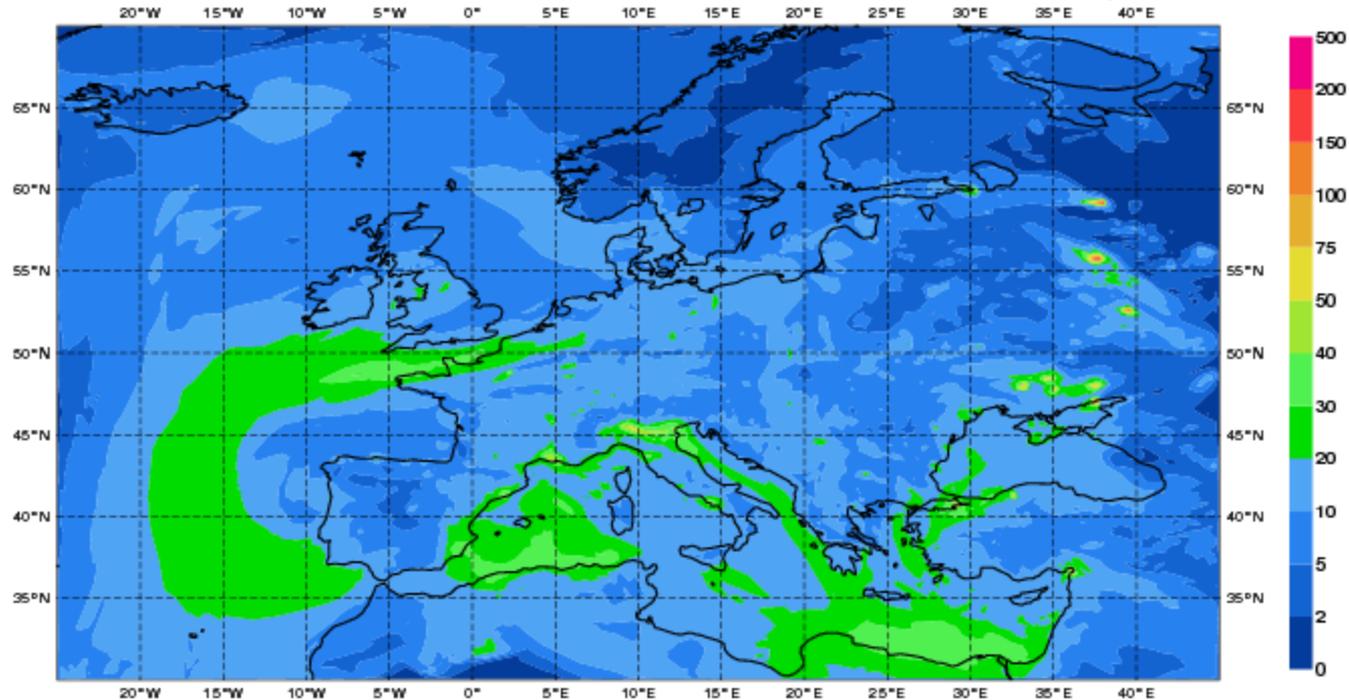
### ■ Processus de perte:

- Dépôt humide: lessivage des aérosols dans les nuages et dans les précipitations sous les nuages (dépend des quantités de précipitations produites par le modèle)
- Dépôt sec: dépôt à la surface lié à la turbulence (dépend aussi des espèces, du type de sol, du type de végétation)
- Sédimentation: effet de la gravitation (affecte principalement les gros aérosols)

# Exemple de prévision de PM10 (qualité de l'air) sur l'Europe

Wednesday 5 June 2013 00UTC MACC-RAQ Forecast D+3 VT: Saturday 8 June 2013

Model: Ensemble Median (N=6) Height level: Surface Parameter: PM10 Aerosol Daily Maximum [  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  ]



Prévision du maximum de concentration d'un ensemble  
de 7 modèles (projet MACC-II/copernicus)

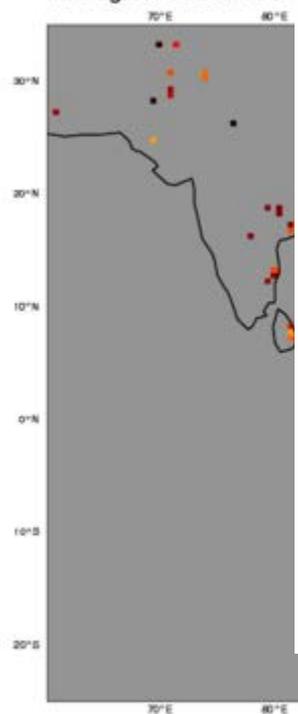
# Exemple de prévision de PM10 (qualité de l'air) sur la France (Programme national Prév'Air)

# Exemple de prévision des aérosols issus de feux de biomasse affectant Singapour

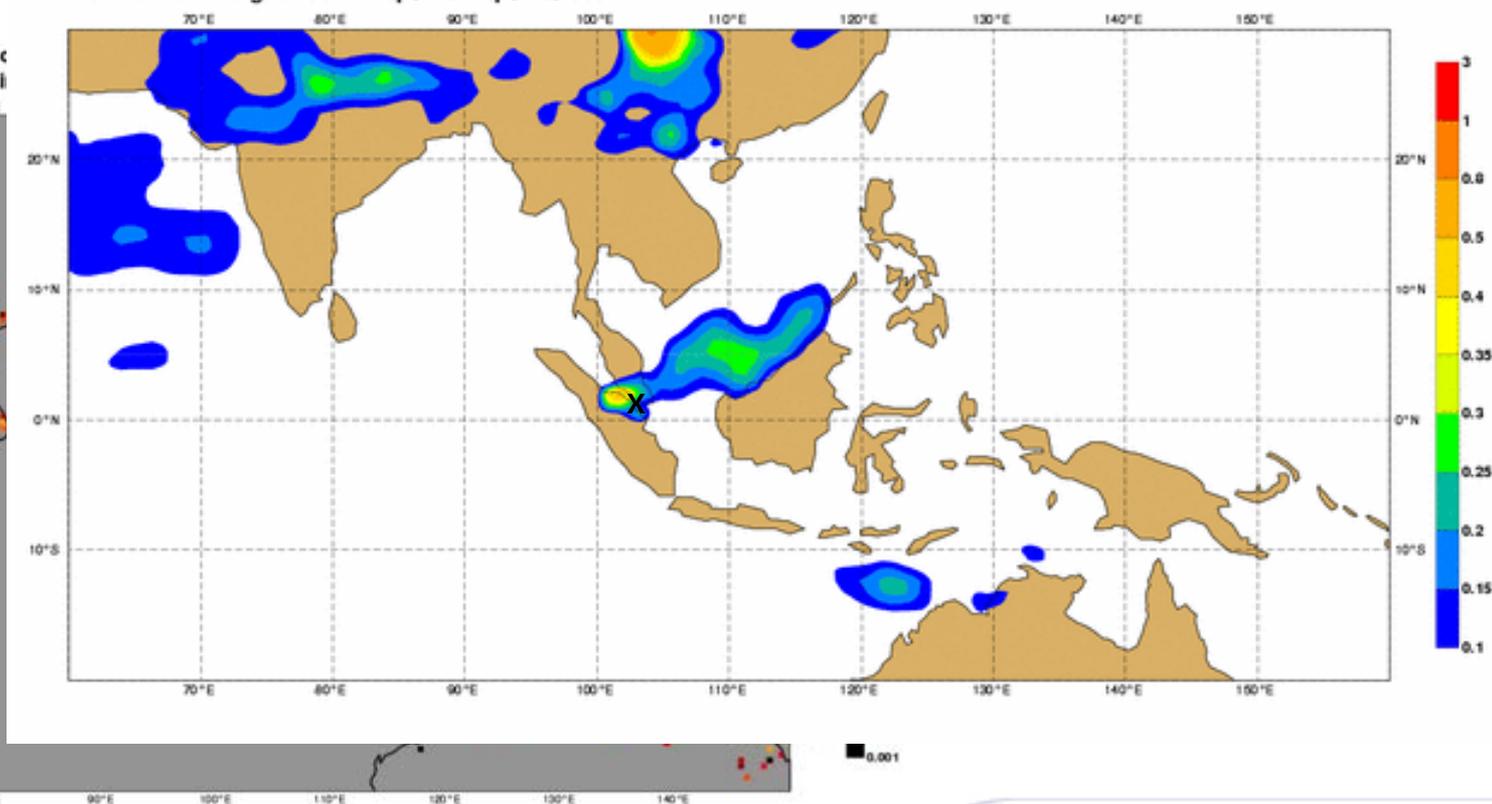
Prévision des panaches d'aérosols par le modèle global ECMWF (projet MACC-II/copernicus)

Localisation

MACC Daily Fire Product  
Average of Observed FI



Wednesday 19 June 2013 00UTC MACC Forecast t+003 VT: Wednesday 19 June 2013 03UTC  
Biomass Burning Aerosols Optical Depth at 550 nm



# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
3. **Aérosols**
  1. Description générale
  2. Propriétés des aérosols
  3. Modélisation et prévision
  4. **Mesures et évaluation de modèles**
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Mesures des aérosols

## Aucun instrument permet de mesurer toutes les caractéristiques des aérosols

**Photomètres solaires au sol:** mesure de l'absorption par les aérosols et des distributions en taille, couverture géographique limitée

**Réseau de mesure de qualité de l'air à la surface:** mesure des concentrations de PM10, PM2.5 et éventuellement de la composition des aérosols, couverture géographique limitée, résolution horaire

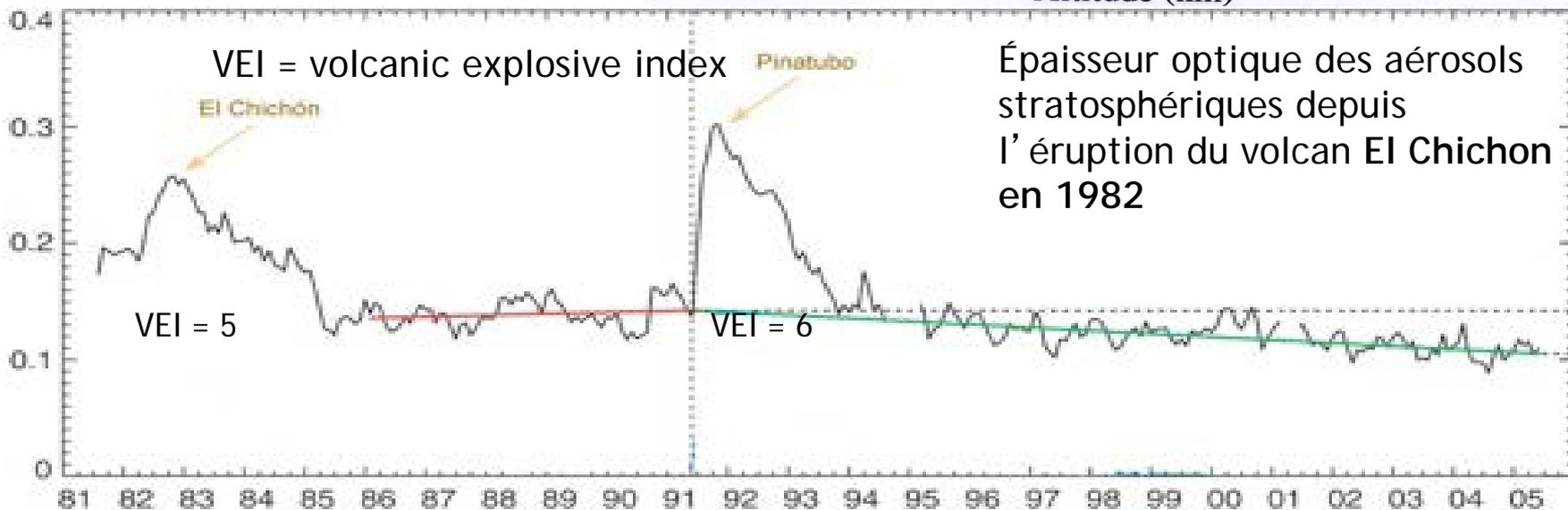
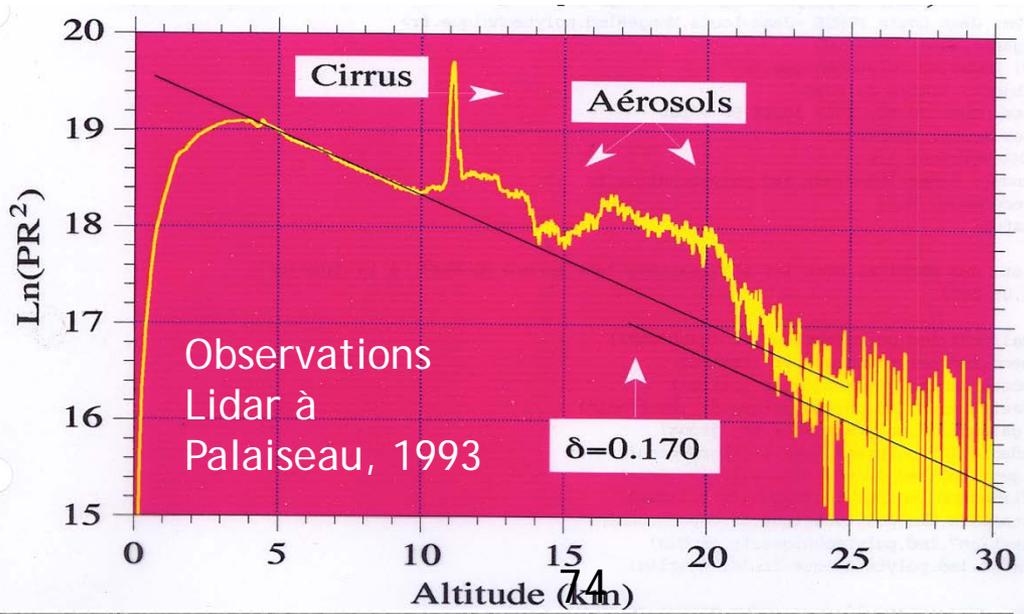
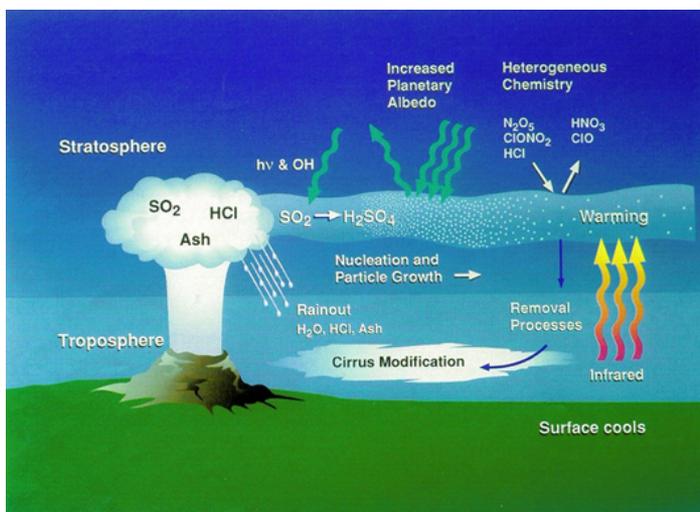
**Mesures lidar depuis le sol:** mesure de profils, couverture géographique limitée

**Mesures par satellite des épaisseurs optiques totales (ex: MODIS):** couverture globale

**Mesures par satellite d'épaisseurs optiques des aérosols non-sphériques (ex: PARASOL):** couverture globale

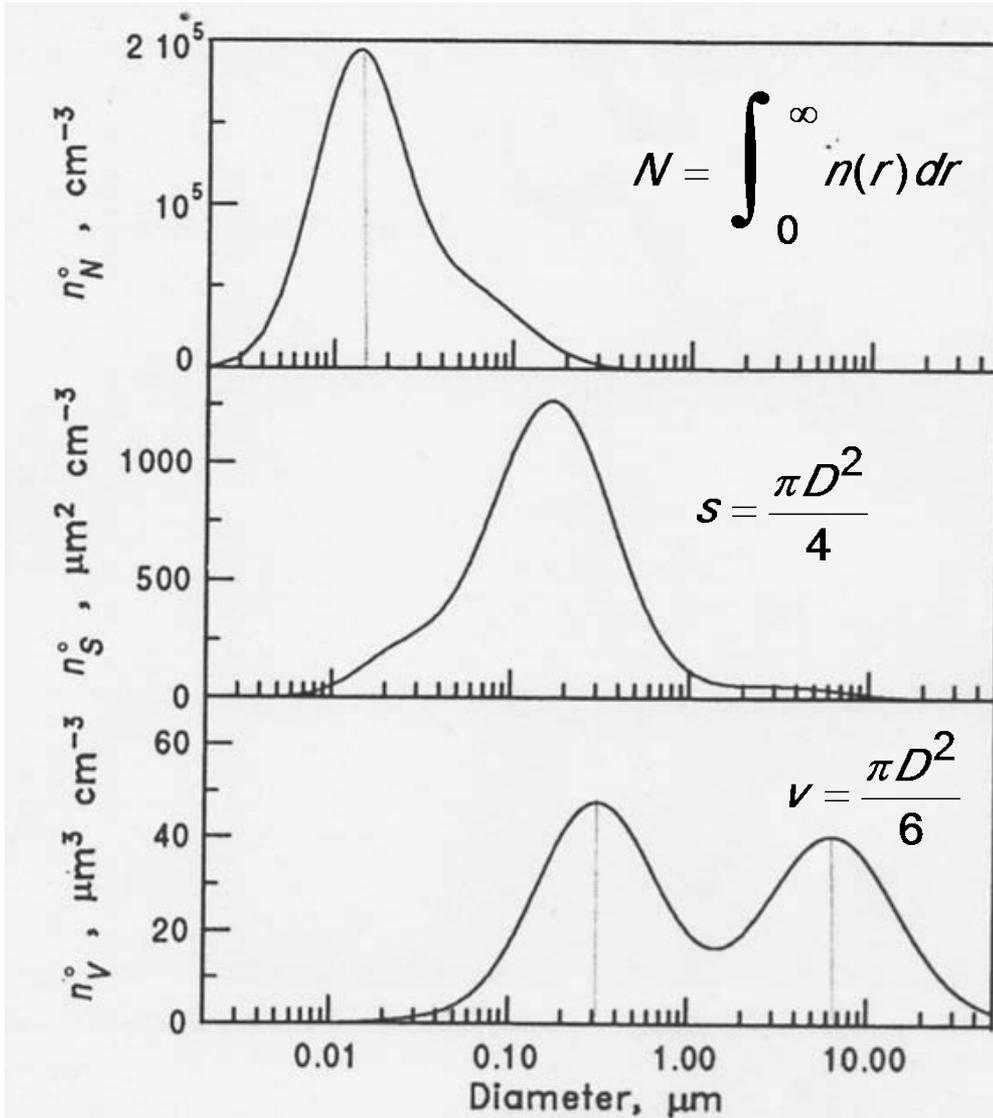
**Mesures lidar par satellite (ex: CALIOP/CALIPSO):** couverture globale mais fauchée très fine

# Éruption du Mt Pinatubo en 1991



Épaisseur optique des aérosols stratosphériques depuis l'éruption du volcan El Chichon en 1982

# Aérosols Urbains



$N$  : nombre total de particules par unité de volume

**Distribution en taille** : nombre de particules par unité de volume en fonction du diamètre ( $D$ )

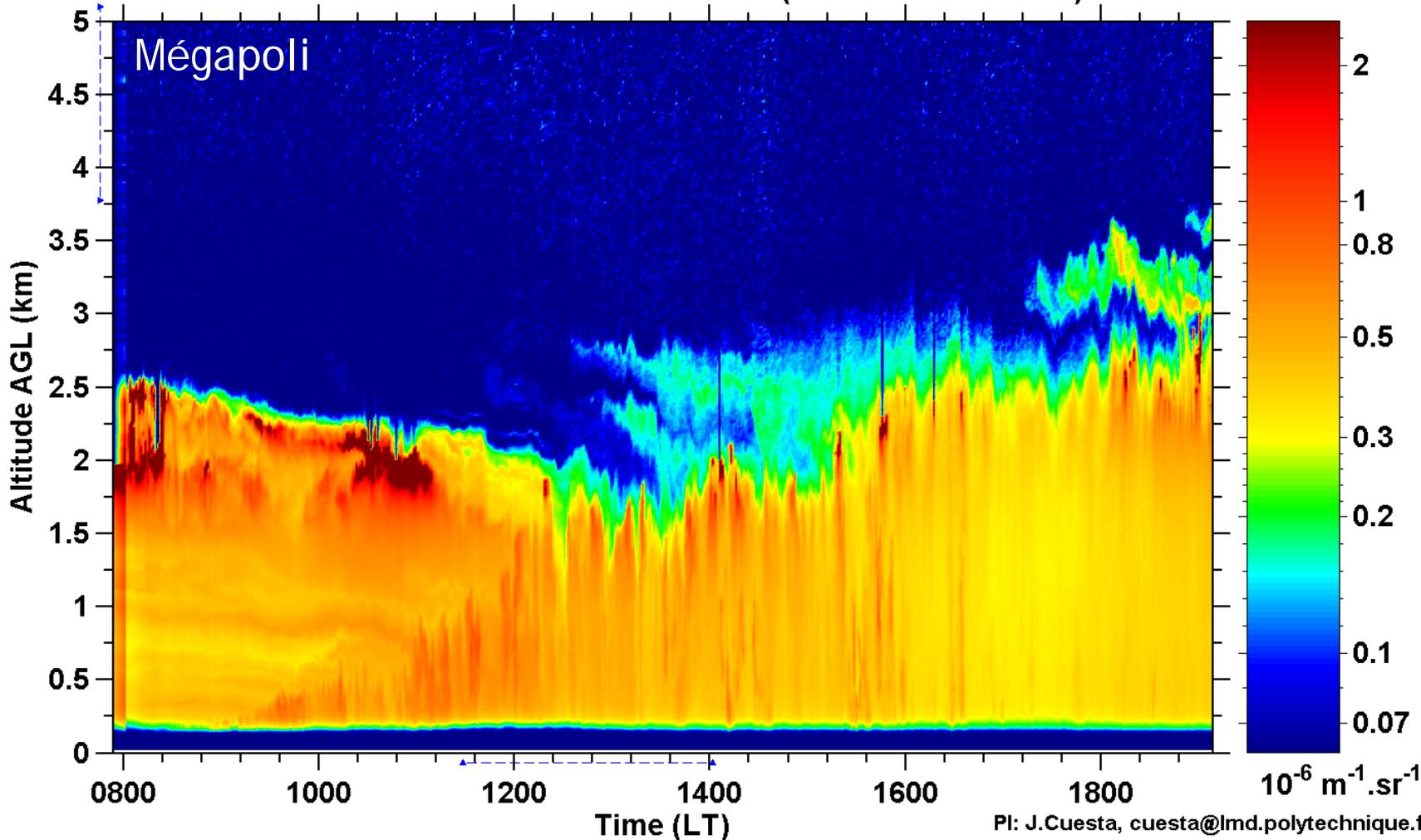
**Distribution en surface** en fonction du diamètre

**Distribution en volume (ou masse)** en fonction du diamètre

# Aérosols de Couche Limite

Observation par lidar en visée verticale

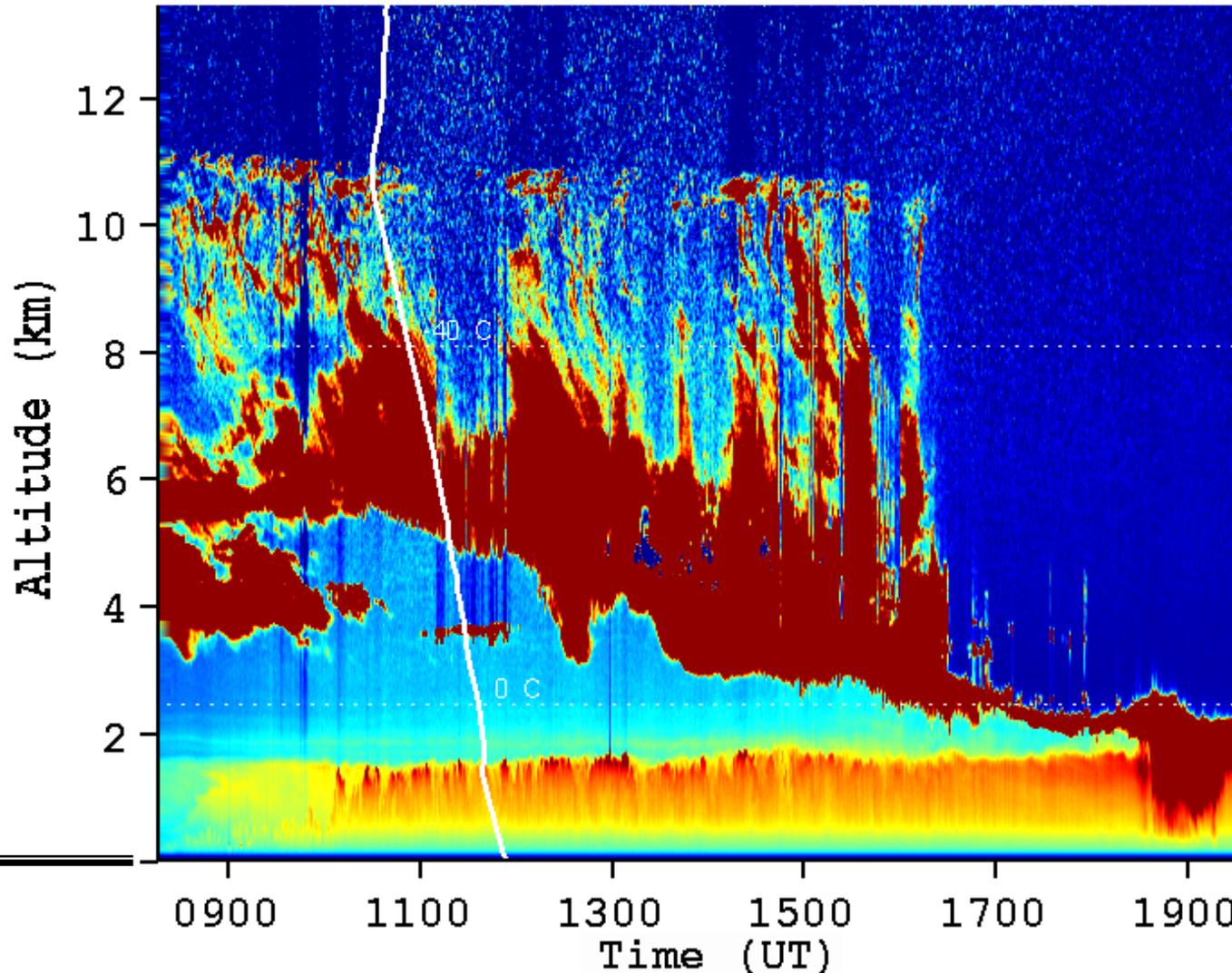
MOBILIS Lidar 1064nm Att. Backscatter - Créteil (48.78°N 2.45°E 35 m) - 16/07/09



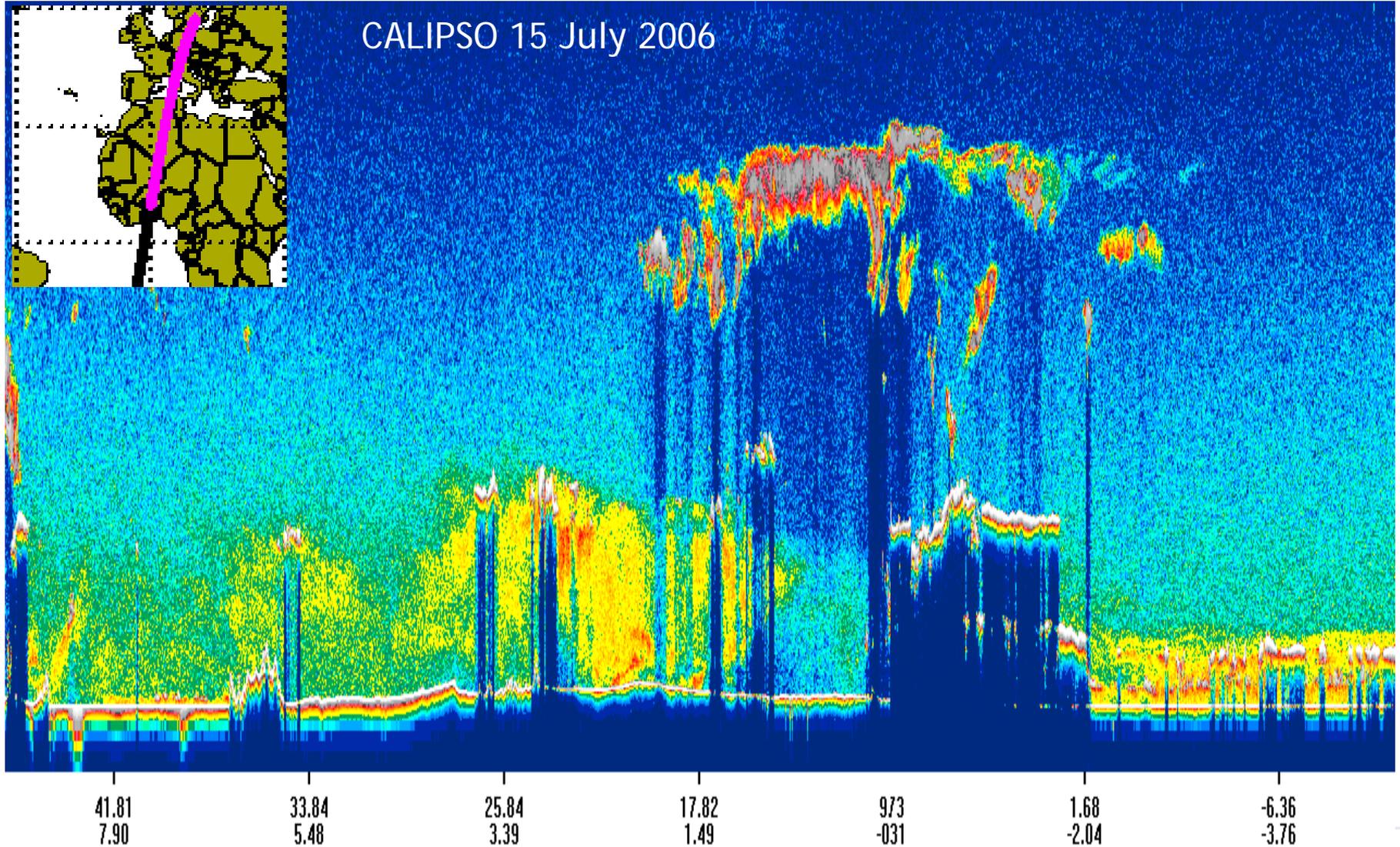
PI: J.Cuesta, [cuesta@lmd.polytechnique.fr](mailto:cuesta@lmd.polytechnique.fr)

# Lidar Nuages et Aérosols

Mini-Lidar 532nm // - Palaiseau 16/05/03

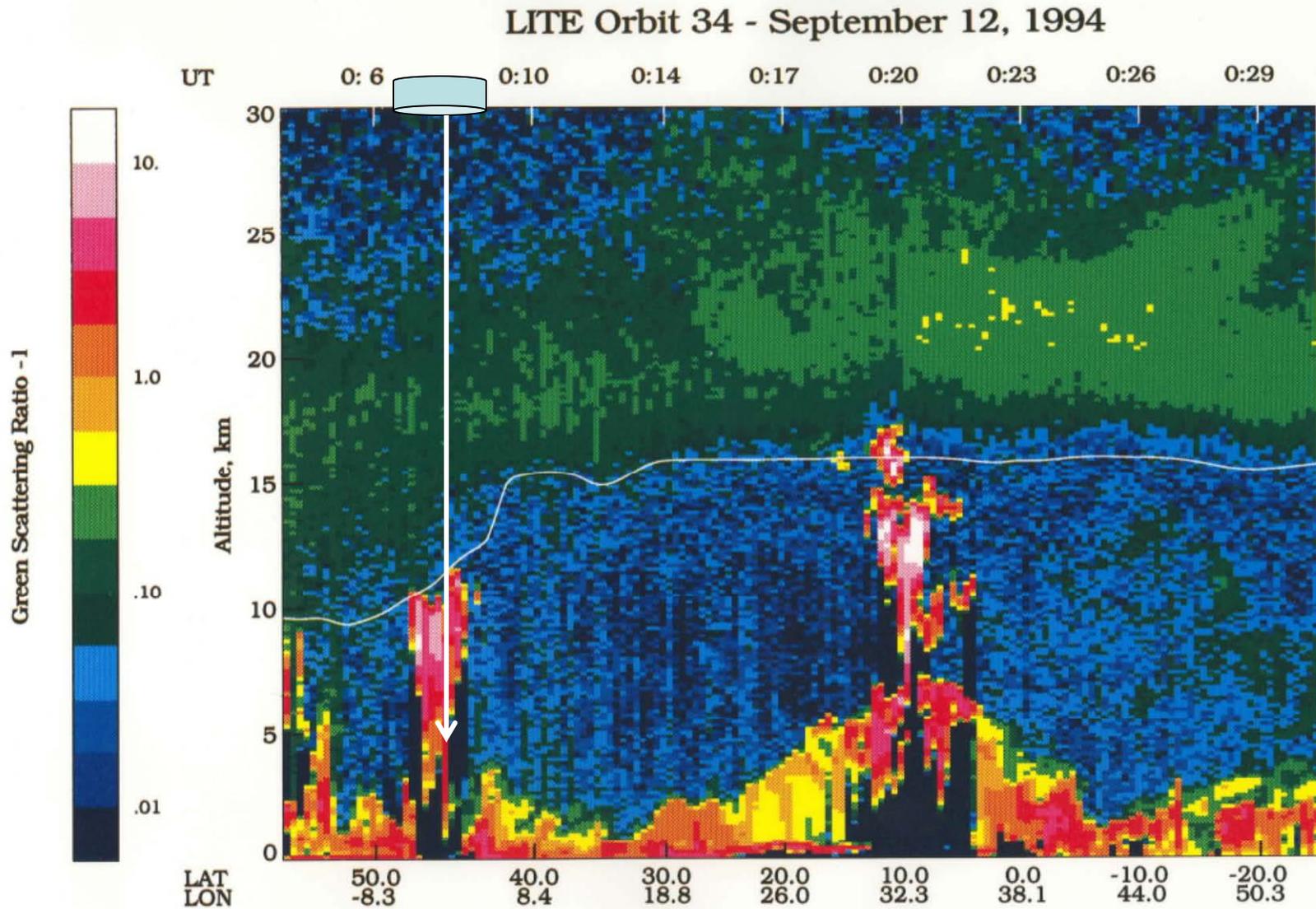


# Aérosols Sahariens et Cirrus

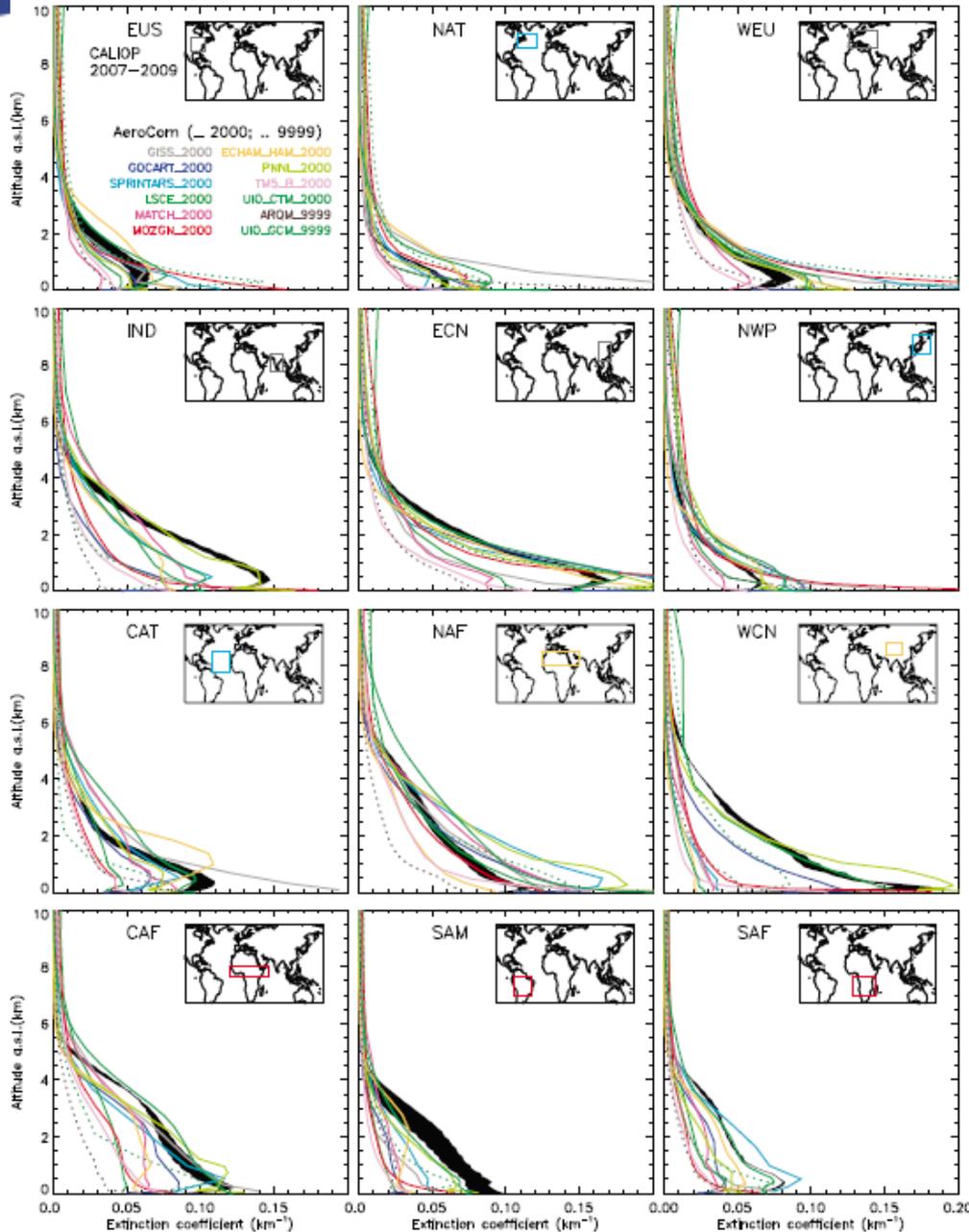


# LITE' 94

## 1e Lidar Spatial sur la navette US



# Modèles versus lidar aérosol CALIOP (CALIPSO)



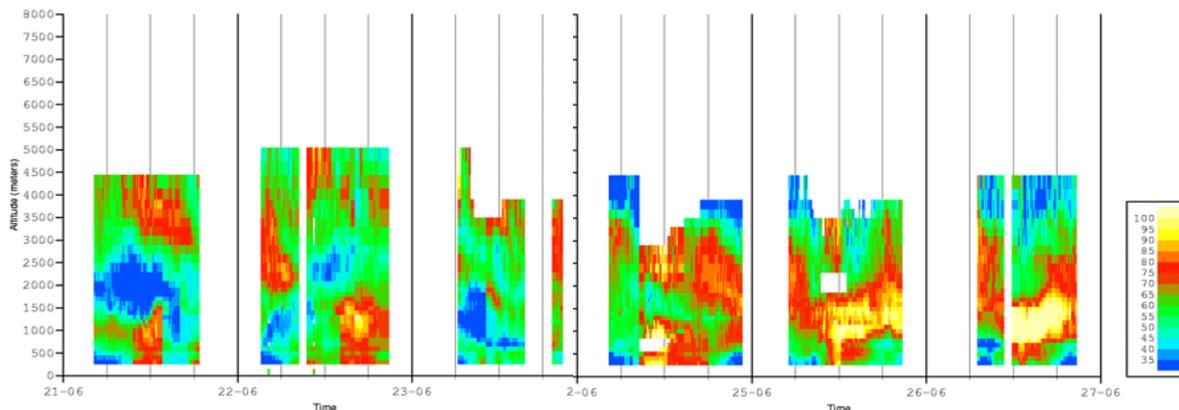
Comparaison entre les résultats de différents modèles AEROCOM avec les mesures du lidar CALIOP pour différentes régions du monde (Koffi et al, JGR 2012)

Le lidar apporte une information sur la verticale très intéressante

# Les mesures lidar aussi pour l'évaluation de la prévision de l'ozone

LIDAR ALTO  
POI2 : 20010621 to 20010623  
Observation  
Ozone (ppb)

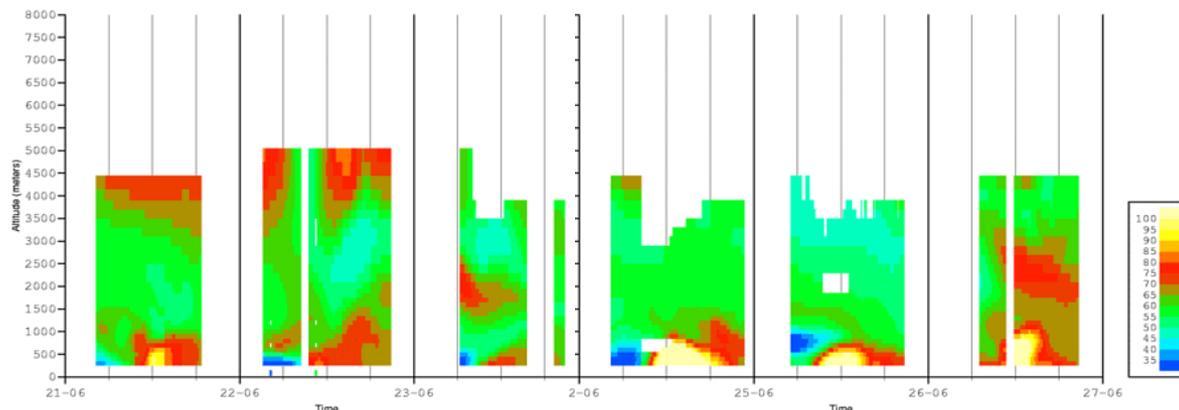
LIDAR ALTO  
POI3 : 20010624 to 20010626  
Observation  
Ozone (ppb)



Ozone par  
Lidar sol (CNRS)  
Pendant la campagne  
de mesure  
ESCOMPTE (région de  
Marseille, été 2001)

LIDAR ALTO  
POI2 : 20010621 to 20010623  
MOCAGE 1  
Ozone (ppb)

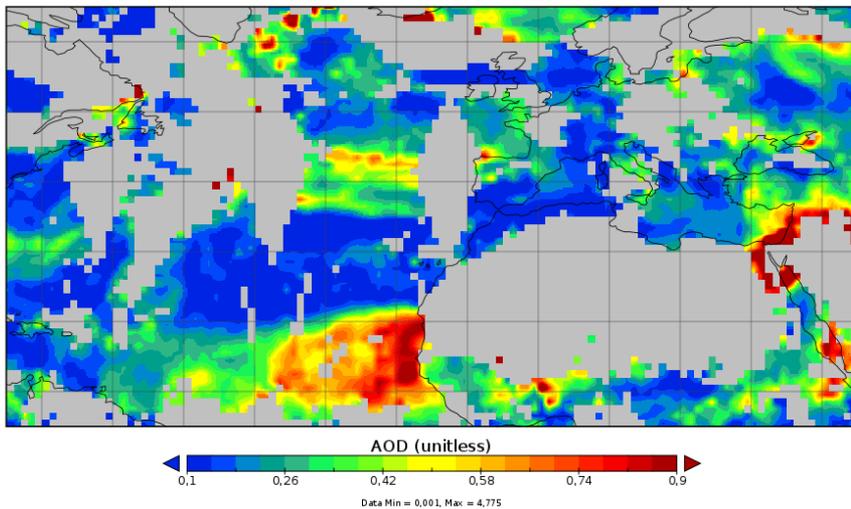
LIDAR ALTO  
POI3 : 20010624 to 20010626  
MOCAGE 1  
Ozone (ppb)



MOCAGE  
(Météo-France)

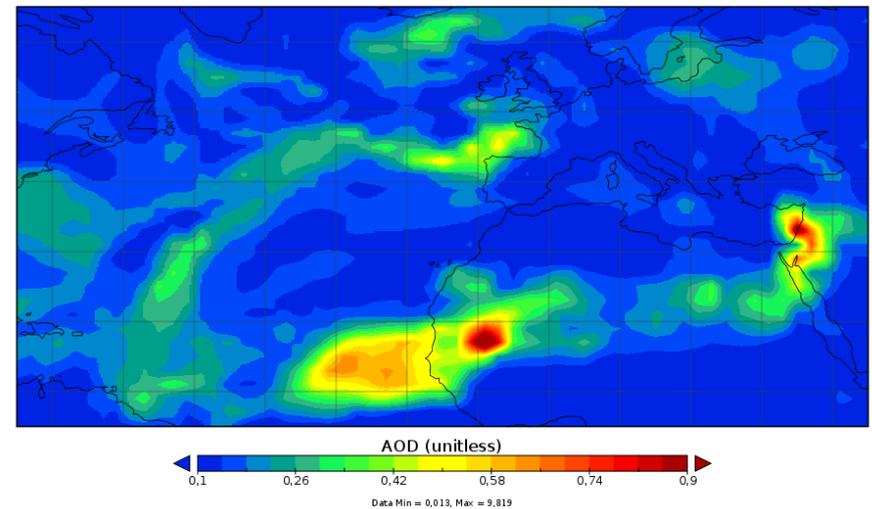
# Comparaison modèle/mesures satellite d'épaisseur optique

Aerosol Optical Depth 31.05.2007 - MODIS (Aqua+Terra)



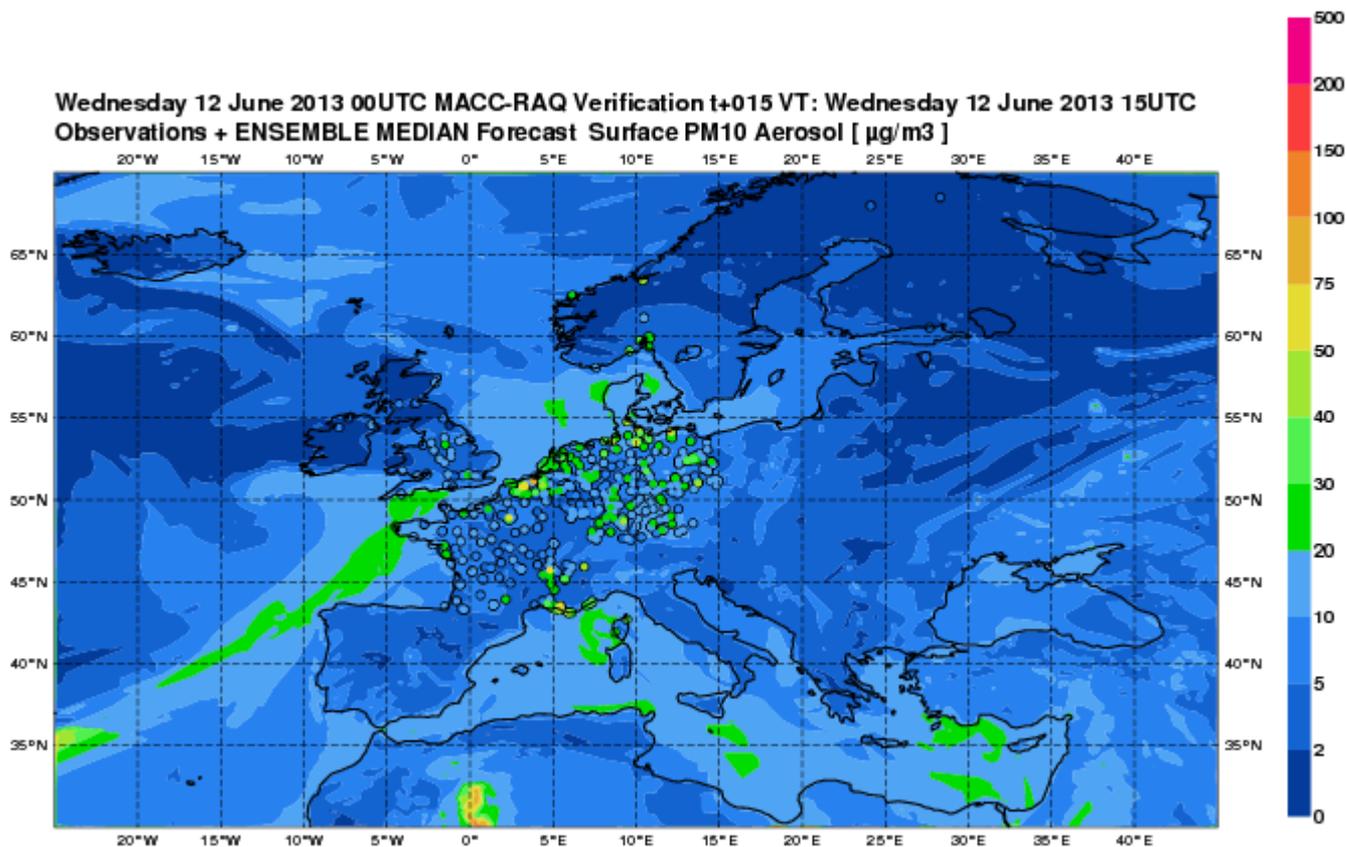
Mesures MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, 550nm)  
Aqua+terra un passage le matin, un passage le soir

Aerosol Optical Depth 31.05.2007 - MOCAGE



Sortie du modèle de chimie MOCAGE

# Evaluation de la prévision de qualité de l'air par comparaison avec les mesures de concentration au sol

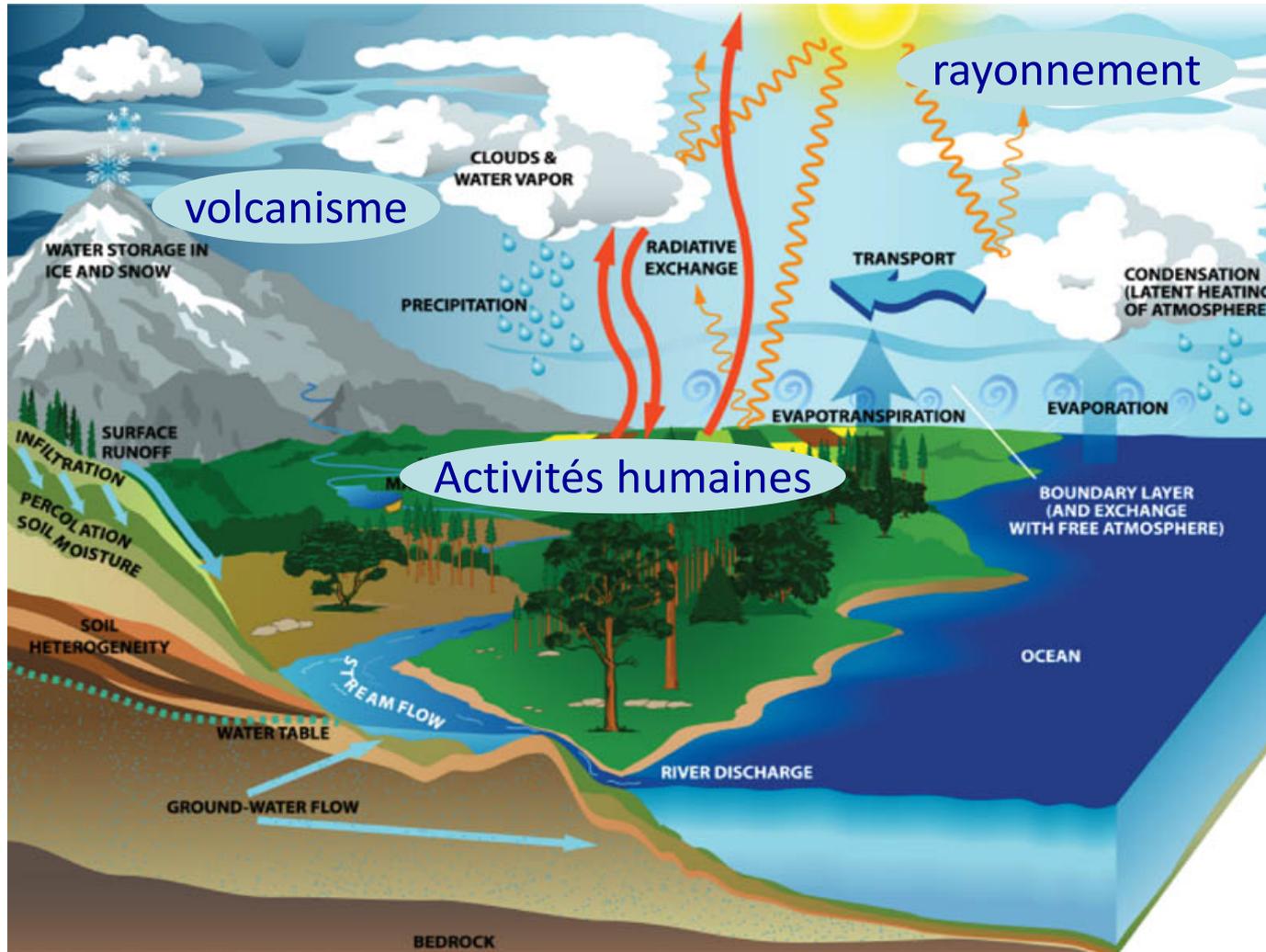


Evaluation journalière de la prévision MACC-II sur l'Europe

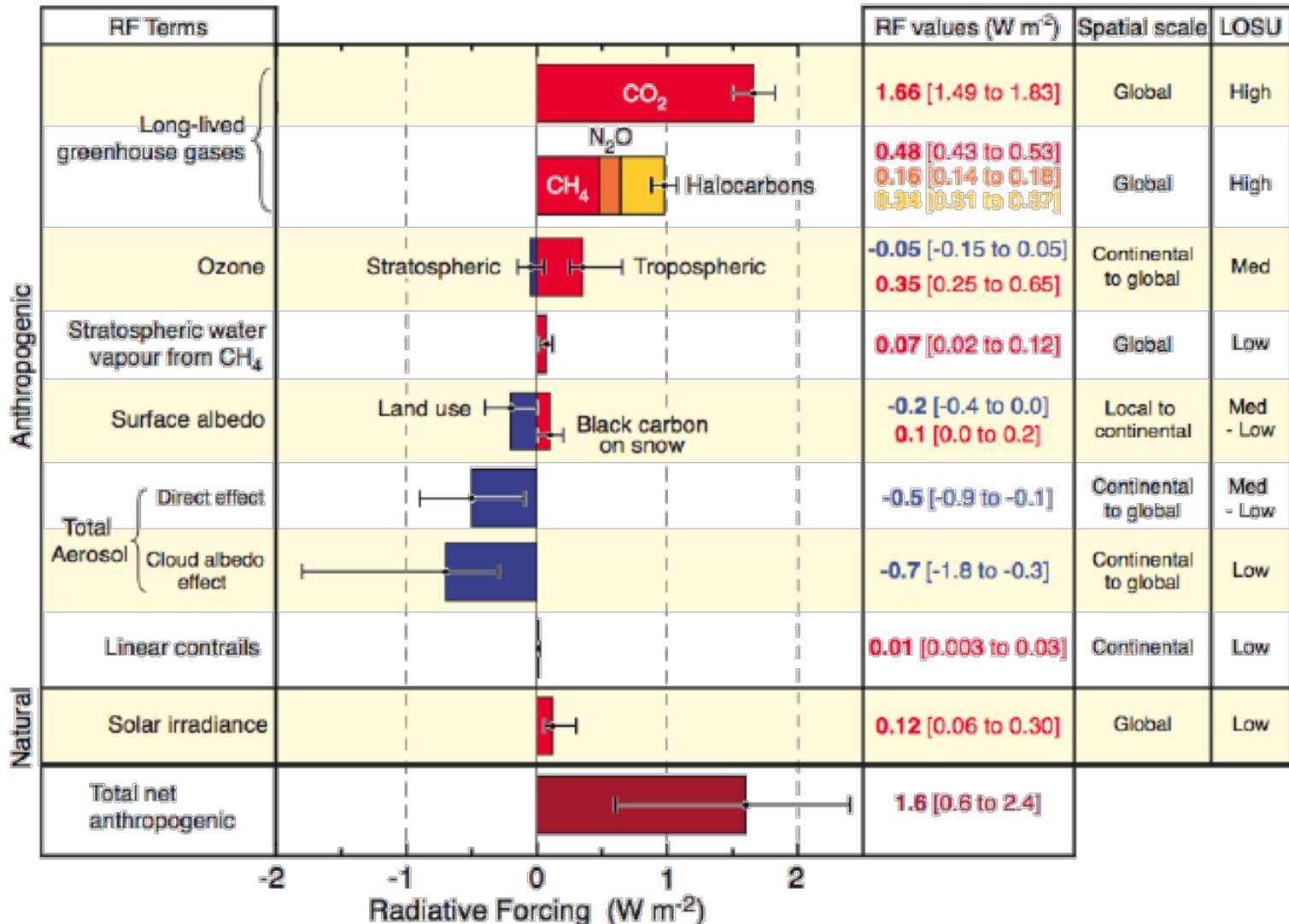
# Plan

1. Caractéristiques physiques de l'atmosphère
2. Composition chimique
3. Aérosols
4. Impact de l'ozone et des aérosols sur le climat

# Le « système Terre » et les facteurs de changement du climat



# Bilan des forçages radiatifs (GIEC, 2007)

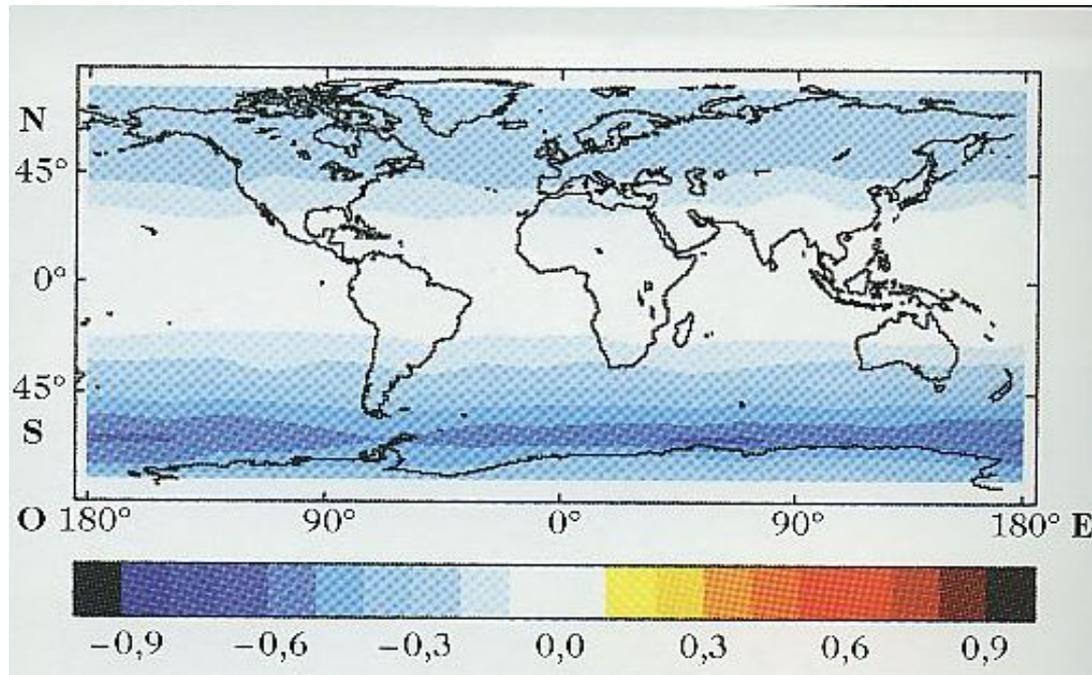


©IPCC 2007: WG1-AR4

Le calcul des forçages radiatifs se fait en utilisant un modèle mathématique, fondé sur la résolution des équations du transfert radiatif dans l'atmosphère.

# Forçage radiatif et ozone stratosphérique

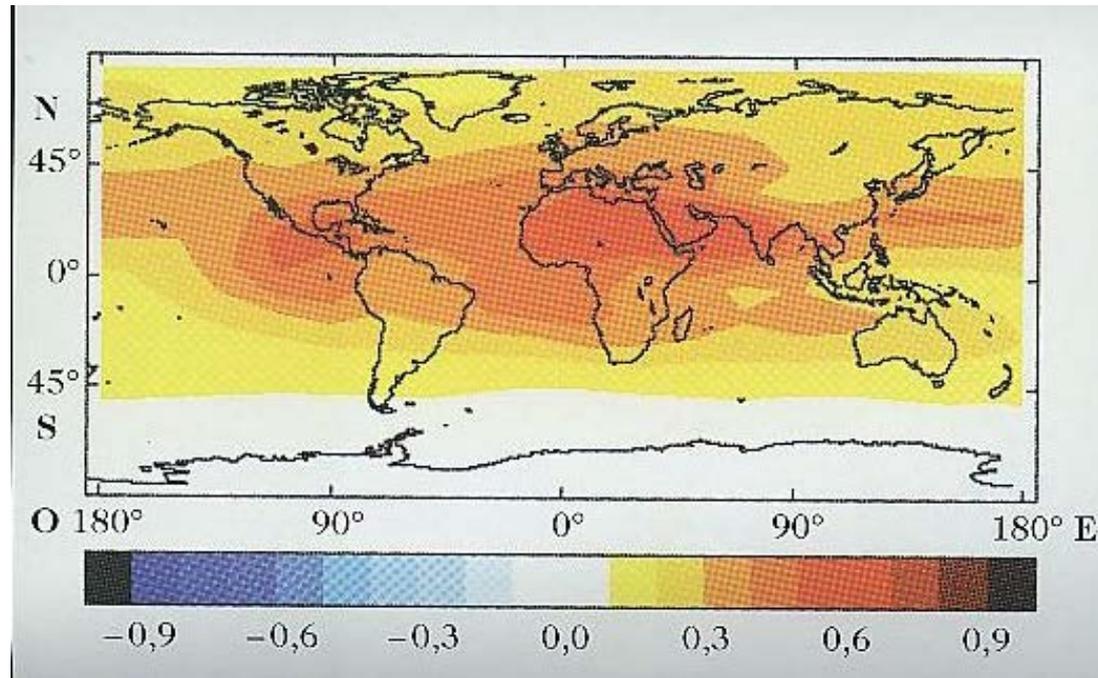
L'absorption du **rayonnement UV solaire par l'ozone** constitue la principale **source d'échauffement de la stratosphère** (cf Cycle de Chapman), compensé en partie par **un refroidissement par émission infra-rouge** ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{O}_3$ ).



*Le forçage est distribué géographiquement de manière hétérogène et atteint près de  $-1 \text{ W.m}^{-2}$  dans l'hémisphère Sud (GIEC, 2001).*

Forçage radiatif moyen  $\Delta Q = -0,15 \text{ W. m}^{-2}$

# Forçages radiatifs lié à l'augmentation de l'ozone troposphérique



*Le forçage est hétérogène et présente un maximum de l'ordre de 1 W.m<sup>-2</sup> vers 30°N. La principale incertitude est l'estimation de la distribution de l'ozone au pré-industriel. Pour cette raison, parfois, le forçage radiatif lié à l'ozone troposphérique est normalisé par l'accroissement d'ozone (GIEC,2001).*

Forçage radiatif moyen  $\Delta Q = +0,35 \text{ W.m}^{-2}$

# Diffusion et absorption par les aérosols

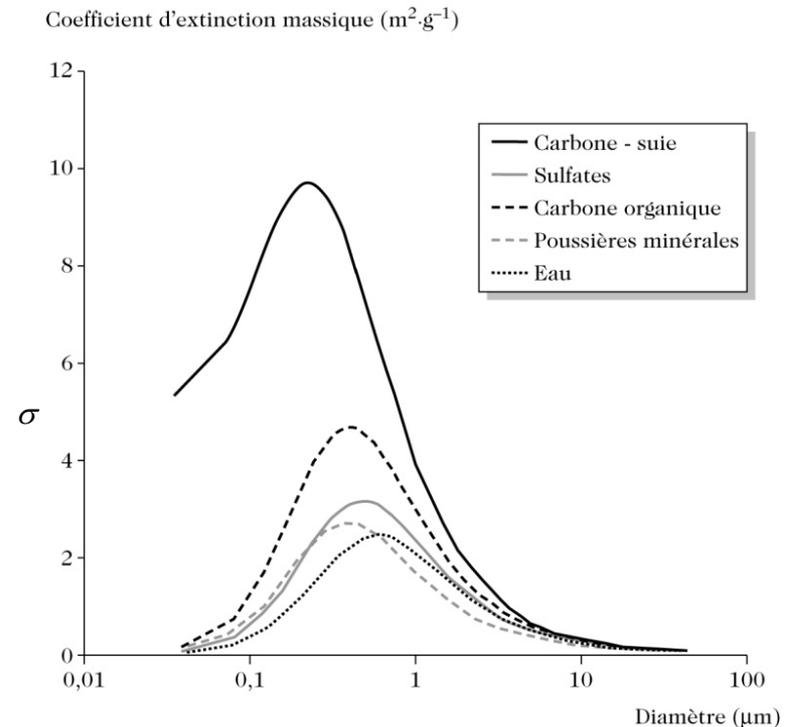
*Les aérosols d'origines naturelle et anthropique ont une forte incidence sur le bilan radiatif de l'atmosphère par leurs propriétés de diffusion et d'absorption*

**Épaisseur optique :**

$$\tau(\lambda) = E^{\text{ext}}(\lambda) \cdot M$$

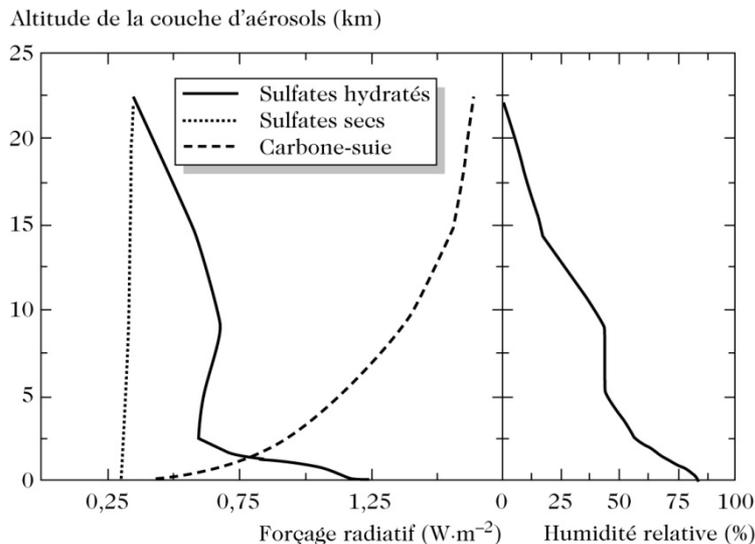
M est le contenu en aérosol dans la colonne ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ )

$E^{\text{ext}}(\lambda)$  est le coefficient d'extinction massique ( $\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ )



# Forçages radiatifs des aérosols

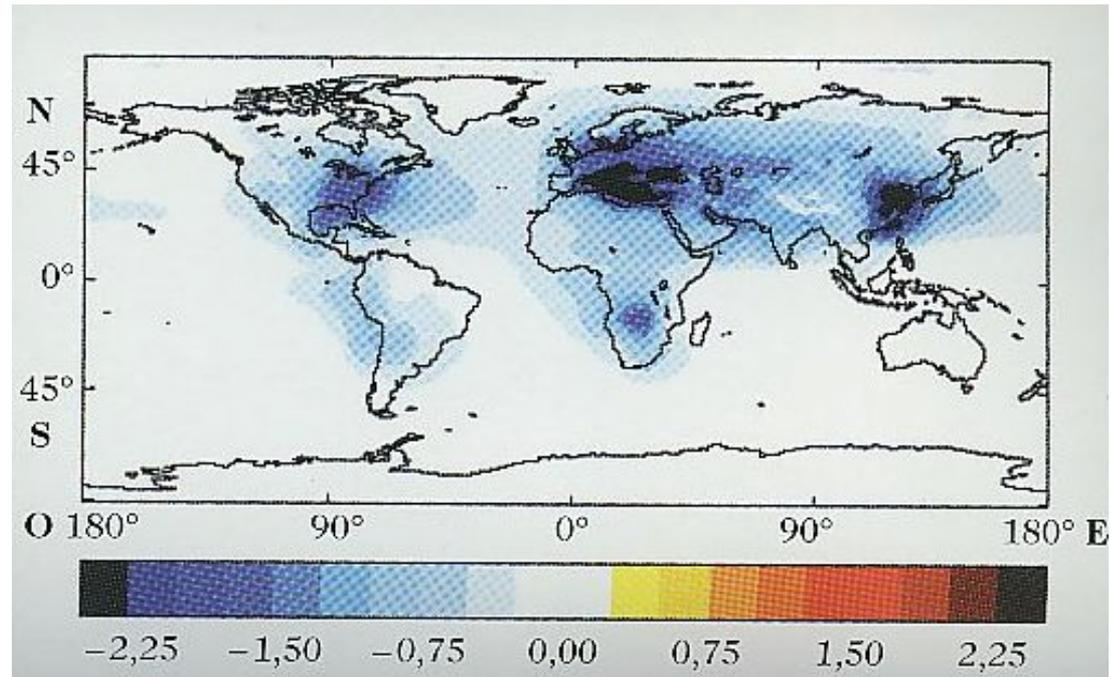
- sulfates ( $-0,40 \text{ W. m}^{-2}$ )
- carbone-suie BC = diffusion, donc forçage positif ( $+0,2 \text{ W.m}^{-2}$ )
- carbone organique OC ( $-0,10 \text{ W. m}^{-2}$ )
- carbone biomasse BC+OC ( $-0,20 \text{ W. m}^{-2}$ )
- poussières désertiques ( $-0,60$  à  $+0,4 \text{ W. m}^{-2}$ ) = diffusion mais activité dans l'infra-rouge (effets antagonistes) ; très forts effets régionaux.



*Forçage en fonction de l'altitude à laquelle est située la couche d'aérosol et variation de l'humidité relative (%) en fonction de l'altitude. Importance de l'hygroscopicité (jusqu'à +70%)!*

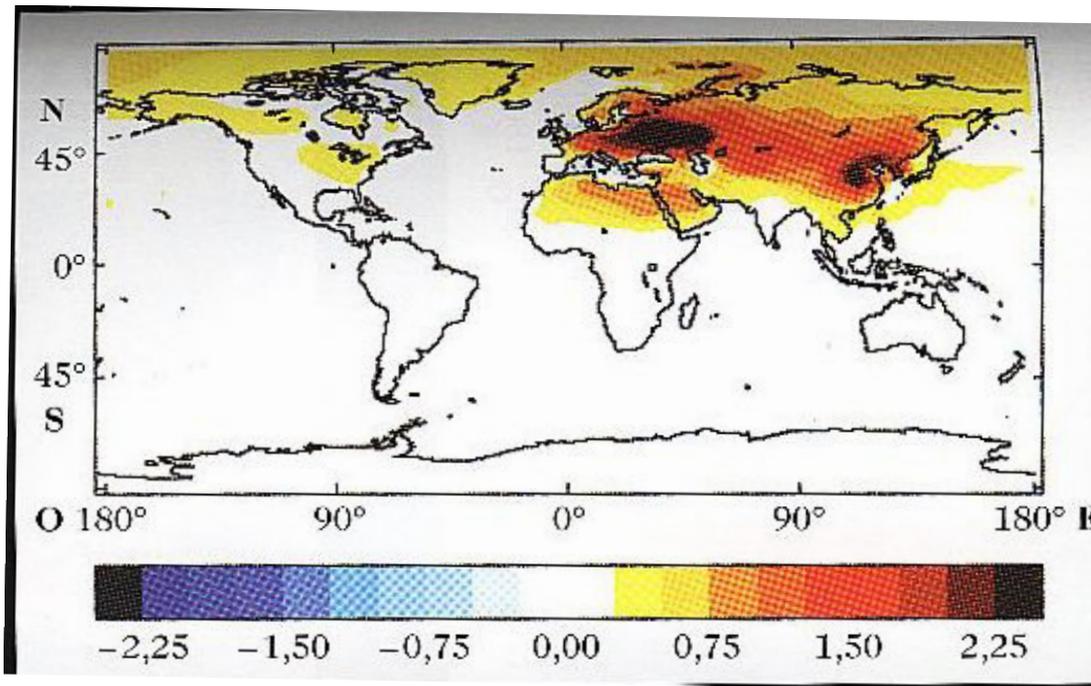
# Forçages radiatifs lié aux sulfates (aérosol)

$$\Delta Q = -0,40 \text{ W. m}^{-2}$$



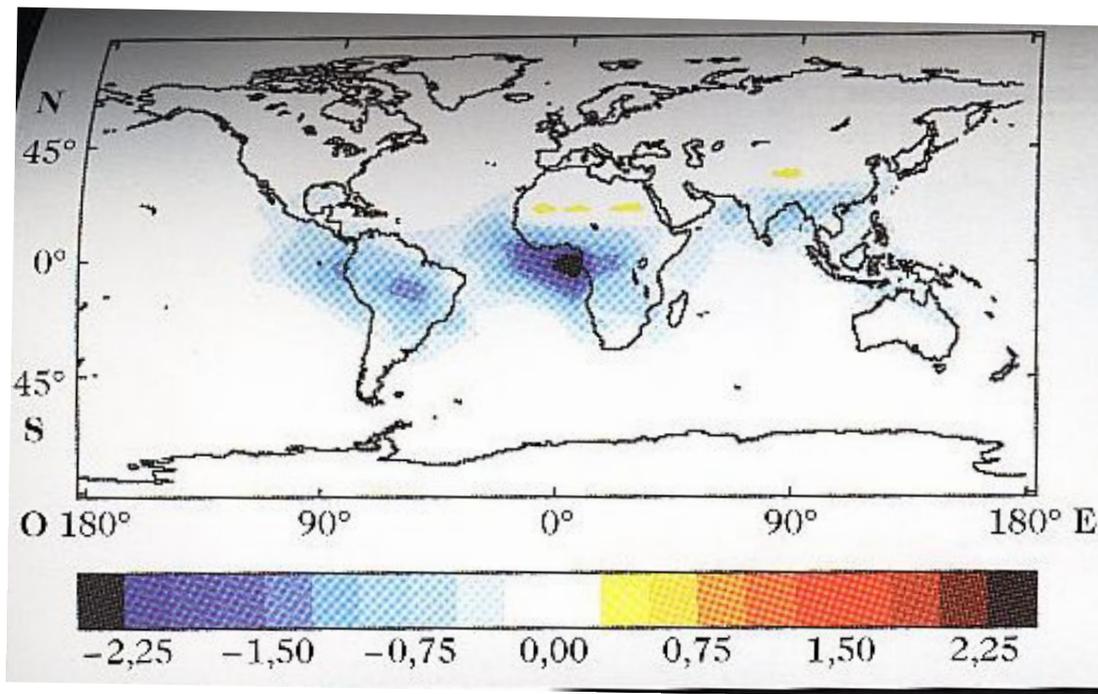
*Cet impact des aérosols sur le climat a un caractère très local, localisé principalement autour des régions sources. Ces aérosols ont en effet un temps de résidence de seulement quelques jours dans l'atmosphère et sont rapidement éliminés par voie de sédimentation (pour les plus grosses particules) ou par les précipitations. A la différence des GES à longue durée de vie, leur effet disparaîtrait si les émissions étaient brusquement arrêtées (GIEC, 2001).*

# Forçages radiatifs lié aux aérosols produits par la combustion fossile



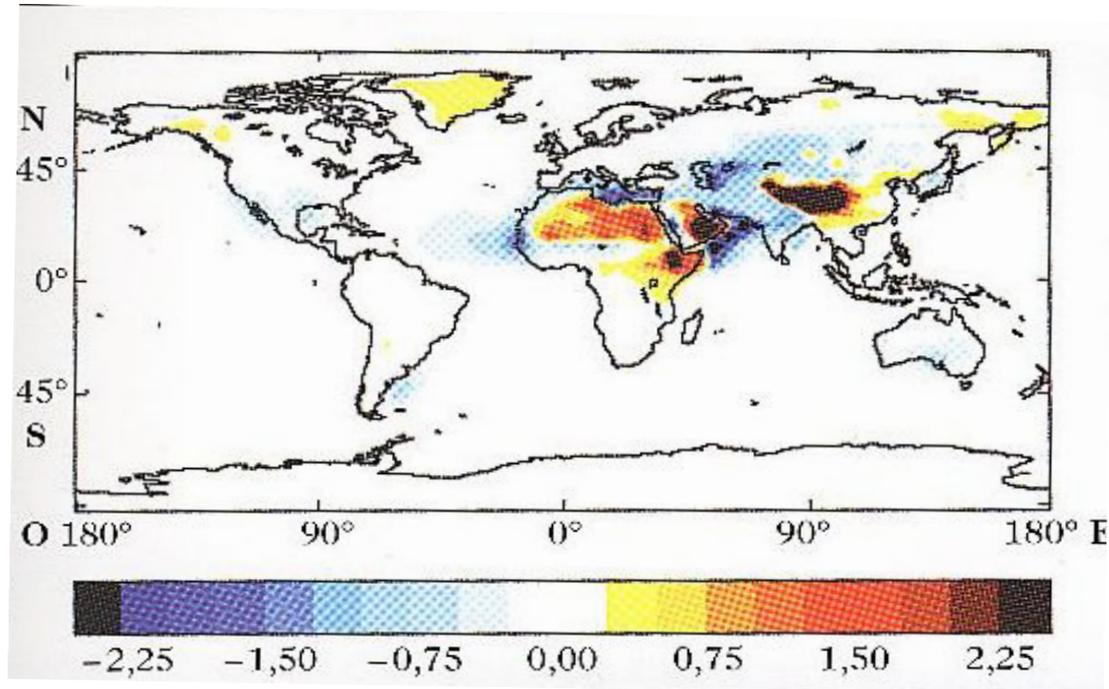
*BC+OC (carbone suie et carbone organique) : On voit principalement l'impact des régions sources (GIEC , 2001).*

# Forçages radiatifs lié aux aérosols de combustion de biomasse



*Cette distribution montre clairement les principales régions sources, qui sont les principales zones d'activités pyrogéniques. Notons que ces valeurs sont soumises à de grandes incertitudes : cet aérosol est composé de deux types de particules aux propriétés optiques différentes (l'un diffusant, l'autre absorbant) (GIEC, 2001).*

# Forçages radiatifs lié aux poussières désertiques



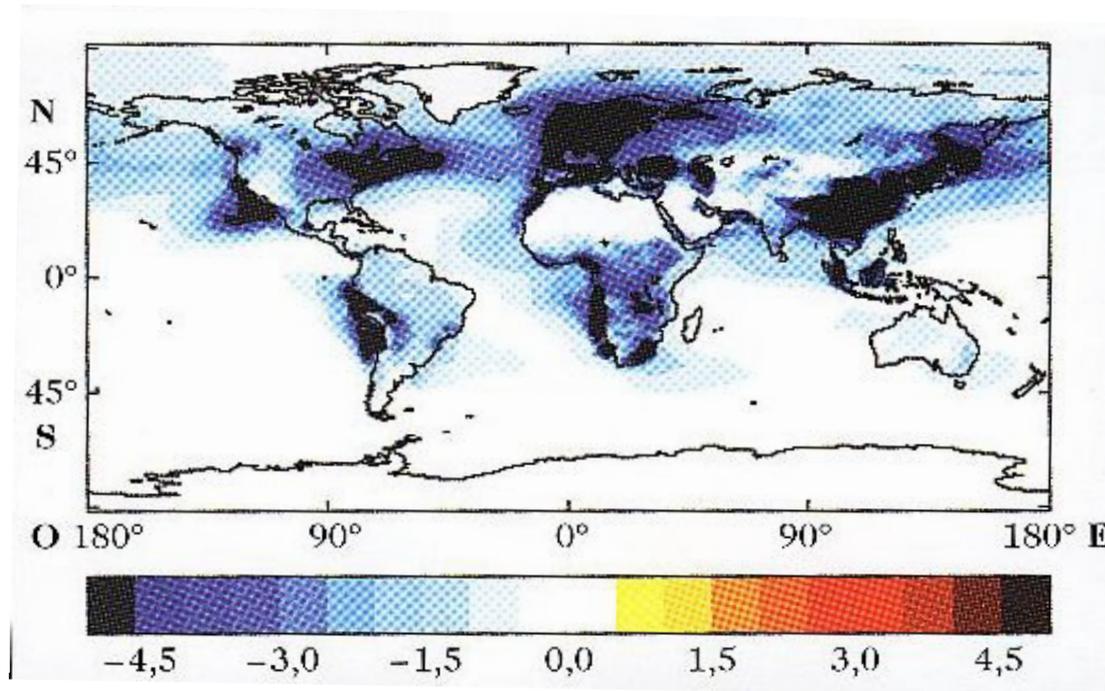
*Cette distribution montre clairement les régions où les deux effets antagonistes dans le visible et l'infra-rouge interviennent (GIEC, 2001).*

# Effets indirects des aérosols sur le climat

- (1)** modifications de l'albédo des nuages et rôle des aérosols comme noyau de condensation nuageux. Pour une même quantité d'eau liquide, la taille des gouttelettes nuageuses formées diminue en fonction de la concentration en particule. La diffusion du rayonnement par le nuage et sa réflectivité augmentent alors.
- (2)** la décroissance de la taille des gouttelettes nuageuses formées entraîne une augmentation de leur durée de vie dans le nuage vis-à-vis de la précipitation. C'est le temps de vie du nuage qui est modifié par la présence de particule.

*Ces deux effets sont particulièrement complexes à mettre en évidence, d'autant qu'ils sont reliés. Premier effet :  $-1 \text{ W.m}^{-2}$  +/-  $1 \text{ W.m}^{-2}$ . Second effet : aucun consensus, mais il pourrait être au moins aussi important que le premier.*

# Forçages radiatifs lié au premier effet indirect



*On note de très fortes hétérogénéités spatiales de l'impact du premier effet indirect. Les incertitudes sont très élevées (GIEC, 2001).*

Merci!

# Diffusion et absorption par les aérosols

Source	Flux estimé (Tg.an <sup>-1</sup> )	Coefficient d'extinction ( $E^{ext}$ , m <sup>2</sup> .g <sup>-1</sup> )	Épaisseur optique globale ( $\tau$ )
<b>Aérosols naturels (primaires)</b>			
Poussière terrigène (aérosol minéral)	2 000	0,7	0,023
Sels marins	3 000	0,4	0,003
Poussières volcaniques	33	2,0	0,001
Débris biologiques	56	2,0	0,002
<b>Aérosols naturels (secondaires)</b>			
Sulfates provenant de précurseurs naturels	90	5,1	0,014
Sulfates volcaniques	21		
Matière organique provenant des COV naturels	16	5,0	0,011
Nitrates	4	2,0	0,001
<b>Total naturel</b>	5 220		0,550
<b>Aérosols anthropiques</b>			
Poussières industrielles	100	2,0	0,004
Carbone-suie	12	10,0	0,003
Sulfates provenant de SO <sub>2</sub>	120	5,1	0,019
Carbone organique	82	5,0	0,017
Nitrates provenant des NO <sub>x</sub>	14	2,0	0,002
Matière organique provenant des COV anthropiques	1	5,0	0,002
<b>Total anthropique</b>	329		0,047
<b>Total</b>	5 549		0,102

**Tableau 10.6.** Source totale, coefficient d'extinction massique et épaisseur optique des différentes composantes de l'aérosol [7, 13].