

Les paramétrisations des modèles de climat

I. Modélisation du transport non résolu

Frédéric Hourdin

Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

Responsable du développement du modèle global atmosphérique LMDZ

<https://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/ModnumOA/2021>

frederic.hourdin@lmd.ipsl.fr

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
2. Couche limite convective
3. Convection profonde

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

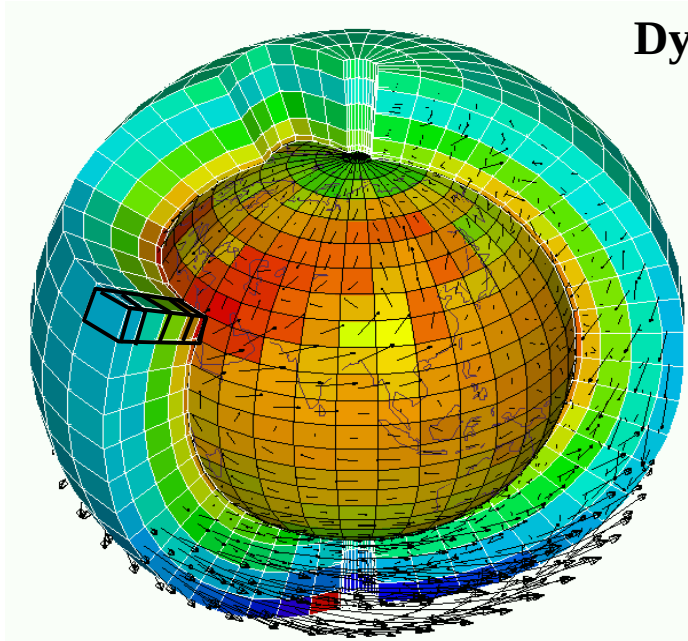
Les paramétrisations des modèles de climat

I. Modélisation du transport non résolu

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
2. Couche limite convective
3. Convection profonde

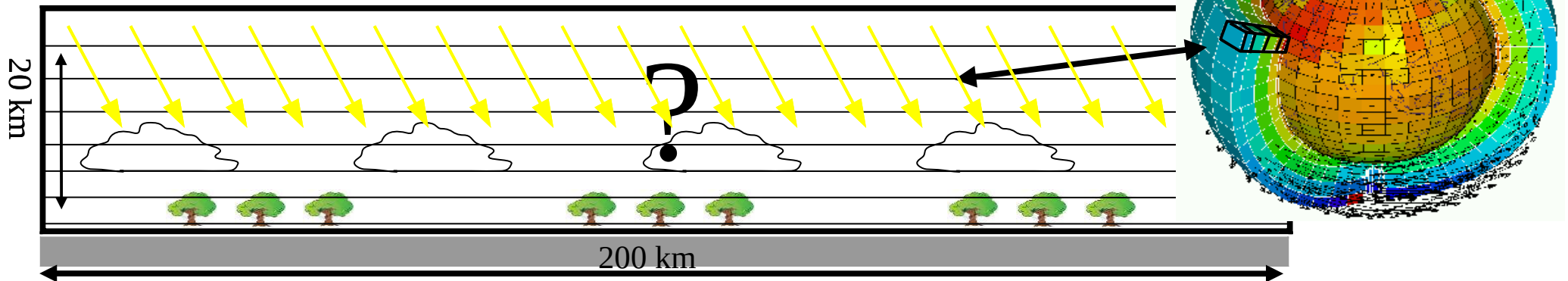
1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

Dynamique des fluides : équations de bases discrétisées sur la sphère



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

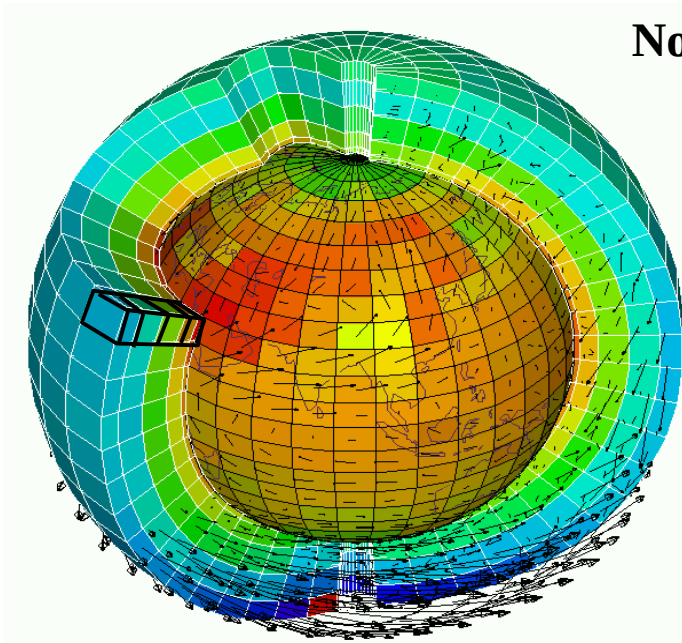
Dans une colonne du modèle ...



Objet des paramétrisations : rendre compte de l'effet des processus non résolus par ces équations

→ Termes « sources » additionnels dans les équations.

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente



Noyau dynamique : équations de bases discrétisées sur la sphère

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

Objet des paramétrisations : rendre compte de l'effet des processus non résolus par ces équations

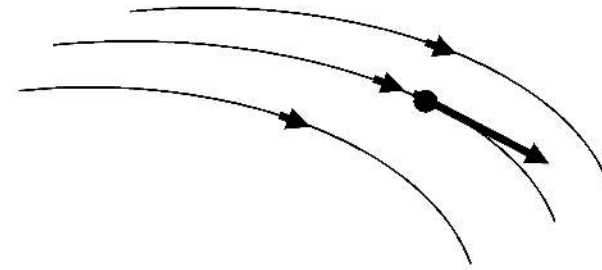
→ **Termes « sources » additionnels dans les équations.**

- **Q** : Chauffage par échanges radiatifs, conduction (négligée), condensation, sublimation, **mouvements sous maille (turbulence, convection, interaction ondes/écoulement)**
- **E** : Viscosité moléculaire (négligée), **mouvements sous-maille (turbulence, convection, ondes/écoulement)**
- **Sq** : condensation/sublimation (q= vapeur d'eau ou eau condensée), congélation/évaporation/pluie pour le sel dans l'océan, réactions chimiques, photo-dissociation (ozone, espèces chimiques), biogéochimie, microphysiques et lessivage (aérosols de pollution, poussières, ...), **mouvements sous maille (turbulence, convection, ondes écoulement)**

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

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) :

$$\frac{dc}{dt} = 0 \quad (\text{ou } S_c)$$

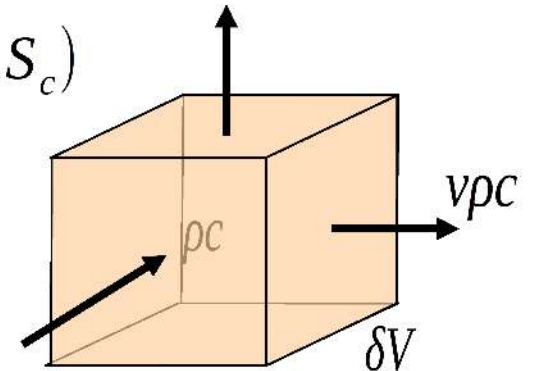


Description Eulérienne du transport

Forme advective $\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = 0 \quad (\text{ou } S_c)$

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

Forme flux ou conservative $\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} c) = 0 \quad (\text{ou } \rho S_c)$



Diffusive or local formulations for the PBL

Scale decomposition

\tilde{X} : "average" or "large scale" variable

$\bar{X} = \tilde{\rho} \tilde{\mathbf{v}} / \tilde{\rho}$: air mass weighted "average"

$X = \tilde{X} + X'$: X' , turbulent fluctuation

$$\begin{aligned} \Rightarrow \tilde{\rho} \tilde{\mathbf{v}} c &= \rho (\bar{\mathbf{v}} + \widetilde{\mathbf{v}'}) (\bar{c} + c') \\ &= \tilde{\rho} \bar{\mathbf{v}} \bar{c} + \tilde{\rho} \overline{\mathbf{v}' c'} \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \widetilde{\text{div}(\rho \mathbf{v} c)} = 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{\partial \tilde{\rho} \bar{c}}{\partial t} + \text{div}(\tilde{\rho} \bar{\mathbf{v}} \bar{c}) + \text{div}(\tilde{\rho} \overline{\mathbf{v}' c'}) = 0$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = -\frac{1}{\rho} \text{div}(\rho \overline{\mathbf{v}' c'}) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w' c'}}{\partial z}$$

Boundary layer approximation (horizontal homogeneity) + eddy diffusion

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

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

Turbulent diffusivity K_z

- Prandtl (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)

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

- 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 : $\frac{\partial e}{\partial t} = 0$

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

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

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

Les différents types de modèles et les fermetures turbulentes.

DNS : Direct Numerical Simulation. Ecoulement résolu jusqu'à l'échelle visqueuse. Pas de fermeture turbulente.

LES : Large Eddy simulations. Mailles de quelques dizaines de mètres dans l'atmosphère et quelques mètres (?) dans l'océan. Fermeture turbulente tri-dimensionnelle. Non hydrostatique.

CRM : Cloud Resolving Model. Mailles 1-2 km. Non hydrostatiques. Turbulence 1 ou 3D.

Grande échelle : Climat/météo. Mailles plus grandes que quelques km. Diffusion turbulente sur la verticale uniquement. Hydrostatiques. Ajout d'une dissipation horizontale, basée sur des images de turbulence bi-dimensionnelle de l'écoulement à grande échelle.

Schémas numériques et conditions aux limites

Intégration numérique

- Implicite en temps car constantes de temps très rapides.
- Centré en espace. Schéma naturel, esprit volumes finis.
- Intégration des équations de TKE très tatillone.

Condition à la limite inférieure :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial F_c(z)}{\partial z} \quad (2)$$

$$F_c(z > 0) = -K_z \rho \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3)$$

A la surface :

$$F_c(z = 0) \text{ imposé ou} \quad (4)$$

$$F_c(z = 0) = \rho C_d \|V\| (c_s - c_1) \quad (5)$$

où c_1 et c_s sont des valeurs de c dans la première couche du modèle et à la surface.

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

Quelques idées à retenir

→ La paramétrisation des mouvements convectifs et turbulents repose sur la décomposition de Reynolds.

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} c) = -\text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'}) \quad \frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = -\frac{1}{\rho} \text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'})$$

→ Cette décomposition ne nécessite pas d'hypothèses incompressible ou Boussinesq

→ Dans les modèles « grande échelle » seuls les termes verticaux sont considérés alors que la

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{\rho w' c'}}{\partial z}$$

diffusion 3D est importante dans les simulations LES (mailles de quelques dizaines de m).

→ 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.

$$\overline{\rho w' c'} = -\rho l \sqrt{e} \frac{\partial c}{\partial z}$$

→ 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.

→ **Le couplage entre les « milieux » se passe au niveau des couches limites.**

→ Utilisation systématique de schémas implicites.

→ Le découpage entre systèmes nécessite de penser spécifiquement leur raccordement.

Les paramétrisations des modèles de climat

I. Modélisation du transport non résolu

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
2. Couche limite convective
3. Convection profonde

Limitations of turbulent diffusion

Assumption leading to the diffusive approach :

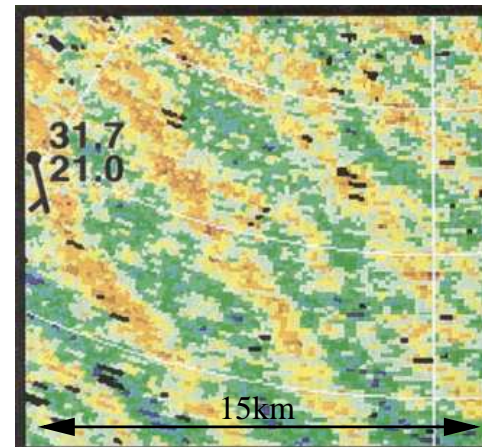
- Turbulence as a random process
- Small scale turbulence, i.e. of size $l \ll h$ with $h = \left[\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial z} \right]^{-1}$

In the planetary boundary layer

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



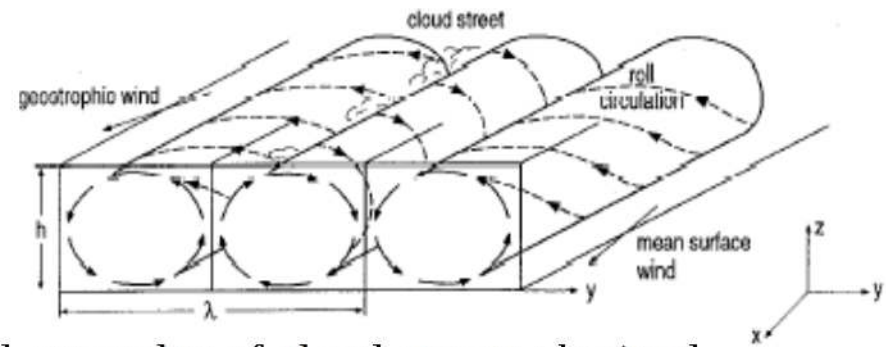
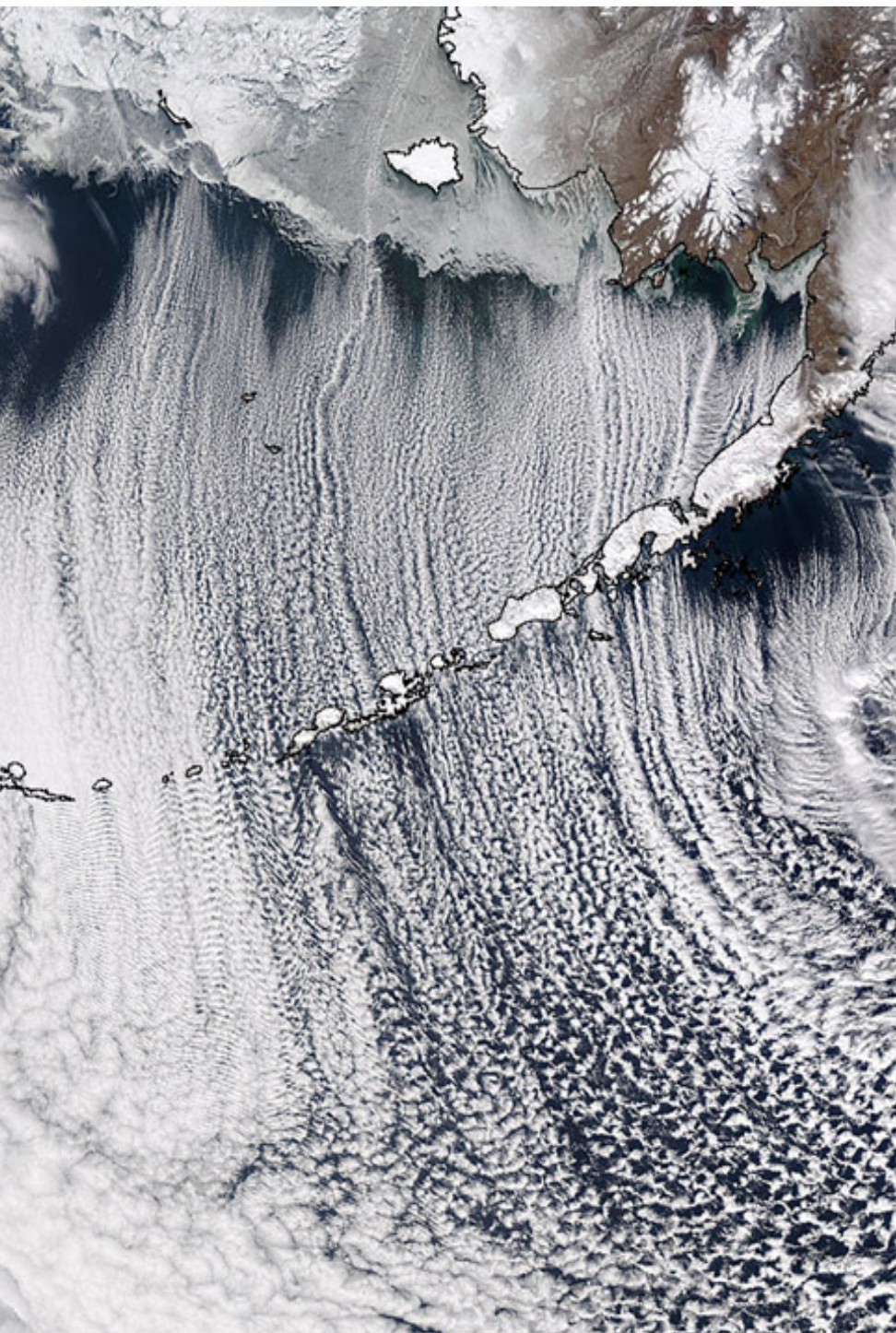
Cloud streets on North of France (March 2009, MSG)



Radar echoes
dry convective
boundary layer
Florida, Hiop
Campaign

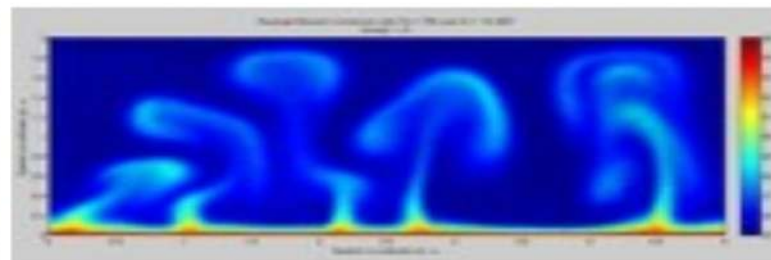
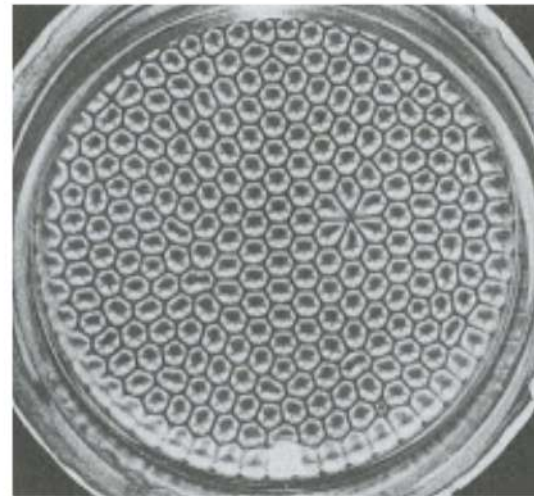
Weckwerth et al., 1997

2. Couche limite convective

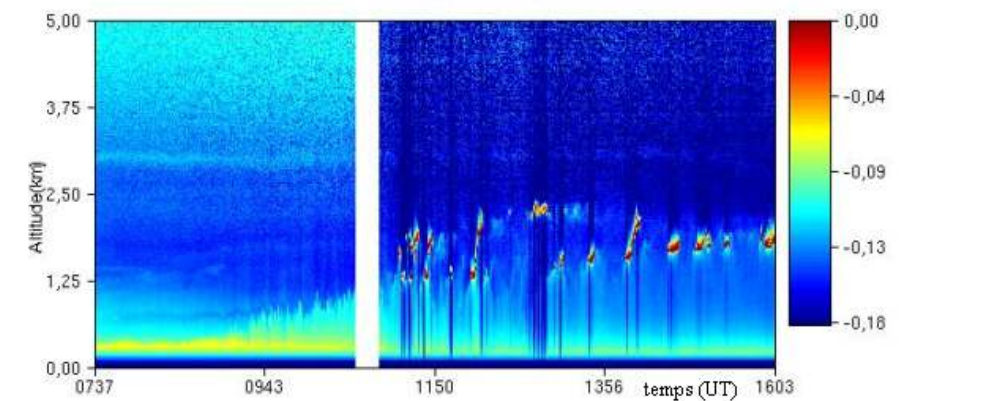
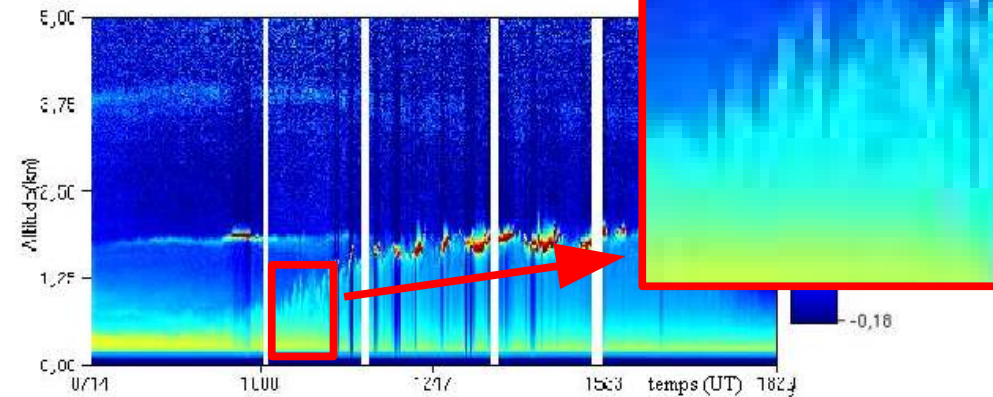
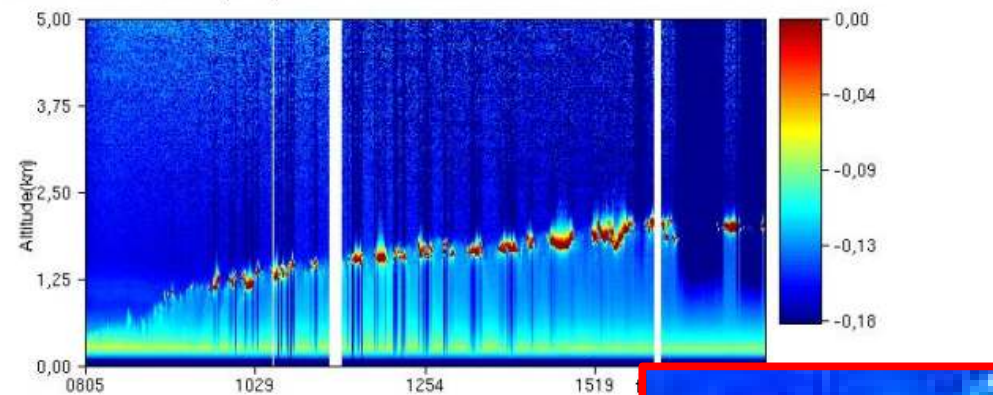
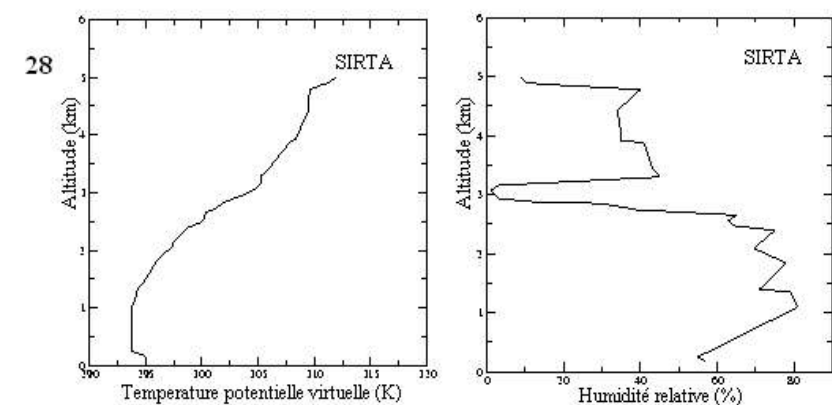
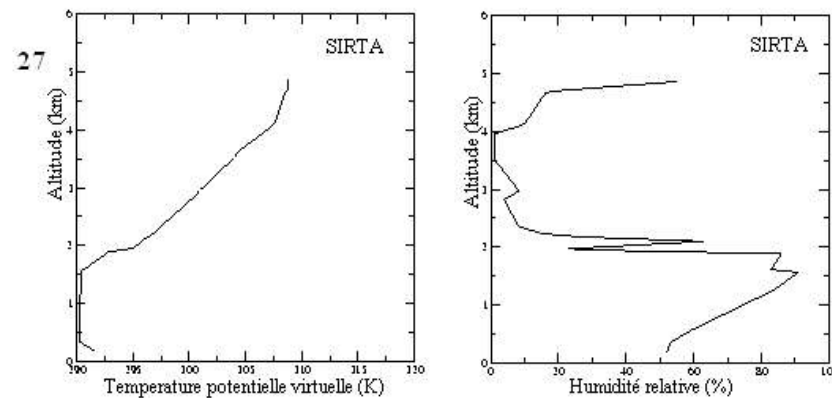
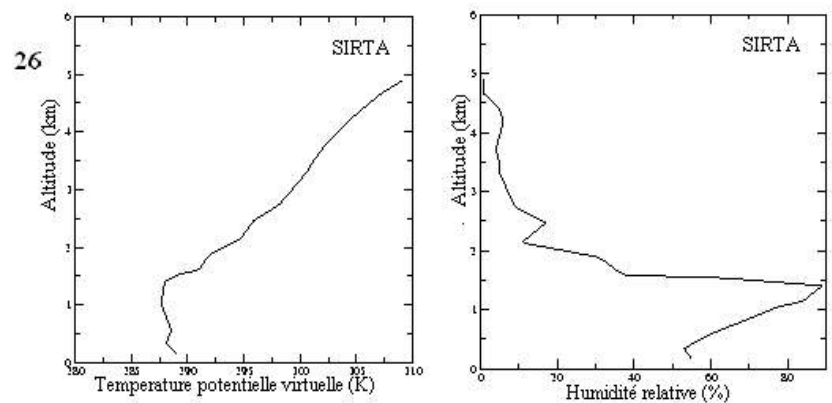


Classical examples of cloud streets obtained at the top of thermal rolls

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



2. Couche limite convective



Z(km)

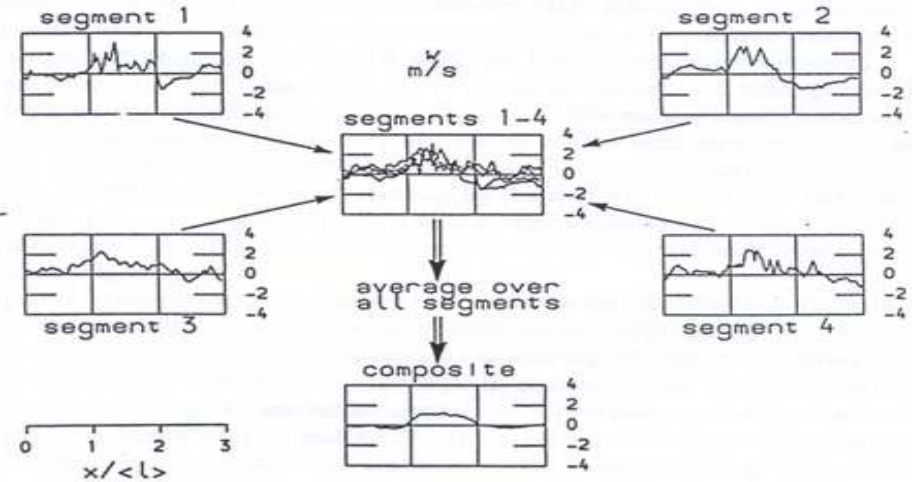
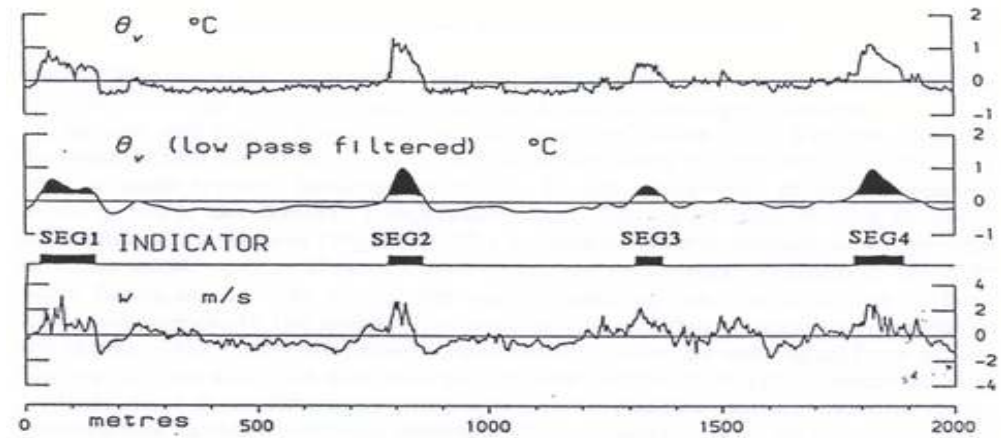
T (K) RH (g/kg)
Sondages Trappes, 12:00
3 jours consécutifs

Echols Lidar, Sirta (site IPSL proches Trappes)

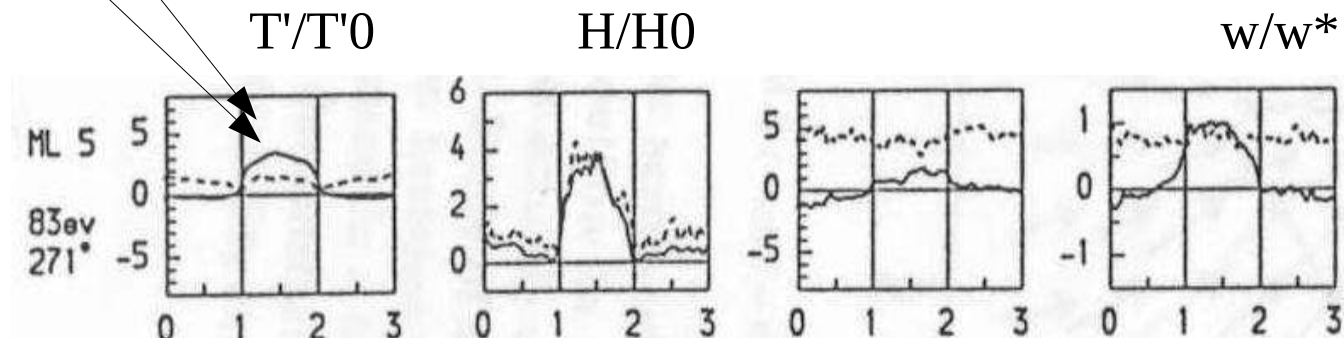
2. Couche limite convective

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

Williams et Hacker 1992



Moyenne
Ecart-type



2. Couche limite convective

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.

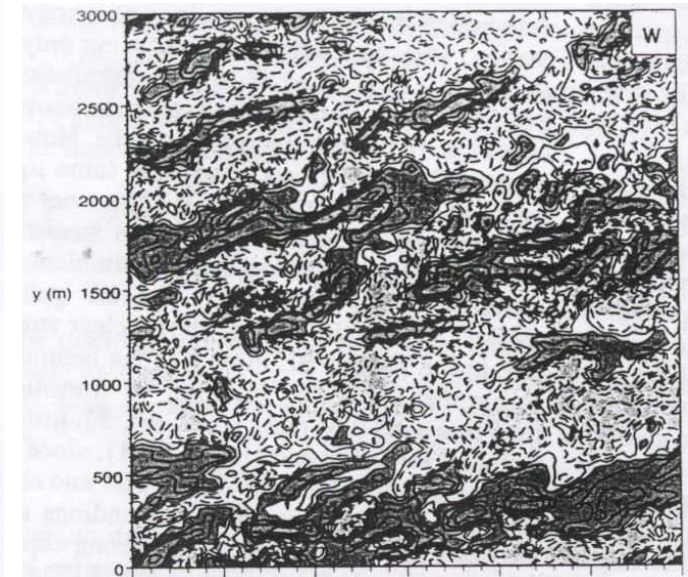
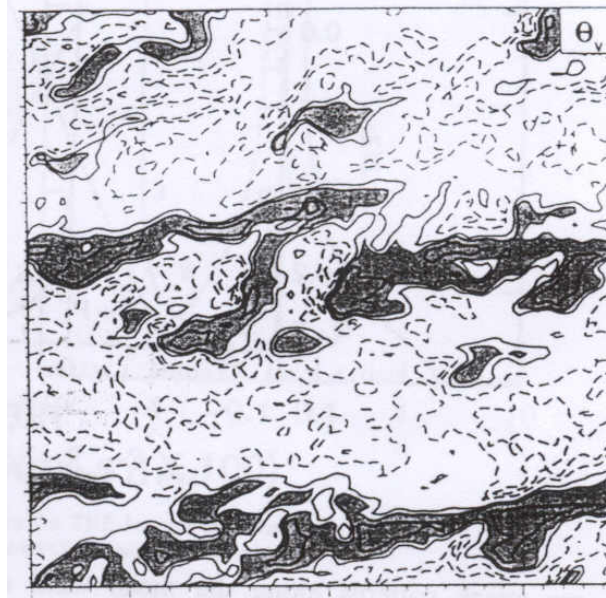
Forcé par un flux de chaleur venant de la surface

θ'

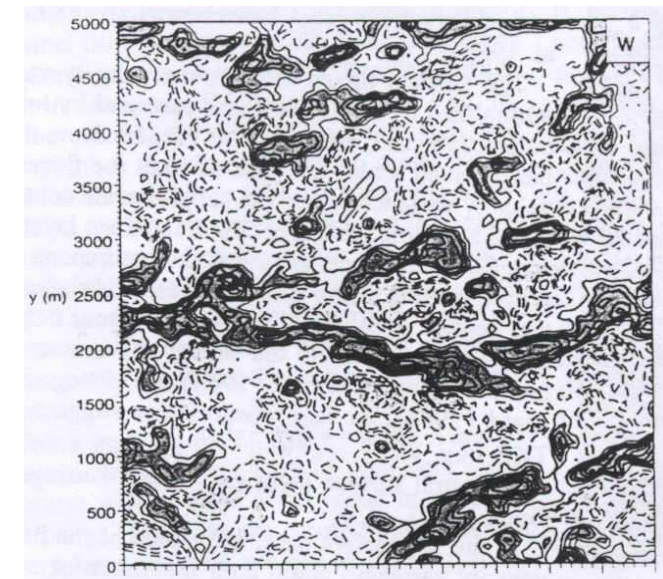
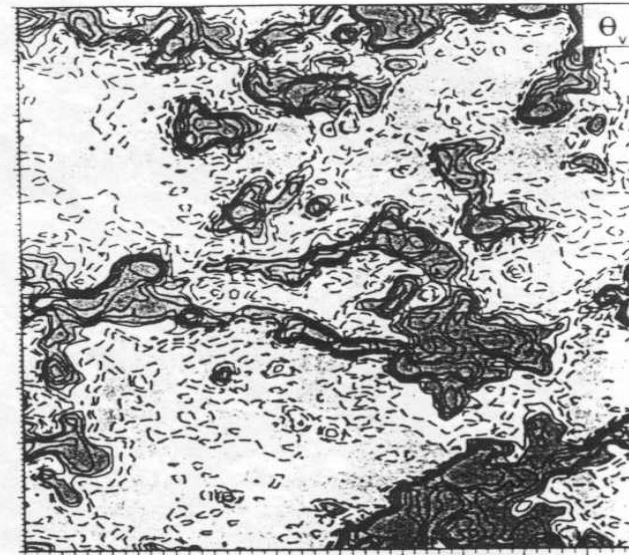
w'

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

Simulation avec convection + cisaillement

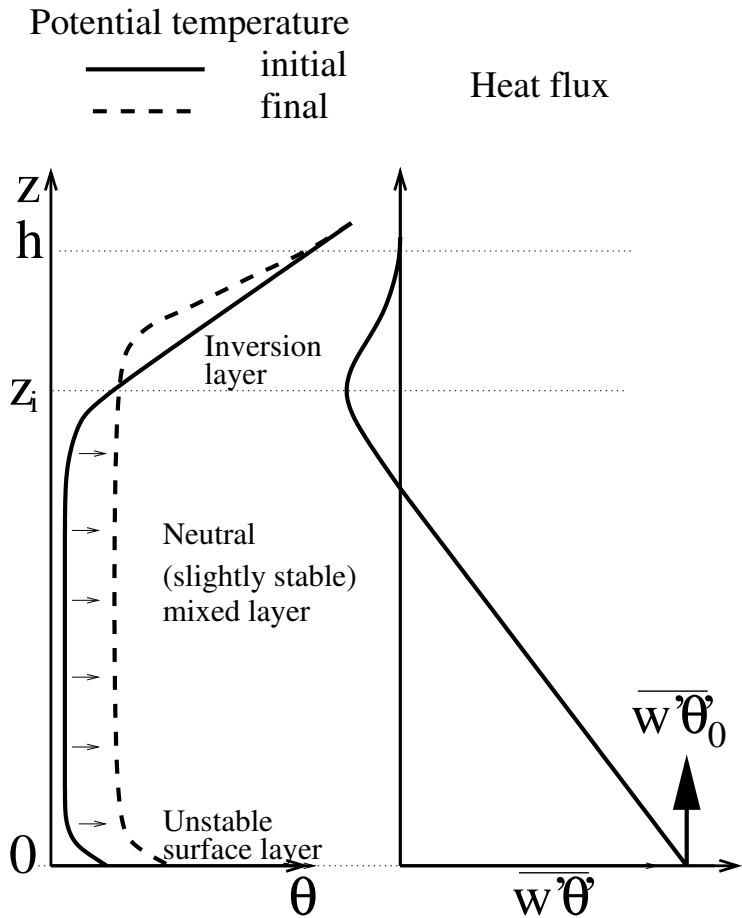


Simulation avec convection sans cisaillement (convection libre)



Limitations of turbulent diffusion

Idealized view of the dry convective boundary layer.



In the mixed layer

- Diffusive formulation

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

- Uniform heating by the surface

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

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

Extension of diffusive formulations

- **Introduction of a countergradient term**

$$\overline{w'\theta'} = K_z \left[\Gamma - \frac{\partial\theta}{\partial z} \right] = 0 \quad \text{with } \Gamma \simeq 1K/km \quad (6)$$

Imposed countergradient Deardorf, 1966

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

- **Non local mixing length** (Bougeault)

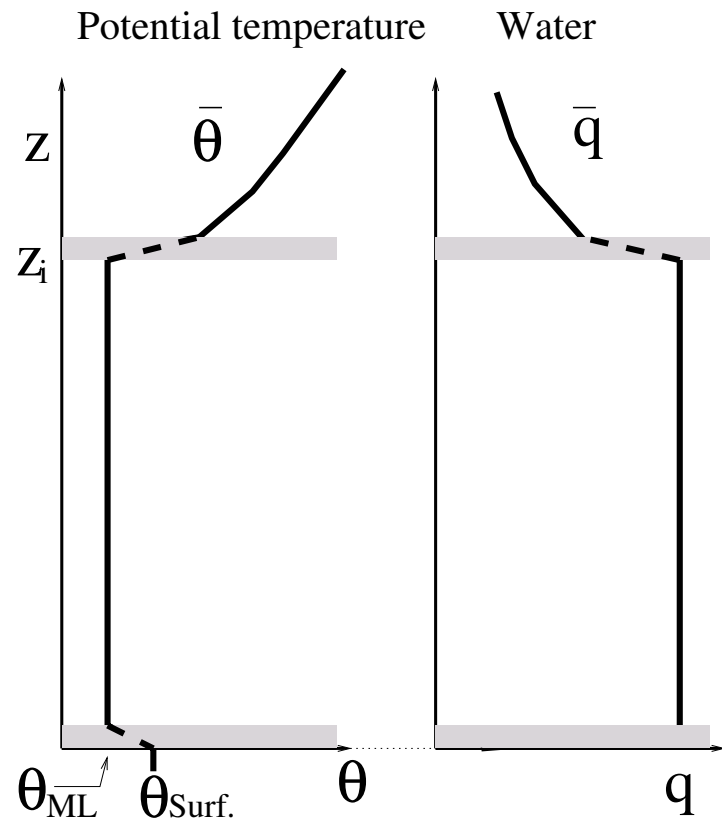
- **Higher order closures**

- 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.



$$z_i \frac{\partial c_{ML}}{\partial t} = \left[\overline{w'c'}_0 - \overline{w'c'}_{z_i} \right] \quad (7)$$

$$\text{with } \overline{w'c'}_{z_i} = -C\Delta c \quad (8)$$

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

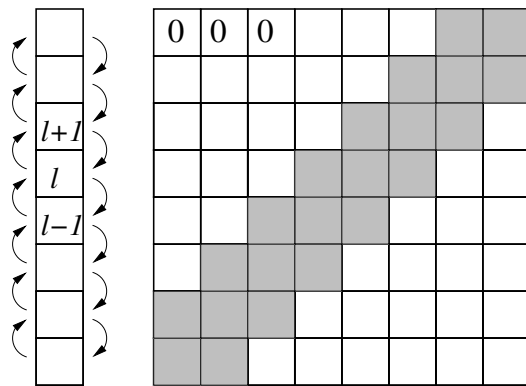
Numerical formalism (after Stull 1984)

C : Air mass exchange rate matrices between model layers

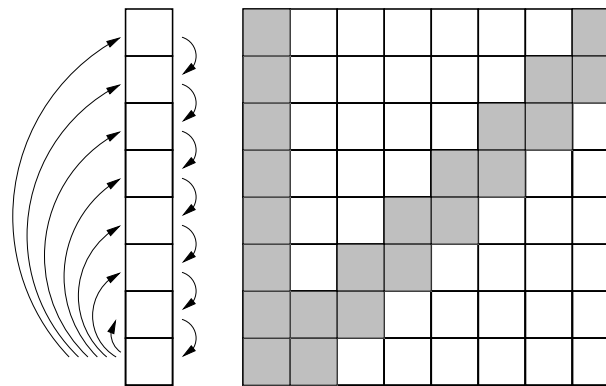
For turbulent diffusions

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

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



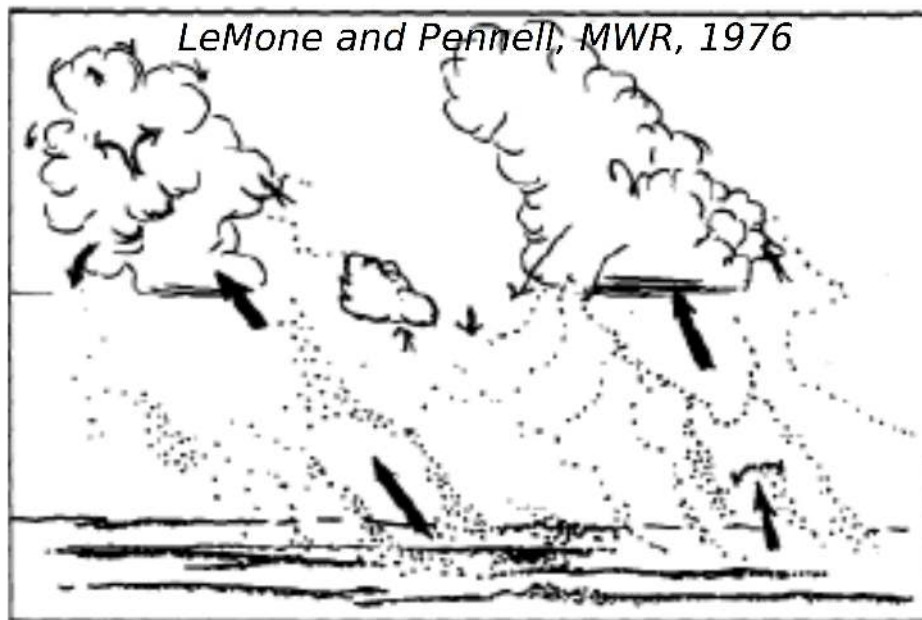
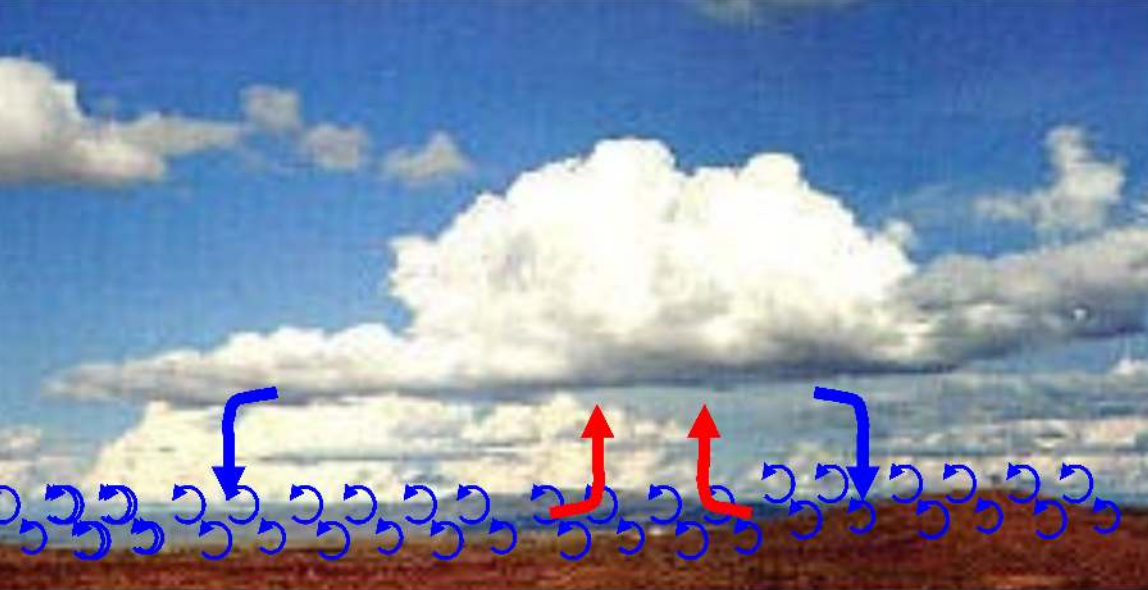
Turbulent diffusion



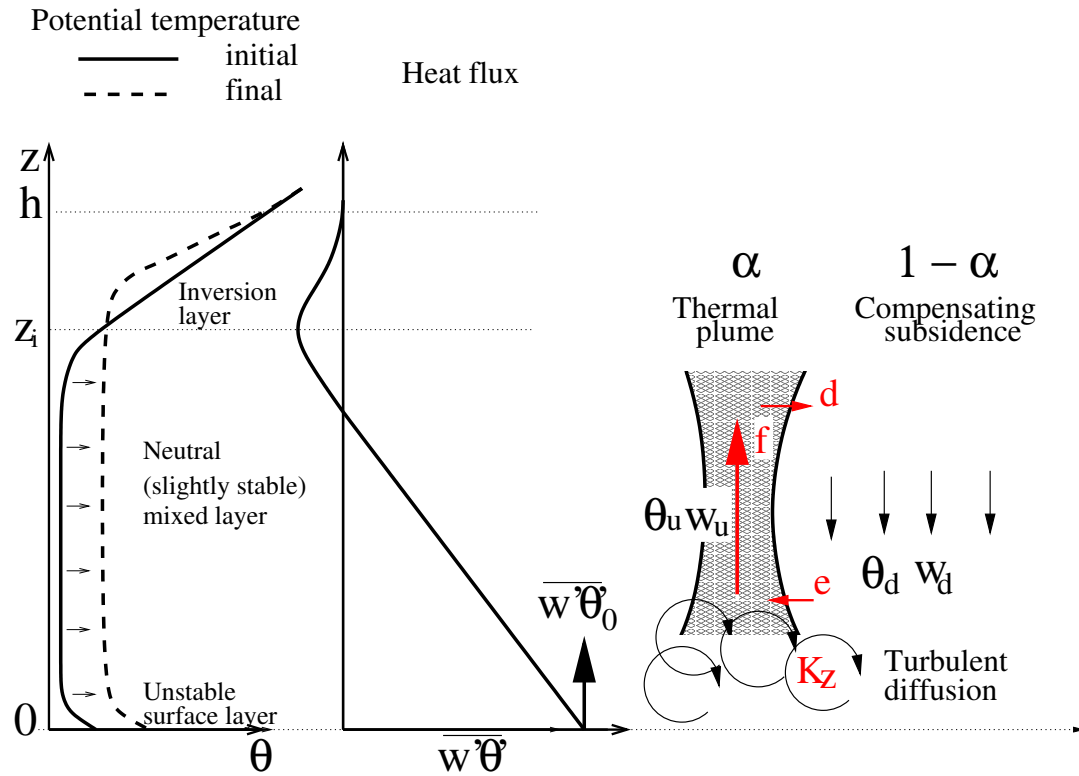
Assymmetric Convective Model of Pleim and Chang 1992



Copyright (C) 2019 CNRS, MétéoFrance, Meso-Star, UPS (najda.villefranke@gmail.com)
This video is licensed under a Creative Commons Attribution-NoDerivatives 4.0 International License.



Mass flux schemes combined with turbulent diffusion



Separation into 2 sub-columns :

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

ascending plume of mass flux

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

$$\rho \overline{w'c'} = -\rho K_z \frac{\partial c}{\partial z} + f (c_u - c_d) \tag{9}$$

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

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion

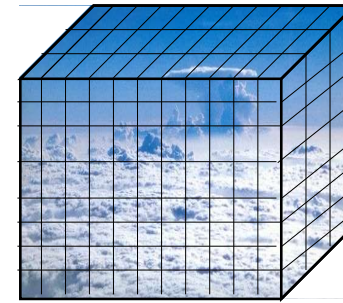
Comparison with LES

Dry convective boundary layer.

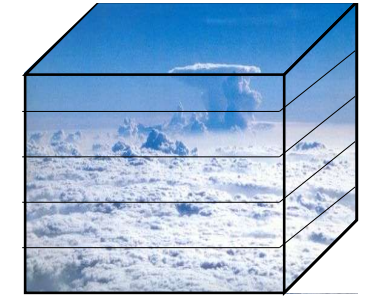
Forcing : $\overline{w'\theta'_0} = 0.24\text{K m/s}$

geostrophic wind of 10 m/s

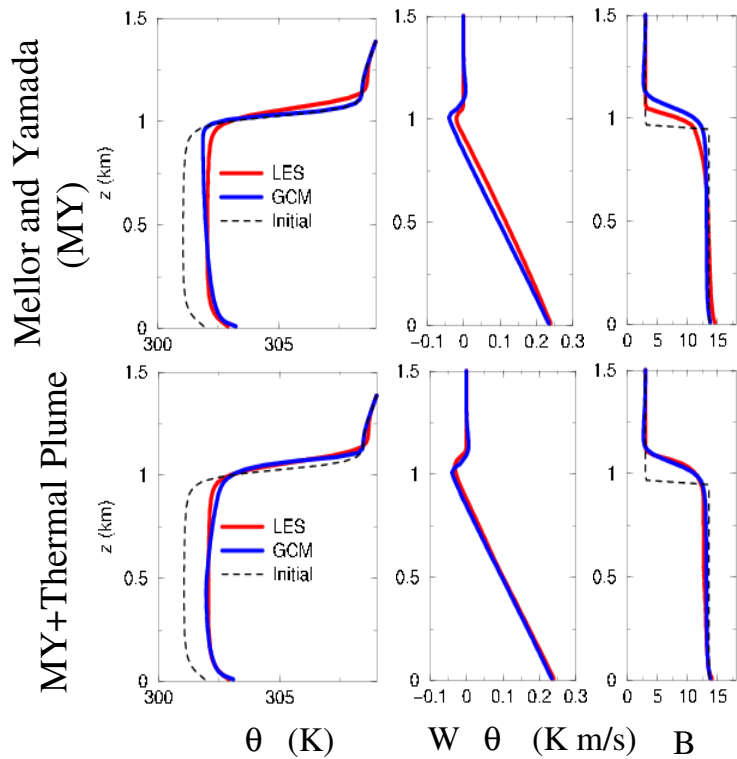
Thermal Plume model (Hourdin et al. 2002).



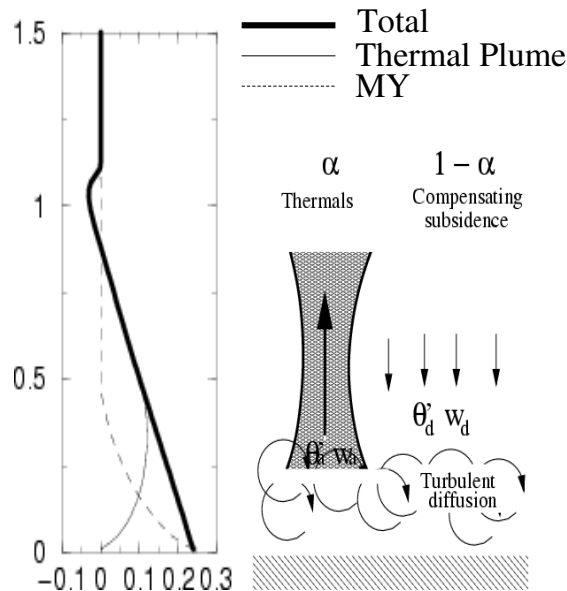
LES



SCM (1D GCM)



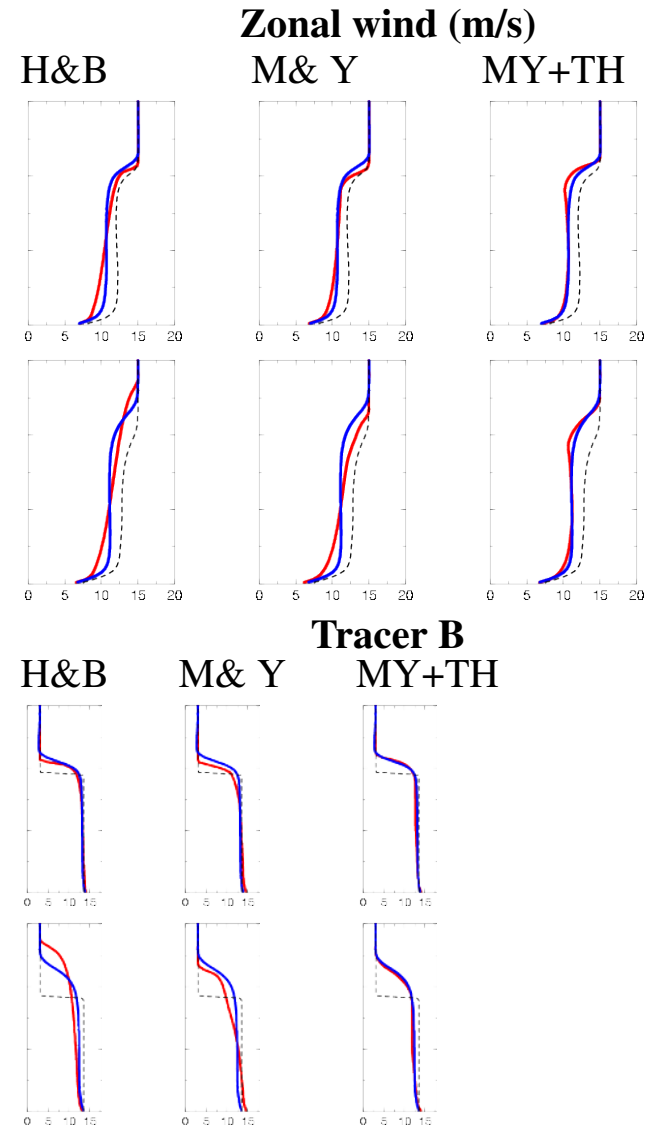
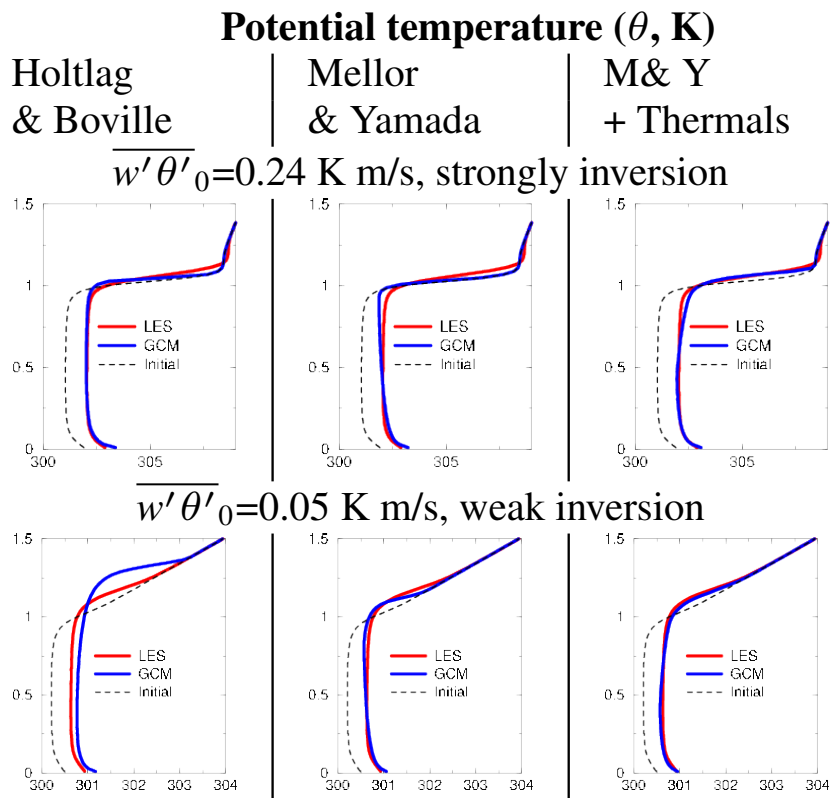
Heat flux decomposition for
The MY+thermiques case



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

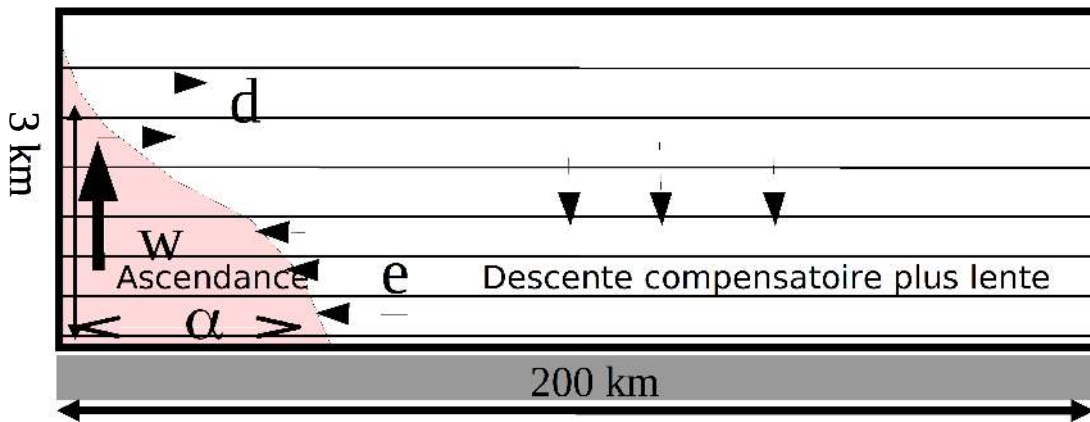
$$TP = f (c_u - c_d) \quad w$$

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion



2. Couche limite convective

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 (entraînement)
- d : sorties d'air depuis le panache (déentraînement)
- q_a : concentration du composant q dans l'ascendance

Terme source pour les équations explicites

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

Diffusion turbulente

Transport par le modèle de panache

4 Paramètres libres :

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

Conservation de la masse :

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

Conservation de la masse du composant q

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

Equation du mouvement

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

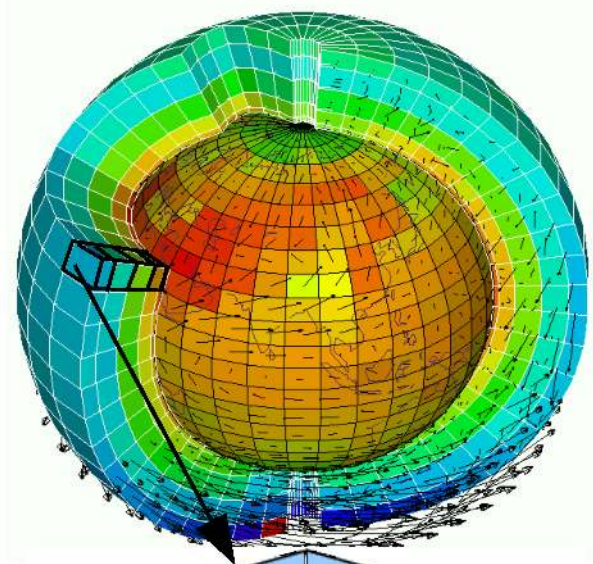
B étant la poussée d'Archimède

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

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

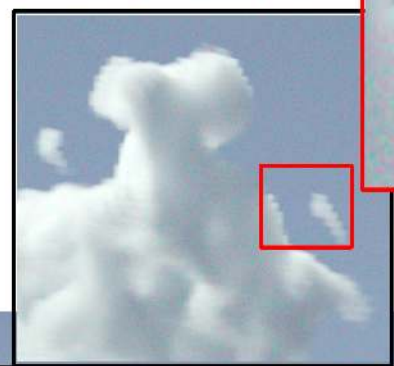
$$d = f \max(0, -\frac{a_1 \beta_1}{1 + \beta_1} \frac{B}{w^2} + c \frac{(q_a - q)/q_a}{w^2})^d$$

Etc ...

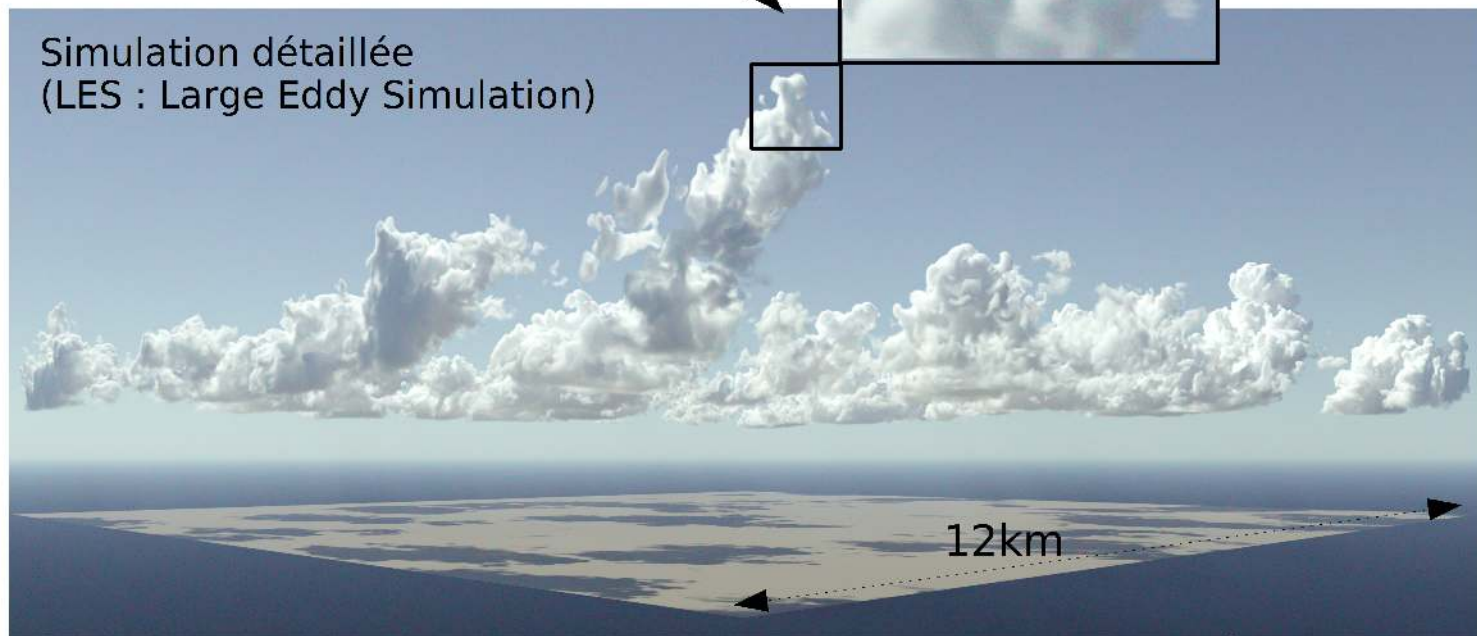


Campagne d'observation

Evaluation

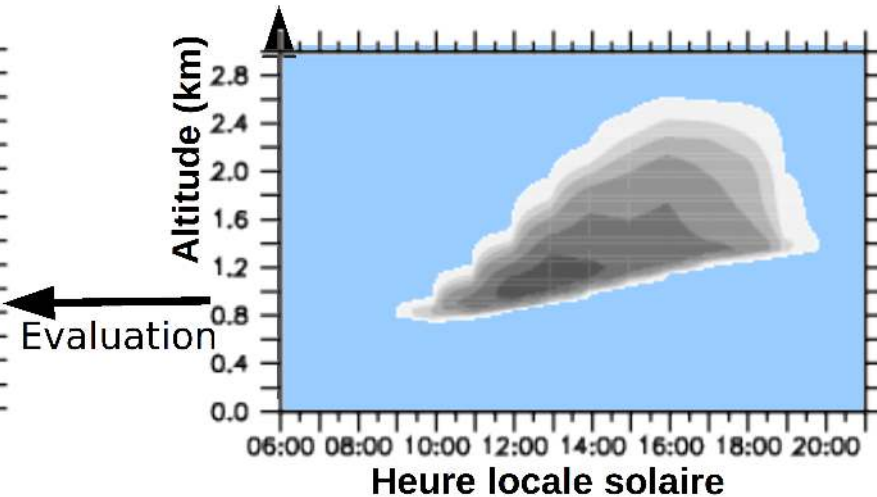
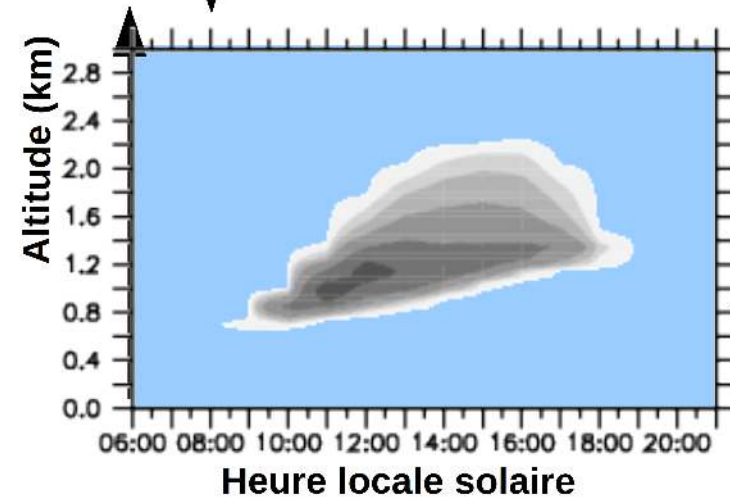


Simulation détaillée
(LES : Large Eddy Simulation)



12km

On calcule la fraction nuageuse pour chaque maille d'une colonne d'un modèle de climat

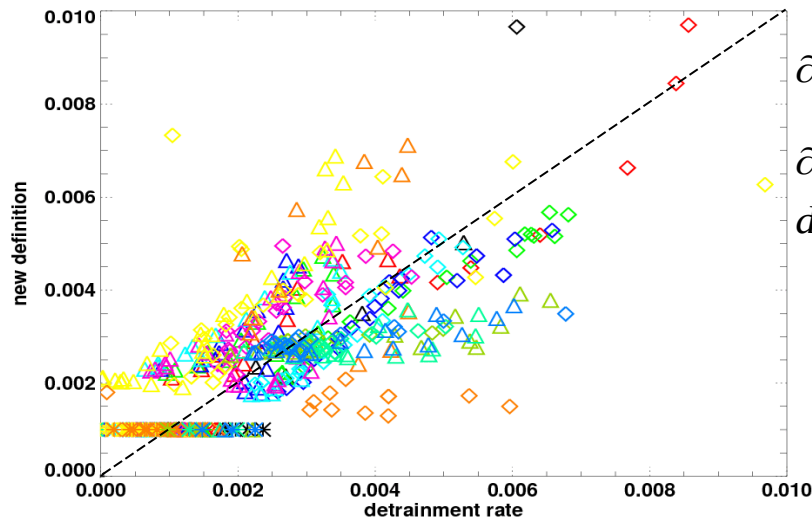


Evaluation

On calcule à chaque instant et pour toutes les altitudes du maillage la fraction de du domaine horizontal couverte par les nuages, appelée fraction nuageuse.

Towards a more physical definition for ε / δ : LES

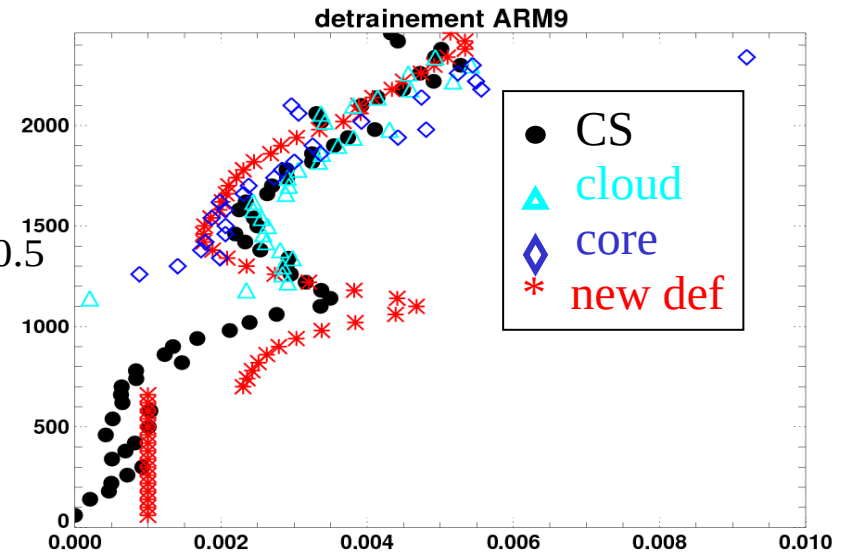
(Couvreur and Rio to be submitted)



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

$$\partial_1 = 0.001 \text{ ou } 0.003$$

$$d_1 = 0.001 \text{ ou } 0.003; d_2 = 0.5$$



(Yves Bouteloup)

Schéma des thermiques

Équation de la vitesse verticale :

$$\frac{1}{2} \frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - (b + \varepsilon) w_u^2$$

EDKF

$$\left(\frac{1}{2} \frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - \varepsilon w_u^2 \right)$$

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 :

$$\delta = \max \left(0, - \frac{a_1 \beta_1}{1 + \beta_1} \frac{B_u}{w_u^2} + c \left(\frac{\Delta r_t / r_t}{w_u^2} \right)^d \right)$$

$$\left(\delta_{dry} = \max \left(\frac{1}{L_{up} - z}, C_\delta \frac{B_u}{w_u^2} \right) \right)$$

2. Couche limite convective

Représentation des nuages

q : concentration en vapeur d'eau

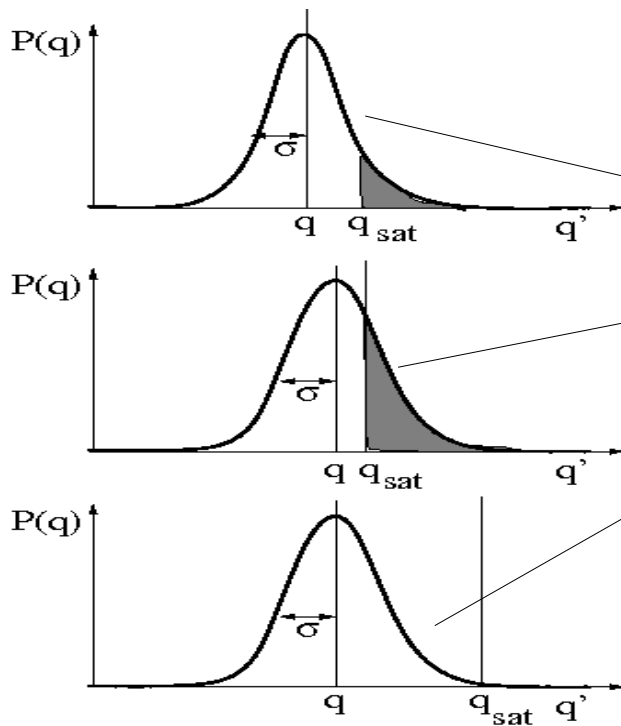
q_{sat} : concentration maximum à saturation

Si $q > q_{sat}$:

→ la vapeur d'eau condense = nuage

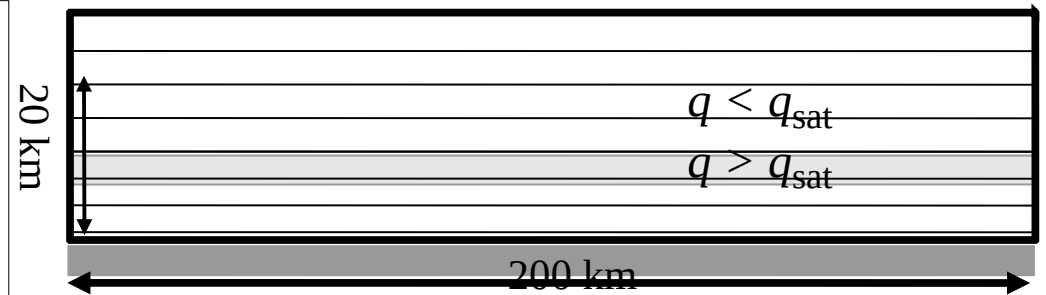
On connaît q et q_{sat} à l'échelle de la maille

→ Fraction de la maille couverte de nuages ?



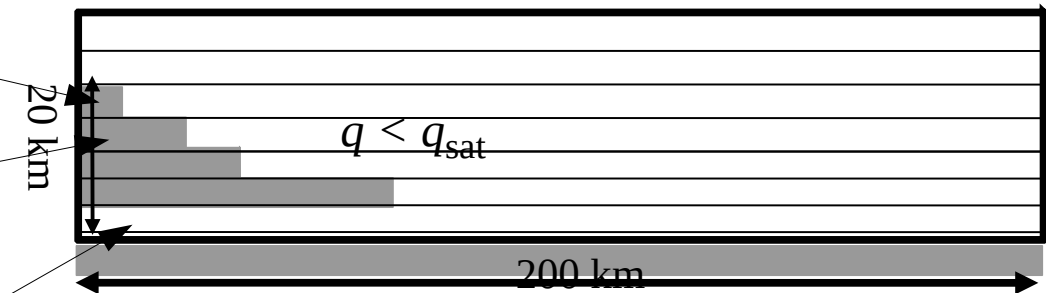
Modèle « tout ou rien » :

Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Intervient dans Q

→ condensation

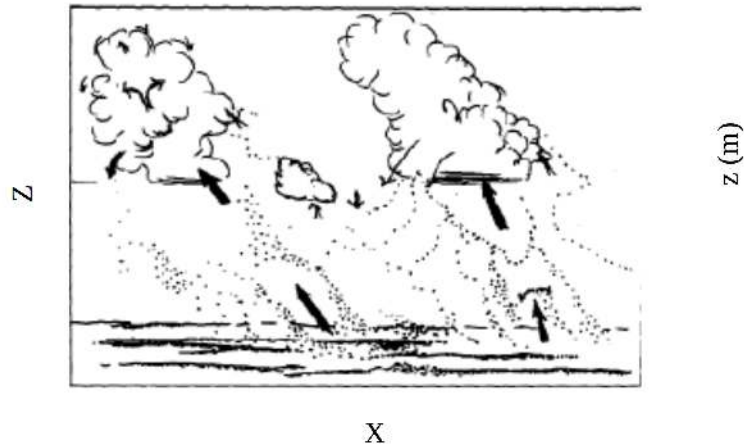
→ prise en compte des nuages dans le code radiatifs

Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$

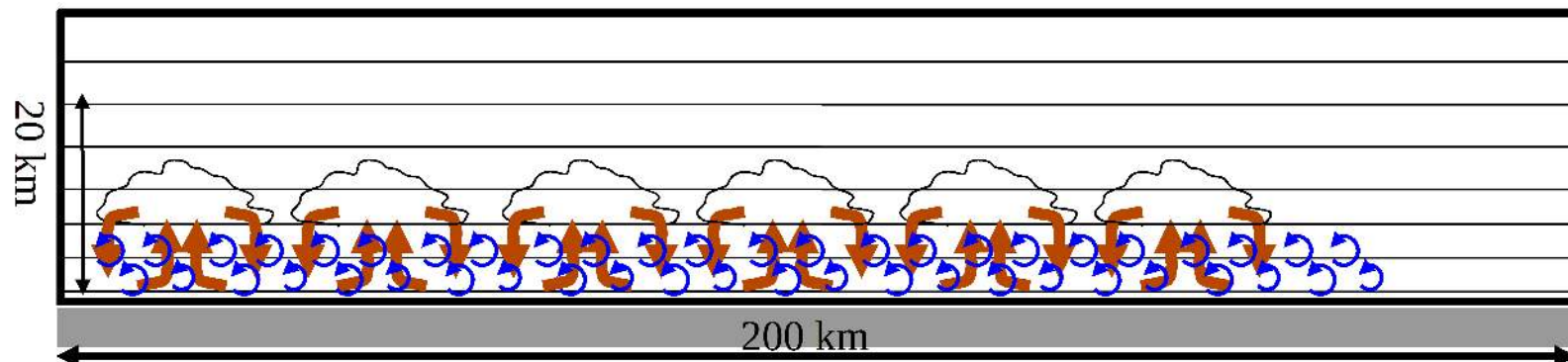
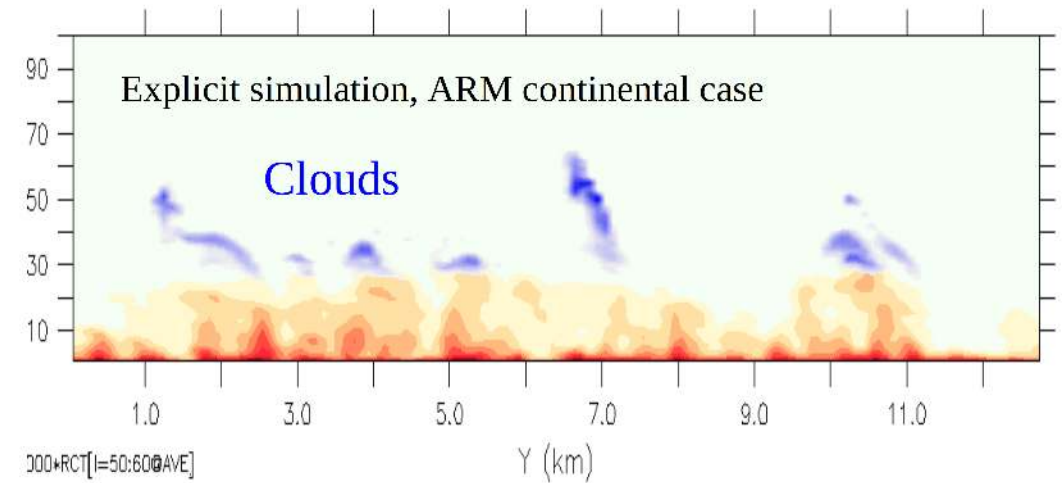
2. Couche limite convective

Thermal plumes and clouds

LeMone and Pennell, MWR, 1976



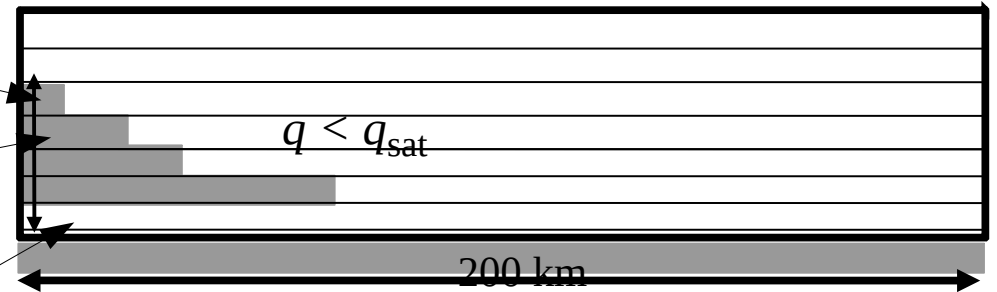
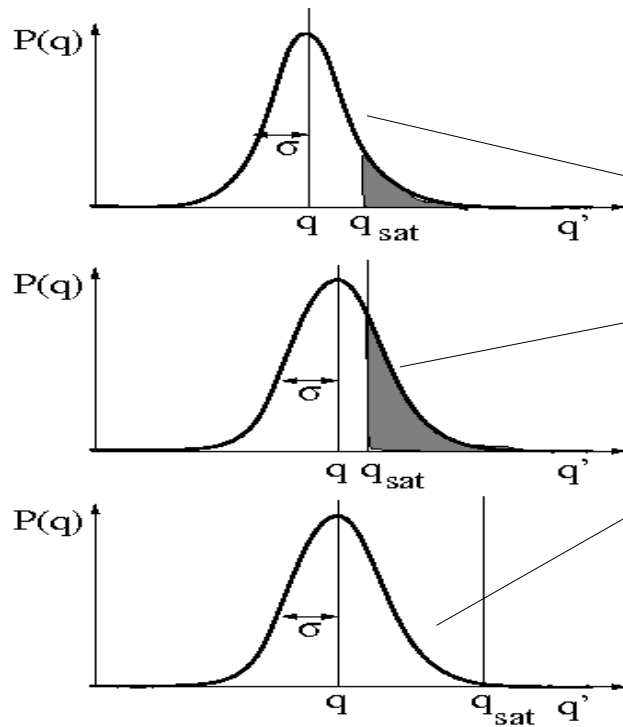
Meso-INT simulation



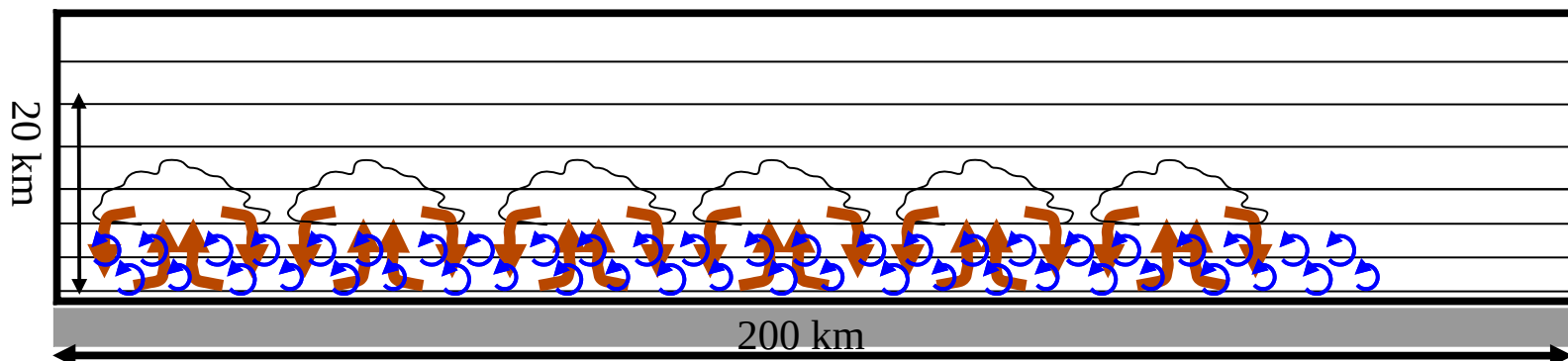
2. Couche limite convective

Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$



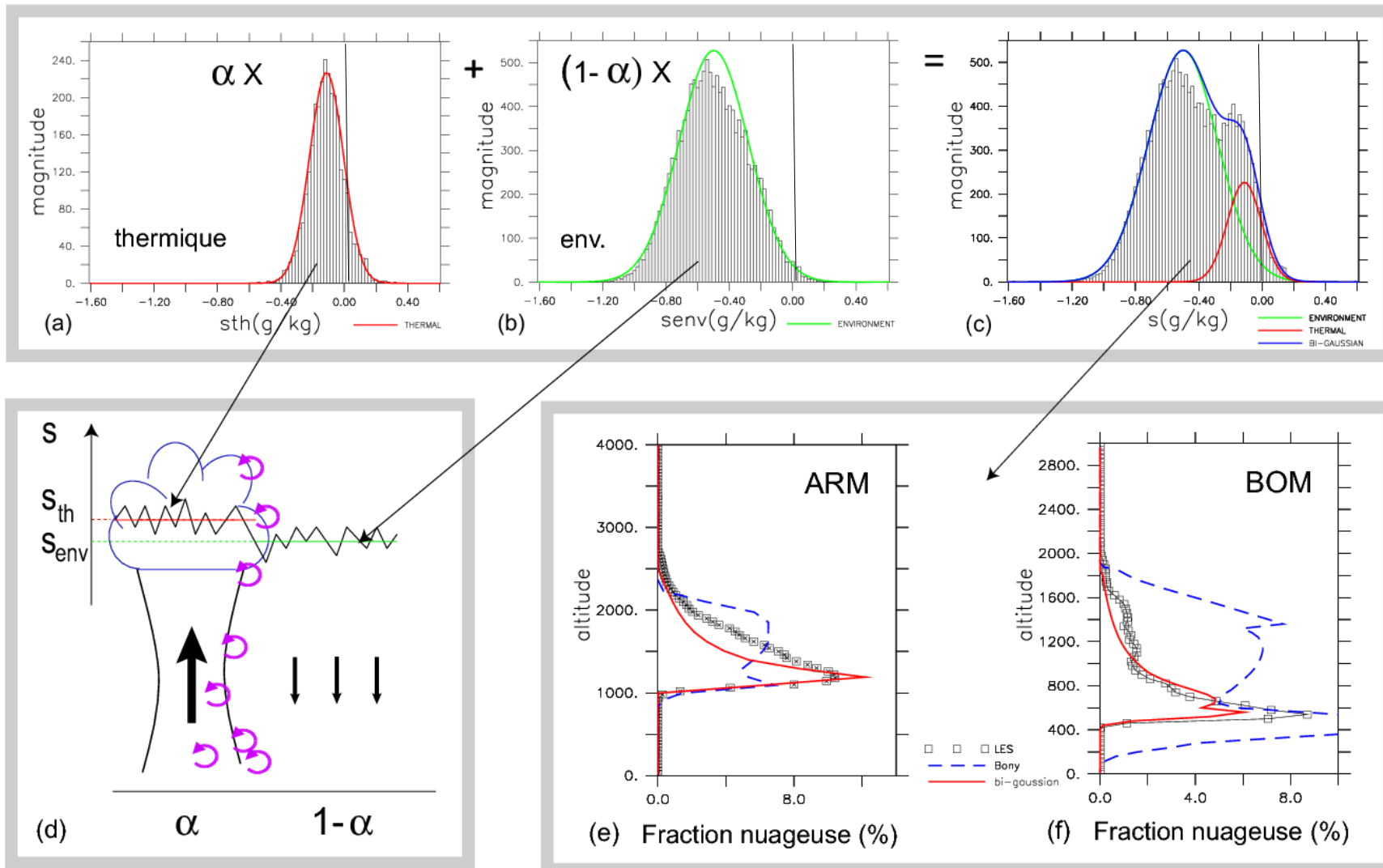
2. Couche limite convective

Nouvelle paramétrisation de nuages couplée aux thermiques :

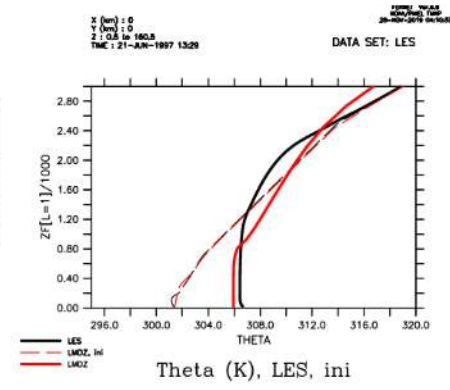
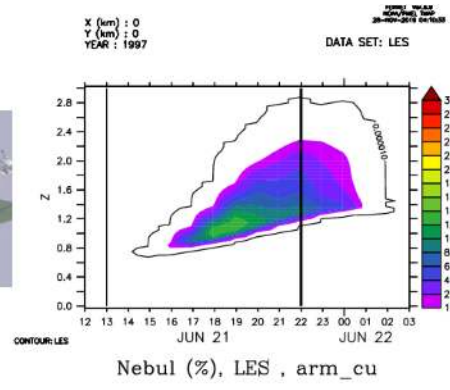
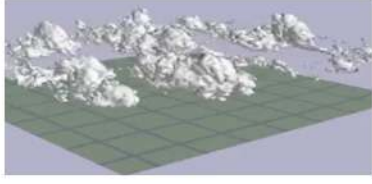
Utilisation d'une PDF bi-gaussienne pour la distribution d'eau totale sous nuageuse

Une gaussienne pour les panaches thermiques et une pour l'environnement

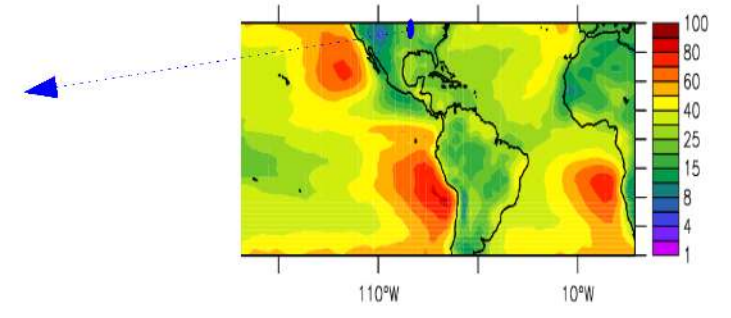
Comparaison des distributions prédites par ce schéma avec les distributions des LES



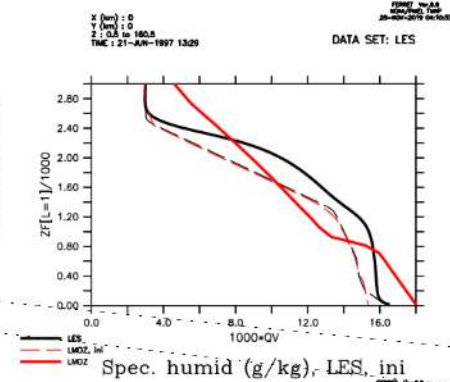
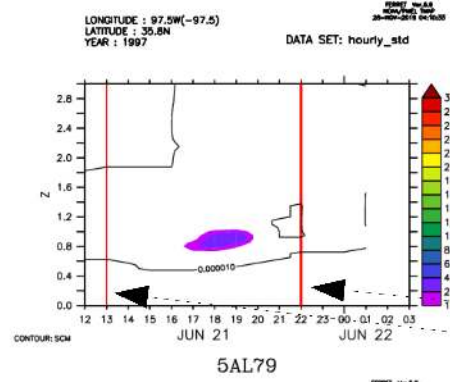
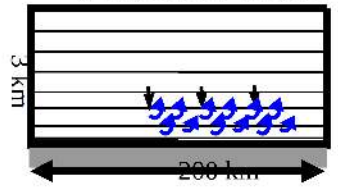
LES



Cas ARM cumulus

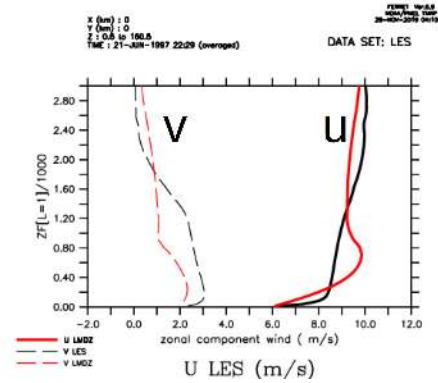
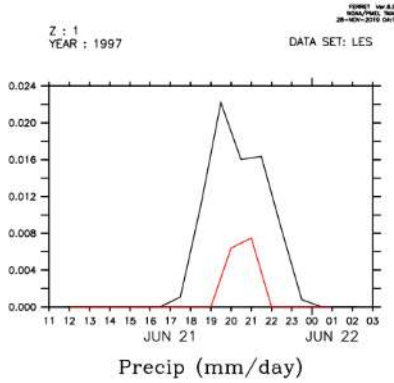
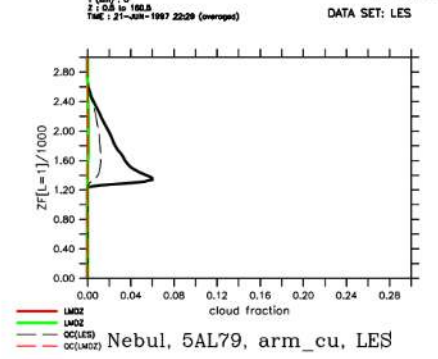
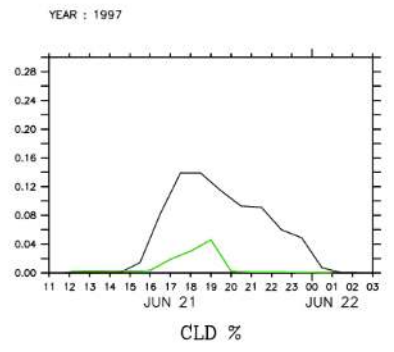


LMDZ5A

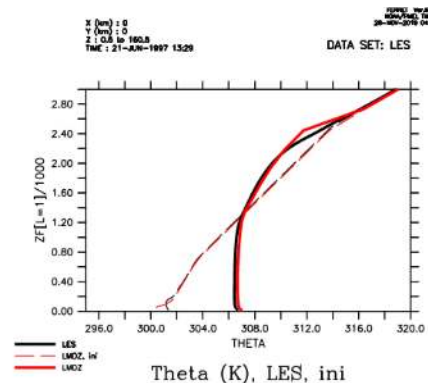
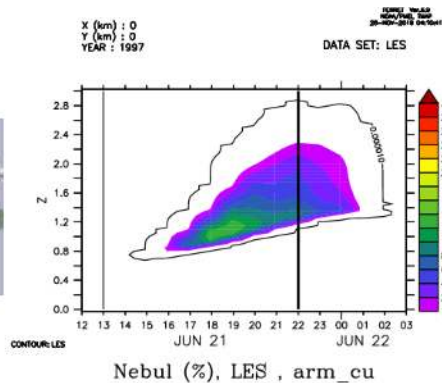
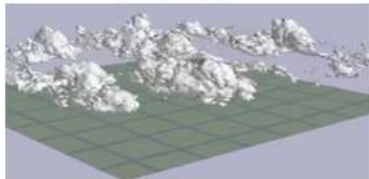


- LES
- LES

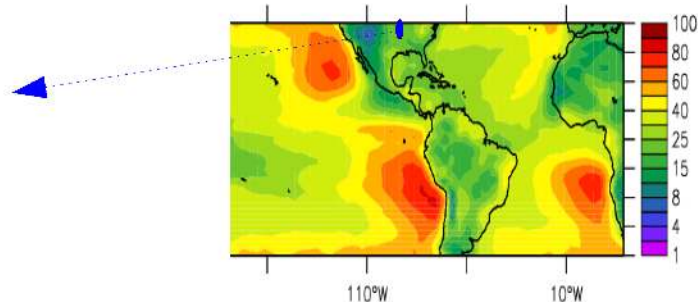
- Milieu d'après midi
- - - Début de la simulation



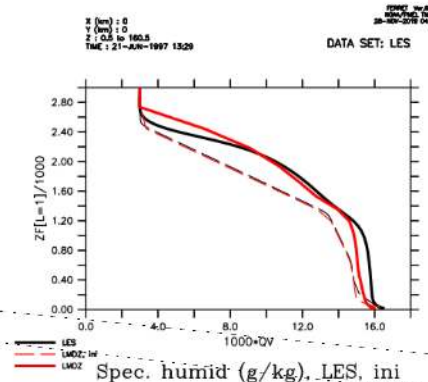
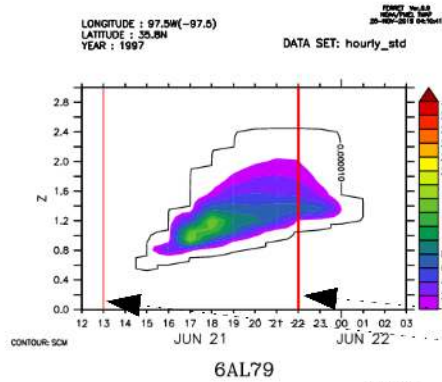
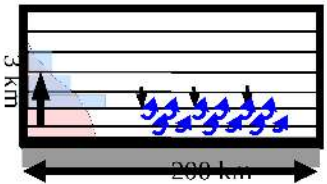
LES



Cas ARM cumulus

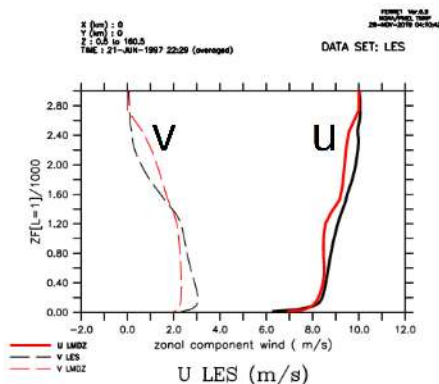
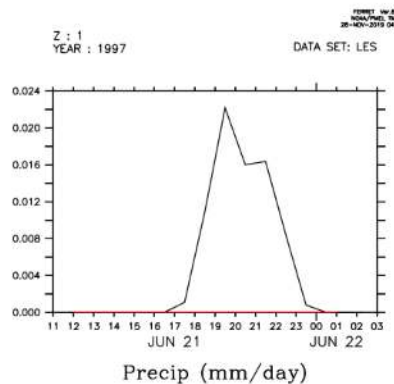
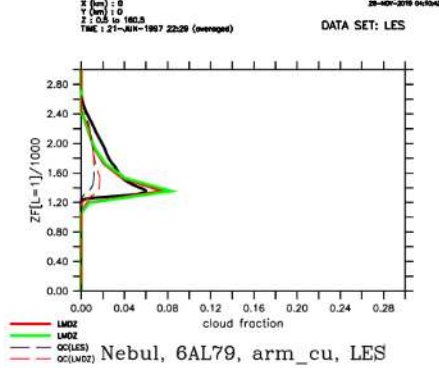
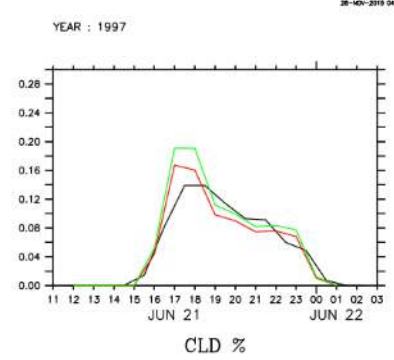


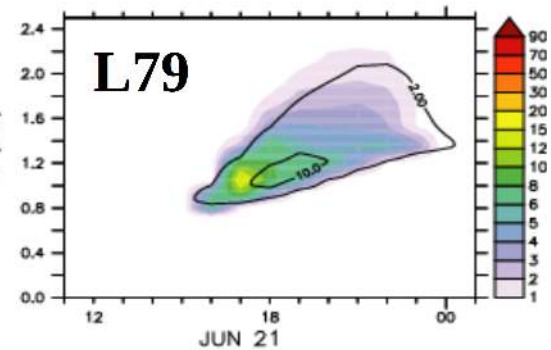
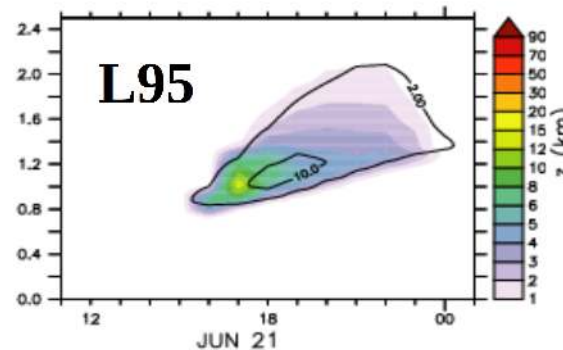
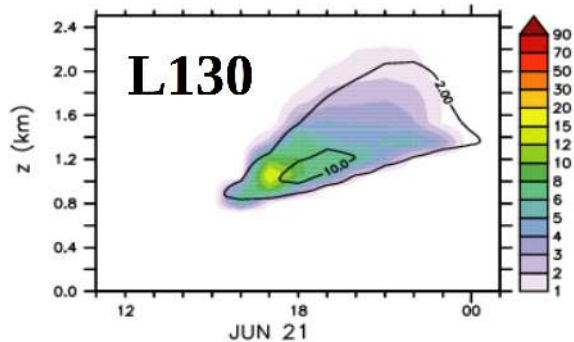
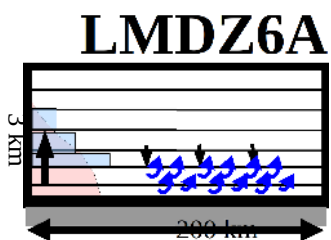
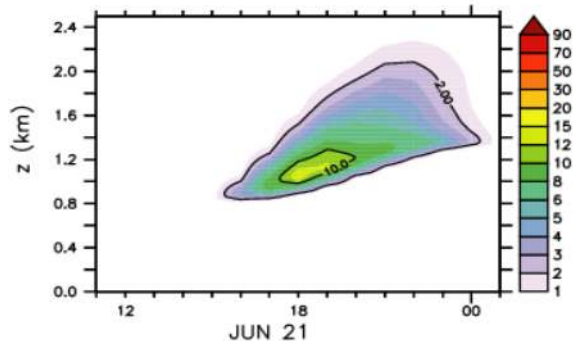
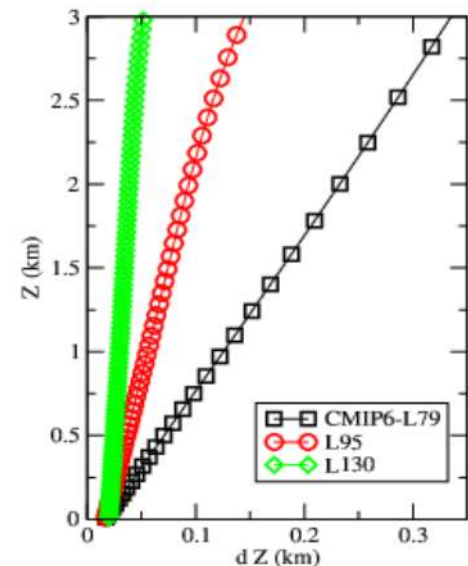
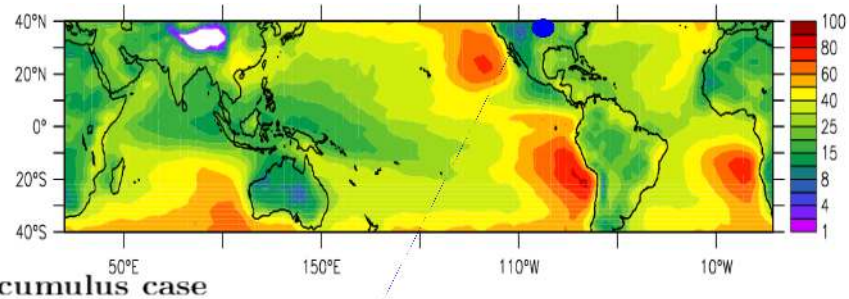
LMDZ6A



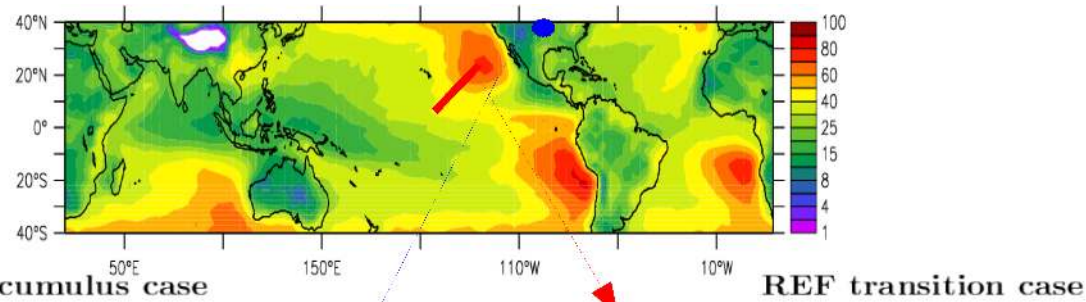
— LES
 — LES

— Milieu d'après midi
 - - - Début de la simulation

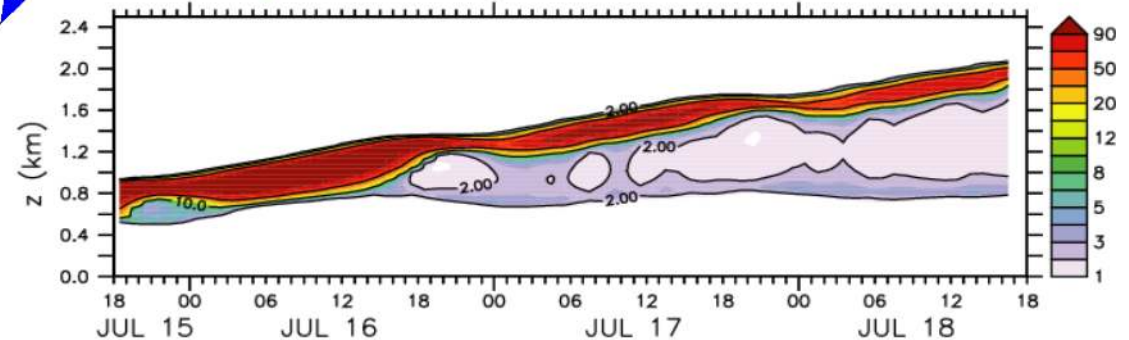
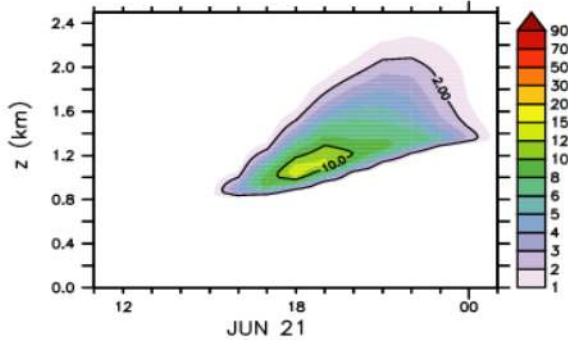
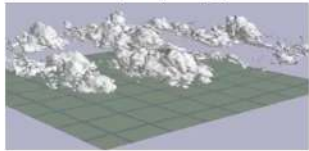




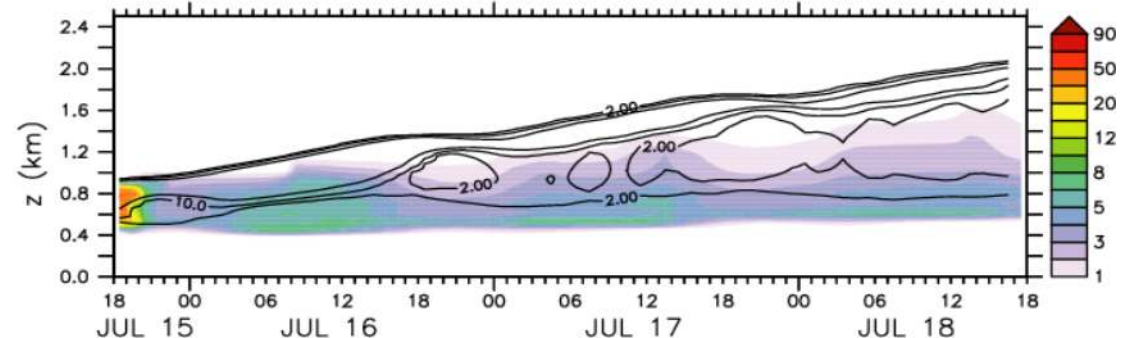
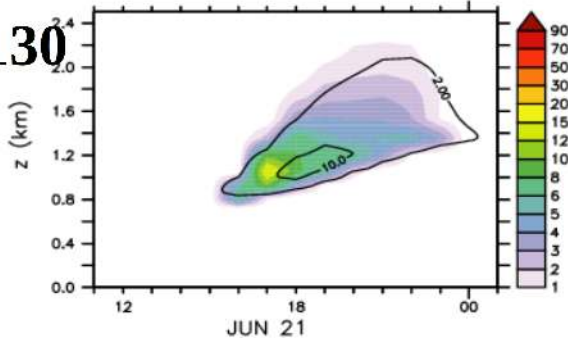
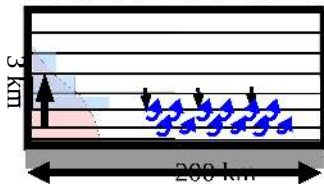
SCM/LES comparison, LMDZ5B version = thermal plume model with bigaussian distribution
 → Reasonable representation of cumulus clouds



LES



LMDZ5B/L130



SCM/LES comparison, LMDZ5B version = thermal plume model with bigaussian distribution

- Reasonable representation of cumulus clouds
- But not the stratocumulus clouds nor the transition from cumulus to stratocumulus

Mixing in Shallow Cumulus Clouds Studied by Lagrangian Particle Tracking Heus et al, Jas, 2017

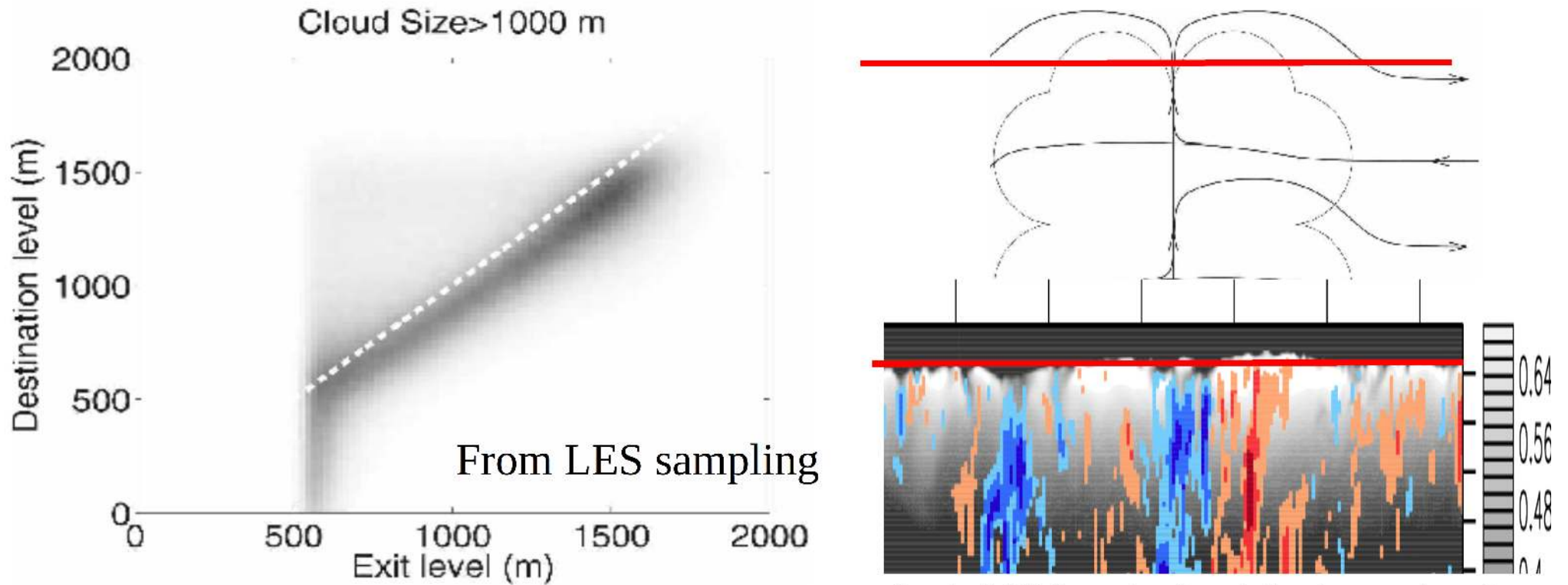


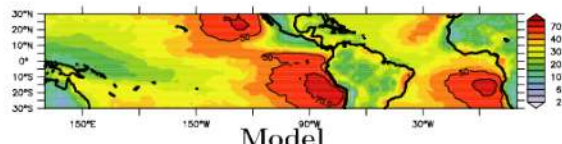
Fig 14c : Destination level versus exit level

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

$$B^*(z) = g \frac{\theta_{v.th}(z) - \theta_{v.env}(z+h)}{\theta_v(z)}$$

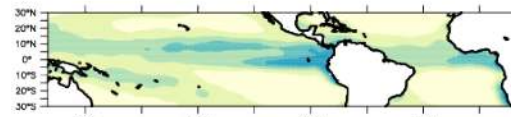
Destination level : z
Exit level : z+h with $h = A z$

Low cloud cover (%)
Calipso



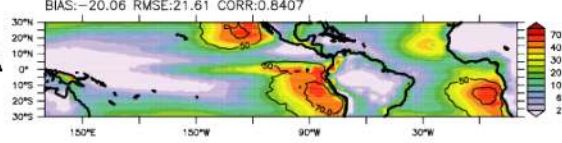
Obs Calipso
Nuages bas

Climato DaSilva
RH 2m



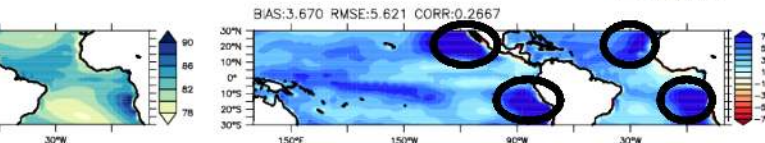
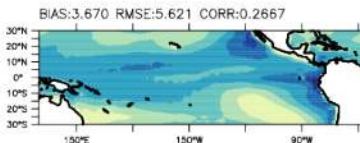
Model value Model bias Biais

5A

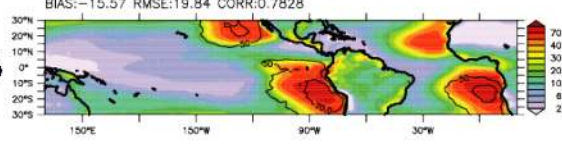


Diffusion turbulente

5A

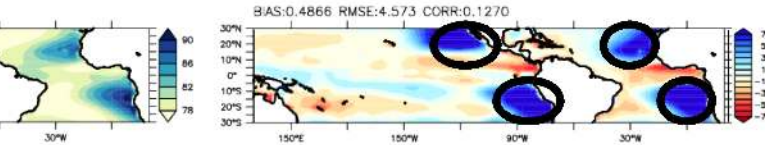
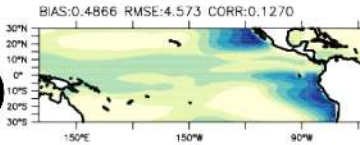


5B

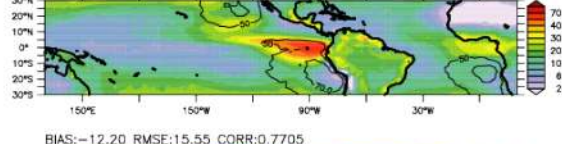


+ Thermiques
(sauf forte inversion)

5B

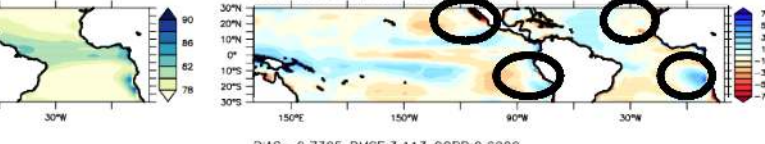
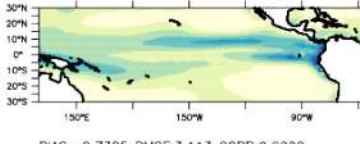


D00

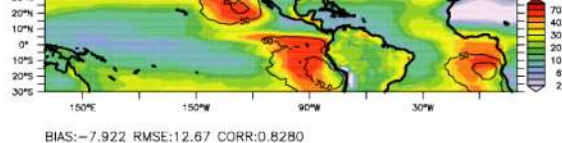


+ Thermiques
partout D=0

D00

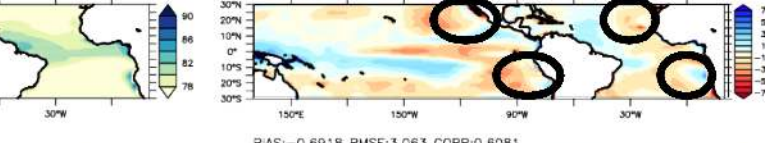
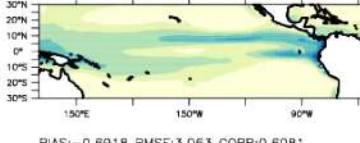


D05

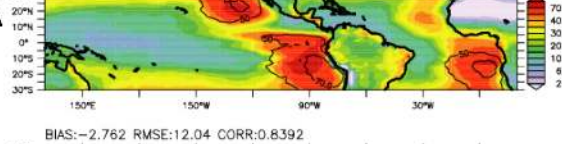


D=0.05

D05

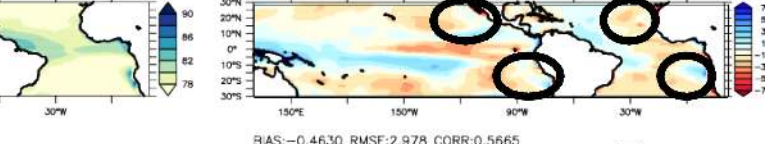
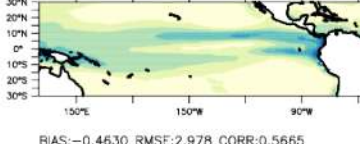


6A/D07

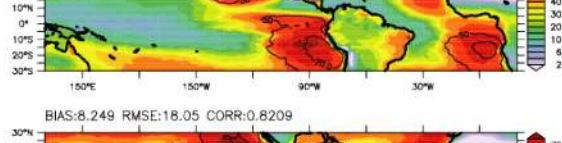


D=0.07

6A/D07

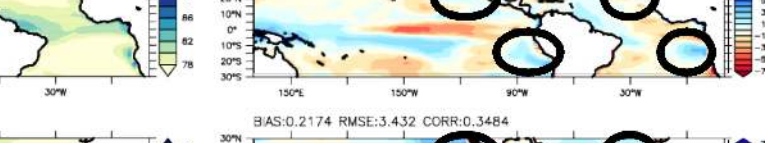
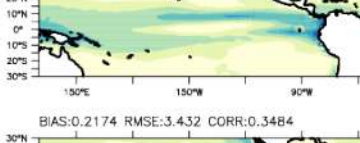


D10

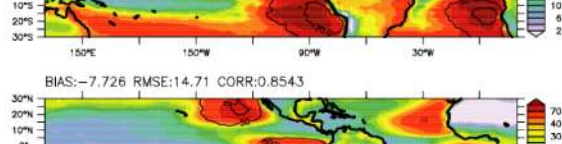


D=0.10

D10

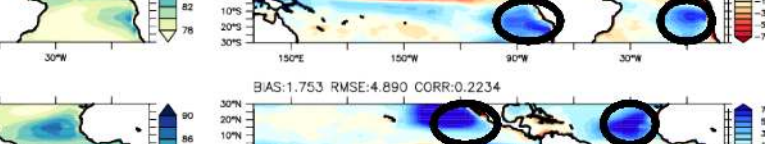
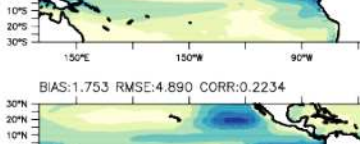


D20

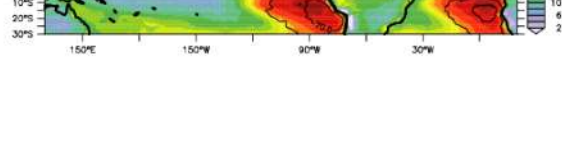


D=0.20

D20

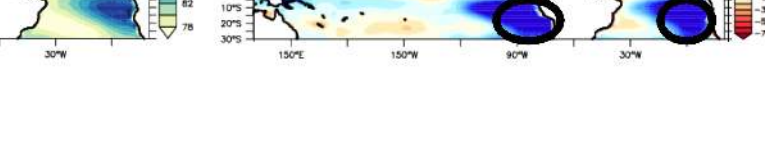
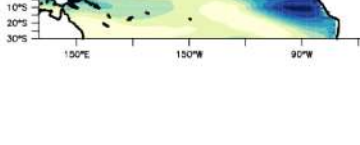


SWITCH

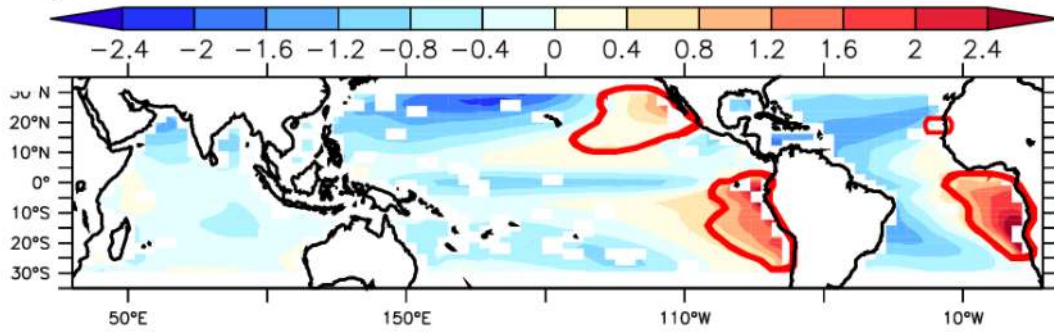


Thermiques
desactivés si
Forte inversion
(come 5B)

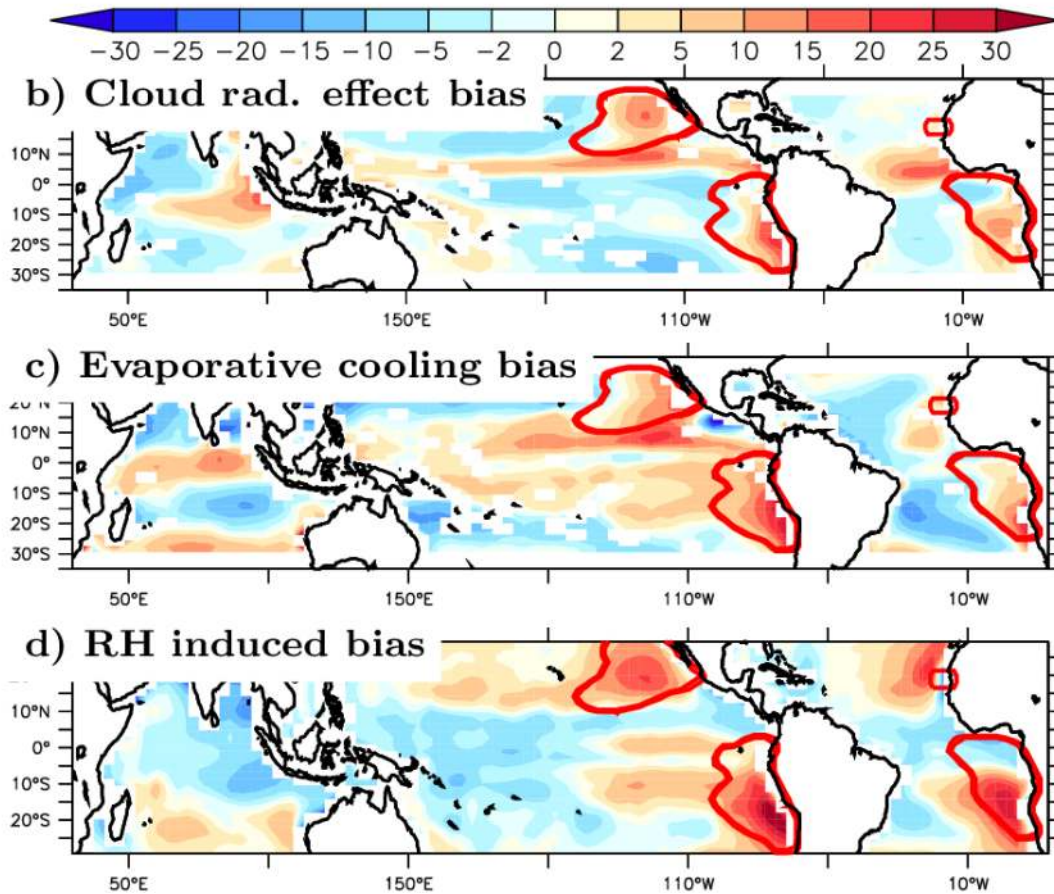
SWITCH



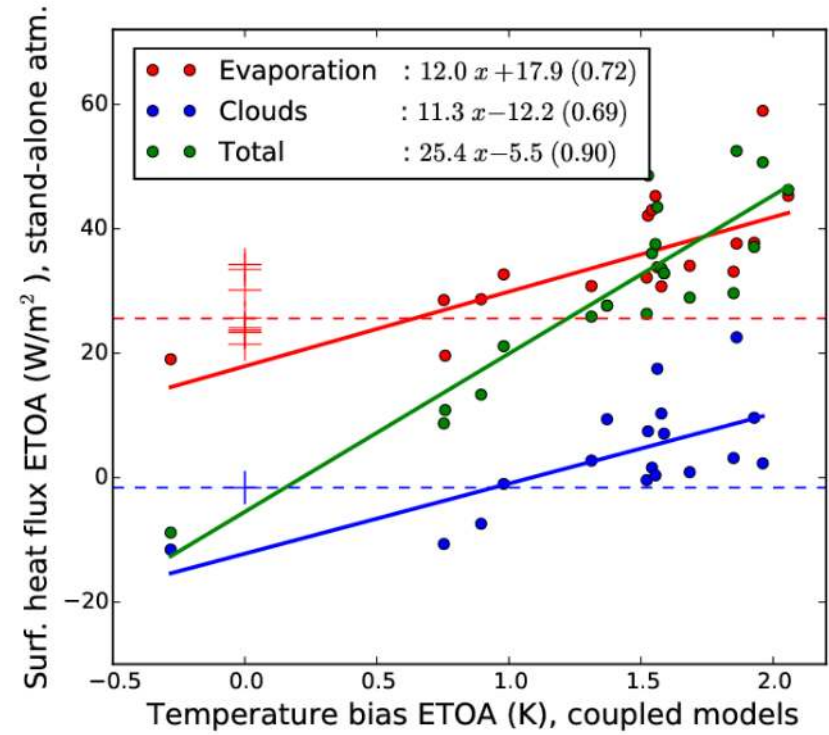
a) Surface temperature bias pattern (K),
coupled simulations:



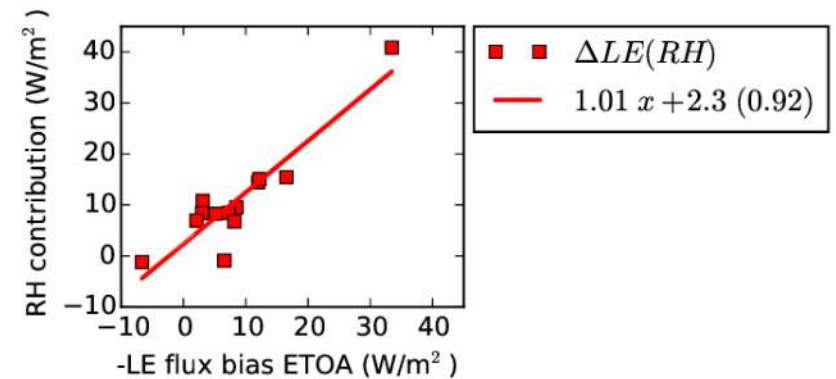
Heat flux bias pattern (W/m^2), atmosphere-alone:



e) Heat flux/temperature ETOA relationship



f) $-LE$ ETOA bias explained by RH



2. Couche limite convective

Modèle	LMDZ5NP / 6 Et Mars	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

Quelques idées à retenir

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 Couvreur

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.

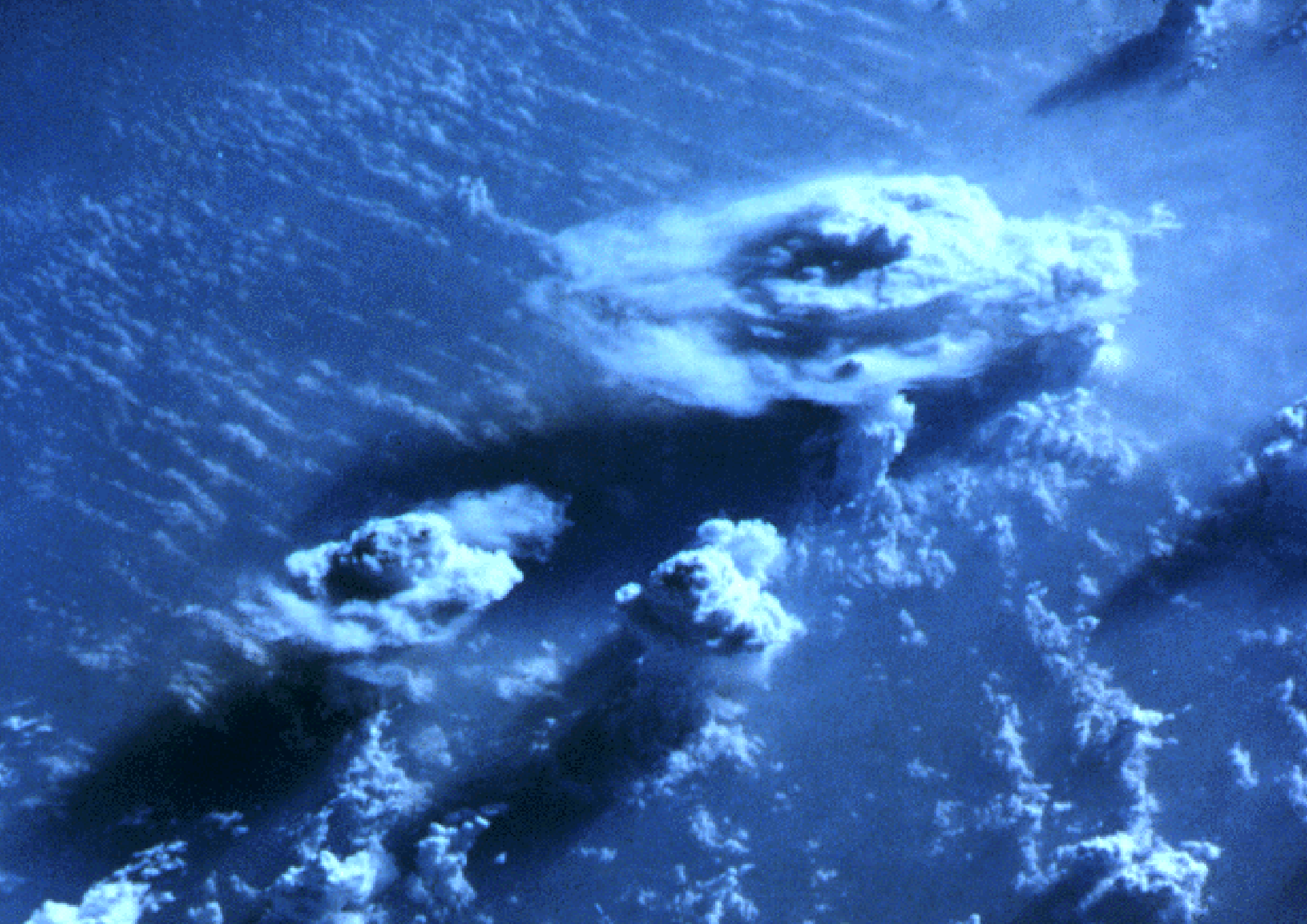
Les LES sont des outils pertinents pour tester les idées et modèles dans ce domaine. Bien pour la dynamique des tourbillons. Encore très dispersés pour les nuages.

Approche équivalentes en cours de test dans l'Océan (NEMO, Giordani)

Les paramétrisations des modèles de climat

I. Modélisation du transport non résolu

1. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
2. Couche limite convective
3. Convection profonde



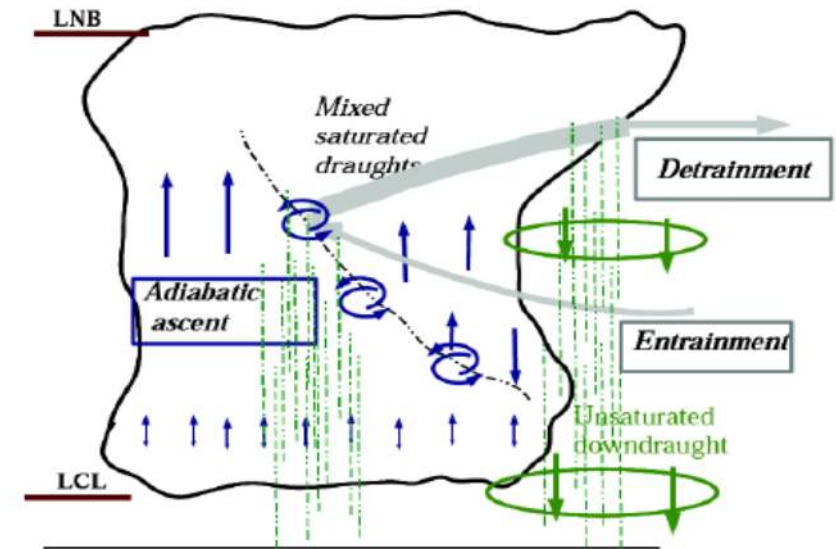
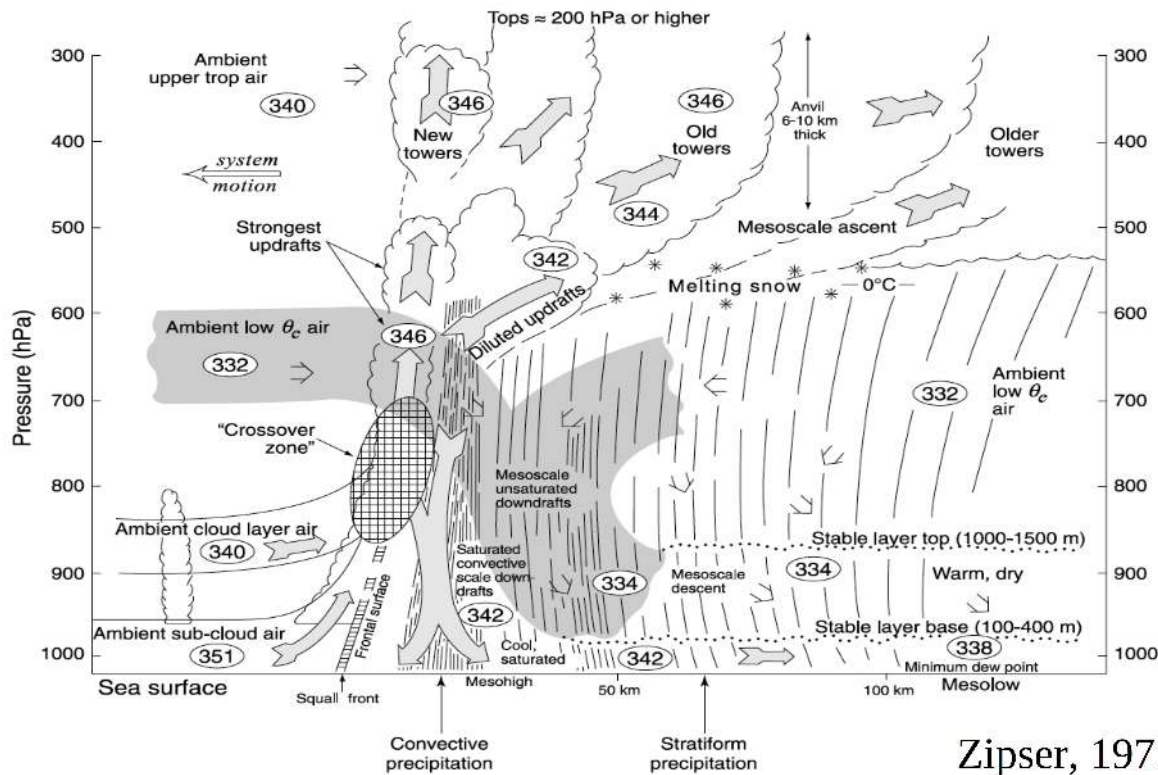
3. La convection profonde

Spécificités de la convection profonde

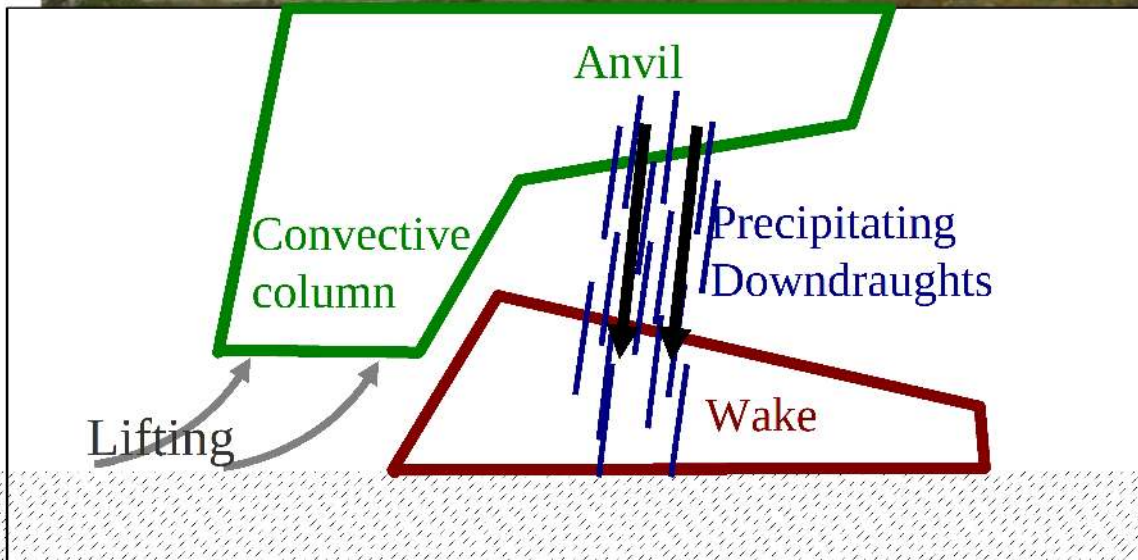
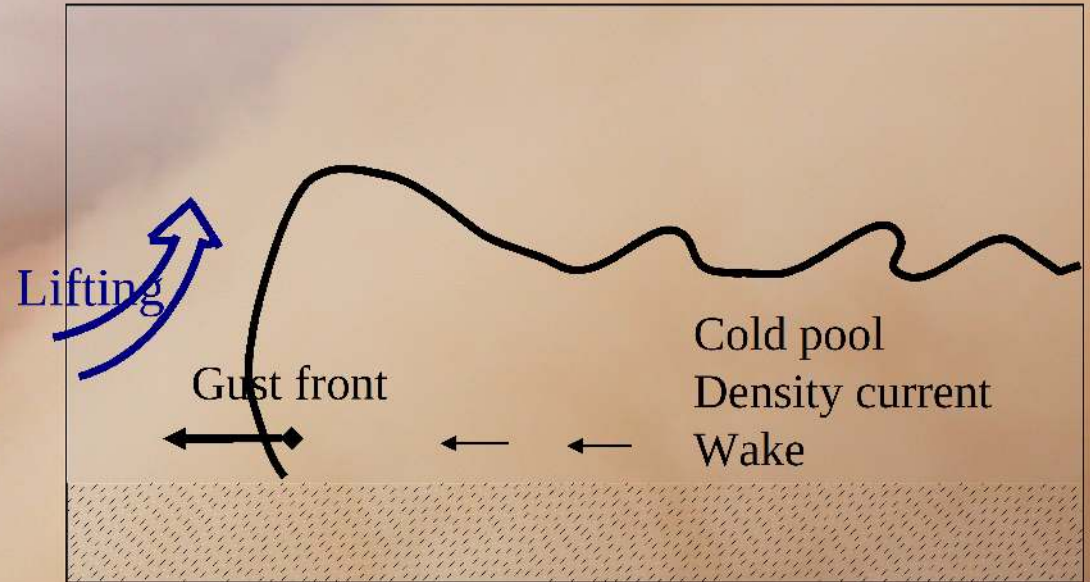
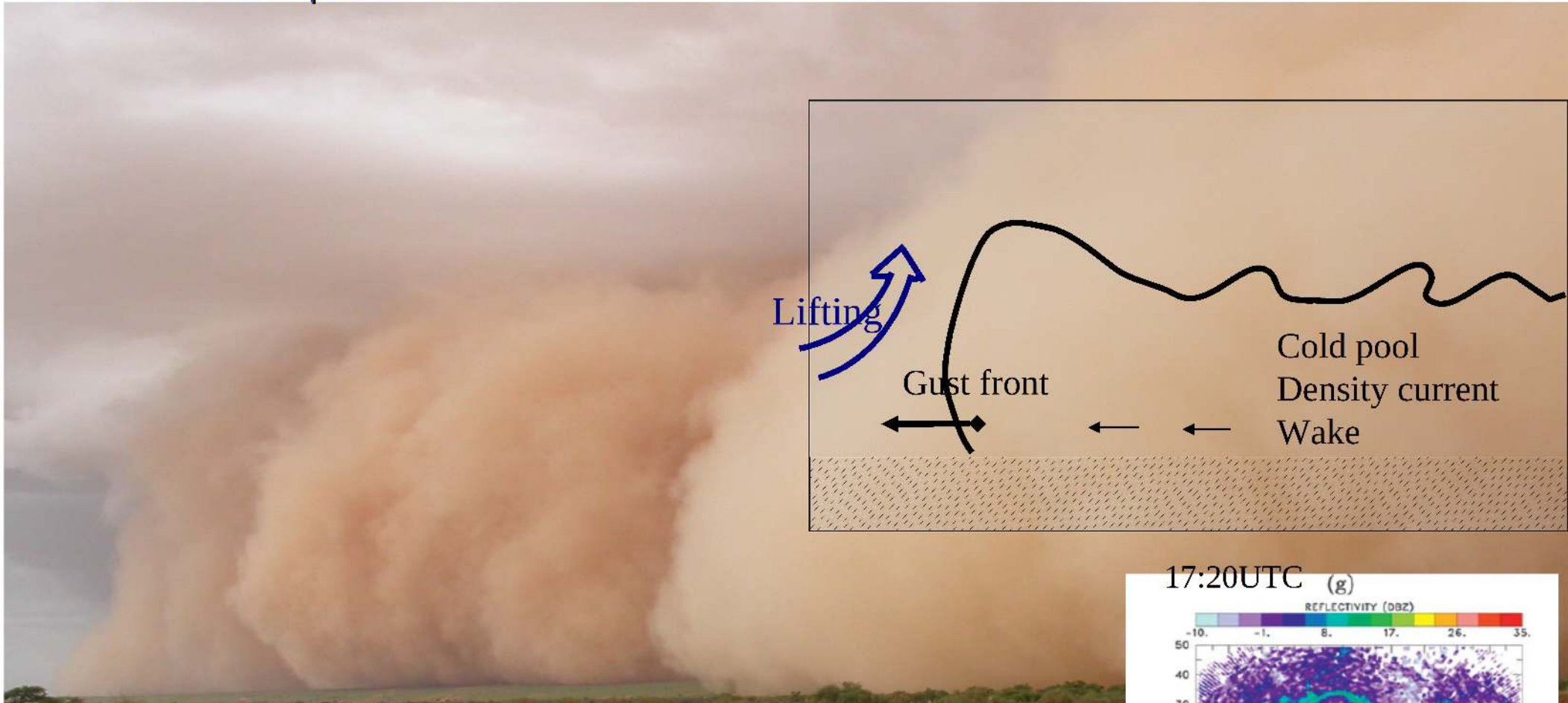
- Profonde (typiquement jusqu'à la tropopause)
- Instabilité conditionnelle → Processus de déclenchement (triggering)
- Importance de la microphysique. La pluie joue un rôle déterminant.
- Importance de l'organisation méso-échelle (formes variées)



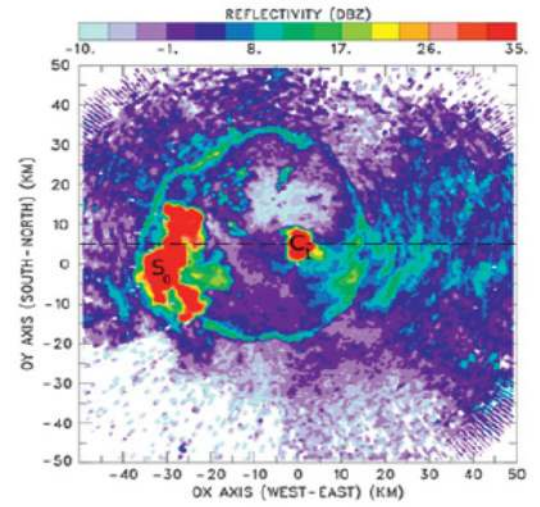
Conceptual model of convection highlighted by field campaigns



3. La convection profonde



17:20UTC (g)



Radar :
Coupe
horizontale
à 600m
Poches froides
Autour de Niamey
10 Jul 2006

Mali, August 2004

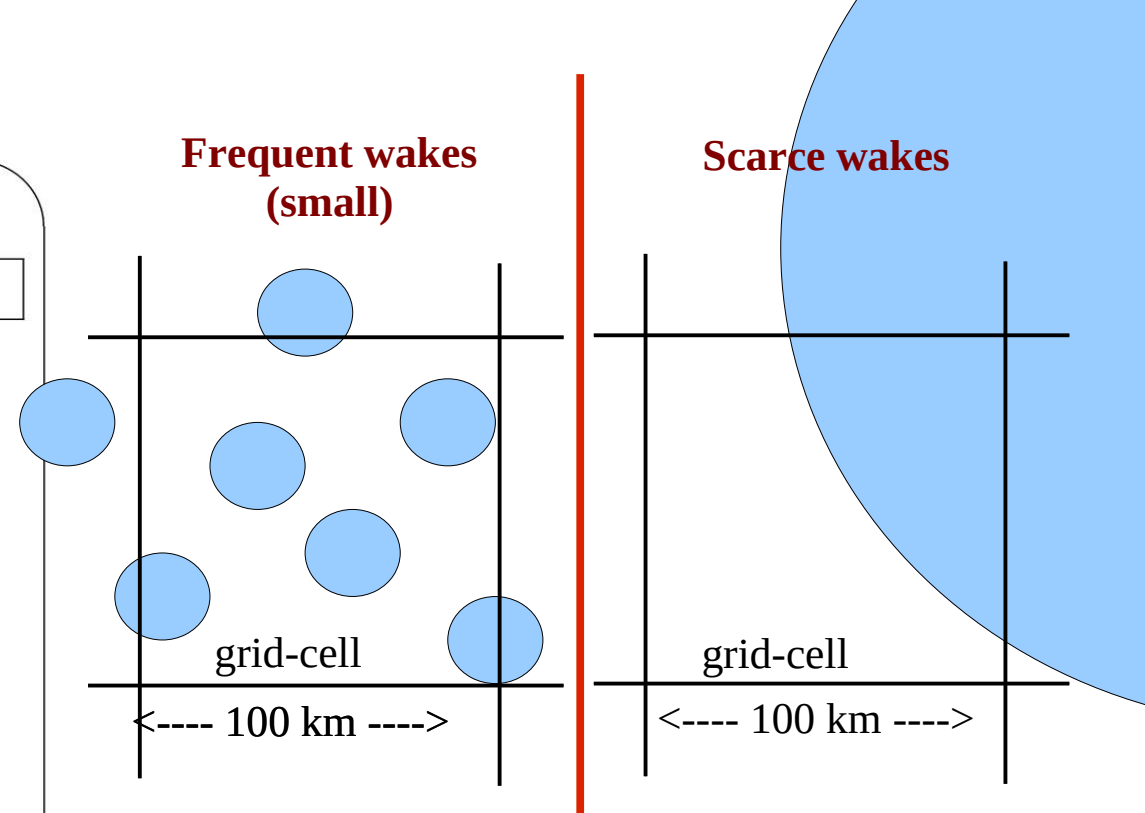
E. Guichard, L. Kergoat

3. La convection profonde

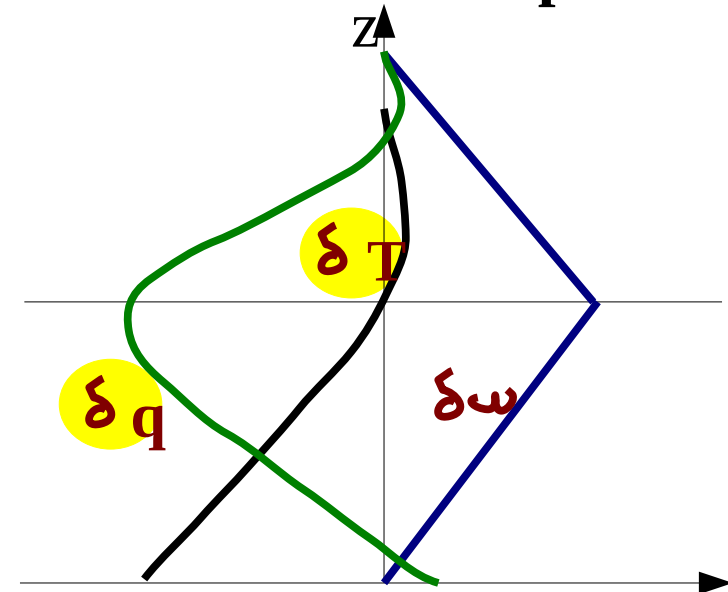
The density current (wake) parametrization

(Grandpeix and Lafore, JAS, 2010; Grandpeix et al., JAS 2010)

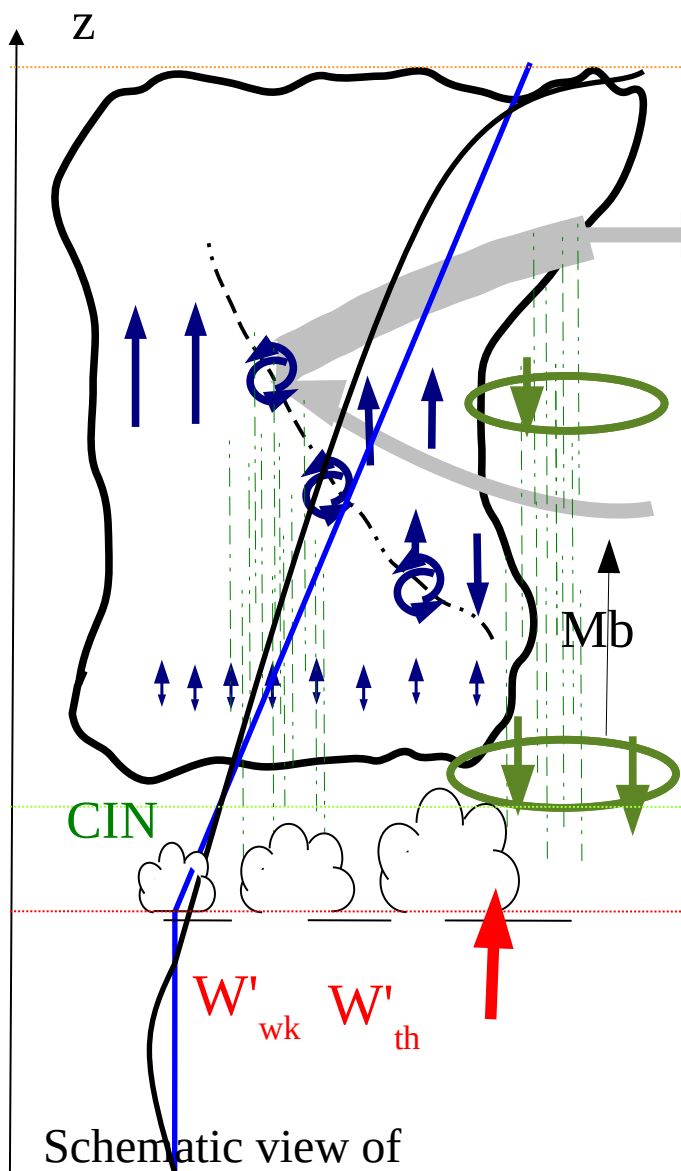
- Representation of a part of an infinite plane where identical cold pools (radius r , height h) are scattered with an homogeneous density D_{wk} .
- State variables : (i) surface fraction covered by the wakes $\sigma_w = \frac{S_w}{S_t}$ ($\sigma_w = \pi r^2 D_{\text{wk}}$), (ii) temperature and humidity differences (resp. $\delta\theta(p)$ and $\delta q(p)$) between wake and off-wake regions.
- Spreading speed : C_* such that $C_*^2 \simeq \text{WAPE}$ (Wake Potential Energy); $\text{WAPE} = \int_{p_{\text{top}}}^{p_{\text{surf}}} R_d \delta T_v \frac{dp}{p}$
- Evolutions of $\delta\theta$ and δq profiles are given by conservation equations of mass, energy and water taking into account vertical advection, turbulence and phase changes.
- Turbulence and phase change terms are assumed to be given by the deep convection scheme.
- $\delta\omega$ profile is linear between the surface and the wake top (no mass exchange through the wake boundary); it goes back to 0 linearly between the wake top and an arbitrary altitude (about 4000 m).



Wake differential profiles



3. La convection profonde « Nouvelle physique » : contrôle de la convection par les processus sous-nuageux



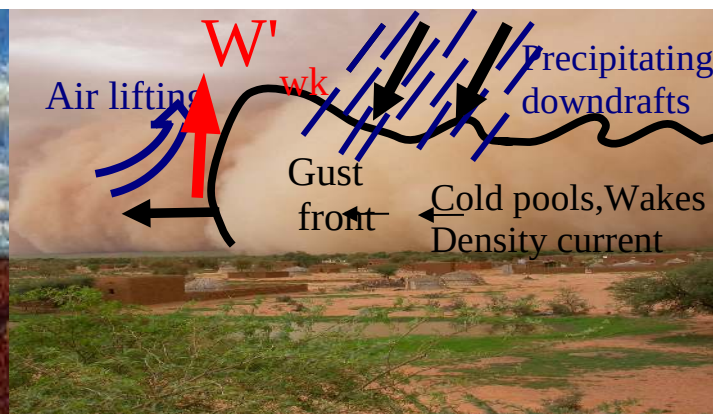
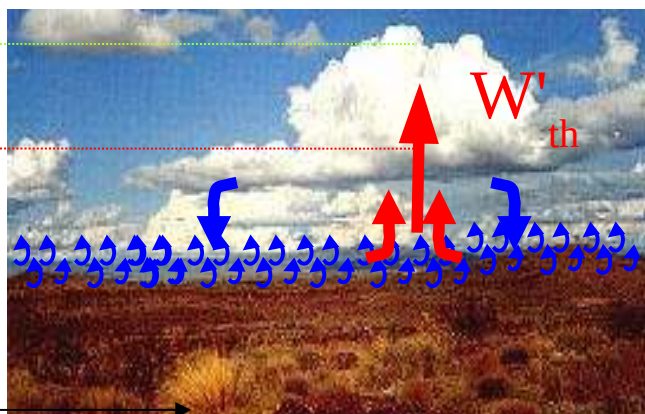
→ Paramétrisation des poches froides (Grandpeix and Lafore 2010)
 → Fermeture basée sur les processus sous-nuageux
 Dans LMDZ : on se base sur la vitesse verticale W' estimée par les paramétrisations des thermiques et des poches froides.
 (thèse Catherine Rio)

K: Energie de soulèvement disponible
ALE en J/kg, proportionnel à w'^2 .

→ **Déclenchement** : $\max(ALE_{th}, ALE_{wk}) > |CIN|$

P: Puissance de soulèvement disponible
ALP en W/m², proportionnel à w'^3 .

→ **Fermeture** : $MB = f(ALP_{th} + ALP_{wk})$



Schematic view of
Emanuel (1993) scheme
Deep convection

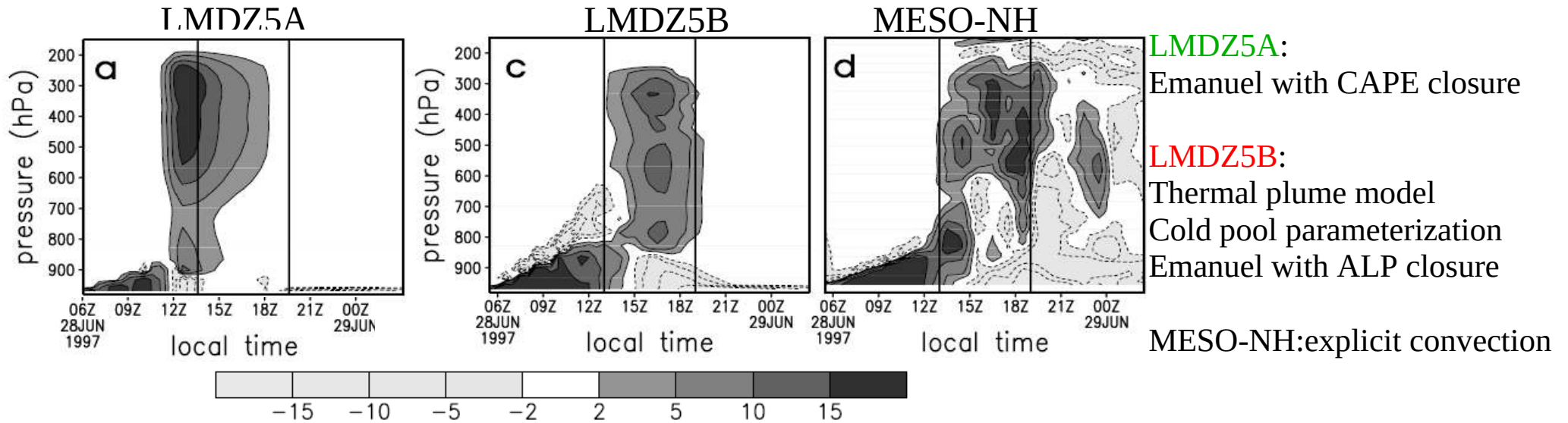
θ_v

3. La convection profonde

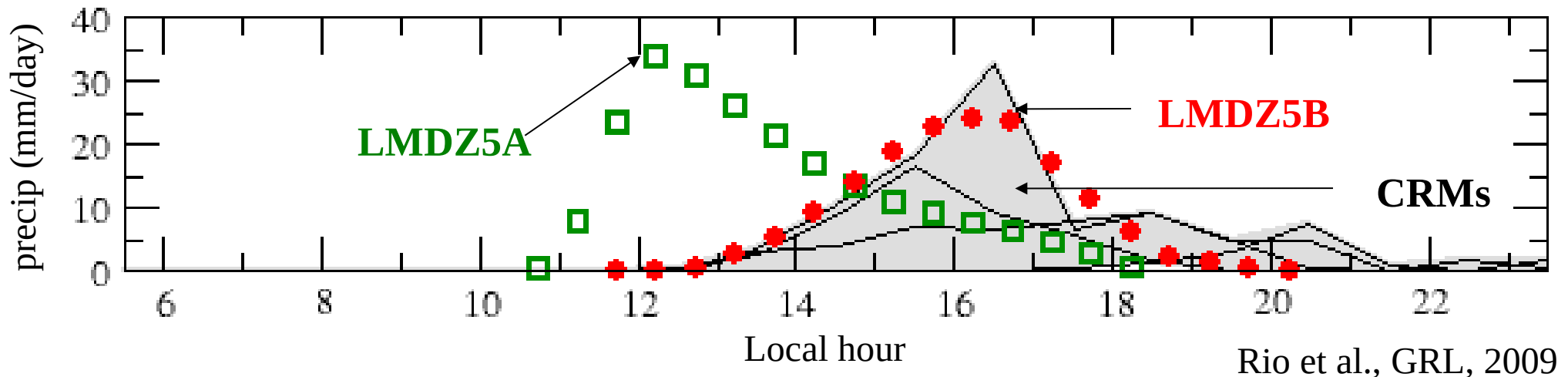
2. Cold pools: Impact on the diurnal cycle of convection over land

Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land

Diurnal cycle of heating rate (K/day)



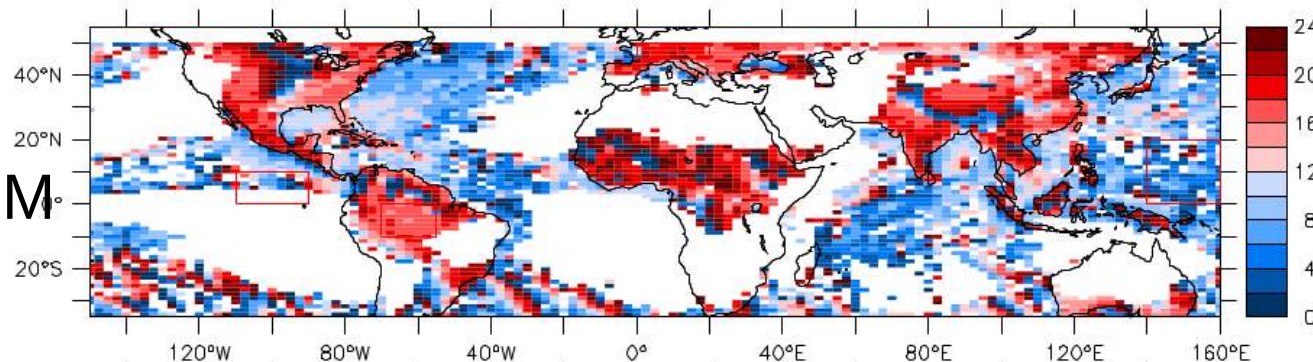
Diurnal cycle of precipitation the 27 June 1997 in Oklahoma: the EUROCS case study



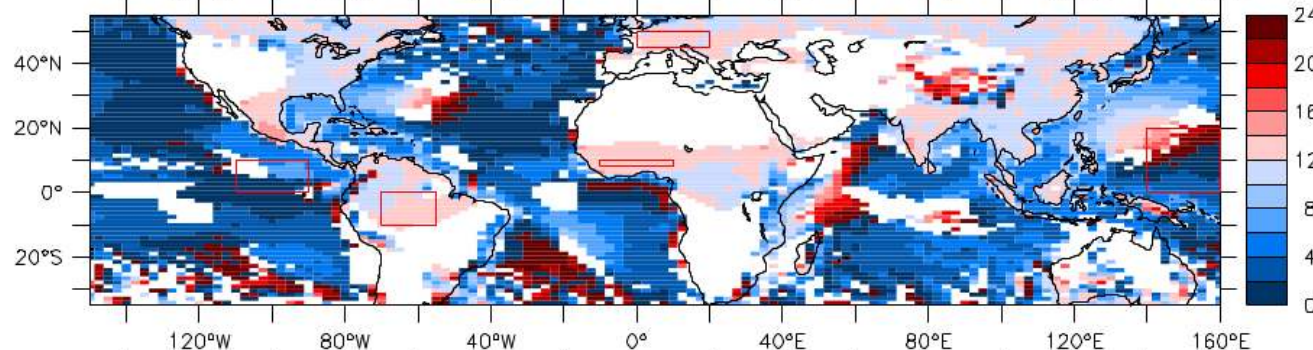
3. La convection profonde

Heure du maximum
de précipitation
(Juillet Août)

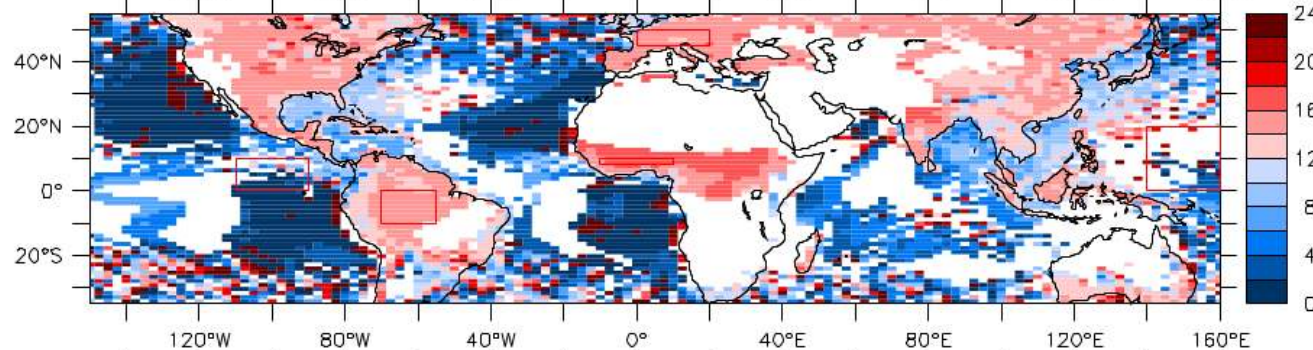
Obs. TRMM



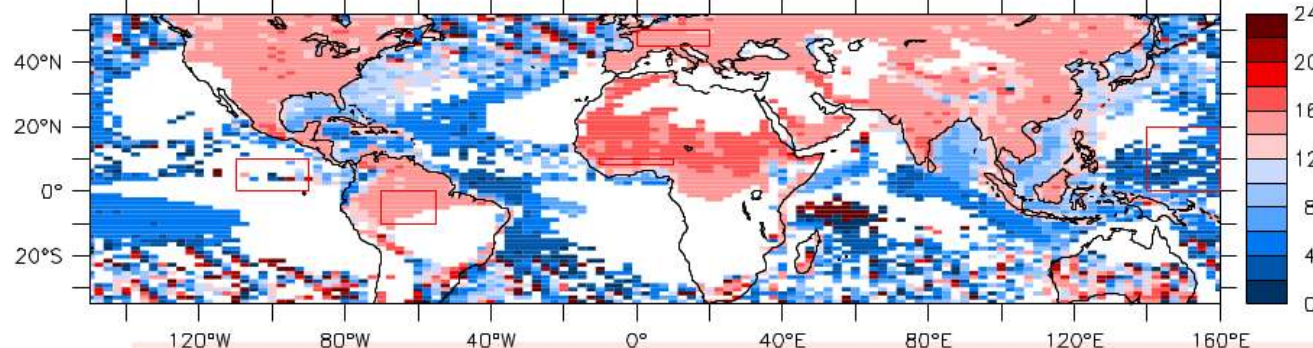
LMDZ5A



LMDZ5B

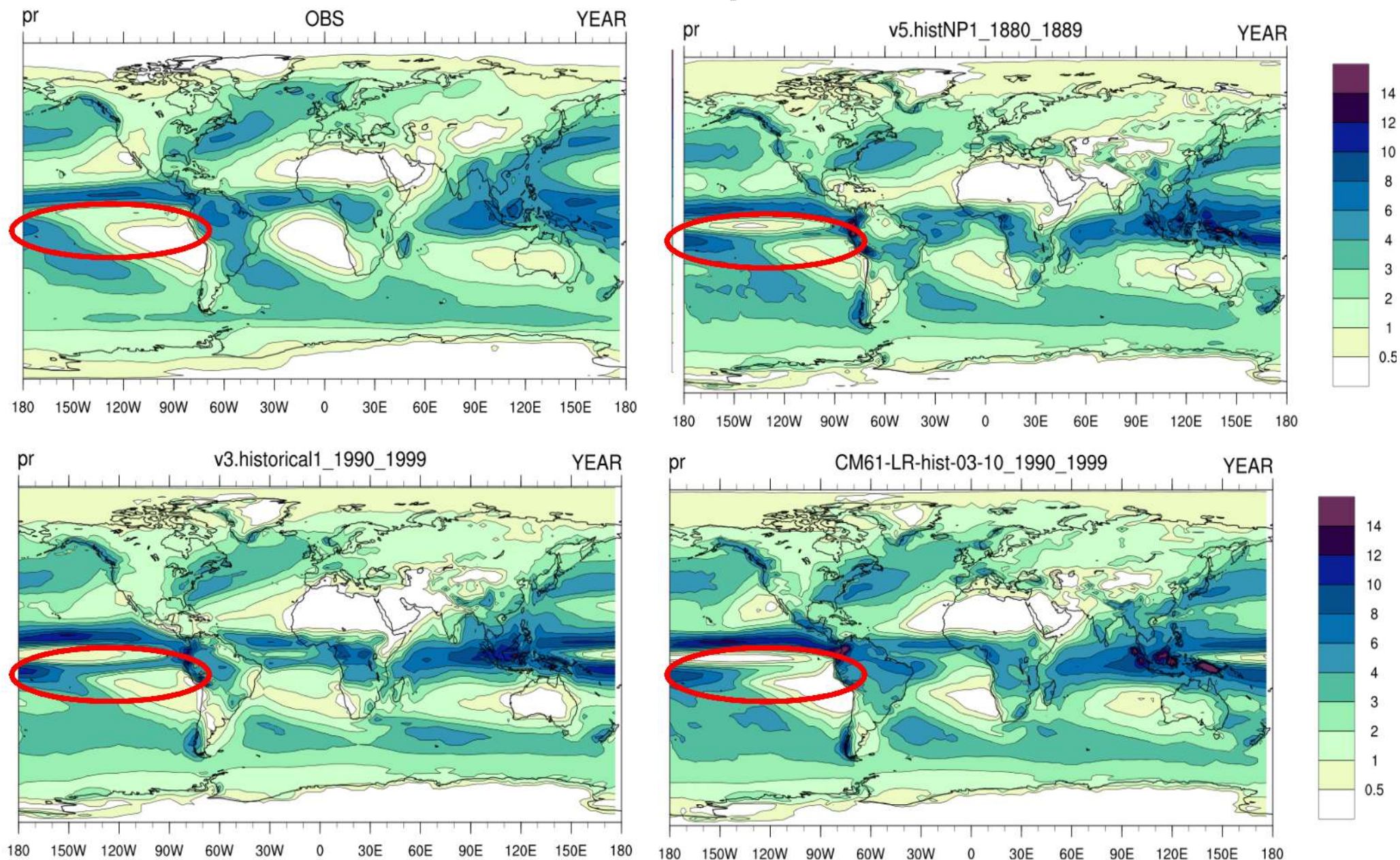


LMDZ6A

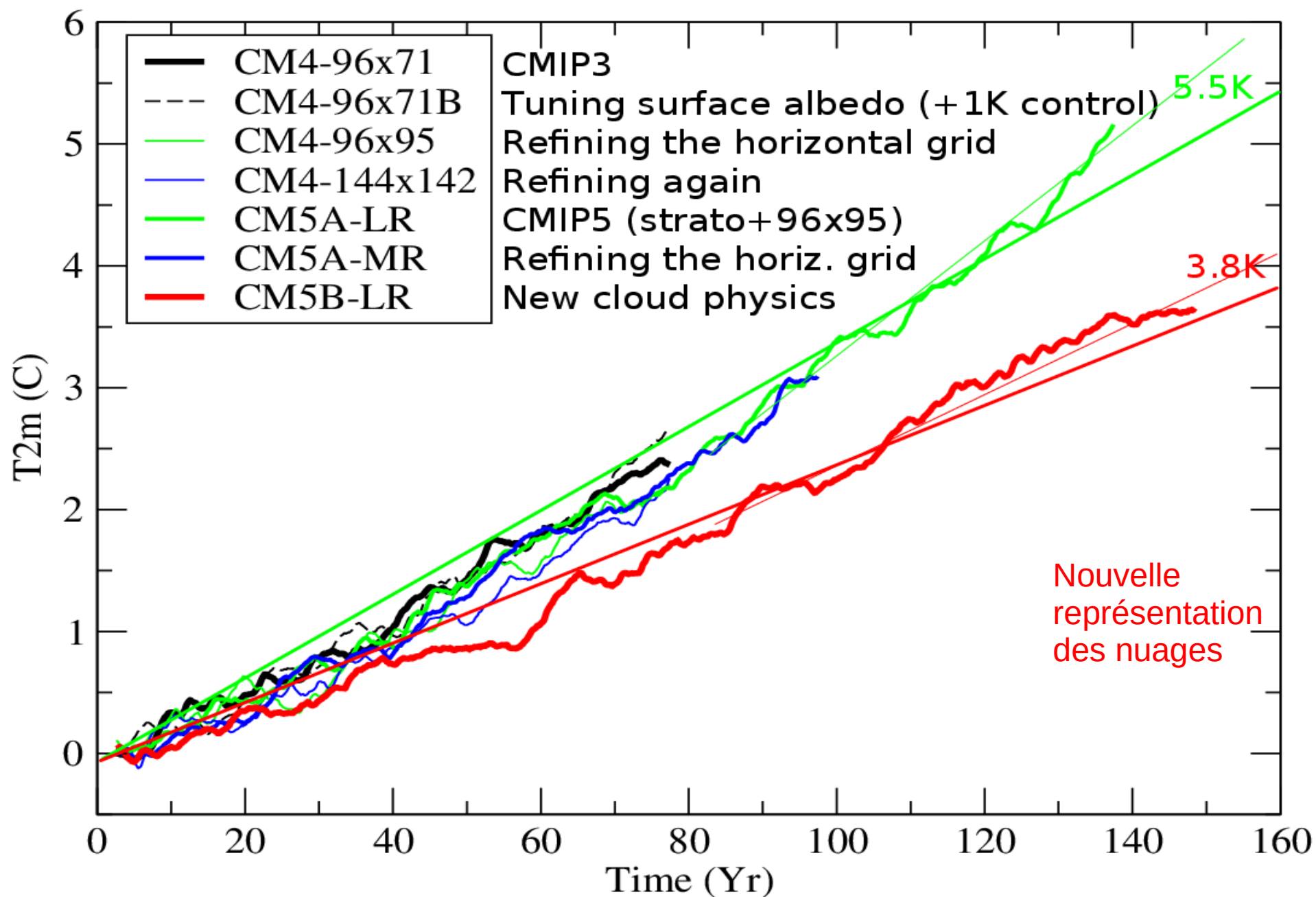


3. La convection profonde

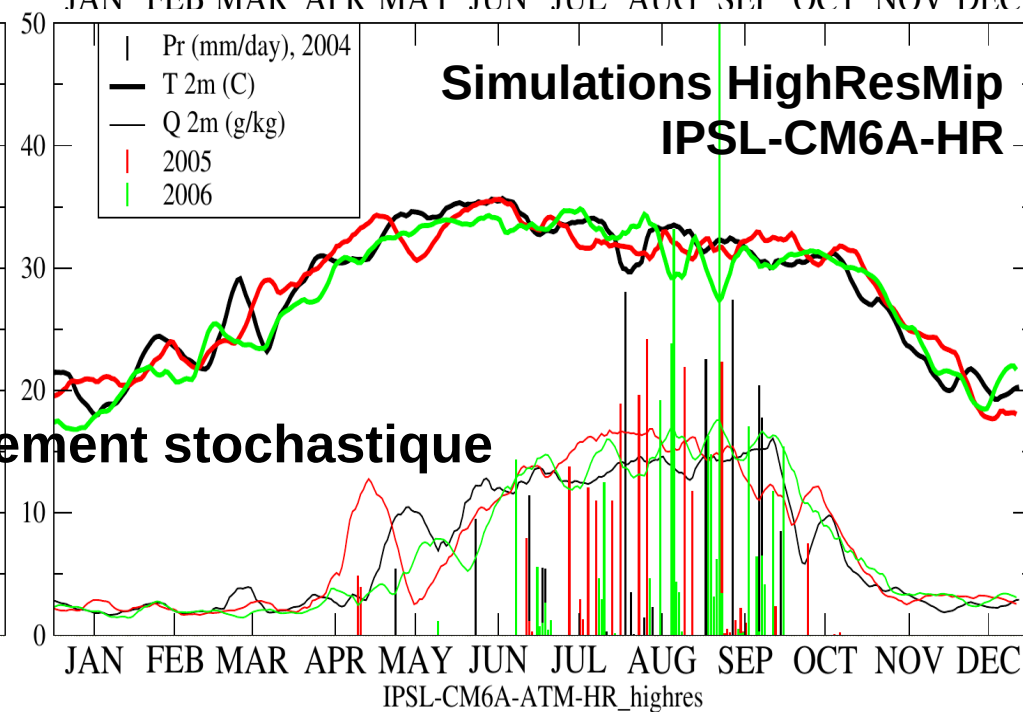
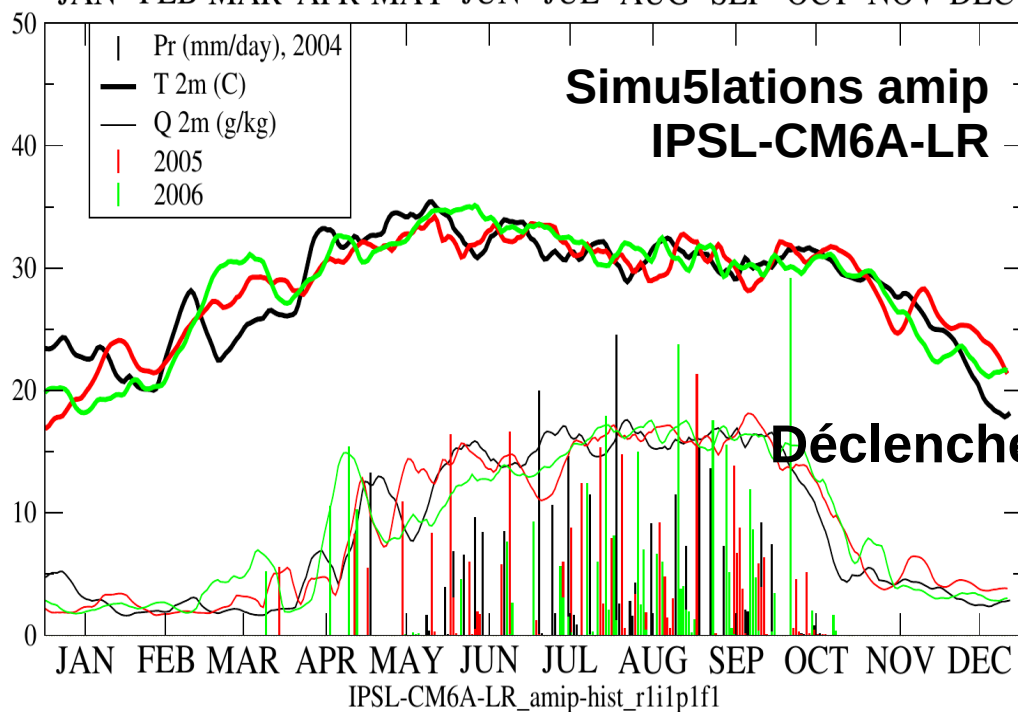
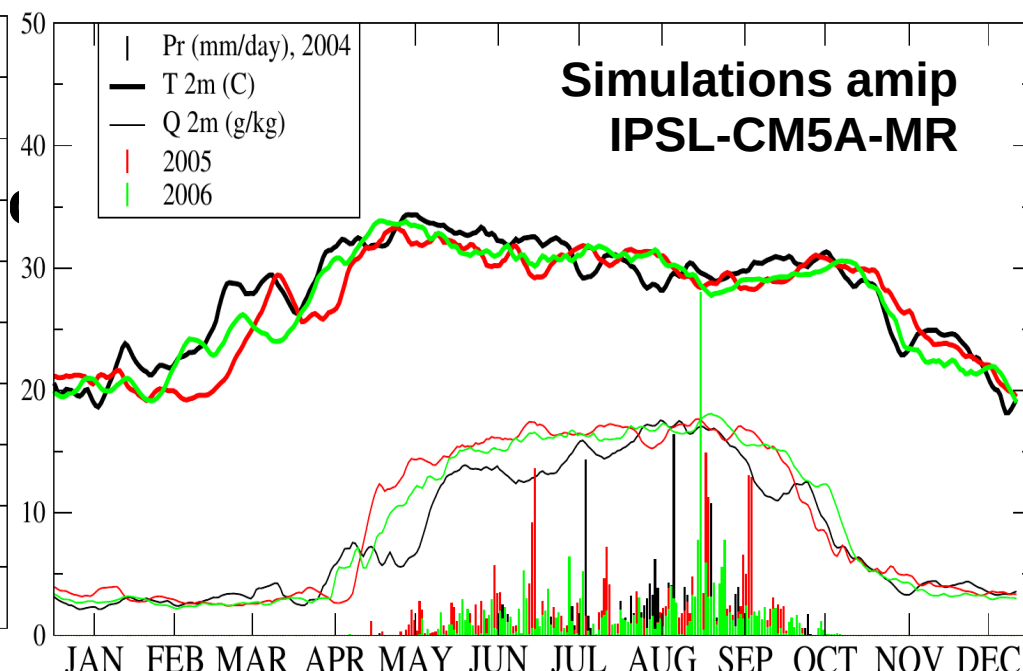
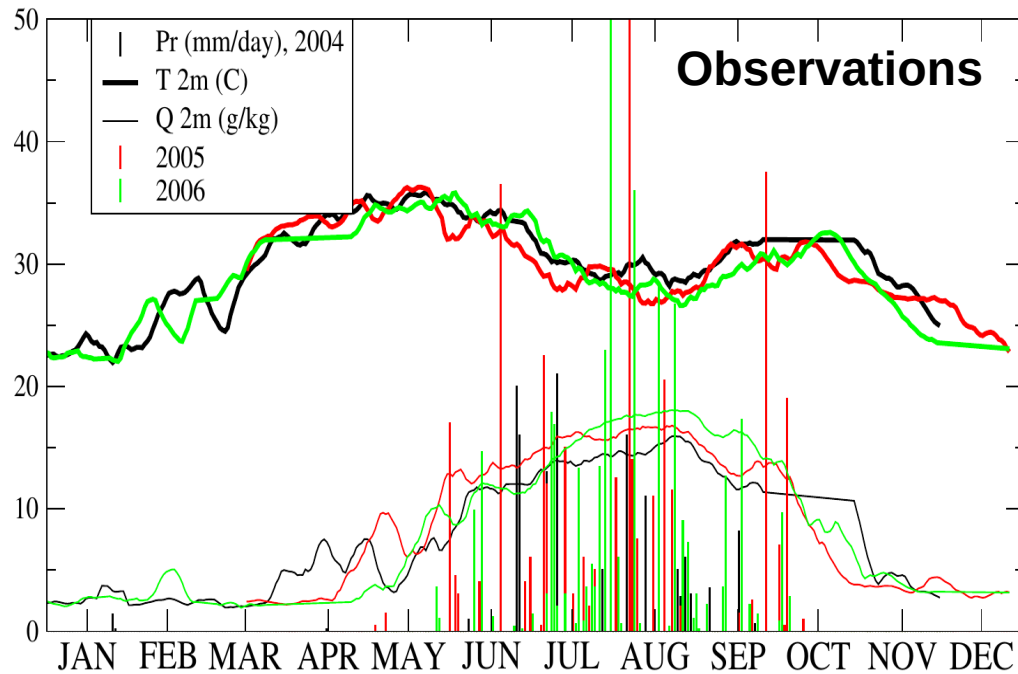
Des biais classiques : double ITCZ



3. La convection profonde



3. La convection profonde



Les paramétrisations des modèles de climat

II. Rayonnement, tuning et climat

Frédéric Hourdin

Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

Responsable du développement du modèle global atmosphérique LMDZ

<http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/ModnumOA/2017/>

hourdin@lmd.jussieu.fr

1. Un aperçu des questions de modélisation du transfert radiatif
2. Ajustement des paramètres
3. 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

Les paramétrisations des modèles de climat

II. Rayonnement, tuning et climat

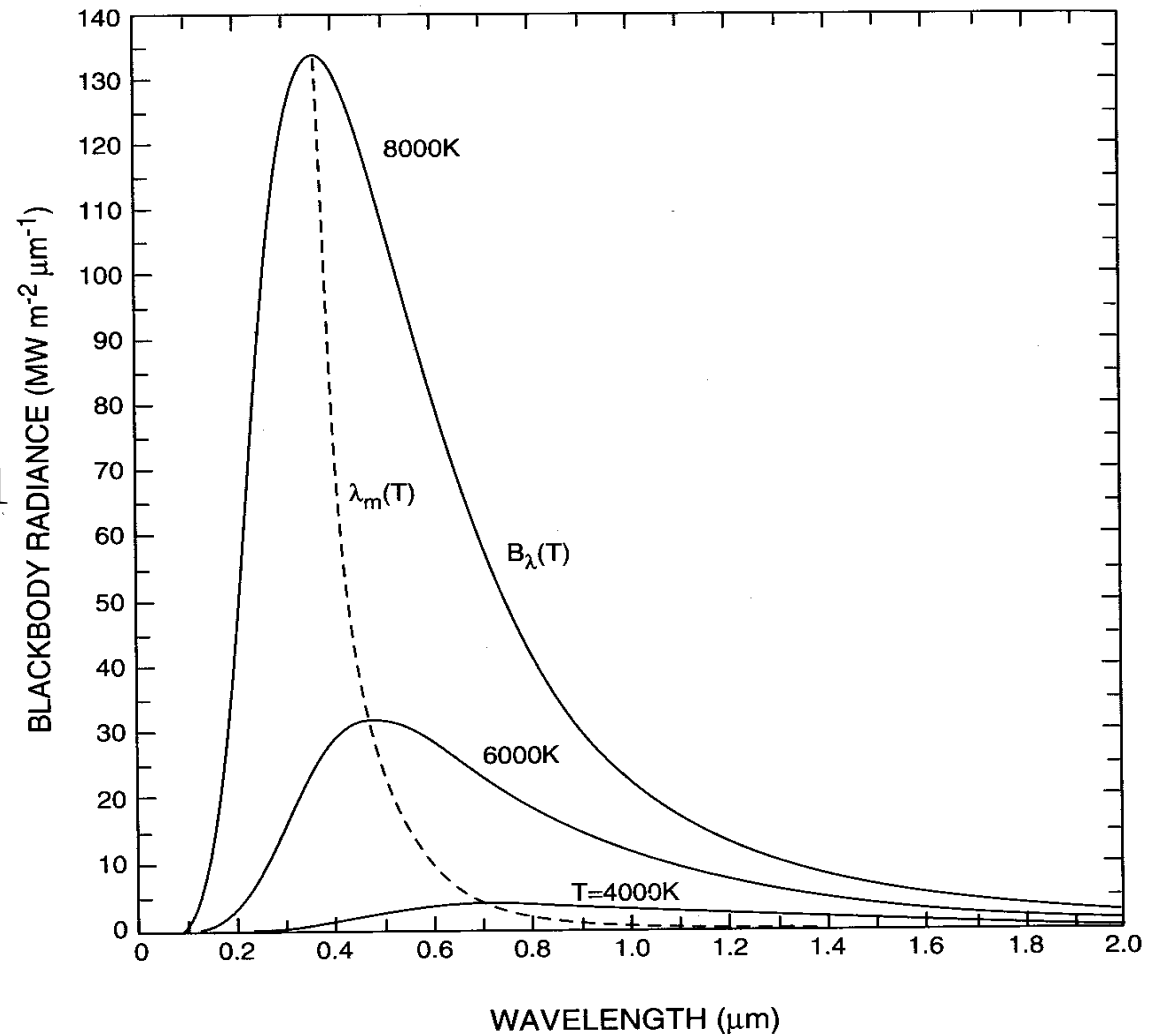
1. Un aperçu des questions de modélisation du transfert radiatif
2. Ajustement des paramètres
3. Les modèles et leur utilisation

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

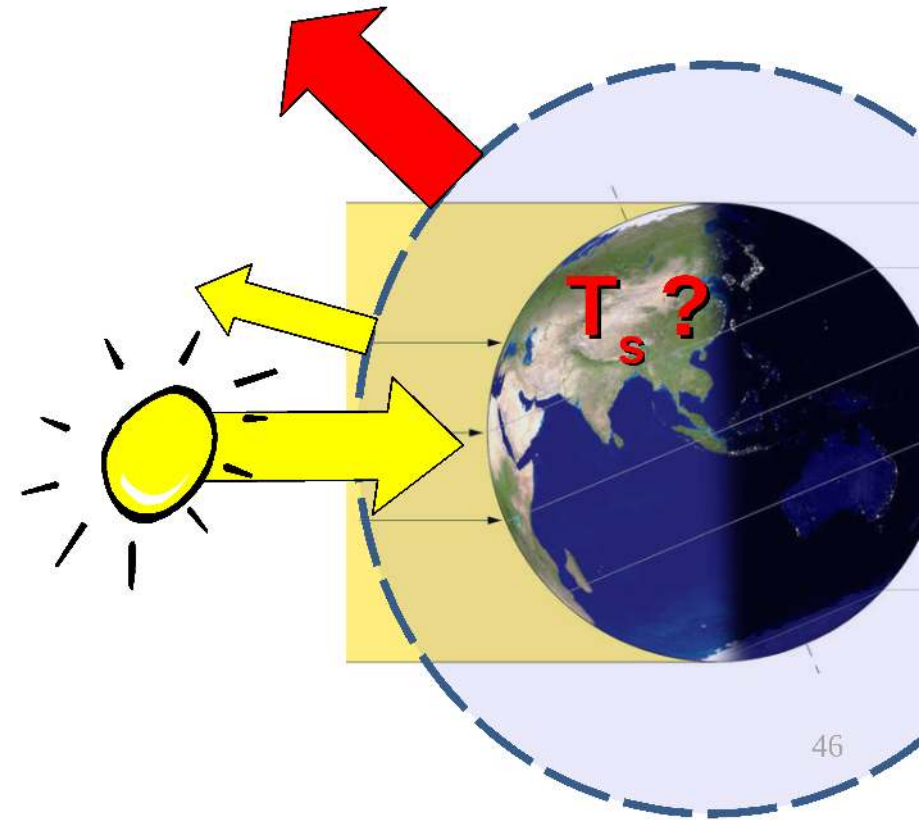
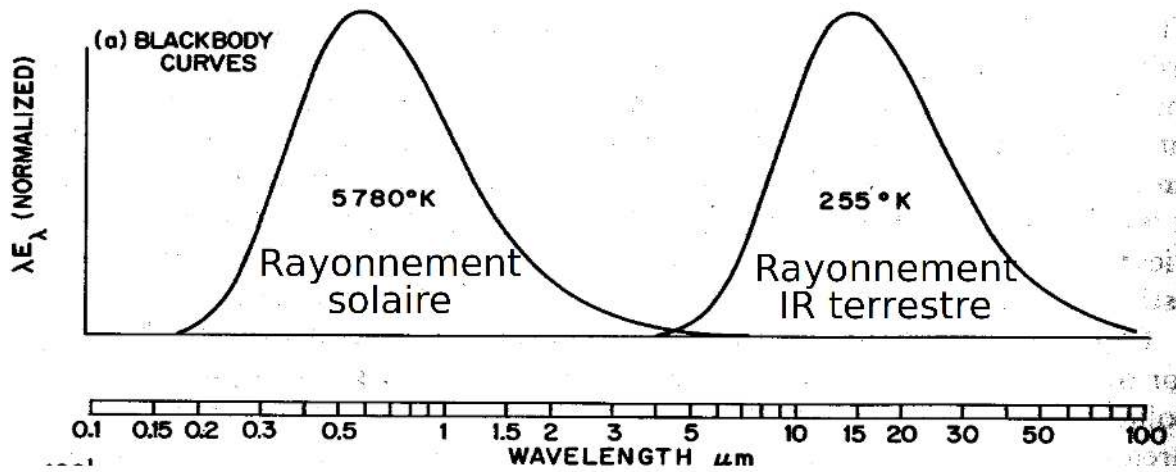
Emission du corps noir

$$\text{Flux total} = \sigma \cdot T^4$$

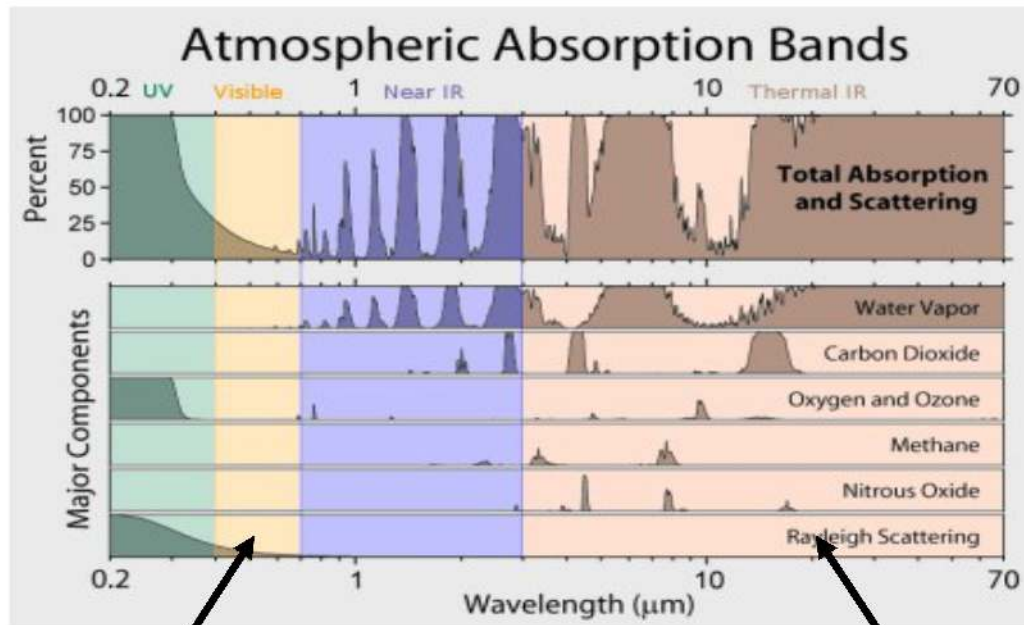
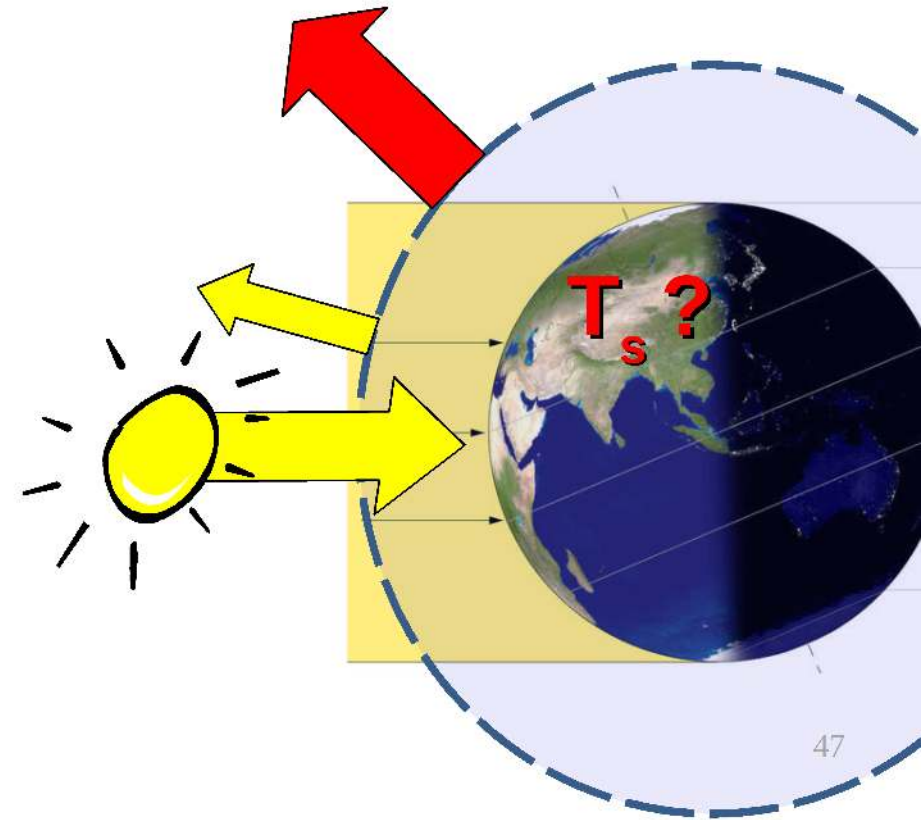
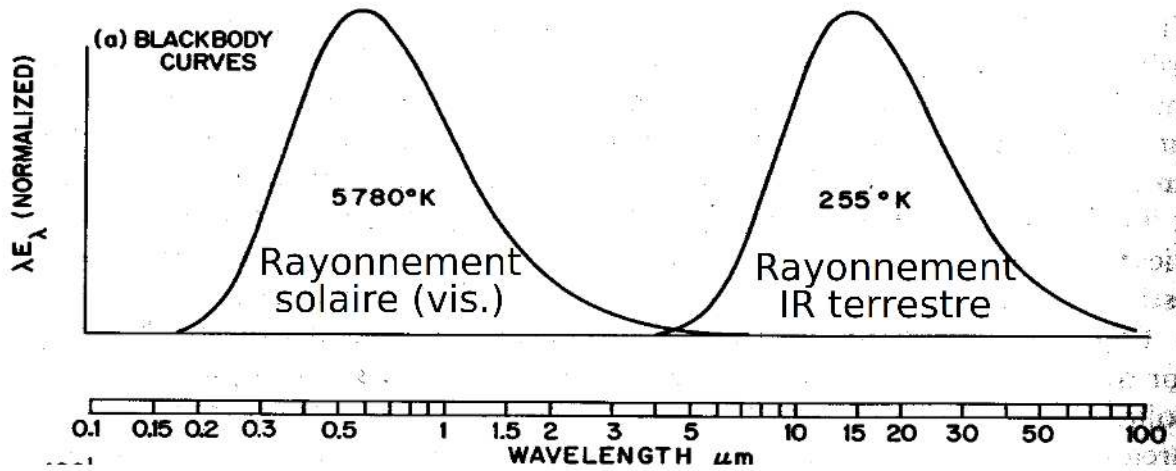
$$\lambda_{\text{maximum}} \propto T^{-1}$$



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



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



~Transparent

~Opaque

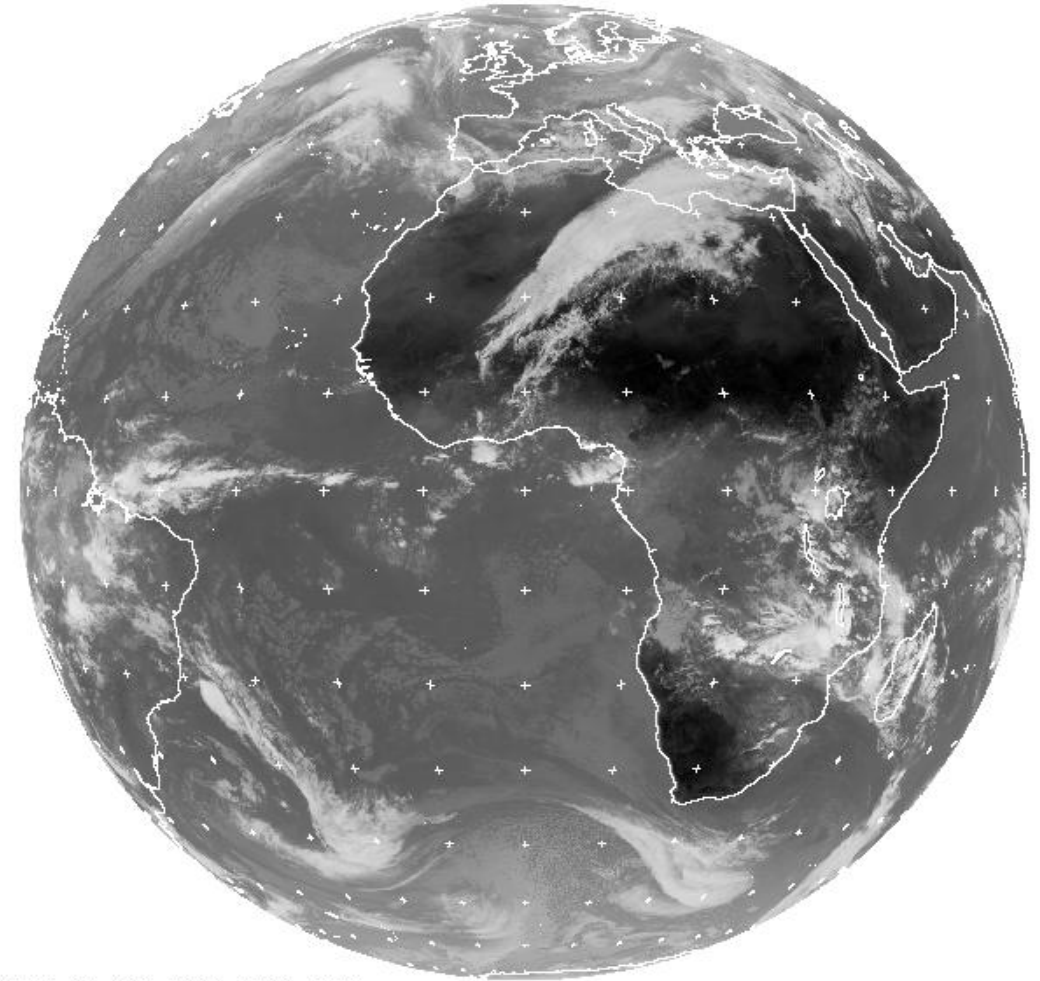
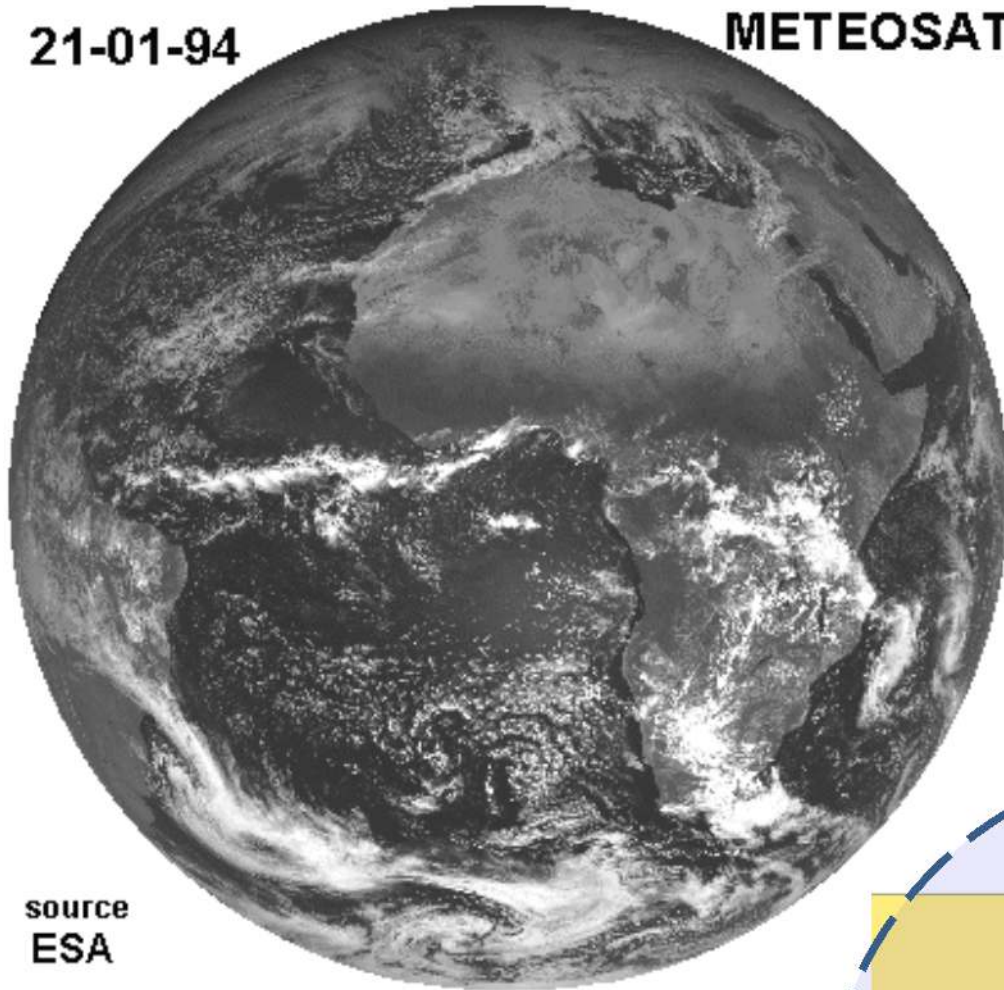
1. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Image visible meteosat

Image infra-rouge
meteosat

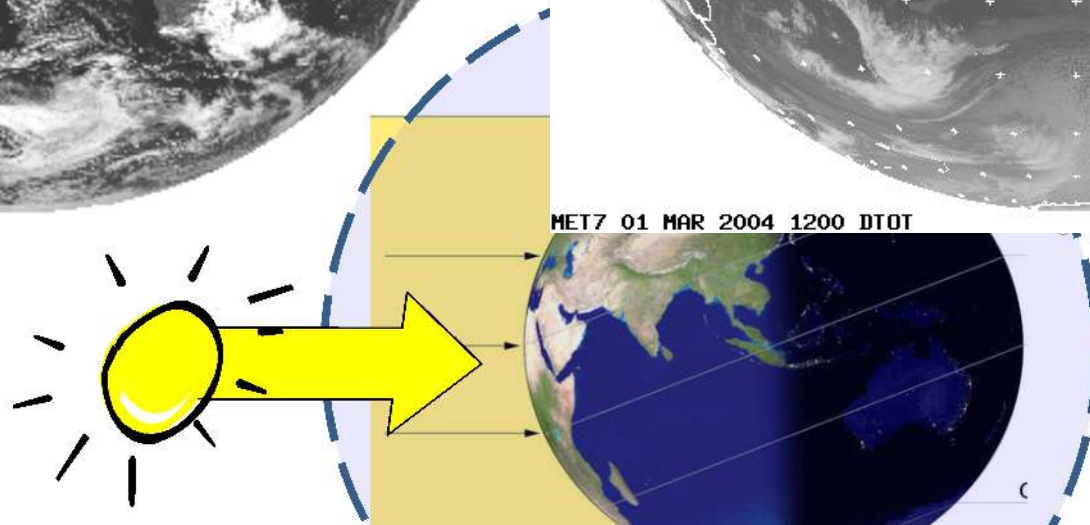
21-01-94

METEOSAT



source
ESA

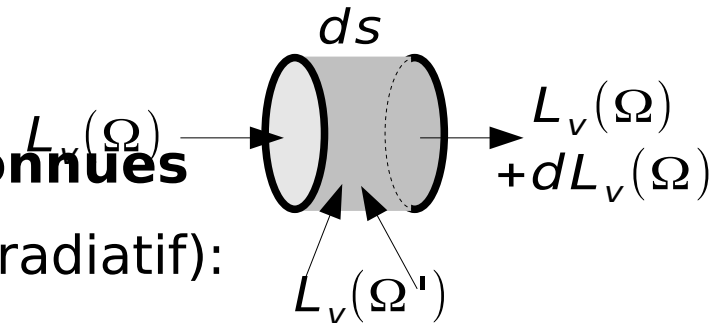
09 May 2003,
1215 UTC



©EUMETSAT

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

Transfert radiatif : des équations bien connues



Calcul de la luminance (équation de transfert radiatif):

$$\frac{dL_v(\Omega)}{ds} = -\kappa_v L_v(\Omega) + \kappa_v B_v(T) - \sigma_v L_v(\Omega) + \sigma_v \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) L_v(\Omega') d\Omega'$$

Mais extrêmement coûteux.

- Intégration sur les fréquences (ν)
- Intégration sur les angles (avec diffusion multiple P)
- La description des « diffuseurs » et « absorbeurs » elle-même peut être problématique (distribution de taille de gouttes, forme, aérosols ...)

Pour un calcul d'une « scène » à un instant donné, un calcul « exact » (ou complet) peut prendre des heures de calcul sur un supercalculateur.

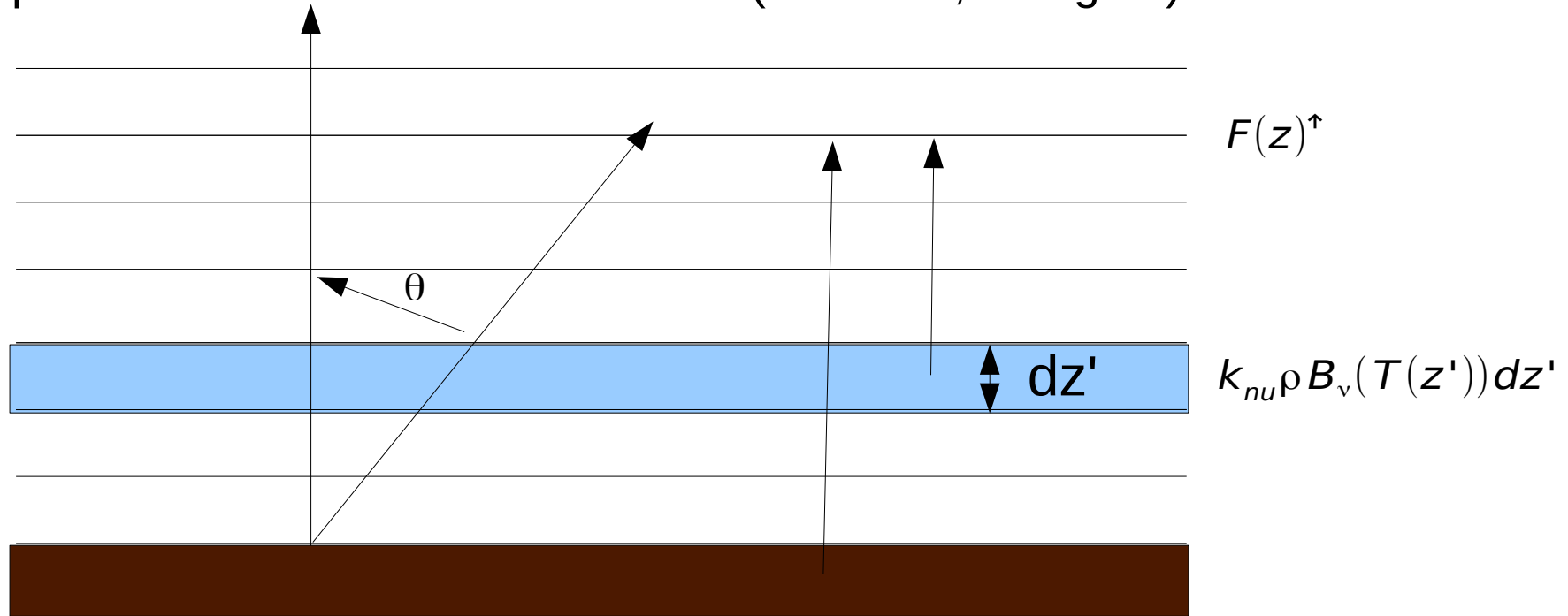
Pour suivre le cycle diurne : 1 calcul par heure et par « colonne » du modèle.

Infrarouge, cas non diffusant

Approximation « plan parallèle » : espace semi-infini homogène

Approximation « diffuse » : un angle moyen

Séparation flux montant / descendant (2-stream, Eddington)



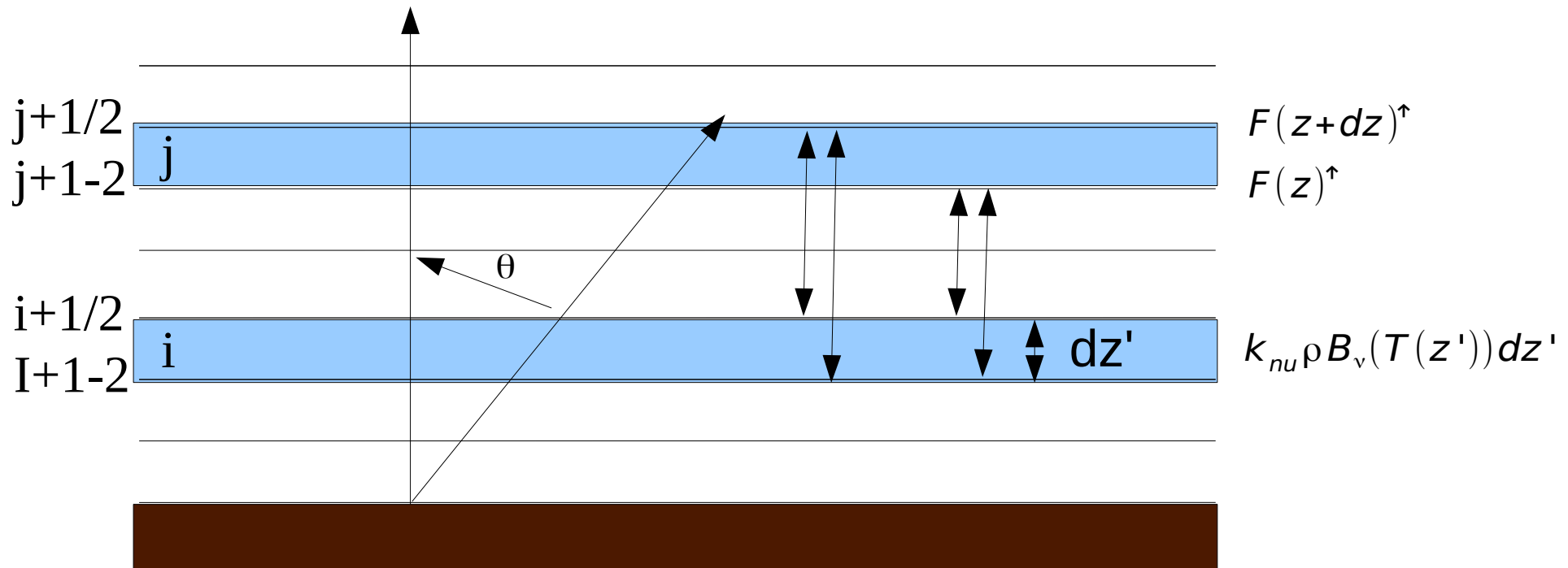
$$\frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z} = -k_{\nu} \rho \mu F(z)^\uparrow + k_{\nu} \rho \mu B_{\nu}(T) \quad \mu = \frac{1}{\cos(\theta)}$$

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

$$F(z)^\uparrow = B_{\nu}(T_s) \epsilon(0, z) + \int_{z_1}^z k_{\nu} \rho B_{\nu}(T(z')) \epsilon(z', z) dz'$$

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

$$Q = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z}$$



Contribution de la couche i au flux en z

$$F_{i \rightarrow z} = B_v(T_i) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z)]$$

Contribution de la couche i au chauffage de la couche j

$$Q_{i \rightarrow j} = \psi_{i \rightarrow j} / (\rho C_p) \quad \text{avec}$$

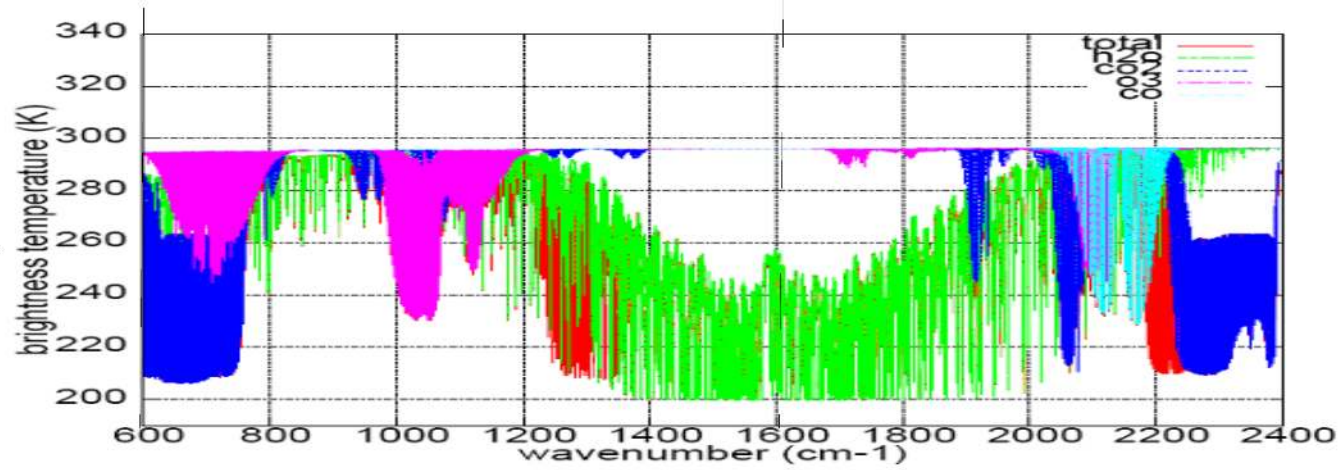
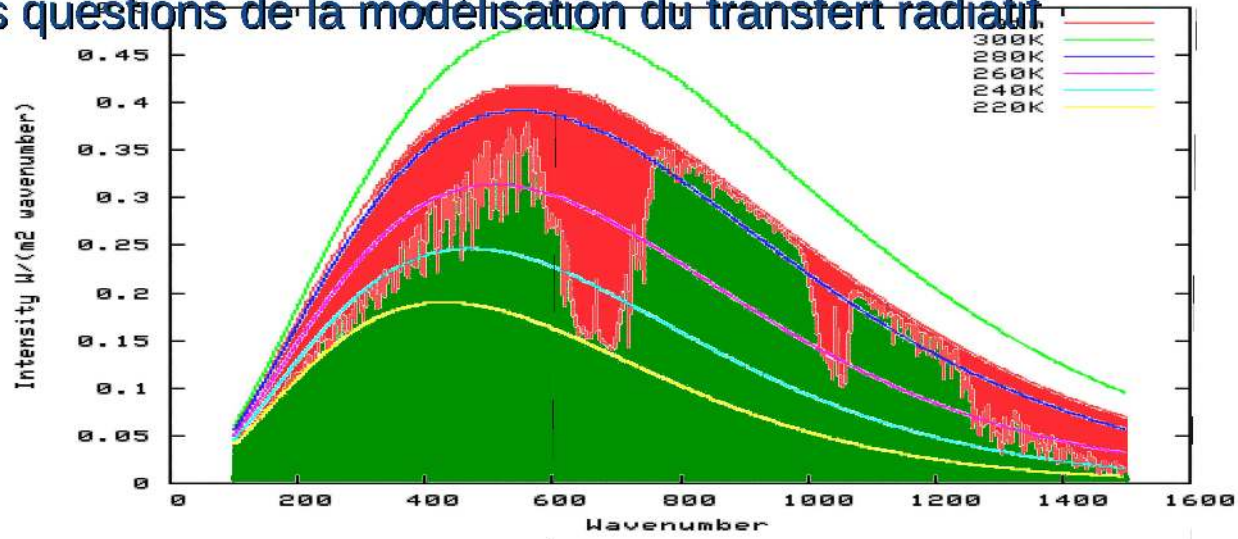
$$\psi_{i \rightarrow j} = B_v(T_i) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$

Puissance nette échangée entre les couches i et j

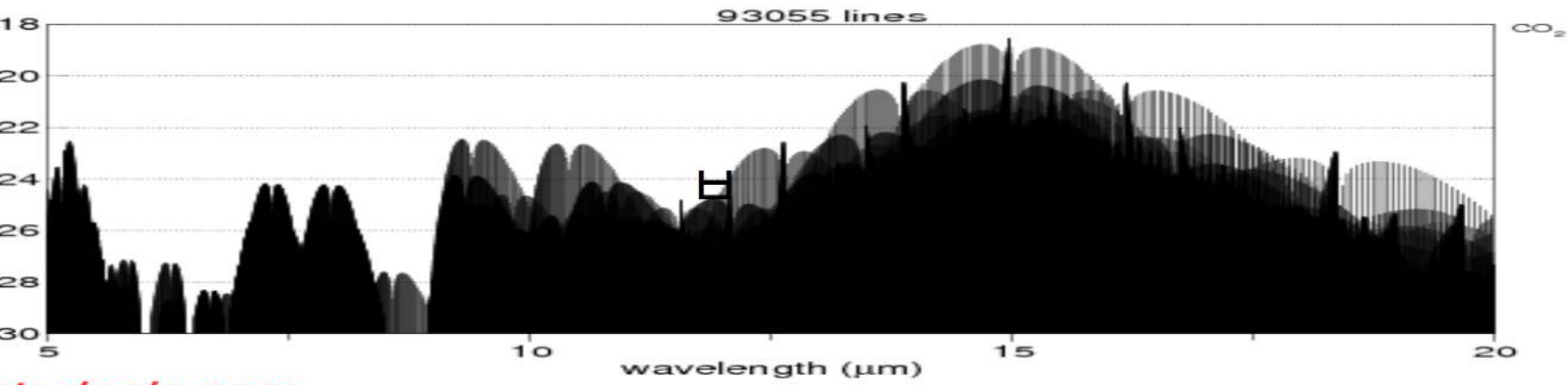
$$\psi_{i \rightarrow j}^{net} = (B_v(T_i) - B_v(T_j)) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$

Des approximations sur un calcul montant / descendant peut violer des principes de symétrie.

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



Spectres d'absorption des gaz



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

Approches pour l'intégration spectrale

Raie-par-raie :

Discrétisation des fréquence. Trop coûteux par DES ordres des grandeur

Modèles de bandes, en émissivité (code « Fouquart Morcrette, 1980)

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

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 (RRTM, utilisé dans LMDZ, MesoNH, ECMWF, MAR)

On se ramène à des sommes d'exponentielles

Difficulté : k(P,T).

Les coefficients ne varient pas de la même façon selon les transitions

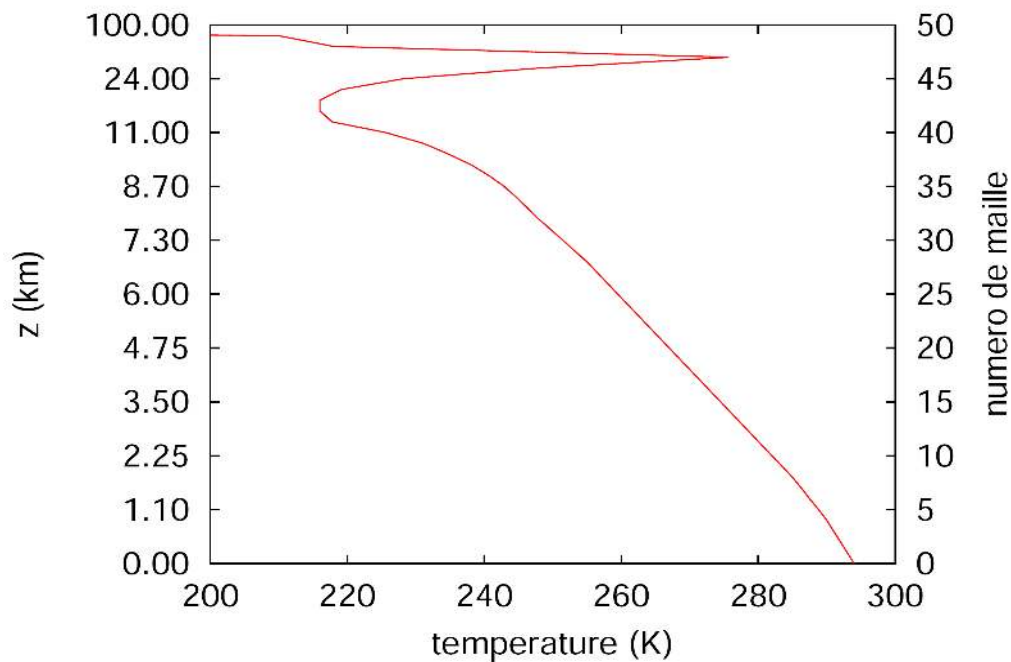
Méthodes Monte-Carlo

Echantillonnage du spectre (et des autres dimensions du problème simultanément)

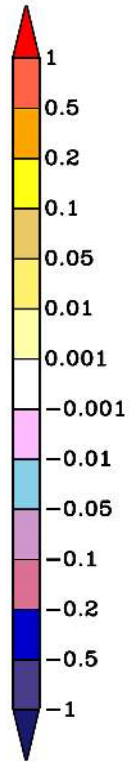
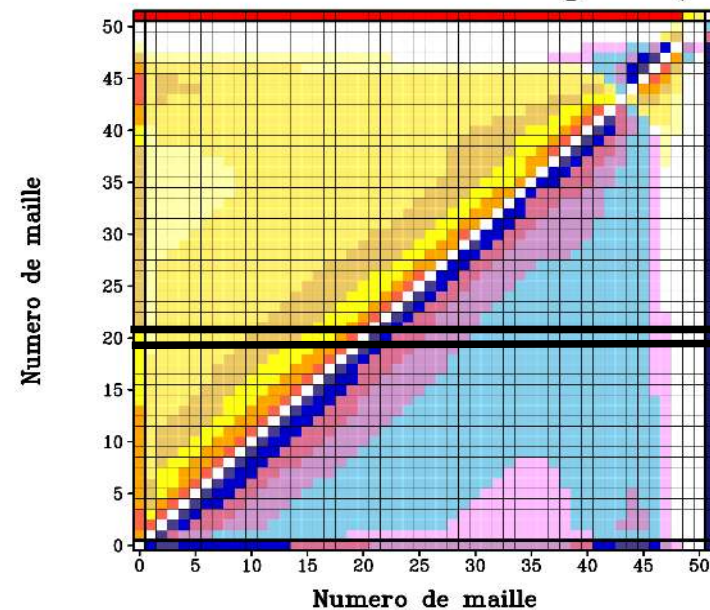
1. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
ciel clair



Puissances Nettes Echangees (W/m^2)



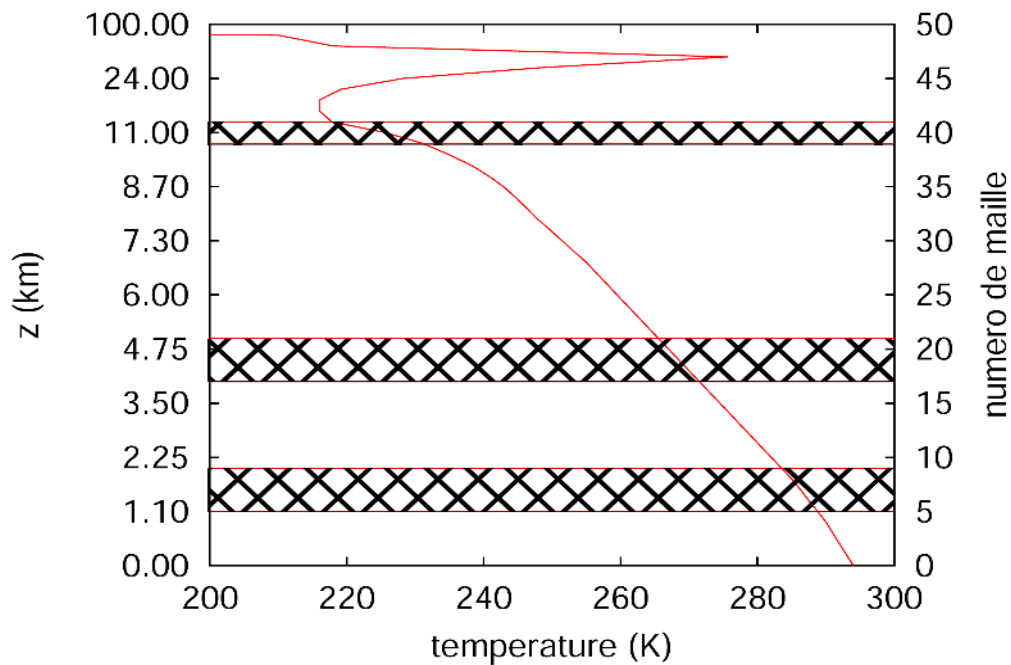
[Eymet et al., 2004]

Transparents Jean-Louis
Dufresne

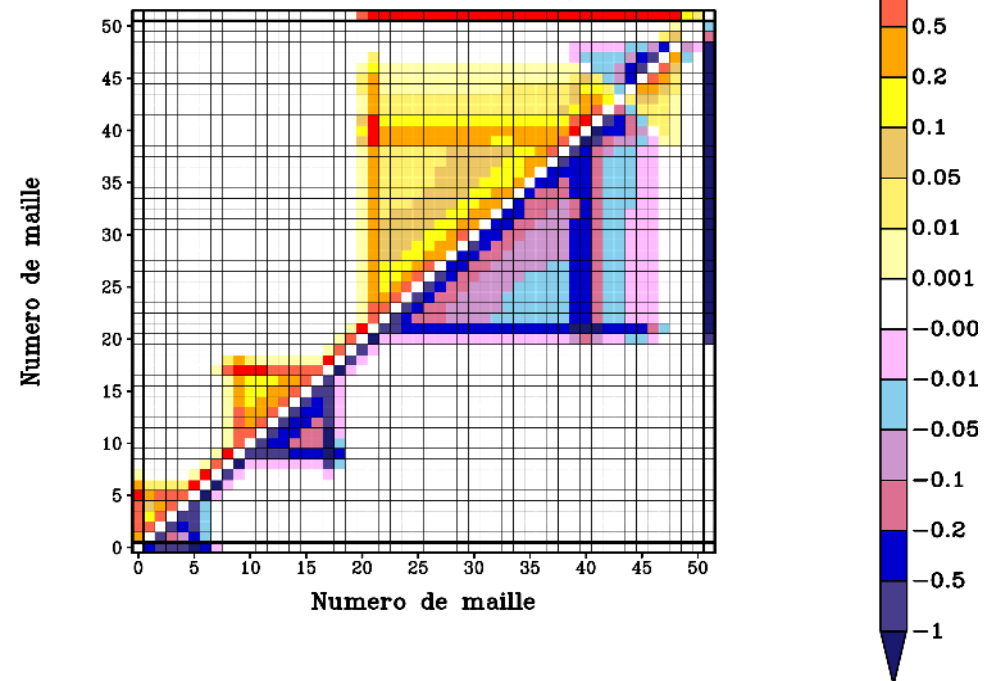
1. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
trois couches de nuages



Puissances Nettes Echangees (W/m^2)



[Eymet et al., 2004]

Transparents Jean-Louis
Dufresne

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

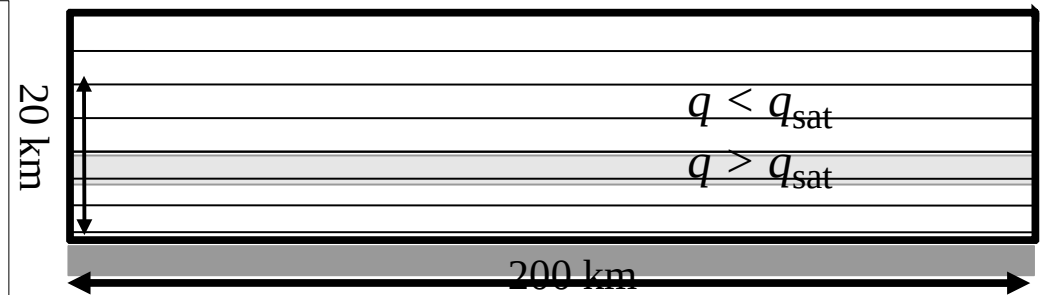
Représentation des nuages

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

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

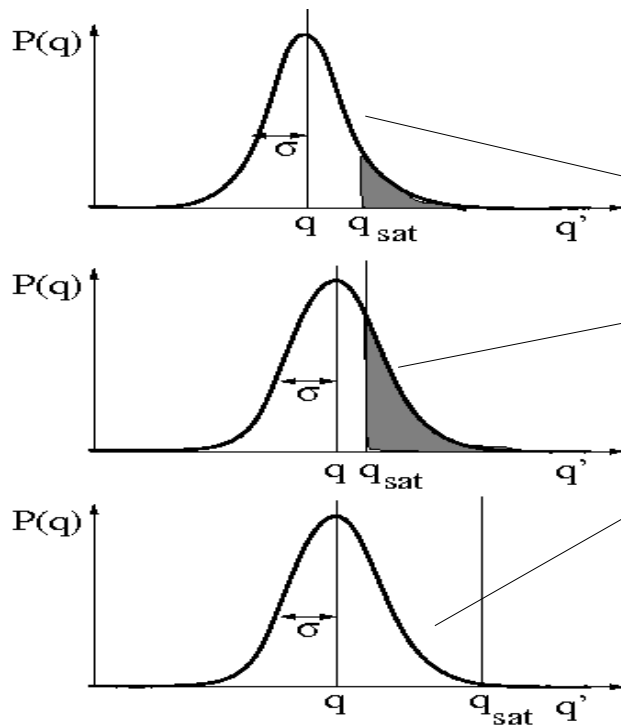
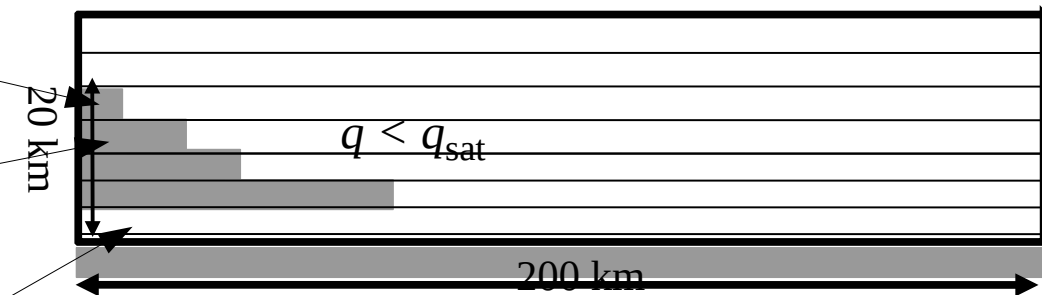
Modèle « tout ou rien » :

Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.

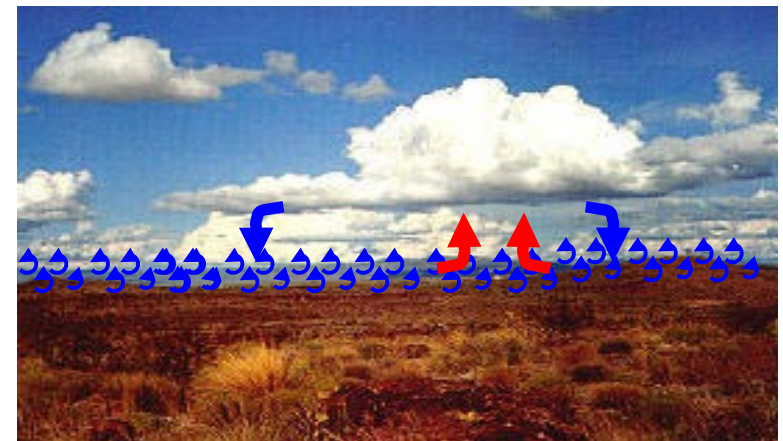


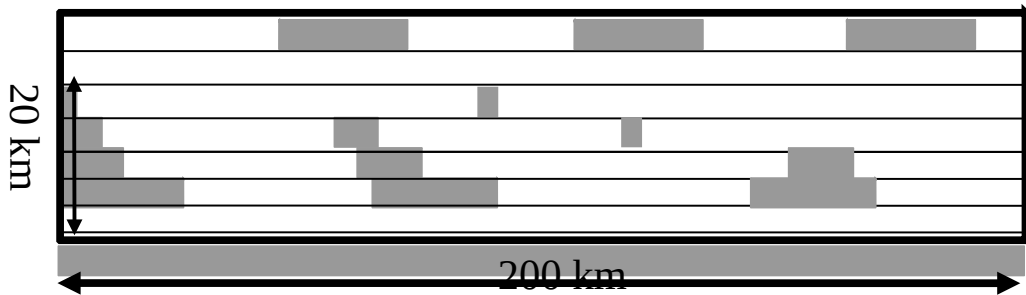
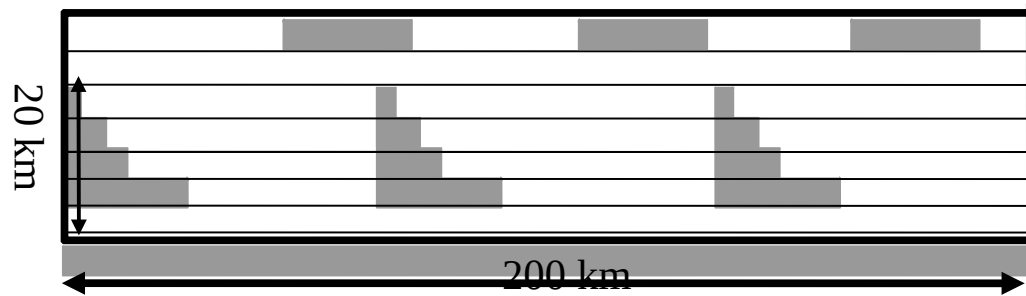
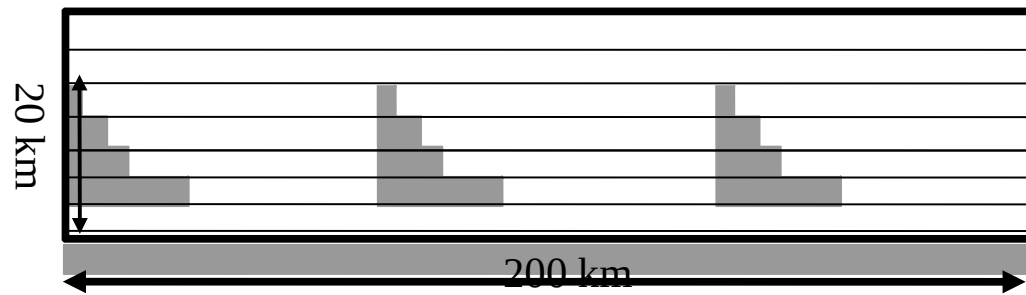
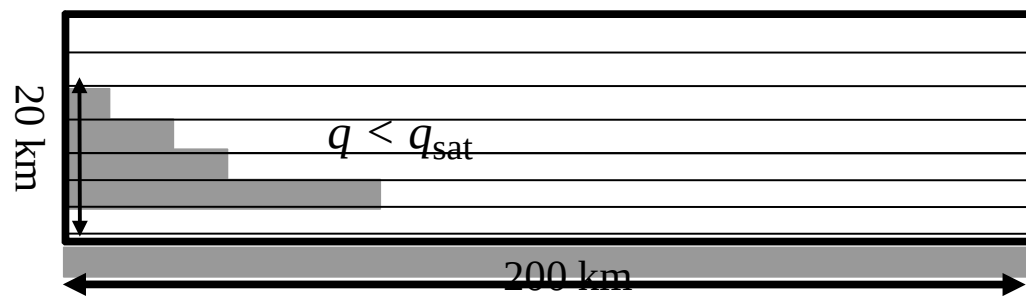
Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$

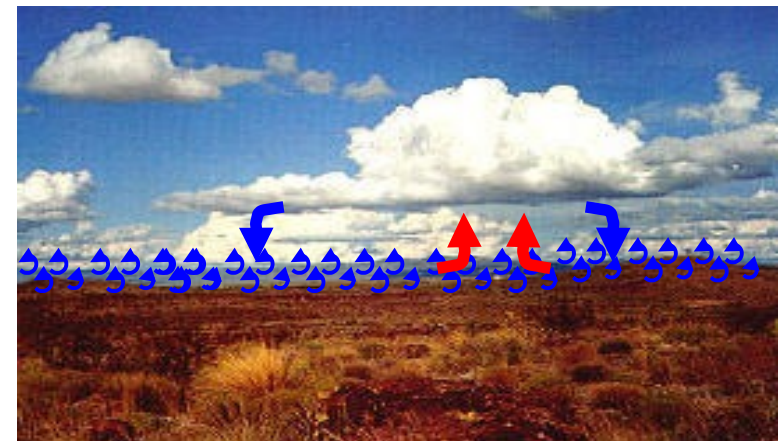




Equivalent du point de vue des codes radiatifs « actuels »

Hypothèse « maximum random »
 Quand de couches adjacentes sont superposées
 Sinon, recouvrement aléatoire

Vrais nuages plus complexes
 Calcul de diffusion dans une scène réaliste très coûteux
 Pistes : « tirages de sous-colonnes »



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

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. On passe son temps dans des calculs inutiles.
- Deux grandes familles pour l'intégration spectrale : modèles de bandes où on perd la « multiplicabilité » 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 (ou des, ordonnées discrètes) 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 » avec un rayonnement directionnel en provenance du soleil, et un rayonnement après diffusion traité avec un angle moyen
- Avec tout ça, on pense que le calcul radiatif ciel clair est correct à quelques W/m^2
- Les incertitudes liées à la distribution et aux propriétés optiques des aérosols et des nuages sont nettement plus grandes
- Très peu d'évolution des codes terrestres. Peu de codes. Investissement énorme et pas toujours très gratifiant pour amélioration faible. Regain d'intérêt récent.
- 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.
- Modèles « plan parallèle » même dans des modèles explicite de nuages ($dx=20m$) !

Les paramétrisations des modèles de climat

II. Rayonnement, tuning et climat

1. Un aperçu des questions de modélisation du transfert radiatif
2. Ajustement des paramètres / tuning
3. Les modèles et leur utilisation

3. Ajustement des paramètres / tuning

A climate model configuration
=
Physical content (parameterizations, equations, numerics)
+
Grid configuration
+
Tuning of free parameters

Tuning or parameter calibration is central in many modeling fields

Particularly true for couple climate models :

Clouds modelling uncertainty ~ tens of W/m²

Climate sensitivity ~ 1K/(W/m²)

Whatever the sophistication of a climate model, obtaining global temperature at better than 1K can only be by chance or because of tuning

Most probably true also for a global CRM or LES

3. Ajustement des paramètres / tuning

Tuning of free parameter : a fundamental aspect of climate modeling

Feeling that this question was not discussed enough, we organized a one-week workshop on model tuning with Torsten Mauritsen in October 2014 in Garmisch-Partenkirchen.

The Art and Science of Climate Model Tuning, Hourdin et al., **BAMS**, march 2017

**One particularly important aspect shared by most groups:
tuning of cloud parameters to obtain a reasonable representation of radiative forcing**

Example of tuning of a scale factor on the fall velocity of ice particles shared by several models

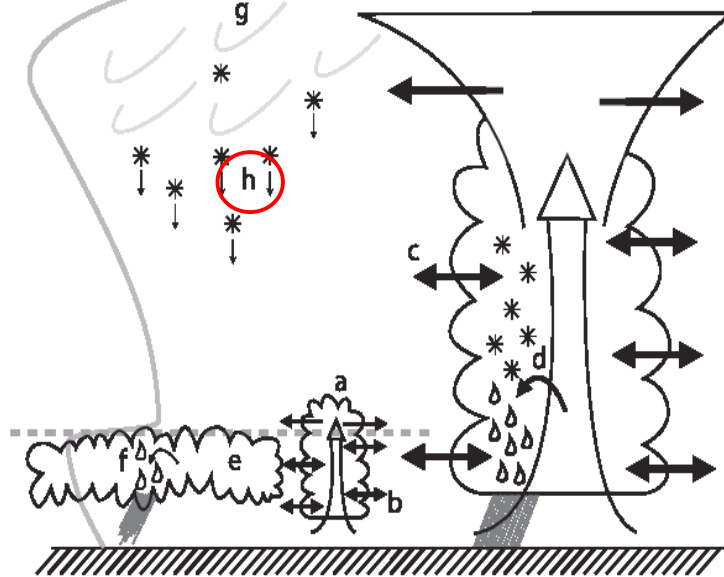
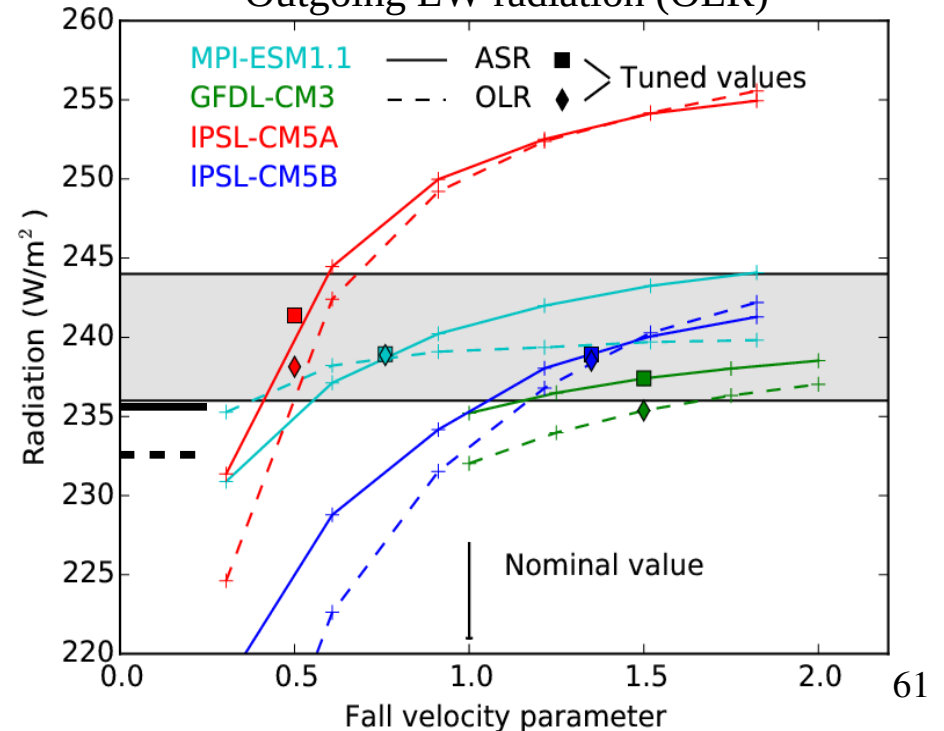


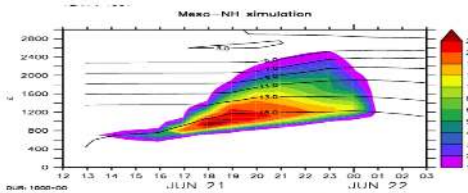
Figure from Mauritsen et al, 2013 (MPI model)

Impact on the global Top-Of-Atmosph. fluxes
Absorbed SW radiation (ASR)
Outgoing LW radiation (OLR)



1/ Développement de nouvelles paramétrisations

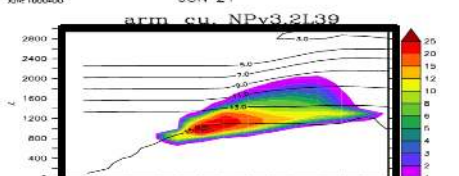
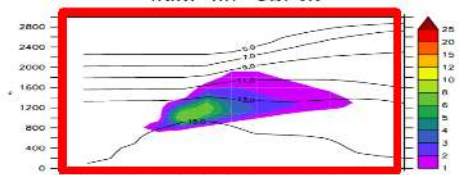
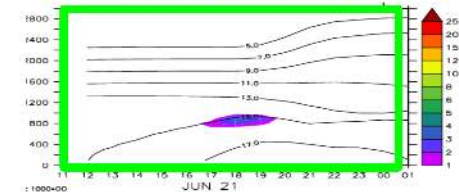
Une colonne du modèle
Comparée à des simulations
explicites de nuages (LES)



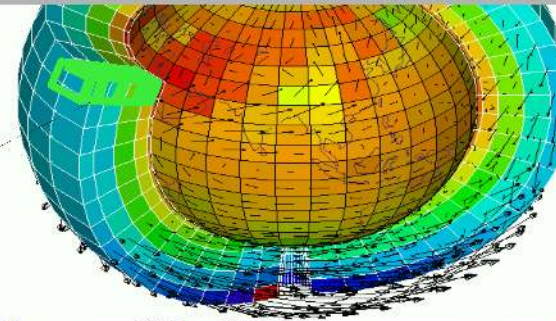
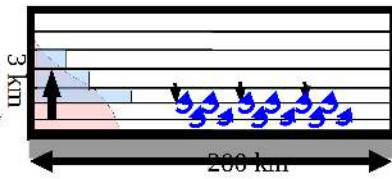
Explicit simulations, dx ~20-100 m



Climate model, parameterizations
« single-column » mode

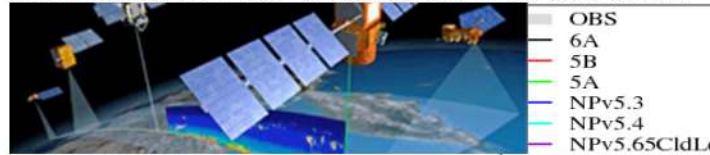


arm_cu, NPv6.0.10blevL79

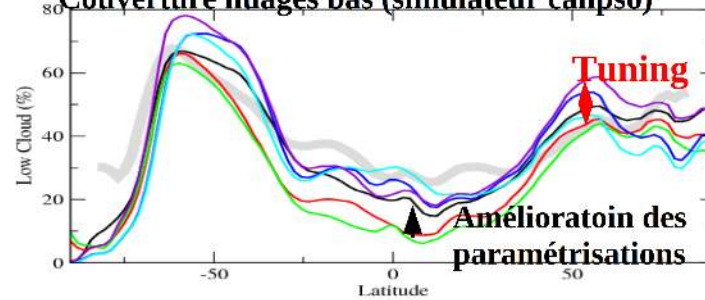


2/ Tuning énergétique du modèle 3D (températures océaniques prescrites)

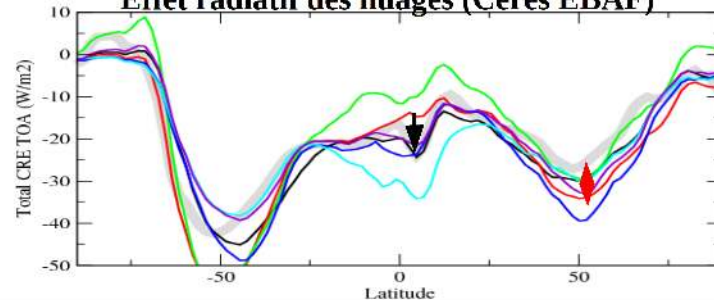
Equilibre énergétique global
Decomposition ciel clair/nuages
Distribution latitudinale
Contrastes Est-Oues sur les océans



Couverture nuages bas (simulateur calipso)

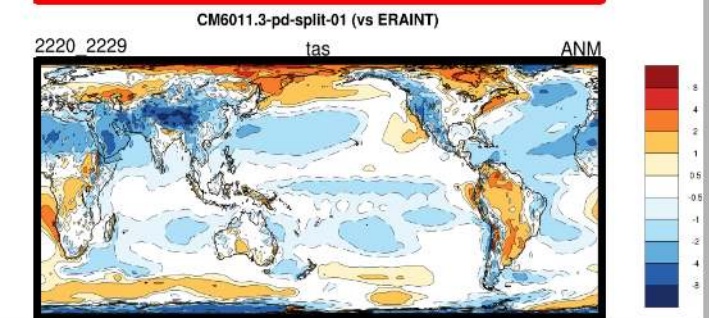
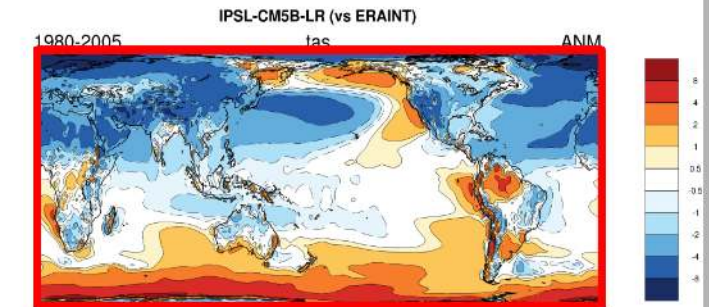
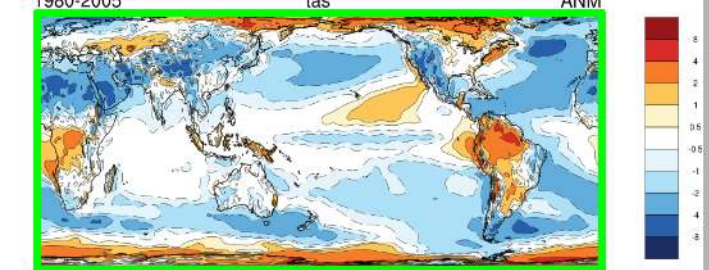


Effet radiatif des nuages (Ceres EBAF)

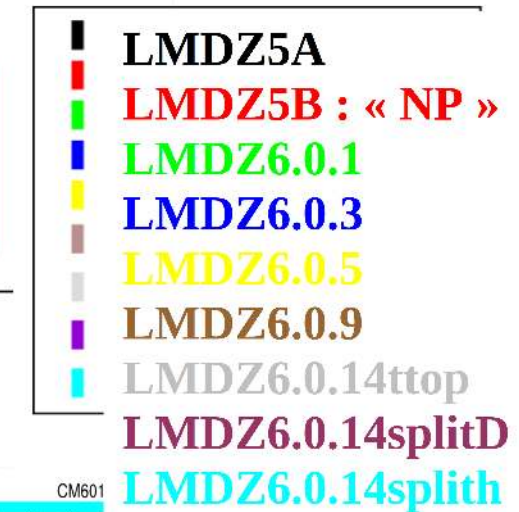
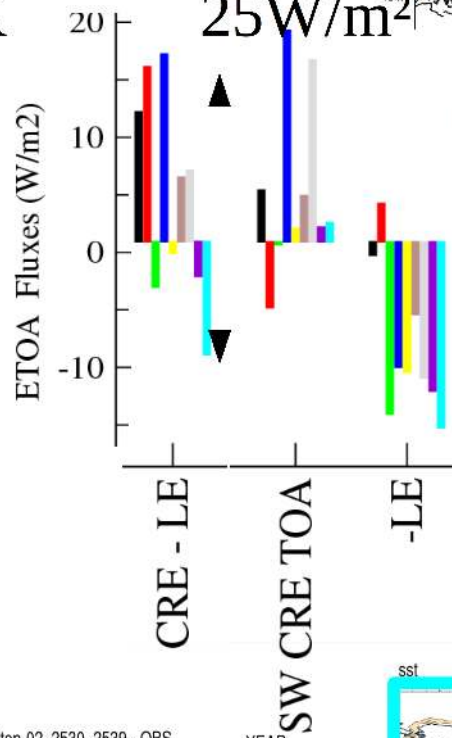
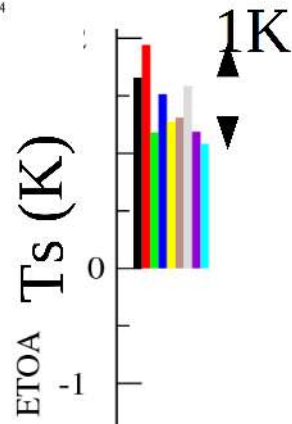
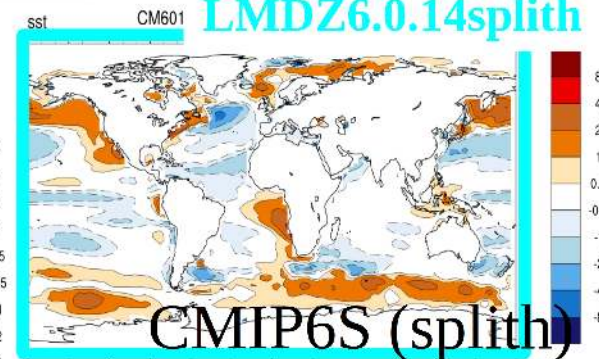
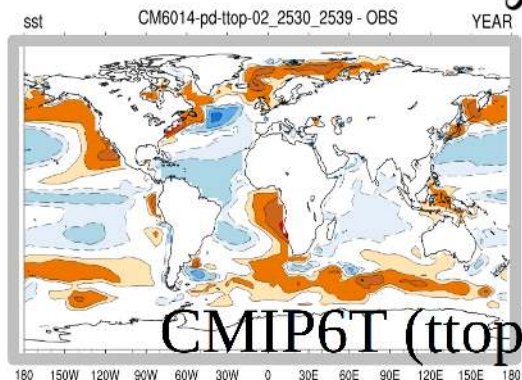
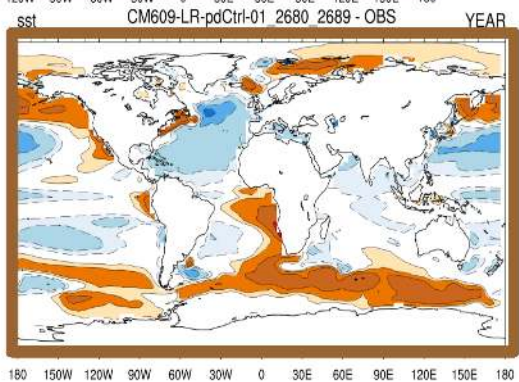
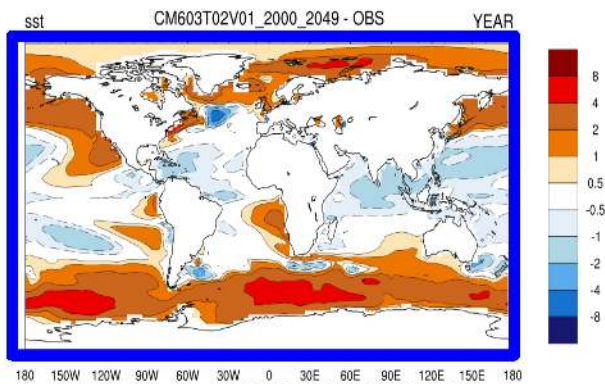
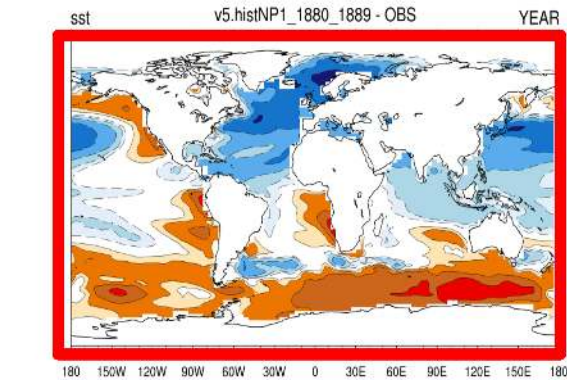


3/ Vérification des améliorations modèle couplé océan/atmosphère

Erreur moyenne sur la température de surface



Cibles pour la réduction des biais de températures océaniques East Tropical Ocean Anomaly

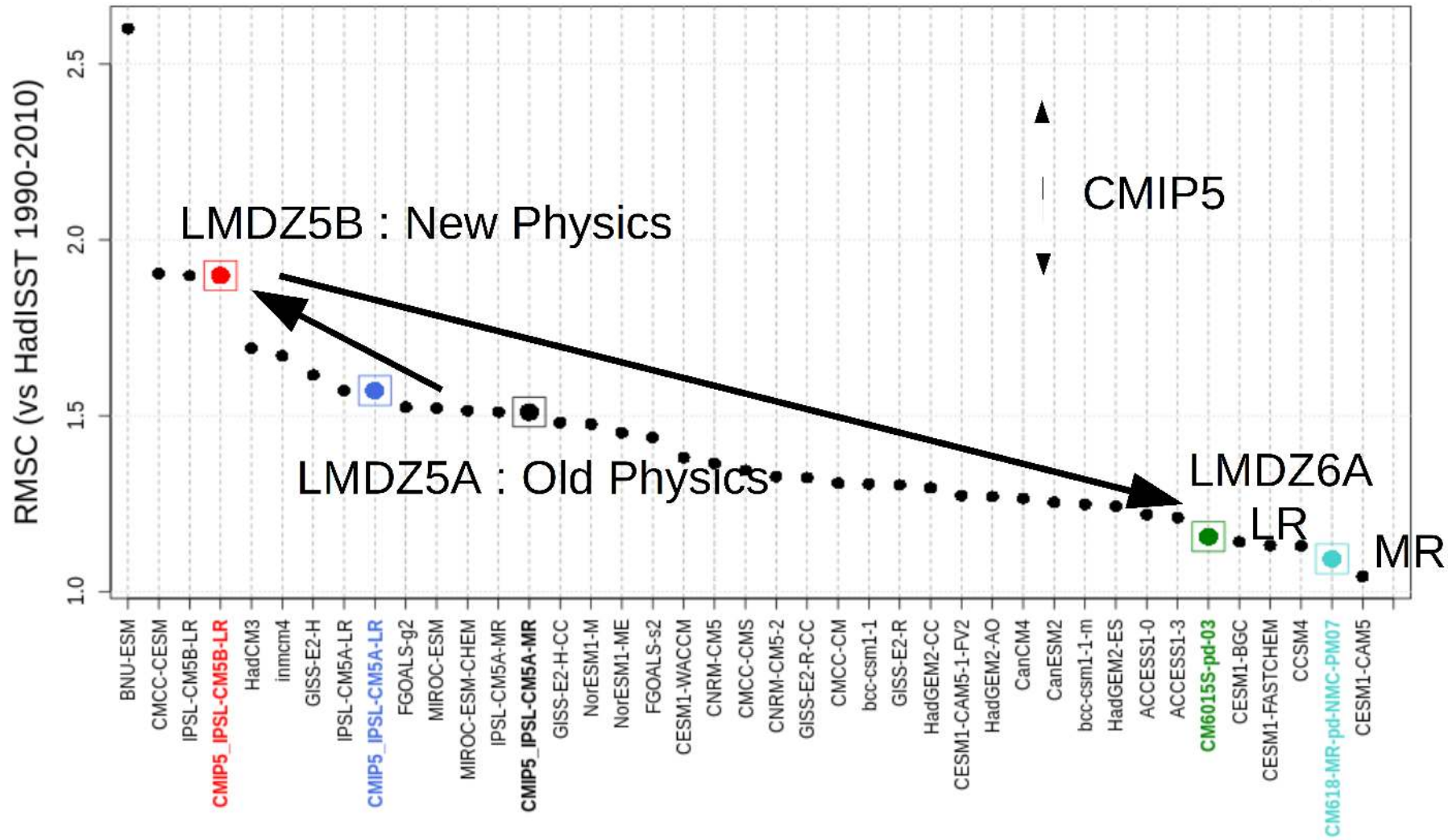


Identification de métriques en modèle forcé par les températures de surface de l'océan
 En 3 ans, 15 versions du modèle couplé. A chaque fois retuning (10 à 30 simulations de 2 à 5 ans)
 → Plus jamais ça.

Erreur quadratique moyenne sur le cycle saisonnier des SSTs (débiaisées)

50S 50N - RMSC

annual cycle



II. Revisit with emulators and history matching

Questions :

- Is it possible to obtain at least as good a tuning with an automatic procedure ?
- Is it possible to obtain a similar tuning of radiation with a different model

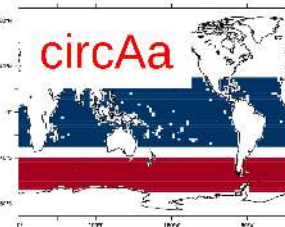
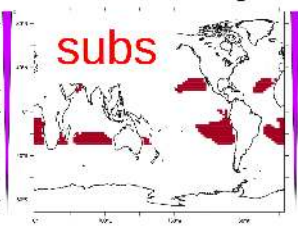
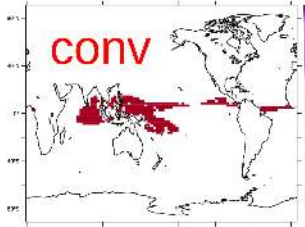
wdens_ref_o	1.e-11	1.e-8	1.e-9	log	Wakes	
alp_bl_k	0.2	0.8	0.5	linear	Convective closure	
alpk 0.01	0.5	0.25	linear	-	-	
cld_lc_lsc	0.0001	0.001	0.00065	linear	Conversion cloud → rain	
ffallv_lsc	0.3	2.	0.8	linear	Ice crystals fall velocity	
ratqsp0 30000	60000	45000	linear	-	-	
ratqsdp 5000	30000	10000	linear	-	Width of subgrid water distribution	
ratqshaut	0.05	0.6	0.4	linear	-	
bl95_b0 0.5	2.	1.3	linear	-	-	
unmepmax	0.0001	0.1	0.001	log	Aerosol indirect effect	
sigdz 0.001	0.02	0.003	linear	-	Convective precipitation max efficiency	
flag_wb 5	200	50	linear	-	Width of convective downdrafts	
fact_cldcon	0.5	10	1.	log	Vertical velocity at cloud base (deep)	
wbmax 1.5	6	2.8	linear	-	Factor on convective clouds	
elcrit 0.0001	0.002	0.0003	linear	-	Vertical velocity at cloud base (deep)	
tlcrit -65	-35	-55	linear	-	Conversion of convective water to rain	
fact_rei	0.5	1.3	1	linear	-	
fact_thermals_ed_dz		0.05	0.15	0.07	linear	-
~	Deep convection and wakes (9)				Ice crystals effective radius	
~	Boundary layer convection and clouds (2)				A parameter (straocumulus)	
~	High clouds (6)					

Metrics



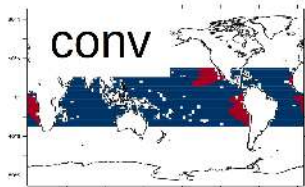
NET radiation TOA (**rt**)
Outgoing LW radiation (**rlut**)

Convective, intermediate, subsiding

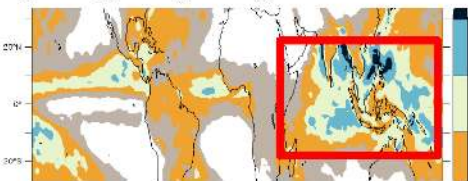


Circum Antact.
anomaly

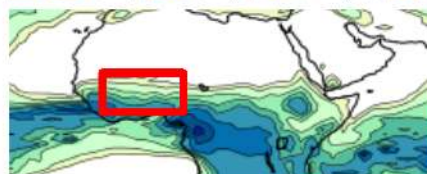
SWup TOA (**rsut**)
LWup TOA (**rlut**)



Surface Latent heat (**hfls**), CRE SW TOA (**crest**)



« **MJO** » : rainfall variab. Between 20 and 120 day



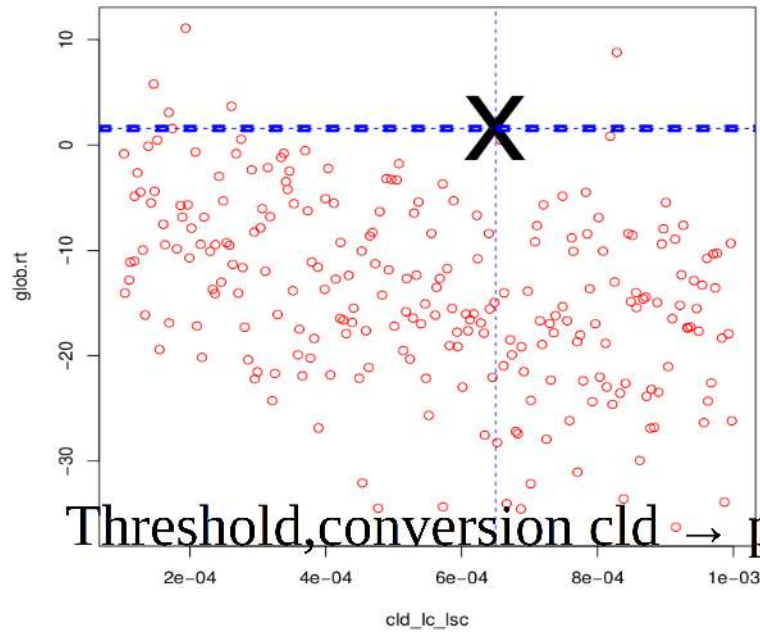
« **AMMA** » : Mean rainfall over Sahel

P>50 : Occurrence of daily rainfall > 50mm

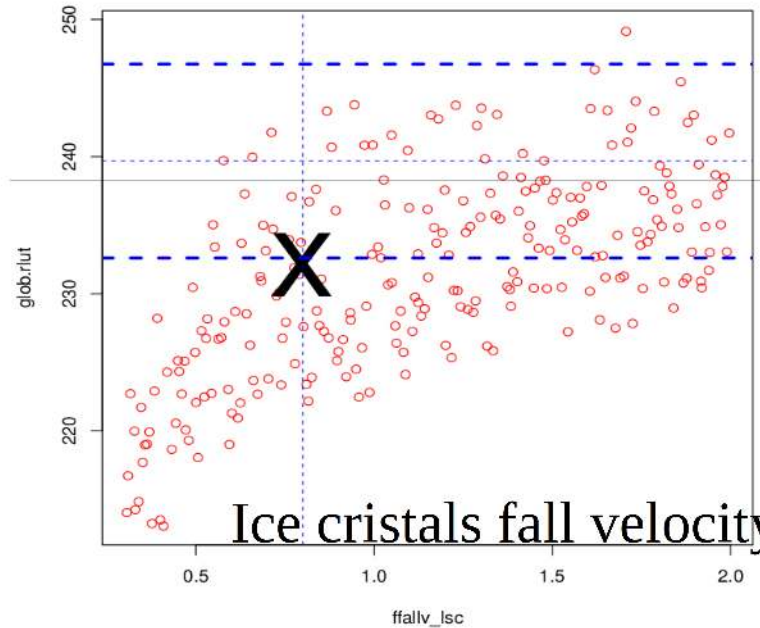
15 metrics

- glob.rt
- glob.rlut
- circAa.rsut
- circAa.rlut
- subs.rsut
- weak.rsut
- weak.rsut
- conv.rsut
- subs.rlut
- weak.rlut
- conv.rlut
- etoa.crest
- etoa.hfls
- MJO
- Pday>50
- AMMA

Wave 1 : 250 (7 crashed) simulations of 2 years each. Metrics computed on year



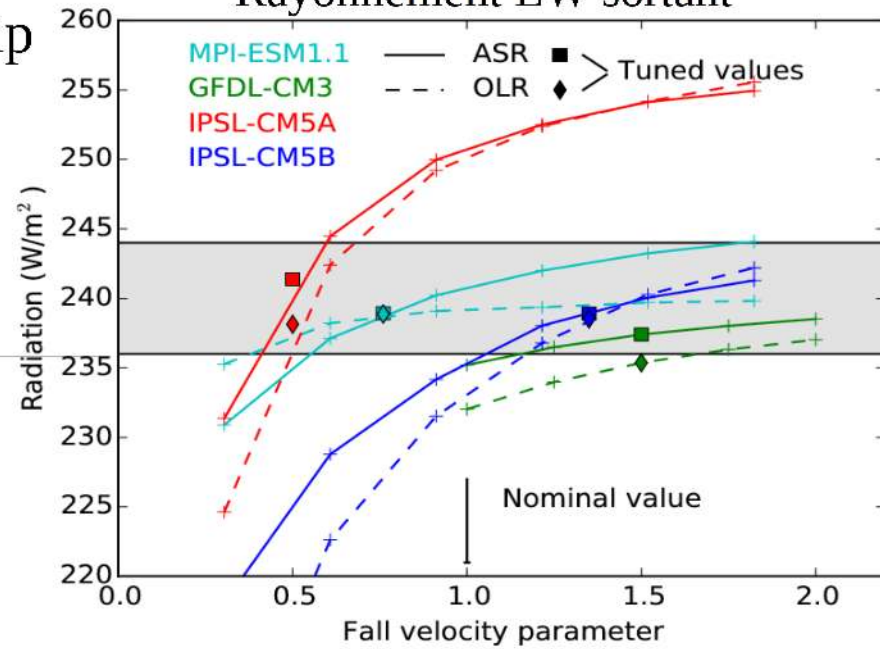
Threshold, conversion cld → precip



Ice crystals fall velocity

Impact sur les flux globaux au sommet

- Rayonnement SW absorbé
- - - Rayonnement LW sortant



Hourdin et al., 2015, BAMS

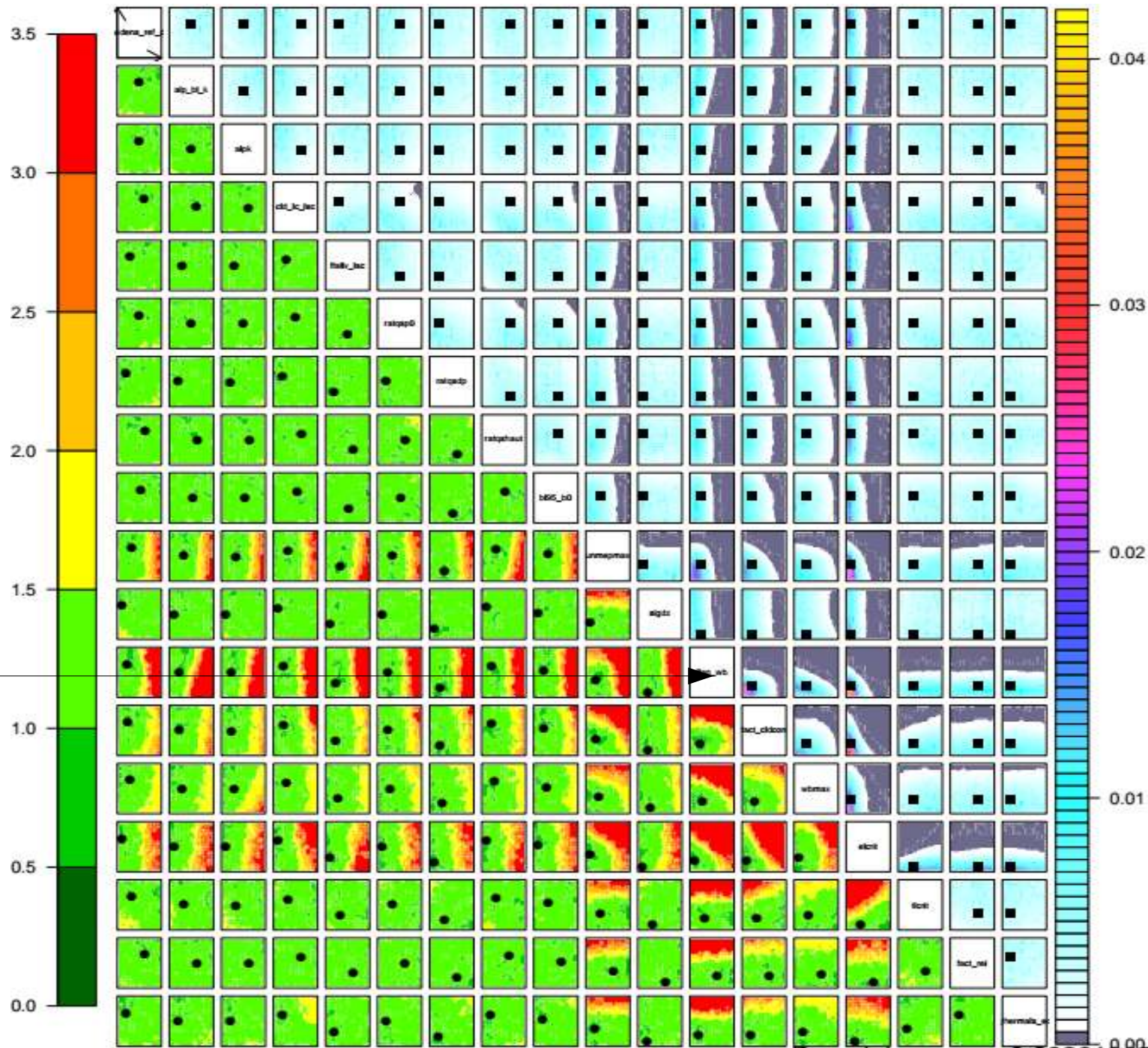
WAVEN=2

tau=0

cutoff=3

sample_size=20x10⁶

flag_wb



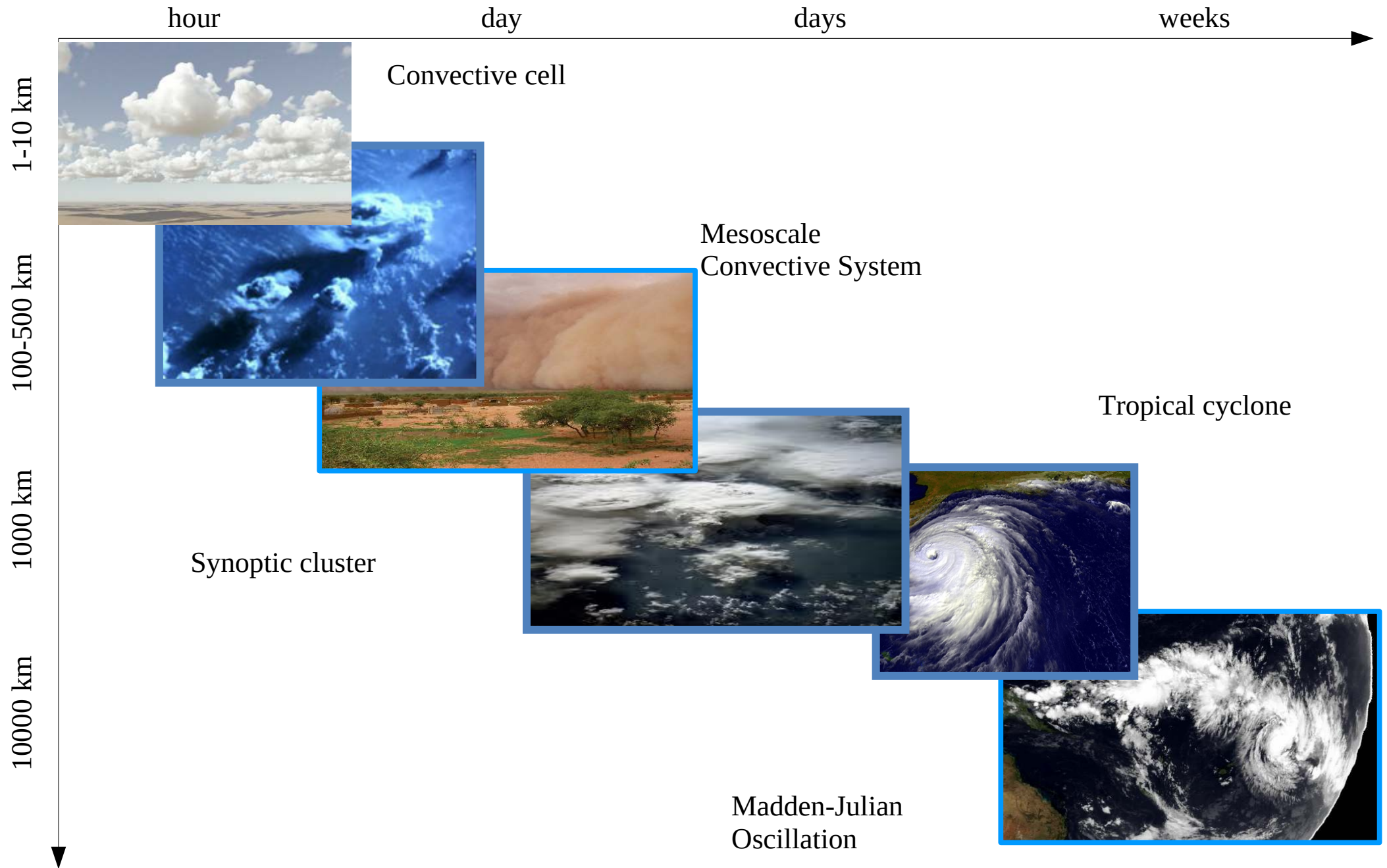
Les paramétrisations des modèles de climat

II. Rayonnement, tuning et climat

1. Un aperçu des questions de modélisation du transfert radiatif
2. Ajustement des paramètres
3. Les modèles et leurs utilisations

3. Les modèles et leurs utilisations

Spatial and temporal scales of convection: a challenge for models



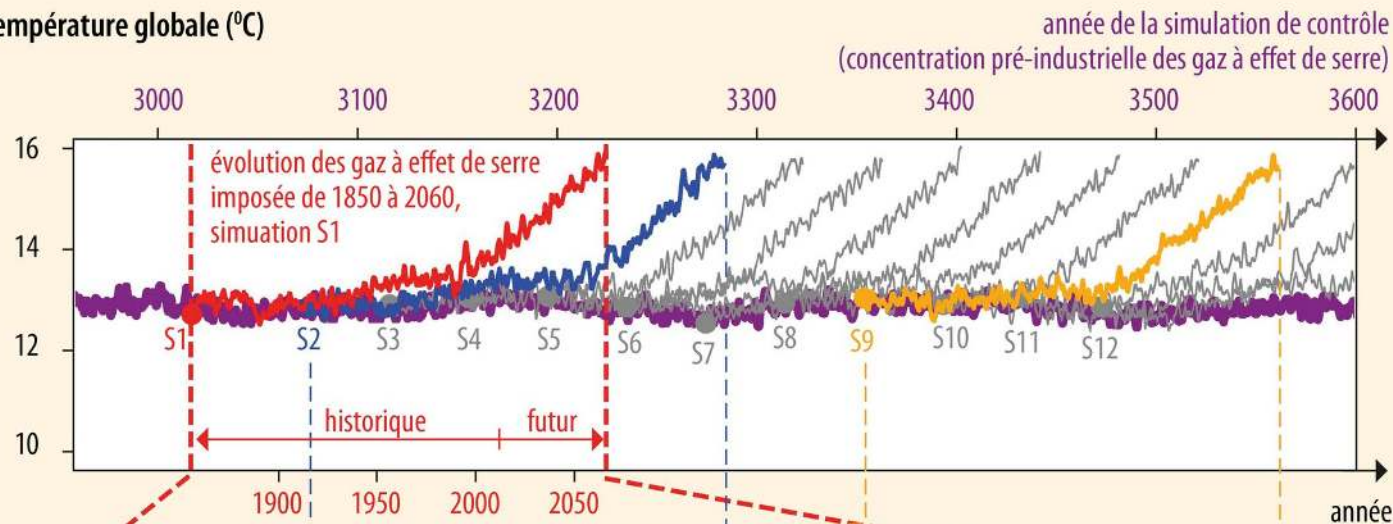
Projections climatiques

Modèle couplé de l'IPSL

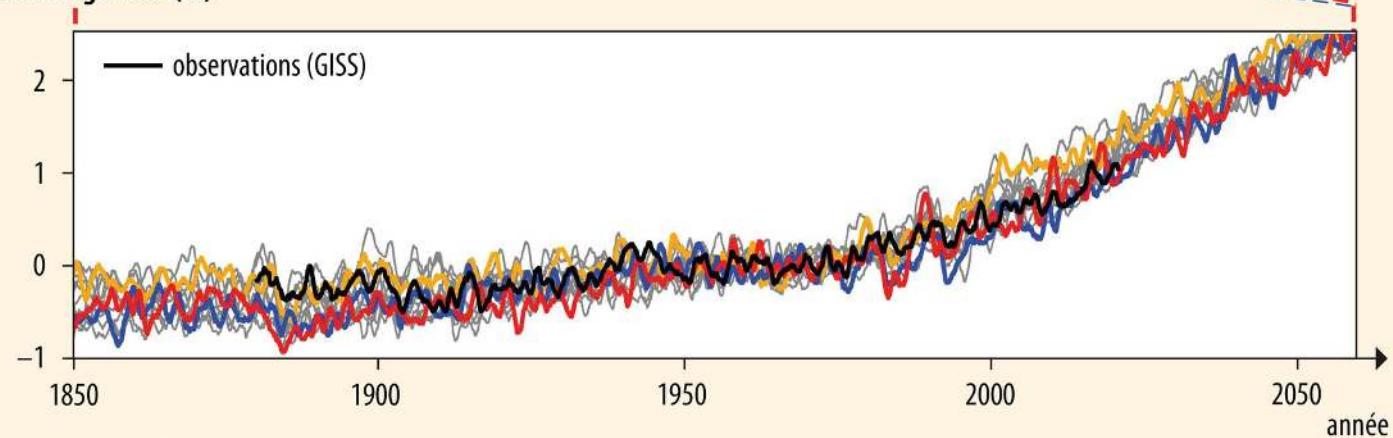
Tiré de Hourdin et Guillemot, Universalis

Disponible sur <https://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PEDAGO/>

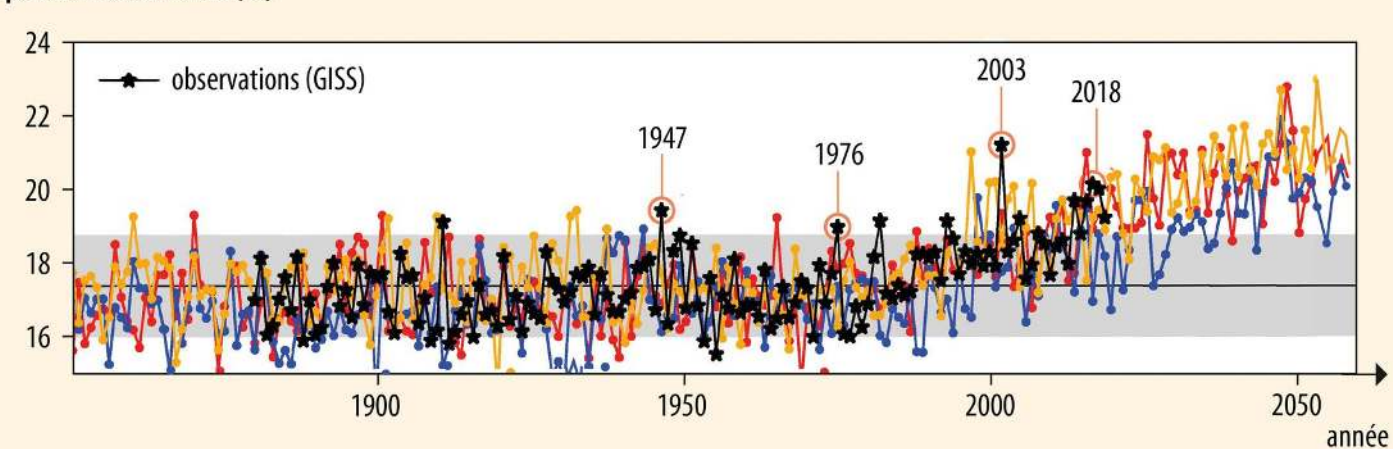
température globale (°C)



anomalie globale (°C)



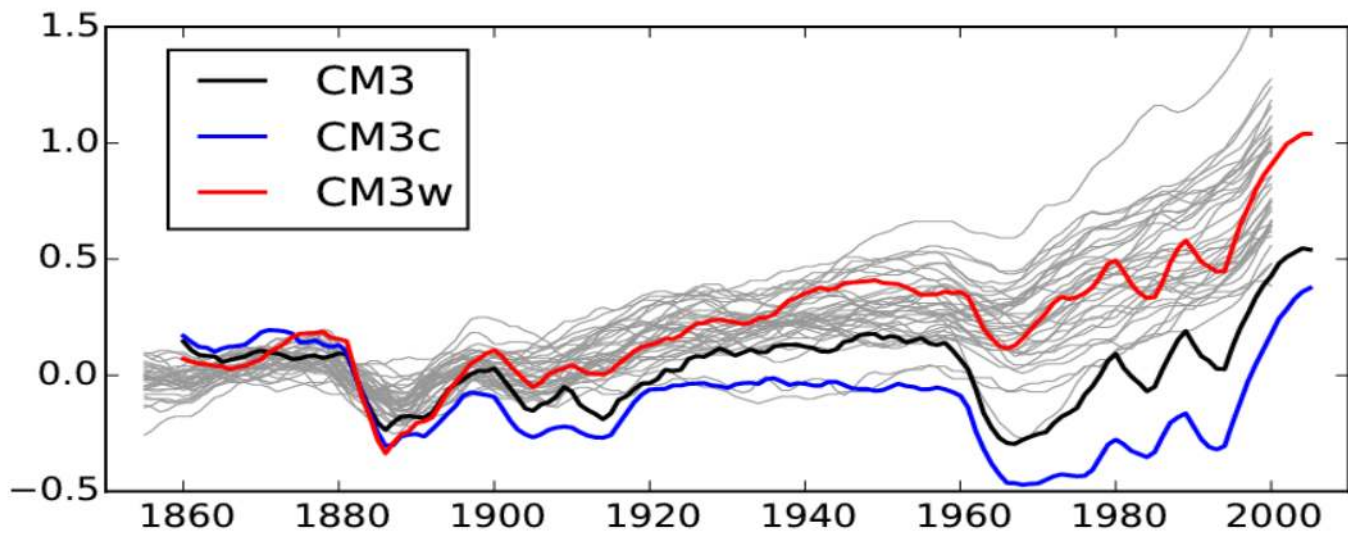
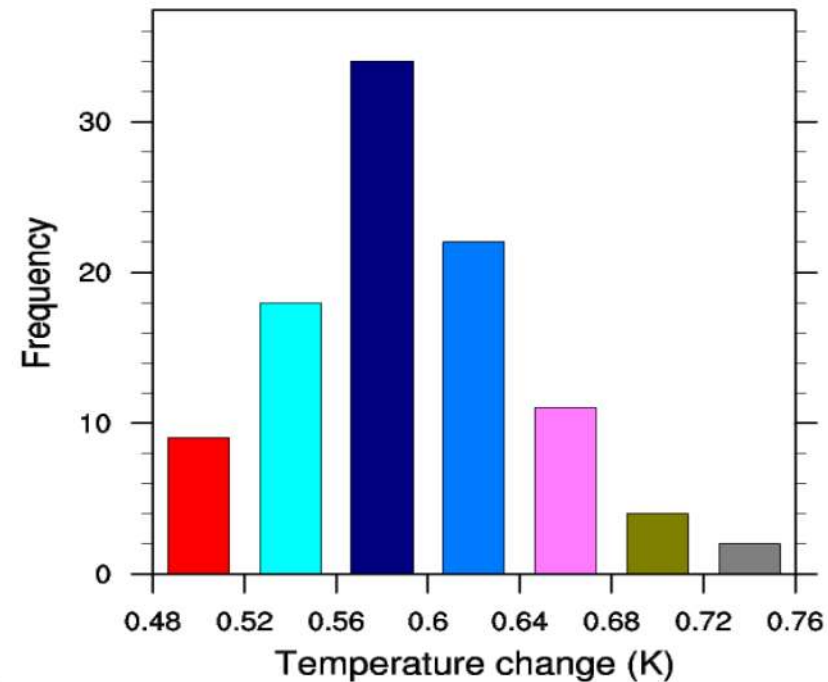
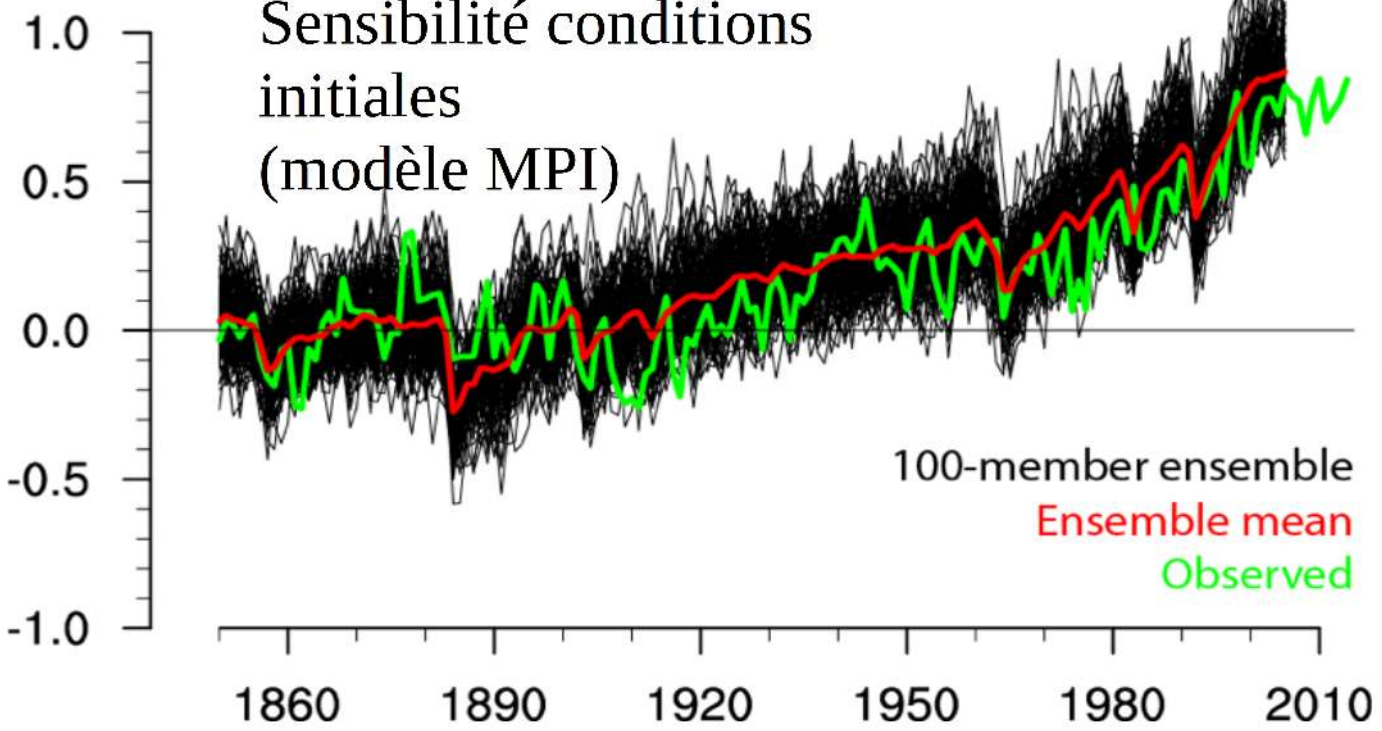
température été France (°C)



3. Les modèles et leurs utilisations

Reconstructions du 20ème siècle

Sensibilité conditions
initiales
(modèle MPI)



Effet du tuning
Modèle du GFDL

3. Les modèles et leurs utilisations

Approche classique pour l'amélioration des modèles de climat :

On effectue des simulations longues ou ensembles de simulations

→ statistiques robustes pour le modèle

→ On compare ces statistiques aux observations (pour lesquelles on ne dispose que d'une seule réalisation).

→ On peut résumer la différence aux observations à un ensemble de métriques (qui peuvent dépendre du but assigné au modèle).

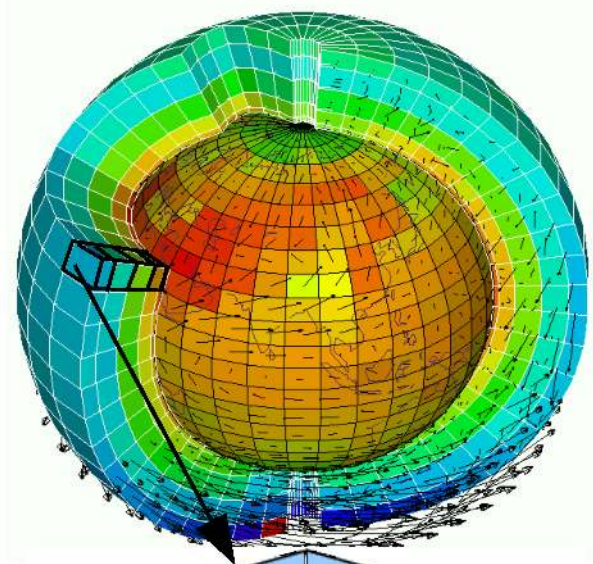
→ On effectue des simulations de sensibilité à des paramètres incertains.

→ On choisit des jeux de paramètres plus favorables.

→ Emergence de méthodes automatiques et « objectives » **mais le choix des objectifs est toujours subjectif**

Mais système couplé, chaotique, variable à toutes les échelles de temps et d'espace.

Nécessite des jeux d'observations très complets (spatial et temporel)

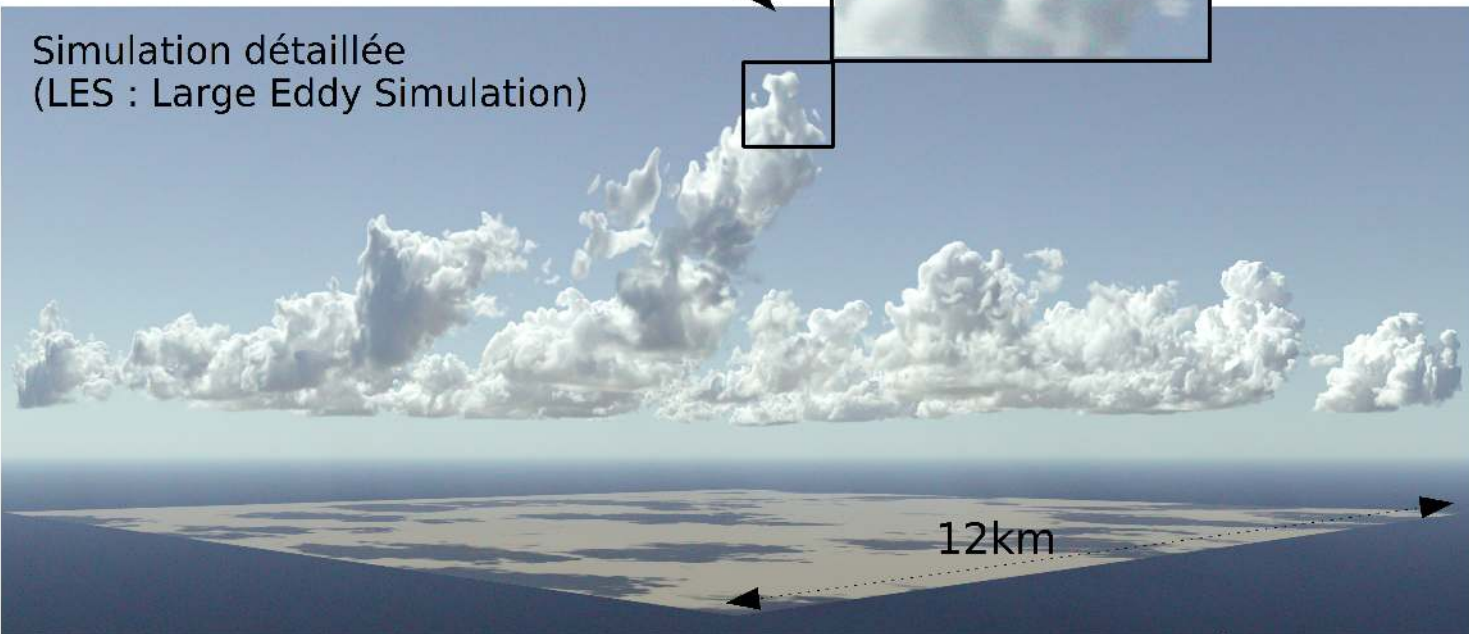


Campagne d'observation

Evaluation



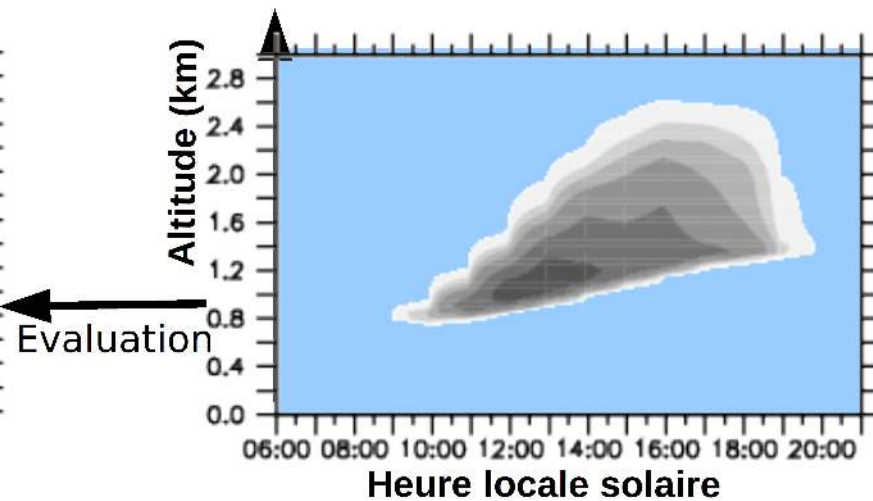
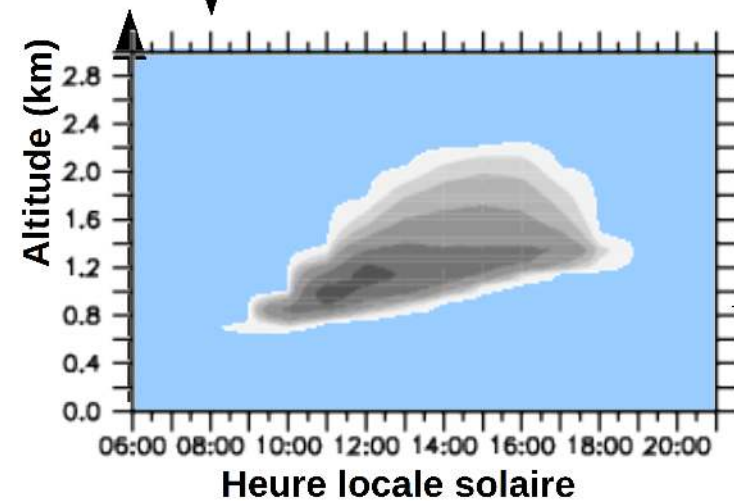
maille de 8m



Simulation détaillée
(LES : Large Eddy Simulation)

12km

On calcule la fraction nuageuse pour chaque maille d'une colonne d'un modèle de climat



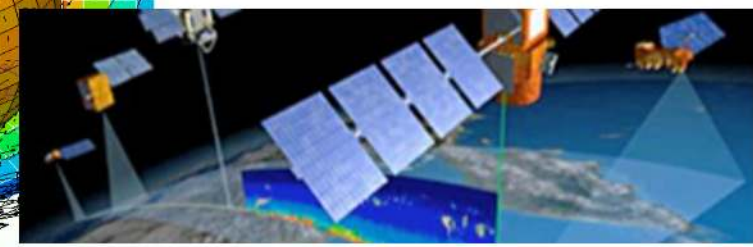
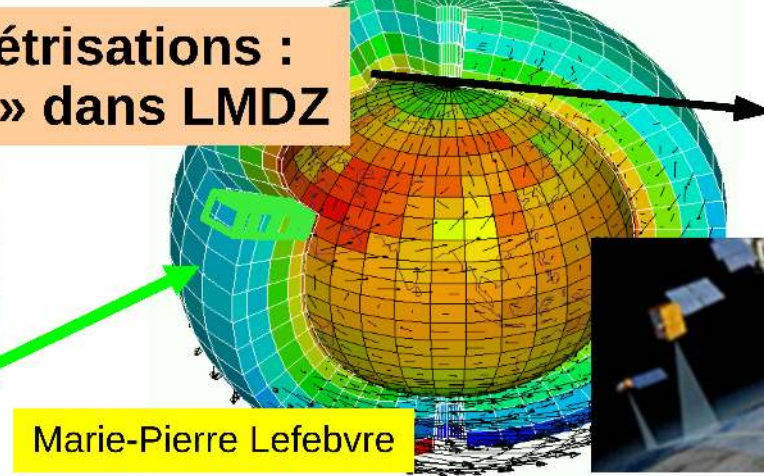
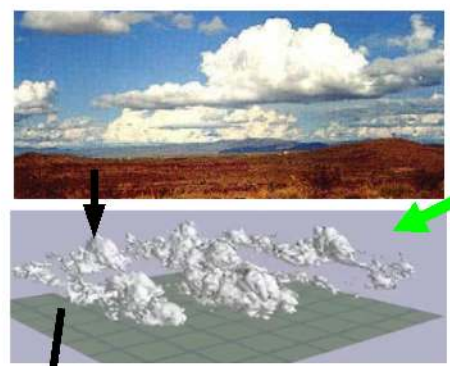
Evaluation

On calcule à chaque instant et pour toutes les altitudes du maillage la fraction de du domaine horizontal couverte par les nuages, appelée fraction nuageuse.

Amélioration/évaluation des paramétrisations : apport du « modèle du thermique » dans LMDZ

2/ dans le modèle climatique 3D vs satellites

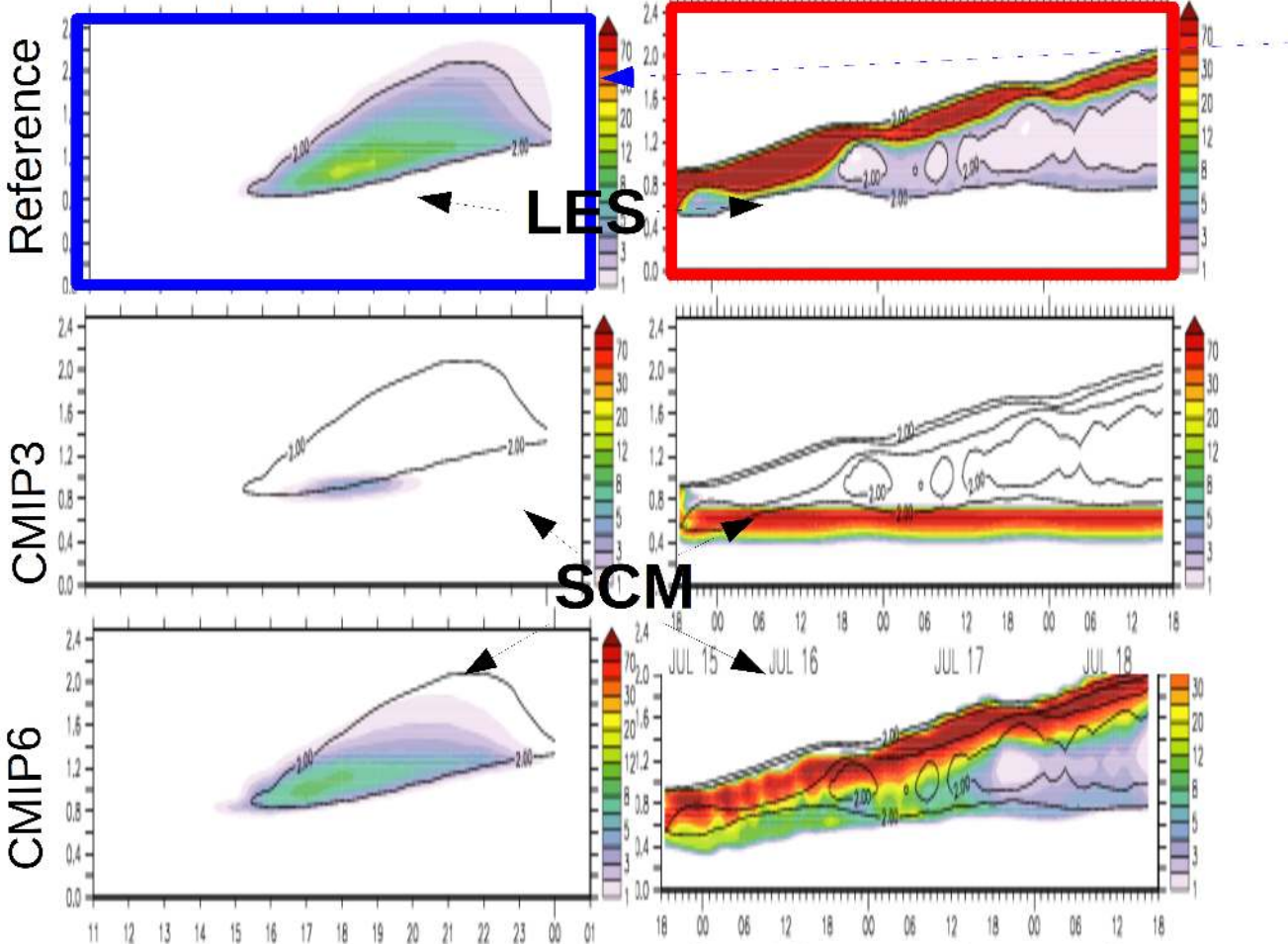
1/ en mode uni-colonne (SCM) vs simulations explicites (LES)



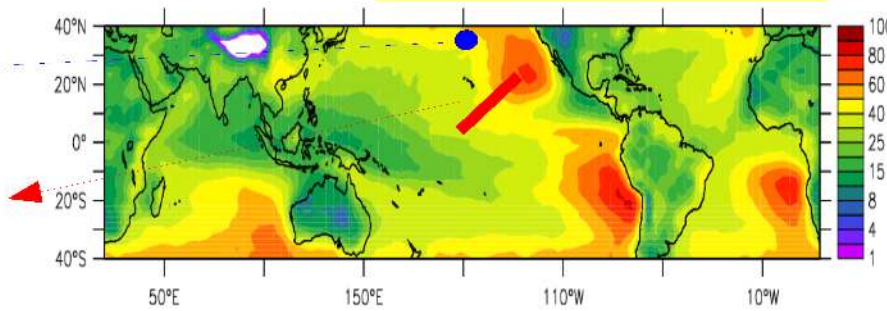
Marie-Pierre Lefebvre

Cas ARM (Oklahoma) de cycle diurne de cumulus

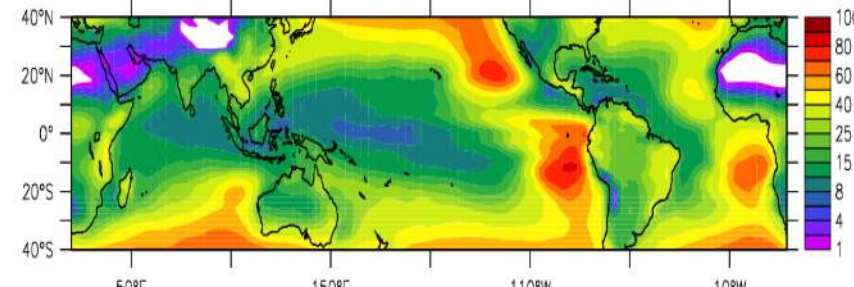
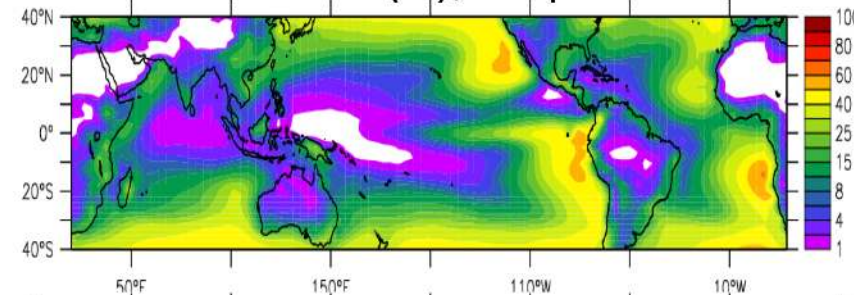
Cas « sandu » Transition strato cumulus → cumulus



Low cloud cover (%), annual mean
Calipso lidar Abderrhamane Idelkadi



3D climate simulation (annual mean)
Low cloud cover (%), Calipso simulator



3. Les modèles et leurs utilisations

Utilisation de simulations guidées ou initialisées

On élimine le chaos en forçant la trajectoire météo à suivre la trajectoire observée. Permet de travailler sur les paramétrisations physique à situation synoptique connue, et de comparer au jour le jour a des données insitu.

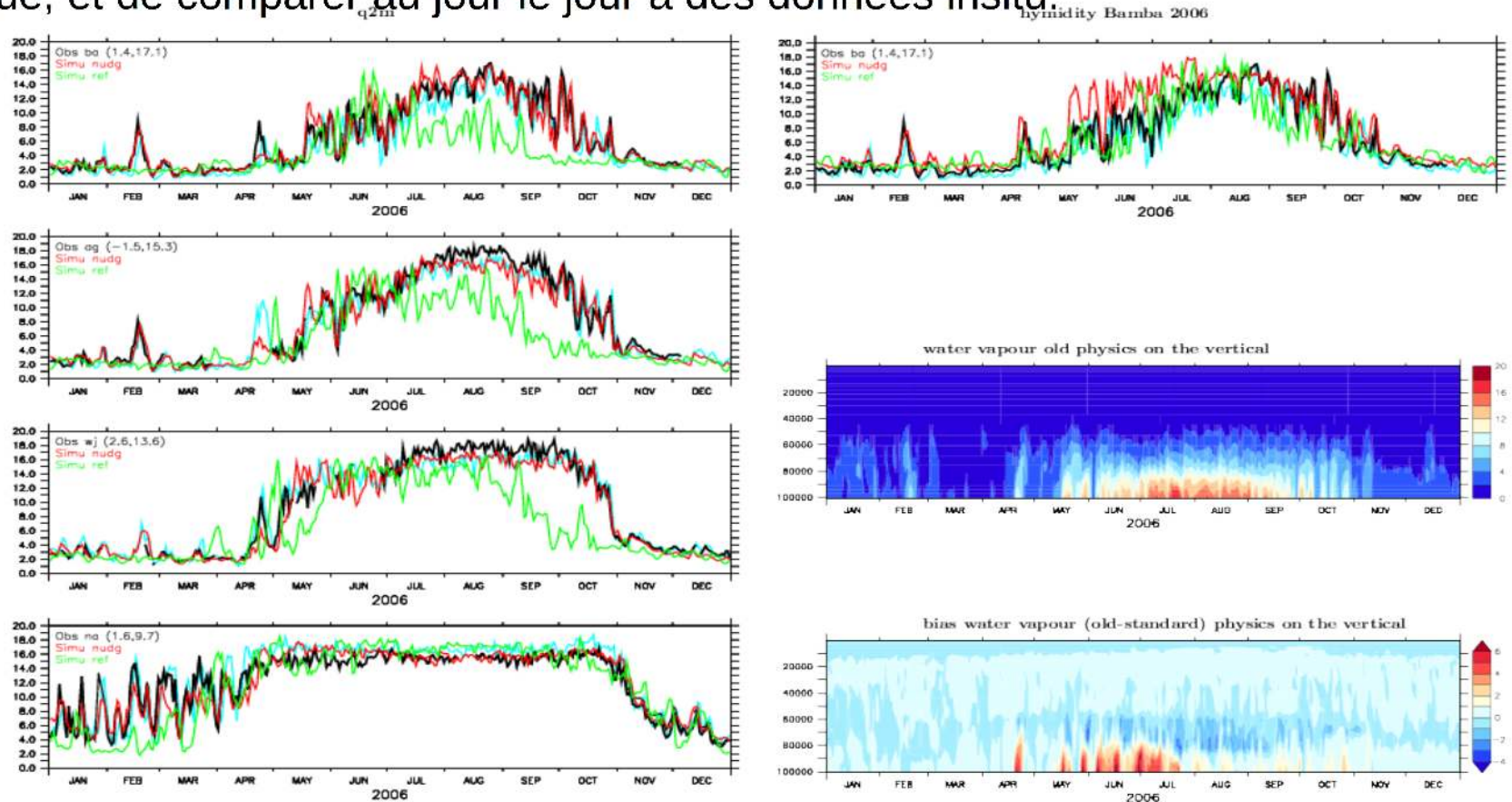


Figure 3: 1st column 1 top-down : evolution of specific humidity at 2 meters in 2006, Top-down: Bamba , Agoufou (1.5 W, 15.3N), Wankama (2.6E, 13.6N) Bira(1.7E, 9.8N) and Nahohoulou(1.6E, 9.7N) with addition Bira (1.7E, 9.8N) .local Observations (black), ERAI(bright blue) nudged simulation(red), reference simulations (green).column 2, top-down : evolution of specific humidity at 2 meters and precipitable water, old physic and difference between old and standard in Bamba (1.4E, 17.1N) in 2006 . 2nd

Conclusions 1/3 :

Nouvelles paramétrisations :

- Développées sur un mélange de « phénoménologie » des processus en jeu et de principes fondamentaux (conservation masse, énergie, humidité).
- Couche limite convective sèche et nuageuse TKE + flux de masse (de plus en plus répandu)
- Poche froides : très peu répandu jusque là.
- Recherche au long cours, mais passionnante (et publiable).
- Enjeux sur le couplage entre les différents processus
- Des paramétrisations de plus en plus complexes. Où s'arrêter ?

Les paramétrisations : pas seulement un pis aller.

- un modèle avec sa vocation d'analyse.
- Découpage : effet des nuages sur le climat ?
- Paramétrisations avec de plus en plus de physique et de paramètres internes « observables ».

Aspects numériques :

- Moins « balisé » que sur les coeurs dynamiques
- schémas implicites pour la diffusion verticale (y compris couplage à la surface)
- Utilisation de schémas amonts dans les paramétrisations en flux de masse
- importance donnée aux lois de conservation ...
- ou au respect d'autres principes fondamentaux comme la réciprocity pour le rayonnement.
- conservation de l'énergie pas évidente du tout, notamment avec changements de phase

Informatique :

Colonnes indépendantes. Parallélisation naturelle.

Conclusions 2/3 :

Changement de paradigme I

Utilisation systématique de la comparaisons aux simulations LES pour le développement, l'ajustement et l'évaluation des paramétrisations.

Changement de paradigme II :

Classiquement : \underline{U}, q, q à l'instant $t \rightarrow$ **variables internes** $\rightarrow E, Q, Sq \rightarrow \underline{U}, q, q$ à $t+dt$

De plus en plus : variables d'états internes (pronostiques plutôt que diagnostiques) aux paramétrisations avec un couplage entre elles de ces paramétrisations.

Changement de paradigme III

Zone grise

Avec la convection, les augmentations de résolution ne vont pas d'elle même.

A partir de 20-50 km : « orages points de grilles »

Convection explicite à partir de 1-2 km mais encore malmenée.

Couche limite convective 200m-20m

Irruption du stochastique : en lien en pratique avec la nature « événementielle » de la convection

Conclusion 3/3 : Stratégie de développement / évaluation

Observations à disposition :

Satellites : Modèles → simulateurs d'obs / obs

Souvent préférable à

Obs → Inversion variables modèles / modèle

Réanalyses : champs 3D directement comparables. Mais pas des obs !

Un bon modèle peut faire mieux

Observations de surface : souvent locales (attention aux climatologies « grillées » !)

Ou reconstituées à partir d'observations satellites (attention au côté indirect)

Observations in situ : de surface sur site ou campagnes de terrain.

Méthodologie de comparaisons :

Simulations en mode climatique (sensible aux conditions initiales) : la comparaison ne peut être que statistique. Besoin de simulations d'ensemble ou longue.

Simulations guidées ou prévision à court terme : permet de la comparaison au jour le jour et sur site (l'impossibilité de comparer un modèle même global à des simulations de surface est souvent « survendu »).

Configuration de modèle =

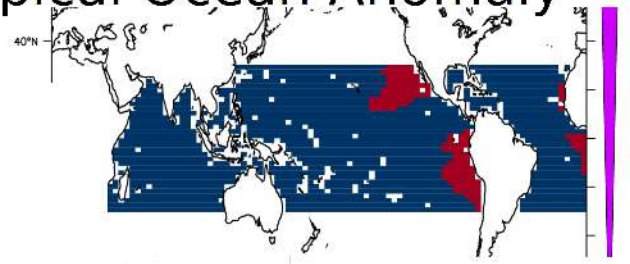
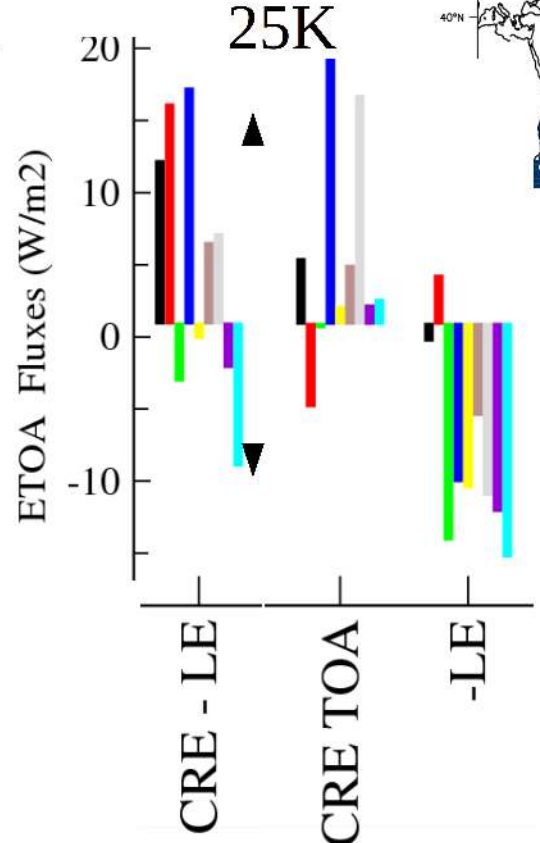
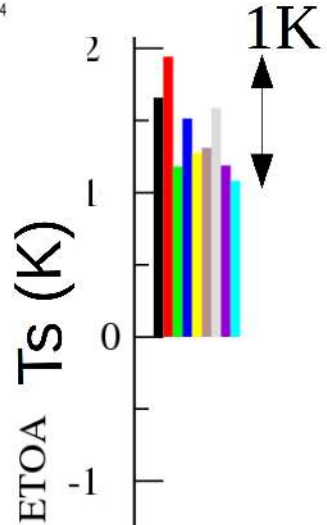
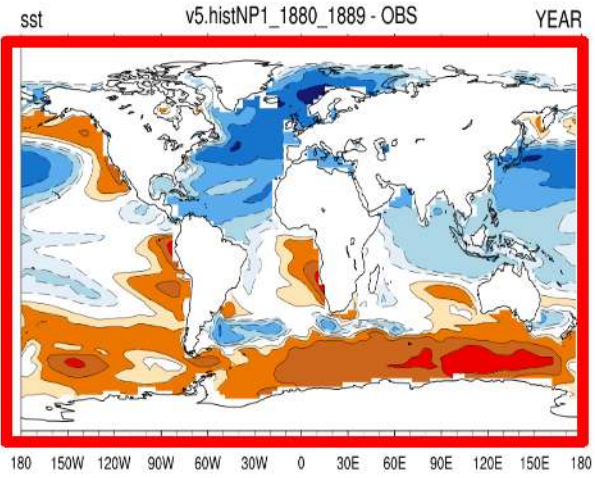
Grille , contenu physique + **choix/ajustement de paramètres libres**

Nouvelle stratégie : LES/1D → Simulations guidées → Simulations climatiques

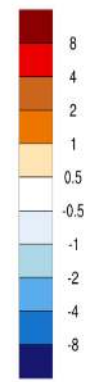
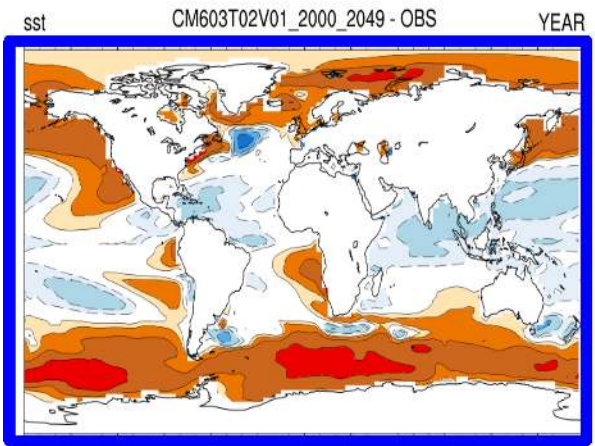
+ outils d'exploration de l'espace des paramètres (émulateurs, apprentissage machine, méta modèles)

Cibles pour la réduction des biais de températures océaniques

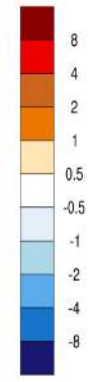
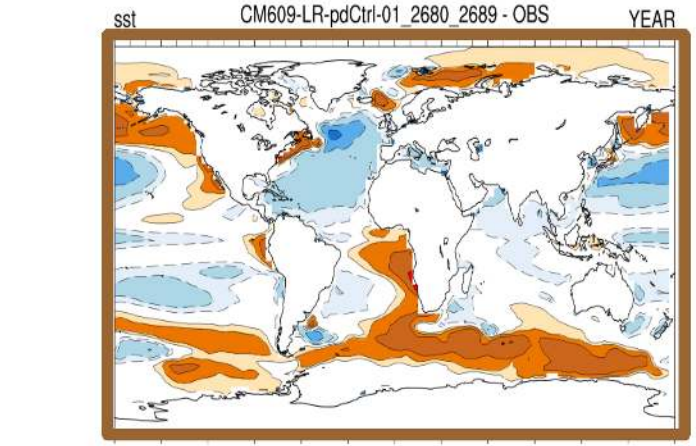
East Tropical Ocean Anomaly



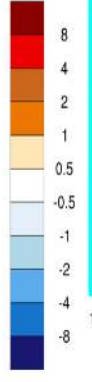
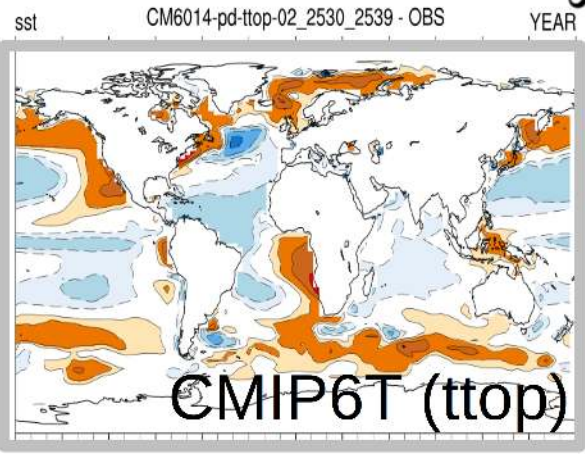
- LMDZ5A
- LMDZ5B : « NP »
- LMDZ6.0.1
- LMDZ6.0.3
- LMDZ6.0.5
- LMDZ6.0.9
- LMDZ6.0.14ttop
- LMDZ6.0.14splitD
- LMDZ6.0.14splith



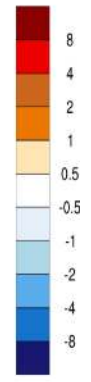
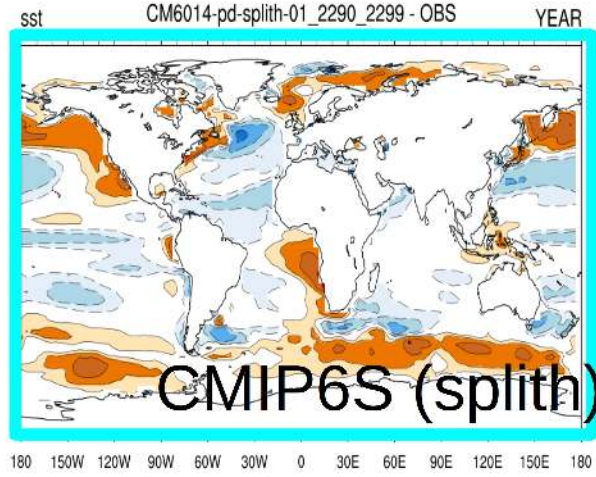
180 150W 120W 90W 60W 30W 0 30E 60E 90E 120E 150E 180



180 150W 120W 90W 60W 30W 0 30E 60E 90E 120E 150E 180



180 150W 120W 90W 60W 30W 0 30E 60E 90E 120E 150E 180



180 150W 120W 90W 60W 30W 0 30E 60E 90E 120E 150E 180

3. La convection profonde / échelles / zones grises

OBSERVATIONS

v3.historical1_1990_1999

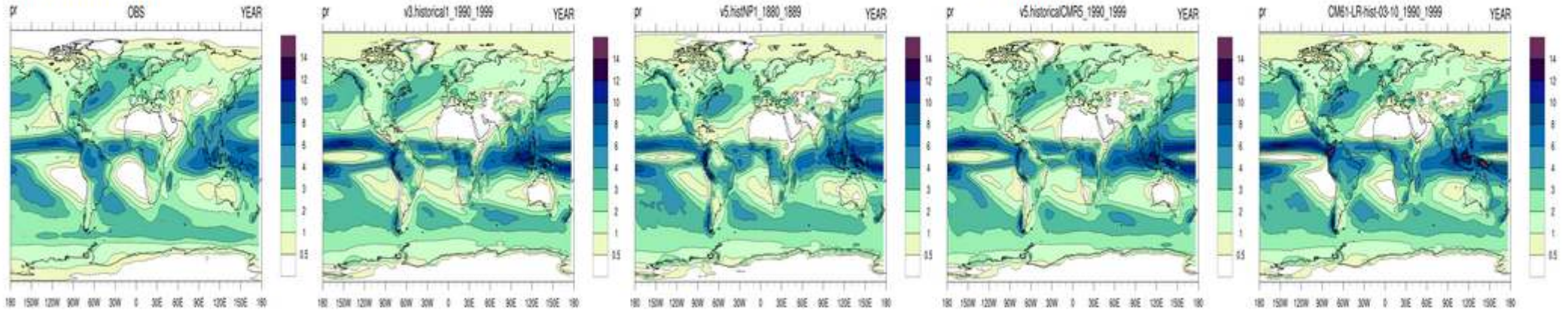
v5.histNP1_1880_1889

v5.historicalCMR5_1990_1999

CM61-LR-hist-03-10_1990_1999

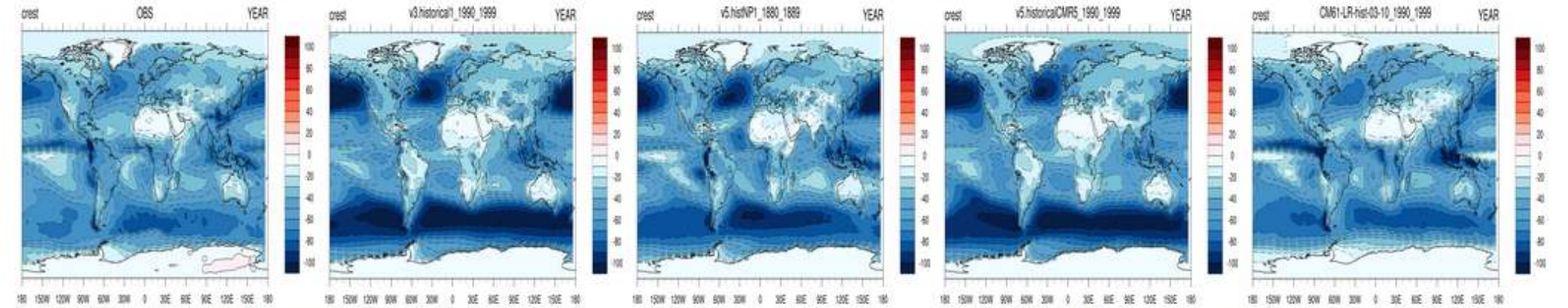
• Precipitation (pr)

• Precipitation (pr)



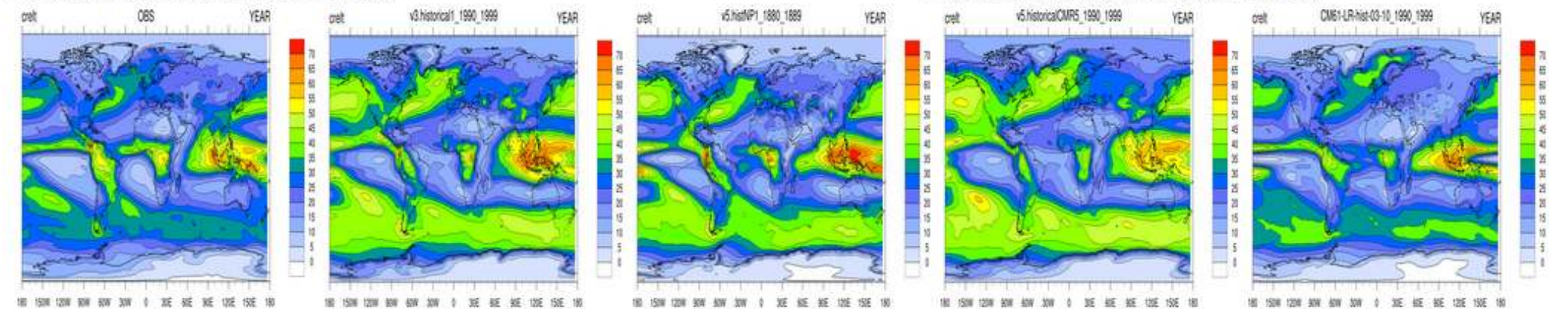
• Shortwave Cloud Radiative Effect TOA (crest)

• Shortwave Cloud Radiative Effect TOA (crest)

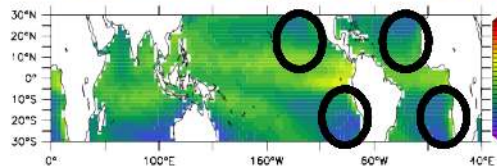


• Longwave Cloud Radiative Effect TOA (crelt)

• Longwave Cloud Radiative Effect TOA (crelt)



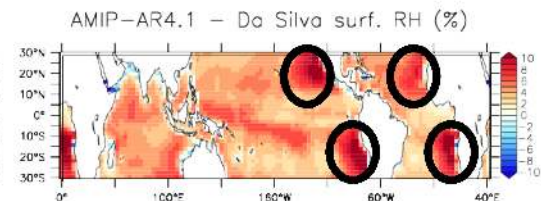
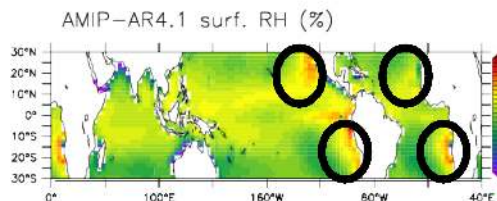
2. Couche limite convective



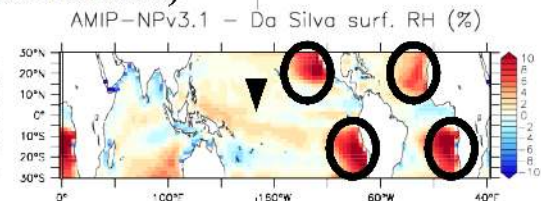
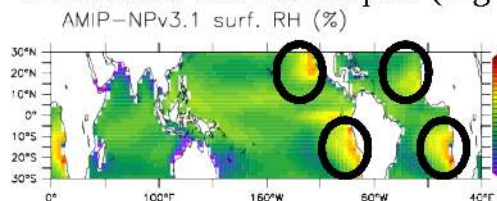
Observations

Humidité relative (%) en surface dans différentes configurations.

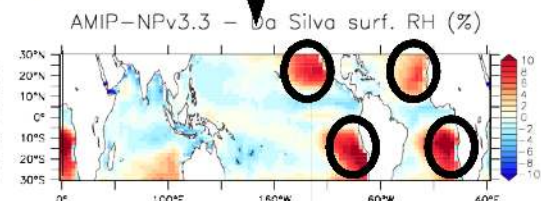
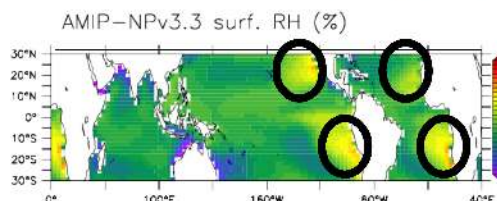
→ **L'activation des thermiques assèche la surface**



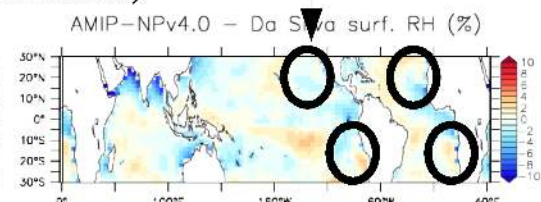
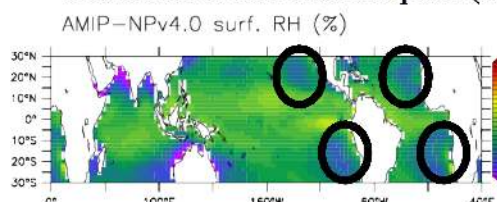
Activation des thermiques (régimes d'alisées)



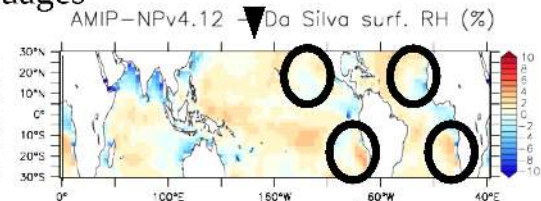
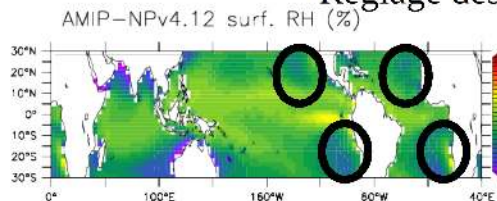
Résolution verticale plus fine



Activation des thermiques (subsédances)



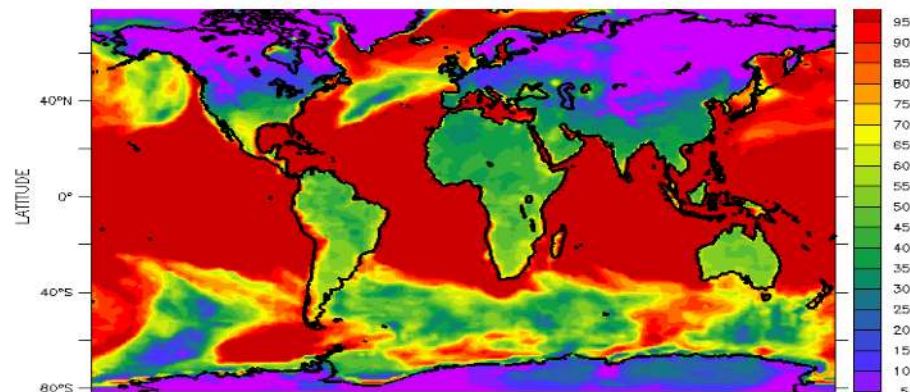
Réglage des nuages



Simulation

Simulation - obs

Simulations LMDZ forcées en SST



Freq occurrence thermiques
(%, 10jours, janvier)

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

Key ingredients: Triggering

In what condition is the deep convection scheme activated?

→ If the **buoyancy** of a from the surface adiabatically-lifted parcel is positive at a specific height above the condensation level (Emanuel, 1991)

→ If the low-level **moisture convergence** is positive and the profile is unstable (Bougeault, 1985, Tiedtke, 1989)

→ If **lifting energy** from boundary-layer processes is sufficient to overcome the convective Inhibition

Lifting energy computed from a typical vertical velocity at cloud base (Bretherton et al., MWR, 2004)

Key ingredients: closure

- CAPE closure with a relaxation time:

Quasi-equilibrium between convection and the large-scale.

Equilibrium between CAPE production by the large-scale and CAPE consummation by

Convection . Convection acts to reduce CAPE towards zero over a specific time scale τ

$$M_b = f(CAPE)$$

$$\frac{\partial CAPE}{\partial t} \approx -\frac{CAPE}{\tau}$$

τ : 1h for deep convection

3h for shallow convection

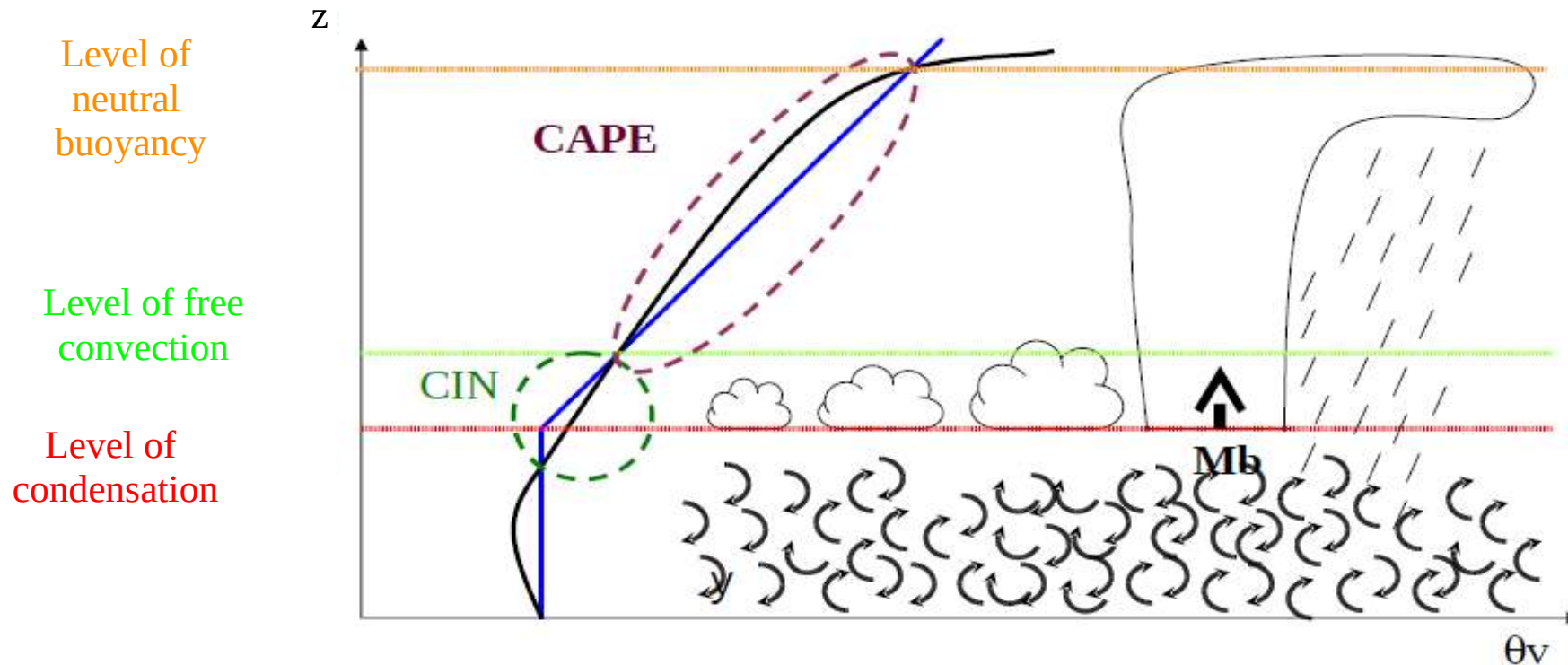
deduced from convection depth and vertical velocity

- Moisture convergence closure:

Available moisture is provided by large-scale advection and vertical diffusion and is redistributed into convective precipitation and detrainment.

Bougeault (1985), Tiedtke (1989)

2. Approaches: The parcel model



CAPE: Convective Available Potential Energy

Integration of the buoyancy of a parcel during an adiabatic ascent between LFC and LNB

CIN: Convective Inhibition

Integration of the buoyancy of a parcel during an adiabatic ascent in the negative buoyancy zone around LCL

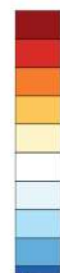
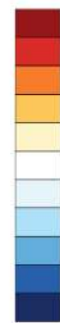
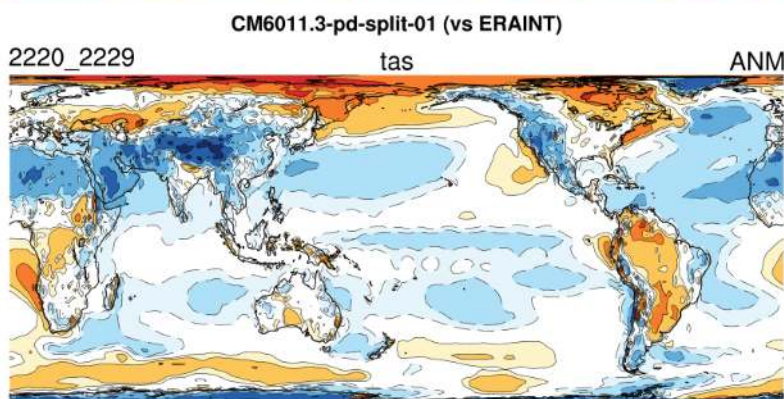
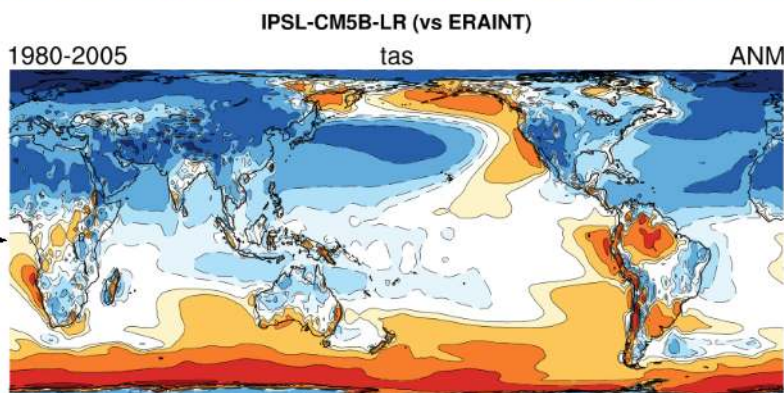
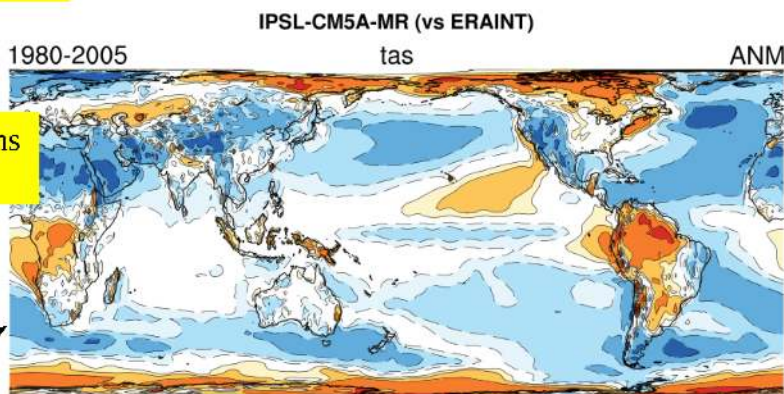
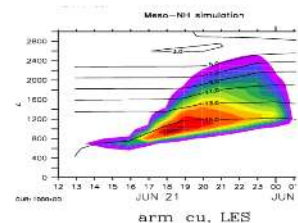
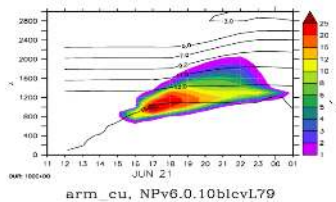
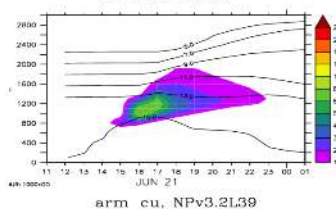
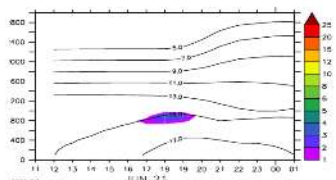
IPSL-CM4 to 6 : (slow) physics improvement + slow resolution increase + tuning free parameters



Explicit simulations, dx ~20-100 m

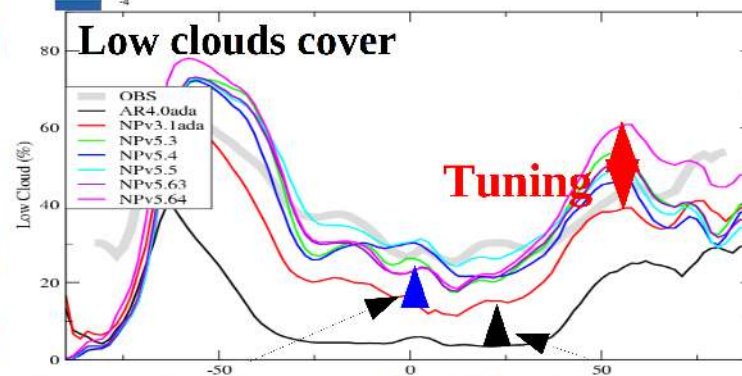


Climate model, parameterizations
« single-column » mode



Tuning targets:

- Global energy balance
- Decomposition clear sky/CRE
- Latitudinal distribution
- Dyn. regime sorting in tropics
- + « systematic » warm biases
 - Eastern tropical oceans
 - Roaring forties

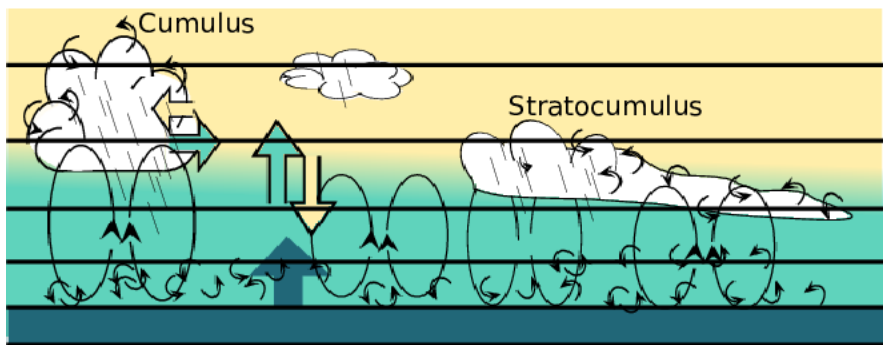


Accounting for vertical inhomogeneities

Robust improvement Thermal plume model

Sketch of clouds formation and water vertical transport

- Small scale turbulence
- Surface evaporation
- Boundary layer convection
- Entrainment/detrainment



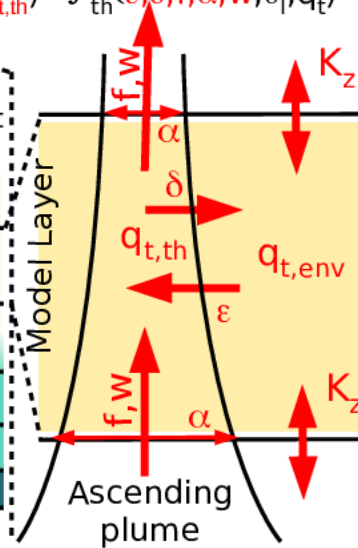
Thermal plume model

Computing plume properties

$$(\epsilon, \delta, f, \alpha, w) = \mathcal{G}_{th}(\theta_l, q_t, \mathbf{A1}, \mathbf{A2}, \mathbf{B1}, \mathbf{CQ}, \mathbf{DZ})$$

Transporting water and temperature

$$(\delta_l \theta_l, \delta_l q_l, q_{l,th}) = \mathcal{F}_{th}(\epsilon, \delta, f, \alpha, w, \theta_l, q_t)$$



Large scale condensation scheme

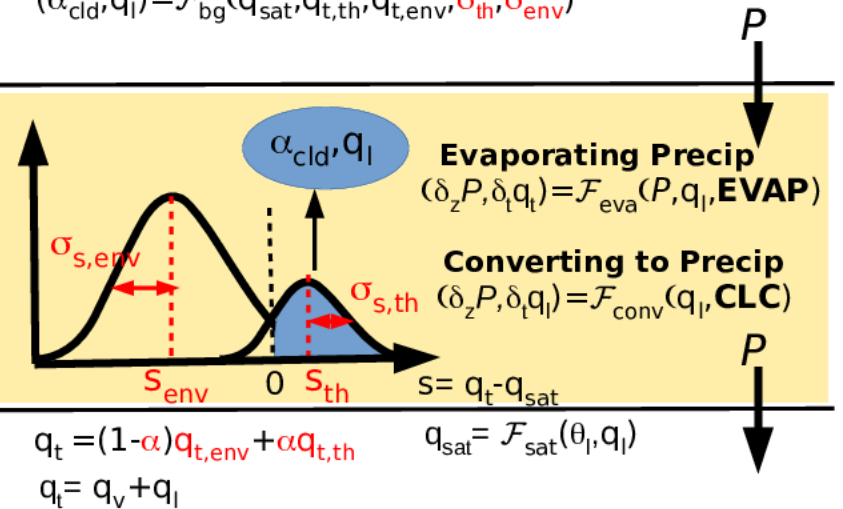
Computing subgrid water distribution

$$\sigma_{s,env} = \mathcal{G}_{bg}(w, q_{sat}, q_{t,th}, q_{t,env}, \mathbf{BG1})$$

$$\sigma_{s,th} = \mathcal{G}_{bg}(w, q_{sat}, q_{t,th}, q_{t,env}, \mathbf{BG2})$$

Converting total water to cloud

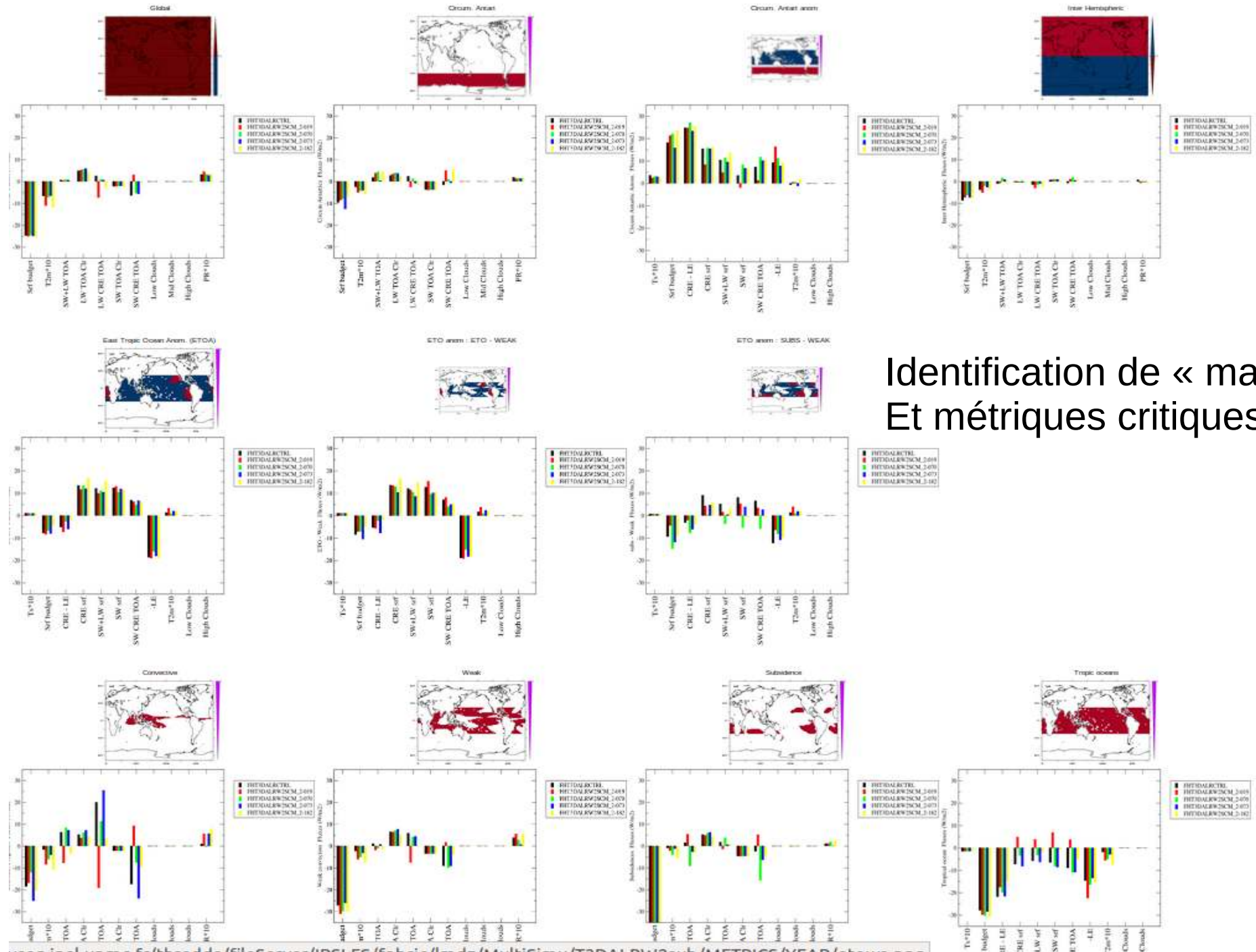
$$(\alpha_{cld}, q_l) = \mathcal{F}_{bg}(q_{sat}, q_{t,th}, q_{t,env}, \sigma_{th}, \sigma_{env})$$



Evaporating Precip
 $(\delta_z P, \delta_t q_l) = \mathcal{F}_{eva}(P, q_l, \mathbf{EVAP})$

Converting to Precip
 $(\delta_z P, \delta_t q_l) = \mathcal{F}_{conv}(q_l, \mathbf{CLC})$

oyennes annuelles - Annual mean



Identification de « masques »
Et métriques critiques.