Les paramétrisations des modèles de climat

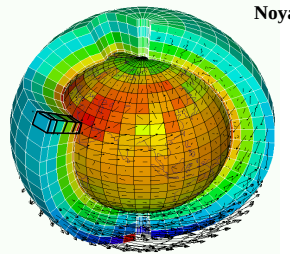
Frédéric Hourdin
Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

Responsable du développement du modèle global atmosphérique LMDZ
http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/Grenoble/
hourdin@lmd.jussieu.fr

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Couche limite et nuages
4. Convection / échelles / zone grises
5. Les modèles et leur utilisation

Pour 2 : http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PEDAGO/cours.pdf, chapitre 3
http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/these.pdf, section 3.3
Pour 3 : http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/HDR/habil.pdf, sec 2.2.2 et ch 3

1. Introduction et principes des paramétrisations



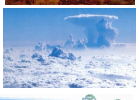
Noyau dynamique : équations de bases discrétisées sur la sphère

- Conservation de la masse
  $D\rho/Dt + \rho \, \mathrm{div}\underline{U} = 0$
- Conservation de la température potentielle
  $D\theta / Dt = \underline{Q} / Cp \ (p_0/p)^{\kappa}$
- Conservation de la quantité de mouvement
  $D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \, \mathrm{grad}p - \underline{g} + 2 \, \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
- Conservation des composants secondaires
  $Dq/Dt = Sq$

Objet des paramétrisations : rendre compte de l'effet des processus non résolus par ces équations
→ **Termes « sources » additionnels dans les équations.**

- Q : Chauffage par échanges radiatifs, conduction (négligée), condensation, sublimation, **mouvements sous maille (nuages, turbulence, convection)**
- $\underline{F}$: Viscosité moléculaire (négligée), **mouvements sous-maille (nuages, turbulence, convection)**
- Sq : condensation/sublimation (q= vapeur d'eau ou eau condensée), réactions chimiques, photo-dissociation (ozone, espèces chimiques), microphysiques et lessivage (aérosols de pollution, poussières, ...), **mouvements sous maille (nuages, turbulence, convection)**

1. Introduction et principes des paramétrisations



• Calcul de l'**effet collectif des processus non résolus sur les variables d'état explicites** ($\underline{U}$, θ, q) du modèle global

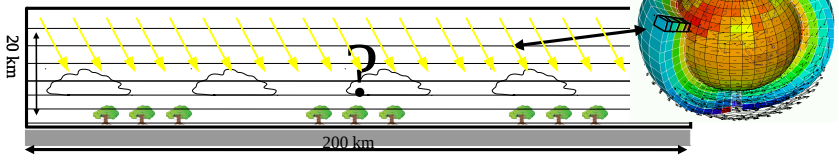
• **description physique approchée** du comportement collectif des processus

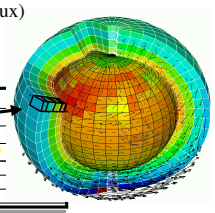
• qui fait intervenir des **variables internes aux paramétrisations** (caractéristiques des nuages, écart-type de la distribution sous-maille d'une variable, …)

• dérivation d'**équations** reliant ces variables internes aux variables d'état
$\underline{U}$, θ, q à l'instant t **variables internes** $\underline{F}$, Q, Sq $\underline{U}$, θ, q à t+δt

• **hypothèses d'homogénéité** (statistique) horizontale des processus représentés (comme dans l'hypothèse plan parallèle du transfert radiatif)
Equations uni-dimensionnelles en z (échanges verticaux)
Colonnes atmosphériques indépendantes

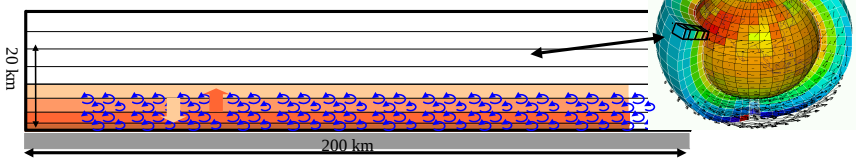
Dans une colonne du modèle ...

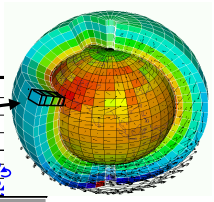




1. Introduction et principes des paramétrisations

Dans une colonne du modèle ...





Paramétrisation de la turbulence

→ **« Mélange turbulent »** ou diffusion turbulente.
Transport par des petits mouvements aléatoires.
Analogue à la diffusion moléculaire.

$Dq/Dt = Sq$ avec $Sq = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right)$

→ Longueur de mélange de Prandtl : $K_z = l|w|$
l : longueur caractéristique des mouvements
w : vitesse caractéristique

→ Energie cinétique turbulente : $K_z = l\sqrt{e}$

$De/Dt = f\,(dU/dz,\ d\theta/dz, e, \ldots)$
$Dl/dt = \ldots$

Les mêmes modèles sont utilisés en sciences de l'ingénieur
Lois de similitudes → Tests à des échelles différentes en laboratoire

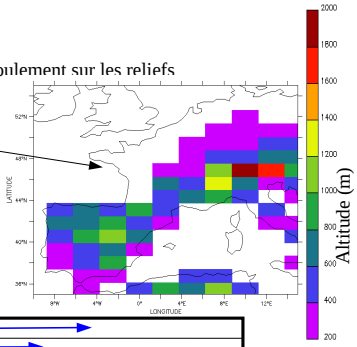
Un monde en soi ...

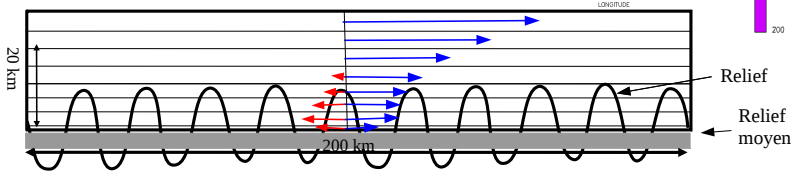
1. Introduction et principes des paramétrisations

Un exemple de processus sous-maille : l'écoulement sur les reliefs

→ Le **relief moyen de la surface** intervient dans le noyau dynamique comme une condition à la limite inférieure
→ Ce relief moyen ne rend pas compte de la barrière que représentent les montagnes les plus hautes pour l'écoulement
→ Exemple simple de paramétrisation possible : introduction d'un terme de freinage dans les basses couches de l'atmosphère.

$D\underline{U}/Dt + (1/\rho)\ \underline{\text{grad}}p - \underline{g} + 2\,\underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
$\underline{F} = -a\,(z)\,\underline{U}$





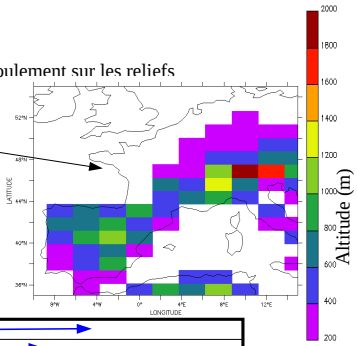
Dans les modèles actuels, on rend compte en plus de :
→ l'injection d'ondes (de gravité) dans l'atmosphère
→ l'effet de détournement (portance) du relief
→ l'effet de la stabilité de l'atmosphère (franchissement plus facile dans une atmosphère moins stratifiée)

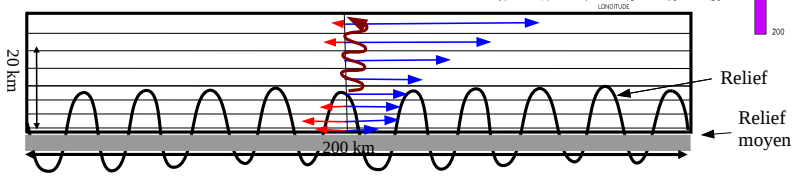
1. Introduction et principes des paramétrisations

Un exemple de processus sous-maille : l'écoulement sur les reliefs

→ Le **relief moyen de la surface** intervient dans le noyau dynamique comme une condition à la limite inférieure
→ Ce relief moyen ne rend pas compte de la barrière que représentent les montagnes les plus hautes pour l'écoulement
→ Exemple simple de paramétrisation possible : introduction d'un terme de freinage dans les basses couches de l'atmosphère.

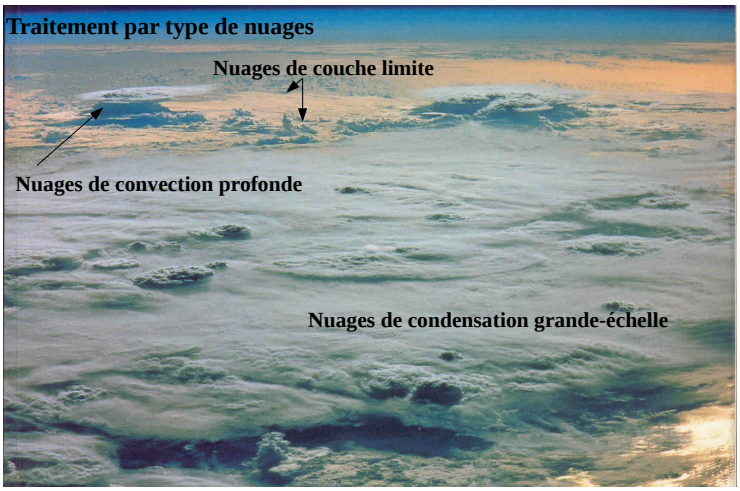
$D\underline{U}/Dt + (1/\rho)\ \underline{\text{grad}}p - \underline{g} + 2\,\underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
$\underline{F} = -a\,(z)\,\underline{U}$





Dans les modèles actuels, on rend compte en plus de :
→ l'injection d'ondes (de gravité) dans l'atmosphère
→ l'effet de détournement (portance) du relief
→ l'effet de la stabilité de l'atmosphère (franchissement plus facile dans une atmosphère moins stratifiée)

1. Introduction et principes des paramétrisations



1. Introduction et principes des paramétrisations

The world of numerical models

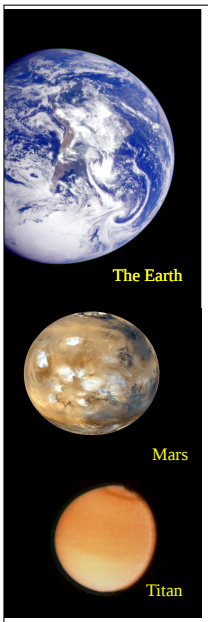
Cœurs
Dynamiques
Rayonnement

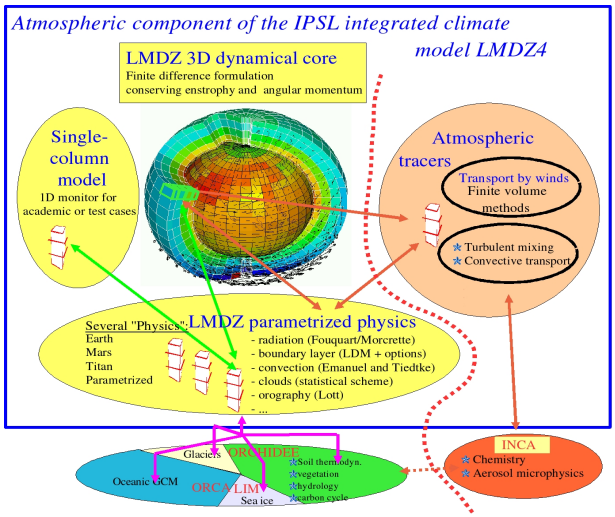
apparences
théories (physique, chimie, biologie, économie)
mathématique
numérique
informatique

Paramétrisations

La modélisation concerne l'ensemble de ces couches.
→ L'accent est mis sur le passage d'équations bien établies à leur discrétisation pour les cœurs dynamiques.
→ Le travail porte davantage sur l'établissement de modèles mathématiques pour les paramétrisations (parfois pensés directement dans la couche numérique, voir informatique ...).

Point commun : le retour vers la couche supérieure



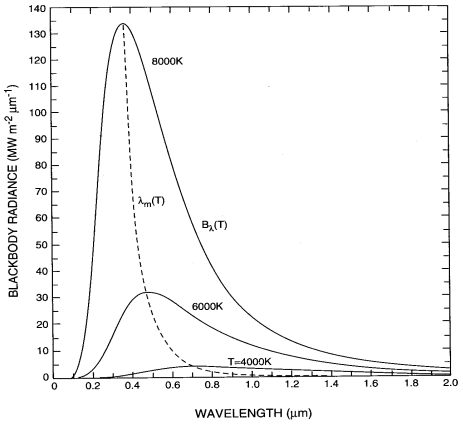


Lignes de codes
27000 : noyau dynamique
127000 : lignes, physique dont ancien rayonnement
250000 : nouveau rayonnement

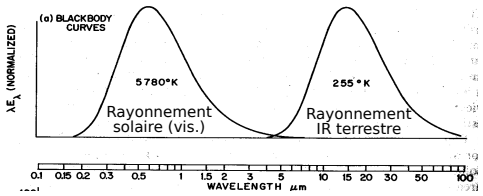
Emission du corps noir

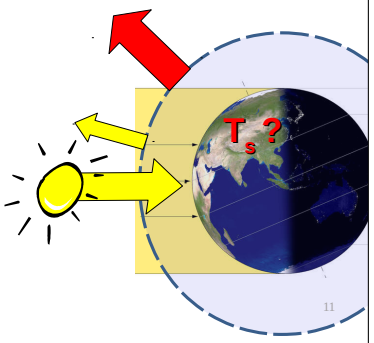
Flux total $=\sigma.T^4$

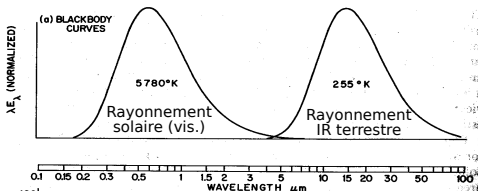
λ maximum $\alpha\ T^{-1}$

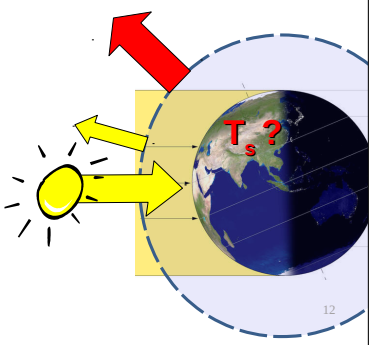


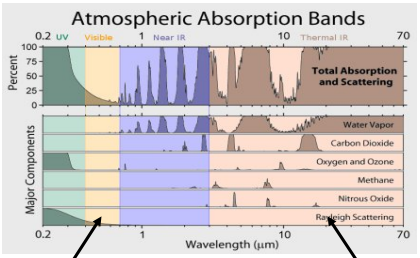
http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PEDAGO/cours.pdf, chapitre 3







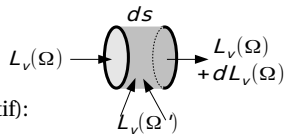




~Transparent

~Opaque

Transfert radiatif : des équations bien connues



Calcul de la luminance (équation de transfert radiatif):

$$\frac{dL_\nu(\Omega)}{ds} = -\kappa_\nu L_\nu(\Omega) + \kappa_\nu B_\nu(T) - \sigma_\nu L_\nu(\Omega) + \sigma_\nu \frac{1}{4\pi}\int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) L_\nu(\Omega')\, d\Omega'$$

Intégration sur les fréquences (ν)

Intégration sur les angles (avec diffusion mutliple P)

Approches pour l'intégration spectrale

Raie-par-raie :
Discrétisation des fréquence. Trop coûteux par DES ordres des grandeur

Modèles de bandes, en émissivité

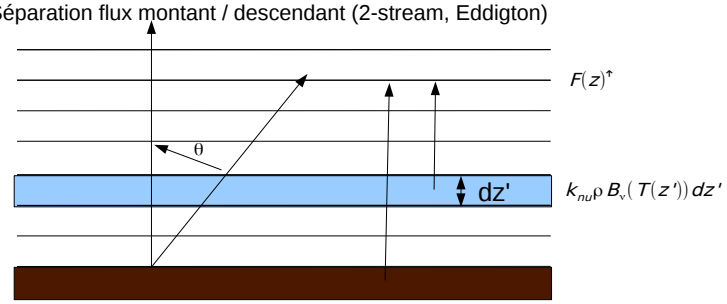
$$\epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z_2) = \frac{1}{\Delta\nu}\int_{\Delta\nu} \epsilon_\nu(z_1, z_2)\, d\nu$$

On perd la propriété : $\epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z_2) = \epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z)\epsilon_{\Delta\nu}(z, z_2)$
Le coup passe de N en N2 sur la verticale.

Modèles k-correllés
On se ramène à des sommes d'exponentielles
Difficulté : k(P,T).
Les coeffcients ne varient pas de la même façon selon les transitions

Méthodes Monte-Carlo
Echantillonage du spectre (et des autres dimensions du problème)

Infrarouge, cas non diffusant
Approximation « plan parallèle » : espace semi-infini homogène
Approximation « diffuse » : un angle moyen
Séparation flux montant / descendant (2-stream, Eddigton)

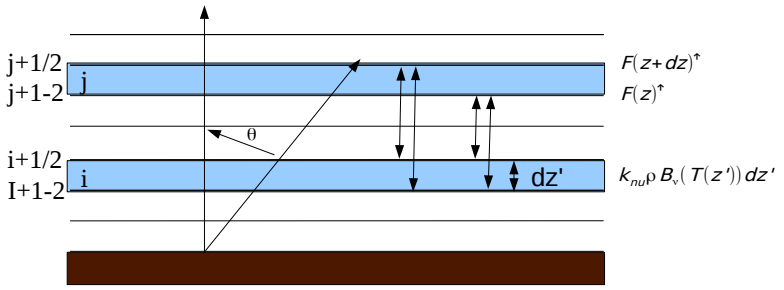


$$\frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z} = -k_\nu \rho \mu F(z)^\uparrow + k_\nu \rho \mu B_\nu(T) \qquad \mu = \frac{1}{\cos(\theta)}$$

$$\epsilon_\nu(z_1, z_2) = \exp\left[-\mu \int_{z_1}^{z_2} k_\nu(P, T)\rho\, dz\right]$$

$$F(z)^\uparrow = B_\nu(T_s)\epsilon(0, z) + \int_0^z k_{nu}\rho\, B_\nu(T(z'))\epsilon(z', z)\, dz'$$

$$F(z)^\uparrow = B_\nu(T_s)\epsilon(0, z) + \int_0^z B_\nu(T(z'))\frac{\partial \epsilon(z', z)}{\partial z'}\, dz' \qquad Q = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho C_p}\frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z}$$



Contribution de la couche i au flux en z

$$F_{i\to z} = B_\nu(T_i)[\epsilon_\nu(z_{i+1/2}, z) - \epsilon_\nu(z_{i-1/2}, z)]$$

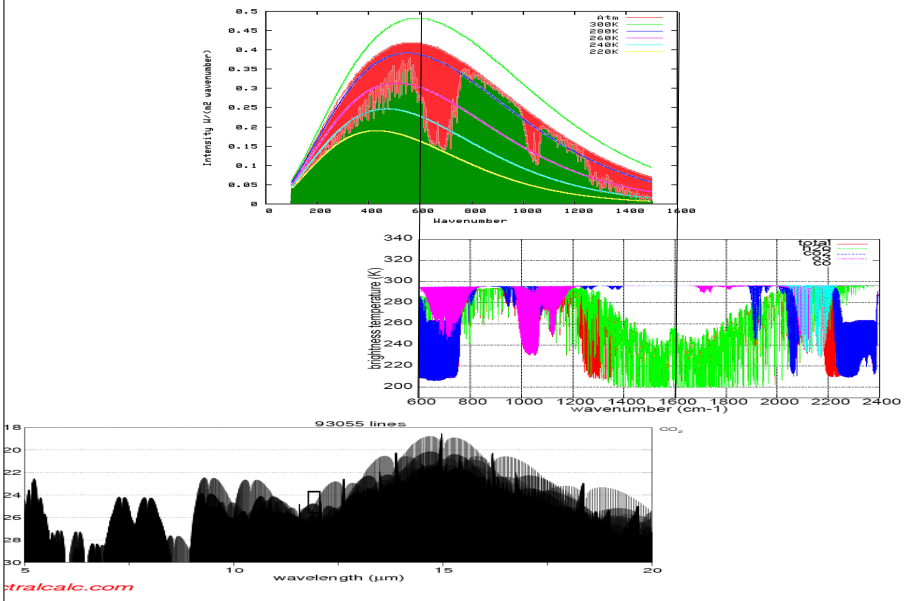
Contribution de la couche i au chauffage de la couche j

$$Q_{i\to j} = \psi_{i\to j}/(\rho\, C_p) \qquad \text{avec}$$

$$\psi_{i\to j} = B_\nu(T_i)[\epsilon_\nu(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_\nu(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_\nu(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_\nu(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$

Puissance nette échangée entre les couches i et j

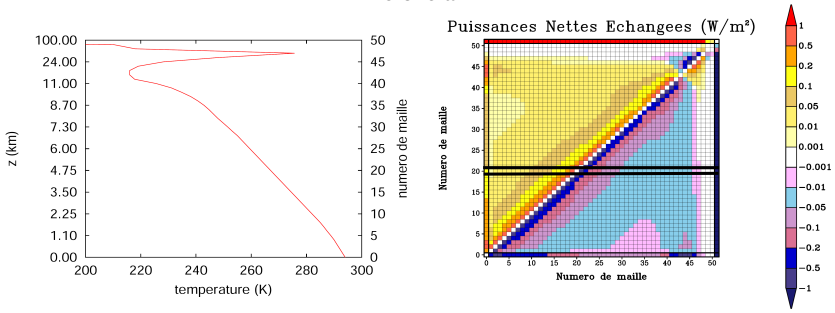
$$\psi^{net}_{i\to j} = (B_\nu(T_i) - B_\nu(T_j))[\epsilon_\nu(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_\nu(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_\nu(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_\nu(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$



2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
ciel clair

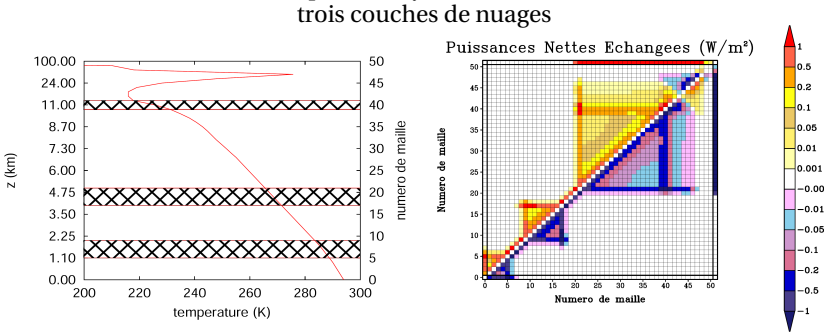


[Eymet et al., 2004]

Transparents Jean-Louis Dufresne

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
trois couches de nuages



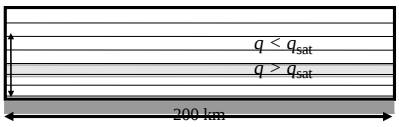
[Eymet et al., 2004]
Transparents Jean-Louis Dufresne

Représentation des nuages

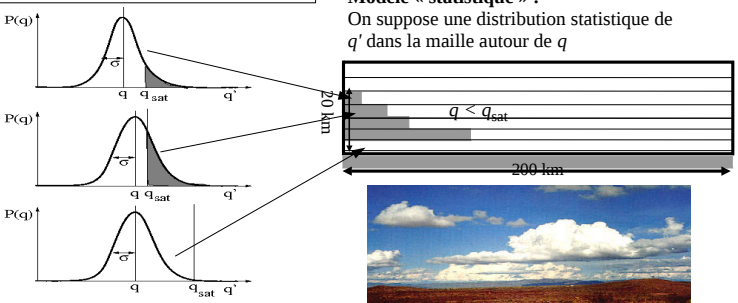
q : concentration en vapeur d'eau
q_{sat} : concentration maximum à saturation
Si $q > q_{sat}$:
→ la vapeur d'eau condense = nuage

On connait q et q_{sat} à l'échelle de la maille
→ Fraction de la maille couverte de nuages ?

Modèle « tout ou rien » :
Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :
On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



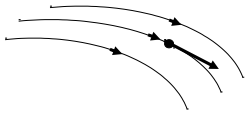
Paramétrisation simple : gaussienne σ / q = 20%

Quelques idées à retenir :

→ Composante essentielle d'un modèle de climat
→ Transfert radiatif, problème bien connu mais intrinsèquement extrêmement « coûteux »
→ Le poids relatif des différentes raies varie le long du trajet optique en fonction de p et T.
→ Les échanges proches sont dominés par les centres des raies alors que les échanges gaz-gaz à distance se passent dans les ailes
→ Deux grandes familles pour l'intégration spectrale : modèles de bandes où on perd la multiplicatbilité des transmissions et approches en k-distributions ou k-corrélé où on essaie de maintenir cette propriété dans le monde spectrale.
→ L'intégration angulaire est remplacée par un angle moyen.
→ Dans le visible : la prise en compte de la diffusion est essentielle.
→ Elle est la plupart du temps négligée dans l'infra-rouge
→ Dans beaucoup de modèles on se « débrouille » en ayant un rayonnement directionnel en provenance du soleil, et un rayonnement après diffusion traité avec le même angle moyen que l'infra-rouge.
→ Avec tout ça, on pense que le calcul radiatif ciel clair est correct à quelques W/m²
→ Les incertitudes liées à la distribution et aux propriétés optiques des aérosols et des nuages sont au moins aussi grandes.
→ Très peu d'évolution des codes terrestres. Peu de codes. Investissement énorme et pas toujours très gratifiant pour amélioration faible.
→ Reformulation possible dite en « puissances nettes échangées », basée sur la réciprocité des chemins optiques et qui garantit le second principe (une couche ne peut pas contribuer à réchauffer une couche plus chaude qu'elle).
→ Evaluation : test des méthodes d'accélération par comparaison à des calculs le plus exact possibles (raie par raie, avec intégration angulaire). Evaluation difficile / obs.

Pour le calcul du transport, on considère les espèces chimiques ou aérosols comme des traceurs de l'écoulement, c'est à dire qu'on suppose que la concentration massique “c” est conservée le long des trajectoires d'air (vision Lagrangienne) :

$$\frac{dc}{dt}=0$$

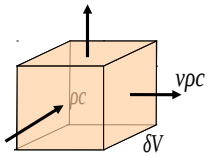


Description Eulérienne du transport

Forme advective $\frac{\partial c}{\partial t}+\mathbf{v}.\mathbf{grad}\, c=S_c$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t}+\mathrm{div}(\rho \mathbf{v})=0$$

Forme flux ou conservative $\frac{\partial \rho c}{\partial t}+\mathrm{div}(\rho \mathbf{v} c)=\rho S_c$



Séparation entre transport “explicite” et “paramétrisations”

Pour une variable ρc, et un processus de moyenne $\overline{X}$ qui commute avec les dérivations $\widetilde{X}=\overline{\rho X}/\overline{\rho}$ on considère la moyenne pondérée par la masse volumique de l'air

$X=\widetilde{X}+X'$ on a $\overline{\rho X'}=0$

$$\underbrace{\frac{\partial \overline{\rho}\,\widetilde{c}}{\partial t}}_{\text{Partie explicite}}+\underbrace{\mathrm{div}(\overline{\rho}\,\widetilde{\mathbf{v}}\,\widetilde{c})}_{}+\mathrm{div}(\overline{\rho \mathbf{v}'c'})=0$$

Partie explicite	Partie turbulente, fluctuations
Ecoulement “grande échelle” ou moyenne d'ensemble	Turbulence, convection, couche limite
Moyenne zonale	Transport par les ondes planétaires

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t}+\mathrm{div}(\rho \mathbf{v} c)=-\mathrm{div}(\overline{\rho \mathbf{v}'c'})$$

$$\frac{\partial c}{\partial t}+\mathbf{v}.\mathbf{grad}\, c=-\frac{1}{\rho}\mathrm{div}(\overline{\rho \mathbf{v}'c'})$$

Paramétrisation :

$$div(\overline{\rho \mathbf{v}'c'})=F(\mathbf{v},c,T,\ldots)$$

Diffusive or local formulations for the PBL

Scale decomposition
$\overline{X}$: "average" or "large scale" variable
$X' = X - \overline{X}$: turbulent fluctuation

$$\Longrightarrow \quad \overline{\mathbf{v}c} = \overline{\mathbf{v}}\,\overline{c} + \overline{\mathbf{v}'c'}$$

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \overline{V}.\mathbf{grad}\,\overline{q} + \frac{1}{\rho}\mathrm{div}\,(\overline{\rho \mathbf{v}'c'}) = 0$$

Boundary layer approximation (horizontal homogeneity) + eddy diffusion

$$\overline{w'c'} = -K_z\frac{\partial c}{\partial z} \qquad \longrightarrow \qquad \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial c}{\partial z}\right)$$

- Analogy with molecular viscosity (Brownian motion ↔ turbulence)
- Down-gradient fluxes.
- Turbulence acts as a "mixing"

Turbulent diffusivity K_z

- Prandlt (1925) mixing length : $K_z = l\overline{|w'|}$ or $K_z = l^2 \frac{\partial ||\mathbf{v}||}{\partial z}$
- Accounting for static stability (Ex. Louis 1979)

$$K_z = f(Ri) l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right|, \qquad \text{with } Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right)^2} \tag{1}$$

- Turbulent kinetic energy $\overline{w'^2} \simeq e = \frac{1}{2}\left[\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}\right]$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\overline{w'u'}\frac{\partial u}{\partial z} - \overline{w'v'}\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta}\overline{w'\theta'} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z} - \epsilon$$

Spécificités des formulations diffuses dans les différents modèles

Mellor et Yamada 2.5 : $\overline{w'\phi'} = -K_\phi \frac{\partial \phi}{\partial z}$ with $K_\phi = l\sqrt{e} S_\phi(Ri)$
$\epsilon = e^{l(3/2)}/\Lambda$, équation (mal établie) pour la longueur de mélange.

$$\frac{\partial e}{\partial t} = K_m \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right)^2 - K_\theta \frac{g}{\theta}\frac{\partial \theta}{\partial z} + K_e \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(\rho \frac{\partial e}{\partial z}\right) - \epsilon$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = l\sqrt{e} S_m \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right)^2 - l\sqrt{e} S_\theta \frac{g}{\theta}\frac{\partial \theta}{\partial z} - e^{3/2}/(l\Lambda)$$

Yamada 1983 dans LMDZ, Cuxart 2000 dans dans ARPEGE/AROME/MesoNH

MY 2.0 : $\frac{\partial e}{\partial t} = 0$

$$l^2 S_m \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right)^2 - l^2 S_\theta \frac{g}{\theta}\frac{\partial \theta}{\partial z} = e/\Lambda$$

$\Longrightarrow$ $K_m = l S_m \sqrt{e} = f(Ri) l^2 \left|\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right|$, dans Arpege AR5 et LMDZ5A

Modèles K-ϵ : $\frac{\partial e}{\partial t} = \ldots$ et $\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \ldots$, Utilisé dans MAR (Duynkerque 1988)

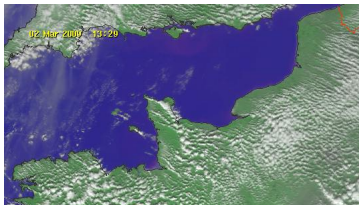
Limitations of turbulent diffusion

Assumption leading to the diffusive approach :

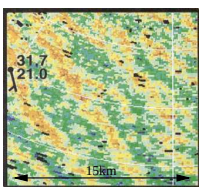
- Turbulence as a random process
- Small scale turbulence, i.e. of size $l << h$ with $h = \left[\frac{1}{c}\frac{\partial c}{\partial z}\right]^{-1}$

In the planetary boundary layer

- Long range vertical transport (from the bottom to PBL top)
- Organized structures



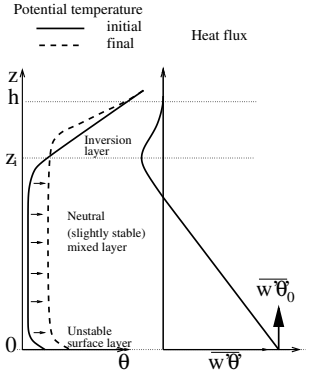
Cloud streets on North of France (March 2009, MSG)



Radar echoes dry convective boundary layer Florida, Hiop Campaign
Weckwerth et al., 1997

Limitations of turbulent diffusion

Idealized view of the dry convective boundary layer.



In the mixed layer

- Diffusive formulation

$$\overline{w'\theta'} = -K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{or slightly} \quad < 0$$

- Uniform heating by the surface

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \simeq \frac{\overline{w'\theta'}_0}{z_i} (\text{Cste} > 0)$$

$$\overline{w'\theta'} \simeq \frac{z - z_i}{z_i} \overline{w'\theta'}_0 > 0$$

Extension of diffusive formulations

- **Introduction of a countergradient term**

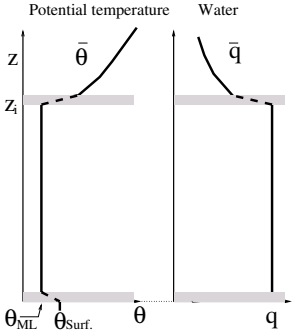
$$\overline{w'\theta'} = K_z \left[\Gamma - \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] = 0 \quad \text{with } \Gamma \simeq 1K/km \tag{2}$$

Imposed countergradient Deardorf, 1966
Revisited by Troen & Mart, 1986, Holtzlag & Boville, 1993, based on a similarity approach.

- **Non local mixing length** (Bougeault)
- **Higher order closures**
  - Mellor & Yamada 1974, hierarchy at successive orders. Complex and still local.
  - Abdella & Mc Farlane, 1997, Introduce a mass flux approach to compute the 3rd order moments in a Mellor and Yamada scheme.

"Bulk" models

Constant value (or prescribed profiles) c_{ML} with discontinuities Δc at boundaries.



$$z_i \frac{\partial c_{\text{ML}}}{\partial t} = \left[\overline{w'c'}_0 - \overline{w'c'}_{z_i} \right] \tag{3}$$

$$\text{with } \overline{w'c'}_{z_i} = -C\Delta c \tag{4}$$

Betts, Albrecht, Wang, Suarez et al 1983

Randall et al. 1992 and Lapen and Randall, 2002: Combination of bulk models with higher order closures

Transilient matrices

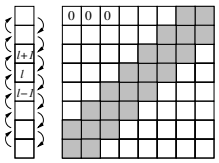
Numerical formalism (after Stull 1984)

C : Air mass exchange rate matrices between model layers

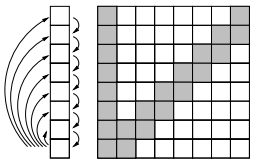
For turbulent diffusions

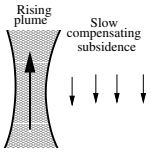
$$\frac{\partial c_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial c}{\partial z}\right) \simeq \frac{K_{l+1/2}\left(c_{l+1} - c_l\right) - K_{l-1/2}\left(c_l - c_{l-1}\right)}{\delta z^2}$$

$$\Longrightarrow C_{l,l+1} = K_{l+1/2}\frac{\delta t}{\delta z^2}, C_{l,l} = -(K_{l-1/2} + K_{l-1/2})\frac{\delta t}{\delta z^2}, C_{l,m} = 0 \text{ for } |l-m| > 1$$



Turbulent diffusion

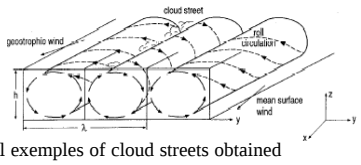




Assymetric Convective Model of Pleim and Chang 1992

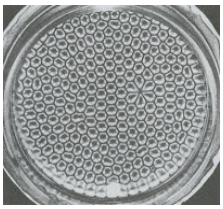
3. Couche limite et nuages

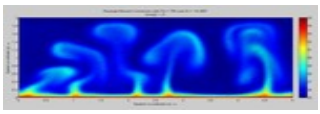
(Atkinson & al., 1996)



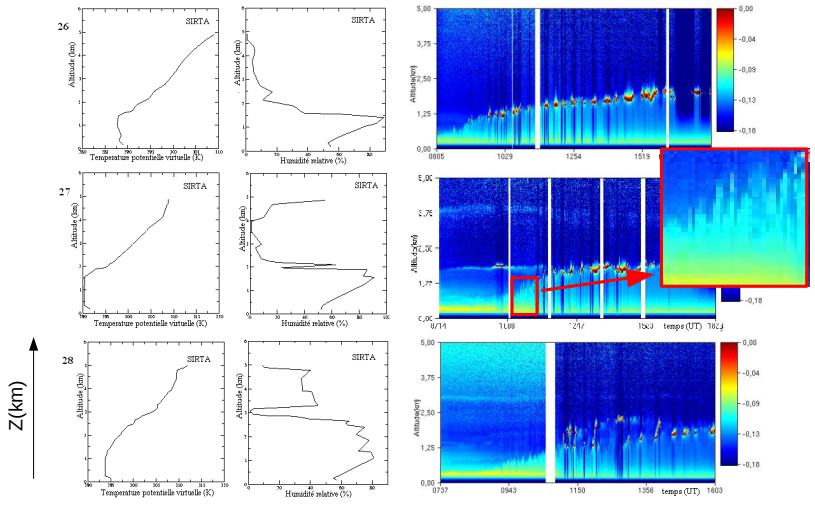
Classical exemples of cloud streets obtained at the top of thermal rolls

- Polar air arriving on warm air masses
- Entry of maritime air on a warmer continent





3. Couche limite et nuages



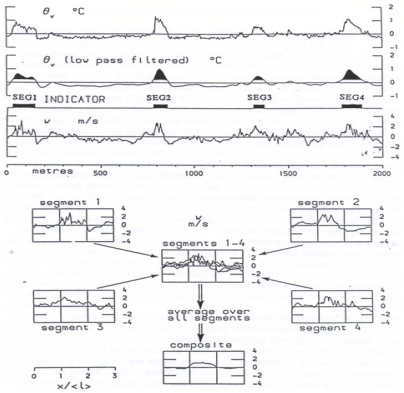
T (K) RH (g/kg)
Sondages Trappes, 12:00
3 jours consécutifs

Echos Lidar, Sirta (site IPSL proches Trappes)

3. Couche limite et nuages

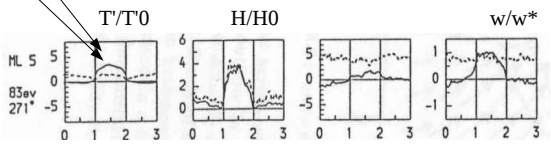
Reconstruction des thermiques par composite sur la température potentielle à Parir de vols avions.

Williams et Hacker 1992



Moyenne

Ecart-type



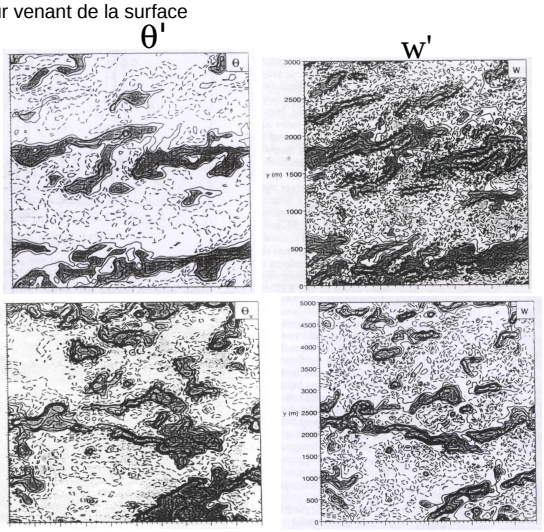
3. Couche limite et nuages

Convection organisée même pour les couches limites non nuageuses.
Mise en évidence dans des « Large Eddy Simulations » ou « Simulation des grands tourbillons », domaine de quelques km, mailles de qq 10m.
Forcé par un flux de chaleur venant de la surface

Exemple de résultats de simulations LES. Coupes instantannées au niveau 0.2 Zi où Zi est la hauteur de la couche limite. Moeng et al, 1994

Simulation avec convection + cisaillement

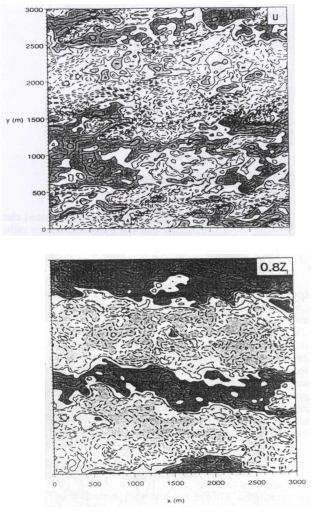
Simulation avec convection sans cisaillement (convection libre)



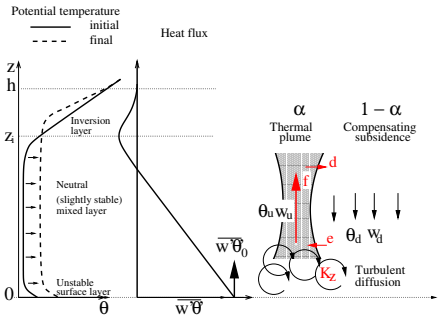
3. Couche limite et nuages

Résultats de simulations des grands tourbillons.

Vent zonal aux niveaux 0.2 Zi et 0.8 zi.



Mass flux schemes combined with turbulent diffusion



Separation into 2 sub-colums :

$$X = \alpha X_u + (1-\alpha) X_d$$

ascending plume of mass flux

$$\begin{aligned} f &= \alpha \rho w_u \\ \frac{\partial f}{\partial z} &= e - d \\ \frac{\partial f c_u}{\partial z} &= e c_d - d c_u \end{aligned}$$

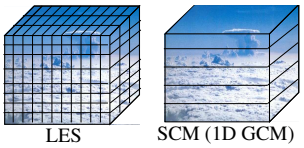
$$\rho \overline{w' c'} = -\rho K_z \frac{\partial c}{\partial z} + f\,(c_u - c_d) \qquad (5)$$

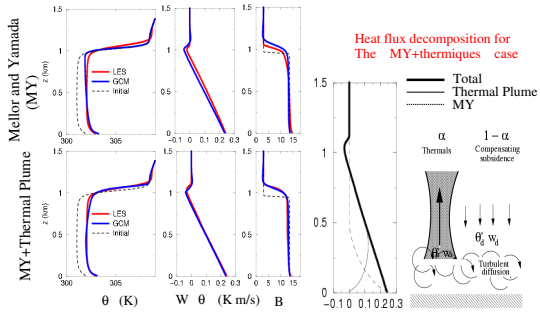
Chatfield and Brost, 1987, Hourdin et. al., 2002, Siebesma, Soarez et al, 2004

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion

Comparison with LES
Dry convective boundary layer.
Forcing : $\overline{w'\theta'}_0 = 0.24$K m/s
geostrophic wind of 10 m/s

Thermal Plume model (Hourdin et al. 2002).





Heat flux decomposition for The MY+thermiques case

$$\mathrm{MY} = -\rho K \frac{\partial c}{\partial z}$$

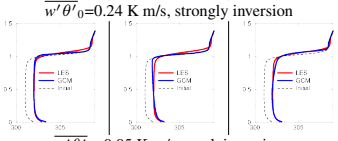
$$\mathrm{TP} = f\,(c_u - c_d) \qquad \mathrm{w}$$

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion

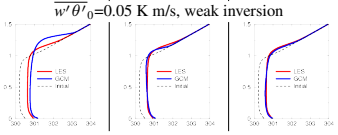
Potential temperature (θ, K)

Holtlag & Boville	Mellor & Yamada	M& Y + Thermals

$\overline{w'\theta'}_0$=0.24 K m/s, strongly inversion

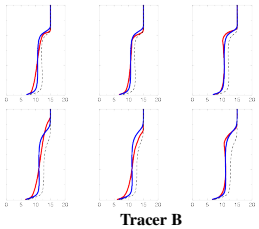


$\overline{w'\theta'}_0$=0.05 K m/s, weak inversion



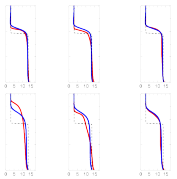
Zonal wind (m/s)

H&B M& Y MY+TH



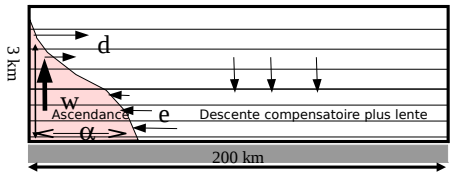
Tracer B

H&B M& Y MY+TH



3. Couche limite et nuages

Le modèle du thermique



Variables internes de la paramétrisation :
w : vitesse moyenne des panaches ascendants
α : fraction de la surface couverte par les ascendances
e : taux d'entrée latérale d'air dans le panache (entrainement)
d : sorties d'air depuis le panache (détrainement)
q_a : concentration du composant q dans l'ascendance

Terme source pour les équations explicites

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

Diffusion turbulente — **Transport par le modèle de panache**

4 Paramètres libres :
$a_1 = \frac{2}{3}$, $\beta_1 = 0.9$, $b = 0.002$, $c = 0.012m^{-1}$, $d = 0.5$

Conservation de la masse :

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

Conservation de la masse du composant q

$$\frac{\partial f q_a}{\partial z} = eq - dq_a$$

Equation du mouvement

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

B étant la poussée d'Archimède

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

$$e = f\max(0, \frac{\beta_1}{1+\beta_1}(a_1\frac{B}{w^2} - b))$$

$$d = f\max(0, -\frac{a_1\beta_1}{1+\beta_1}\frac{B}{w^2} + c(\frac{(q_a - q)/q_a}{w^2})^d)$$

Etc ...

3. Couche limite et nuages

I.2 Cloud process studies and the use of high resolution explicit models0

Test case, field campaign experiment

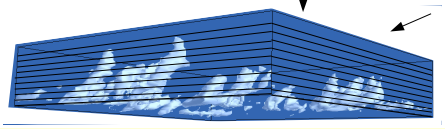
Observation

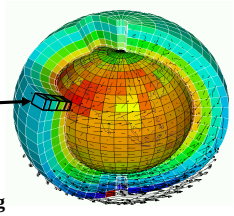
Evaluation

Explicit simulations, Grid cell, 20-100 m

Evaluation

« Large scale » conditions imposed





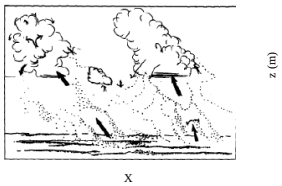
Climate model, parameterizations, « single-column » mode

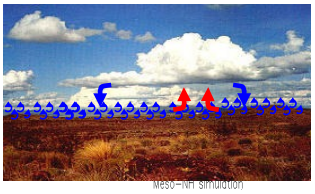
→ **Parameterizations are evaluated against other models**
→ **Can be done for realistic test cases but also with more idealized forcing (check the response of the parameterization to perturbations)**

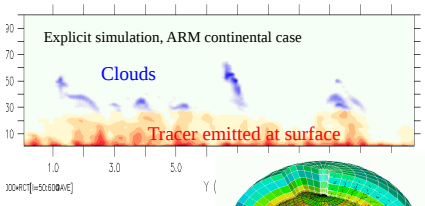
3. Couche limite et nuages

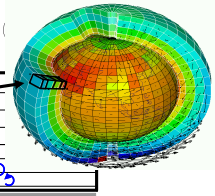
Thermal plumes and clouds

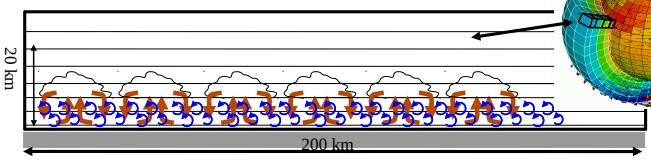
LeMone and Pennell, MWR, 1976







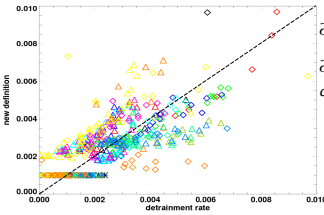




3. Parameterization evaluation

Towards a more physical definition for ε / δ : LES

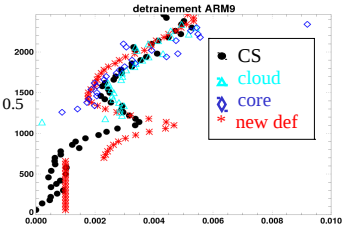
(Couvreux and Rio to be submitted)



$$\partial = \max(\partial_1, d_1 - d_2 \frac{\gamma}{w_u^2})$$

$\partial_1 = 0.001 ou\ 0.003$

$d_1 = 0.001 ou\ 0.003; d_2 = 0.5$



(Yves Bouteloup)

	Schéma des thermiques	EDKF
Équation de la vitesse verticale :	$\frac{1}{2}\frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - (b+\varepsilon) w_u^2$	$\left(\frac{1}{2}\frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - \varepsilon w_u^2\right)$
Entraînement :	$\varepsilon = \max\left(0, \frac{\beta_1}{1+\beta_1}\left(a_1 \frac{B_u}{w_u^2} - b\right)\right)$	$\left(\varepsilon_{dry} = \max\left(0, C_\varepsilon \frac{B_u}{w_u^2}\right)\right)$
Détrainement :	$\delta = \max\left(0, -\frac{a_1\beta_1}{1+\beta_1}\frac{B_u}{w_u^2} + c\left(\frac{\Delta r_t / r_t}{w_u^2}\right)^d\right)$	$\left(\delta_{dry} = \max\left(\frac{1}{L_{up} - z}, C_\delta \frac{B_u}{w_u^2}\right)\right)$

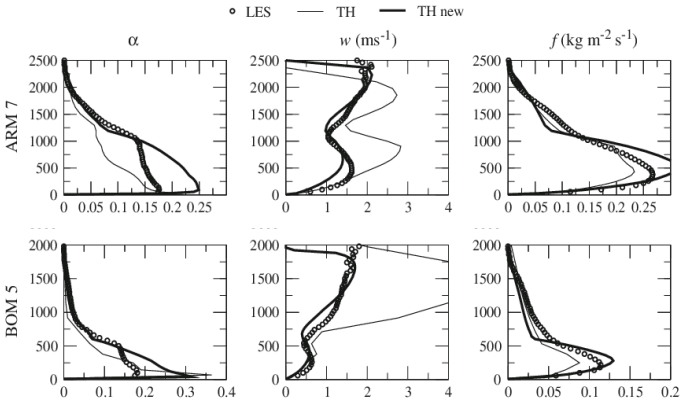


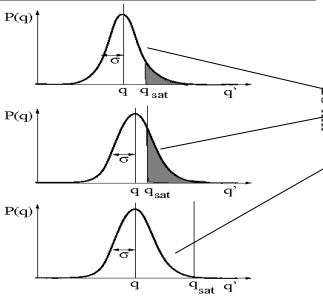
Fig. 4 Vertical profiles of the thermal fractional cover (α, *left*), vertical velocity (w in m s^{-1}, *middle*) and mass flux (f in kg m^{-2}s^{-1}, *right*) at 1330 local time (ARM7) and 1530 local time (ARM9) for the ARM case and at the fifth hour of simulation BOMEX (BOM5): comparison of LES results using the conditional sampling (*black dots*) with results obtained with the original (TH, *light black line*) and the new (THnew, *dark black line*) versions of the thermal plume model

Rio et al., 2010

Représentation des nuages

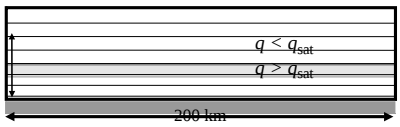
q : concentration en vapeur d'eau
q_{sat} : concentration maximum à saturation
Si $q > q_{sat}$:
→ la vapeur d'eau condense = nuage

On connait q et q_{sat} à l'échelle de la maille
→ Fraction de la maille couverte de nuages ?

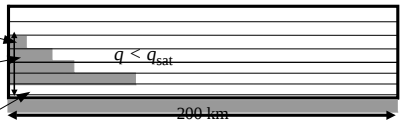


Paramétrisation simple : gaussienne σ / q = 20%

Modèle « tout ou rien » :
Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :
On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q

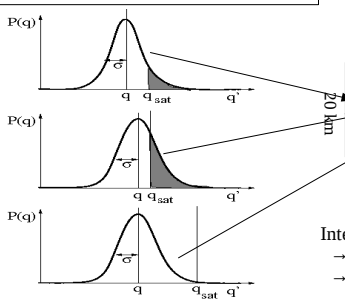


3. Couche limite et nuages

Représentation des nuages

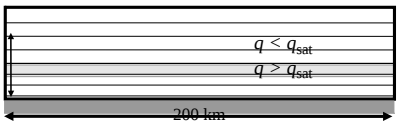
q : concentration en vapeur d'eau
q_{sat} : concentration maximum à saturation
Si $q > q_{sat}$:
→ la vapeur d'eau condense = nuage

On connait q et q_{sat} à l'échelle de la maille
→ Fraction de la maille couverte de nuages ?

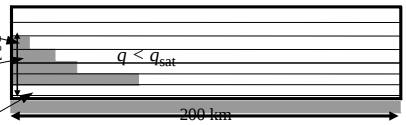


Paramétrisation simple : gaussienne σ / q = 20%

Modèle « tout ou rien » :
Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :
On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



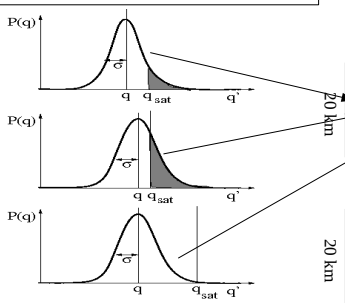
Intervient dans ***Q***
→ condensation
→ prise en compte des nuages dans le code radiatifs

3. Couche limite et nuages

Représentation des nuages

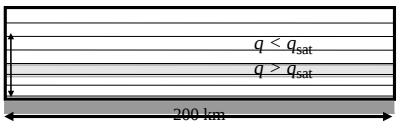
q : concentration en vapeur d'eau
q_{sat} : concentration maximum à saturation
Si $q > q_{sat}$:
→ la vapeur d'eau condense = nuage

On connait q et q_{sat} à l'échelle de la maille
→ Fraction de la maille couverte de nuages ?

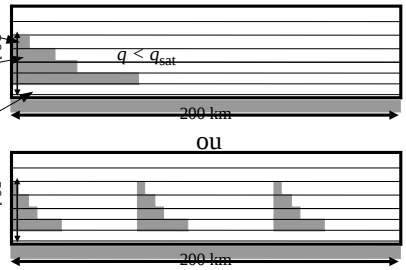


Paramétrisation simple : gaussienne σ / q = 20%

Modèle « tout ou rien » :
Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.

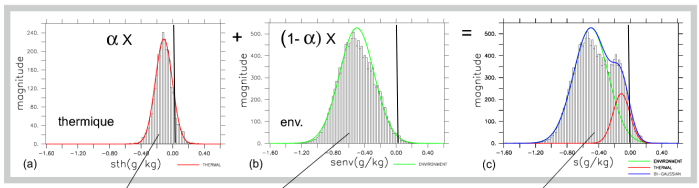


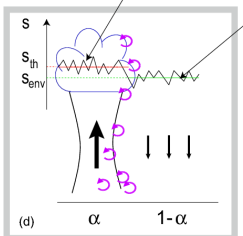
Modèle « statistique » :
On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q

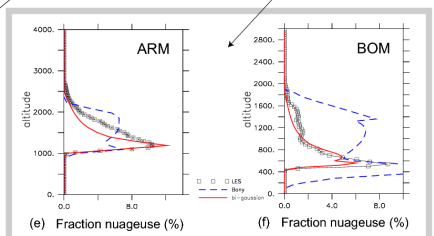


3. Couche limite et nuages

Nouvelle paramétrisation de nuages couplée aux thermiques :
Utilisation d'une PDF bi-gaussienne pour la distribution d'eau totale sous nuageuse
Une gaussienne pour les panaches thermiques et une pour l'environnement
Comparaison des distributions prédites par ce schéma avec les distributions des LES





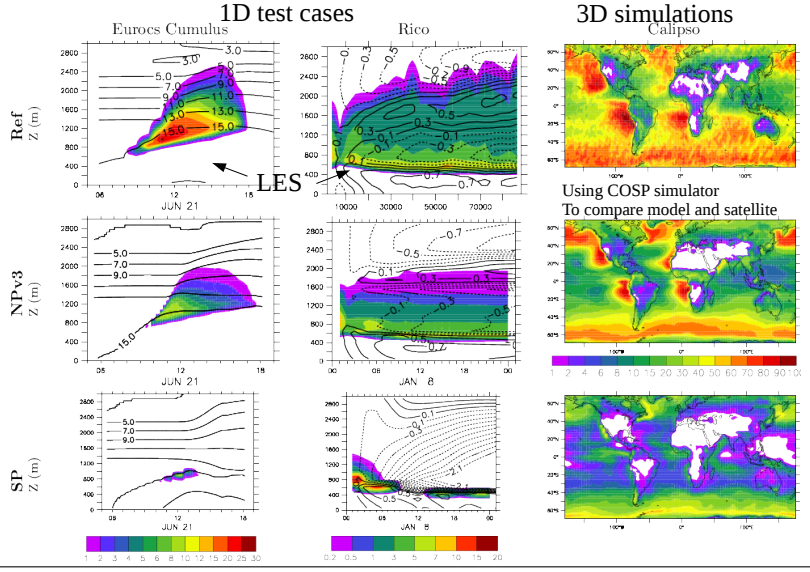


Jam et al., 2012

3. Couche limite et nuages

1D test cases

3D simulations

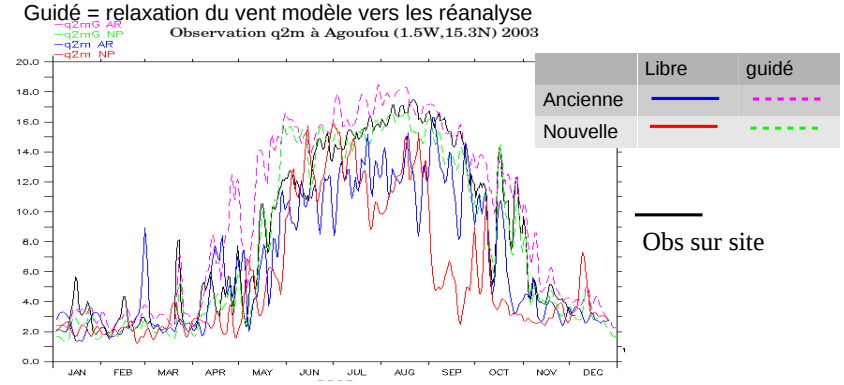


Using COSP simulator
To compare model and satellite

3. Couche limite et nuages

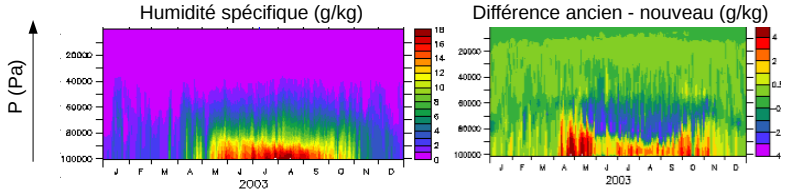
Evaluation par rapport à des mesures sur site

Guidé = relaxation du vent modèle vers les réanalyse

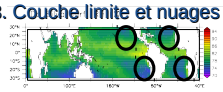


	Libre	guidé
Ancienne	———	- - - - -
Nouvelle	———	- - - - -

——— Obs sur site



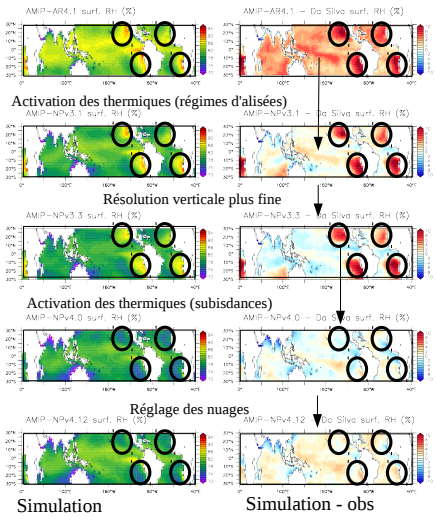
3. Couche limite et nuages



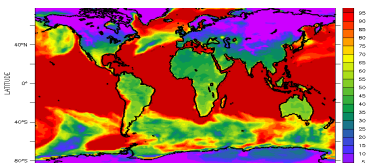
Observations

Humidité relative (%) en surface dans différentes configurations.

→ **L'activation des thermiques assèche la surface**



Simulations LMDZ forcées en SST



Freq occurence thermiques
(%, 10jours, janvier)

Des thermiques actifs tout le temps sur les océans tropicaux et le jour sur les continents tropicaux et en été.

Modèle	LMDZ5NP / 6	ARPEGE-Climat (AR5)	ARPEGE-Climat (pre-AR6)	ARPEGE-PNT	AROME/MesoNh	MAR
Diffusion turbulente / TKE						
Général	TKE pronostiq. Yamada 83	TKE d'eq. Ricard-Royer 93	TKE pronostiq. Cuxart 2000	TKE pronostiq. Cuxart 2000	TKE pronostiq. Cuxart 2000	Duynkerke 88
Stabilité	dt=10min	dt= 30 mn	dt=15 mn	dt=10min	dt=60s	dt=6min
CL surface	classique	Louis	Louis/continent Coare ou Ecume /océans	Louis/continent Ecume/océans	Louis/continent Ecume/océans + Canopy	
TKE humide	Non	Oui	Oui+coupl conv	Oui	Oui	Oui
Spécifique CL stables	Holtlag Boville +Kz min		$TKE_{min}=10^{-5}m^2/s^2$ futur avec TPE ?	$TKE_{min}=10^{-5}m^2/s^2$ futur avec TPE ?	$TKE_{min}=10^{-5}m^2/s^2$ futur avec TPE ?	Duynkerke 88
Autre			L non locale			
Traitements spécifiques couche limite convective / Convection peu profonde						
Général	Modèle du thermique Hourdin, Rio ...	Non	PCMT (Piriou, Gueremy)	Bechtold 2000 + TKE_in trigger Futur : PMMC09	PMMC09	
Stabilité	Adv amont Implicite dt=10m		dt =15 mn	dt=10min	dt=60s	
Couplage avec la TKE	Indirect via la modification des profils		Non	Prod. Thermique pour TKE + mod Lm	Prod thermique pour TKE	
Couplage nuages	Bi-gaussienne couplée (Jam)		Pdf mixte Bougeault Nébul convect = f(frac convect)	Pdf Smith	Pdf mixte Bougeault	
Autre	Couplé convec : (ALE/ALP)			Conv. Prof. Mod Lm		
Autres/Divers						

3. Couche limite et nuages

Quelques idées à retenir (1/2)

→ La paramétrisation des mouvements convectifs et turbulents repose sur la décomposition de Reynolds.
→ Cette décomposition ne nécessite pas d'hypothèses incompressible ou Boussinesq
→ Les développements aux perturbations des équations permettent de repousser la « fermeture » à des ordres plus loin.
→ Les fermetures en diffusion turbulente utilisant la TKE pour pronostiquer l'intensité de la turbulence sont largement utilisées dans les modèles d'océan et d'atmosphère.
→ Les fermetures sont rarement poussées à un ordre supérieur dans les modèles de climat mais l'ordre 3 permet une asymétrie dans les distributions et un transport remontant le gradient.
→ Dans les modèles « grande échelle » seuls les termes verticaux sont considérés alors que la diffusion 3D est importante dans les simulations LES (mailles de quelques dizaines de m).
→ Le couplage entre les modèles se passe au niveau des couches limites.
→ Utilisation systématique de schémas implicites.
→ Le découpage entre système nécessite de penser spécifiquement leur raccordement.

3. Couche limite et nuages

Quelques idées à retenir (2/2)

Plus de la moitié du flux en milieu de couche limite est expliqué par les structures kilométriques.
→ **rompre avec les formulations en diffusion pour des mailles > 200m**
L'approche combinant diffusion turbulente et flux de masse pour les structures cohérentes est aujourd'hui partagée par LMDZ/MesoNH/Arpege/Arome (coordination des développements dans le cadre du projet national Dephy)
Alternative : fermeture avec moment d'ordre 3, avec fit de distributions assymétriques (GFDL)

Processus rapides et paramétrisations facilement instables numériquement.

A des résolutions de quelques km, on est dans la zone la plus énergétique de la couche limite convective. cf. étude sur la « zone grise » de la couche limite convective, Rachelle Honnert, Valery Masson, Fleur Couvreux

Importance pour le transport vertical de moment, de température et d'humidité, et les nuages.

L'introduction d'une paramétrisation des thermiques assèche et réchauffe la surface, accélère les vents et améliore la représentation des nuages de couche limite.

Les LES sont des outils pertinents pour tester les idées et modèles dans ce domaine.
Bien pour la dynamique des tourbillons. Encore très dispersés pour les nuages.