
PEPs IE1

Dispersion des polluants dans l'atmosphère

Une définition pour commencer

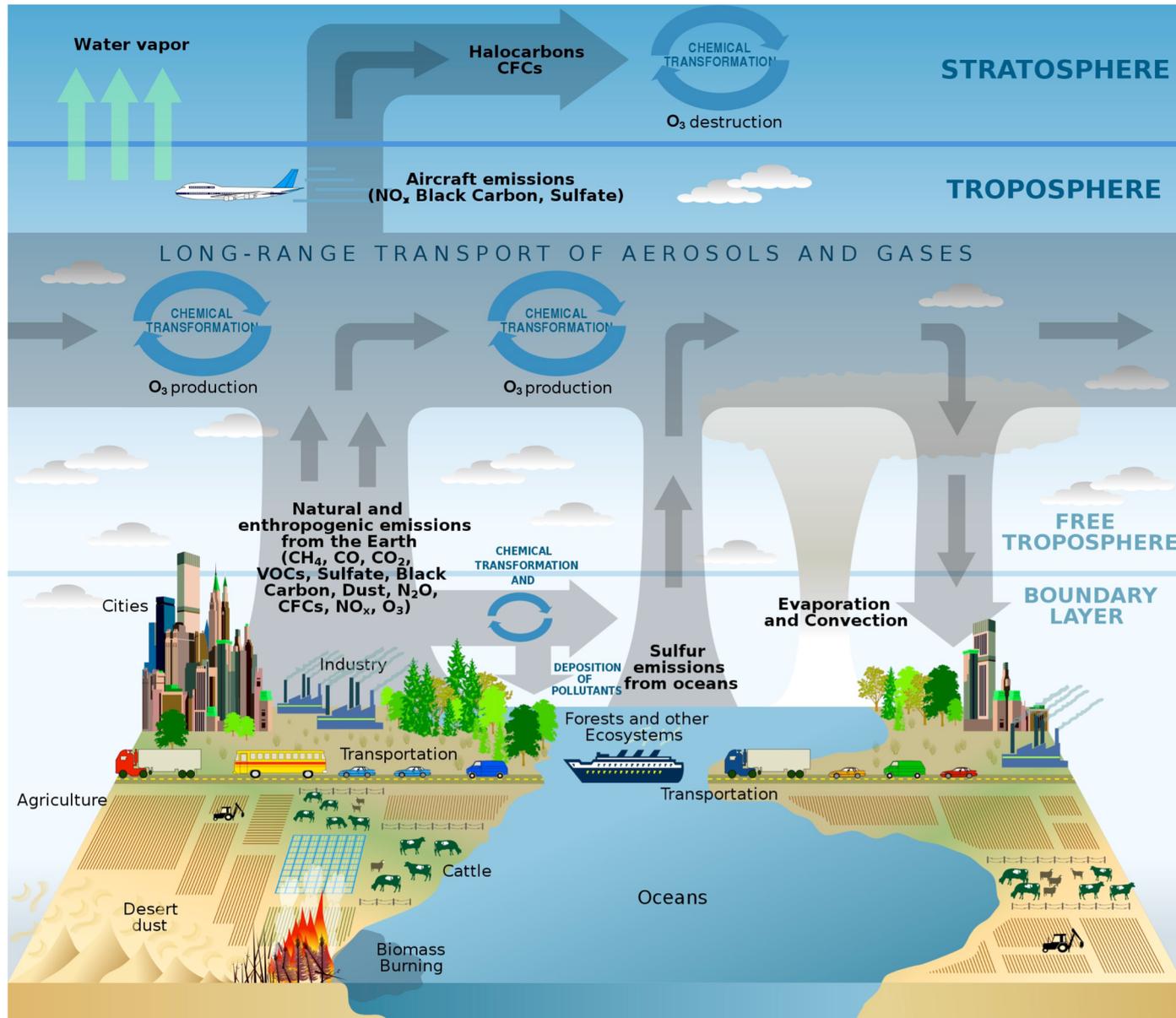
Valable aussi pour les autres milieux !!



“Il y a pollution de l’air lorsque la présence d’une substance étrangère où une variation importante dans la proportion de ces constituants est susceptible de provoquer un effet nuisible compte tenu des connaissances scientifiques du moment, ou de créer une gêne.”

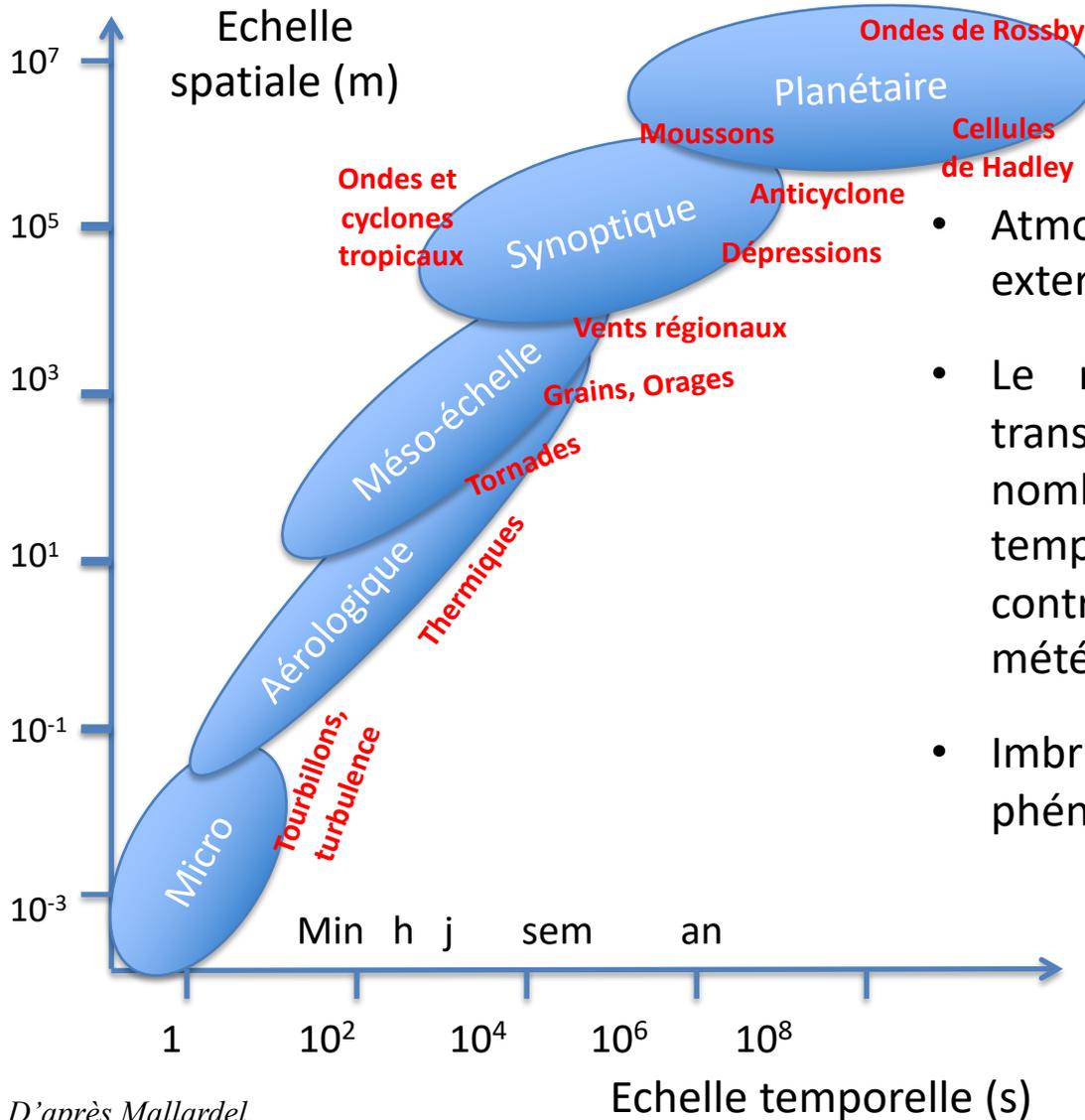
Conseil de l’Europe, 1987

Devenir des émissions de polluants



Les composantes du système climatique

L'atmosphère – Echelles



- Atmosphère soumise à des excitations externes (soleil, surfaces, ...) perturbatrices
- Le retour à l'équilibre provoque des transferts d'air et d'énergie à de nombreuses échelles spatiales et temporelles, classifiables (schéma ci contre) et repérables via des phénomènes météorologiques et climatiques
- Imbrication des échelles et des phénomènes associés

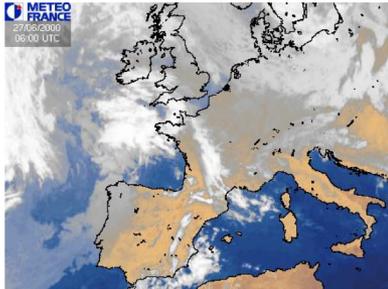
D'après Mallardel,
fondamentaux de météo, 2005

3 échelles de pollution/perturbation dans l'air



Perturbation à l'échelle planétaire

- Composés à longue durée de vie comme les gaz à effet de serre : CO_2 , CH_4 , N_2O , SF_6 , O_3 stratosphérique, ...
- Echelle temporelle = 1 an - 100 ans



Pollution régionale à continentale

- Polluants secondaires produits à partir des polluants primaires : NO_2 , O_3 troposphérique, CO, acidité, ...
- Echelle temporelle : 1jour - 1 mois



Pollution de proximité urbaine ou industrielle

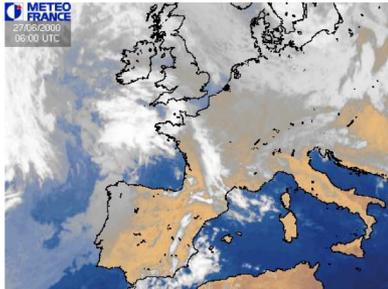
- Polluants primaires : NO_x , COVs, HAP, dioxines, ...
- Echelle temporelle = 1h - 1 semaine

3 échelles de pollution/perturbation dans l'air



Perturbation à l'échelle planétaire

---> Transport grande échelle



Pollution régionale à continentale

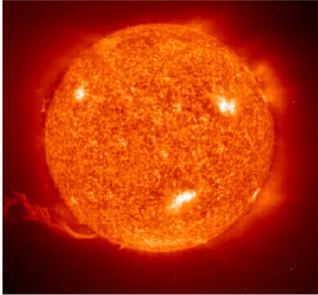
---> Transport dans la couche limite atmosphérique
---> Impact des conditions de transport grande échelle



Pollution de proximité urbaine ou industrielle

---> Transport dans la couche limite atmosphérique
---> Effets locaux

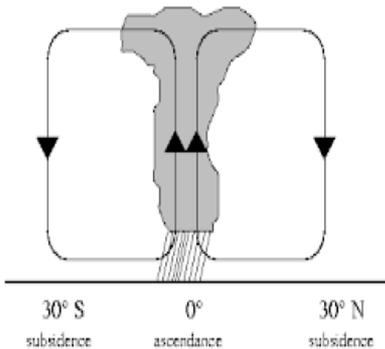
Différents processus de transfert et transport



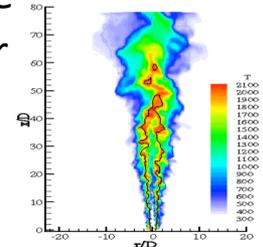
- **Rayonnement** : transfert d'énergie par l'émission/absorption de lumière (photons)
- **Advection** : transport d'une quantité scalaire (ex : T, Conc., chaleur) ou vectorielle (ex : qté de mvt) par un champs vectoriel (ex : vitesse).



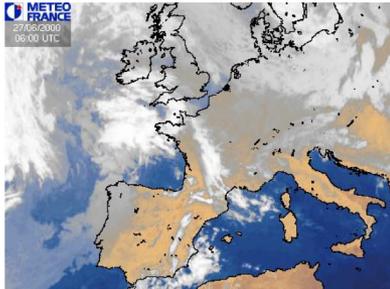
- **Convection** : transport de chaleur et de masse réversible résultant d'une instabilité gravitaire à l'intérieur d'un système déformable (convection libre, force = poussée d'Archimède) ou de l'action de forçages externes (convection forcée : ventilateurs, écoulement externe, ...)



- **Diffusion** : tendance naturelle et irréversible d'un système à homogénéiser des gradients (température, conc., vitesse)
 - Diffusion de matière : mélange par agitation thermique
 - Diffusion thermique (conduction) : transfert de chaleur par vibration de la matière de proche en proche, sans transport appréciable de matière



Plan du cours



1. Rappel : Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires
3. Modélisation de la dispersion atmosphérique
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants
6. Exemples

Plan du cours



1. Rappel : Transport d'énergie et circulation grande échelle

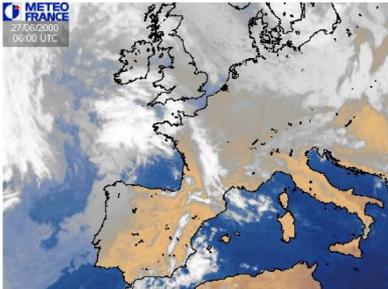
2. Transport de constituants minoritaires

3. Modélisation de la dispersion atmosphérique

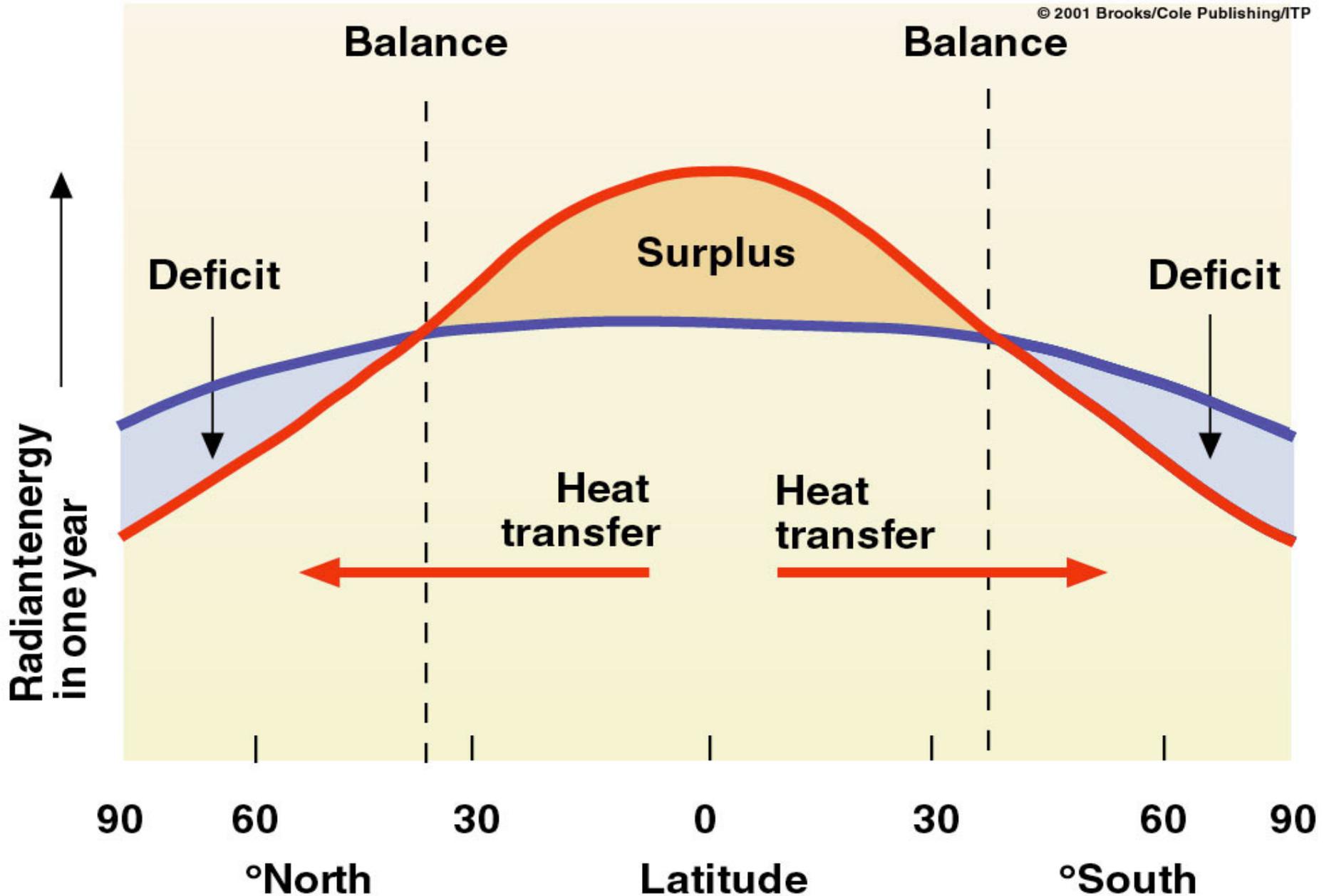
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique

5. Facteurs influençant les concentrations de polluants

6. Exemples



Bilan radiatif zonal

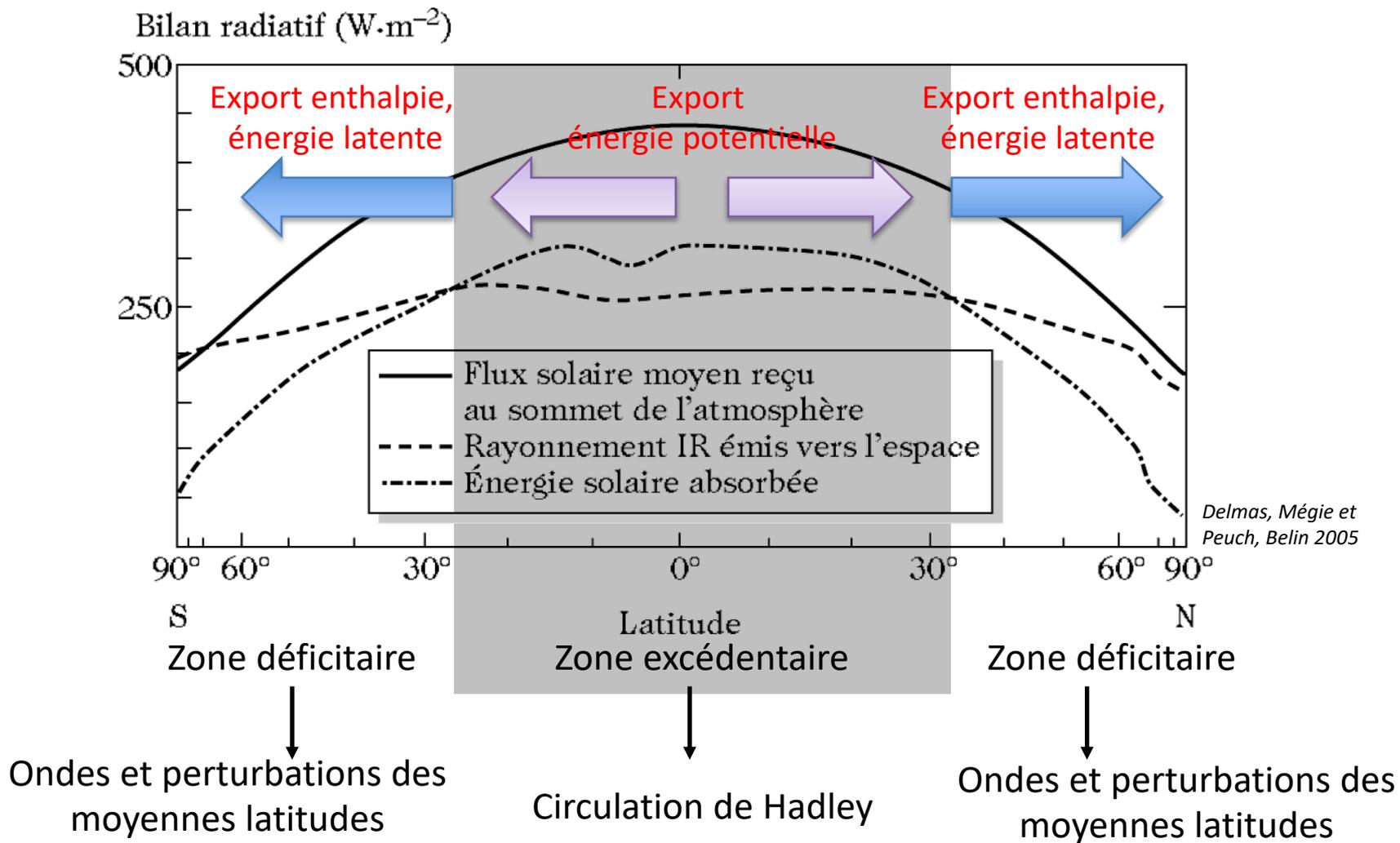


Elements essentiels transfert de rayonnement

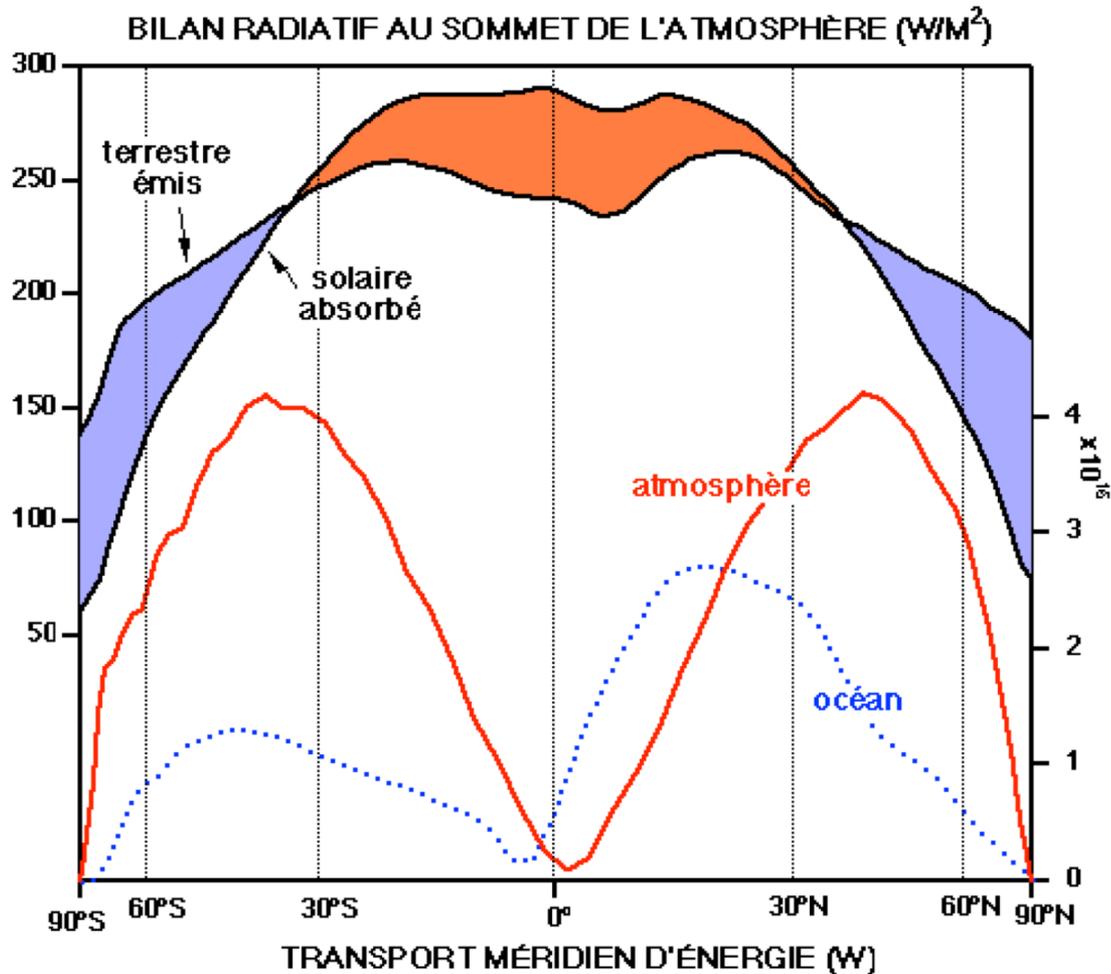
- Le rayonnement solaire, centré sur la partie visible du spectre électromagnétique est peu absorbé par l'atmosphère et permet d'apporter de la chaleur en surface.
- Le système Terres-Atmosphère-Océans rayonne de l'énergie dans l'infrarouge. Cette énergie est largement absorbée dans l'atmosphère par les composés à effet de serre (H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3).
- L'effet de serre naturel et les flux de chaleur latente et sensible permettent à la Terre actuelle d'avoir une température moyenne de 15°C au lieu de -18°C .
- Le bilan énergétique mondial est équilibré mais pas le bilan radiatif de la troposphère qui est négatif. Le déficit est comblé par les mouvements convectifs de l'atmosphère qui déterminent largement le gradient thermique vertical. La stratosphère est en équilibre radiatif
- L'augmentation du CO_2 provoque une augmentation de la température de la troposphère (par absorption) et une diminution de celle de la stratosphère (par rayonnement)
- Le bilan énergétique régional est déséquilibré faisant apparaître des zones excédentaires en énergie et des zones déficitaires.
- Le rôle des circulations atmosphériques et océaniques est de transporter l'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires.

Océans et atmosphère : Bilan des transferts d'énergie

Bilan des transferts d'énergie



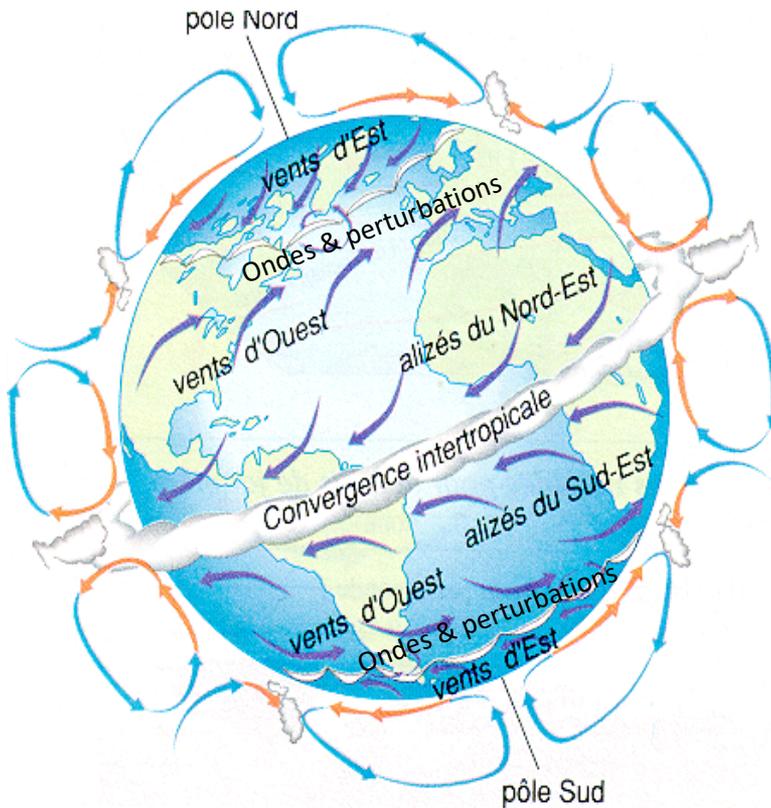
Océans et atmosphère : Bilan des transferts d'énergie



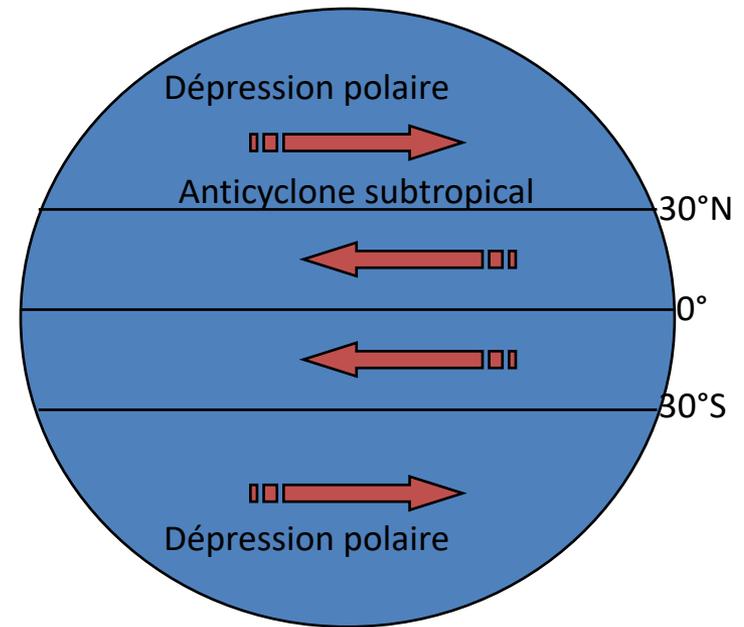
Source : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-repartition-energie.xml>

Les composantes du système climatique

L'atmosphère – Bilan de la circulation générale



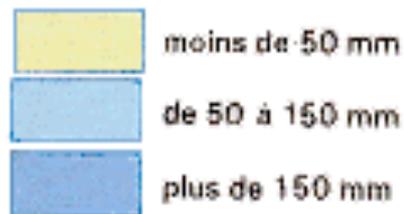
Circulation troposphérique



Au-dessus des cellules de Hadley :
circulation générale stratosphérique

Figure 4 : Pression et circulation de l'air en surface en Janvier et Juillet

Précipitations sur les continents

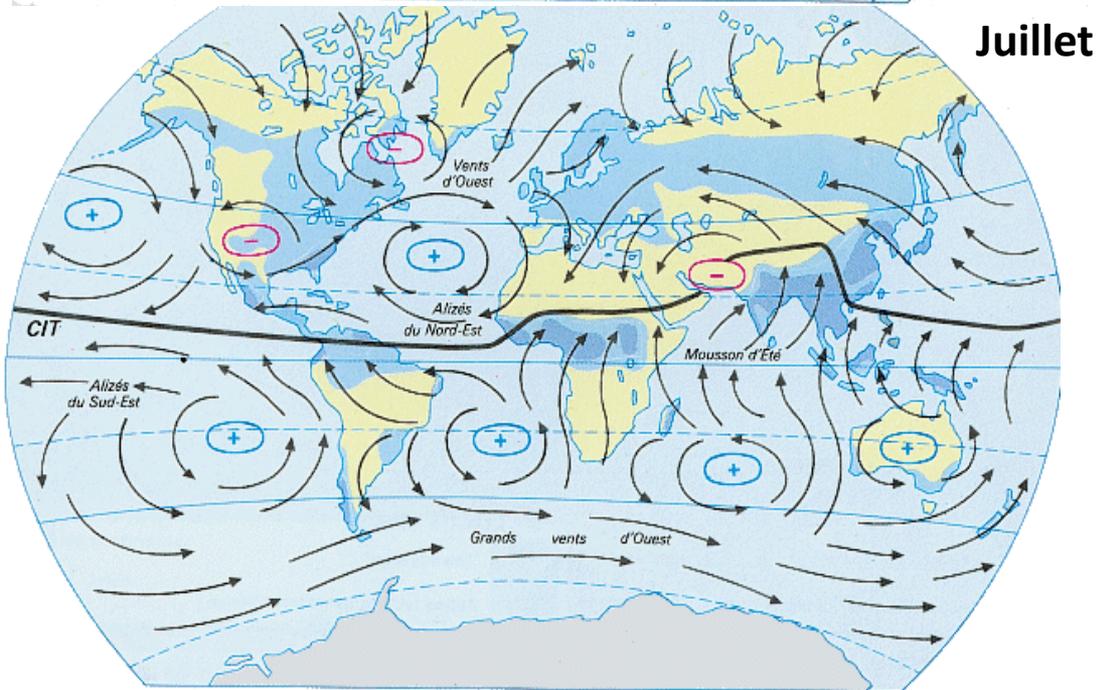
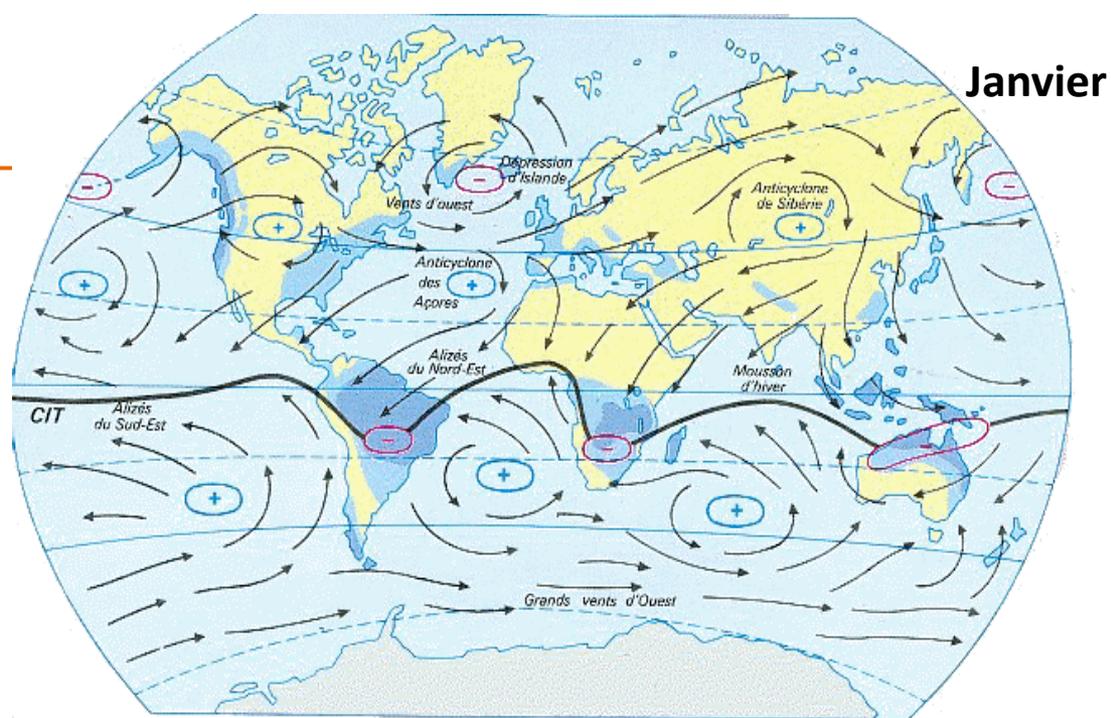


 Convergence intertropicale (CIT)

 Vents dominants

 Centre de basse pression (dépression)

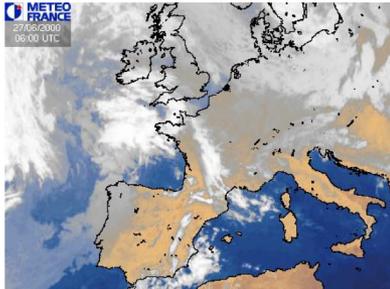
 Centre de haute pression (anticyclone)



Elements essentiels circulation générale

- La circulation atmosphérique contribue à équilibrer le bilan radiatif régional de la Terre grâce au transport d'énergie potentielle, enthalpie, et latente
- La circulation tropicale s'organise en cellules de Hadley-Walker à forte symétrie zonale dans chaque hémisphère. Ces cellules convertissent l'excès d'enthalpie et d'humidité équatoriaux en énergie potentielle exportée vers 30° de latitude. La cellule de l'hémisphère d'hiver est plus intense que celle de l'hémisphère d'été. Le rendement des cellules de Hadley est de l'ordre de 10%.
- L'extension des cellules de Hadley-Walker est limitée à moins de 30° de latitude par la vitesse de rotation de la Terre.
- L'état moyen des moyennes latitude forme la zone barocline de grande échelle (fort gradient thermique pôles-tropiques, courant jet d'ouest en altitude et gradient de pression en quasi-équilibre géostrophique avec le vent.
- La circulation des moyennes latitudes est caractérisée par des perturbations baroclines transitoires et des ondes stationnaires qui se développent dans la zone barocline et qui transportent de l'énergie sous forme enthalpie et latente vers les pôles.

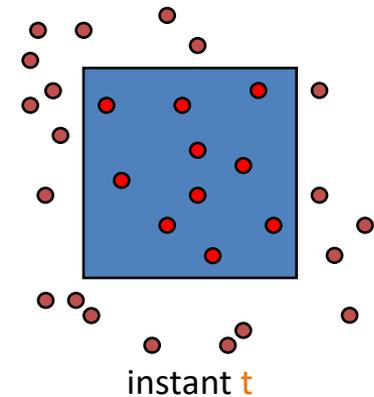
Plan du cours



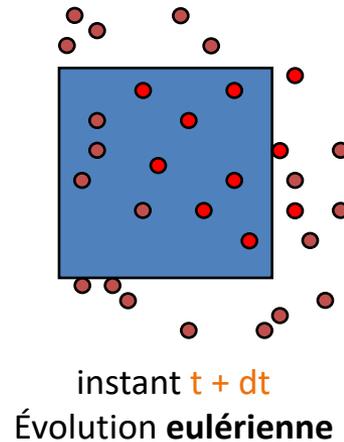
1. Rappel : Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires
3. Modélisation de la dispersion atmosphérique
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants
6. Exemples

L'atmosphère – lois de conservation

Conservation de la masse



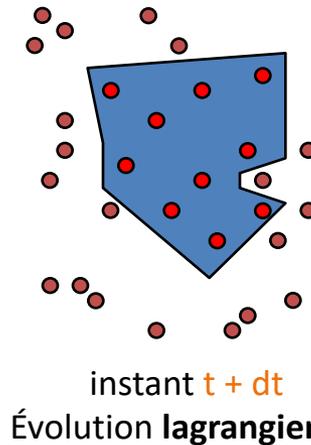
$$M = Nm = \text{cte}$$



Bilan des entrées/sorties de flux de masse dans le volume :

$$\Rightarrow \frac{\partial \rho}{\partial t} = -\text{div}(\rho \vec{u})$$

Traduction : la masse présente au voisinage d'un point de fluide augmente si le flux de masse est convergent, et diminue si le flux de masse est divergent



$$\frac{DM}{Dt} = 0 \Rightarrow \frac{D(\rho v)}{Dt} = 0$$

$$\Rightarrow \frac{D\rho}{Dt} + \rho \cdot \text{div}(\vec{u}) = 0$$

Traduction : la masse volumique d'une parcelle fluide ne peut varier que par modification de son volume : elle diminue si le champ de vitesse au voisinage est divergent, elle augmente s'il est convergent

Notations & unités

- On s'intéresse au transport d'une « entité » ou « grandeur physique » dans le fluide par le fluide :
 - Espèces gazeuses : vapeur d'eau, GES, polluants gazeux
 - Particules solides en suspension : pollen, sable, aérosols, métaux lourds
 - Quantité de mouvement, chaleur, etc.
- On définit la concentration $\rho_a(\vec{r}, t) = \frac{\text{masse du composé}}{\text{volume du fluide}}$
- De nombreuses unités usitées
 - Particules/m³ ; mol/m³ ; mg/m³ ; µg/m³ ; fraction massique mesp/mair;
 - Exemples : NOx en µg/m³, particules biotiques en [spore.103/m3] - O3 en [mg/m3]

Conservation de la masse

- Pour la concentration massique d'une espèce a :
$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{n}_a) = r_a$$
- $\vec{\nabla} \cdot (\vec{n}_a)$ est le flux de masse de l'espèce a
$$\frac{\partial C_a}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{N}_a) = R_a$$
- r_a est le taux d'émission, ou de destruction de l'espèce (chimie, radioactivité, dépôt, ...)
- On peut écrire :
$$\vec{\nabla} \cdot (\vec{n}_a) = \vec{\nabla} \cdot (\vec{J}_a + \rho_a \vec{v})$$

Flux diffusif

Flux convectif

- avec :
$$\vec{J}_a = -D \vec{\nabla} \rho_a \quad (1^{\text{e}} \text{ loi de FICK})$$

Coefficient de diffusion en m²/s
(moléculaire, turbulent)

Gradient de concentration

- Soit :
$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho_a \vec{v} - D \vec{\nabla} \rho_a) = r_a$$

Conservation de la masse

- Pour un fluide incompressible et une diffusion isotrope et constante :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \rho_a = \frac{d\rho_a}{dt} = r_a + D \vec{\nabla}^2 \rho_a$$

$$\vec{\nabla}^2 () = \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} () = \Delta ()$$

Laplacien

- Sans écoulement, ni réactivité, on obtient la seconde loi de FICK :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} = D \vec{\nabla}^2 \rho_a$$

- Le champs de concentration doit satisfaire à l'équation de d'advection-diffusion et aux conditions aux limites
- On parle aussi d'équation d'advection-diffusion selon les milieux étudiés

Termes de sources et Puits

- Le terme r_a inclut des sources (s) et des puits (p) : $r_a = s - p$
- Les sources incluent les sources de surfaces mais aussi des sources ou production (chimique ou radiochimiques) volumiques.
- Exemples : sources automobiles, industrielles, sources de chauffage urbain, forêts, production d'ozone dans la troposphère
- Les puits incluent les pertes par réactions chimiques ou radiochimiques et le dépôt sec ou humide sur des surfaces.
- Le flux F_d de dépôt par unité de surface peut s'écrire : $F_d(\vec{r}, t) = v_d(\vec{r}, t) \overline{\rho_a}(\vec{r}, t)$ avec v_d vitesse de dépôt.
- Exemple d'ozone sur les surfaces : jusqu'à plusieurs ppb/h

Conservation de la masse

- Comment déterminer l'importance relative de l'advection par rapport à la diffusion ?
- On utilise le nombre sans dimension appelé **nombre de PECLET massique** :

$$Pe_M = \frac{\text{Flux advectif}}{\text{Flux diffusif}} = \left| \frac{\rho_a \vec{v}}{D \cdot \vec{\nabla} \rho_a} \right| \approx \frac{\rho_a U}{D \rho_a / L} = \frac{LU}{D}$$

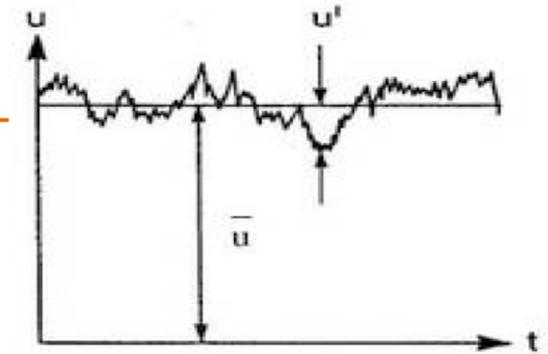
en se donnant un échelle caractéristique de longueur L et de vitesse U.

- Exemples : Dans l'atmosphère pour les mouvements verticaux de l'air aux moyennes latitudes dans la couche limite atmosphérique via de petits tourbillons (L=20m, U=1m/s)
 - Pour la **diffusion moléculaire** : $D=2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ soit $Pe_M = 10^5$
---> Diffusion moléculaire négligeable par rapport à l'advection
 - Pour la **diffusion turbulente** : $D=K_z=20 \text{ m}^2/\text{s}$ soit $Pe_M = 1$
---> Rôle important de la diffusion turbulente

Turbulence dans l'atmosphère

- **Origine dynamique** : La turbulence dynamique dans la couche limite dynamique est lié à la stratification verticale du champ de vitesse horizontal (condition de vitesse relative au sol nulle en surface). On parle de cisaillement de vent.
- Le nombre Reynolds ($Re=UL/\nu$) rend compte de l'état turbulent de l'atmosphère dans ces conditions ($U=10\text{m/s}$, $L=1000\text{m}$, $\nu=10^{-5}\text{m}^2/\text{s}$) ---> **$Re=UL/\nu=10^9$** . L'atmosphère est turbulente !
- **Origine thermique** : Le chauffage par le bas via la couche de surface entraine un changement de densité de l'air (réduction), augmentant la flottabilité de l'air en surface (force d'Archimède). Une situation instable est créée et l'air chaud s'élève.
- Le nombre de Rayleigh ($Ra=(gL^3\beta\Delta T/(\nu\kappa))$) rend compte du niveau d'instabilité convective de l'atmosphère par rapport aux diffusions stabilisatrices visqueuses et thermiques. Pour $g=10\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$, $\Delta T=65^\circ\text{C}$, $L=10\text{km}$, $\kappa=2\times 10^{-5}\text{ m}^2/\text{s}$, $\nu=1.5\times 10^{-5}\text{ m}^2/\text{s}$, $\beta=3\times 10^{-3}\text{ K}^{-1}$. ---> **$Ra \sim 10^{21} \gg 2000$** , Ecoulement convectif
- Alors que dans l'atmosphère libre la turbulence (dynamique et thermique) peut exister occasionnellement, dans la C.L.A. la turbulence dynamique est quasiment toujours présente et la turbulence thermique dépend du gradient vertical de température.

Flux turbulent



- Repartons du flux convectif n_a : $\vec{n}_a = \rho_a \vec{v}$
- Sur la verticale : $n_{a,z} = \rho_a w$
- Effectuons une décomposition de Reynolds (signal = moyenne + fluctuation) : $w = \bar{w} + w'$ avec $\overline{w'} = 0$
- $\rho_a = \bar{\rho}_a + \rho'_a$ avec $\overline{\rho'_a} = 0$
- On obtient : $n_{a,z} = (\bar{\rho}_a + \rho'_a)(\bar{w} + w') = \bar{\rho}_a \bar{w} + \bar{\rho}_a w' + \rho'_a \bar{w} + \rho'_a w'$
- Soit en passant à la moyenne : $n_{a,z} = \overline{\bar{\rho}_a \bar{w}} + \overline{\bar{\rho}_a w'} + \overline{\rho'_a \bar{w}} + \overline{\rho'_a w'}$
- Cette décomposition fait apparaître le terme supplémentaire $\overline{\rho'_a w'}$ qu'il faut représenter pour fermer le système d'équation et pouvoir le résoudre.
- De nombreuses fermetures sous forme de paramétrisations de ces termes existent, comme par exemple la fermeture en K_z (coefficient de diffusion turbulente, en m^2/s) :

$$\overline{\rho'_a w'} = -K_z \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho}_a$$

Atm stable $K_z = 10^2 - 10^5 \text{ cm}^2/\text{s}$
 Atm instable $K_z = 10^5 - 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$

Synthèse des temps de transport caractéristiques dans l'atmosphère

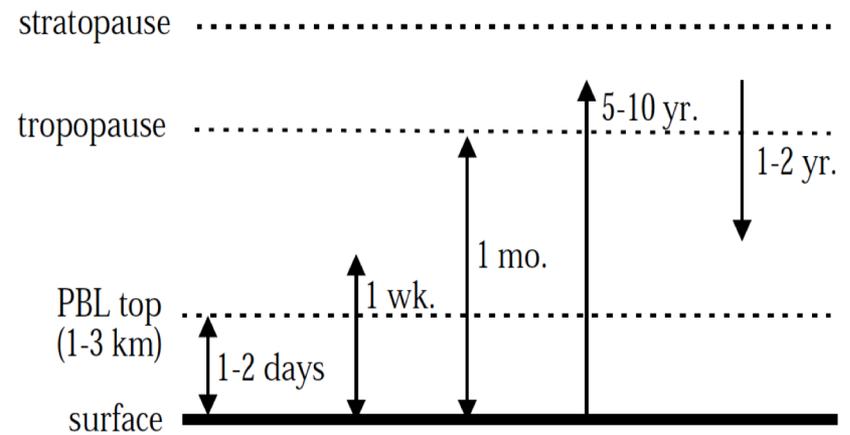
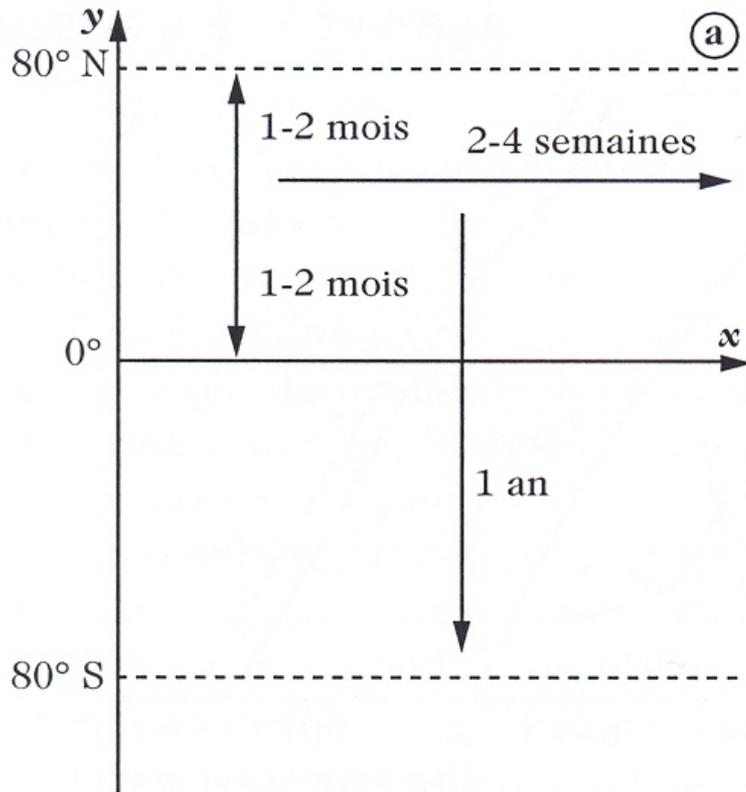


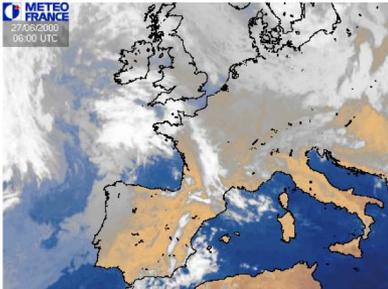
Figure 4-24 Characteristic time scales for vertical transport

Temps caractéristiques moyens de transport (a) horizontal et (b) vertical dans l'atmosphère.

Plan du cours



1. Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires



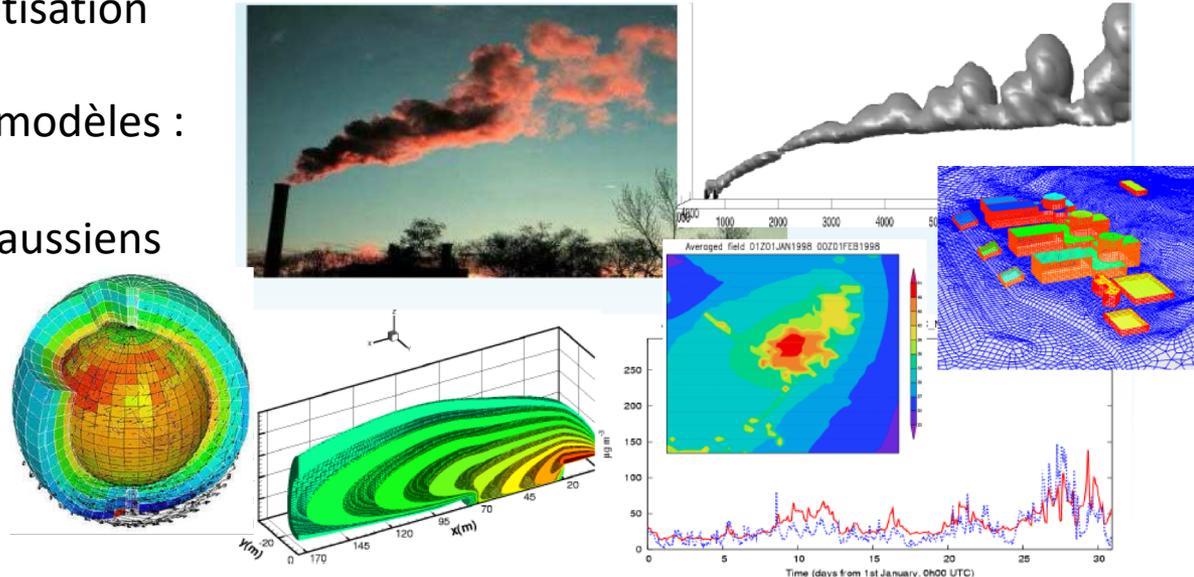
3. **Modélisation de la dispersion atmosphérique**
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants



6. Exemples

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

- On représente les différents processus de transport (et de chimie) dans l'atmosphère grâce à la modélisation numérique
- Un modèle de transport atmosphérique intègre :
 - des conditions aux limites (émissions, conditions au bord du domaine de calcul) et des conditions initiales en début de simulation
 - Un code physique de dispersion atmosphérique et de dépôt
 - Si l'espèce considérée est réactive, un code chimique prenant en compte les réactions photochimiques impliquant l'espèce étudiée
 - Un processus de discretisation
- Il existe différents types de modèles :
 - Modèle en boîtes
 - Modèle de panaches gaussiens
 - Modèles Lagrangiens
 - Modèles Eulériens
- Le modèle mis en oeuvre dépend du problème traité et des moyens disponibles



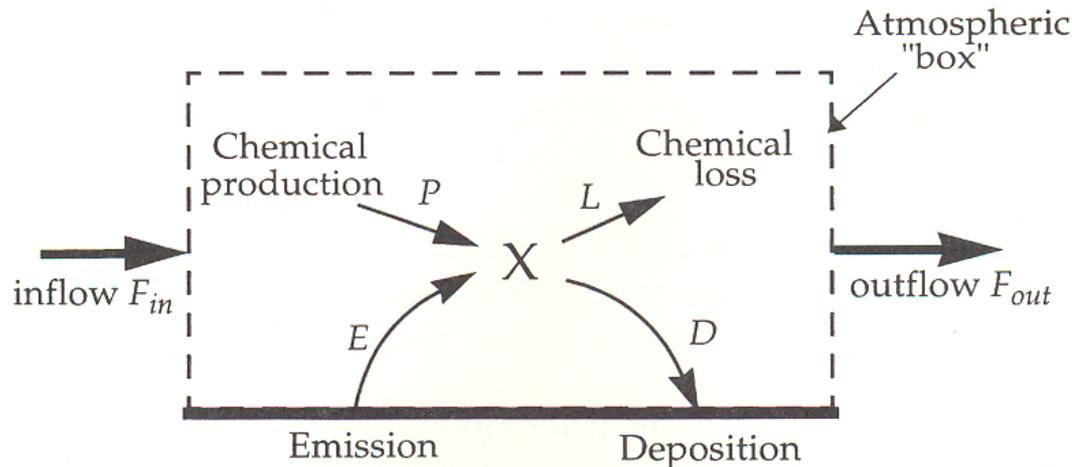
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles en boîtes

- La zone atmosphérique traitée est divisée en une ou plusieurs boîtes
- On effectue un bilan de masse de l'espèce étudiée dans et entre boîtes

$$\frac{dX}{dt} = E + P - L - D + F_{in} - F_{out}$$

- Le transport est représenté par les flux de masse F_{in} et F_{out} entrant et sortant de chaque boîte
- Avantages : facile à mettre en œuvre, permettent d'intégrer de nombreux processus, peu coûteux en calculs
- Inconvénients : Simplification forte de la réalité



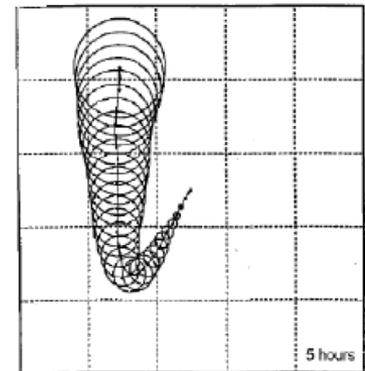
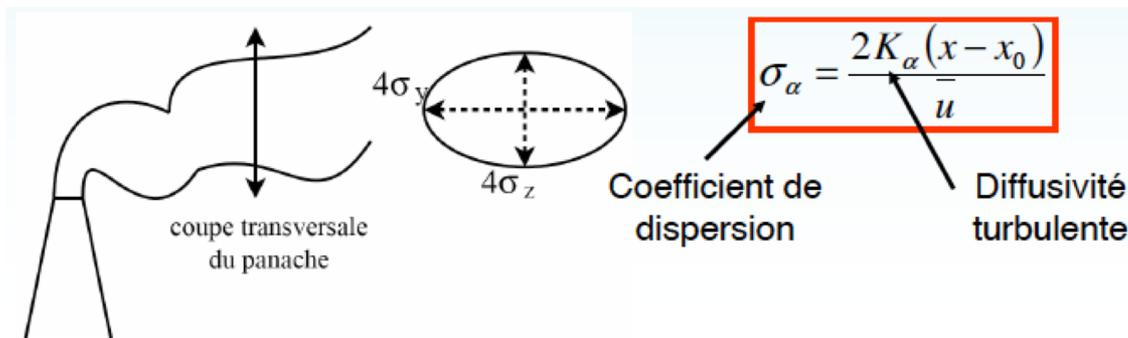
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles de panaches gaussien

- On modélise la dispersion d'une source ponctuelle constante, avec une turbulence homogène, stationnaire, dans un champ de vent uniforme selon :

$$c(x, y, z, t) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{(y-y_0)^2}{2\sigma_y^2}\right) \times \exp\left(-\frac{(z-z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad x > x_0 \quad \bar{u} > 0$$

- Détermination des diffusivités turbulentes à partir de classes de stabilité (ex : Briggs, Pasquill, ...)
- Une variante émet le traceur sous forme de bouffées (PUFF model)
- Avantages : Solutions analytiques, peu coûteux, littérature abondante
- Inconvénients : hypothèses trop simplificatrices (vent uniforme, pas d'obstacles, homogénéité)

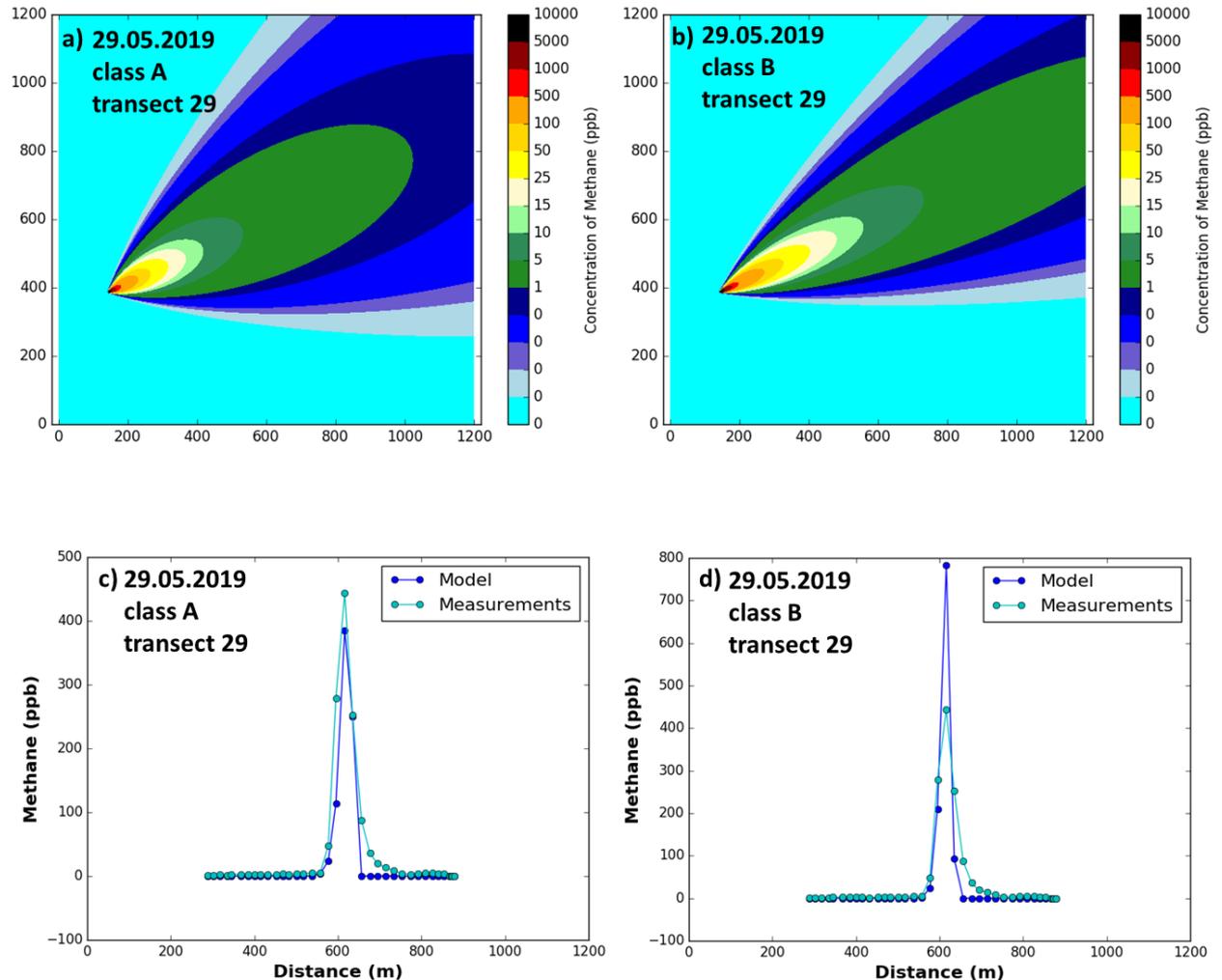


Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles de panaches gaussien

- Exemple de calcul :

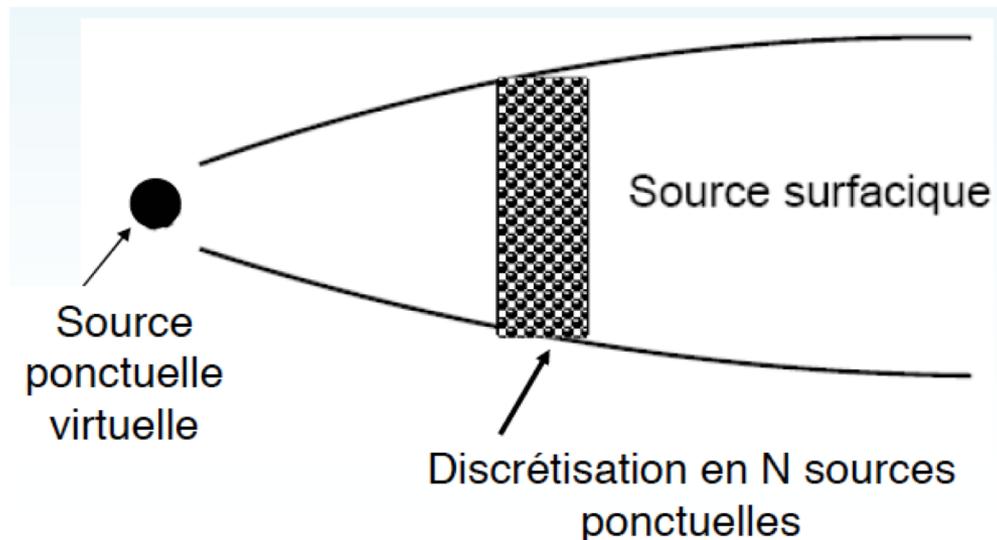
Gaussian model results for methane emissions from a gas compressor on 29.05.2019, Top: Spatial dispersion of CH₄ concentration, bottom: Comparison of model and observation. a) and c) stability class A b and d) stability class B



Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles de panaches gaussien

- La concentration combinée de plusieurs sources est la somme des solutions c'est le principe de superposition
- On procède de manière similaire pour les réflexions sur la couche d'inversion qui se comporte comme un « plafond »
- Sources surfaciques : principe d'une source ponctuelle en amont de la source surfacique



Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles de panaches gaussien

- Importance de la stabilité atmosphérique pour déterminer les diffusivités turbulentes. On utilise des tables qui répartissent les zones de stabilité en classes.

- Classes de Pasquill : méthode indirecte à partir des valeurs de vitesse du vent, du rayonnement solaire et de la nébulosité

Vitesse du vent à 10 m [m/s]	JOUR			NUIT	
	Rayonnement solaire incident			Nébulosité	
	Fort	Modéré	Faible	4/8 – 7/8	<3/8
< 2	A	A-B	B	F	F
2 - 3	A-B	B	C	E	F
3 - 5	B	B-C	C	D	E
5 - 6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

Classes de stabilité de Pasquill

A : très instable B : instable C : peu instable D : neutre E : stable F : très stable

Synthèse de BRIGGS :

Classe de Pasquill	σ_y (m)	σ_z (m)
A	$0.22x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.20x$
B	$0.16x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.12x$
C	$0.11x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.08x(1 + 0.0002x)^{-1/2}$
D	$0.08x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.06x(1 + 0.0015x)^{-1/2}$
E	$0.06x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.03x(1 + 0.0003x)^{-1}$
F	$0.04x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.016x(1 + 0.0001x)^{-1}$

Coefficients de dispersion de Briggs pour le milieu rural

Classe de Pasquill	σ_y (m)	σ_z (m)
A-B	$0.32x(1 + 0.0004x)^{-1/2}$	$0.24x(1 + 0.001x)^{1/2}$
C	$0.22x(1 + 0.0004x)^{-1/2}$	$0.20x$
D	$0.16x(1 + 0.0004x)^{-1/2}$	$0.14x(1 + 0.0003x)^{-1/2}$
E-F	$0.11x(1 + 0.0004x)^{-1/2}$	$0.08x(1 + 0.0015x)^{-1/2}$

Coefficients de dispersion de Briaas pour le milieu urbain

A : très instable
B : instable
C : peu instable
D : neutre
E : stable
F : très stable

- Classes de Turner : méthode indirecte à partir des valeurs de vitesse du vent, de l'index de radiation net NRI, variable avec l'altitude, l'azimuth et le taux d'ensoleillement (tabulation)

Vitesse du vent au sol (m/s)	NRI						
	4	3	2	1	0	-1	-2
0-1	1	1	2	3	4	6	7
2-3	1	2	2	3	4	6	7
4-5	1	2	3	4	4	5	5
6	2	2	3	4	4	5	6
7	2	2	3	4	4	4	5
8-9	2	3	3	4	4	4	5
10	3	3	4	4	4	4	5
11	3	3	4	4	4	4	4
>= 12	3	4	4	4	4	4	4

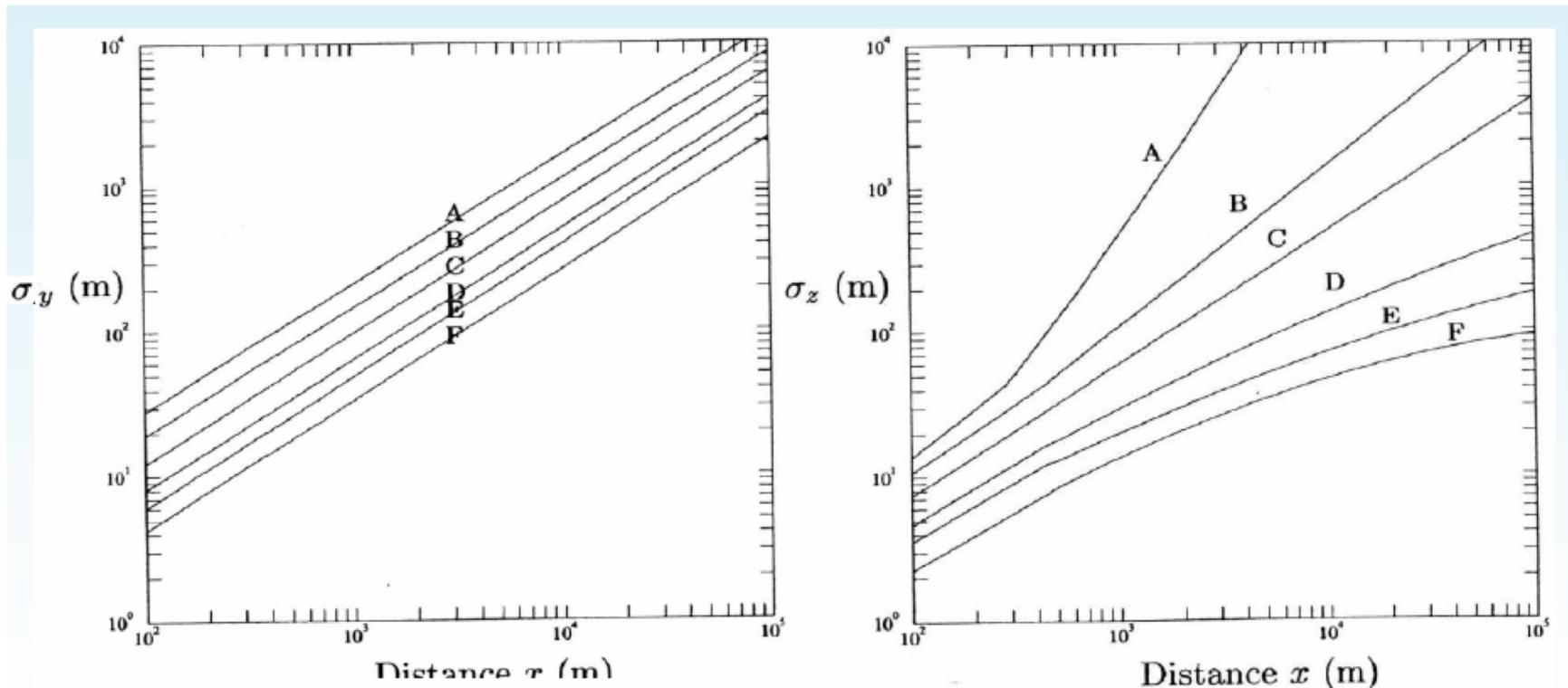
Classes de stabilité de Turner

1 : très instable 2 : instable 3 : peu instable 4 : neutre 5 : peu stable 6 : stable 7 : très stable

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles de panaches gaussien

- Exemple de coefficient pour BRIGGS :



Abaques des coefficients de dispersion de Briggs en milieu urbain

A : très instable B : instable C : peu instable D : neutre E : stable F : très stable

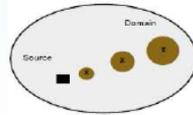
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles à bouffées

- Une bouffée ponctuelle est émise dans N_{puff} intervalles de temps successifs de durée Δt_{puff} et contient $M = \Delta t_{\text{puff}} \times Q$.
- Chaque bouffée évolue de manière indépendante selon un modèle gaussien
- La concentration en un point est calculée en sommant sur l'ensemble des bouffées i

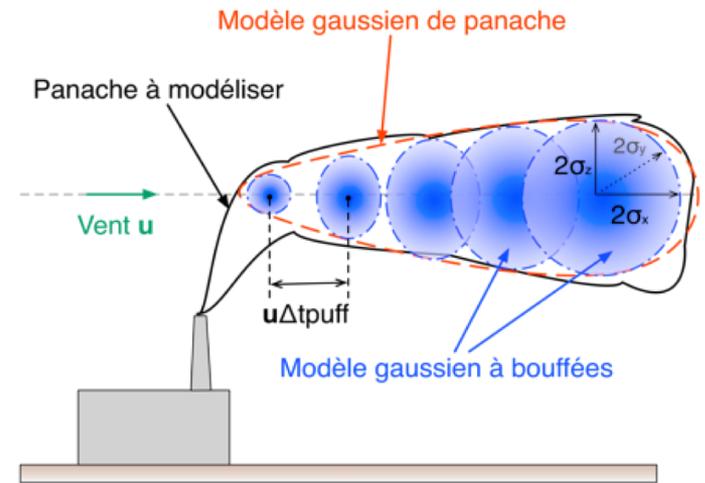
$$c(x, y, z, t) = \sum_{i=1}^{N_{\text{puff}}} \frac{Q \times \Delta t_{\text{puff}}}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x^i \sigma_y^i \sigma_z^i} \exp\left(-\frac{(x - x_c^i)^2}{2\sigma_x^{i2}}\right) \exp\left(-\frac{(y - y_c^i)^2}{2\sigma_y^{i2}}\right) \exp\left(-\frac{(z - z_c^i)^2}{2\sigma_z^{i2}}\right)$$

- $\sigma_a^{i2} = 2K_a(t - t_0)$ dépendent de l'age de la bouffée
- x_c^i, y_c^i, z_c^i coordonnées du centre de la bouffée i émise au temps $t_i = i\Delta t_{\text{puff}}$
- Si \bar{u} stationnaire $x_c^i(t) = x_0 + \bar{u}(t - t_i); y_c^i = y_0; z_c^i = z_0$



- Un modèle à bouffées (Gaussian puff model) permet de représenter la variation des émissions et des champs météorologiques au cours du temps

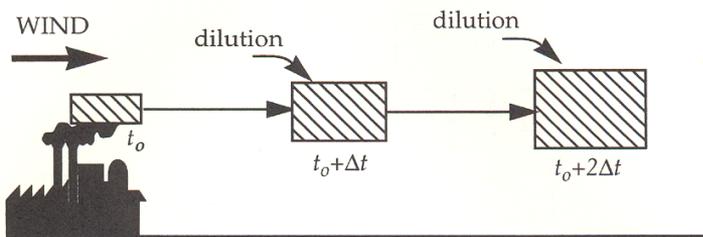
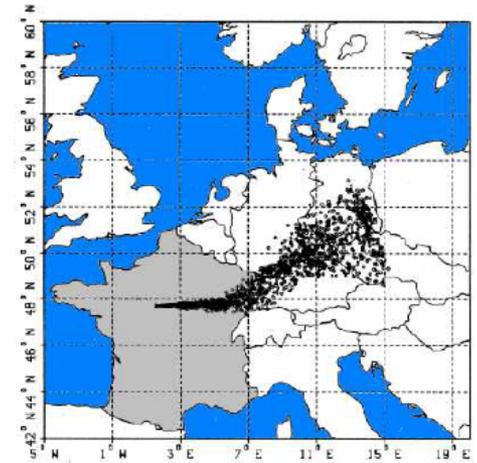
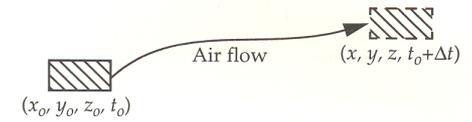
54



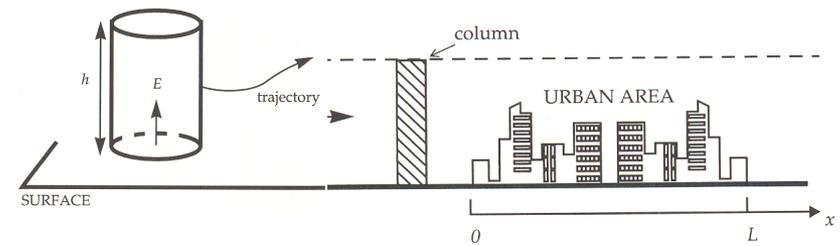
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Lagrangiens

- On suit une particule fluide dans son mouvement et on reconstitue sa trajectoire dans l'atmosphère en tenant compte des différents processus (advection, convection, turbulence)
- On utilise des champs de vent horizontaux. Les mouvements verticaux sont traités de façon statistique (stochastique)
- Avantages : Adapté pour des sources ponctuelles, prise en compte des vents 3D, du terrain, faible diffusion numérique
- Inconvénients : Complexité mathématique, couteux en calcul, couplage avec la chimie pas facile.



Modèle boîte



Modèle colonne

Modèles Lagrangiens

• Equation du mouvement d'une particule solide

$$\frac{d\vec{v}_p}{dt} = \frac{\vec{u}(\vec{x}_p(t), t) - \vec{v}_p(t)}{\tau_p} f(\text{Re}_p) + \vec{g}$$

Vecteur vitesse de la particule → $\frac{d\vec{v}_p}{dt}$

Vitesse instantanée du fluide localement non perturbé par la particule et vue par la particule le long de sa trajectoire → $\vec{u}(\vec{x}_p(t), t)$

τ_p → Temps de relaxation de la particule (force de traînée)

Gravité → \vec{g}

$u_i = \bar{U}_i + u'_i$ → Les fluctuations u' de la vitesse du fluide doivent être générées par un processus stochastique (selon un processus euléro-lagrangien)

• La position de la particule n'est fonction que de t dont la valeur est reliée à sa vitesse par $\frac{dx_p}{dt} = \vec{v}_p$

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Lagrangiens

- La fluctuation u' du fluide au pas de temps $(t+\Delta T)$ est calculée par :
 - 1) un terme qui exprime la **mémoire ou persistance** du mouvement, fonction de u' à l'instant t
 - 2) un terme **d'accélération aléatoire** pour rendre compte de la fluctuation turbulente

- En turbulence homogène :

$$u_i^{n+1} = \underbrace{u_i^n R_L(\Delta t)}_{\text{mémoire}} + \underbrace{\sigma_{u_i} \sqrt{(1 - R_L^2(\Delta t))}}_{\text{Ecart-type des fluctuations de vitesse}} \underbrace{\xi^n}_{\text{partie aléatoire}}$$

Fonction d'autocorrélation Lagrangienne fct de l'échelle de temps intégrale Lagrangienne T_L (mesure de temps de la persistance des structures tourbillonnaires)

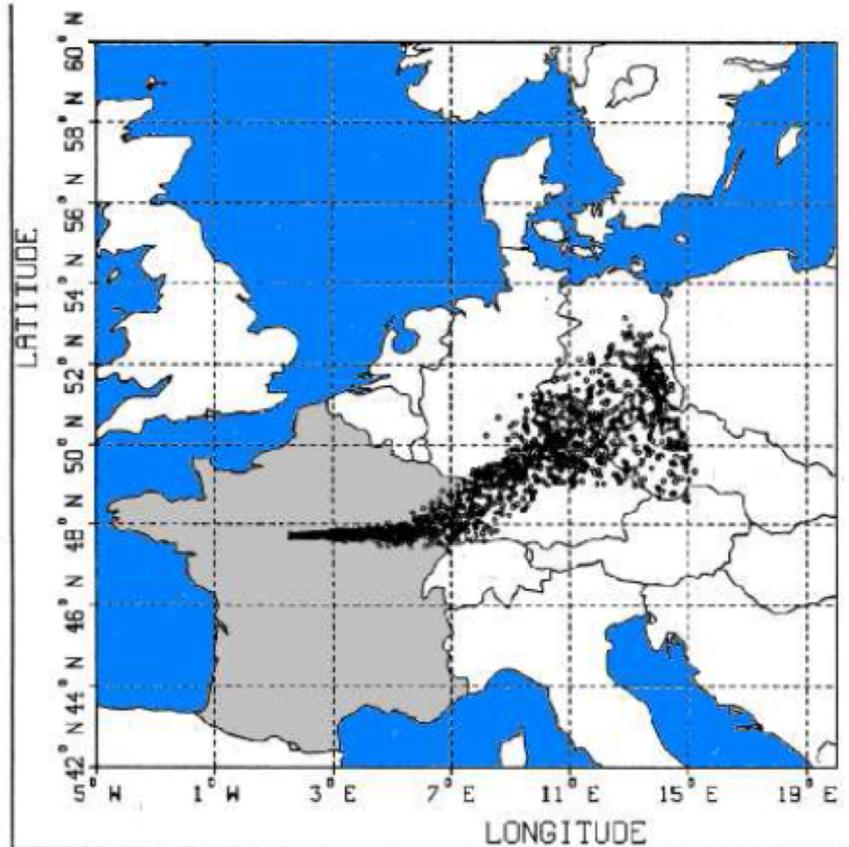
Nombre aléatoire de moyenne nulle et d'écart-type égal à 1

- Un traitement statistique d'un grand nombre de trajectoires permet d'obtenir la concentration moyenne, etc.

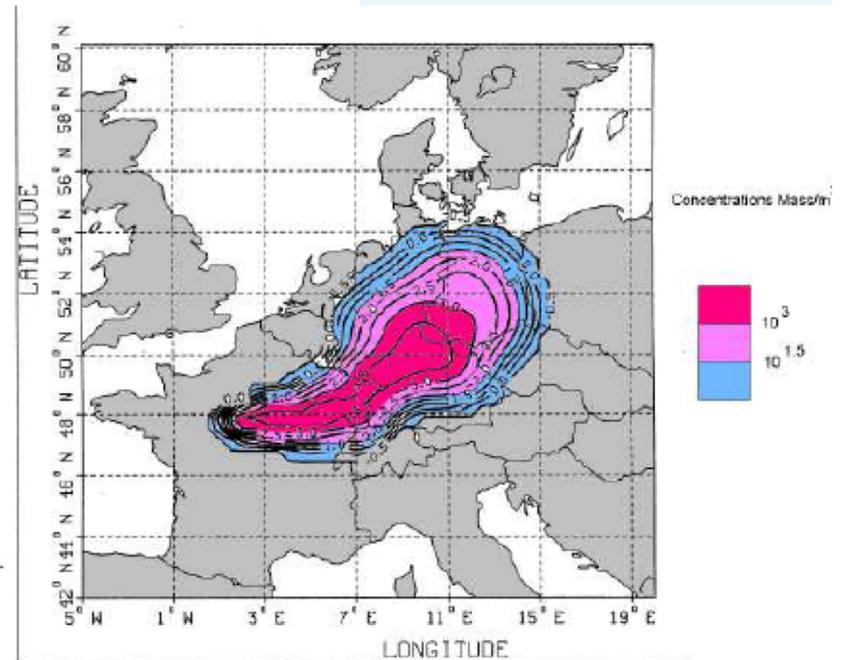
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Lagrangiens

- Exemple de simulation :



Cloud of Particles after 24 hours
Release: 1 part/minute



Source : CEREА

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Eulériens

- On résout l'équation d'advection-diffusion discrétisée sur une grille tridimensionnelle pour un domaine atmosphérique donné (local, régional ou global) :

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{c}}{\partial t}}_1 + \underbrace{\bar{u}_j \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j}}_2 - \underbrace{v_s \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j} \delta_{j3}}_3 = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[k_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j} - \underbrace{\overline{c'u'_j}}_4 \right] + \underbrace{\bar{S} - \bar{D} + \bar{R}}_5$$

Source : CEREIA

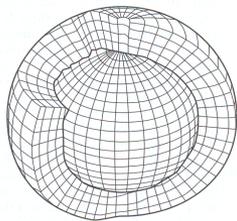
1- Variation temporelle

2- Transport par convection : c est transportée par le fluide en mvt à la même vitesse

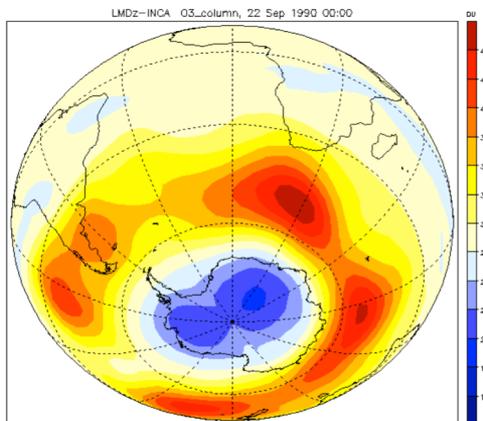
3- Vitesse de sédimentation : glissement des particules pesantes / particules fluides

4- Transport par diffusion moléculaire et diffusion turbulente

5- Sources + pertes par dépôt sec et humide + formations / pertes chimiques

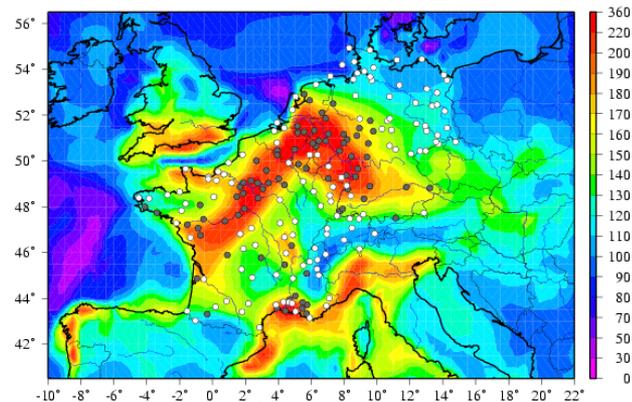


Ozone stratosphérique

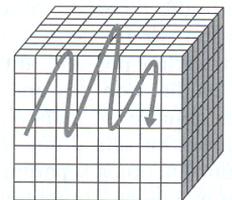


Modèle global LMDZ-INCA

Surface Ozone 08/08/2003 14hUT



Modèle régional CHIMERE

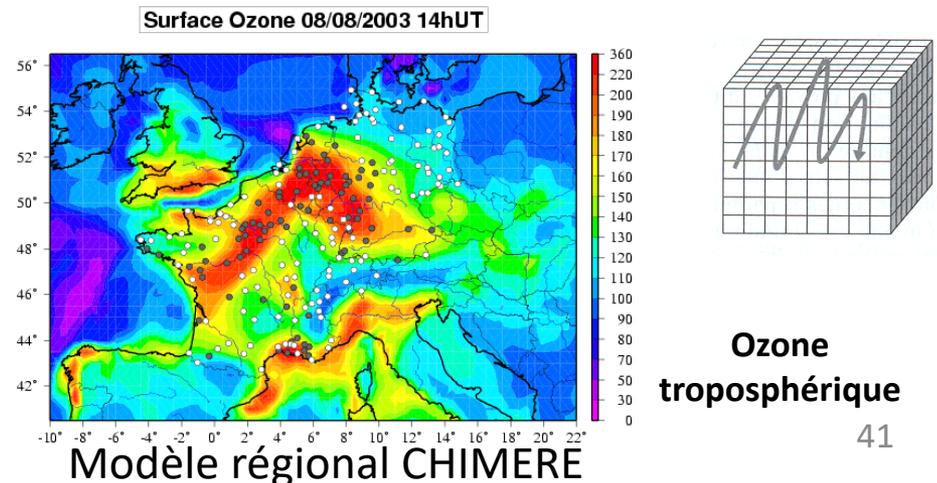
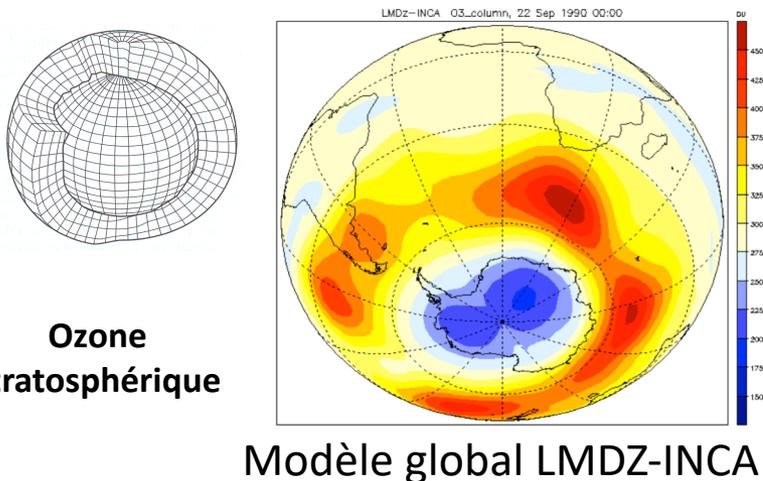


Ozone troposphérique

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Eulériens

- On résout l'équation d'advection-diffusion discrétisée sur une grille tridimensionnelle pour un domaine atmosphérique donné (local, régional ou global) :
- Avantages : prise en compte des différents processus physiques et chimiques, résolution des équations de la physique de fluides, adapté pour les émissions surfaciques
- Inconvénients : complexité numérique, temps de calcul, performance très dépendante de la résolution de la grille et des algorithmes développés



Modèles Eulériens

- **Flux turbulent de masse**

Analogie entre les transferts de types diffusifs par agitation turbulentes et par agitations moléculaires

$$\overline{c'u'_j} = -k_{c_t} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j}$$

$$k_{c_t} = \frac{v_t}{\sigma_c} \text{ diffusivité turbulente de la grandeur } c \text{ [m}^2 \cdot \text{s}^{-1}\text{]}$$

σ_c : nombre de Prandtl – Schmidt

$$\mathbf{K} = \begin{pmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{pmatrix}$$

- **Diffusivité turbulente ou coefficient d'échange turbulent**

- K est un tenseur diagonal où seul K_{zz} est modélisé à partir de considérations physique et $K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$ au mieux

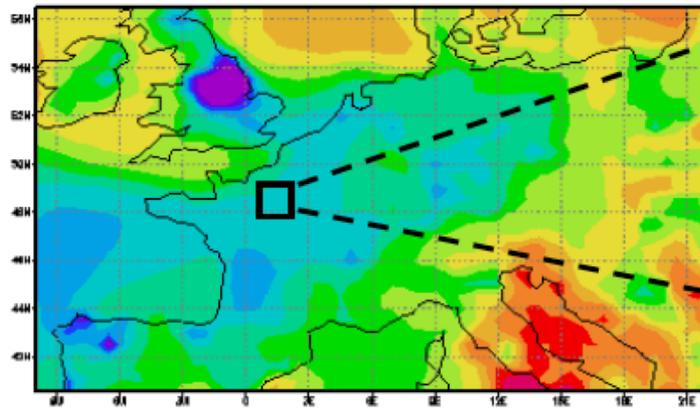
- Modèles de turbulence isotrope (l_m , k-l...) : K est un scalaire et le nombre de Schmidt est souvent pris à 1 (diffusion turbulente de la quantité de mvt == diffusion turbulente de la masse) $K = k_{c_t} = \frac{v_t}{\sigma_c}$

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

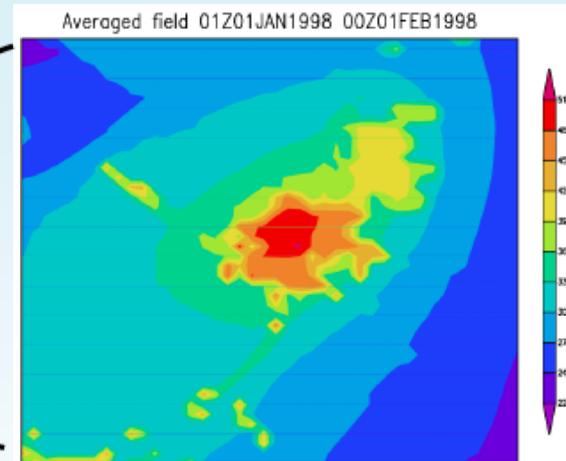
Modèles Eulériens - Exemple :

[Foudhil, 2004]

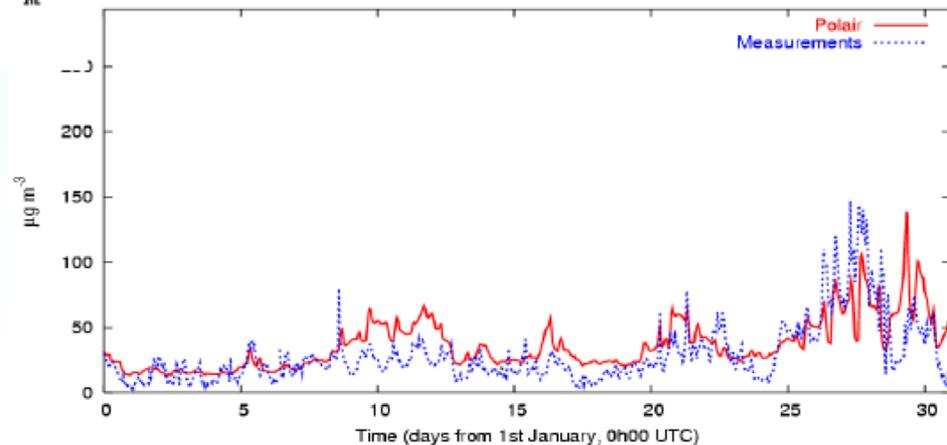
- Concentrations en PM10 [$\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$] sur Lille dans le cadre d'un plan de déplacement urbain



Plateforme Polyphemus, Cerea Edf r&d



/libre/foudhil/Lille_98/Post_Polair/OUT_RES_JANV98_BC_NO2/PM10.bin -- Marq-en-Baroeul

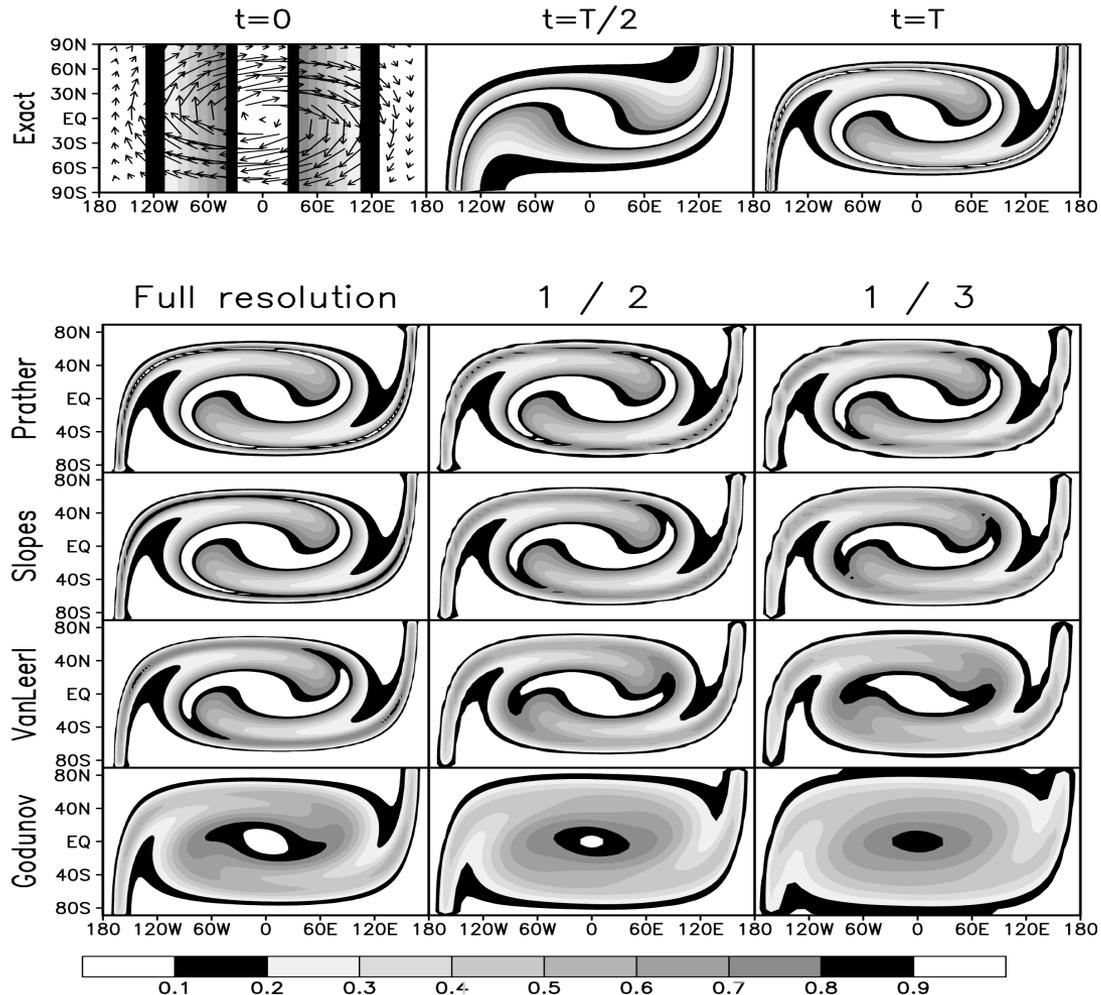


Source : CEREА

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Eulériens

- Effet de la diffusion numérique : Advection d'un gradient de concentration dans un tourbillon

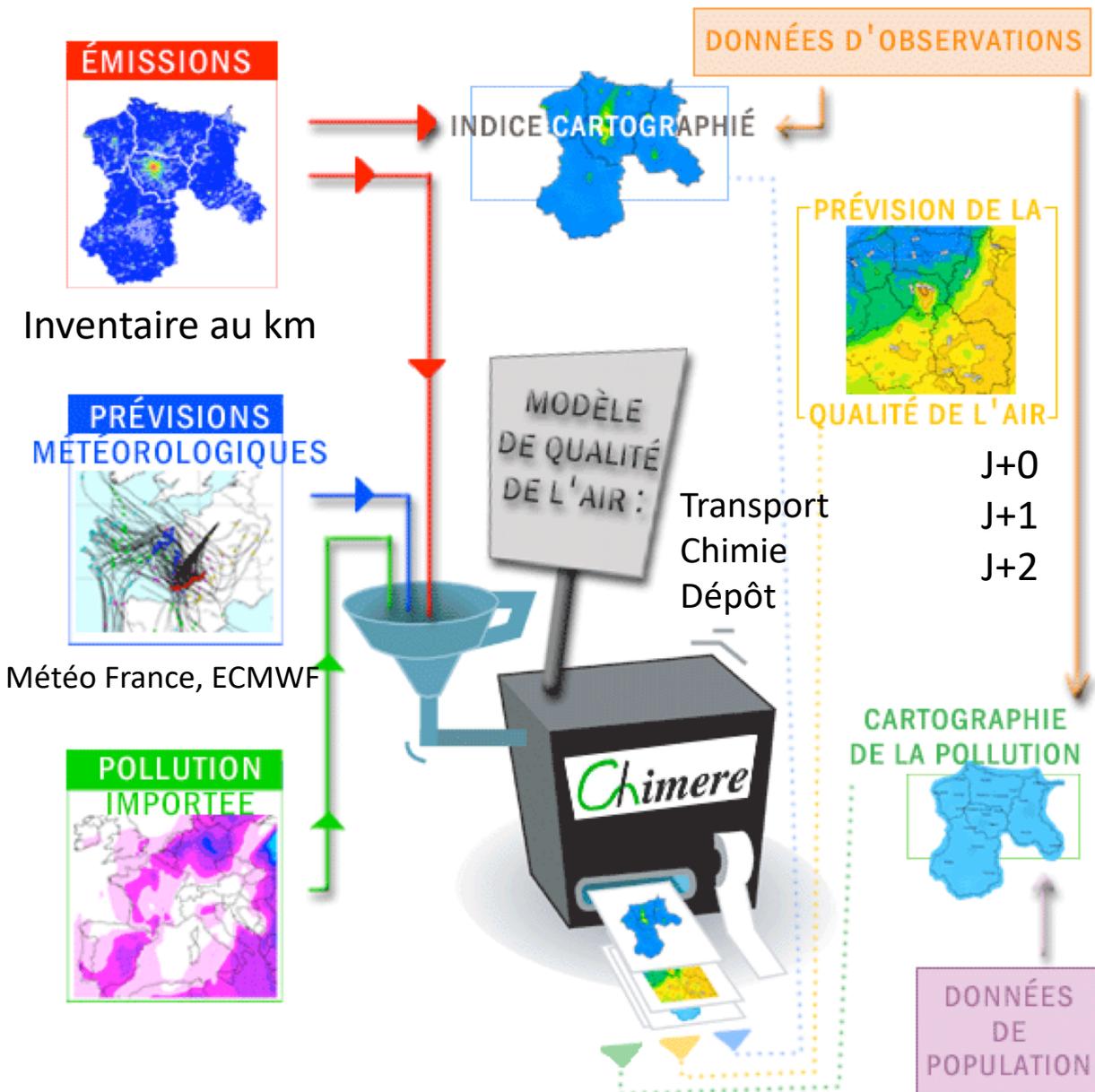


Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Modèles Eulériens :

Chaîne de modélisation et de prévision de la pollution Atmosphérique

Exemple pour l'Île de France et le nord de la France : projet ESMERALDA



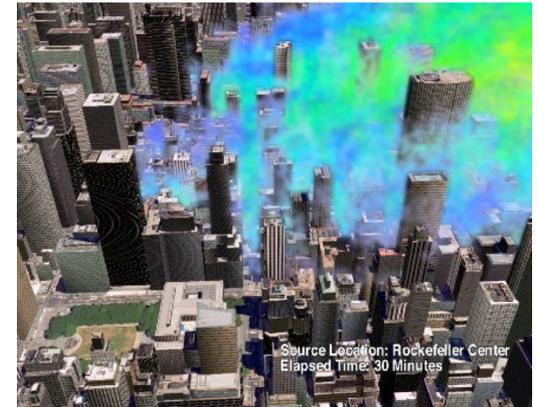
Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Autres modèles :

Modèle d'échelle fine : Large Eddy Simulations (LES)

Modèle pour étudier la turbulence utilisé en CFD (computational fluid dynamics) : résout la « grande » échelle d'écoulements complexes et d'extension locale en filtrant la « petite » échelle (exemple sur la dispersion d'un polluant en milieu urbain)

Résolution : $\sim 100\text{m}$

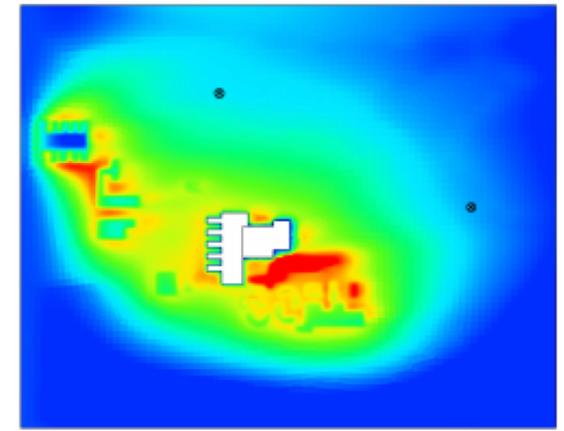


Source : <http://www.theworldisyourocean.net/nyc-buildings.html>

Code de CFD pour des sites urbains ou industriels

Modèle où on étudie la dispersion d'un polluant dans un environnement localisé et complexes (bâtiments, topographie, ...)

Échelle $\sim 1\text{km}$



Code Mercure-Saturne (CEREA -EdF r&d)

Modélisation du transport atmosphérique d'espèces traces

Quel modèle pour quoi faire ?

Type de modèle	Domaine de calcul	Application
CFD réactive (on-line)		
DNS	échelle très locale ~ 1 km	Recherche (turbulence)
LES	échelle très locale ~ 1 km	Recherche (turbulence)
RANS	échelle locale ~ 10 km	Environnement complexe (bâti...)
Modèles off-line		
Modèles gaussiens	échelle locale ~ 10 km	Risque industriel (impact local)
Modèles lagrangiens	échelle locale ~ 10 km échelle régionale ~ 100 km et échelle continentale ~ 1000 km	Risque industriel (radionucléides), biologique
Modèles de chimie-transport	échelle régionale ~ 100 km et échelle continentale ~ 1000 km	Prévision et impact (photochimie)
Modèles globaux	échelle globale $\sim 10\,000$ km	Transport intercontinental
Modèles on-line		
CTM couplé	échelle continentale	Recherche (photochimie)
GCM	échelle globale	Impact climatique

Vidéos d'exemples de dispersion de polluants

- Accident de Fukushima



- Concentrations de CO2



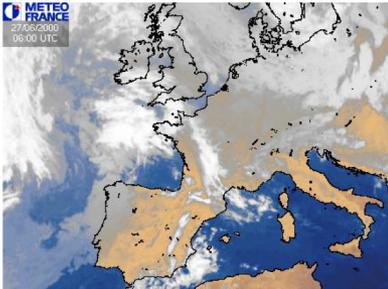
- Polluants en milieu urbain



Plan du cours



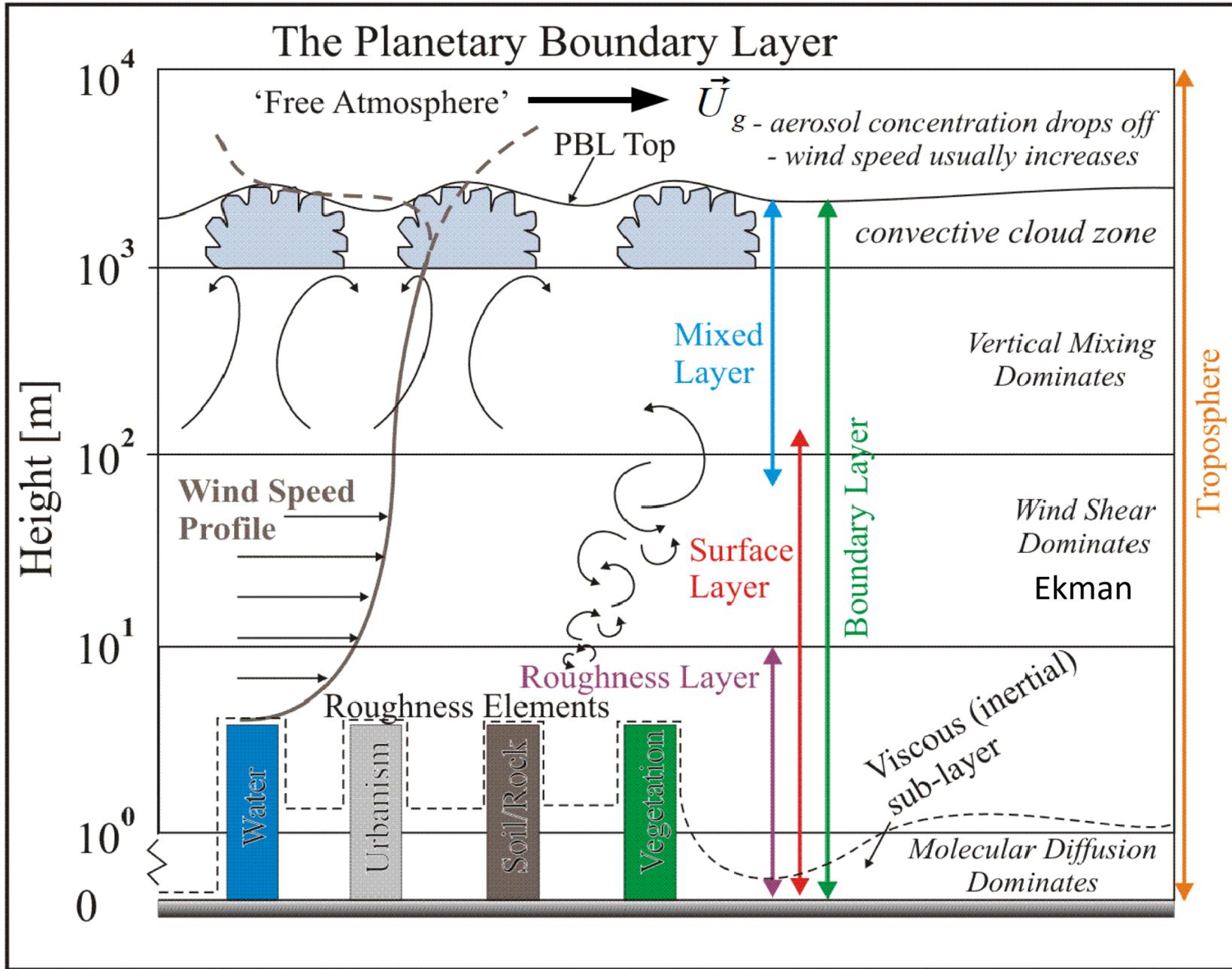
1. Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires
3. Modélisation de la dispersion atmosphérique
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants
6. Exemples



Généralités sur la couche limite atmosphérique

- La couche limite atmosphérique est la zone d'atmosphère qui est directement soumise aux effets thermique ou dynamique (plusieurs définitions possibles) de la surface de la Terre (continents ou océans)
- Le temps de réponse à un forçage (transfert de chaleur, de polluants, évaporation, effet de friction) y est de l'ordre de l'heure. Il est beaucoup plus élevé au dessus de la C.L.A. dans l'atmosphère libre (AL).
- La hauteur de la couche limite est de l'ordre de 1-2 km mais peut descendre à qq centaines de mètres (hiver, nuit) ou monter jusqu'à 4-5 km (été).
- La C.L.A. revêt une importance particulière car c'est la partie de l'atmosphère où les polluants sont émis et pour partie transformés.
- La C.L.A. peut être divisée en différentes couches dont on va voir les principales caractéristiques : zone diffusive de surface, couche de surface, couche de mélange, zone d'entraînement.

LES DIFFERENTES SOUS-COUCHE DE LA COUCHE LIMITE



Rappel cours PEPs1 : température potentielle

Conservation de l'énergie : focus sur la transformation adiabatique

Le transport adiabatique d'une parcelle d'air sans changement de phase de l'eau implique :

$$\frac{T}{P^{R/c_p}} = cte$$

La température potentielle est la température que prendrait une particule atmosphérique si elle était ramenée adiabatiquement à 1000 hPa :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

Où $P_0 = 1000 \text{ hPa}$

Cette grandeur est conservée lors d'un déplacement adiabatique;

Elle permet de comparer deux masses d'air situées à deux altitudes différentes.

En différentiant l'expression de la température potentielle, on obtient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{c_p}} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{a.s} \right) = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{a.s} \right)$$

$$\Gamma_{a.s} = -10^\circ / km$$

Gradient adiabatique sec

Rappel cours PEPs1 : Stabilité / instabilité

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$$

La particule est ramenée dans sa position d'origine. Une oscillation se met en place à la fréquence N ($N^2 > 0$). Des phénomènes ondulatoires peuvent se développer.

---> L'atmosphère est STABLE

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

La stratification de l'atmosphère est adiabatique. La parcelle déplacée demeure à sa nouvelle position.

--> L'atmosphère est NEUTRE

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$

La particule est entraînée vers le haut. Une instabilité se développe et la parcelle poursuit son mouvement. L'oscillation se dissipe (racine imaginaire pure de $N^2 < 0$), comme c'est le cas dans un fluide dont la stratification n'est pas stable et où se produit de la convection et de la turbulence

--> L'atmosphère est INSTABLE

Turbulence : Energie cinétique turbulente

- De la même manière qu'on a défini un flux turbulent de matière, on peut faire apparaître dans l'équation de conservation de la quantité de mouvement (Navier Stokes) des flux turbulents de vitesse et d'entropie (ou température potentielle) qu'on peut écrire en fonction des gradients moyens (décomposition de Reynolds) :

$$\overline{w'u'} = -K_u \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad \overline{w'v'} = -K_v \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad \overline{w's'} = -K_s \frac{\partial \bar{s}}{\partial z}$$

- Les coefficients K_x sont homogène à une viscosité (L^2T^{-1}) et on peut les écrire en fonction d'une longueur caractéristique et de l'énergie cinétique turbulente :

$$K_u \simeq K_v \simeq K_s \simeq K \simeq l_t \bar{e}_t^{\frac{1}{2}} \quad \text{avec :} \quad \bar{e}_t = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$$

- On montre que l'équation de e_t est :

$$\frac{\partial \bar{e}_t}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'e'_t}}{\partial z} - \frac{1}{\rho_r} \frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} - \nu \frac{\partial \bar{e}_t}{\partial z} - \left(\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) + \gamma \overline{w's'} - 2\nu \overline{\frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j}}$$

Transport vertical de e_t par les tourbillons

Transport vertical de e_t par les fluctuations de pression

Diffusion Visqueuse de e_t

Production de e_t par cisaillement de vent

Production de e_t par les forces de flottaison

Dissipation par viscosité

$$s = C_p \log(\theta) = \text{entropie}$$

Turbulence : Energie cinétique turbulente

- On peut ainsi identifier les régimes de turbulence (dynamique ou thermique) en formant le rapport des termes de production de e_t , appelé nombre de Richardson en flux :

$$R_f = \frac{\overline{\gamma w' s'}}{\overline{u' w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + v' w' \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}}} = \frac{K_s \gamma \frac{\partial \bar{s}}{\partial z}}{K_u \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}^2 + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}^2 \right)} \simeq Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2}$$

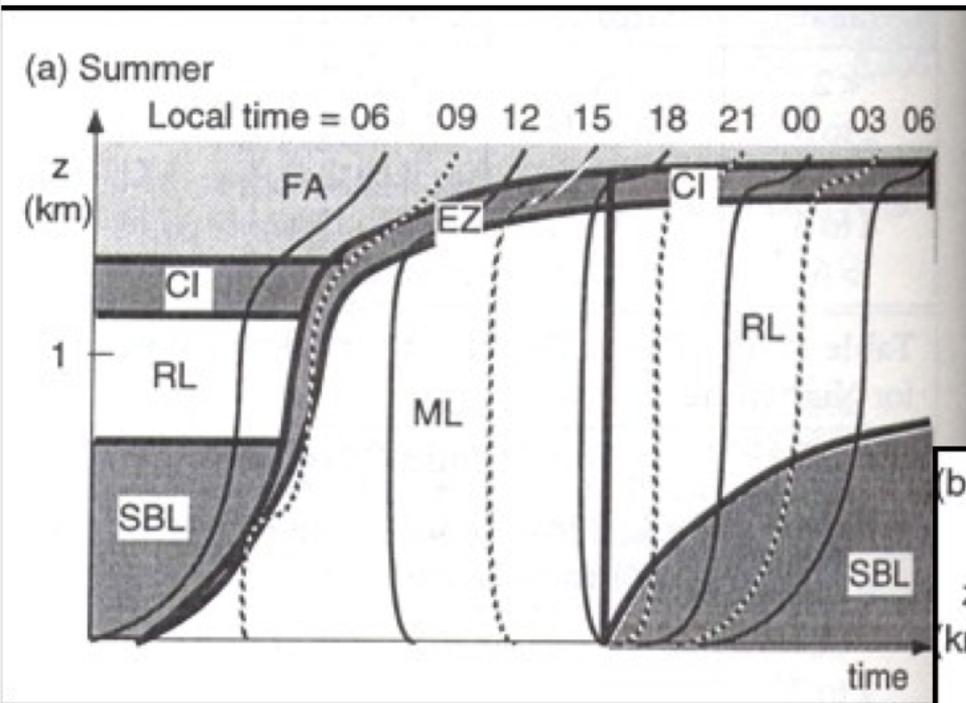
- $R_f < 0$ ($d\theta/dz < 0$) : Régime stratifié instable. Turbulence générée par les forces d'Archimède principalement avec souvent de fortes valeurs de l'énergie cinétique turbulente (ex : jour d'été au dessus d'un continent). Convection libre.
- $R_f > 0$ ($d\theta/dz > 0$) : Régime stratifié stable. Les forces d'Archimède tendent à détruire e_t par conversion en énergie potentielle. Régime associé à de faibles valeurs de e_t (ex : la nuit près de la surface, couche d'inversion). Dans ces conditions, la destruction de e_t dépasse la production par les gradients de vitesse et il existe un nombre Richardson critique R_{ic} (~ 0.25) pour lequel $e_t \sim 0$ et la turbulence s'arrête. On utilise ce seuil pour déterminer la hauteur de couche limite.
- $R_f \sim 0$: Régime neutre, non stratifié en densité. La turbulence est généralement faible et essentiellement due au cisaillement de vent. Convection forcée.

Couche limite convective

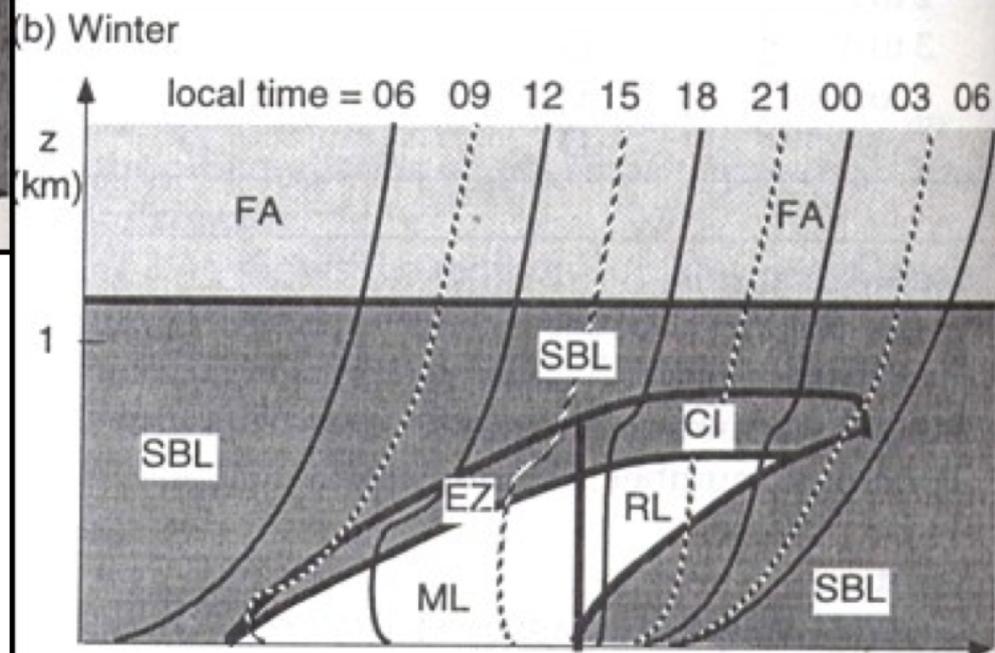
- En conditions statique instables ($d\theta/dz < 0$), les parcelles d'air chauffées et plus légères sont destabilisées et tendent à s'élever dans l'atmosphère sous l'effet du gain de flottabilité amené par le chauffage de la surface.
- Dans ces conditions l'énergie cinétique turbulente peut atteindre de très fortes valeurs. La turbulence se développe et mélange efficacement les grandeurs moyennes de la colonne d'air (température, humidité, vitesse) qui s'homogénéise dans une couche appelée couche de mélange ou couche convective
- La couche de mélange se termine par une couche stable sans turbulence, avec entre les deux une zone d'entraînement turbulent dans la quelle des parcelles peuvent dépasser leur altitude maximum théorique (overshoot lié à leur flottabilité).
- La hauteur de la couche limite est généralement prise en haut de la couche de mélange et estimée par une valeur du nombre de Richardson en flux autour de 0.25.
- Dans une couche convective, les flux turbulents varient quasi linéairement avec l'altitude. Par ailleurs, la turbulence s'organise souvent en structures cohérentes spatialement qu'on peut visualiser grâce aux nuages.

Evolution de la couche limite atmosphérique

Impact des saisons & cycle diurne



FA : Free Atmosphere
RL : Residual Layer
SBL : Stable
ML : Mixed (mélangée)
CI : Capped Inversion



Couche limite atmosphérique, effets locaux



**Situation matinale
Hiver**



A midi - Hiver

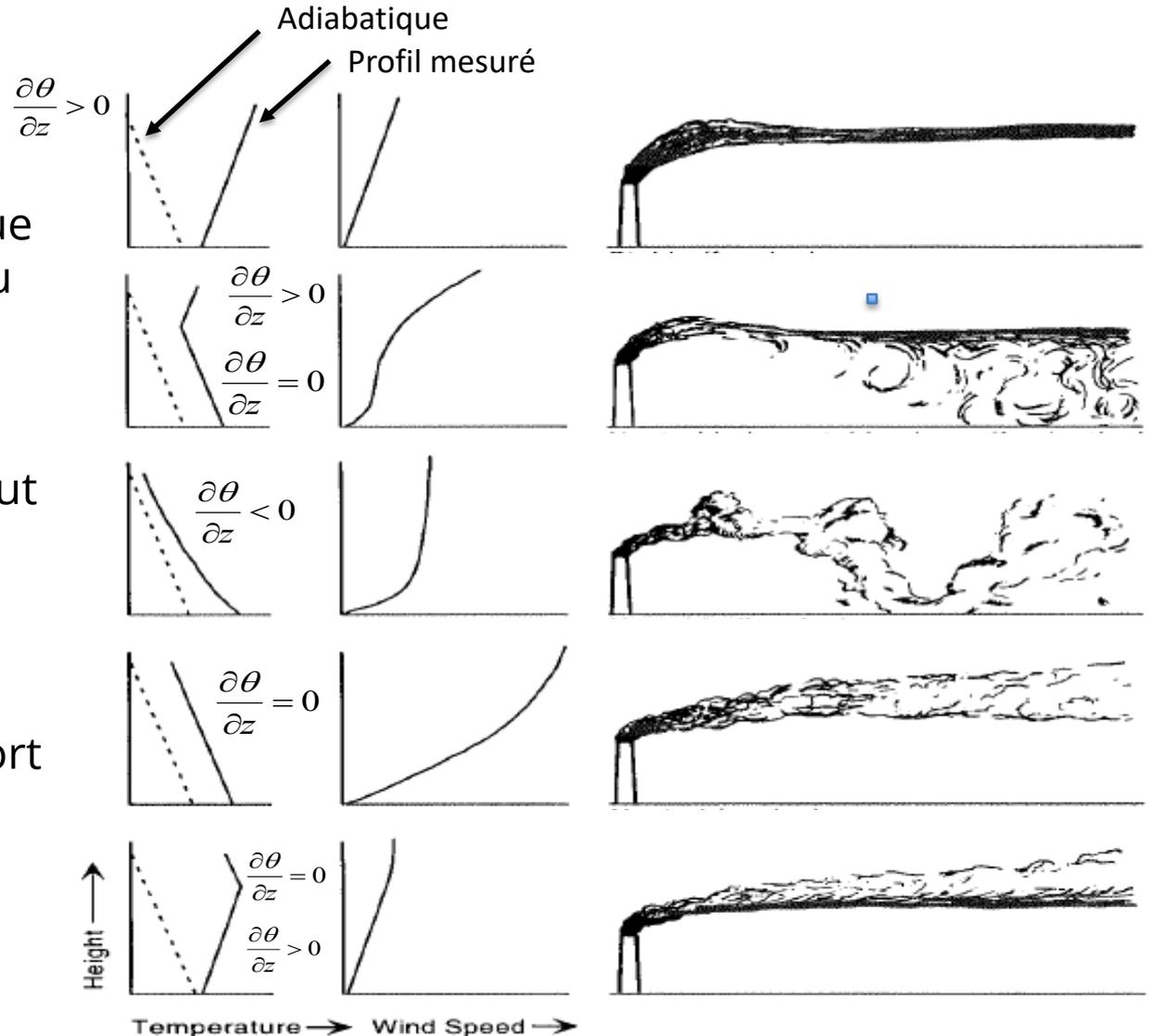


Après la nuit - Hiver

Couche limite atmosphérique, effets locaux

La stabilité atmosphérique influence la dispersion du panache

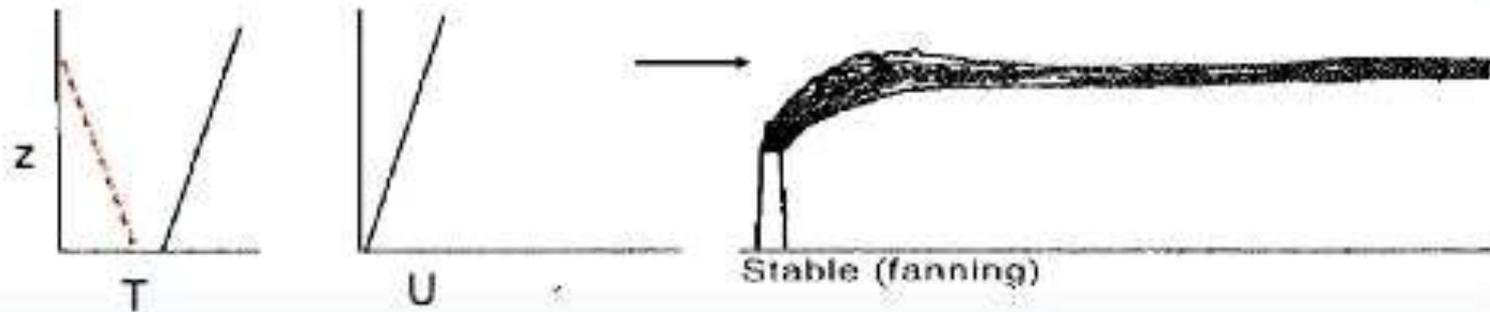
la dispersion verticale peut être caractérisée qualitativement selon la position des profils de température verticaux (lignes pleines) par rapport à l'adiabatique (tiretés)



Couche limite atmosphérique, effets locaux

Conditions de **forte stabilité** (vent modéré)

$$Ri > 0 \quad \frac{\partial T}{\partial z} > -1^\circ\text{C}/100\text{m} = -\Gamma_{ad}$$

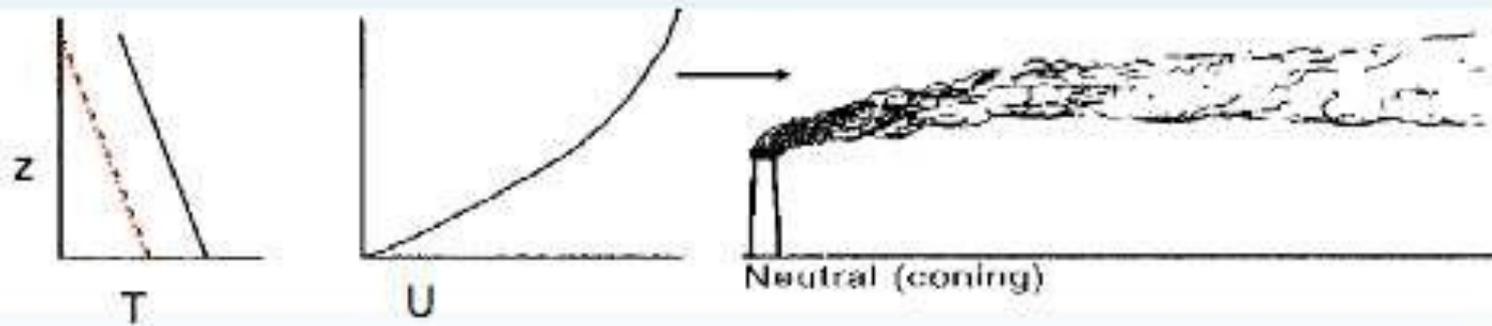


- Configuration nuit claire **ou** peu après le coucher du soleil **ou** peu après le lever du soleil
- Couche limite atmosphérique stable
- Les transferts turbulents sont beaucoup plus faibles dans la direction verticale que dans la direction transversale
- Le panache peut être animé de fluctuations latérales de grande période

Couche limite atmosphérique, effets locaux

Conditions de **stabilité** neutre (vent fort)

$$Ri \approx 0 \quad \frac{\partial T}{\partial z} \approx -\Gamma_{ad}$$

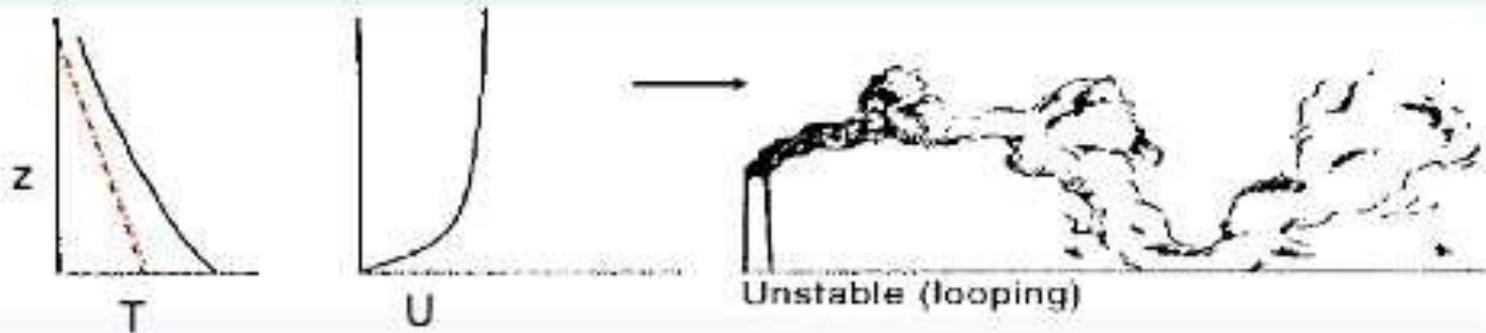


- Couverture nuageuse importante
- Couche limite atmosphérique neutre
- Turbulence d'origine dynamique

Couche limite atmosphérique, effets locaux

Conditions de **forte instabilité** (vent faible)

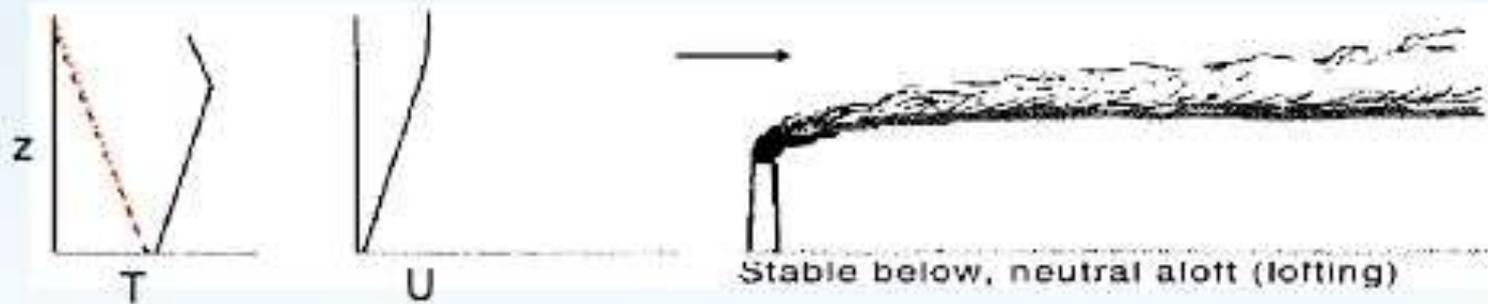
$$Ri < 0 \quad \frac{\partial T}{\partial z} < -1^\circ\text{C}/100\text{m} = -\Gamma_{ad}$$



- Panache en configuration ciel clair – rayonnement solaire intense
- Couche limite atmosphérique instable
- Polluants dispersés rapidement

Couche limite atmosphérique, effets locaux

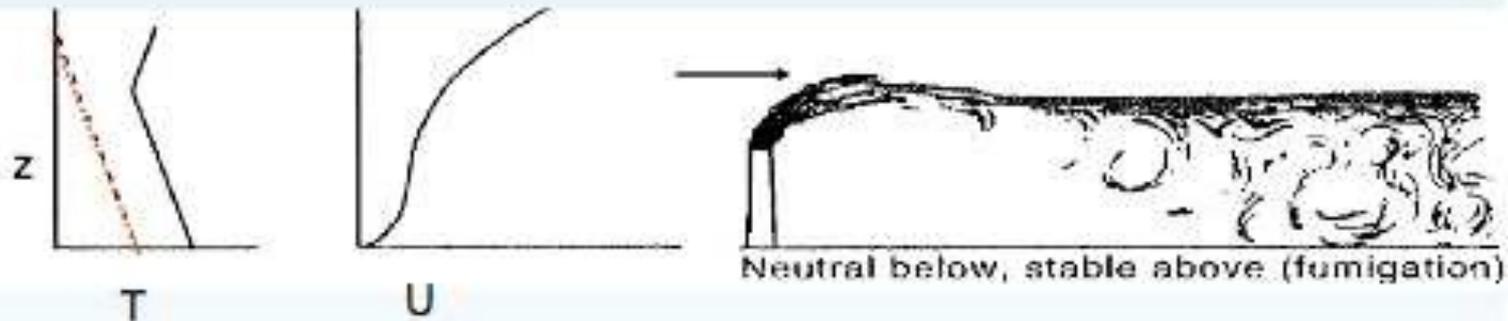
Conditions d'**inversion au-dessous** du sommet de la cheminée et **instabilité (ou neutralité) au-dessus**



- Couche stable à partir du sol qui s'observe souvent vers la fin de l'après-midi
- C'est un cas **très favorable** puisque la plus grande partie du panache est diffusée verticalement vers le haut, la diffusion vers le sol étant bloquée par la couche d'inversion

Couche limite atmosphérique, effets locaux

Conditions d'**inversion au-dessus** du sommet de la cheminée et d'**instabilité (ou neutralité) au-dessous**



- Couche instable à partir du sol qui s'observe souvent dans la matinée
- Lorsque la limite supérieure de la couche instable atteint le niveau du panache, les parties les plus basses sont diffusées vers le sol assez rapidement alors que la partie supérieure reste intacte
- A la limite, tout le panache sera situé dans la couche instable : c'est le cas du **trapping** où la limite inférieure de la couche stable joue le rôle d'un plafond fictif
- La couche d'inversion bloque les phénomènes d'ascendance
- Ces conditions sont **très défavorables** : condition de **fumigation**

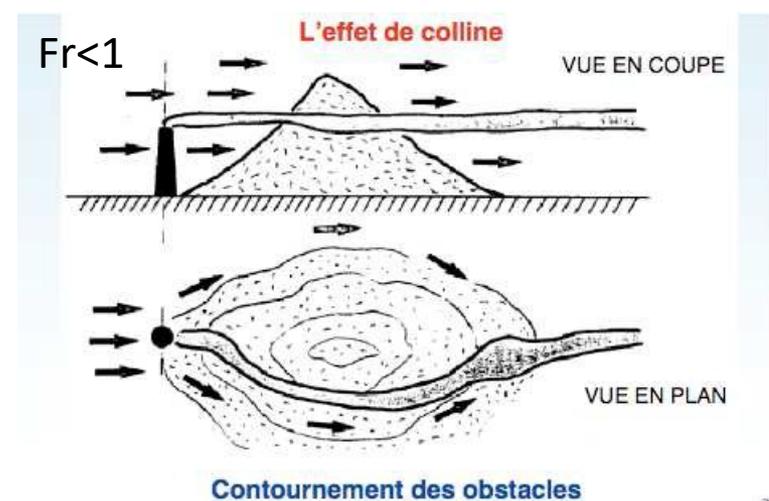
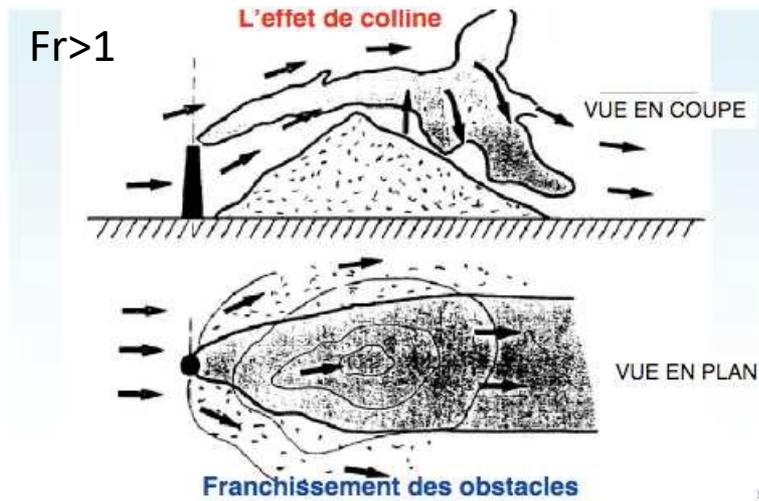
Couche limite atmosphérique, effets locaux

Effet de colline

Le nombre de Froude (Fr) est utilisé pour estimer si le panache est transporté ou non par dessus la colline :

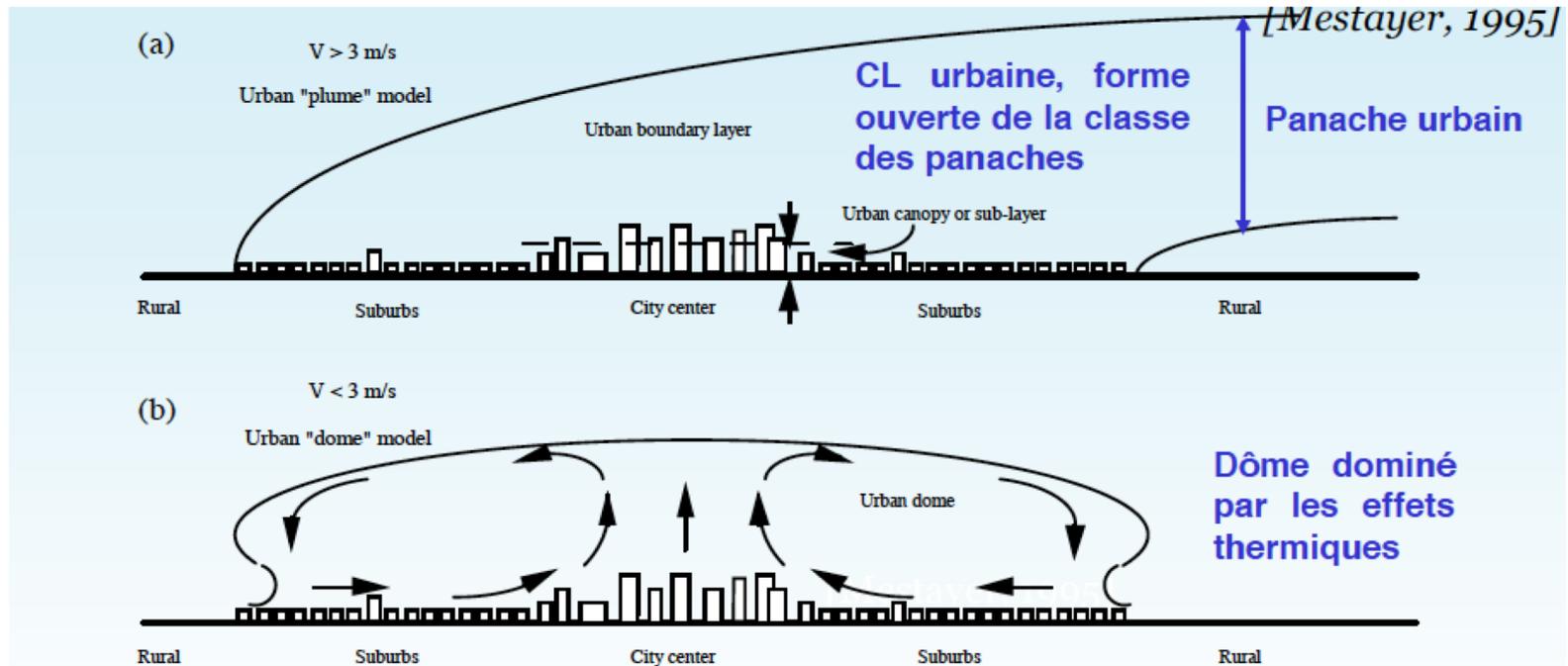
$$Fr = v / (gh) = \text{force d'inertie} / \text{force de gravité}$$

où v est la vitesse du vent, g la constante de gravité et h une longueur caractéristique (par exemple la hauteur de l'obstacle)



Couche limite atmosphérique, effets locaux

Panache ou dôme urbain



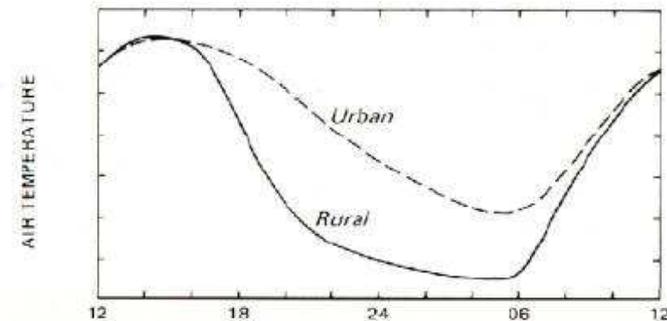
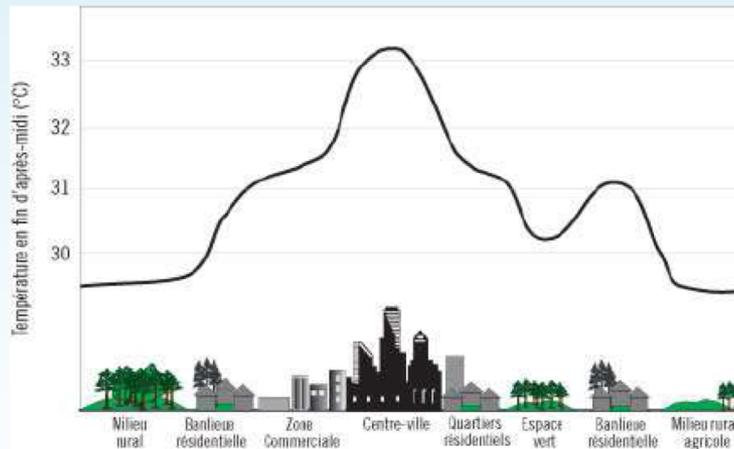
Existence d'un îlot de chaleur qui **subsiste la nuit**, tandis que le milieu rural environnant se refroidit (jusqu'à $DT=12^\circ\text{C}$ en fonction du vent et du nombre d'habitants [Oke 1972])

- L'air chaud s'élève au-dessus de la ville
- Les polluants émis à la périphérie sont dispersés vers le centre-ville où s'installe une atmosphère fortement polluée

Couche limite atmosphérique, effets locaux

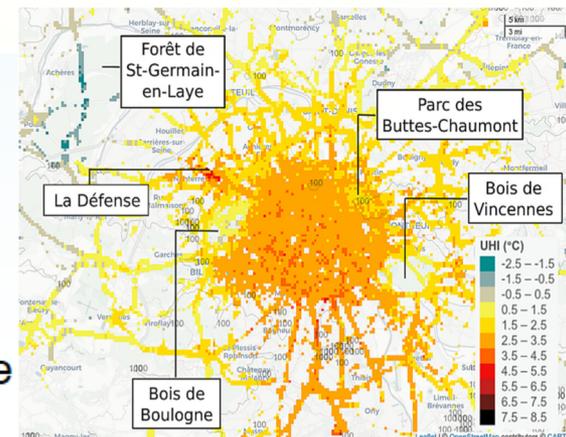
Îlot de chaleur urbain (ICU)

Les **îlots de chaleur urbains** désignent des élévations localisées des températures, particulièrement des températures maximales diurnes et nocturnes, enregistrées en milieu urbain par rapport aux zones rurales ou par rapport aux températures moyennes régionales



Activité anthropique (transport, chauffage...),
urbanisation

- Diminution des vents
- Modification du bilan thermique de la surface



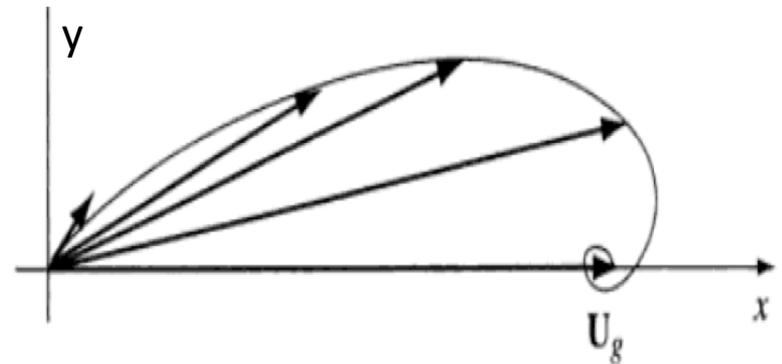
Identification des îlots de chaleur urbains grâce
aux véhicules connectés (Naveau et al., 2021)

Et le vent ? Profil de vitesse d'Ekman

- Profil de vitesse au dessus d'une surface plane, sans échange de chaleur, pour un écoulement extérieur géostrophique stationnaire et homogène. On montre que la vitesse horizontale varie selon la spirale d'Ekman :

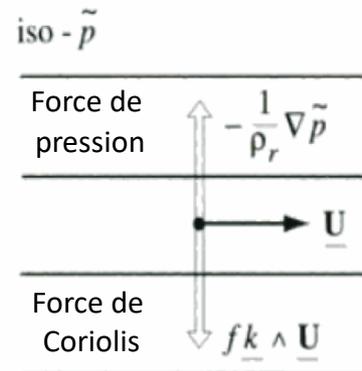
$$\bar{u}(z) = u_g \left(1 - e^{-\pi \frac{z}{z_E}} \cos \pi \frac{z}{z_E} \right)$$

$$\bar{v}(z) = u_g e^{-\pi \frac{z}{z_E}} \sin \pi \frac{z}{z_E} .$$

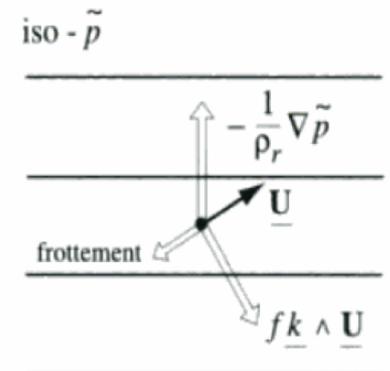


- Avec : $z_E = \pi \left(\frac{2K}{f} \right)^{\frac{1}{2}}$, profondeur de la couche
- Ce modèle reproduit bien la rotation du vent observée dans la couche limite par rapport à l'écoulement moyen d'altitude.

- Cette rotation du sens du vent est due à l'existence de frottements turbulents dans la couche limite qui s'ajoutent à l'équilibre entre forces de Coriolis et de pression (géostrophie)



Géostrophie



Dans la couche limite

Et le vent ? Couche limite de surface

- Dans les premiers dizaines de mètres de la couche limite le modèle d'Ekman ne marche pas bien. Les forces de flottabilité ne sont pas dominantes. On observe alors que le flux turbulents $u'w'$ est quasi constant. On introduit alors la vitesse de friction u^* :

$$(u^*)^2 = \overline{u'w'}$$

- On montre que $u^* = kz \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ avec $k=0.4$ constante de Karman

- Ce qui s'intègre en : $\bar{u}(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$

- Avec z_0 rugosité de surface (constante d'intégration).
- On a typiquement pour la rugosité (~10% de la taille des obstacles) :
 - $z_0 =$ qq mm pour une surface de neige
 - $z_0 =$ qq cm pour les prairies
 - $z_0 =$ qq dizaines de cm pour les cultures
 - $z_0 = 1$ m pour les forêts
 - $z_0 =$ qq m pour une ville
 - $z_0 =$ qq dizaines de m pour une chaîne de montagne

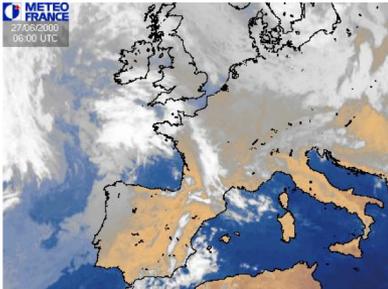
Conclusions

- La C.L.A. est divisée en plusieurs sous couches avec de caractéristiques différentes :
 - au niveau du sol, on trouve une sous-couche laminaire, d'une épaisseur de l'ordre du centimètre, où la viscosité est importante. La diffusion thermique (conduction) y domine et la turbulence peut être négligée. Cette couche alimente l'instabilité de la couche limite en journée (chauffage par le bas).
 - Dans la couche limite de surface (qq dizaines de mètres), la flottabilité ne joue pas un rôle dominant par rapport au cisaillement de vent. Les flux turbulents sont constants. La vitesse du vent évolue logarithmiquement avec l'altitude.
 - Dans la couche de mélange, convection et turbulence dominant, mettent en mouvement et mélangent l'air et les polluants. Les frottements visqueux provoquent un changement de direction du vent par rapport à l'écoulement de l'atmosphère libre (Ekman).
 - En limite supérieure, la C.L.A. rejoint les conditions d'atmosphère libre au travers d'une zone caractérisée par une forte inversion thermique bloquant le passage des polluants (sauf overshoot dans la zone d'entraînement la journée)

Plan du cours



1. Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires



3. Modélisation de la dispersion atmosphérique
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants



6. Exemples

La situation météorologique grande échelle

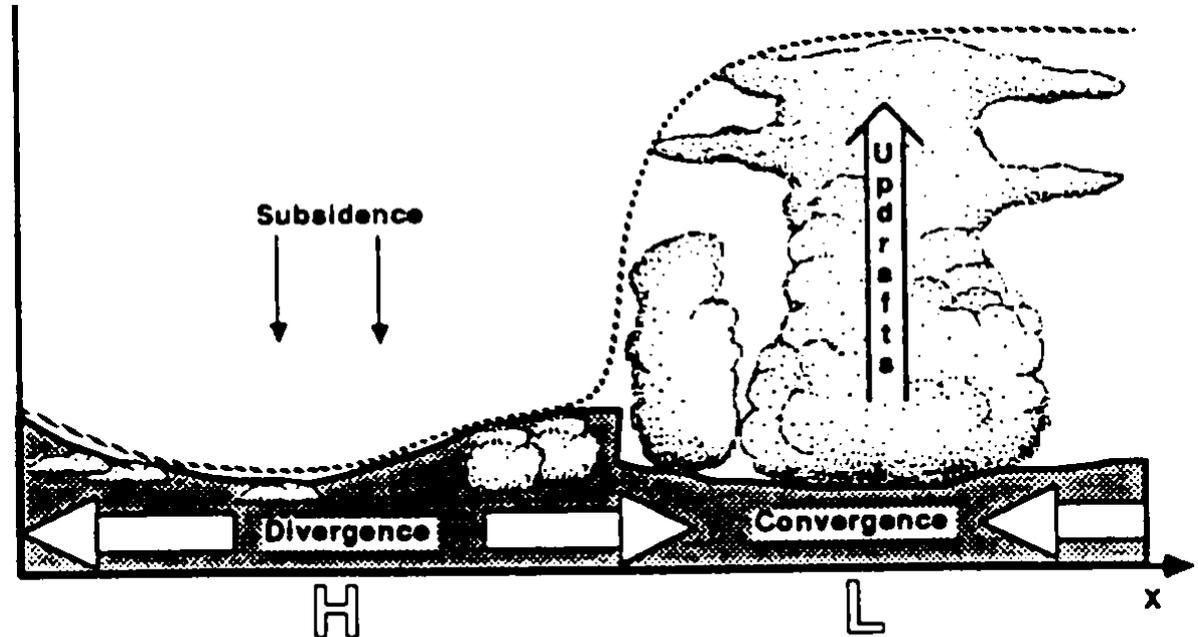
Dépressions favorables à la dispersion des polluants (vents forts et ascendances verticales)

Anticyclones favorables à l'accumulation de polluants (vents plus faibles et subsidences)

Situation plutôt favorable en, Europe de l'Ouest régulièrement balayée par des dépressions

Dépend de quelques des régimes de temps le plus souvent

Situation météorologique générale



Schematic of synoptic - scale variation of boundary layer depth between centers of surface high (H) and low (L) pressure. The dotted line shows the maximum height reached by surface modified air during a one-hour period. The solid line encloses the shaded region, which is most studied by boundary-layer meteorologists.

Les régimes de temps en Europe

L'oscillation Nord Atlantique

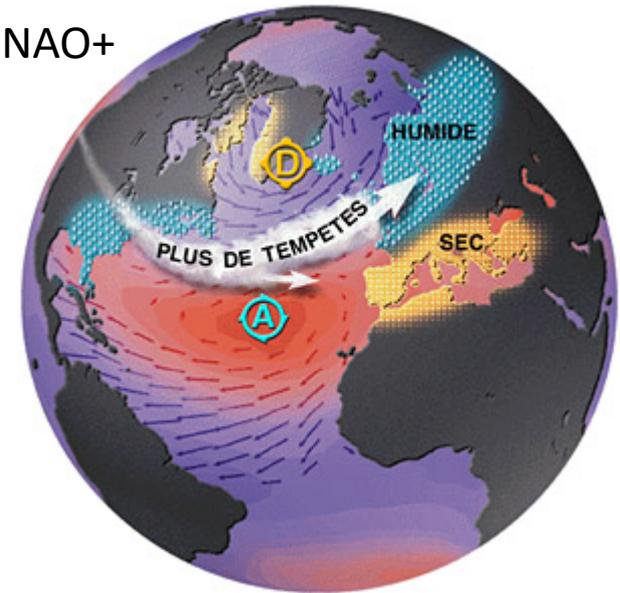
Indice basé sur la différence de pression atmosphérique entre les Açores et l'Islande,

Lorsque l'anticyclone des Açores et la dépression Islandaise sont tous deux bien définis, l'Europe connaît les régimes NOA+ (30% du temps en Europe): gradient de pression important, temps humide et venteux au nord, sec au sud

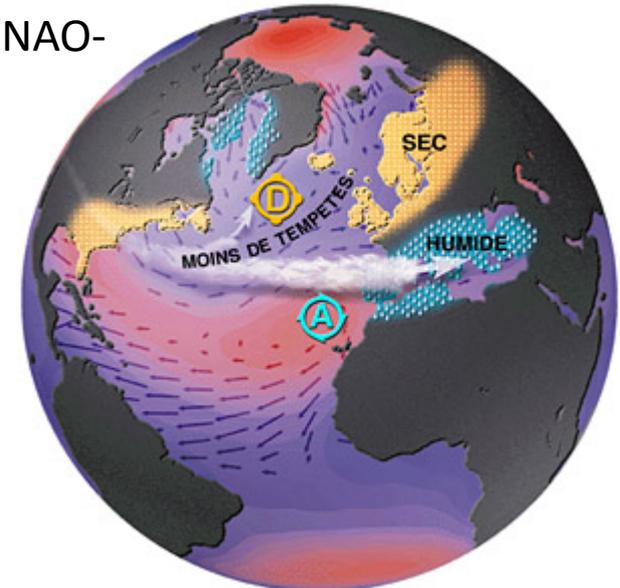
Lorsque l'anticyclone des Açores et et la dépression Islandaise sont moins bien définis, l'Europe connaît les régimes NOA- (20% du temps en Europe): gradient de pression plus faible, temps sec au nord, humide au sud

Ces deux régimes représentent environ 50% des régimes observés

NOA+



NOA-



Les régimes de temps en Europe

Les régimes de blocage

En Europe, ~25% des situations synoptiques

Circulation atmosphérique divisée en zones de pressions ayant peu d'échanges entre elles et qui se déplacent lentement sous l'influence d'un jet d'altitude très affaibli.

Persistance possible plusieurs semaines

Anticyclone très au nord de l'Europe, basses pressions en Méditerranée.

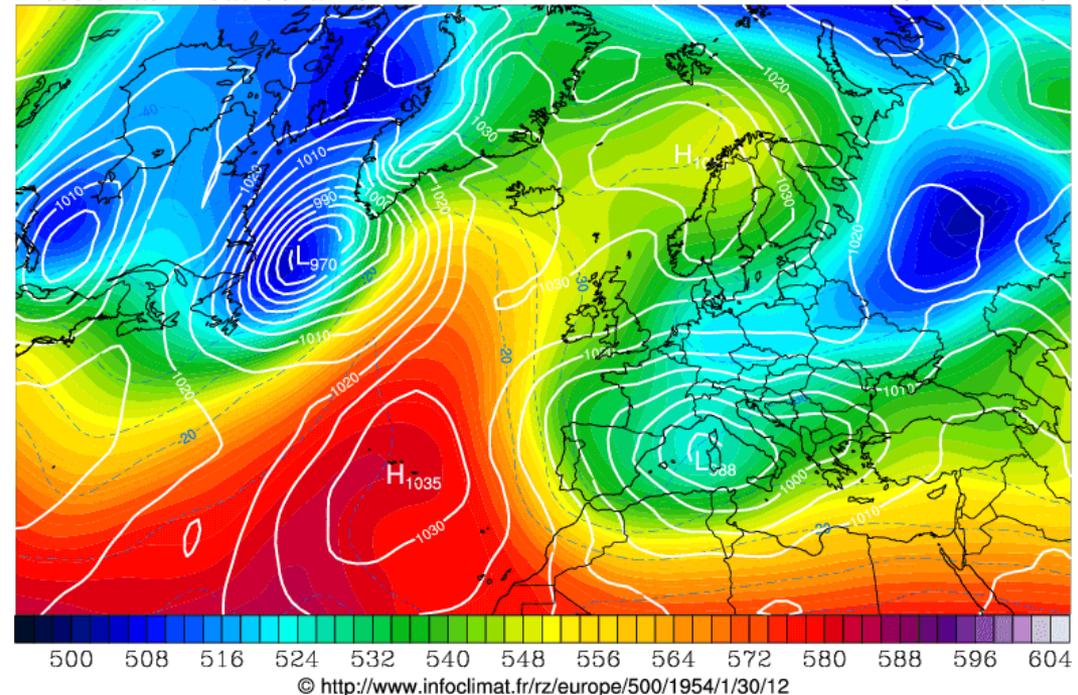
NCEP Reanalysis 2.5°

samedi 30 janvier 1954 12h UTC

Géopotential à 500hPa
Température à 500hPa
Pression au niveau de la mer

gpdam
°C

[Max 1039.8 | Min 988.5] hPa



Exemple de blocage

Lien avec la situation météorologique régionale

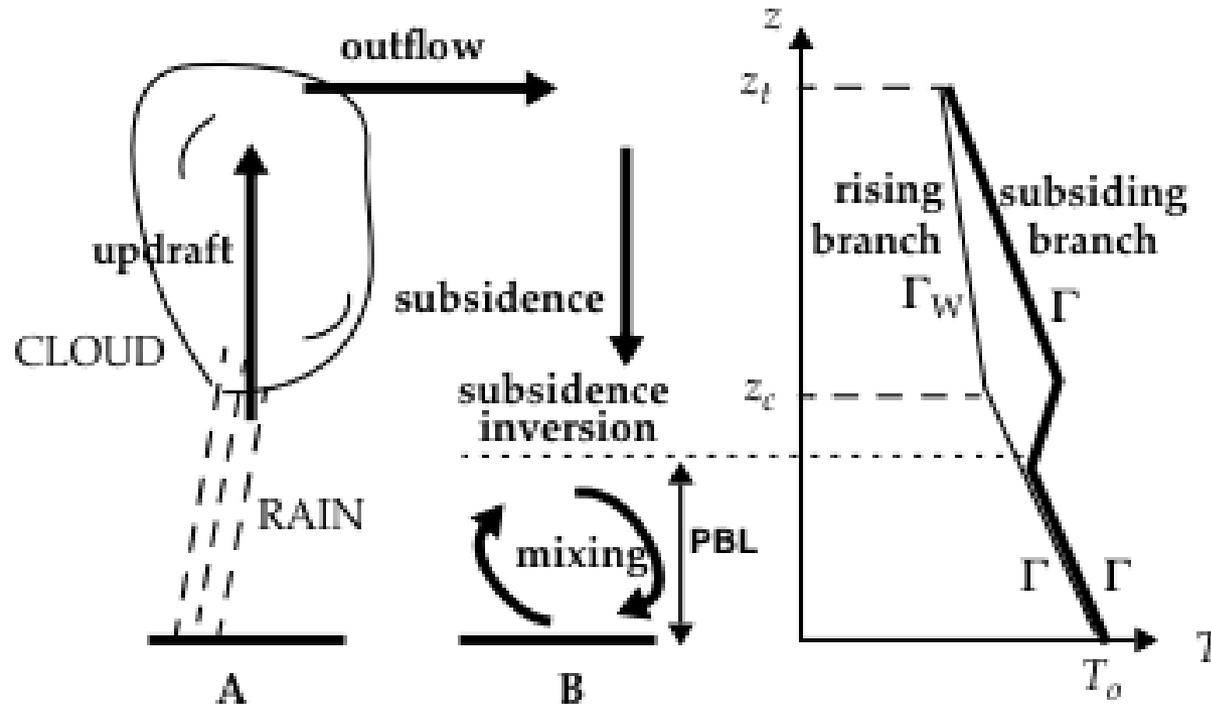
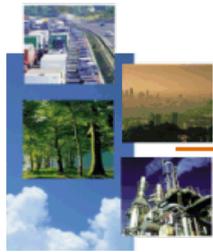


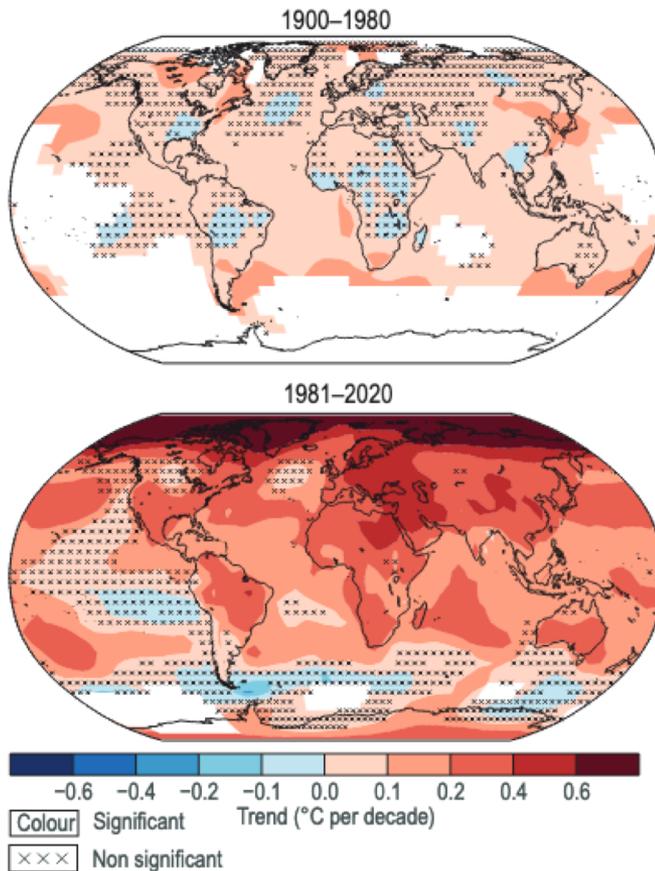
Figure 4-17 Formation of a subsidence inversion. Temperature profiles on the right panel are shown for the upwelling region A (thin line) and the subsiding region B (bold line). It is assumed for purposes of this illustration that regions A and B have the same surface temperature T_o . The air column extending up to the subsidence inversion is commonly called the planetary boundary layer (PBL).



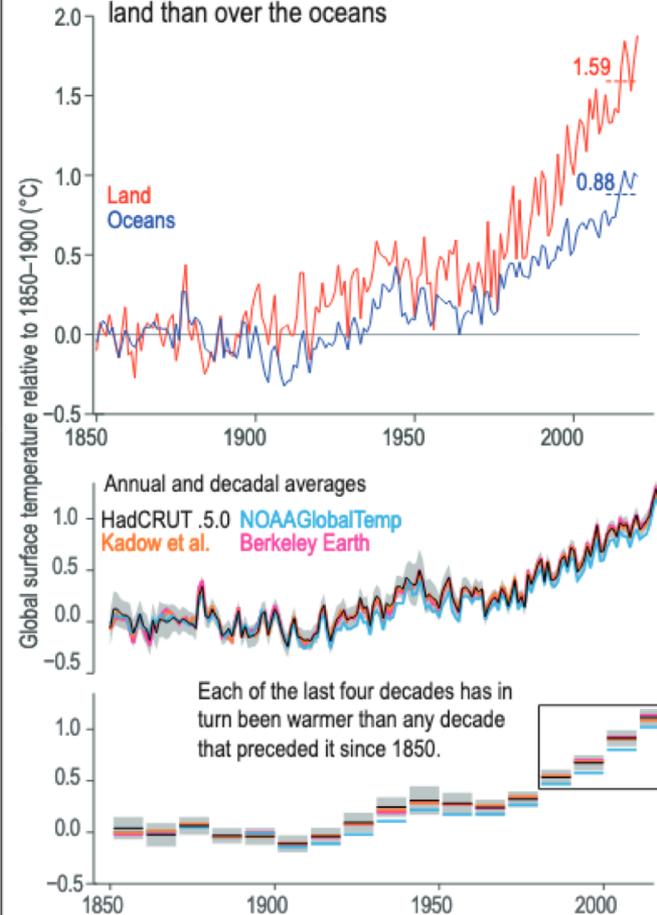
Facteurs influençant la pollution

-----> l'évolution climatique est « favorable »

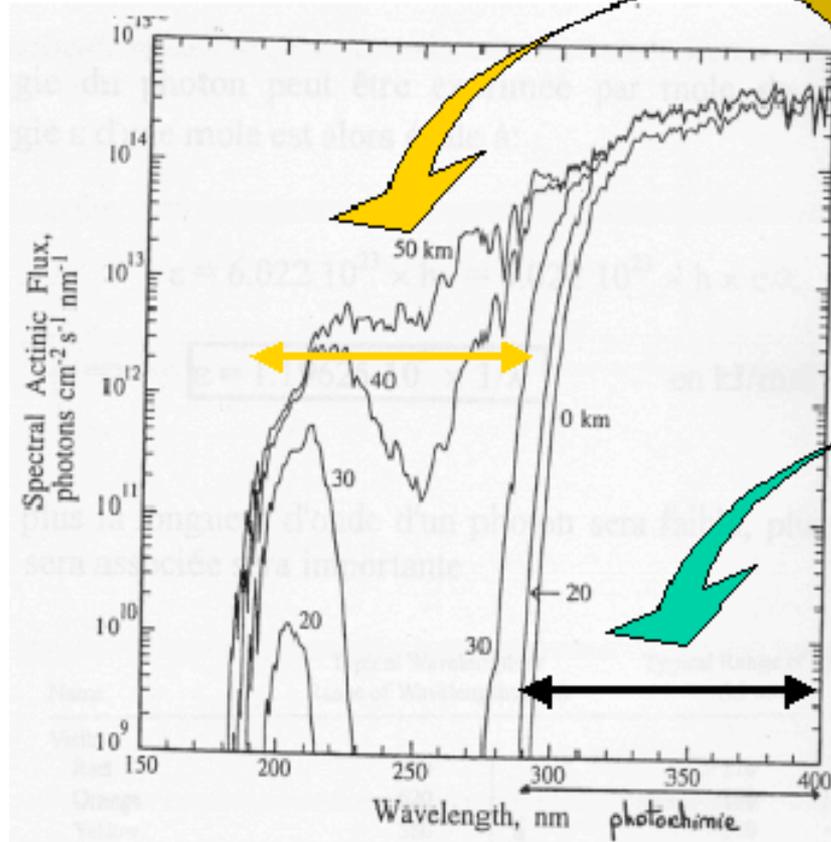
(b) Warming accelerated after the 1970s, but not all regions are warming equally



(c) Temperatures have increased faster over land than over the oceans



Photochimie atmosphérique et rayonnement solaire



Les longueurs d'onde les plus courtes sont absorbées dans la stratosphère entre 20 et 50 km

Les réactions photochimiques utilisent le rayonnement solaire de longueur d'onde supérieures à 290nm

Facteurs physiques influençant les polluants

Dépôt au sol

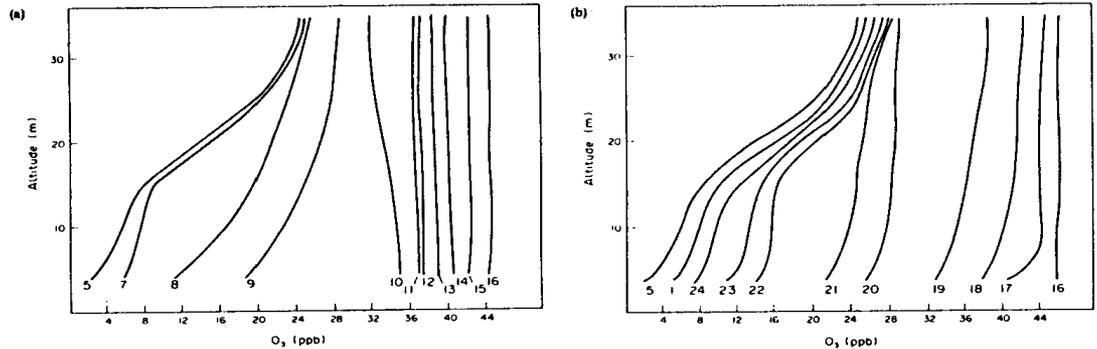


Figure V-2
Evolution diurne moyenne de la distribution verticale d'ozone observée dans la forêt des Landes (Septembre 1984)

Rayonnement

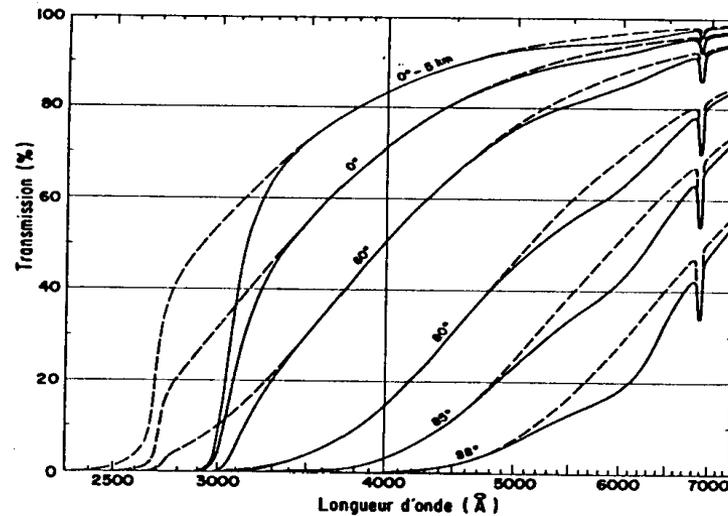


Figure V-3
Variation de la répartition spectrale du rayonnement solaire en fonction de l'angle zénithal (d'après Queney, 1974)

Variations de concentrations d'ozone (1)

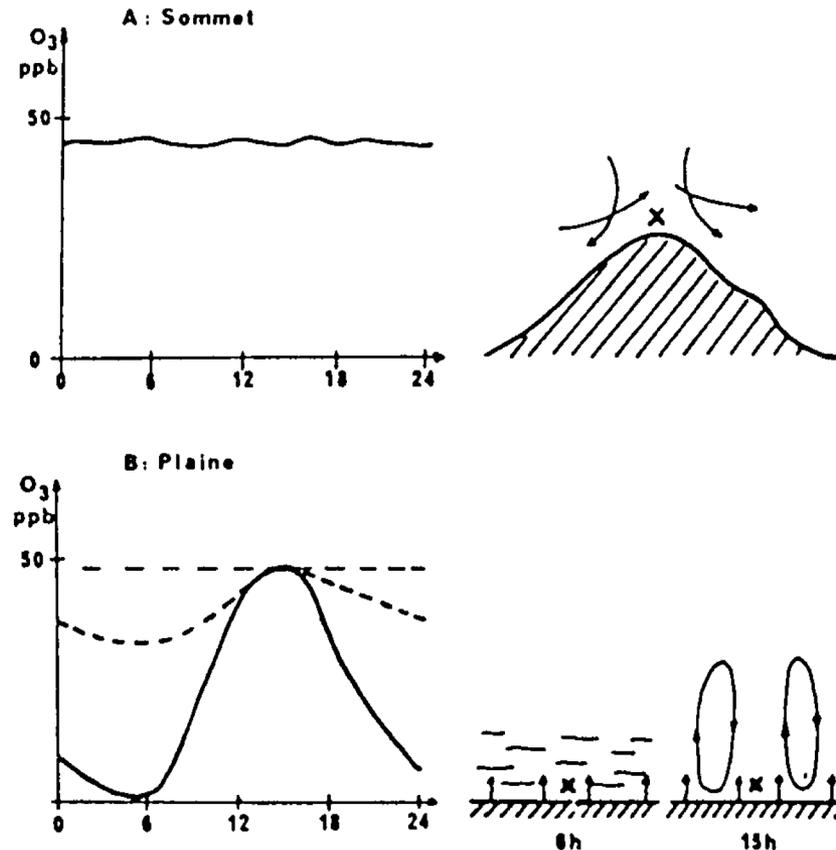


Figure V-4

Allure typique de la variation de la concentration d'ozone sur un sommet (A) et sur un site de plaine (B) (le profil en pointillé correspond à une situation de vent fort)

Variations de concentrations d'ozone (2)

Profils diurnes d'ozone types :

Trait gras : vent faible

Tiré : vent fort

A – Site naturel :

Sommet ou mesure à quelques centaines de mètres du sol. Episode de transport (en trait fin).

B – Site naturel de plaine.

C – Centre ville.

D – Frange urbaine par situation stable et ensoleillée (trait gras).

Episode de smog âgé lors du développement de la couche de mélange (trait fin).

E – Site rural sous le vent d'une agglomération par période ensoleillée (site rural influencé).

F – Site rural influencé, en présence d'une rotation rapide de la direction du vent.

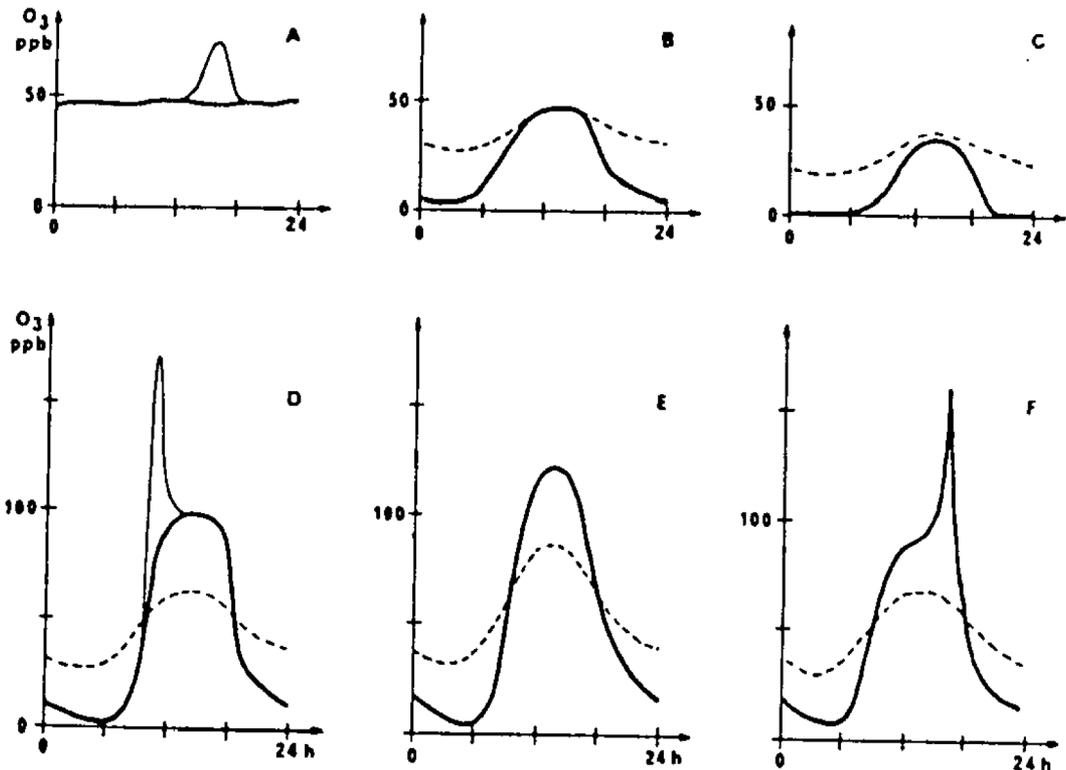
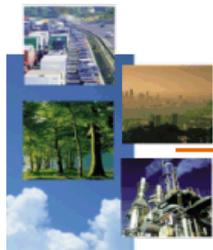


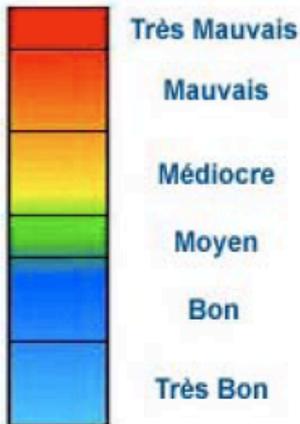
Figure V-5

Exemples de profils diurnes de la distribution verticale d'ozone correspondant à différentes situations typiques (Toupance, 1988)



O₃ et NO_x, zones rurales vs zones urbaines

	Ozone	Dioxyde d'azote
Zone concernée par l'épisode	Toute la région mais surtout les zones rurales	L'agglomération parisienne
Période de l'année la plus problématique	L' été	Toute l' année
Conditions météorologiques propices aux épisodes	<ul style="list-style-type: none"> • Températures supérieures à 30°C • Fort ensoleillement • Vent faible 	<ul style="list-style-type: none"> • Vent faible ou absent • Inversion de températures avec la formation d'un couvercle d'air chaud au-dessus de l'agglomération parisienne
Période de la journée où le risque d'épisode est le plus fort	L' après-midi , quand l'ensoleillement est maximum	Le matin ou le soir , Quand le pic de trafic correspond à l'inversion de température
Exemple de cartes d'indice correspondantes	<p>Episode de pollution du 25 mars 2003</p>	<p>Episode de pollution du 9 juillet 2003</p>



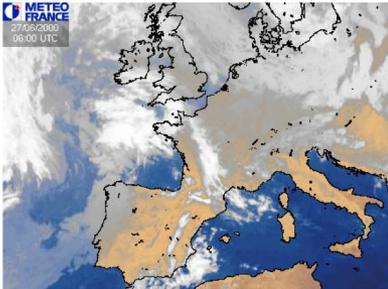
Conclusions

- La concentration d'un polluant dans l'atmosphère est la résultante :
 - D'une source (émission ou production)
 - D'un transport par les processus atmosphériques (advection, diffusion turbulente, convection) dans la couche limite puis dans l'atmosphère libre
 - D'une possible transformation chimique, nucléaire ou par rayonnement, ou d'un dépôt, l'ensemble formant les puits de l'espèce étudiée
- Les facteurs physiques (rayonnement, météo, couche limite, dépôt) influencent fortement les concentrations de polluants et sont le plus souvent les éléments critiques pour déterminer l'apparition ou l'amplification d'épisodes de pollution atmosphérique

Plan du cours



1. Transport d'énergie et circulation grande échelle
2. Transport de constituants minoritaires
3. Modélisation de la dispersion atmosphérique
4. Fonctionnement de la couche limite atmosphérique
5. Facteurs influençant les concentrations de polluants
6. Exemples



Exemple : Influence des facteurs physiques

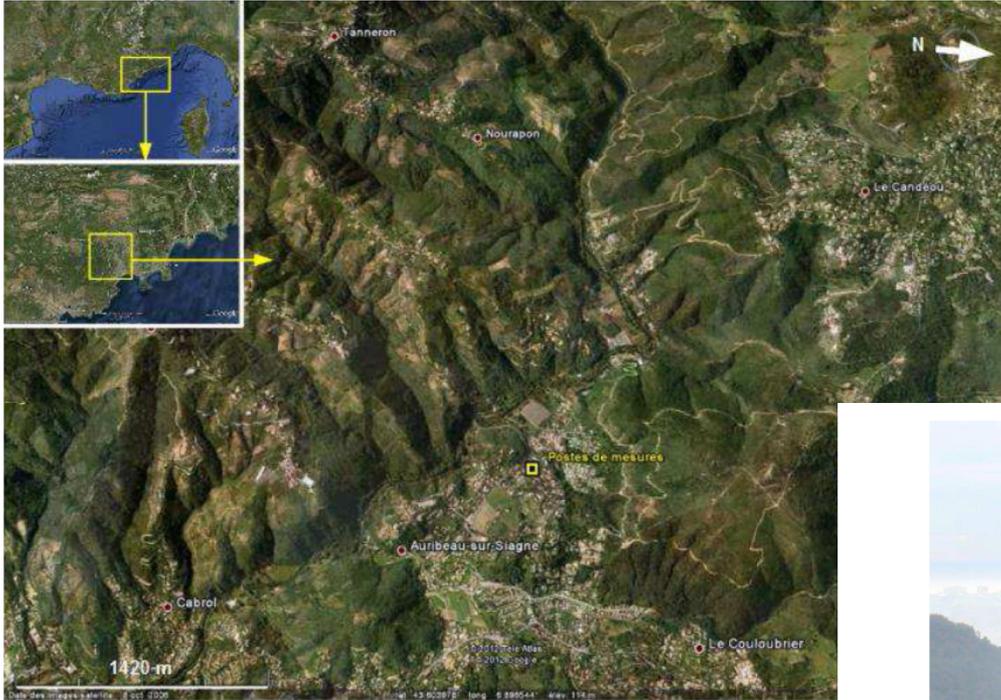


Figure 65. Localisation des postes de mesures. Auribeau-sur-Siagne, arrière-pays cannois, su Maritimes. (Fond : Google Earth).

Mesures de PM10 dans une vallée du sud de la France



Figure 81. Les villes d'Auribeau-sur-Siagne (premier plan) et Pégomas (derrière dans le nuage opaque) enfumées par des brûlages sous l'effet d'une inversion de température (la discontinuité thermique se situe vers 100 m. d'alt.). Le 31/01/2011 à 09h00. Vue vers le sud-sud-est depuis le mont Peygros. (© Michelot).

Exemple : Influence des facteurs physiques

Influence multi-facteurs sur la pollution atmosphérique

Le plus souvent, 1 seul facteur ne suffit pas à expliquer un événement de pollution

Les effets ne sont pas toujours significatifs.

Vitesse du vent

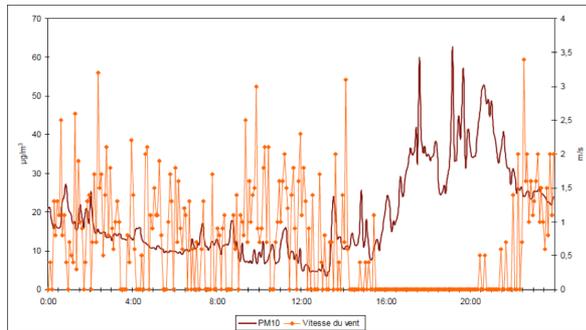


Figure 83. Evolution temporelle de la force du vent et des concentrations de PM_{10} le 01/02/2011 à Auribeau-sur-Siagne. (Données : pas de temps 5').

Direction du vent

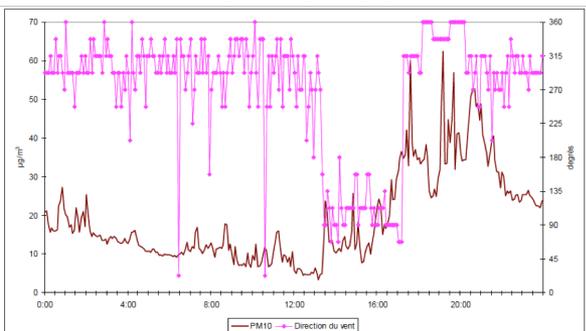


Figure 85. Evolution temporelle de la direction du vent et des concentrations de PM_{10} le 01/02/2011 à Auribeau-sur-Siagne. (Données : pas de temps 5').

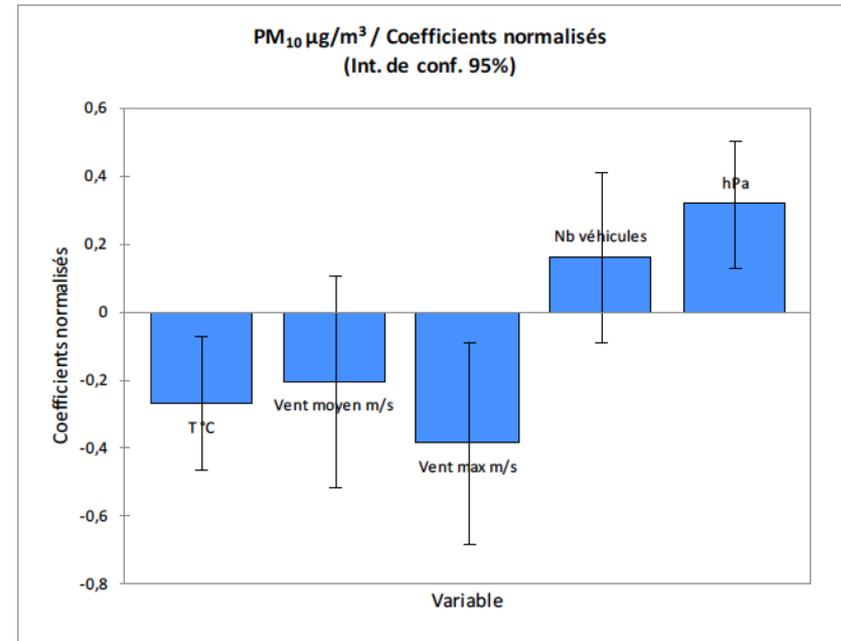


Figure 87. Histogramme des coefficients de corrélations normalisés en fonction des PM_{10} .

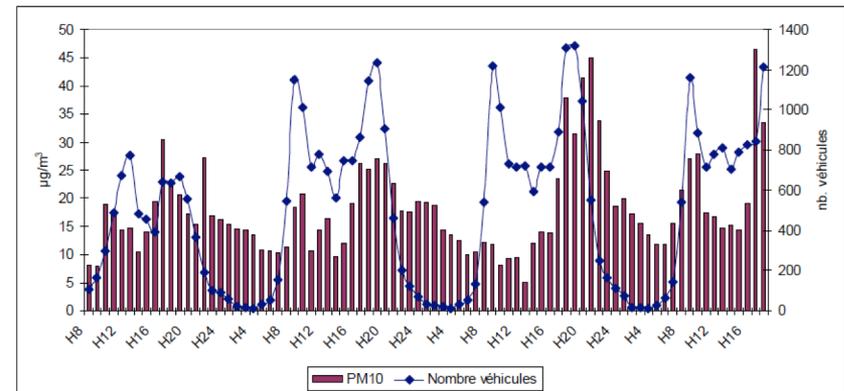


Figure 86. Relations horaires entre le nombre de véhicules et les concentrations en PM_{10} , du 30/01 au 02/02/2011. Poste de comptage sur la RD9 à Auribeau-sur-Siagne. (Source : comptage CG06).

Exemple : Influence des facteurs physiques

Inversion thermique : trajet dans la vallée

- Les concentrations les plus importantes de PM10 sont situées dans les parties les plus froides du trajet, qui sont en même temps les points bas.
- Les inversions thermiques nocturnes jouent clairement leur rôle où l'air froid et dense maintenant les émissions de polluants

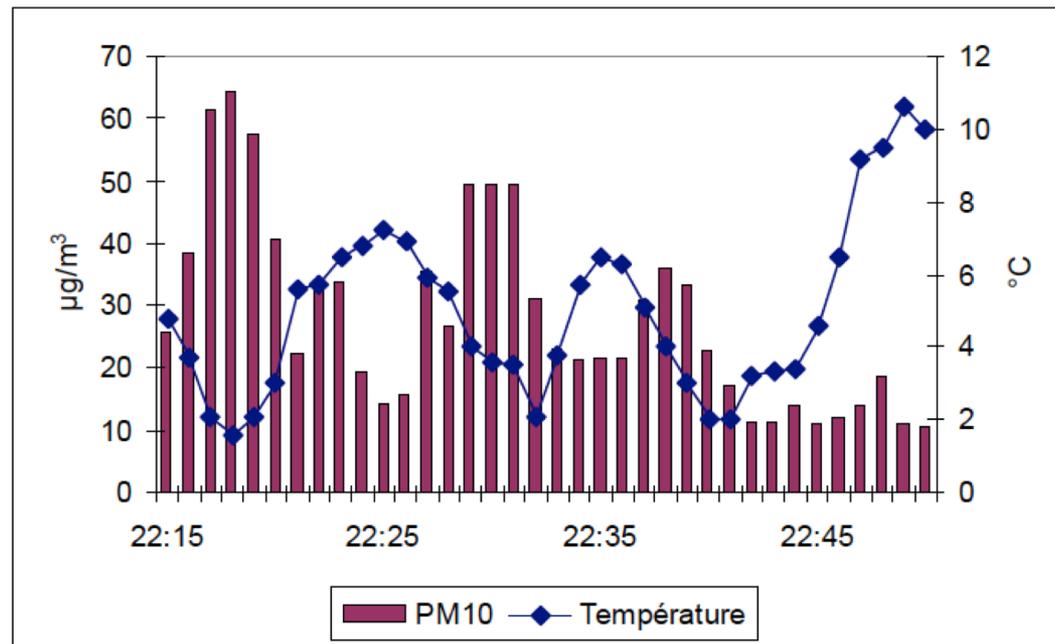


Figure 97. Relation entre la température et les concentrations de PM₁₀ le long d'un trajet à Pégomas. Le 02/02/2011, entre 22h15 et 22h50.

Etude de cas : Los Angeles 24-26 Juillet 1973

-  Région « historique » d'étude de la pollution de l'air
-  Bassin bordé par la mer et par des montagnes
-  Situation météo : Typique de début d'été.
Haute pression sur le bassin, Maintient d'une couche « fraîche » en surface à proximité de l'océan. Inversion marquée. Vents variables faibles avec effet de brise. Températures élevées

Los Angeles : Topographie du bassin

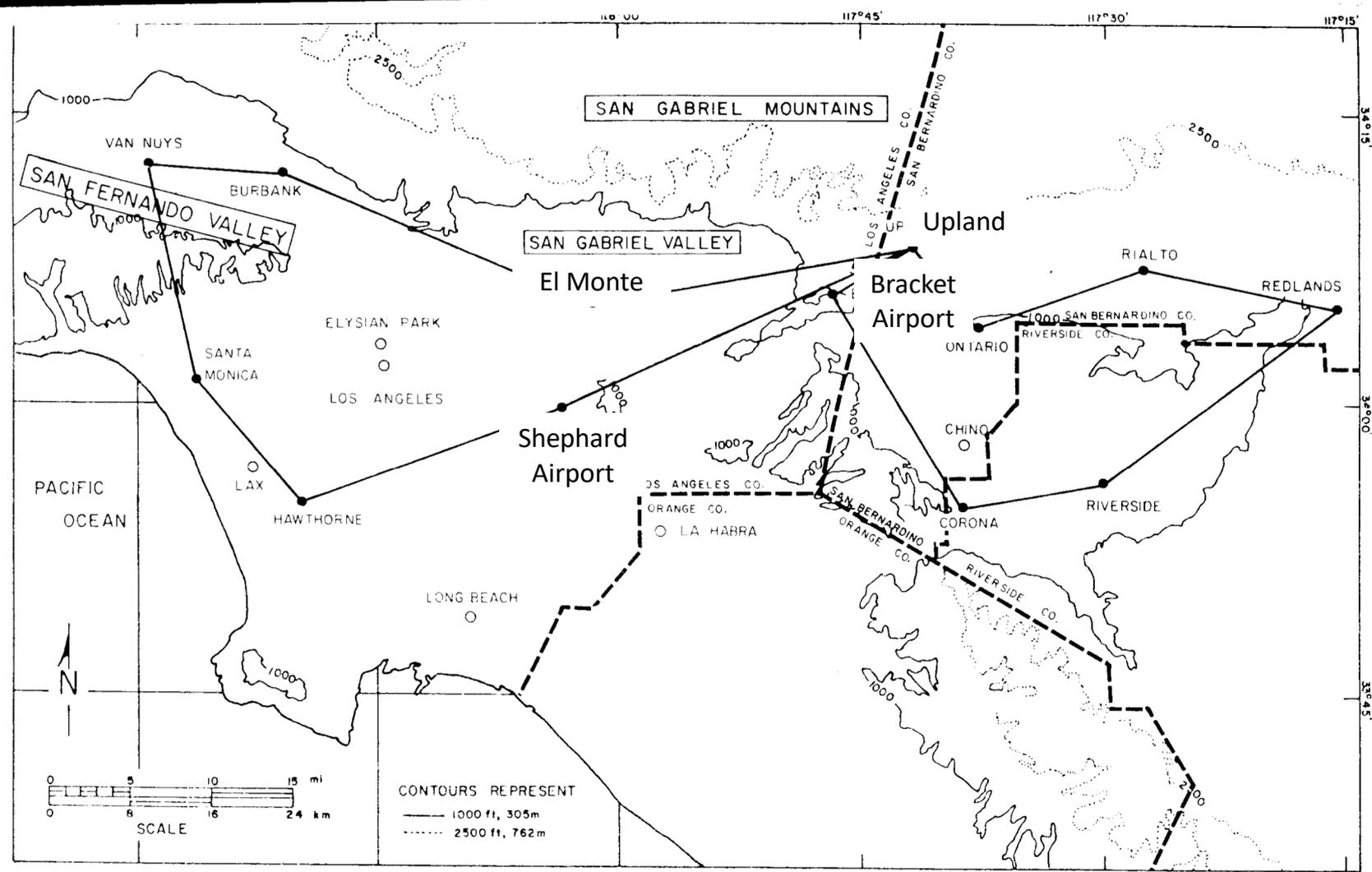


Fig. 2. Map of the Los Angeles air basin. Solid dots indicate spiral points for 25 July 1973.

Los Angeles : Profils verticaux de traceurs

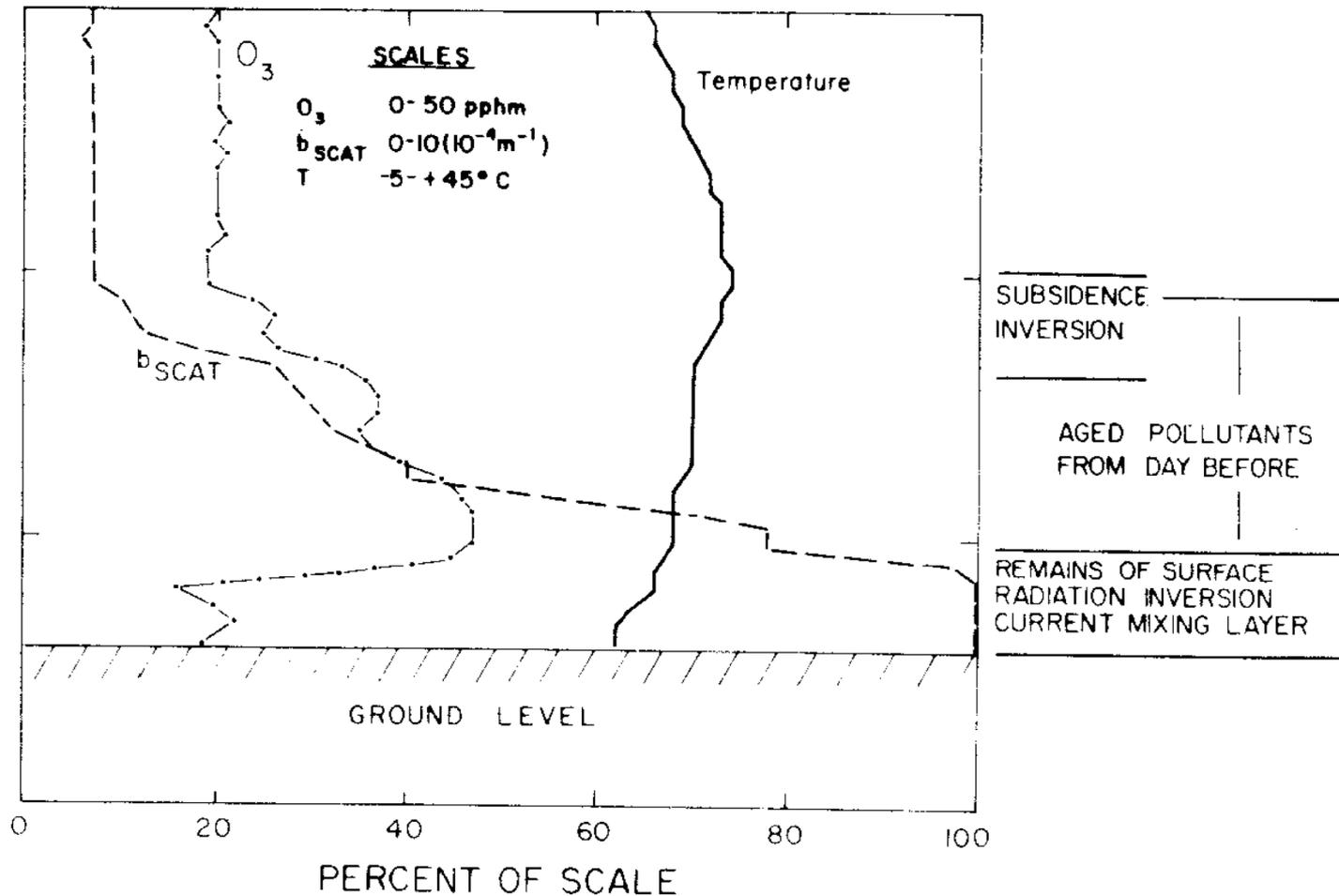


Fig. 3. Vertical profile over Brackett Airport ending 0843 PDT, 25 July 1973. Remains of early morning fog produced scattering coefficients in excess of $10 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. Fresh emissions were trapped near the surface, as shown by the condensation nuclei profile.

Los Angeles : Profils verticaux de traceurs

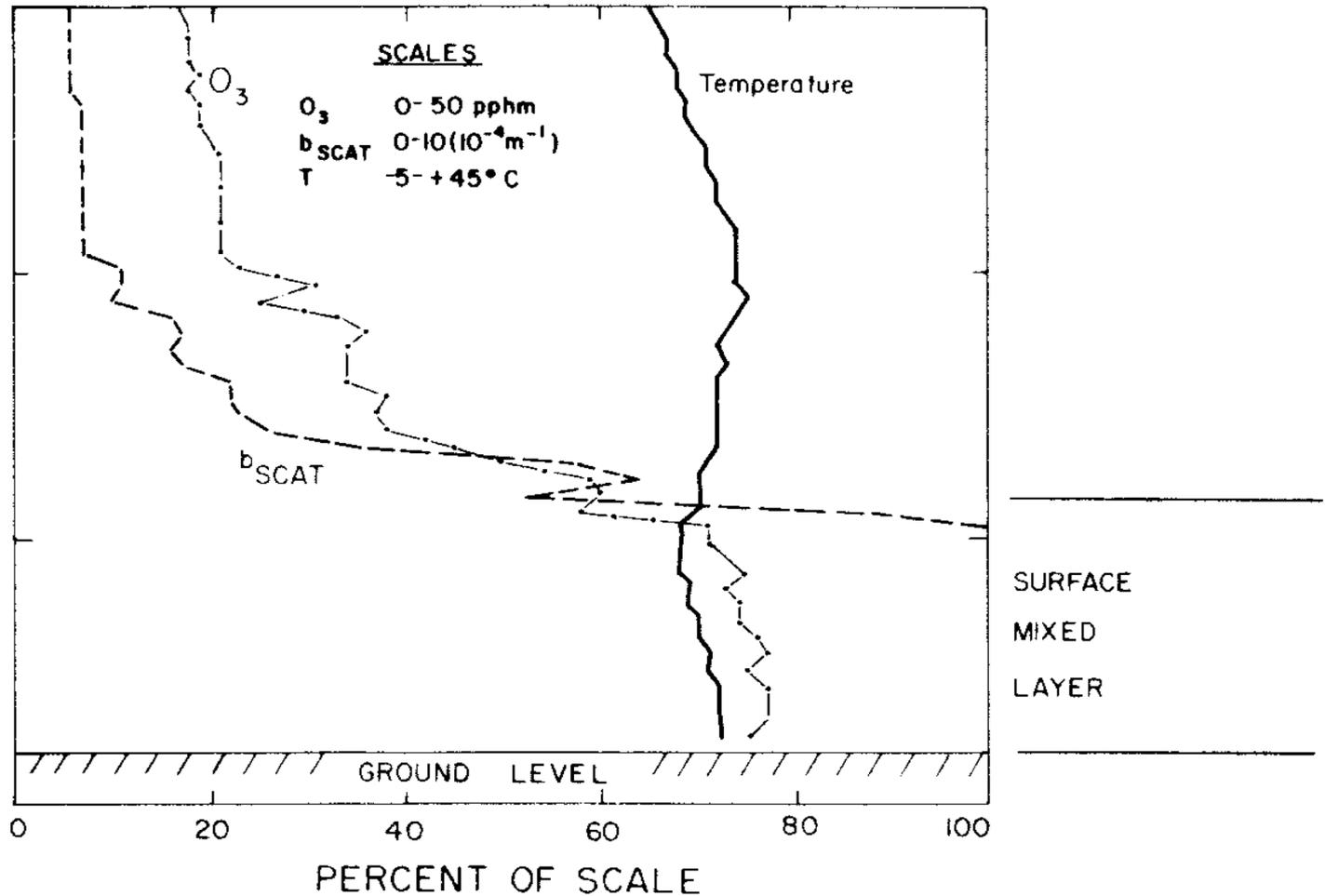
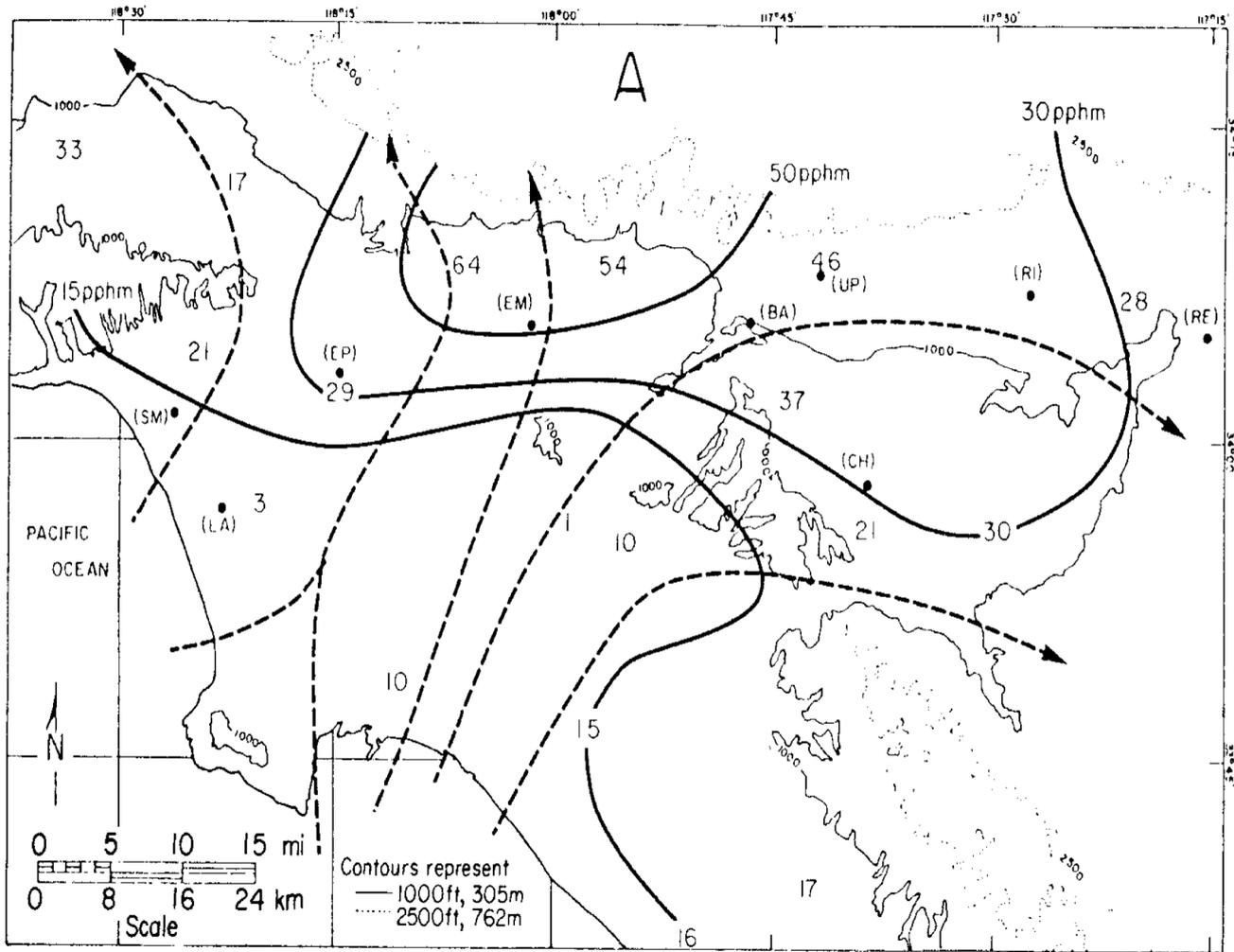


Fig. 4. Vertical profile over El Monte Airport ending 1247 PDT, 25 July 1973. Surface heating had destroyed the early-morning radiation inversion. Pollutants were now mixed through a well-defined layer capped by the subsidence inversion'

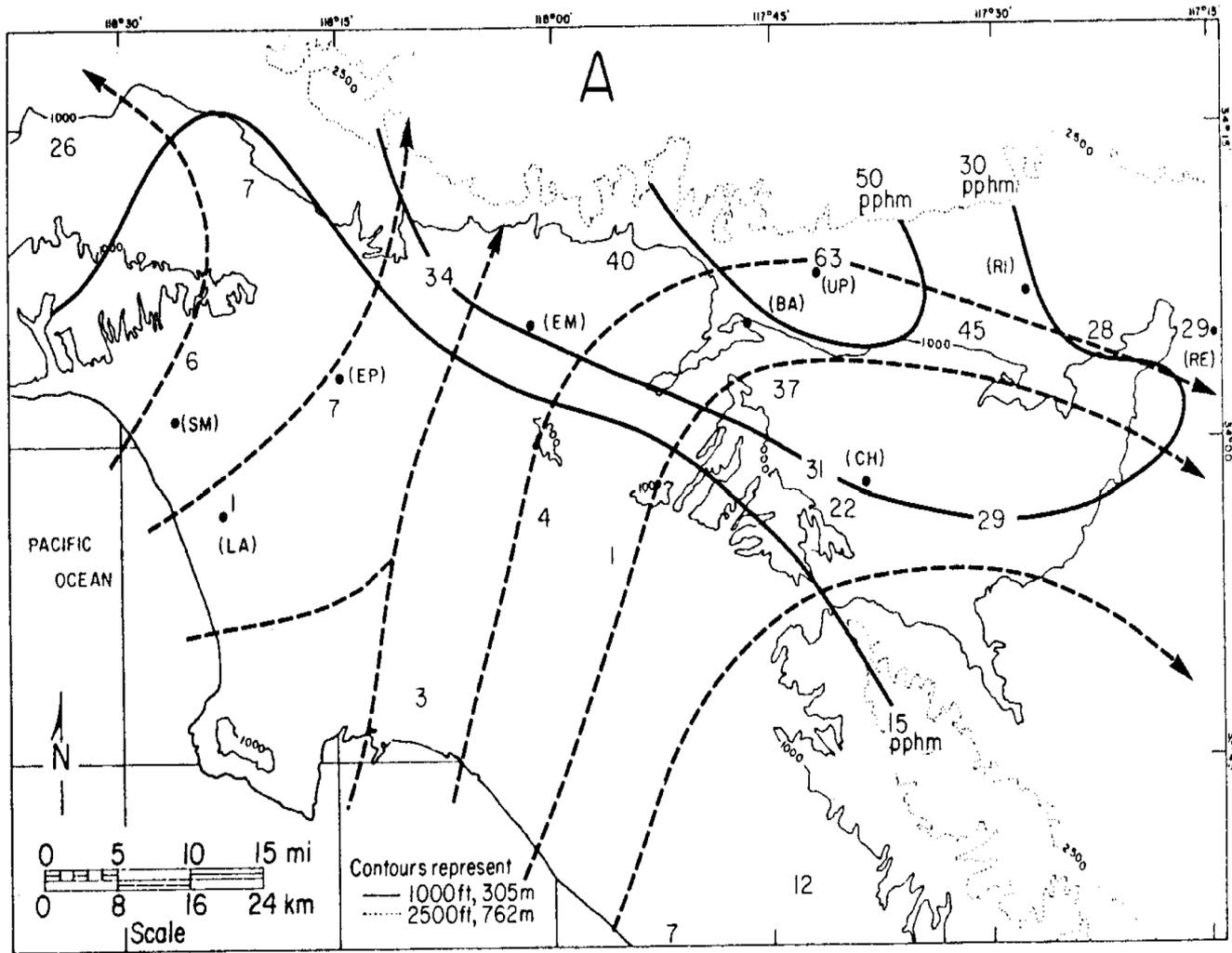
Los Angeles : Vents le 25 Juillet 1973

Milieu de journée



Los Angeles : Vents le 25 Juillet 1973

Fin de journée



Los Angeles : Profils verticaux de traceurs

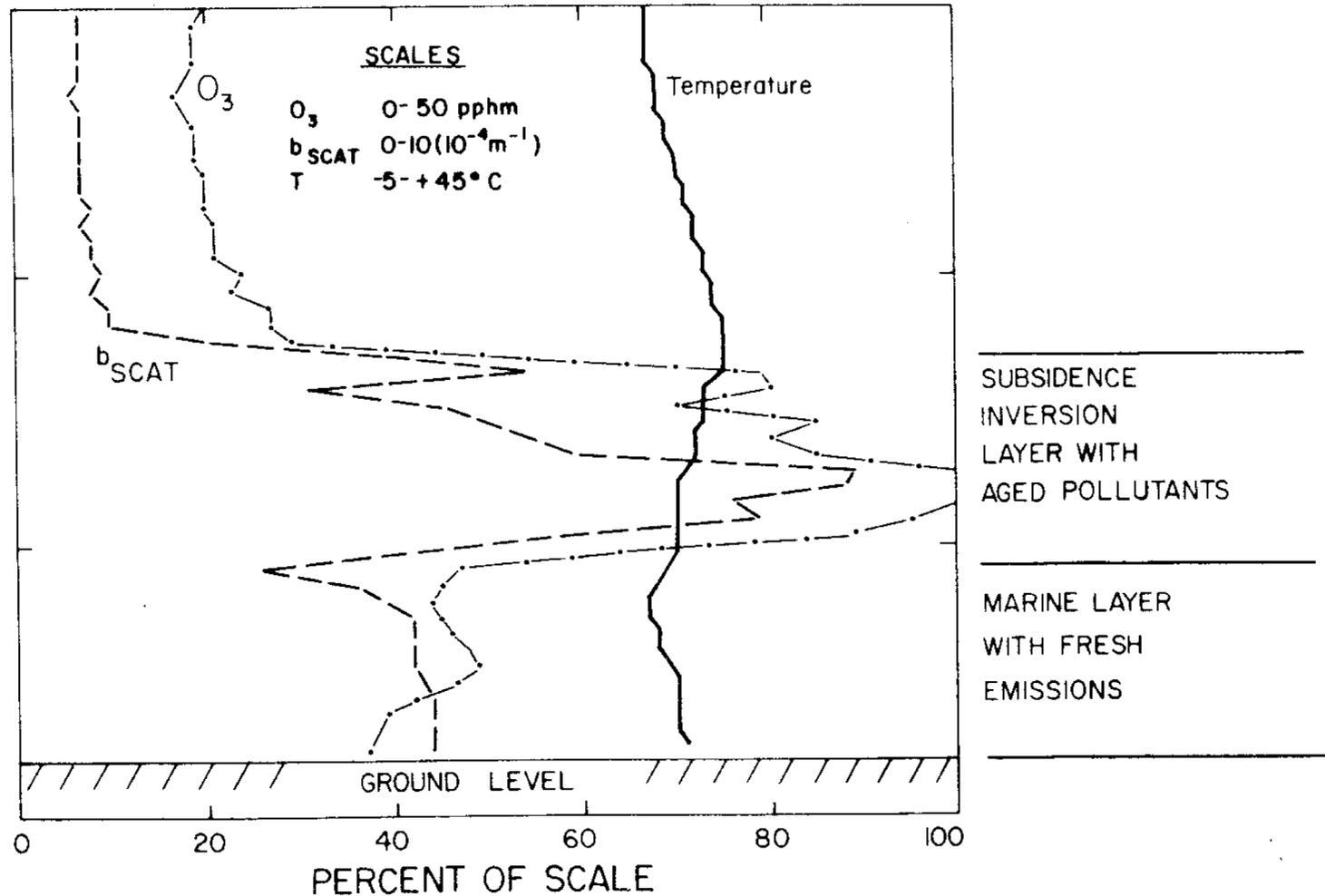


Fig. 8. Vertical profile over El Monte Airport, ending 1656 PDT, 25 July 1973. Made just after the passage of the marine front, this profile shows the strong pollutant gradients which characterized the front. Air in the surface mixed layer was of recent marine origin, while polluted air above had been over land much of the day.

Los Angeles : Profils verticaux de traceurs

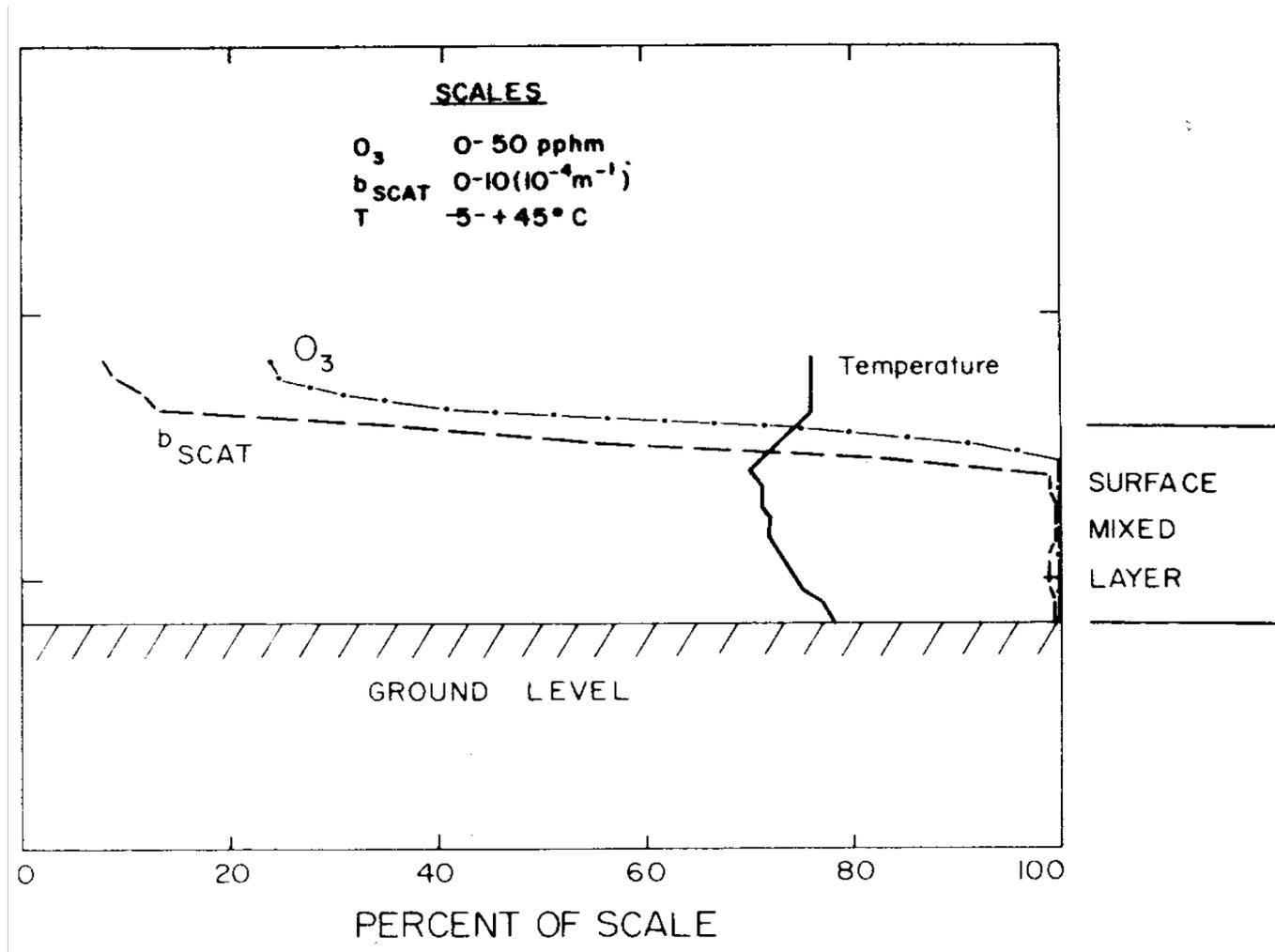


Fig. 11. Vertical profile over Cable Airport near Upland, ending 1636 PDT, 25 July 1973. Made at about the time of maximum oxidant concentration in Upland, profile shows strong capping of pollutants by subsidence inversion.

Los Angeles : Pénétration de l'air marin

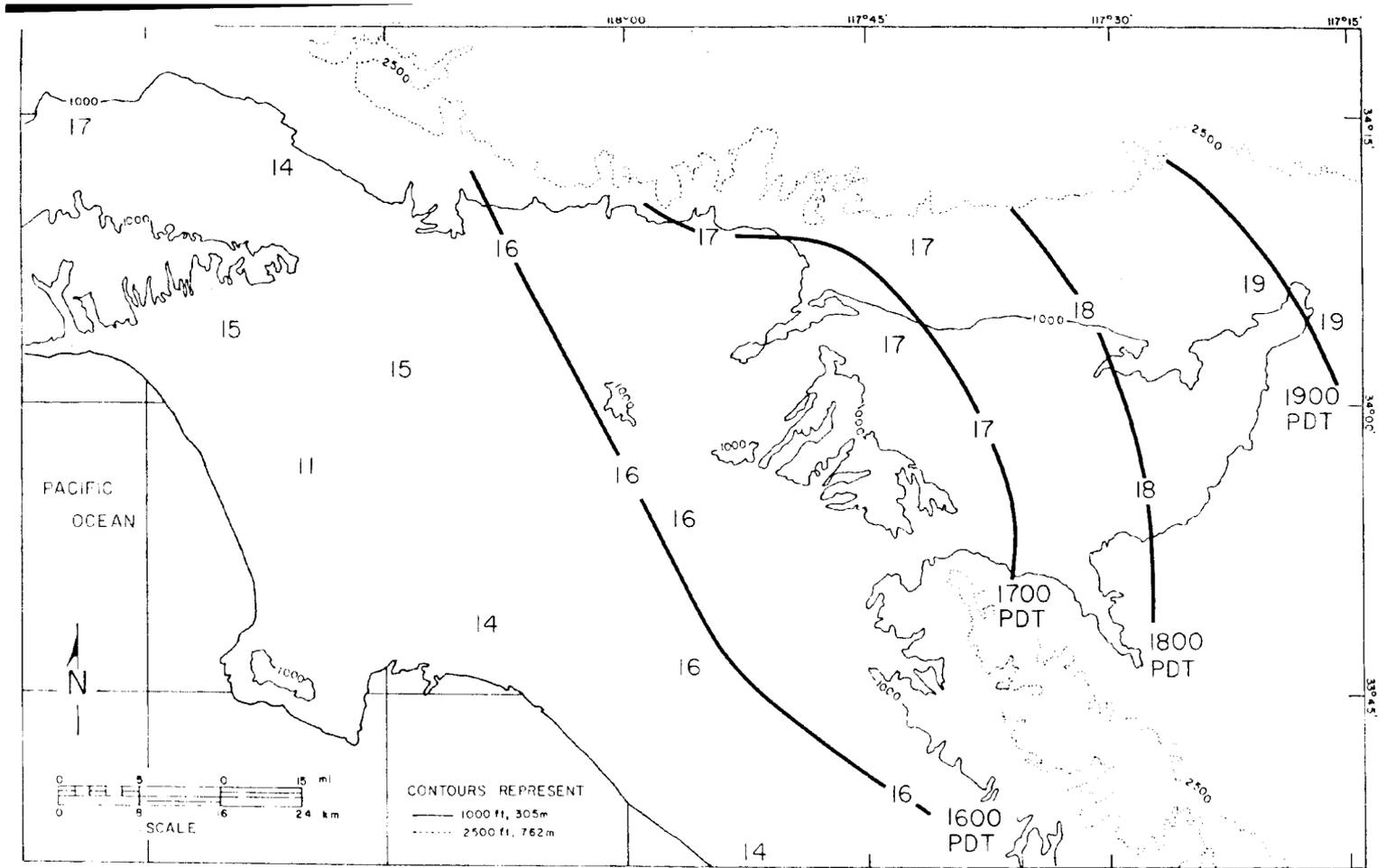
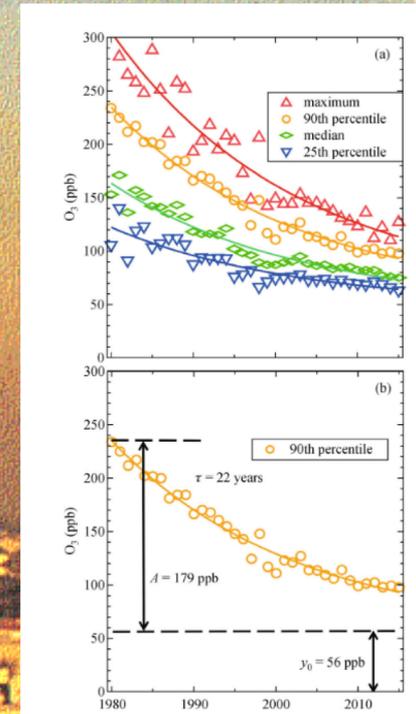


Fig. 9. Arrival time of marine front, 25 July 1973. Shows time at which hourly average oxidant concentrations at surface fell by a factor of 2 in 2 h.

Evolution de l'Ozone a Los Angeles

Ozone	N > 150ppb	N > 350ppb	Max
1978	173	23	430ppb
1979	169	17	450ppb
1980	152	15	410ppb
1981	159	5	370ppb
1982	121	2	400ppb
1997	28	0	210ppb
1998	43	0	240ppb



La Chine



- Plus d'un milliard d'habitants
- Probablement le pays avec les villes les plus polluées en aérosols
- Peu de données disponibles
- Un index par polluants (API)

Indice de pollution pour des villes chinoises pour une semaine de 1998

City	API	Concentration	City	API	Concentration
Beijing	TSP - 102	304mcg/m3	Qingdao	SO2 - 55	60mcg/m3 (0.021ppm)
Tianjin	TSP - 105	310mcg/m3	Yantai	TSP - 56	142mcg/m3
Shi Jiazhuang	TSP - 91	268mcg/m3	Zhengzhou	TSP - 122	344mcg/m3
Qin Huangdao	TSP - 55	118mcg/m3	Wuhan	TSP - 84	242mcg/m3
Taiyuan	TSP - 207	509mcg/m3	Changsha	SO2 - 70	90mcg/m3 (0.032ppm)
Huhe Haote	TSP - 167	434mcg/m3	Guangzhou	NOx - 136	118mcg/m3 (0.063ppm)
Shenyang	TSP - 77	217mcg/m3	Shenzhen	NOx - 98	98mcg/m3 (0.052ppm)
Dalian	TSP - 67	181mcg/m3	Zhuhai	NOx - 62	62mcg/m3 (0.033ppm)
Changchun	TSP - 96	286mcg/m3	Shantou	49	
Harbin	TSP - 83	239mcg/m3	Zhanjiang	21	
Shanghai	NOx - 72	72mcg/m3 (0.038ppm)	Nanning	TSP - 52	127mcg/m3
Nanjing	TSP - 94	278mcg/m3	Guilin	30	

Air Pollution Index (API)	Equivalent to Air Quality (GB3095.96)
<50	Class I
<100	Class II
<200	Class III
>200	Worse than Class III

Correspondance :

API	50	100	200	300	400	500
TSP	120	300	500	625	875	1000
SO2	50	150	250	1600	2100	2620
NOx	50	100	150	565	750	940

API	0	50	100	200	300	400
Ozone	0	120	240	400	800	1200

PEKIN : données comparatives avec Paris

Présentation des sites de mesures

PARIS

du 24 mai au 14 juin 2007
Toit du LHVP dans le 13^{ème}



LHVP



Toit du LHVP

Pékin

du 5 août au 24 août 2007
Toit de l'IAP



IAP



Toit de l'IAP

Contexte /
Objectifs

Stratégie

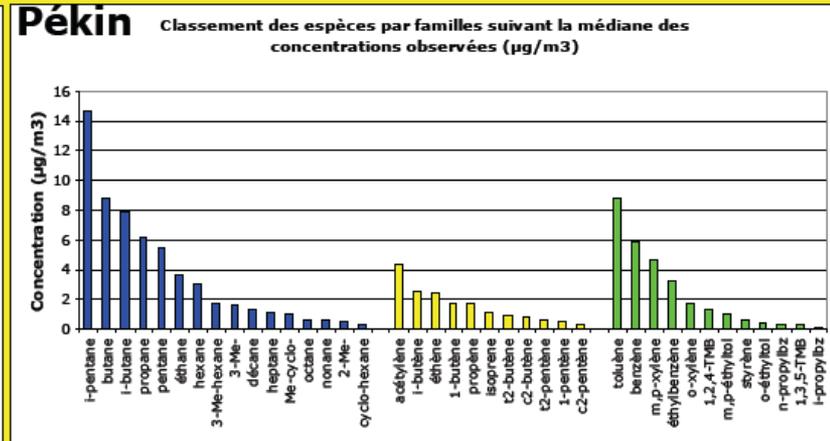
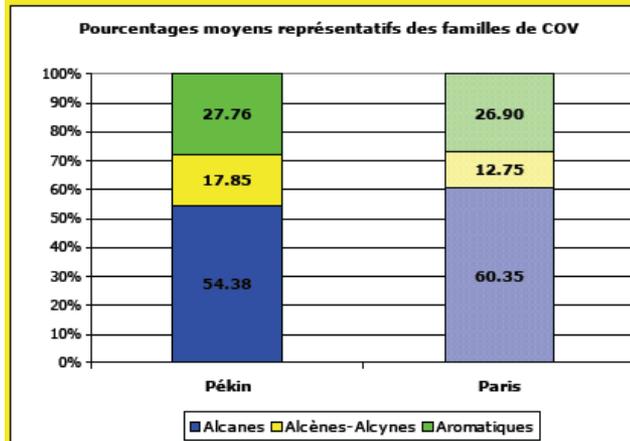
Analyse
descriptive

Modélisation
CMB-PMF

Conclusion &
Perspectives

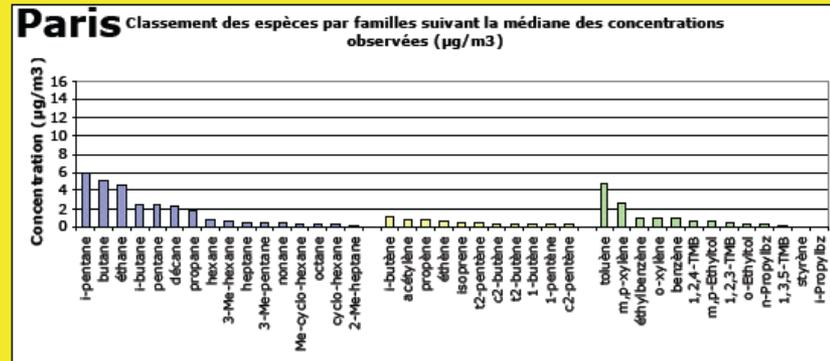
PEKIN : données récentes

Pékin : Analyse des teneurs par espèces



Répartition des familles de COV similaire sur Paris et Pékin.

Les composés majoritaires de chacune des familles de COV sont les mêmes sur Paris et Pékin.



Contexte / Objectifs

Stratégie

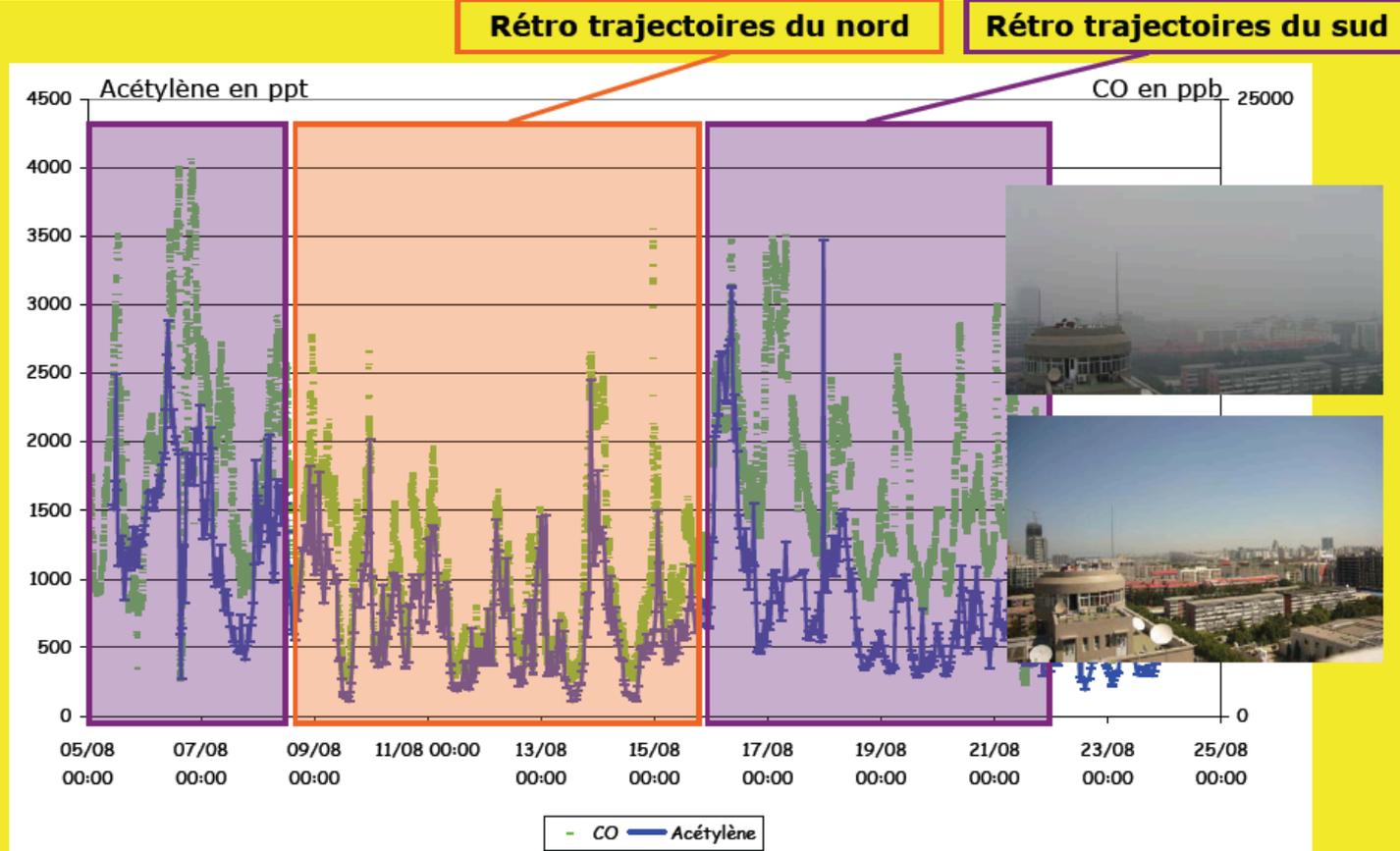
Analyse descriptive

Modélisation CMB-PMF

Conclusion & Perspectives

PEKIN : données récentes

Pékin : Importance de la météo sur les sources



Contexte /
Objectifs

Stratégie

Analyse
descriptive

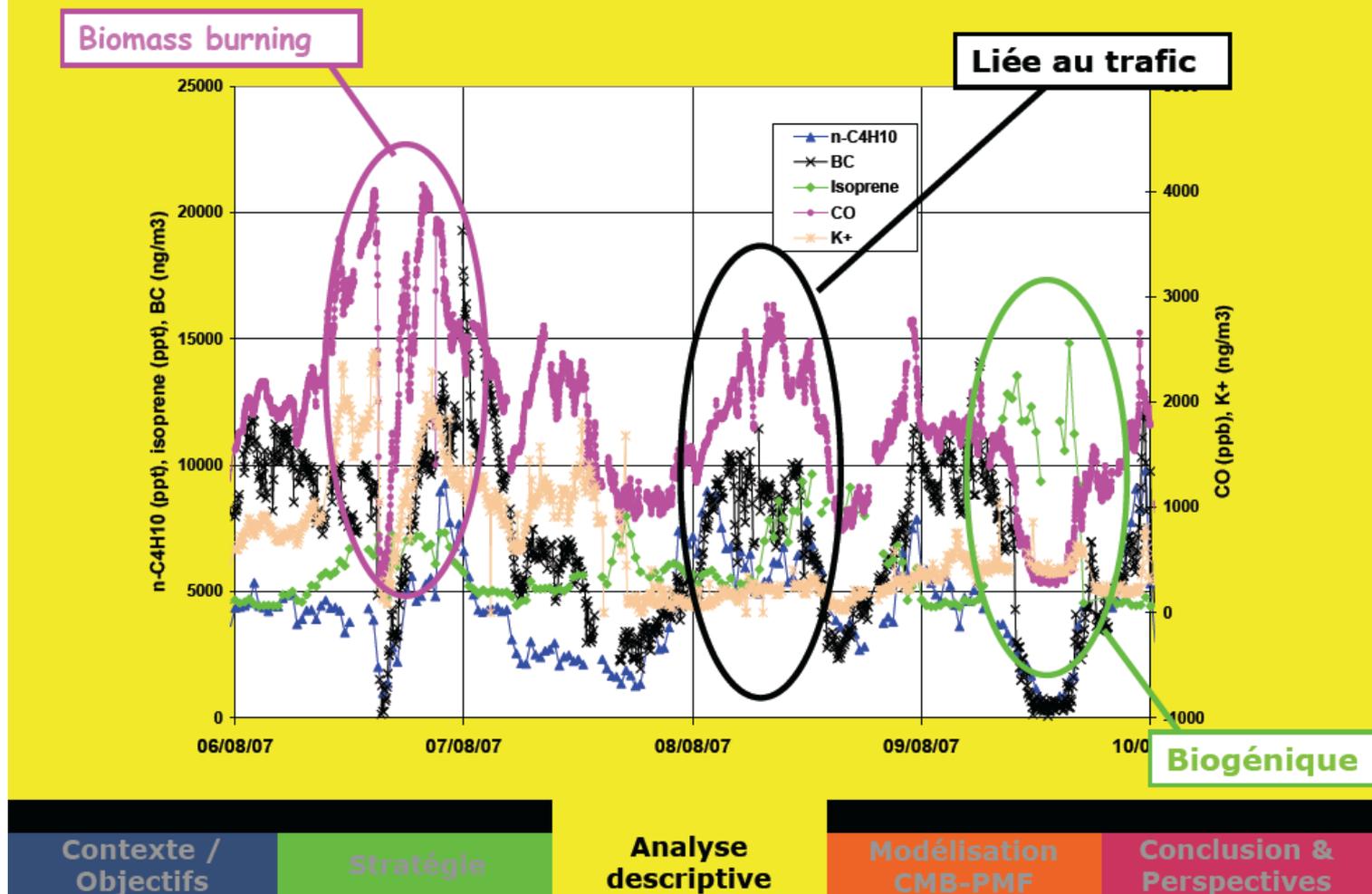
Modélisation
CMB-PMF

Conclusion &
Perspectives

Source : Thèse Cécile GAIMOZ, LSCE

PEKIN : données récentes

Pékin : Identification des sources à partir des traceurs



Source : Thèse Cécile GAIMOZ, LSCE

Etude de cas : Ile de France

7-9 Août 1998



11 Millions d'habitants



Bassin sédimentaire



Situation météo 7-9/8/98 :
vents faibles NE, 30-37°C



Programme ESQUIF : IPSL, LISA,
AIRPARIF, Météo France, LA

Mesures d'ozone en Ile de France

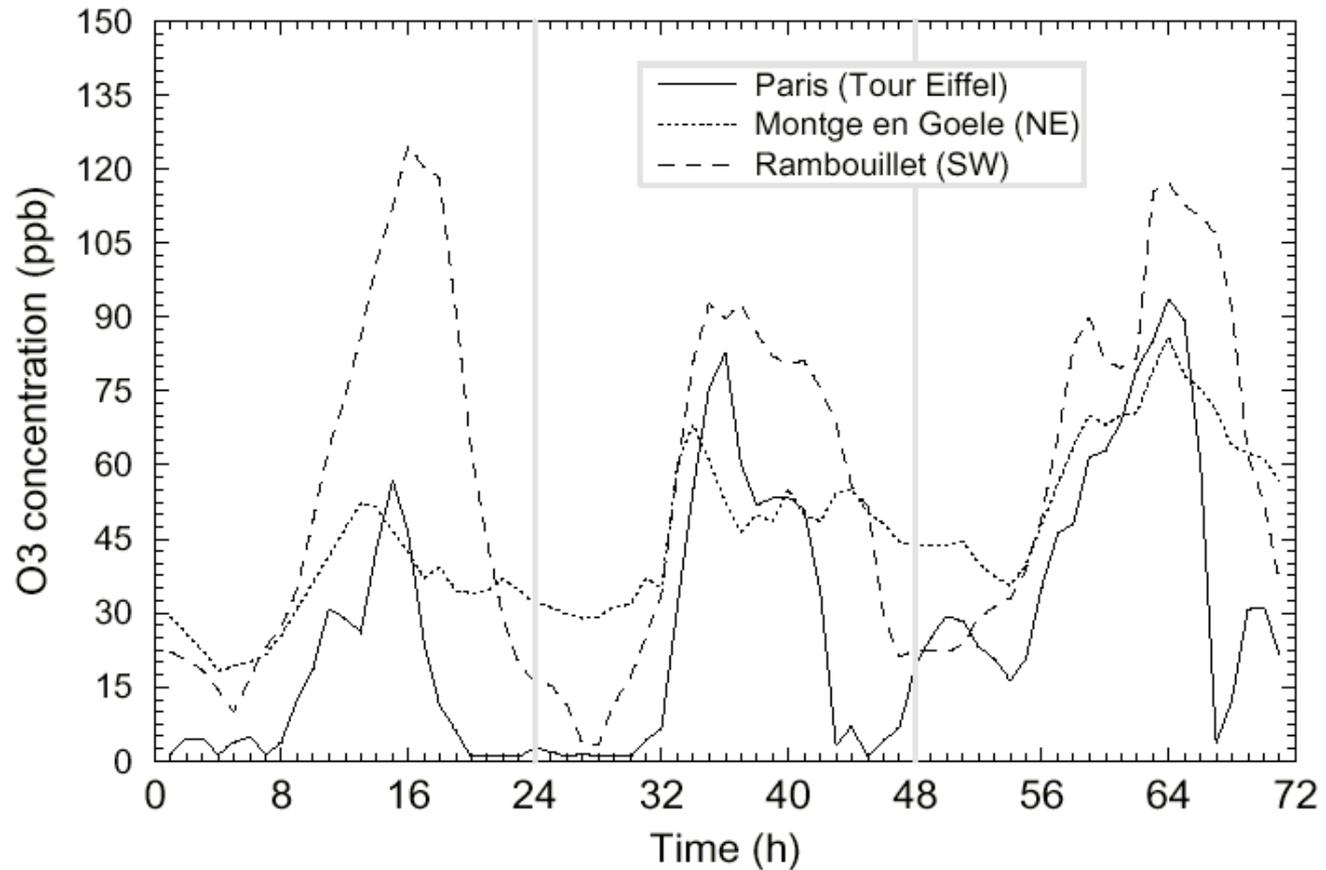
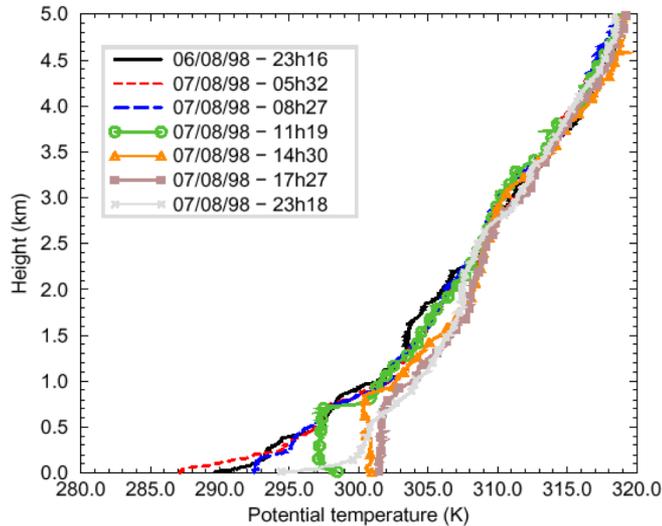


Figure 6: Surface ozone concentrations (ppb) measurements by AIRPARIF from 7 to 9 August 1998 (from 0 to 72h) in Paris (solid line), Montge en Goele (dotted line), and Rambouillet (dotted line). The Montge en Goele and Rambouillet suburban stations are located to the North-East and South-West of Paris, respectively.

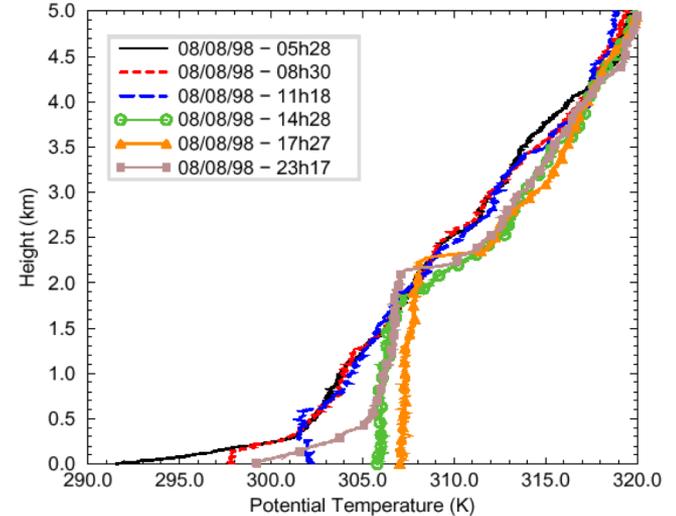
Profils de température potentielle

Sondage de Trappes

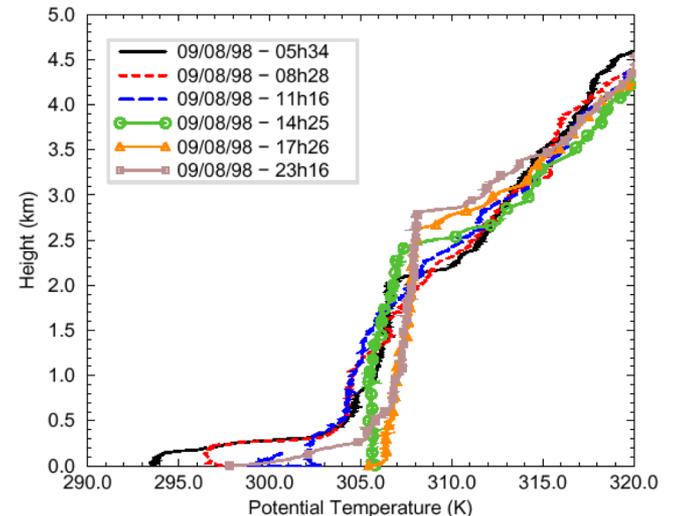


6 et 7 Août

8 Août



9 Août



Localisation des mesures

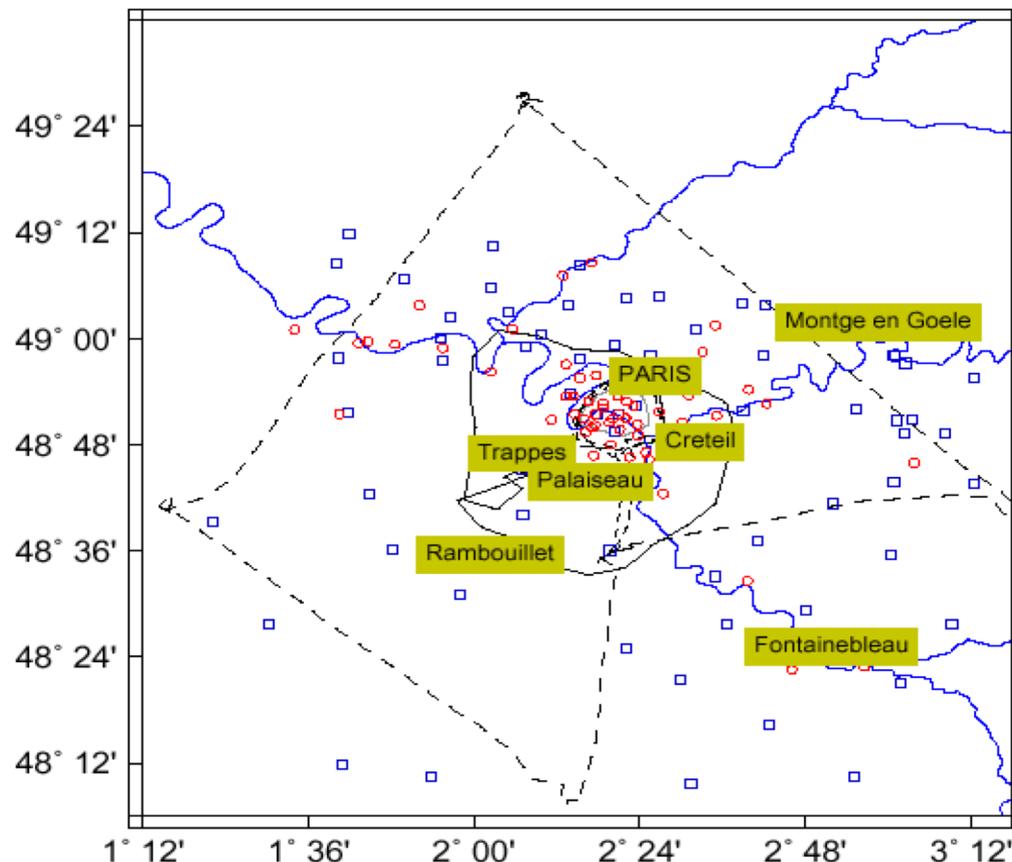


Figure 1: The flights plans over the Paris area (the city of Paris is located at the center of the map). The symbols, 'squares' and 'circles', indicate the Météo-France and AIRPARIF surface stations, respectively. Typical flight patterns for 'Urban', 'Suburban' and 'IdF' flights are given by the inner solid line, outer solid line and dotted line, respectively. The city names indicate locations of the main IOP's measurements.

Rétrotrajectoires de masses d'air

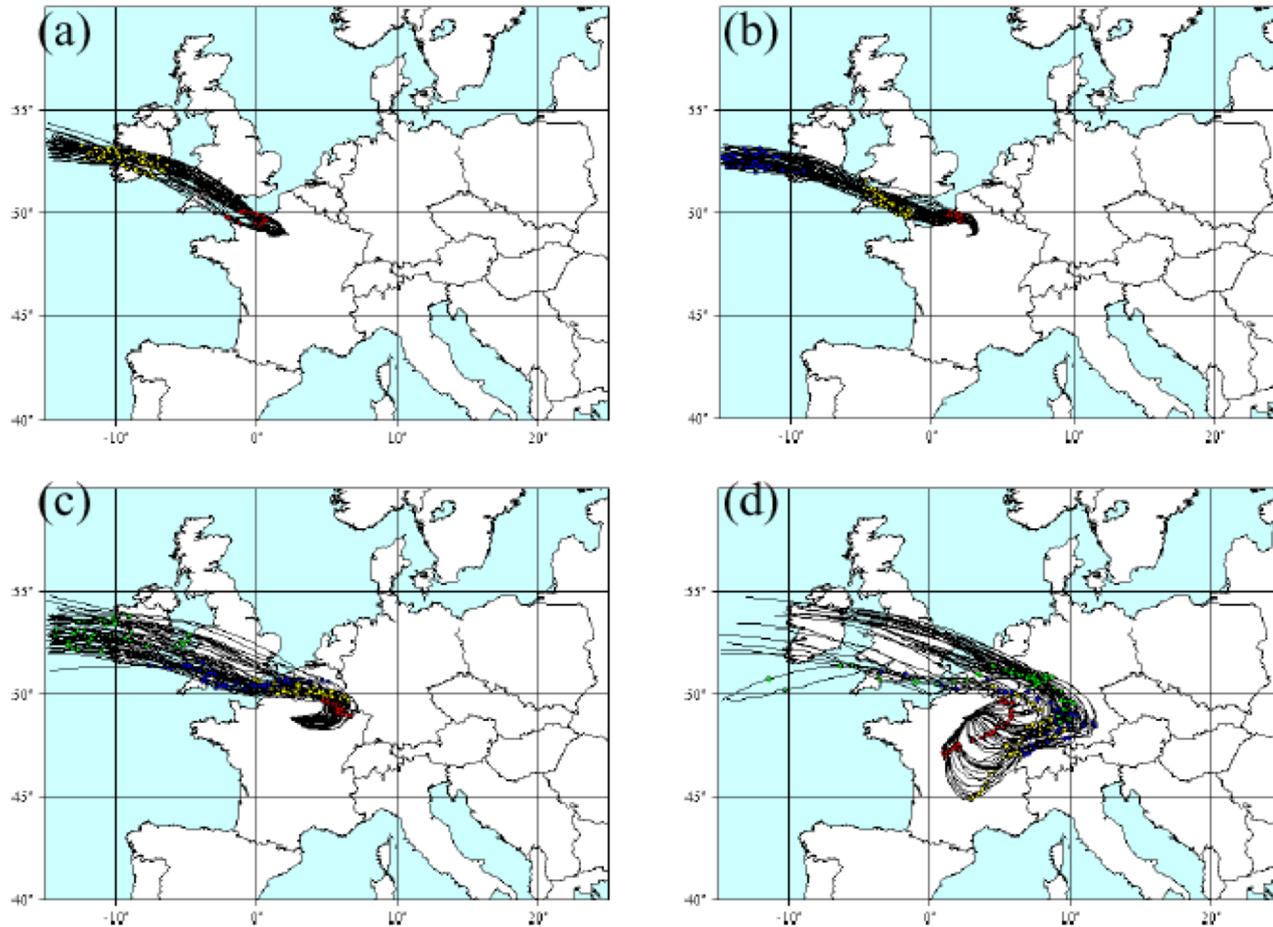


Figure 3: *Back-trajectories ending in Paris on (a) 6 August 1998, (b) 7 August 1998, (c) 8 August 1998 and (d) 9 August 1998.*

Evolution de l'ozone

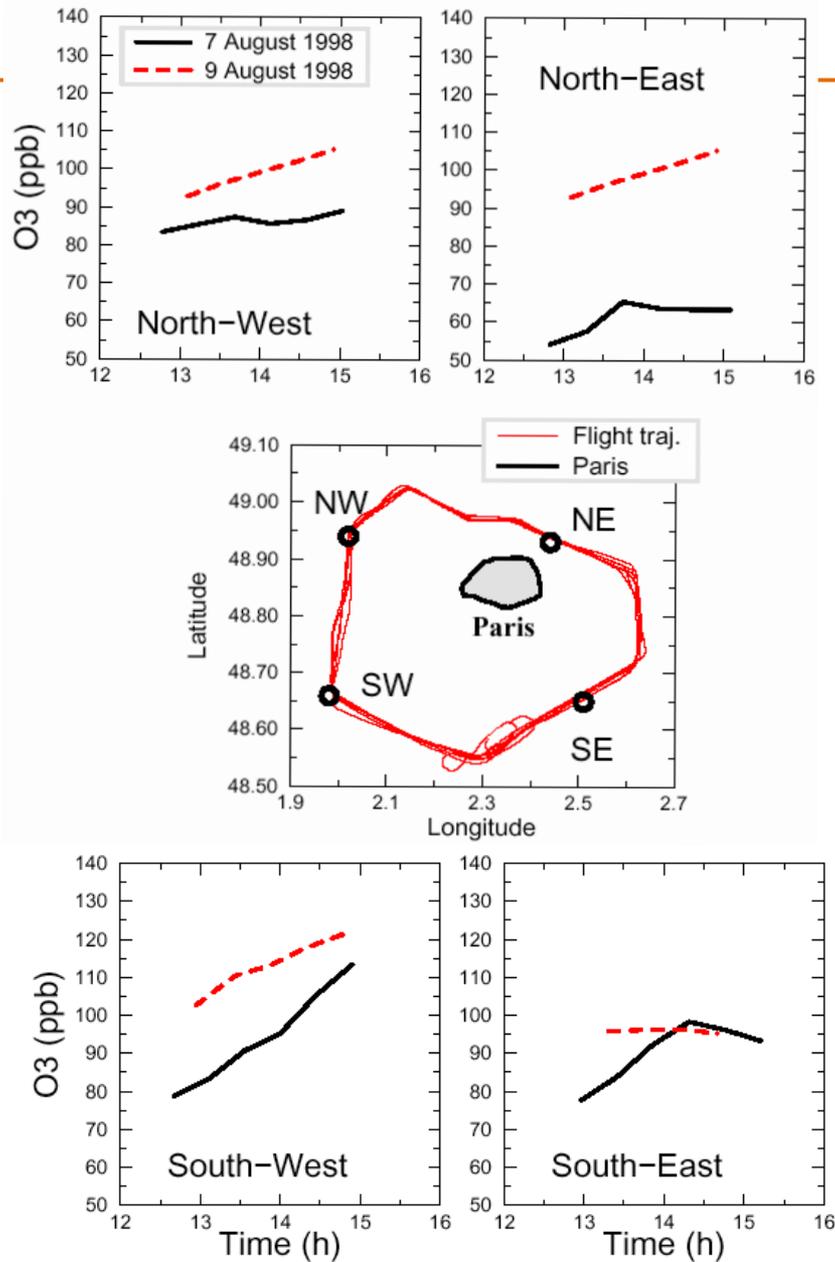


Figure 4: Aircraft measurements of ozone, on 7A98 and 9A98, at 500 m AGL. The central box presents the city of Paris with the 'Suburban' flight trajectories superimposed. Also shown are the four representative locations selected to conduct the pollution analysis (NW, NE, SE and SW, see text for explanations). The time evolution of the ozone concentration measured in these locations are presented in the surrounding boxes.

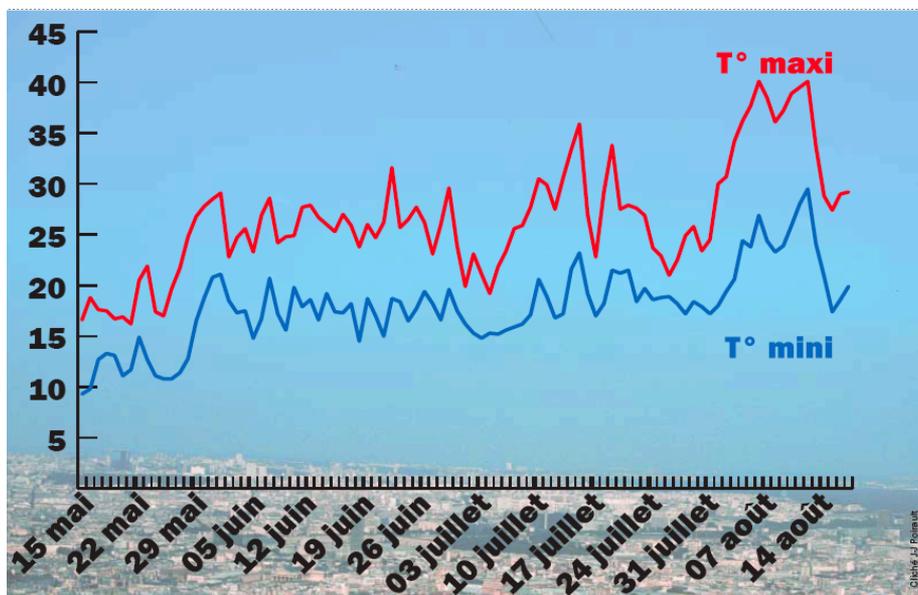
Source : Projet ESQUIF, L. Menut, LMD, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau.

Etude de cas : Ile de France

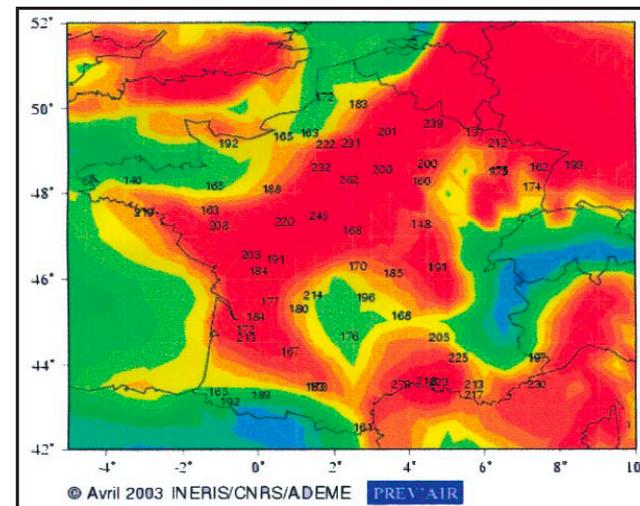
Août 2003

☀ Situation météo exceptionnelle
1-14 Aout 2003 : $T > 35-40^{\circ}\text{C}$

☀ Vents faibles plutôt NE

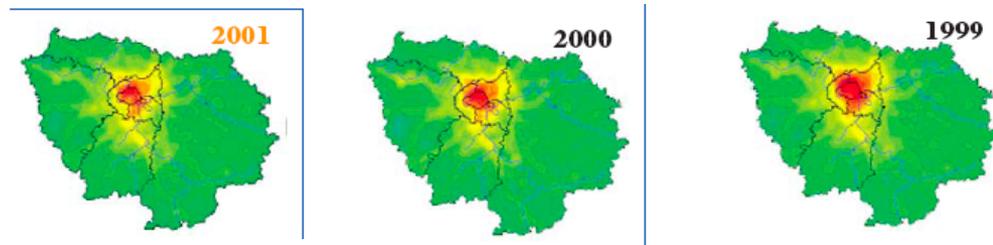
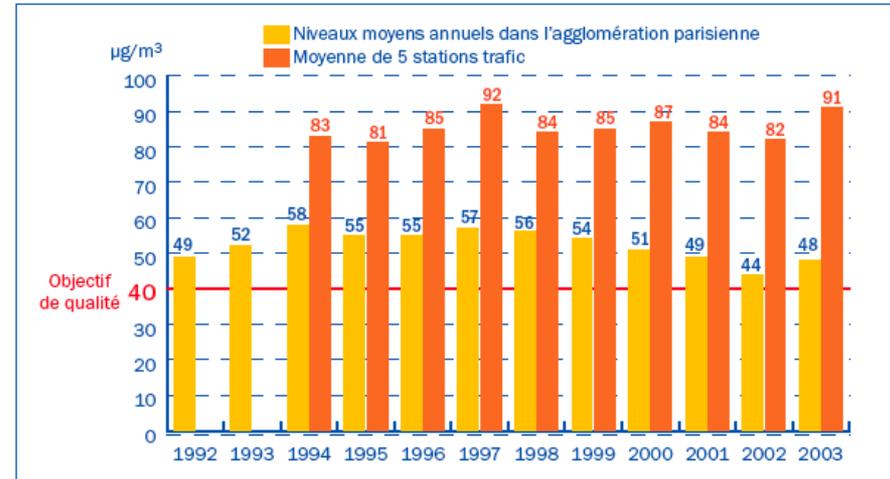
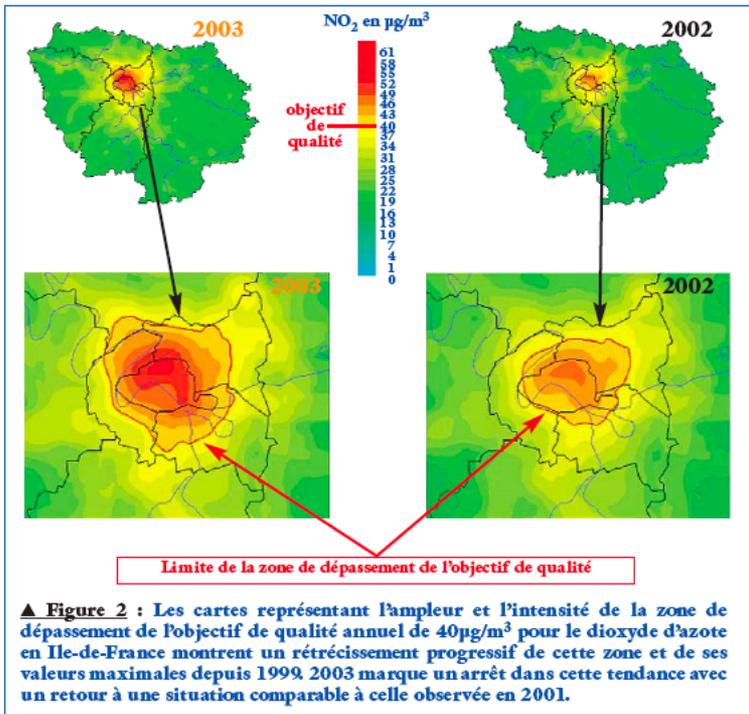


Température à Paris XI

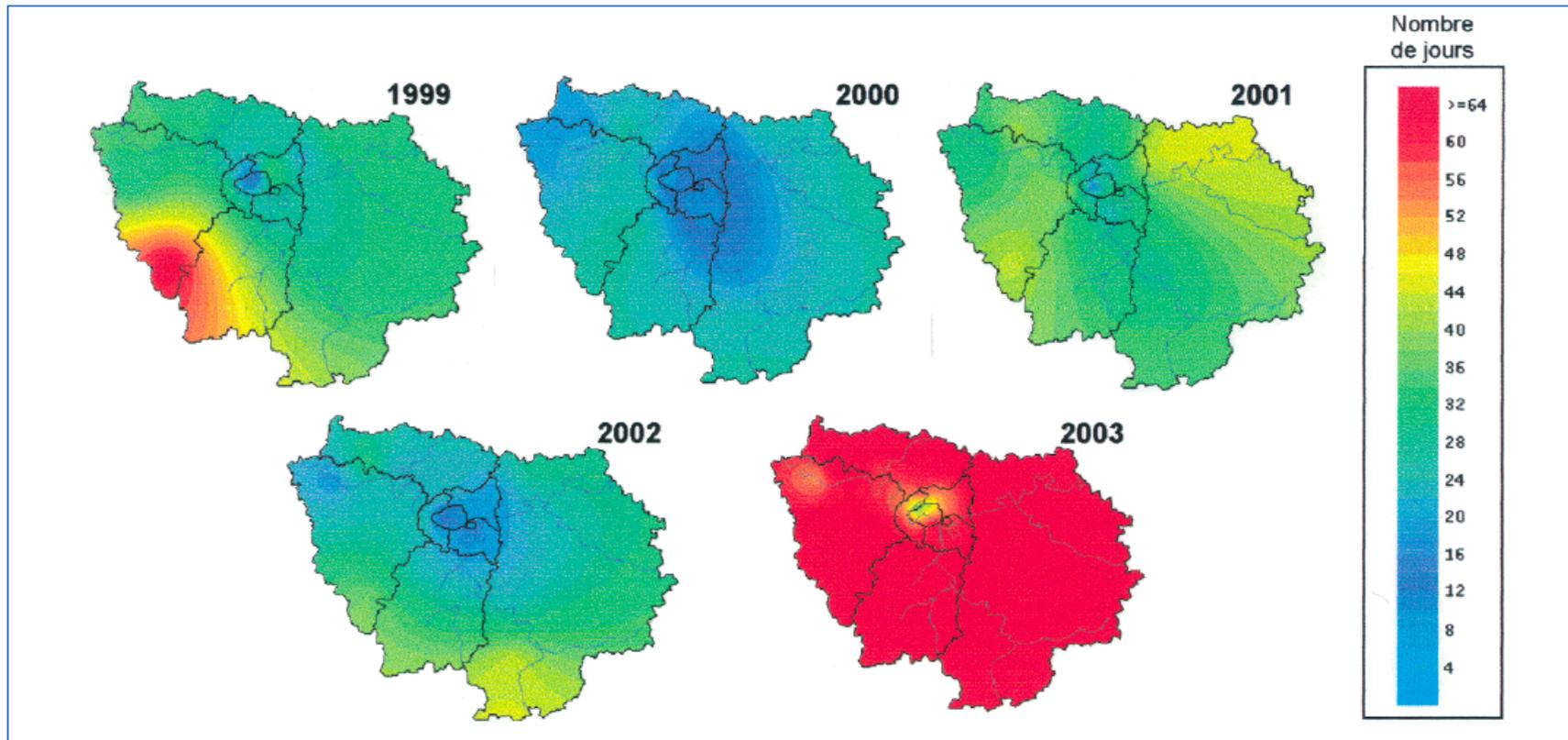


▲ Figure 3 : La carte des maximums d'ozone pendant la canicule le 8 août, permet d'apprécier la dimension européenne de cet épisode de pollution. Elle a été obtenue par simulation, en tenant compte des observations des réseaux de mesure de la qualité de l'air européens.

Des Niveaux de NO₂ en hausse de 10% en 2003

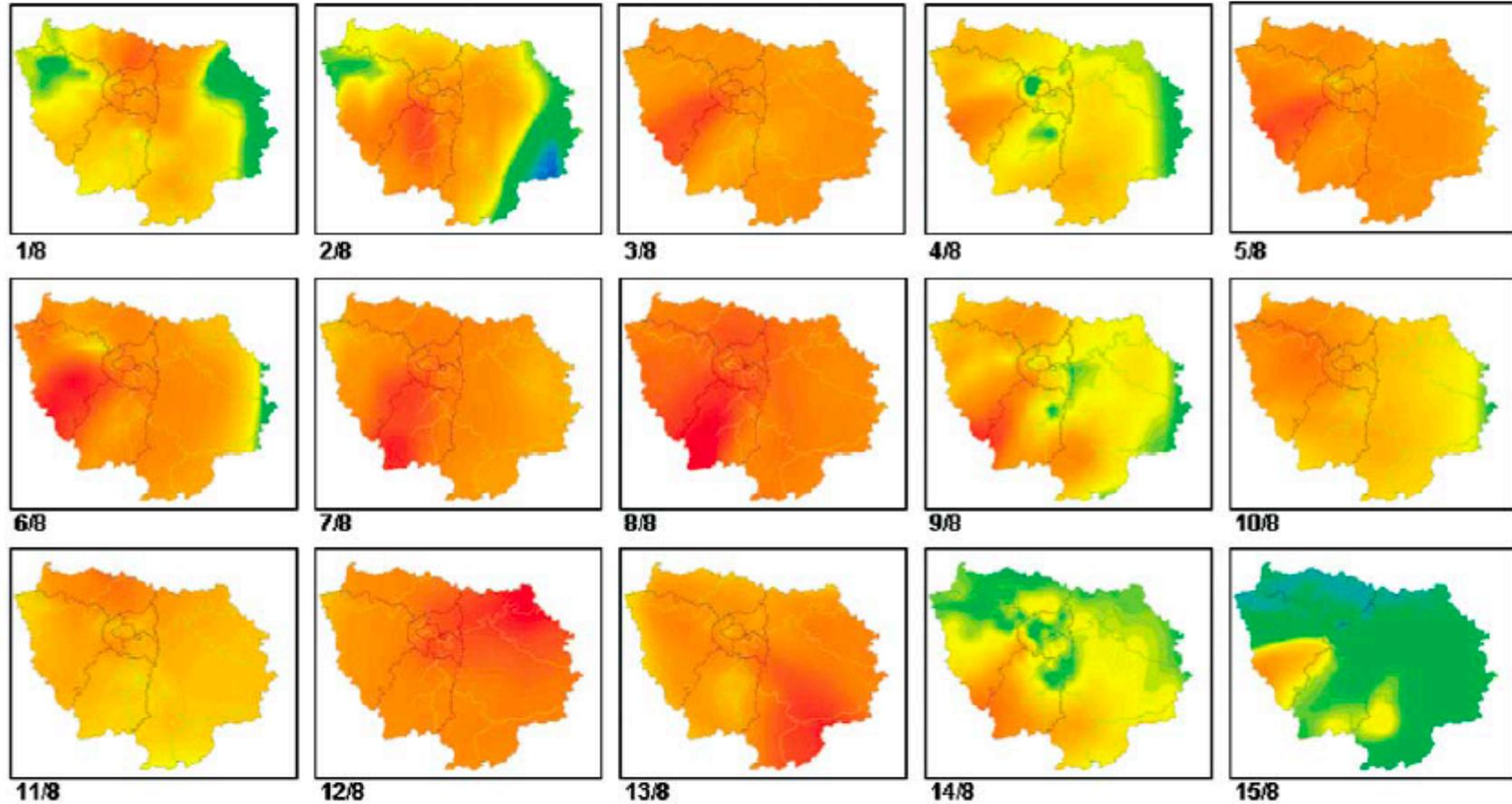


Cartes du dépassement du nb de jours de dépassement du seuil de protection de la santé



▲ **Figure 5** : L'objectif de qualité pour l'ozone (ou seuil de protection de la santé, fixé à $110 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sur 8 heures) est dépassé chaque année sur l'ensemble de la région comme l'indique les cartes du nombre de jours de dépassement depuis 1999, mais en 2003 il l'a été deux fois et demi plus souvent que les années précédentes.

Indice ATMO régional

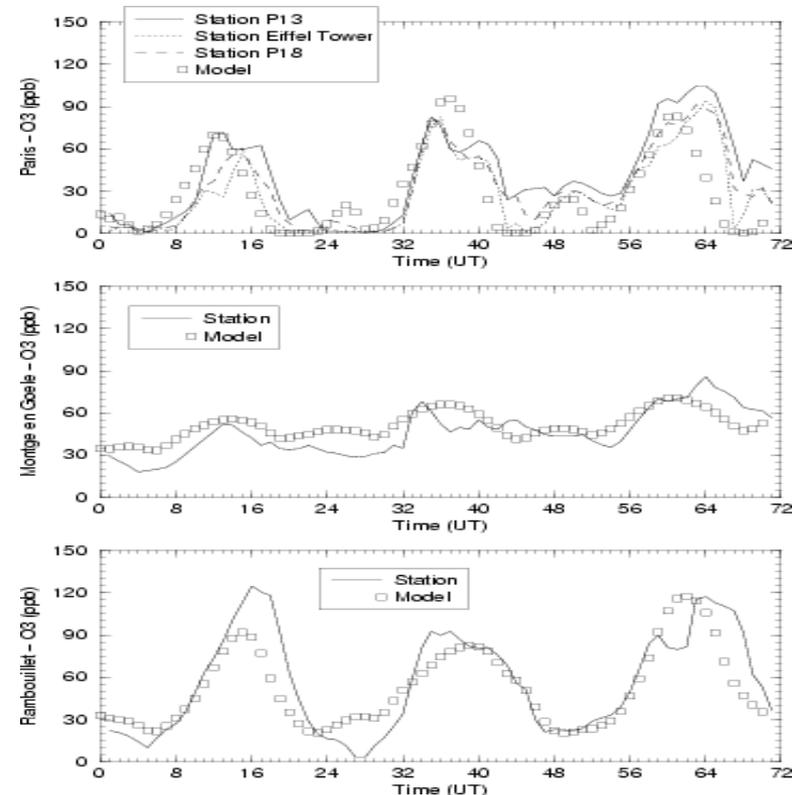


▲ Figure 7 : Les cartes régionales de l'indice de qualité de l'air illustrent la chronologie des épisodes de pollution qui ont marqué la période du 1^{er} au 15 août 2003.

Evaluation d'un modèle (Observation en surface – AIRAPARIF)

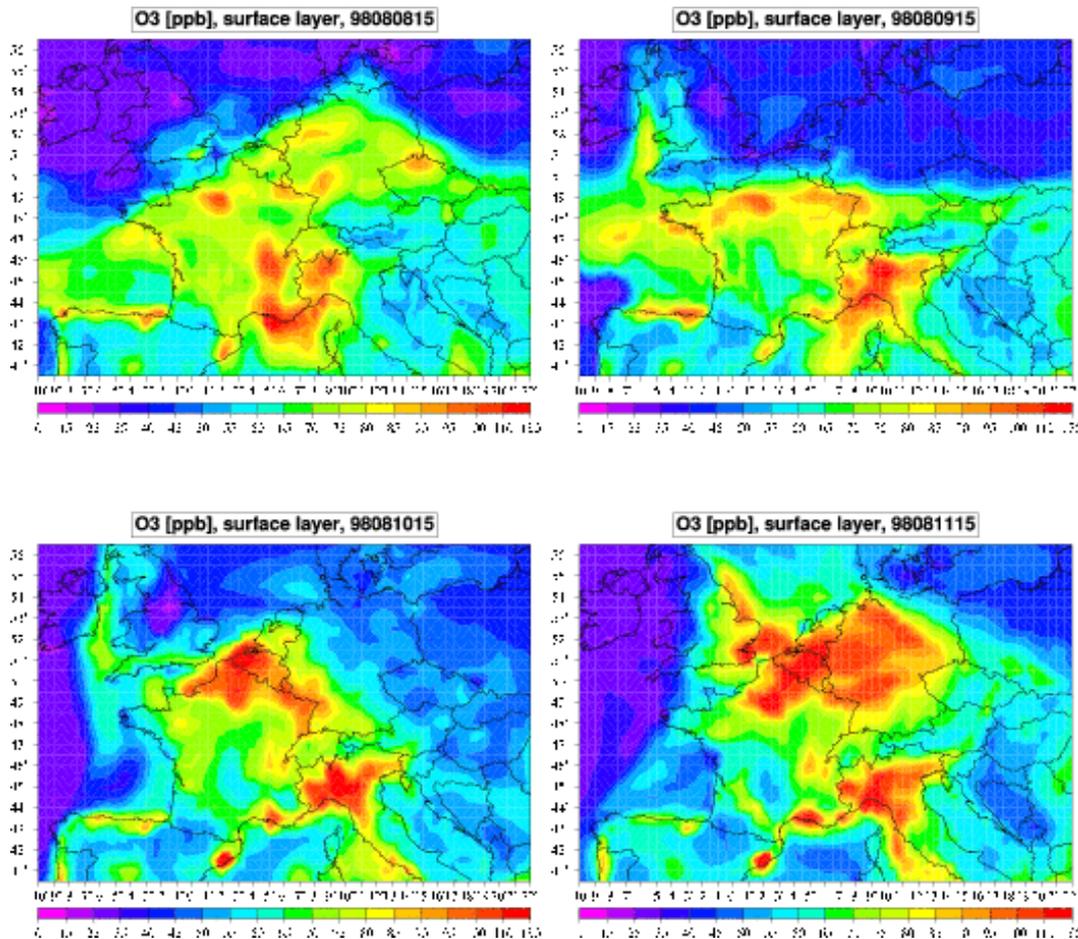
Le modèle simule correctement les concentrations d'ozone au sol et en altitude, restitue la structure du panache.

Tests effectués sur plusieurs années donc sur plusieurs cas de pollution photochimique



**Simulation du 07/08/1998 a 15h
et observations aéroportées a 300m
entre 14h30 et 15h**

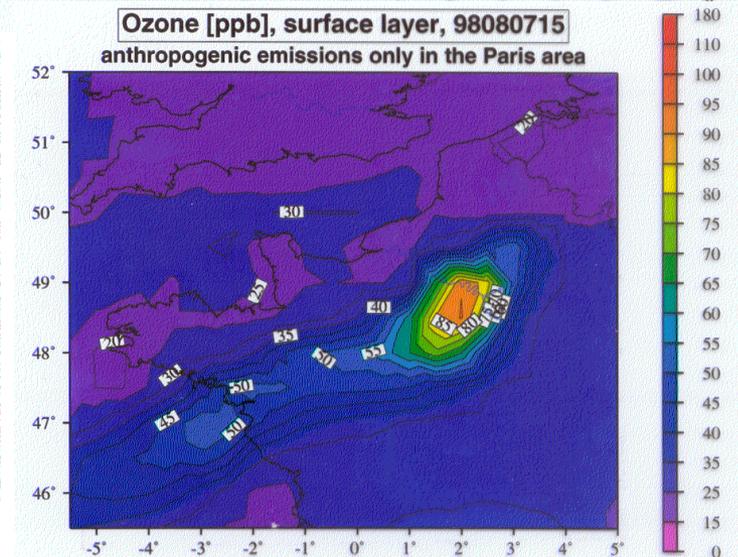
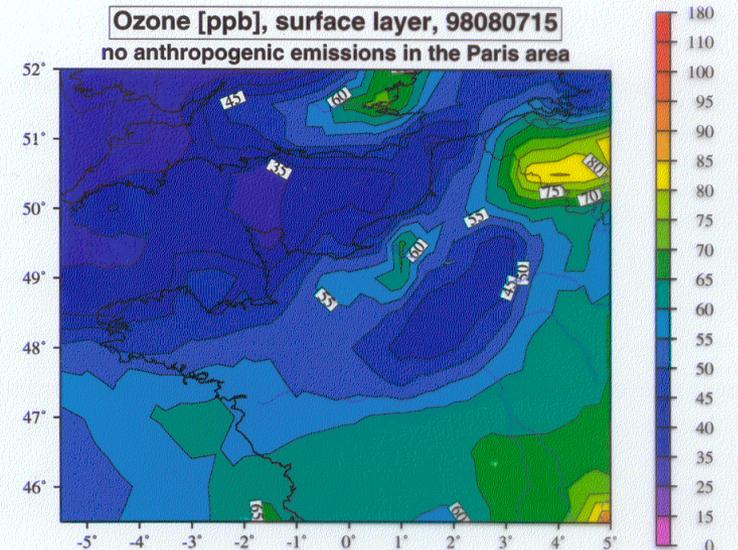
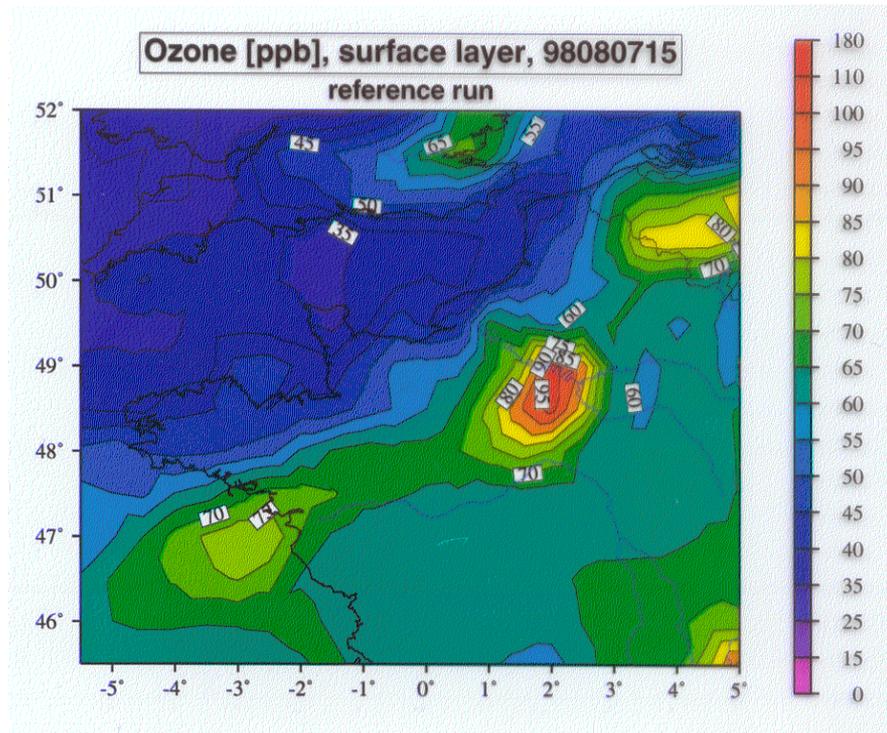
Simulations et études de la POI2 (CHIMERE)



Pollution a grande échelle
Stagnation des masses
d'air + émissions
⇒ accumulation des
panaches urbains
individuels

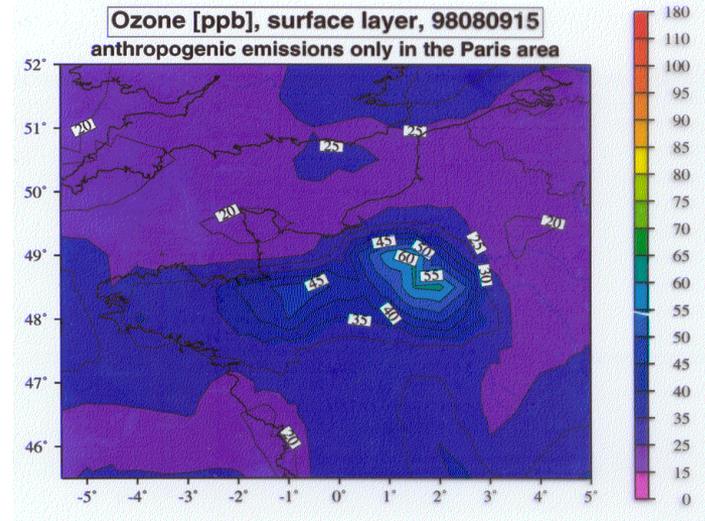
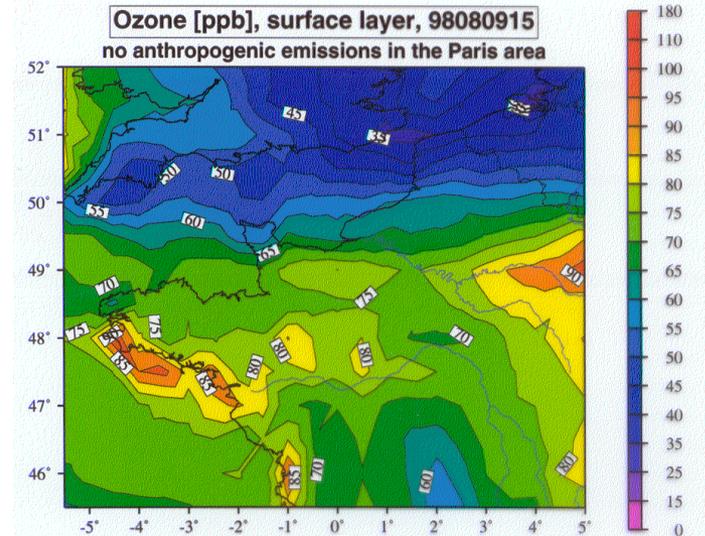
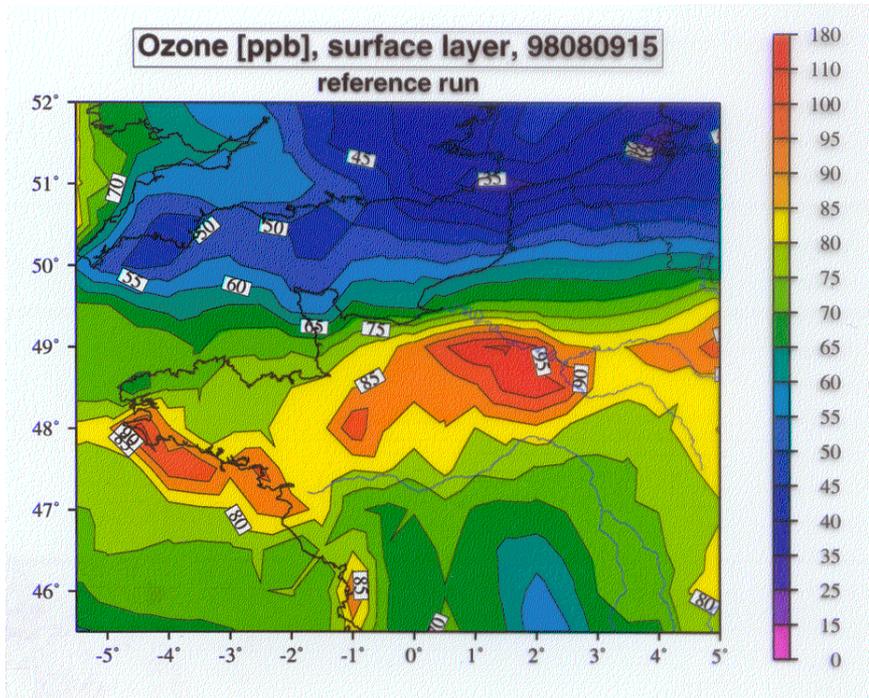
Avec ou sans émissions anthropiques de Paris 07/08/1998

Concentrations d'ozone (ppb)
simulées le 07/08/1998
par CHIMERE continental



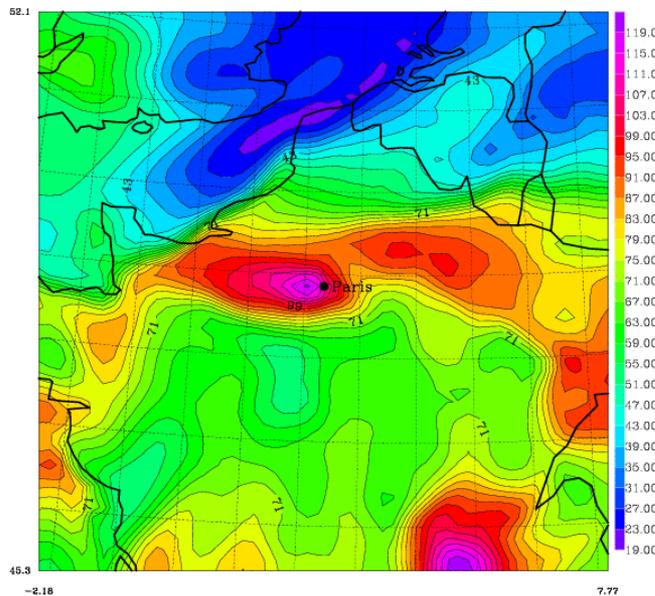
Avec ou sans émissions anthropiques de Paris 09/08/1998

Concentrations d'ozone (ppb)
simulées le 09/08/1998
par CHIMERE continental

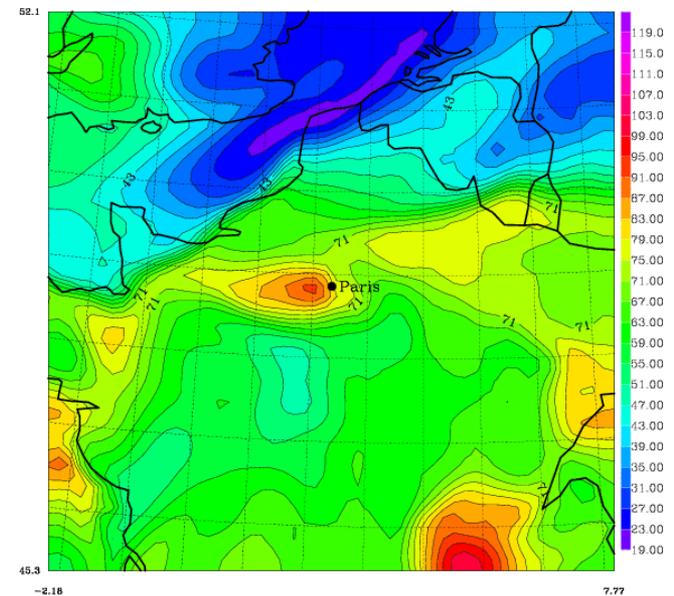


Contribution des émissions biogéniques (MESO-NH – Laboratoire d'aérodologie)

Concentrations d'ozone (ppb) simulées le 09/08/1998 par MESO-NH



Avec émissions biogéniques



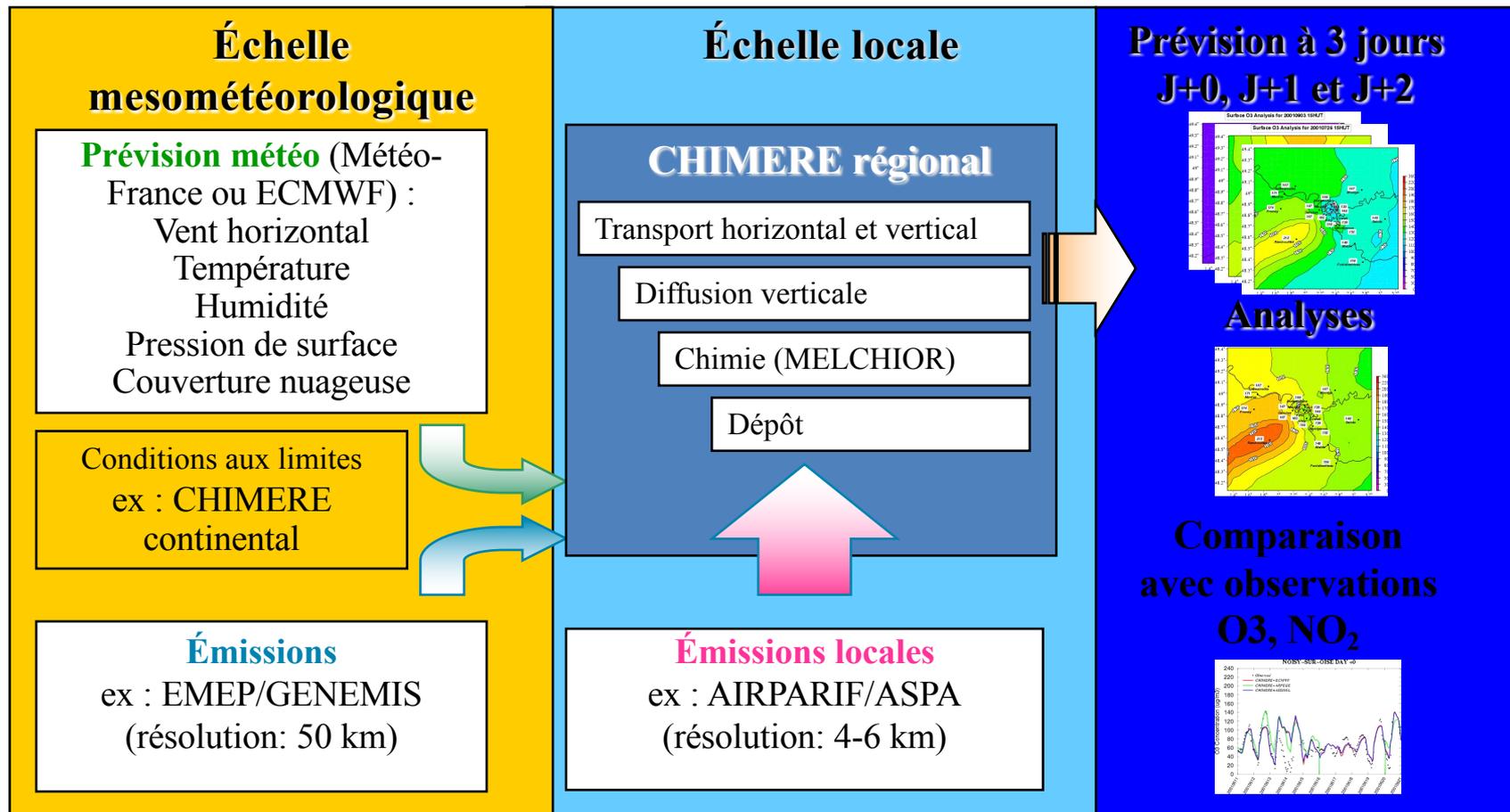
Sans émissions biogéniques

Différences :

10-20 ppb en régions rurales et jusqu'à 30ppb dans le panache

CHIMERE, modèle de prévision

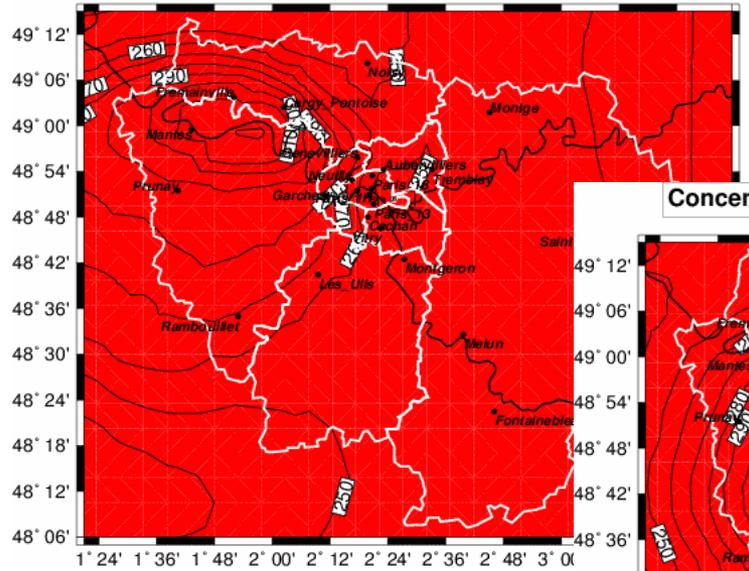
<http://euler.lmd.polytechnique.fr/>



Des épisodes de pollution à l'ozone en surface

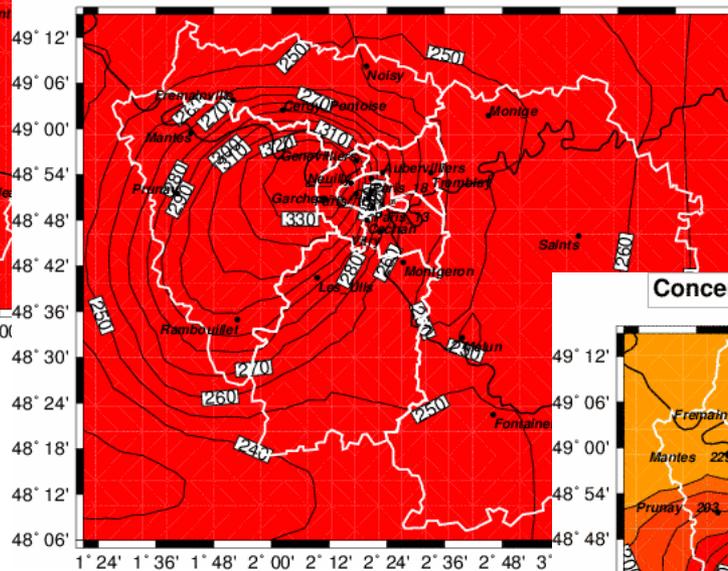
en Ile de France (et ailleurs en France et dans le monde !!)

Concentration max en O3 le 06/08/2003 (microg/m3)



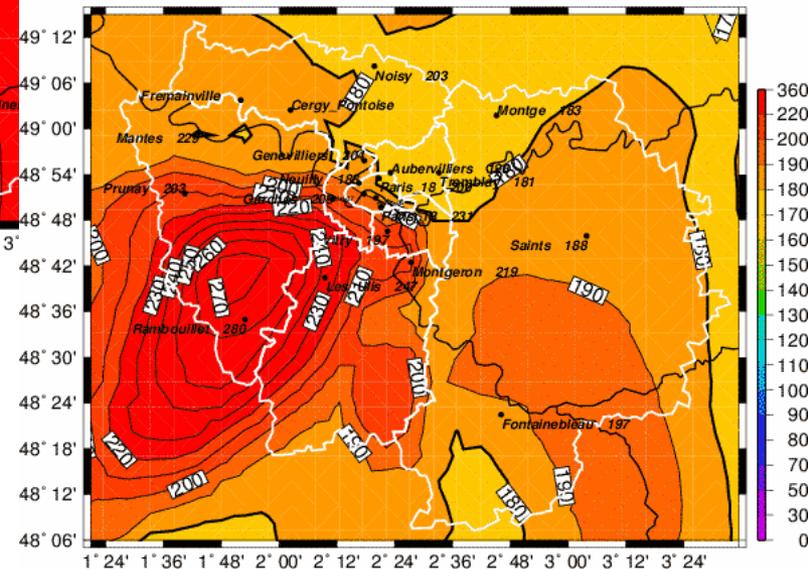
Prévision à 48h

Concentration max en O3 le 06/08/2003 (microg/m3)



Prévision à 24h

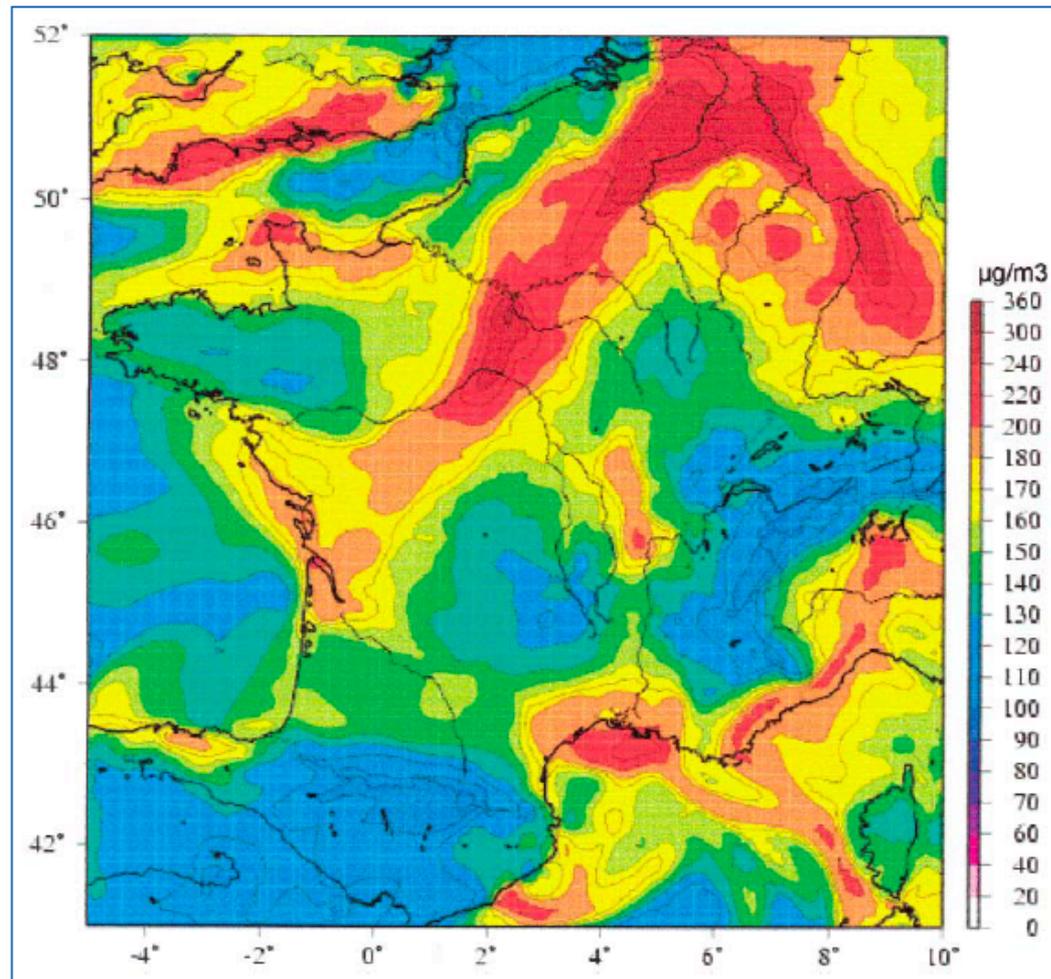
Concentration max (assimilee) en O3 le 06/08/2003



Assimilation de données



ETE 2003 - Modélisation CHIMERE



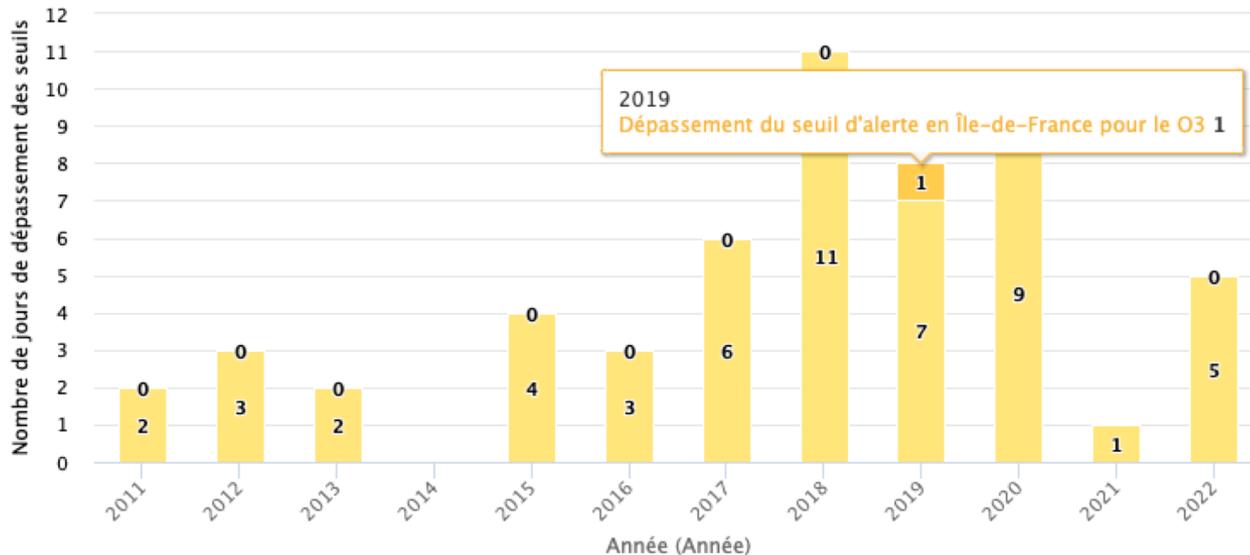
▲ Figure 11 : Simulation des concentrations d'ozone en France, et dans les pays voisins, le 8 août 2003 à 16H (journée ayant enregistré l'épisode de pollution le plus intense de la période de canicule en Ile-de-France), grâce à l'utilisation du modèle CHIMERE développé par le CNRS et PINERIS.

Source : IPSL (Institut Pierre Simon Laplace).

La qualité de l'air s'améliore-t-elle en Ile de France ?

Evolution annuelle du nombre de jour où les seuils de pollution ont été dépassés

Ozone



2019
Dépassement du seuil d'alerte en Île-de-France pour le O3 1

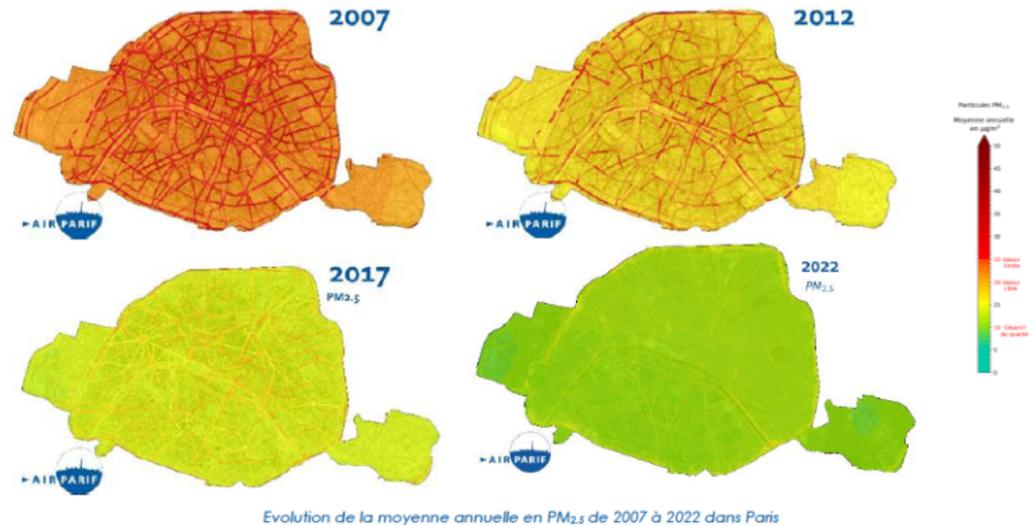
PM10



- Dépassement du seuil d'alerte en Île-de-France pour les PM10
- Dépassement du seuil d'information en Île-de-France pour les PM10

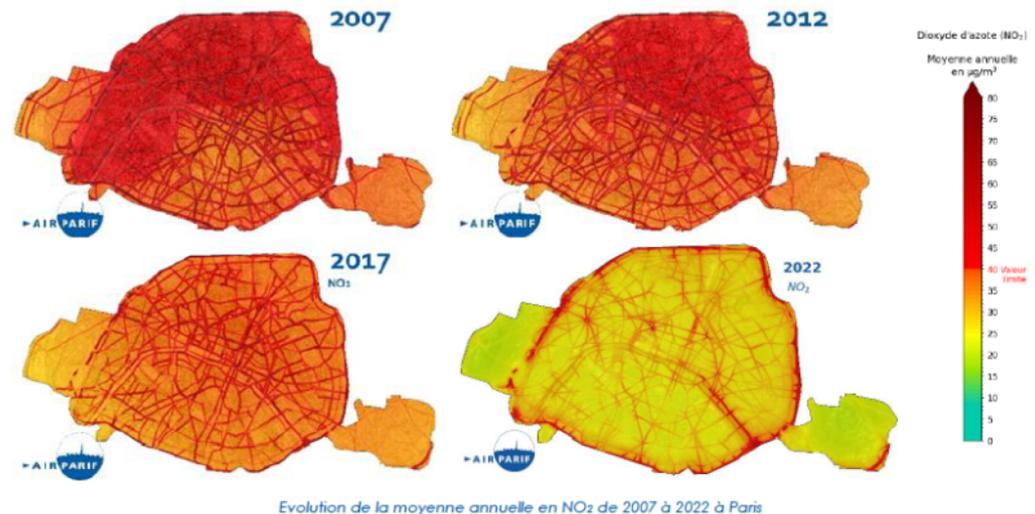
La qualité de l'air s'améliore-t-elle à Paris ?

PM2.5



Evolution de la concentration moyenne annuelle en PM2.5 entre 2007 et 2022
Airparif

NO2



Evolution de la concentration moyenne annuelle en dioxyde d'azote (NO2) entre 2007 et 2022
Airparif

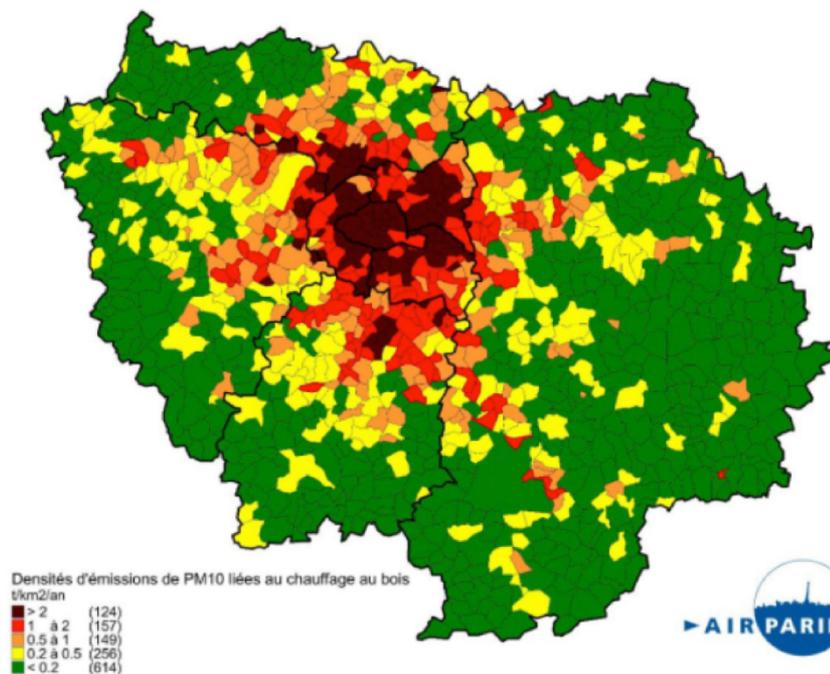
Focus : le chauffage au bois

Le chauffage au bois est le principal émetteur de particules fines à Paris et en Île-de-France. À Paris, il ne représente que 2% de la consommation énergétique utilisée pour le chauffage, mais il est à l'origine de 31% des PM10 (contre 36% pour le trafic routier) et de 38% des PM2,5 (contre 35% pour le trafic routier). Cet écart est encore plus flagrant en hiver.

À Paris, entre 7 et 12 % des ménages utilisent le chauffage au bois au moins 1 fois dans l'année, d'après Airparif (52% en agrément, 40% en appoint, 8% en chauffage principal).

Les émissions de particules par le chauffage au bois sont beaucoup plus fortes à Paris et dans la Petite Couronne qu'en Grande Couronne en raison de la plus forte densité de population et de l'utilisation de foyers ouverts. Un foyer ouvert émet 30 fois plus qu'un insert labellisé flamme verte et 300 fois plus qu'une chaufferie collective.

À titre de comparaison, une après-midi de chauffage au bois d'agrément en foyer ouvert équivaut en émissions de particules PM10 à près de 7 000 km en véhicule particulier diesel Crit'air2 (soit 4 aller-retours Paris-Marseille).



Densités communales d'émissions primaires de PM10 liées au chauffage au bois domestique en Île-de-France en 2014 en tonnes/km2/an. Source : Airparif.