

3. Couche limite et nuages

Quelques idées à retenir (1/2)

→ 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 modèles 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

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

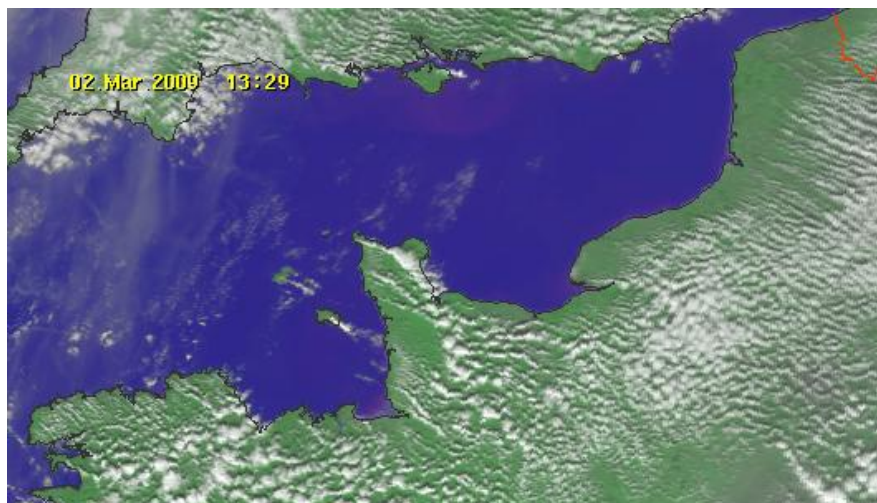
Limitations of turbulent diffusion

Assumption leading to the diffusive approach :

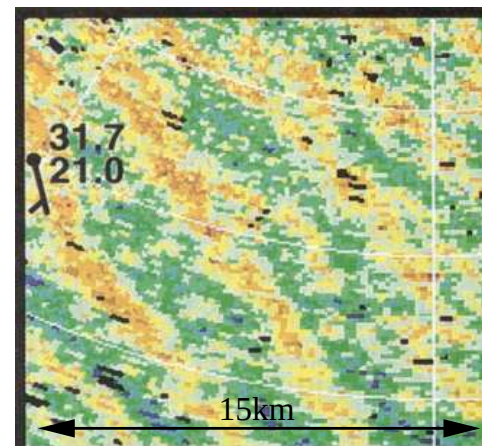
- Turbulence as a random process
- Small scale turbulence, i.e. of size $l \ll h$ with $h = \left[\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial z} \right]^{-1}$

In the planetary boundary layer

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



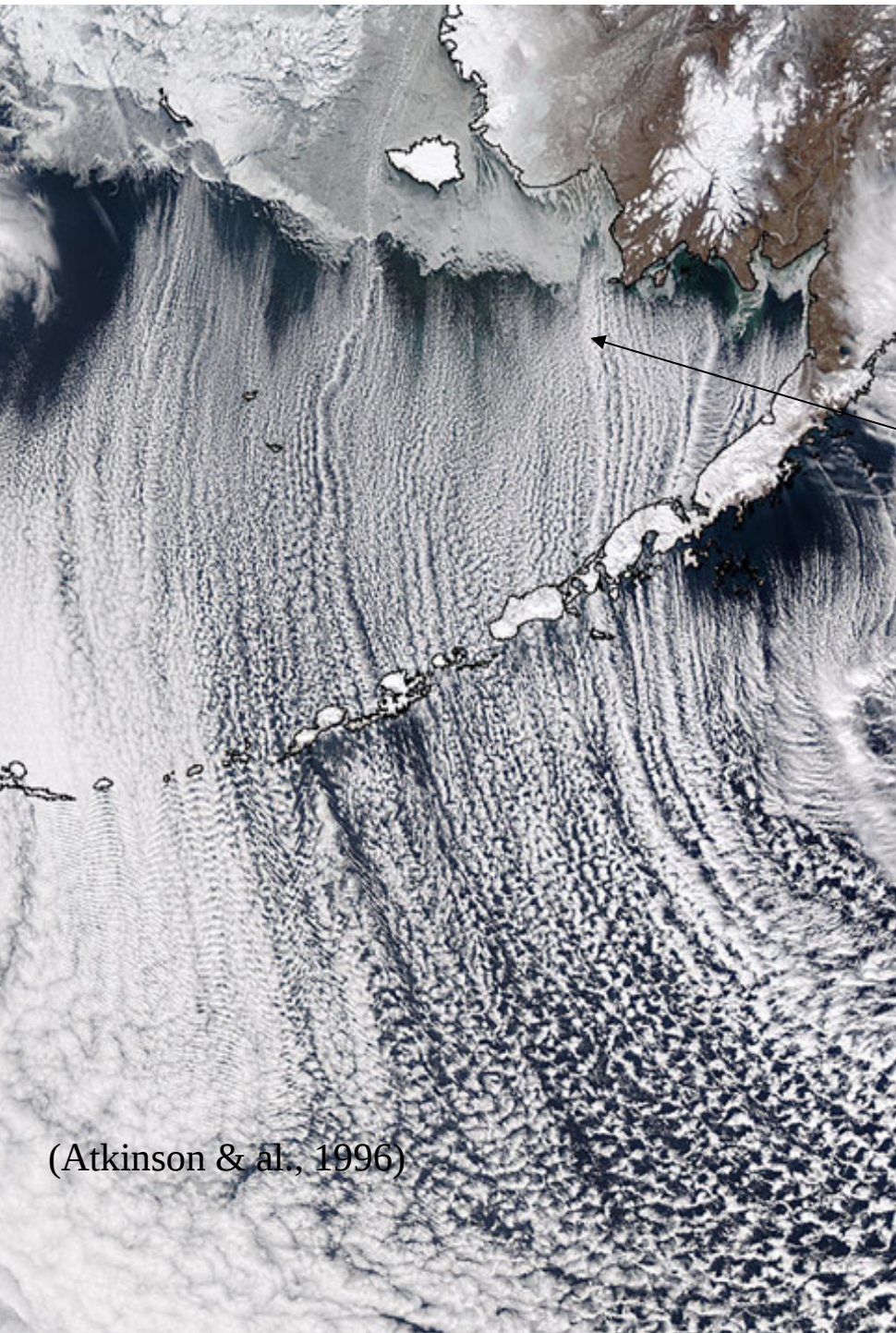
Cloud streets on North of France (March 2009, MSG)



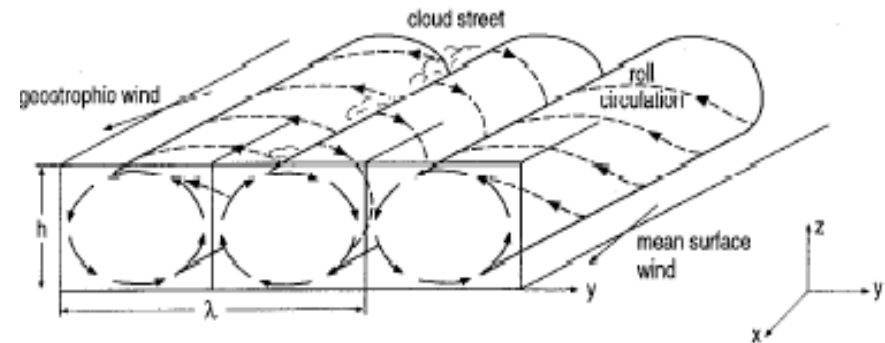
Radar echoes
dry convective
boundary layer
Florida, Hiop
Campaign

Weckwerth et al., 1997

3. Couche limite et nuages

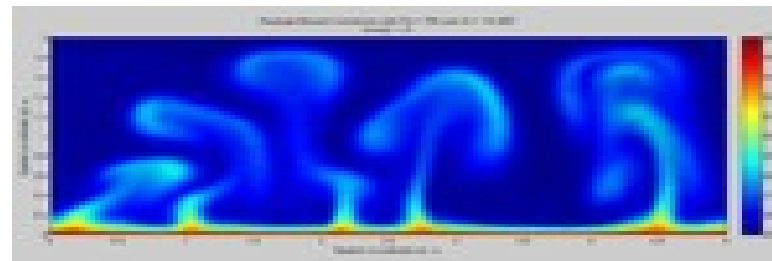
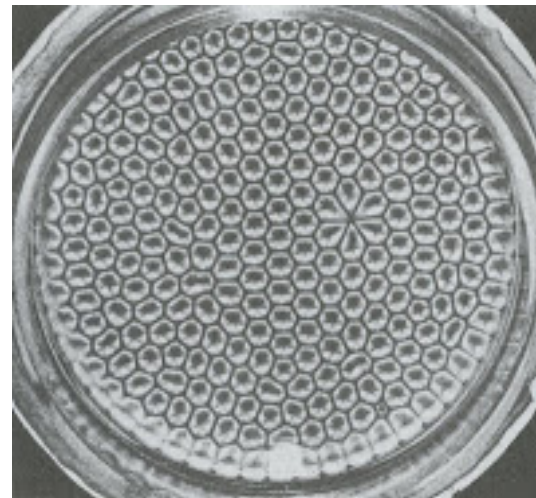


(Atkinson & al., 1996)

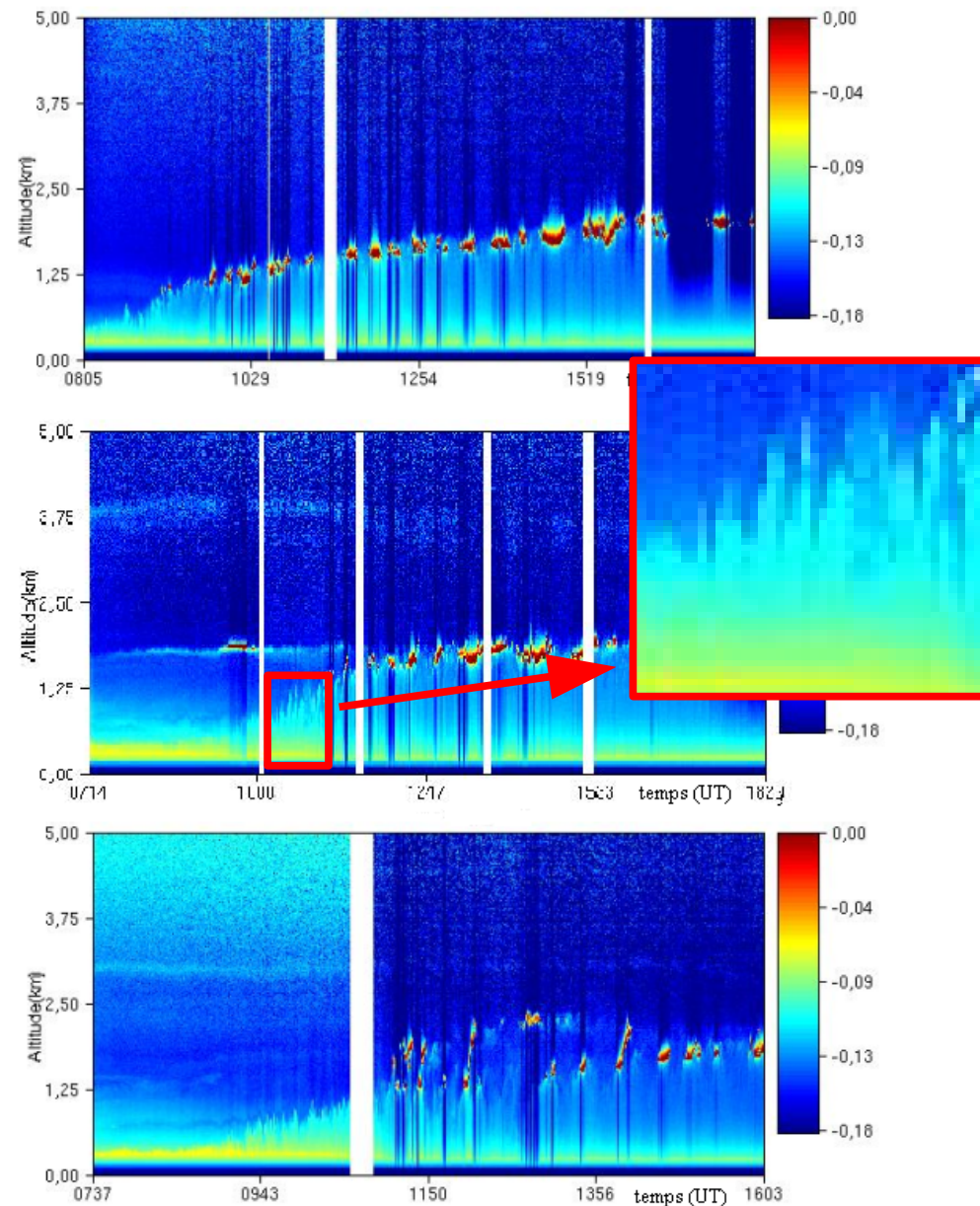
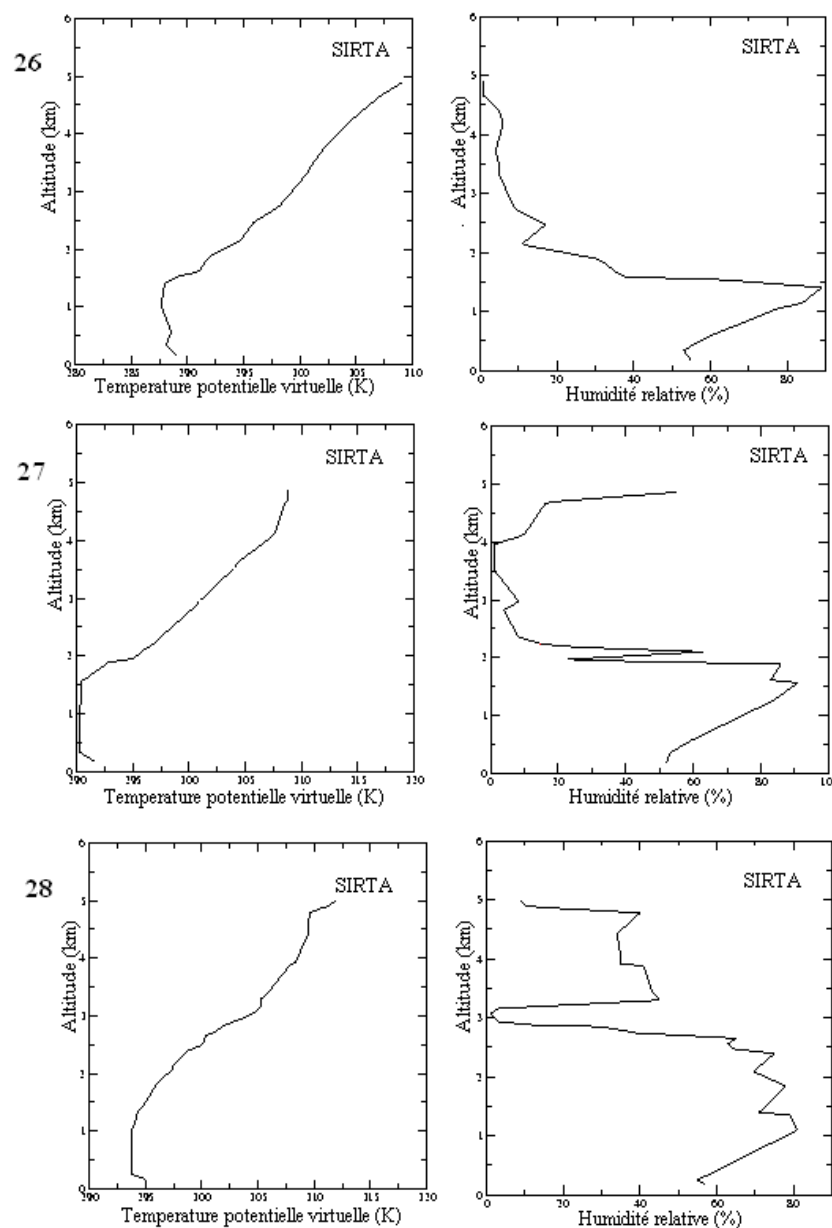


Classical examples of cloud streets obtained at the top of thermal rolls

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



3. Couche limite et nuages



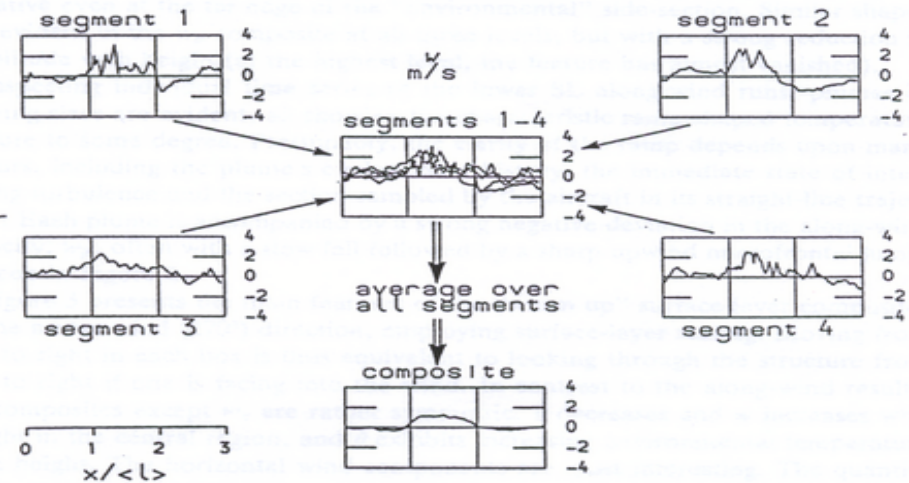
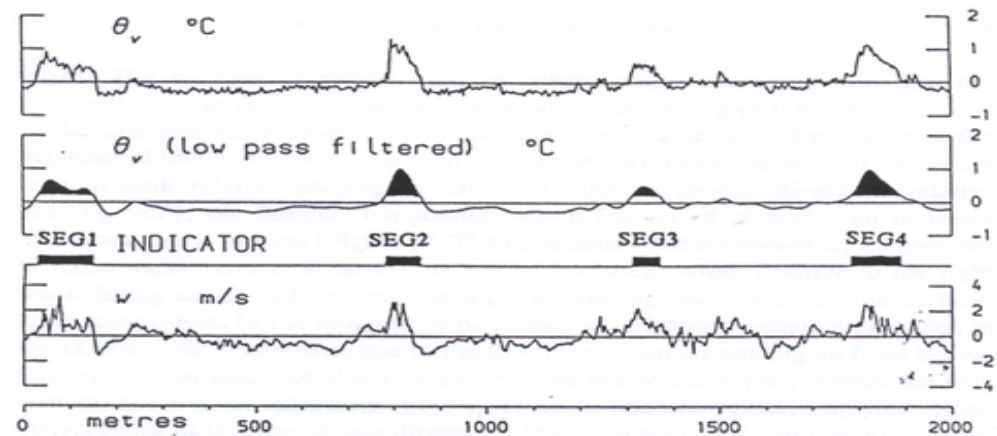
T (K) RH (g/kg)
Sondages Trappes, 12:00
3 jours consécutifs

Echos Lidar, Sirta (site IPSL proches Trappes)

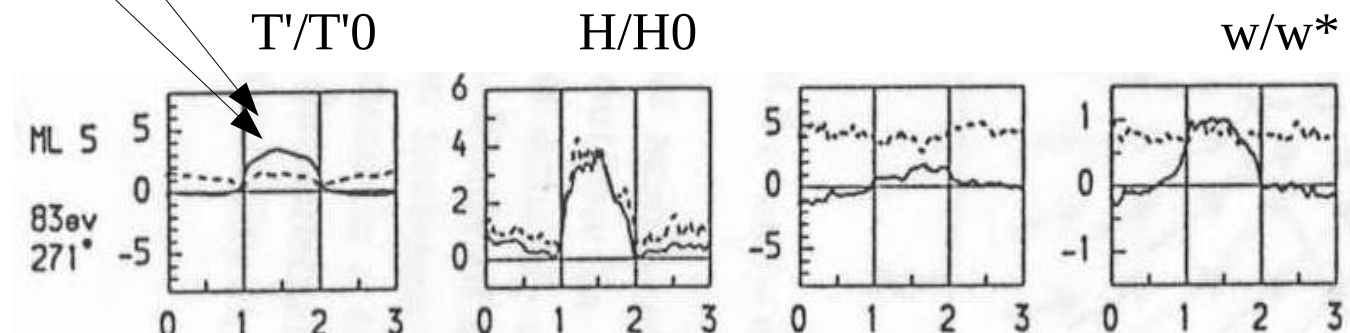
3. Couche limite et nuages

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

Williams et Hacker 1992



Moyenne
Ecart-type



3. Couche limite et nuages

Convection organisée même pour les couches limites non nuageuses.

Mise en évidence dans des « Large Eddy Simulations » ou « Simulation des grands tourbillons », domaine de quelques km, mailles de qq 10m.

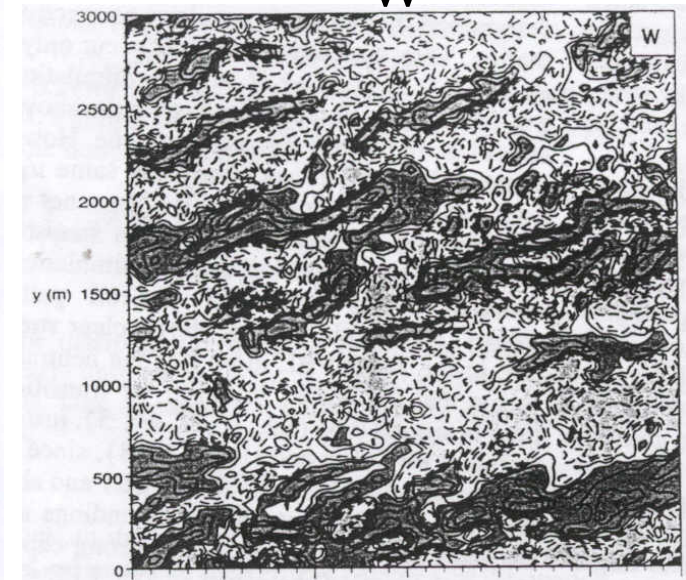
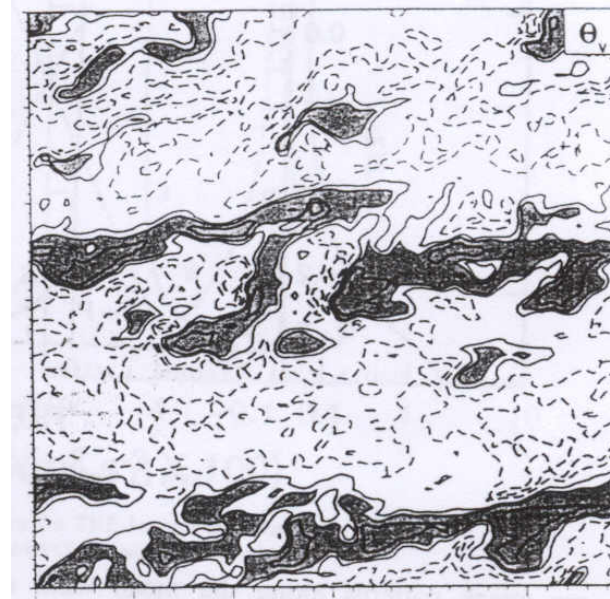
Forcé par un flux de chaleur venant de la surface

θ'

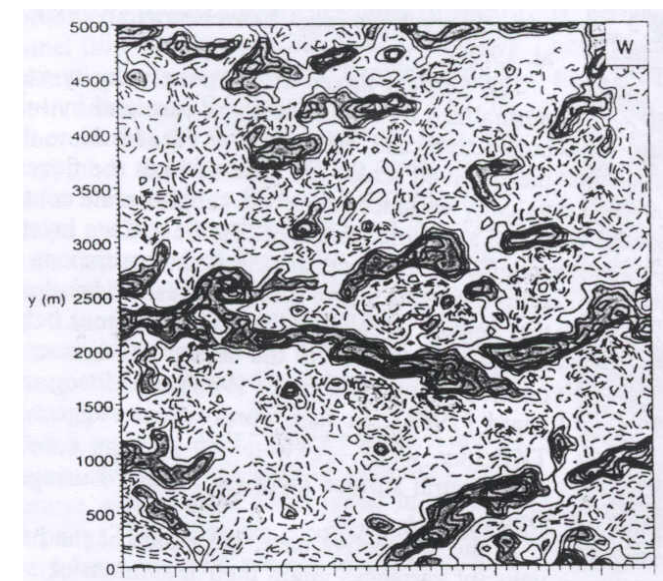
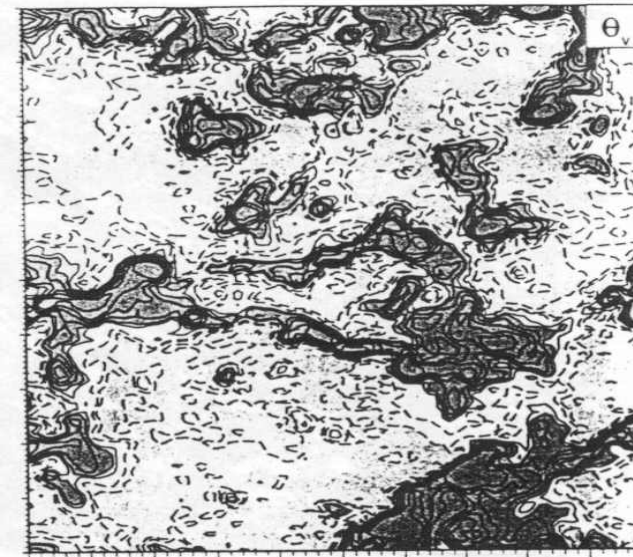
w'

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

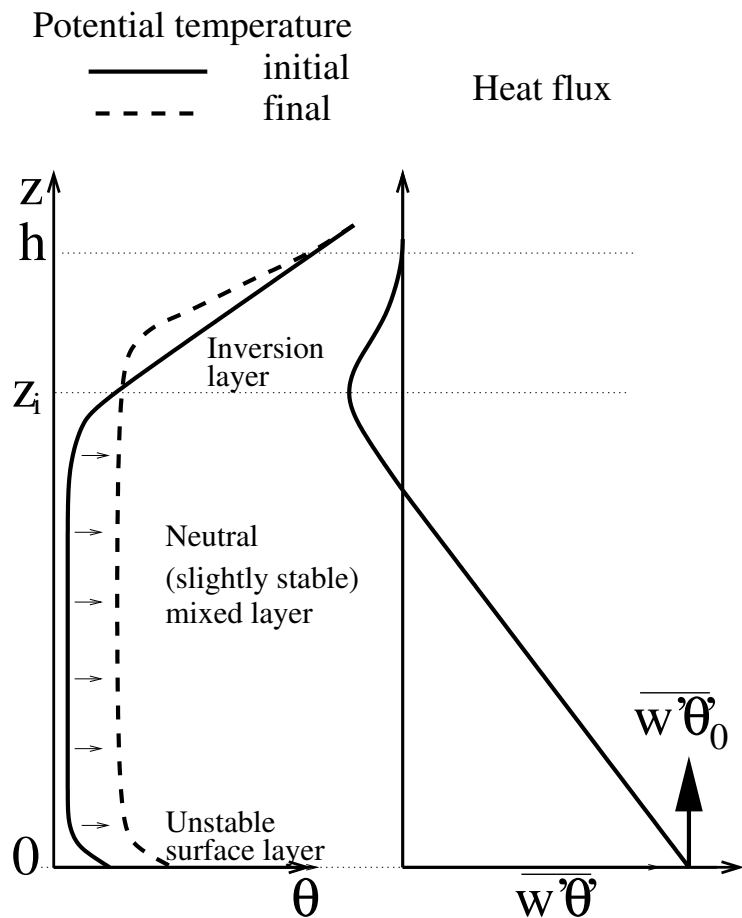


Simulation avec convection sans cisaillement (convection libre)



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)

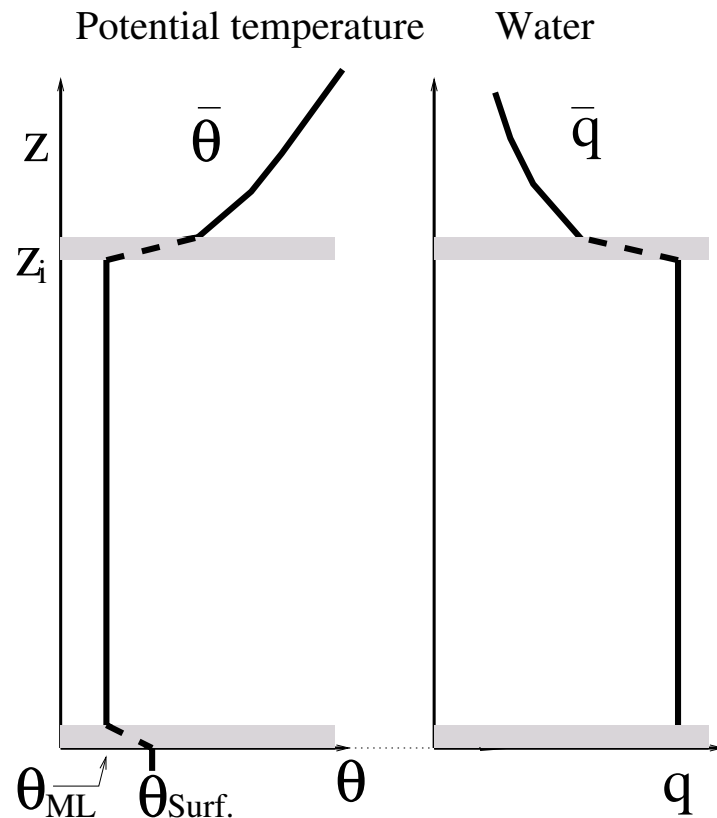
- **Higher order closures**

- 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

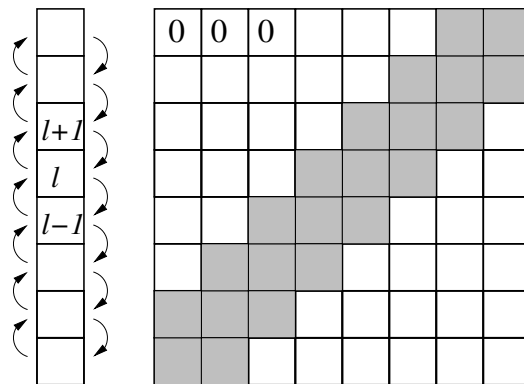
Numerical formalism (after Stull 1984)

C : Air mass exchange rate matrices between model layers

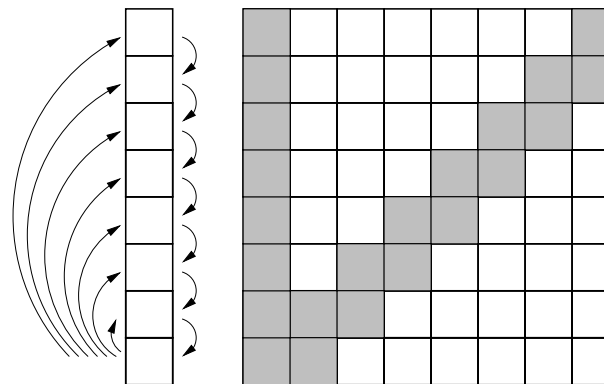
For turbulent diffusions

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

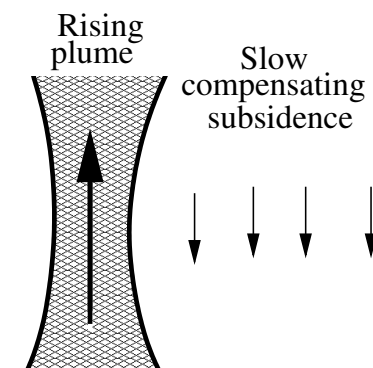
$$\Rightarrow C_{l,l+1} = K_{l+1/2} \frac{\delta t}{\delta z^2}, C_{l,l} = -(K_{l-1/2} + K_{l+1/2}) \frac{\delta t}{\delta z^2}, C_{l,m} = 0 \text{ for } |l - m| > 1$$



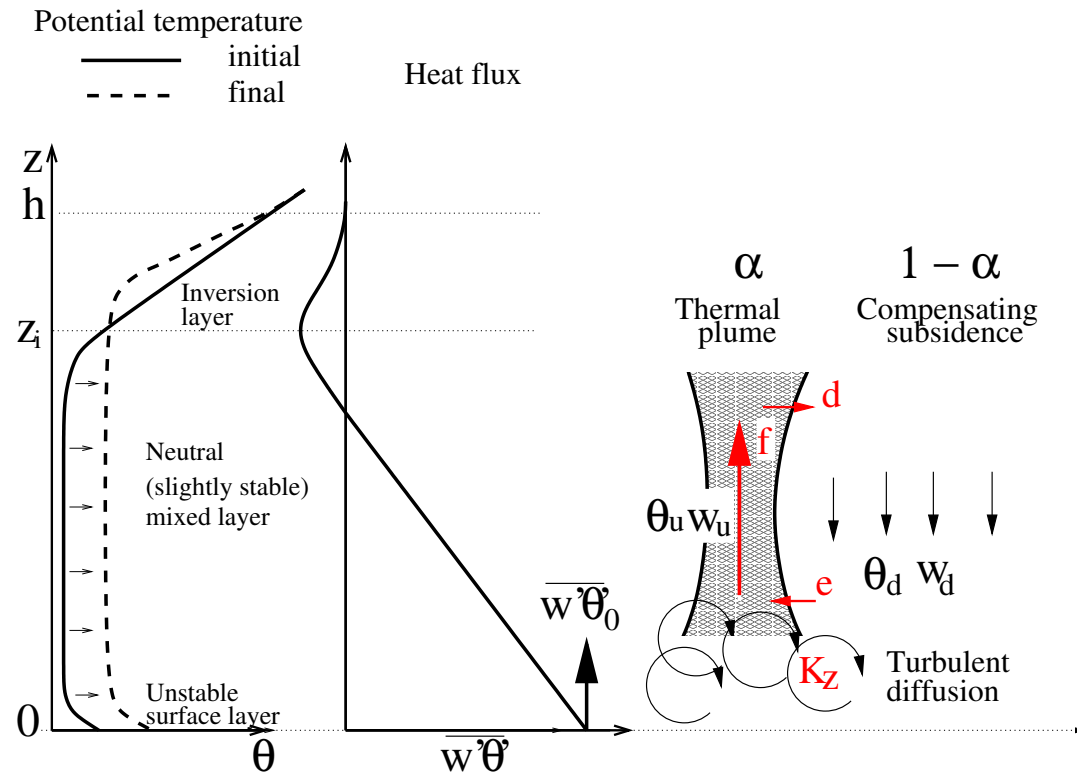
Turbulent diffusion



Assymetric Convective Model of Pleim and Chang 1992



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

$$f = \alpha \rho w_u$$

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

$$\frac{\partial f c_u}{\partial z} = e c_d - d c_u$$

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

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

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion

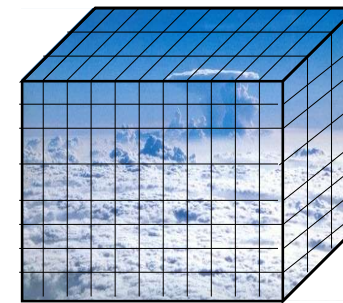
Comparison with LES

Dry convective boundary layer.

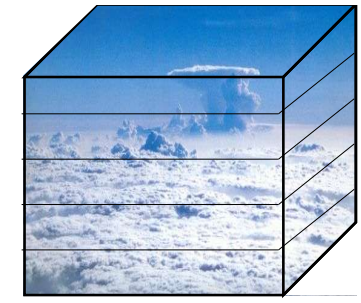
Forcing : $\overline{w'\theta'_0} = 0.24\text{K m/s}$

geostrophic wind of 10 m/s

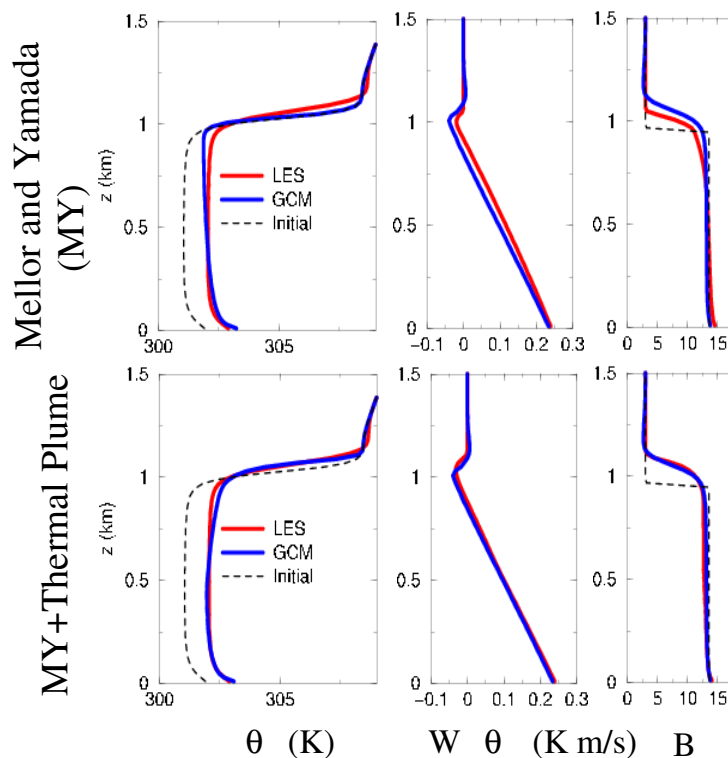
Thermal Plume model (Hourdin et al. 2002).



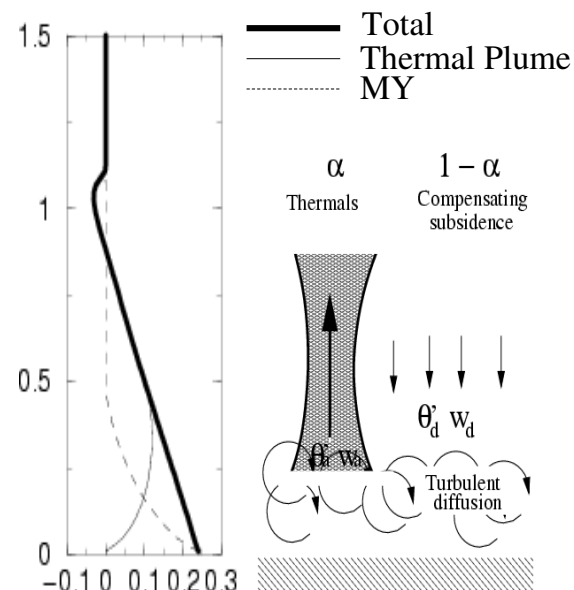
LES



SCM (1D GCM)



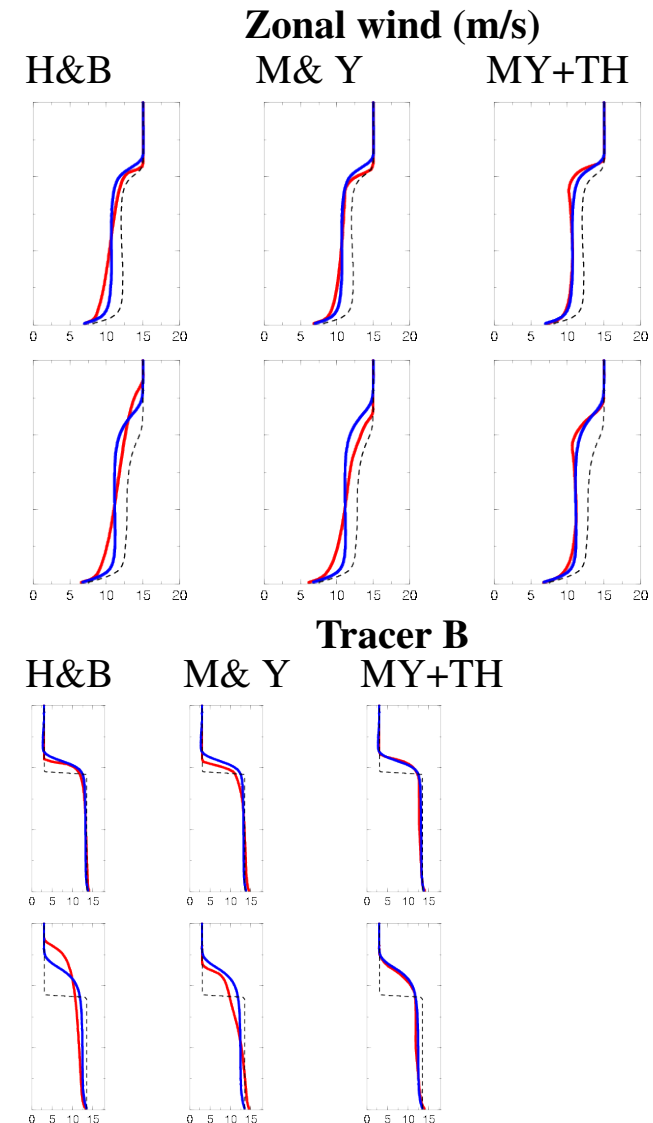
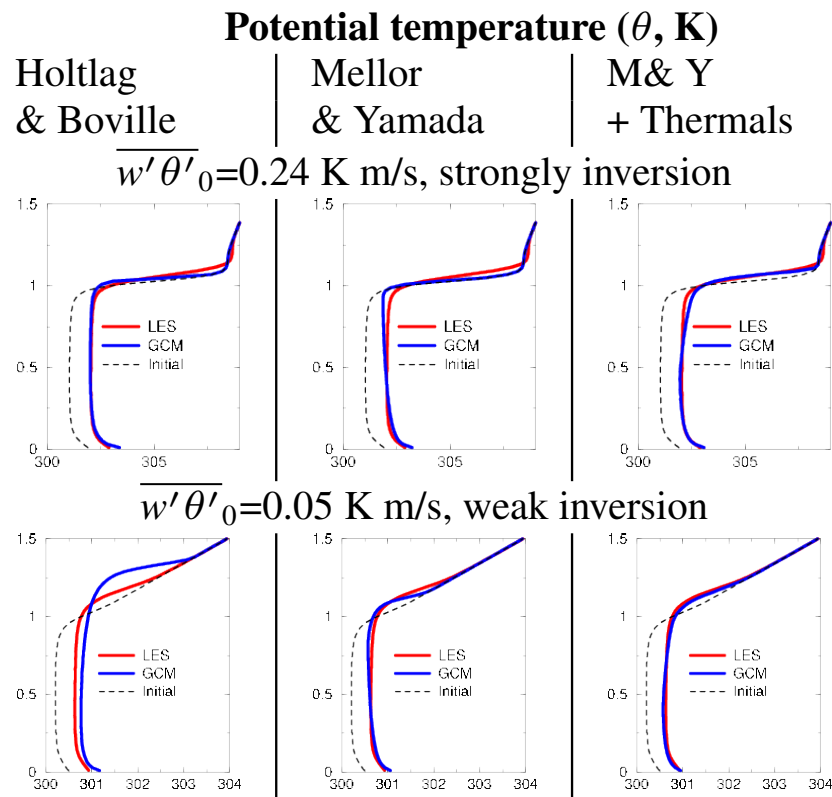
Heat flux decomposition for
The MY+thermiques case



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

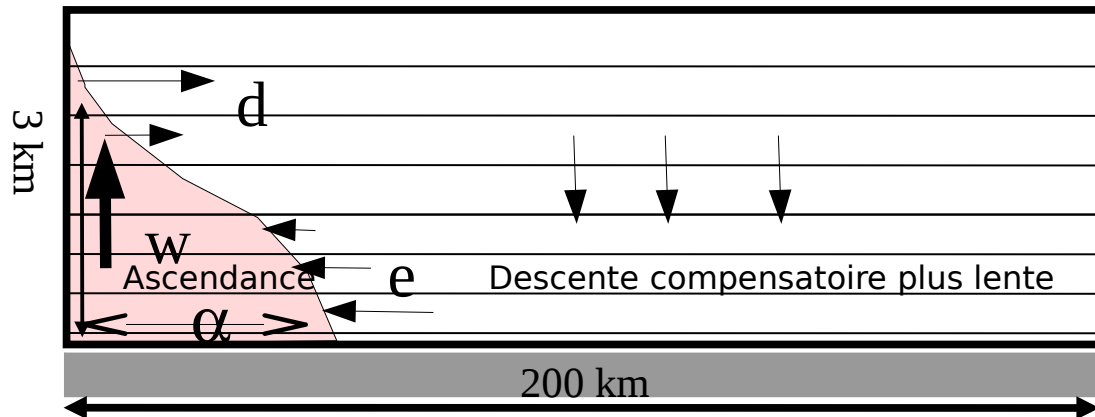
$$TP = f(c_u - c_d) \quad w$$

Mass flux schemes combined with turbulent diffusion



3. Couche limite et nuages

Le modèle du thermique



Variables internes de la paramétrisation :

w : vitesse moyenne des panaches ascendants

α : fraction de la surface couverte par les ascendances

e : taux d'entrée latérale d'air dans le panache (entraînement)

d : sorties d'air depuis le panache (détrainement)

q_a : concentration du composant q dans l'ascendance

Terme source pour les équations explicites

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

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

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

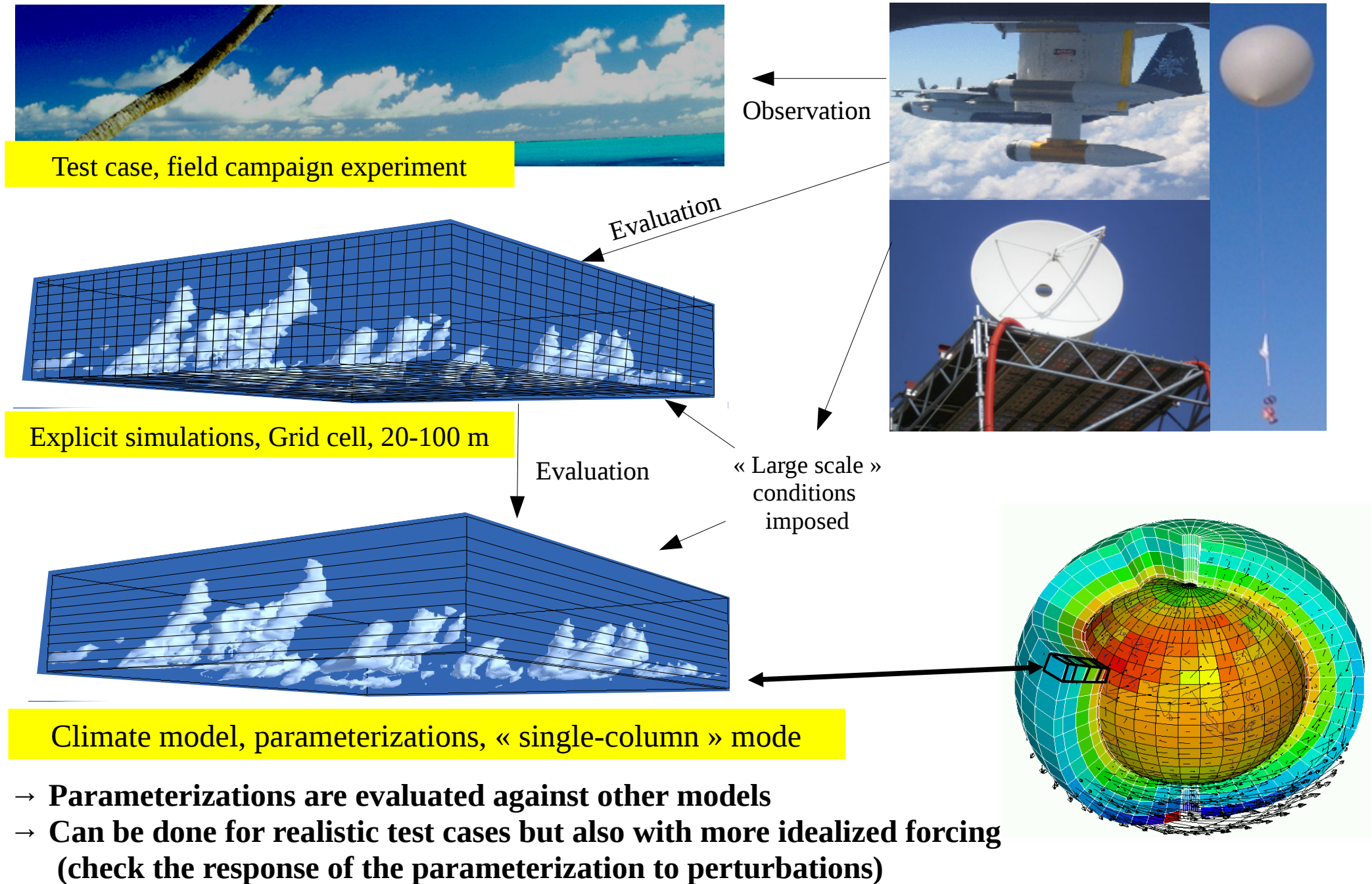
$$e = f \max(0, \frac{\beta_1}{1 + \beta_1} (a_1 \frac{B}{w^2} - b))$$

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

Etc ...

3. Couche limite et nuages

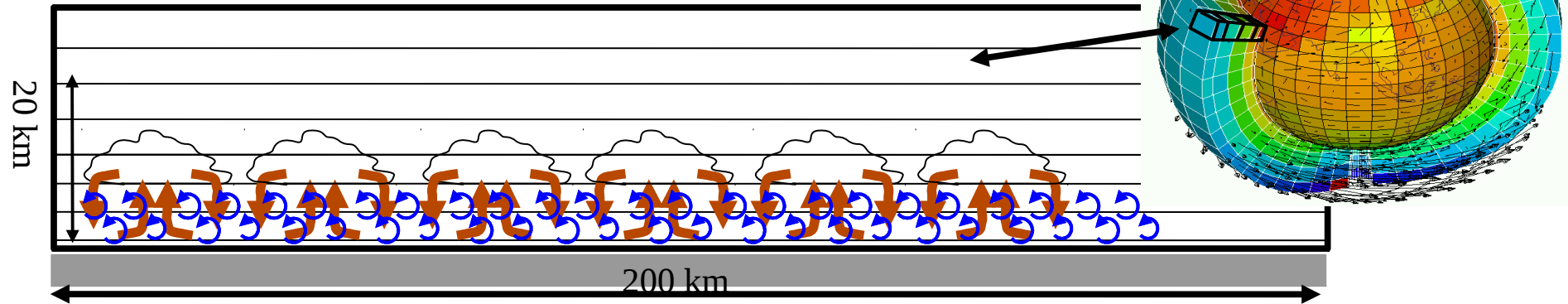
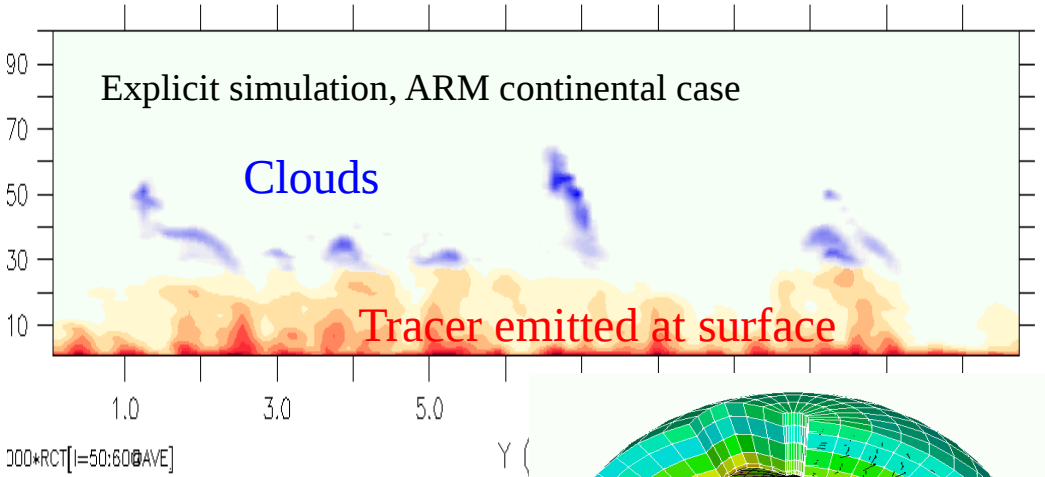
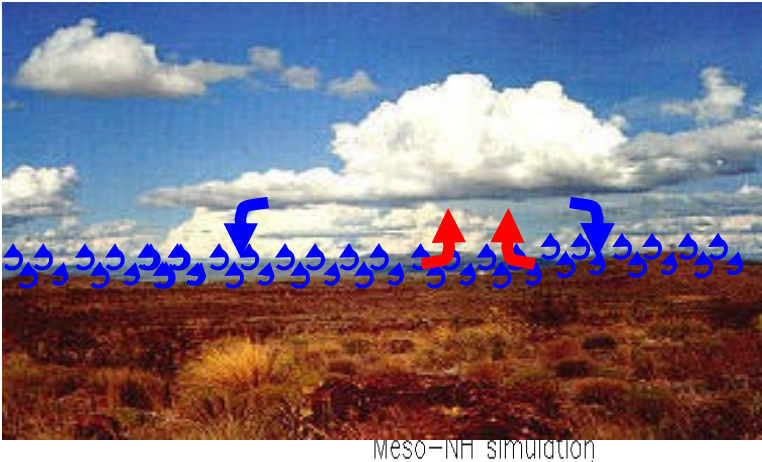
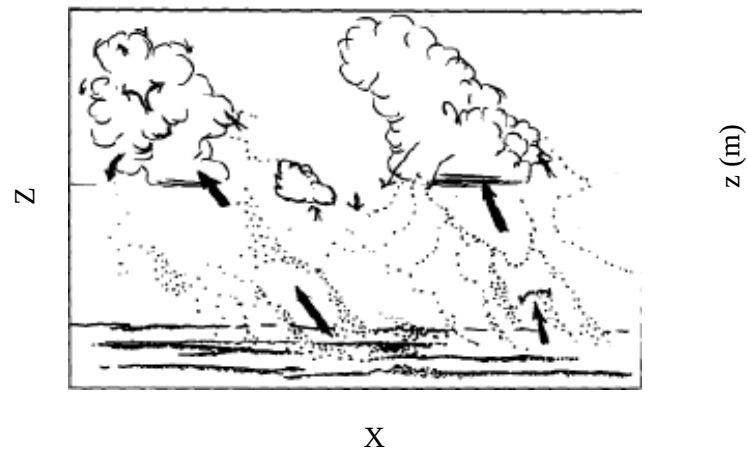
1.2 Cloud process studies and the use of high resolution explicit models



3. Couche limite et nuages

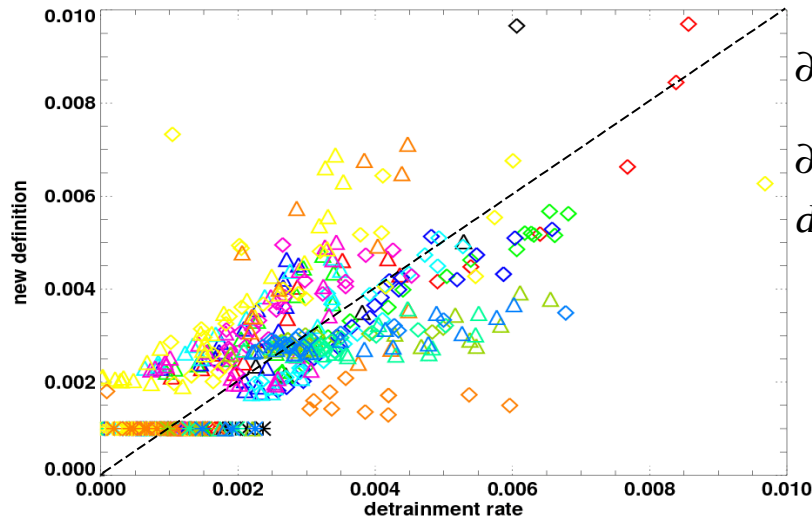
Thermal plumes and clouds

LeMone and Pennell, MWR, 1976



Towards a more physical definition for ε / δ : LES

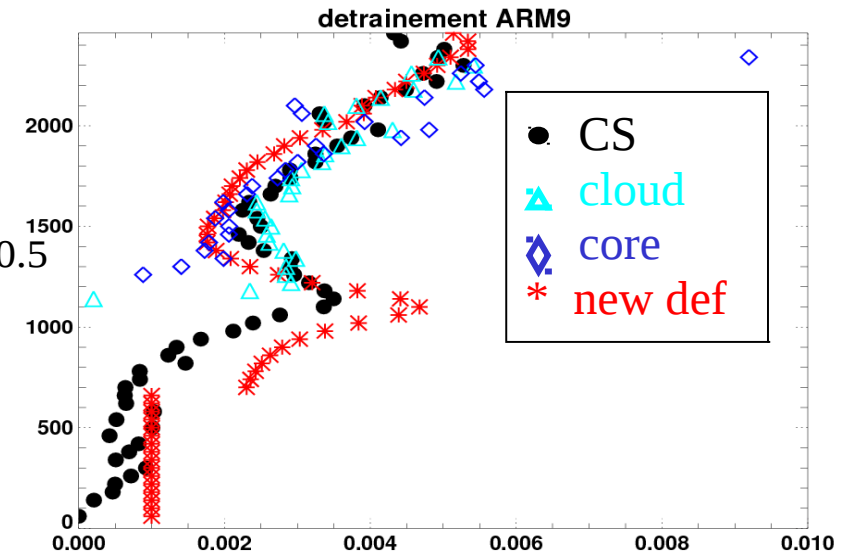
(Couvreur and Rio to be submitted)



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

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

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



(Yves Bouteloup)

Équation de la vitesse
verticale :

Schéma des thermiques

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

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 :

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

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

3. Couche limite et nuages

Représentation des nuages

q : concentration en vapeur d'eau

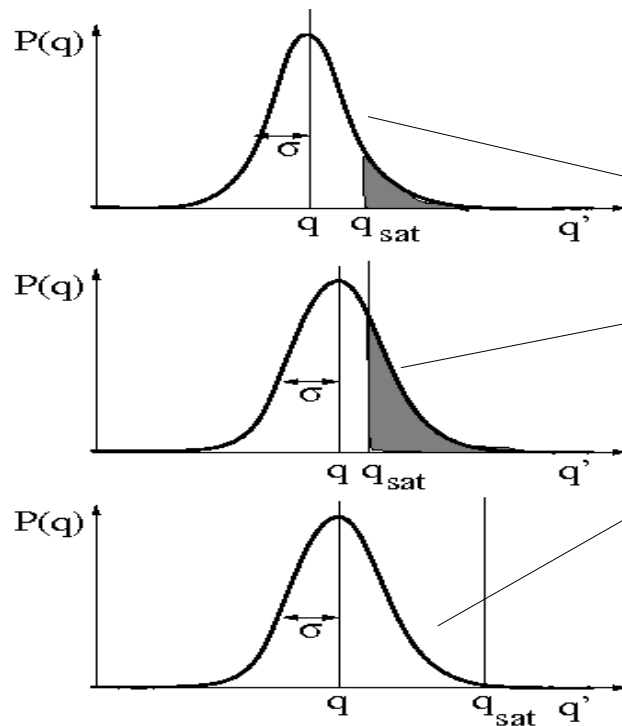
q_{sat} : concentration maximum à saturation

Si $q > q_{\text{sat}}$:

→ la vapeur d'eau condense = nuage

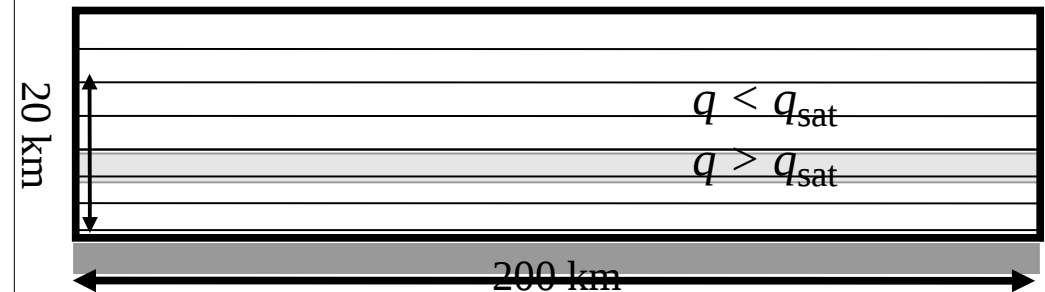
On connaît q et q_{sat} à l'échelle de la maille

→ Fraction de la maille couverte de nuages ?



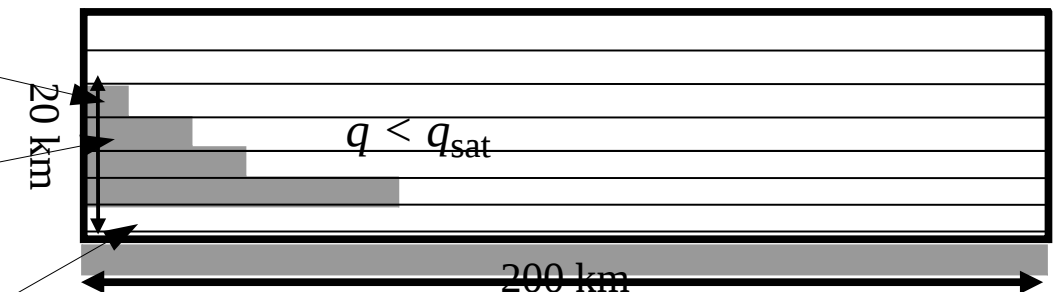
Modèle « tout ou rien » :

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



Modèle « statistique » :

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



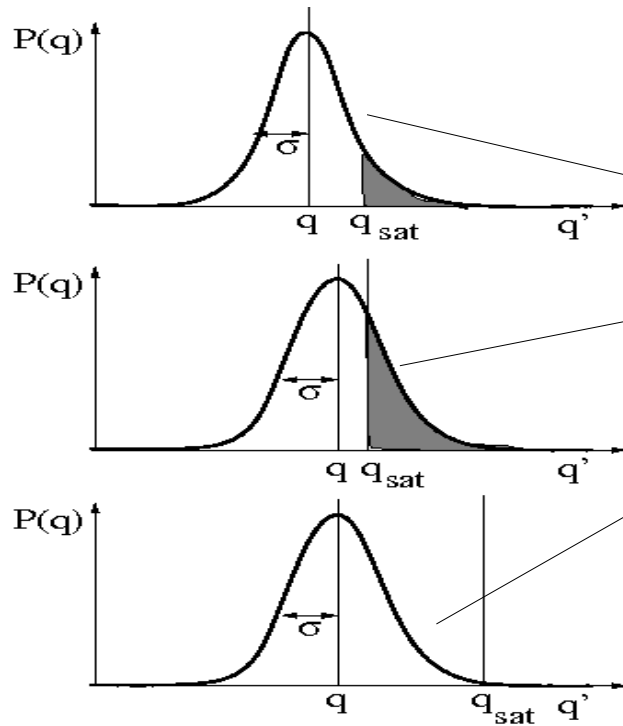
Intervient dans **Q**

→ condensation

→ prise en compte des nuages dans le code radiatifs

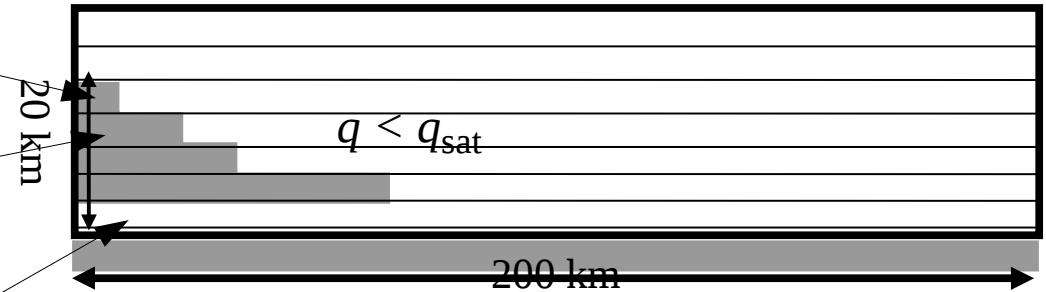
Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$

3. Couche limite et nuages

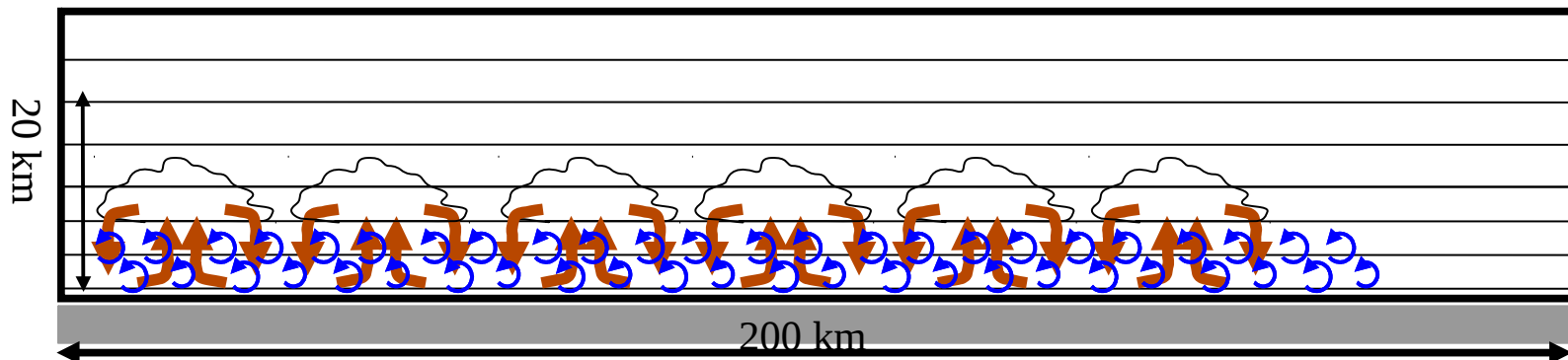


Modèle « statistique » :

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



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



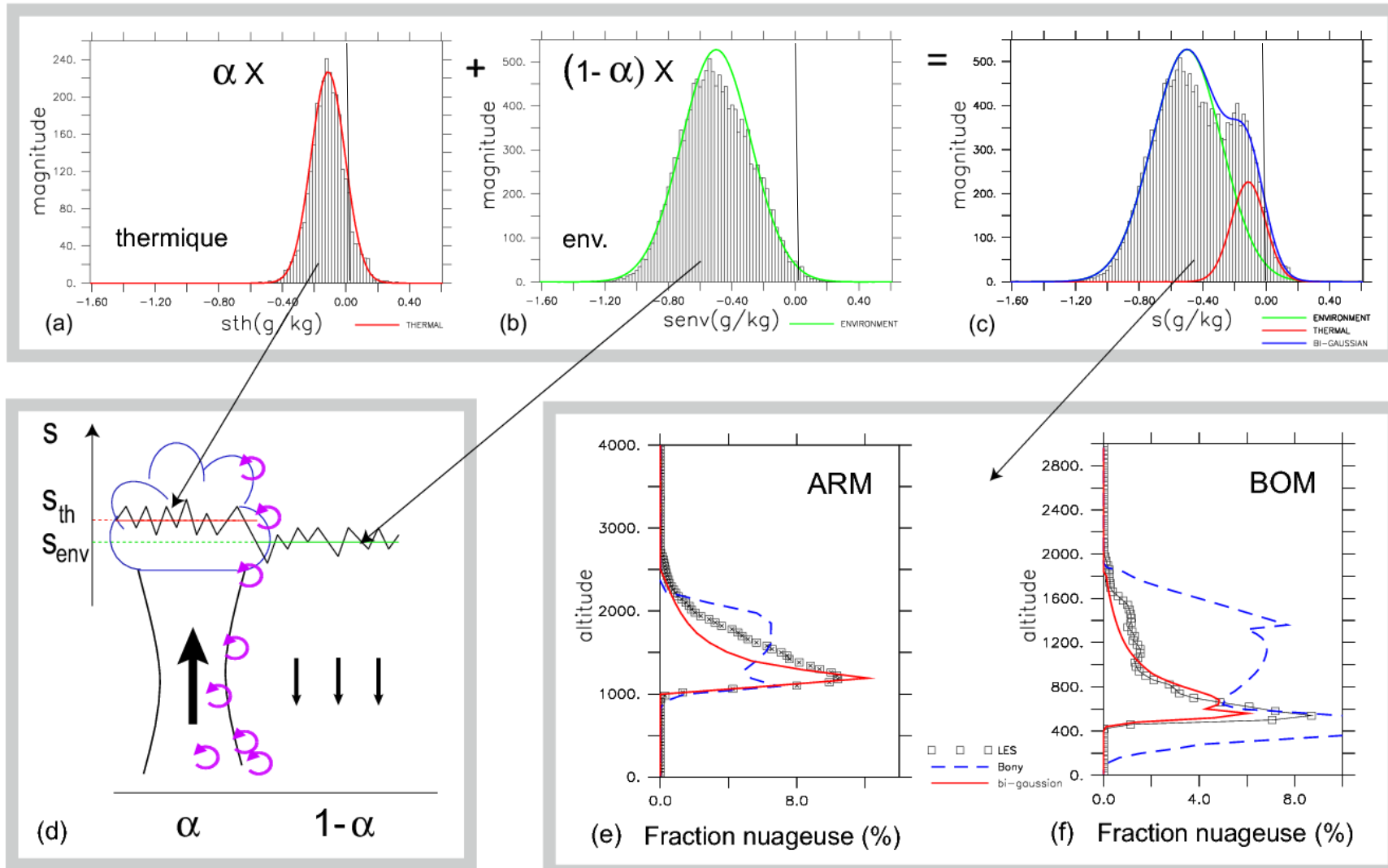
3. Couche limite et nuages

Nouvelle paramétrisation de nuages couplée aux thermiques :

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

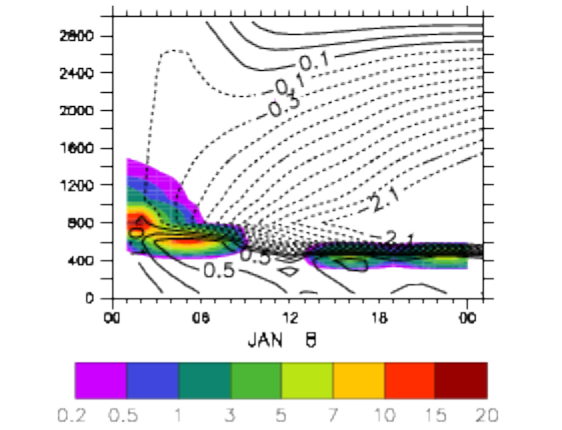
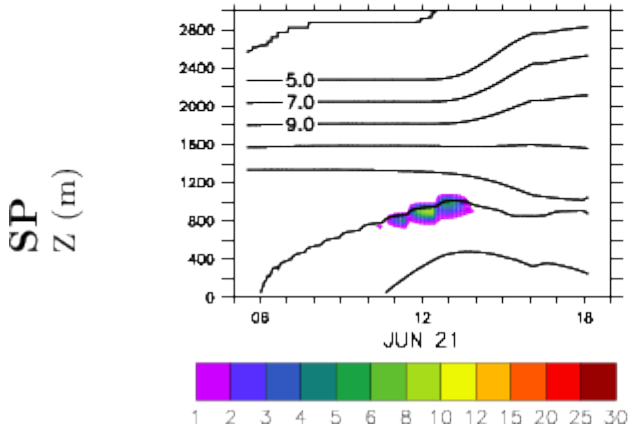
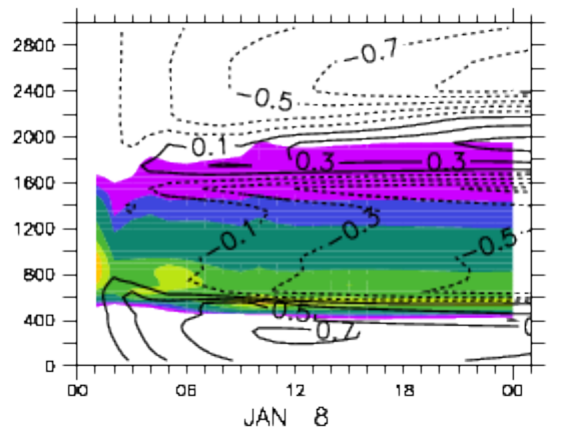
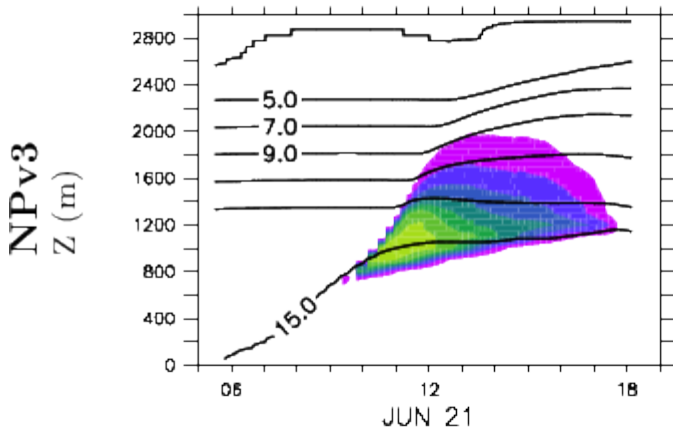
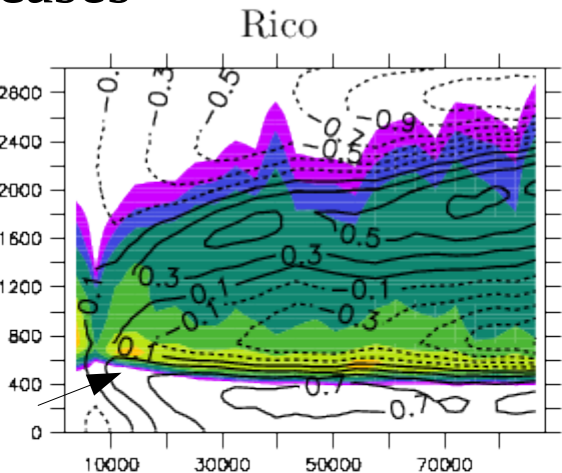
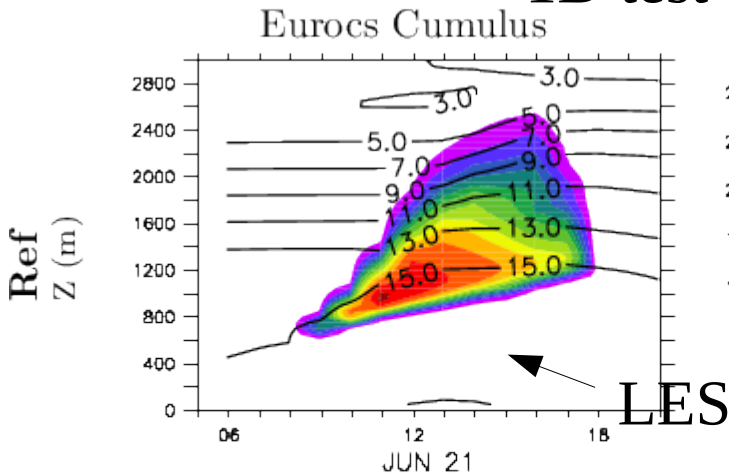
Une gaussienne pour les panaches thermiques et une pour l'environnement

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

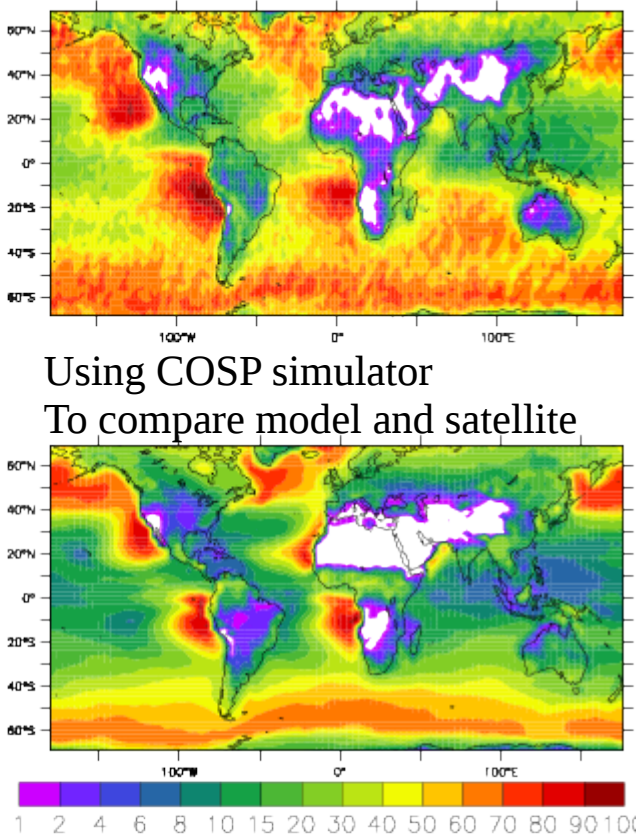


3. Couche limite et nuages

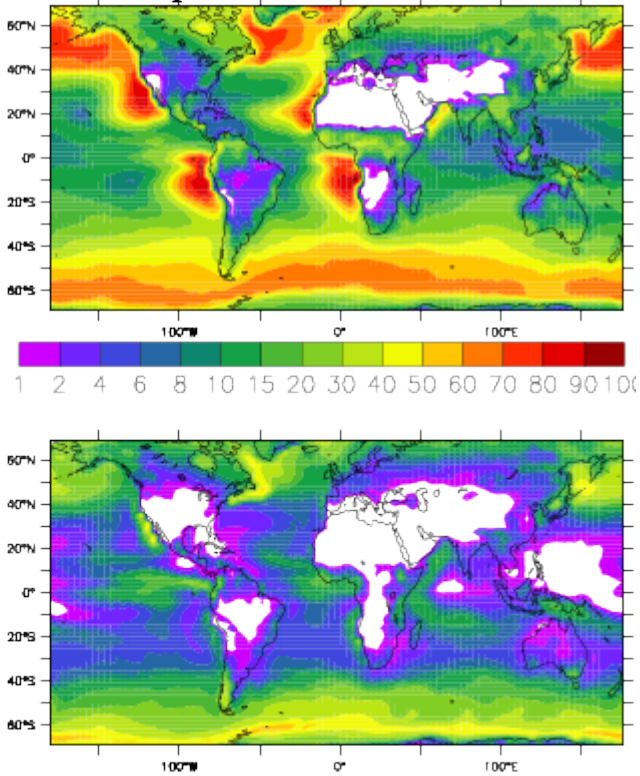
1D test cases



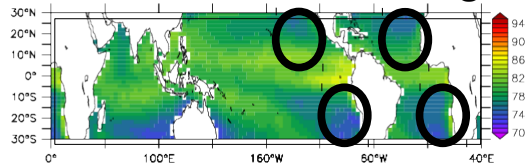
3D simulations



Using COSP simulator
To compare model and satellite

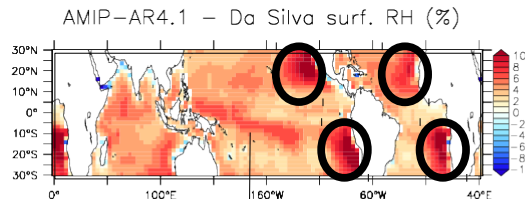
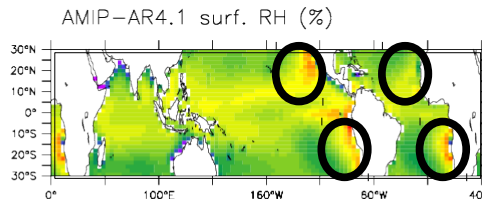


3. Couche limite et nuages

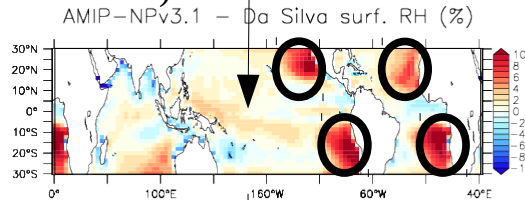
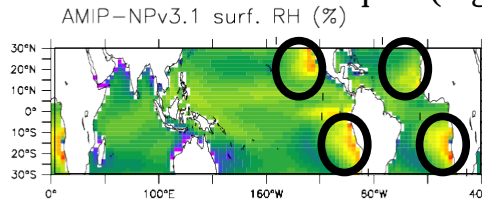


Observations

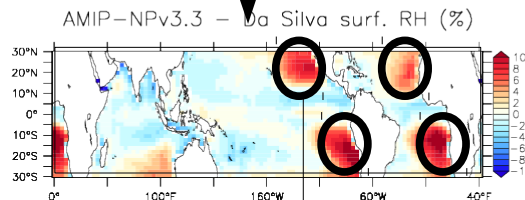
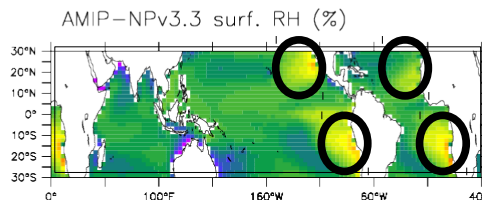
Humidité relative (%) en surface dans différentes configurations.
→ **L'activation des thermiques assèche la surface**



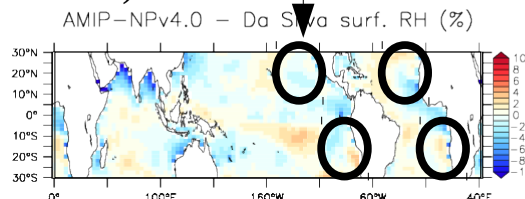
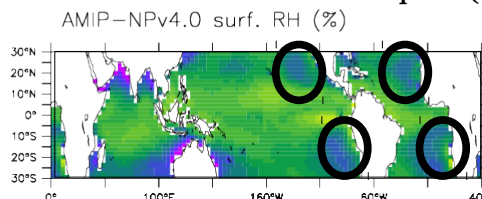
Activation des thermiques (régimes d'alisées)



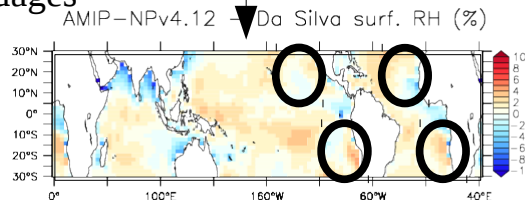
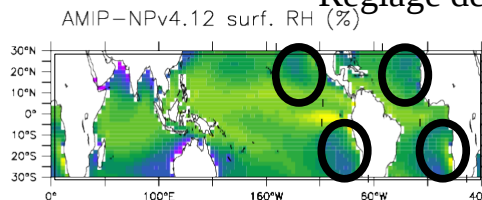
Résolution verticale plus fine



Activation des thermiques (subsidence)



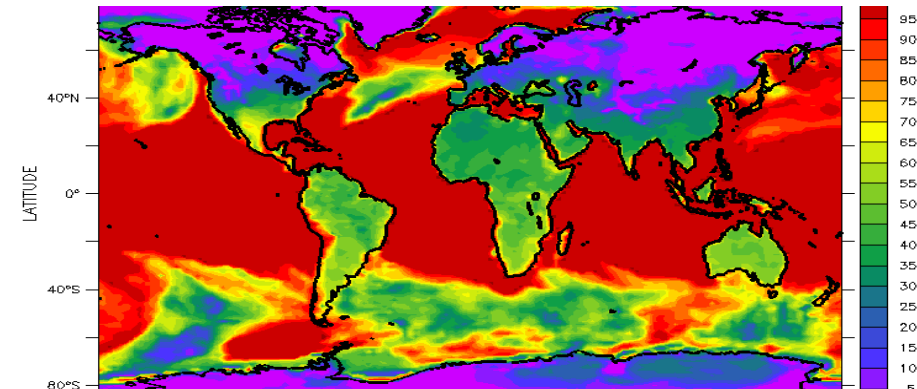
Réglage des nuages



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.

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						

3. Couche limite et nuages

Quelques idées à retenir (2/2)

Plus de la moitié du flux en milieu de couche limite est expliqué par les structures kilométriques.

→ **rompre avec les formulations en diffusion pour des mailles $> 200\text{m}$**

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 asymétriques (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.

Les paramétrisations des modèles de climat

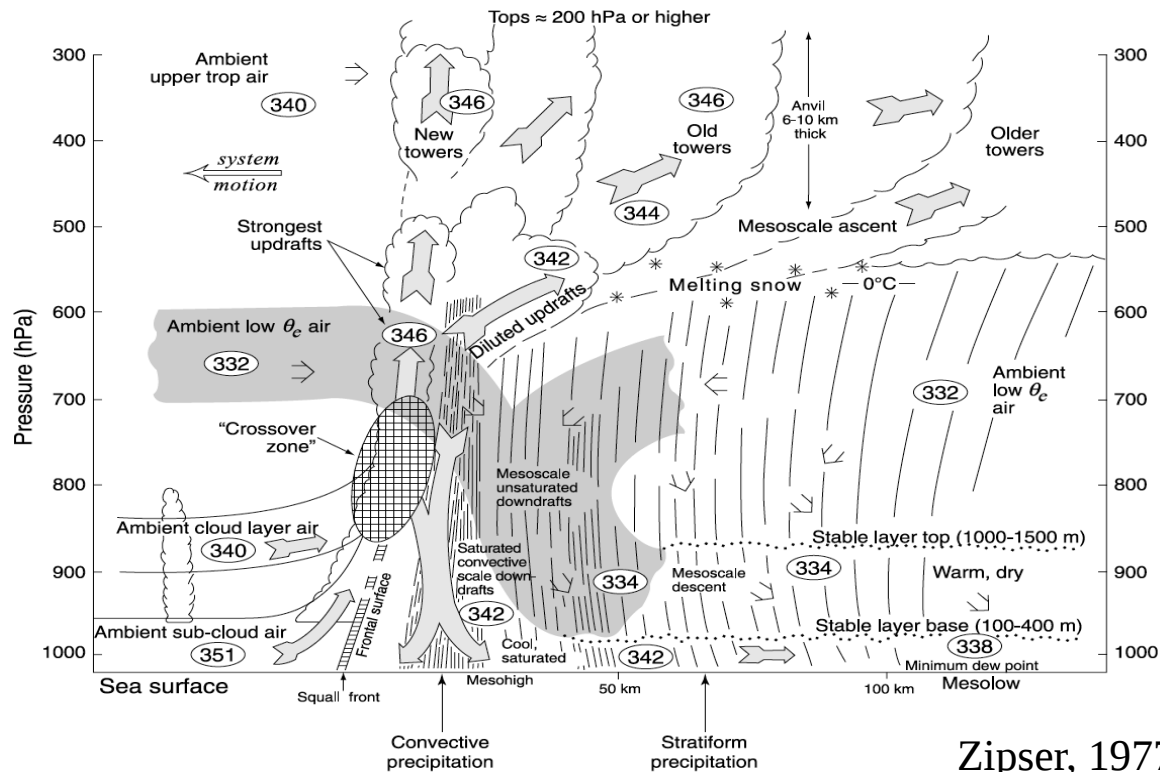
1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

Spécificités de la convection profonde

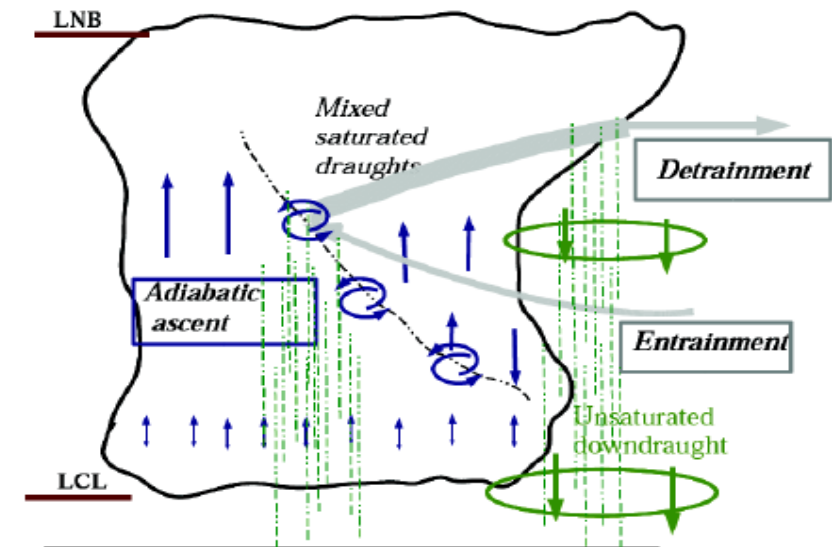
- Profonde (typiquement jusqu'à la tropopause)
- Instabilité conditionnelle → Processus de déclenchement (triggering)
- Importance de la microphysique. La pluie joue un rôle déterminant.
- Importance de l'organisation méso-échelle (formes variées)



Conceptual model of convection highlighted by field campaigns

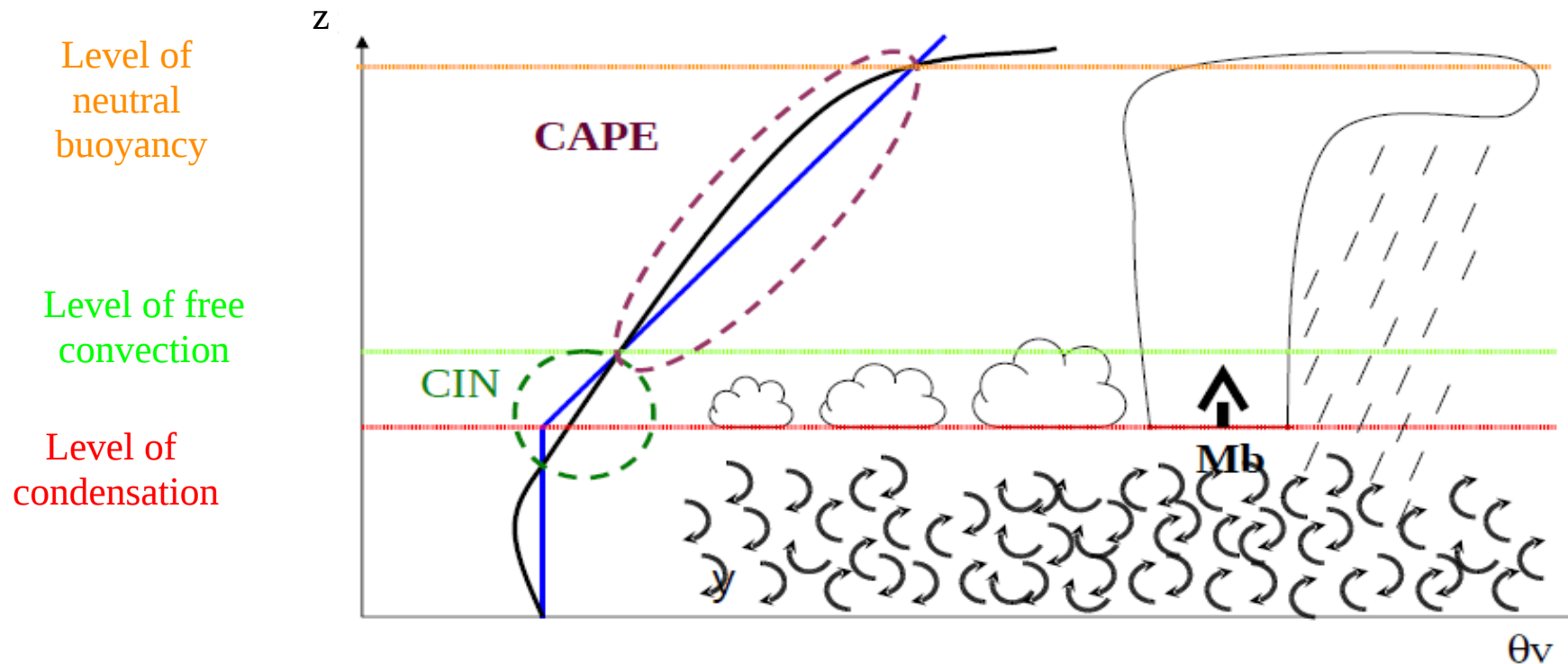


Zipser, 1977



Emanuel, 1991

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

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

$$M_b = f(CAPE) \quad \frac{\partial}{\partial t} CAPE \approx -\frac{CAPE}{\tau}$$

τ : 1h for deep convection

3h for shallow convection

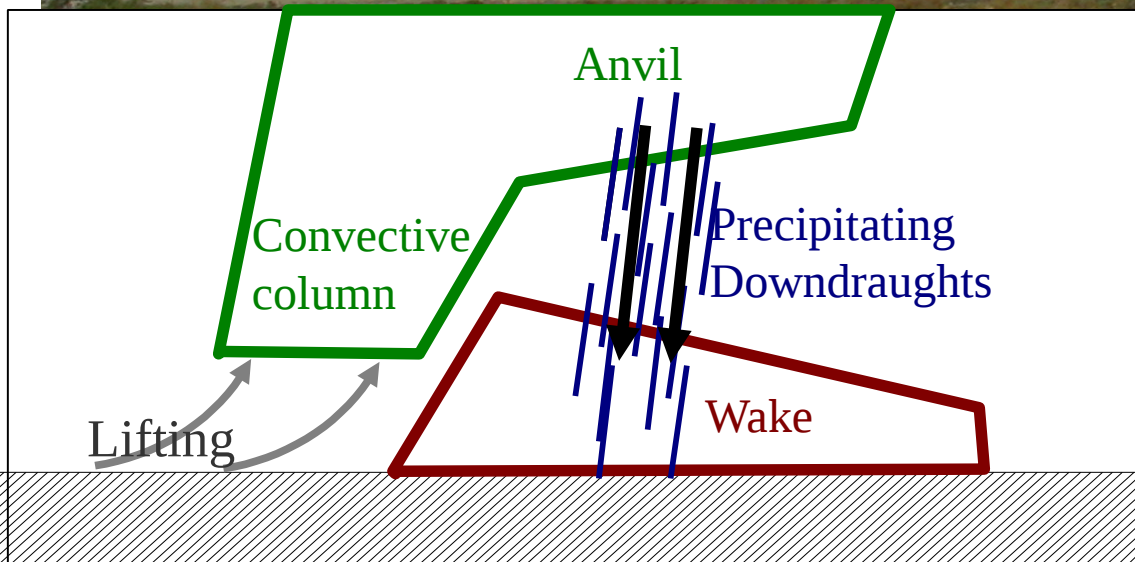
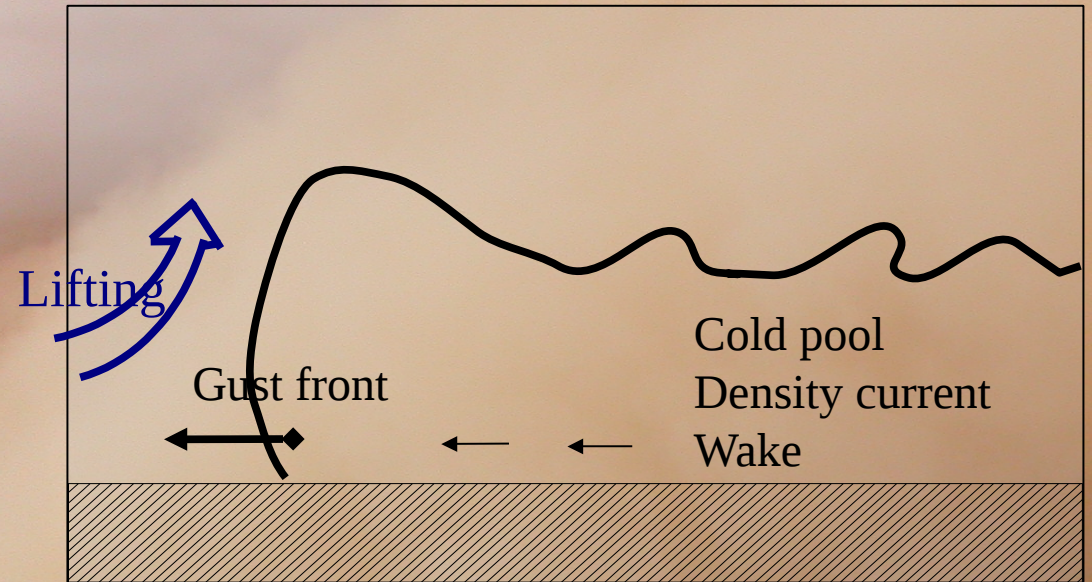
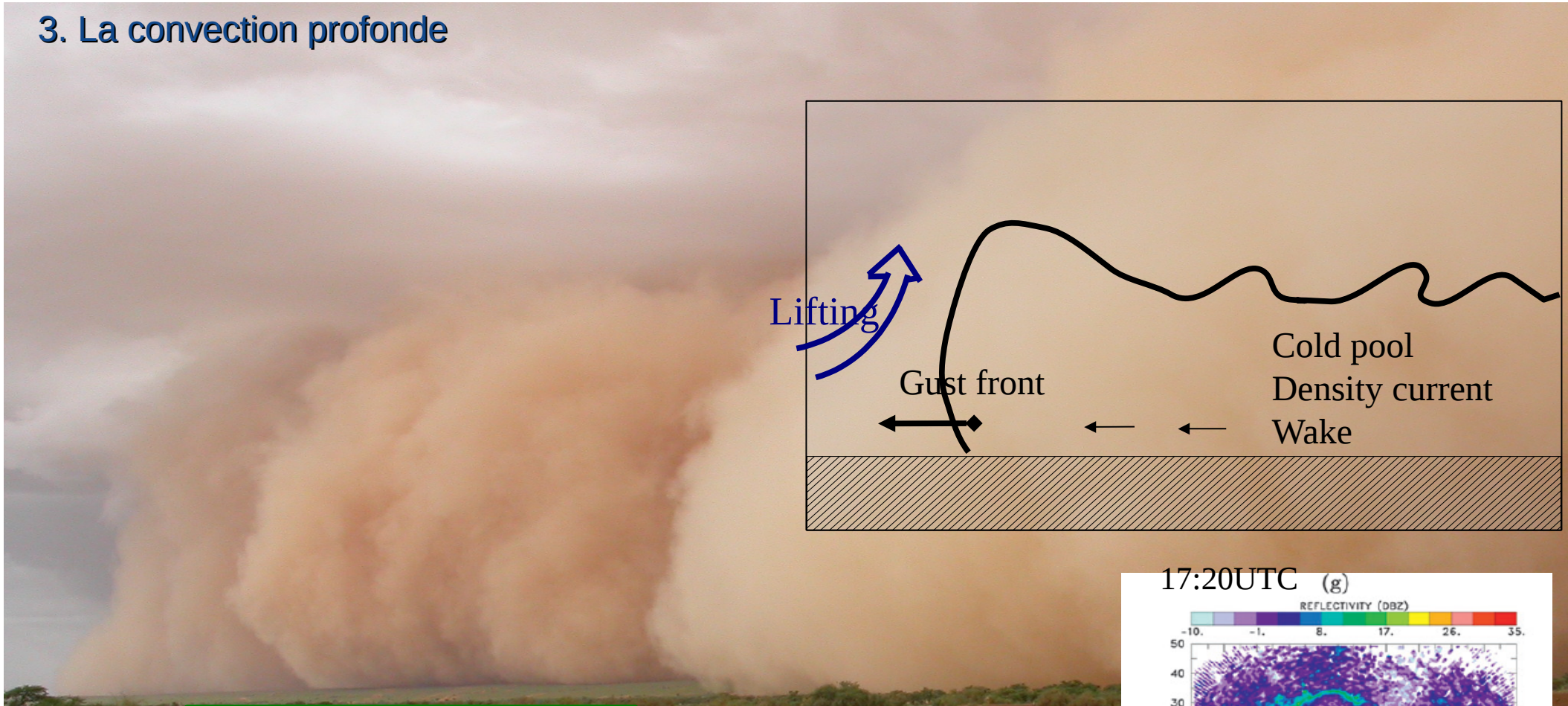
deduced from convection depth and vertical velocity

- Moisture convergence closure:

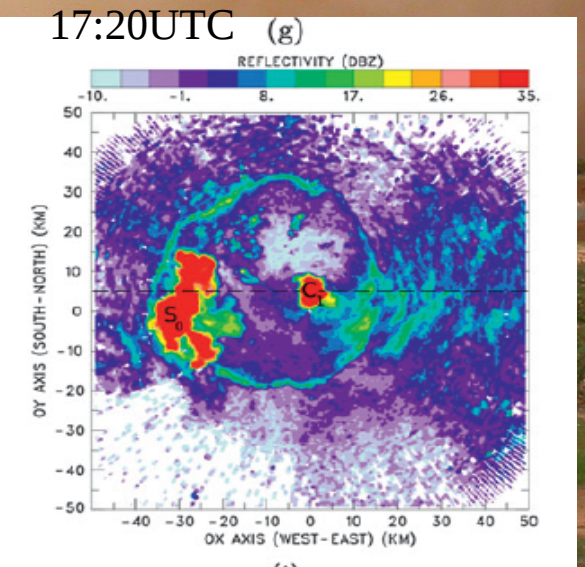
Available moisture is provided by large-scale advection and vertical diffusion and is redistributed into convective precipitation and detrainment.

Bougeault (1985), Tiedtke (1989)

3. La convection profonde



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



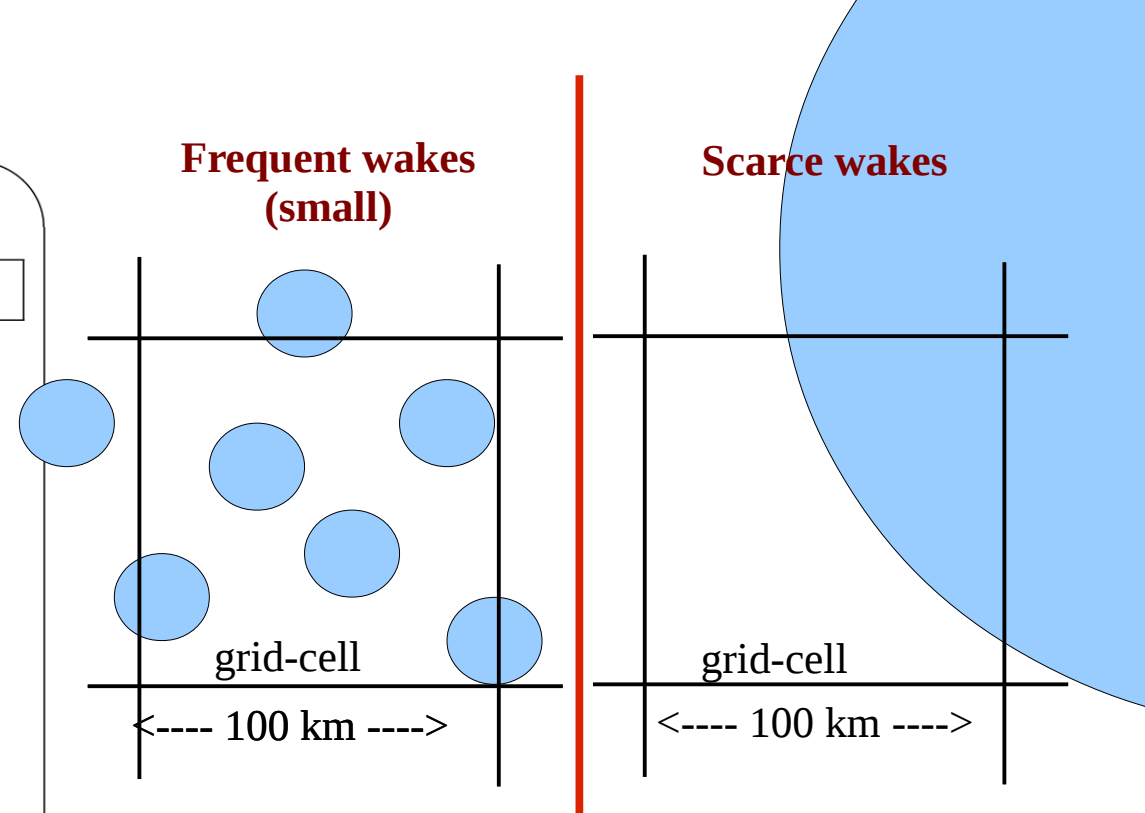
Mali, August 2004
F. Guichard, L. Kergoat

3. La convection profonde

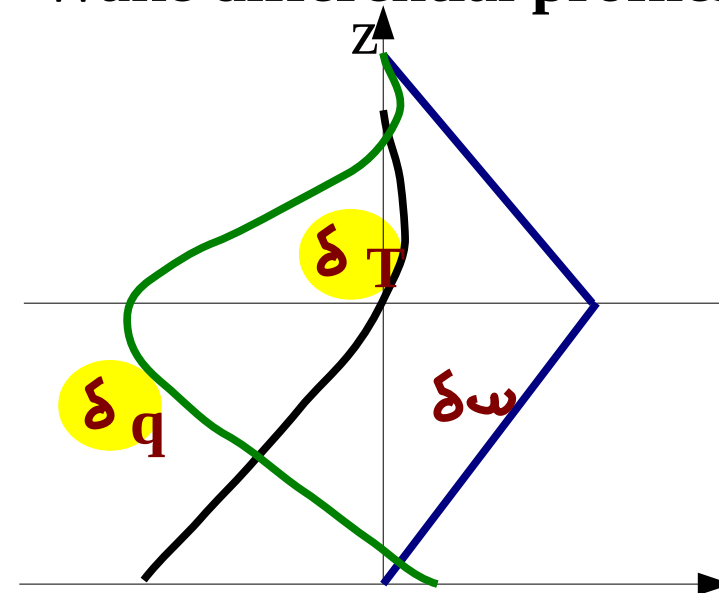
The density current (wake) parametrization

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

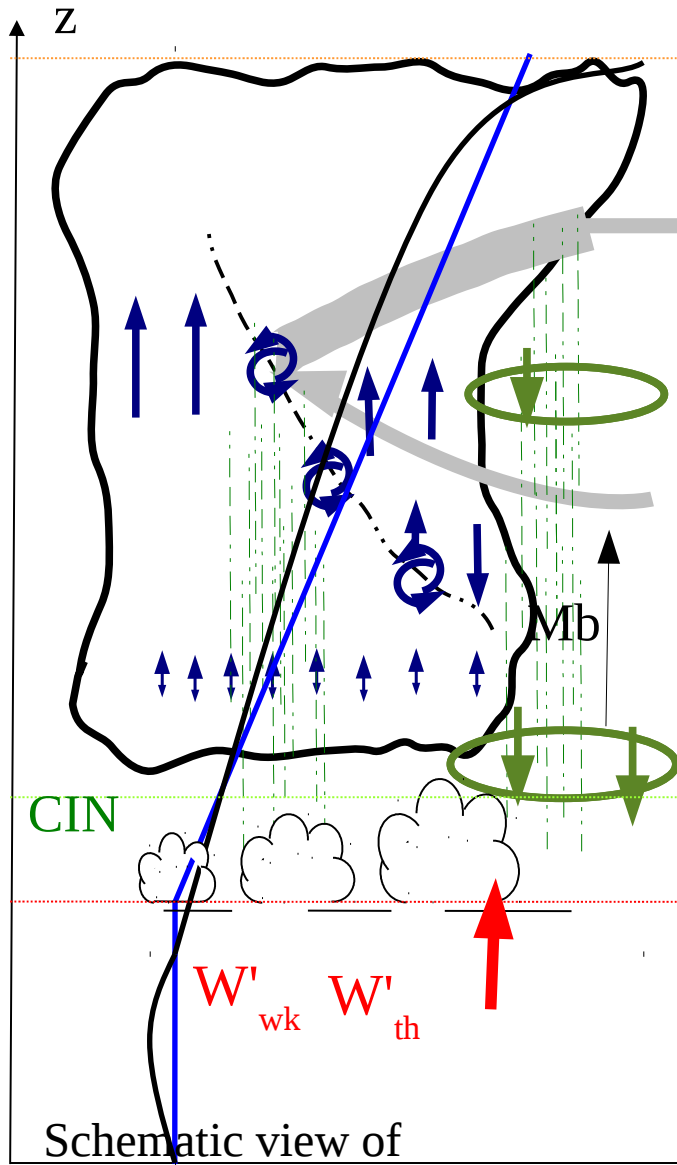
- Representation of a part of an infinite plane where identical cold pools (radius r , height h) are scattered with an homogeneous density $D_{\mathbf{wk}}$.
- State variables : (i) surface fraction covered by the wakes $\sigma_w = \frac{S_w}{S_t}$ ($\sigma_w = \pi r^2 D_{\mathbf{wk}}$), (ii) temperature and humidity differences (resp. $\delta\theta(p)$ and $\delta q(p)$) between wake and off-wake regions.
- Spreading speed : C_* such that $C_*^2 \simeq \text{WAKE}$ (Wake Potential Energy); $\text{WAKE} = \int_{p_{top}}^{p_{surf}} R_d \delta T_v \frac{dp}{p}$
- 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



« Nouvelle physique » : contrôle de la convection par les processus sous-nuageux



Schematic view of
Emanuel (1993) scheme
Deep convection

- 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

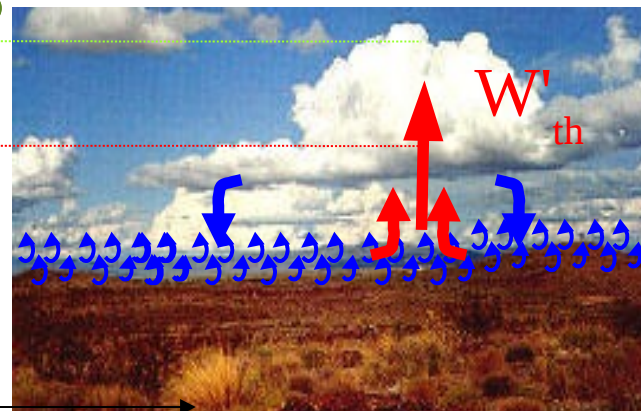
ALE en J/kg, proportionnel à w'^2 .

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

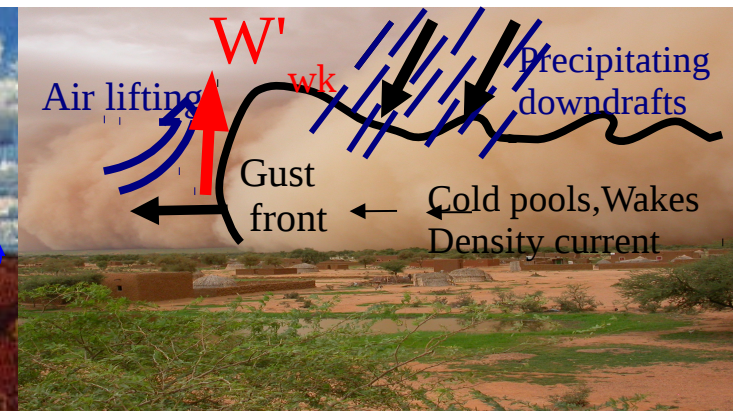
P: Puissance de soulèvement disponible

ALP en W/m², proportionnel à w'^3 .

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



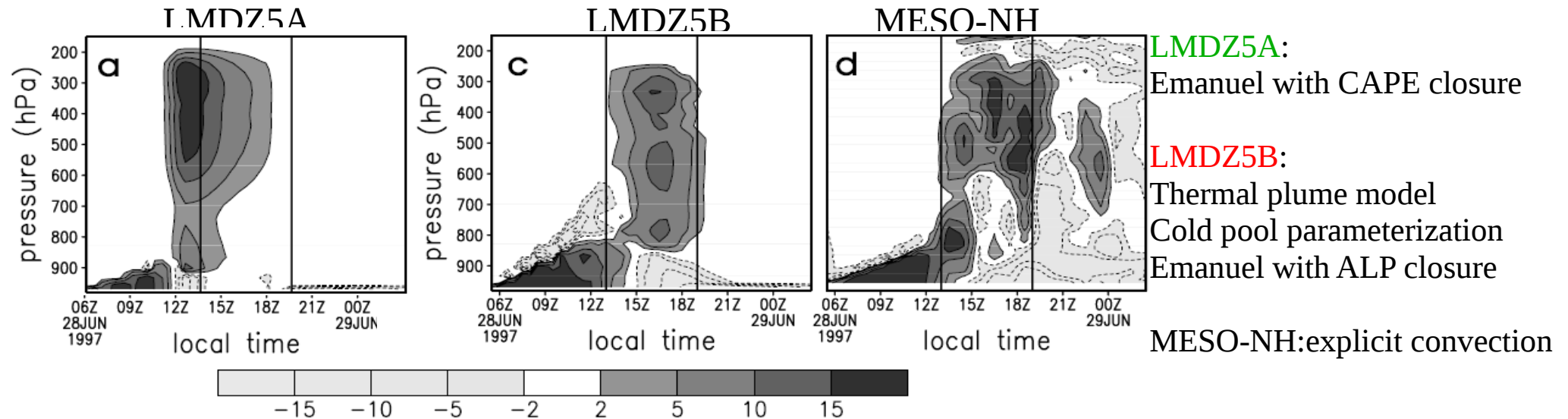
θ_v



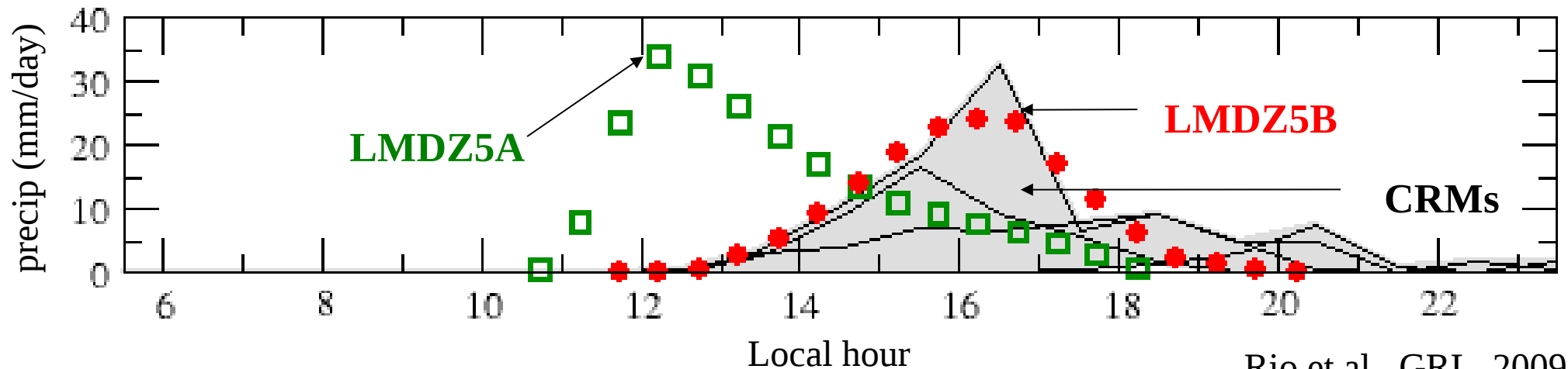
2. Cold pools: Impact on the diurnal cycle of convection over land

Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land

Diurnal cycle of heating rate (K/day)



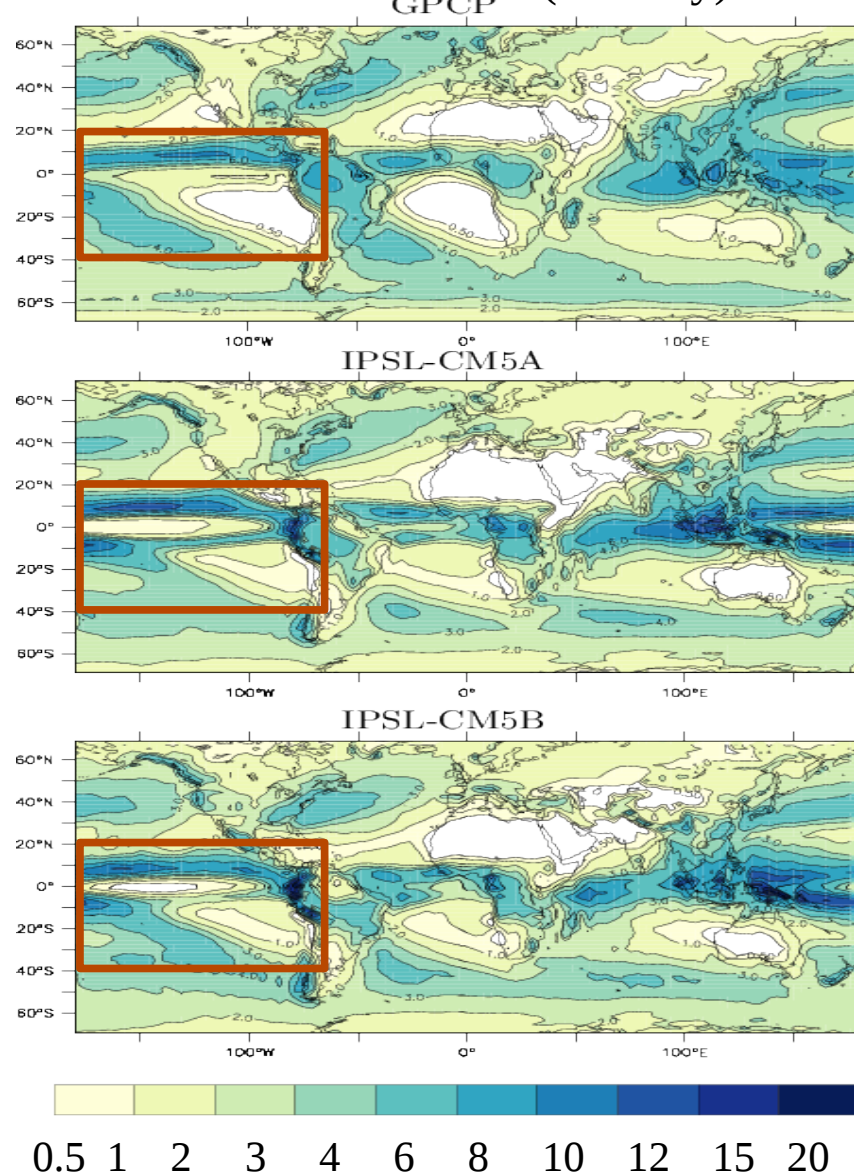
Diurnal cycle of precipitation the 27 June 1997 in Oklahoma: the EUROCS case study



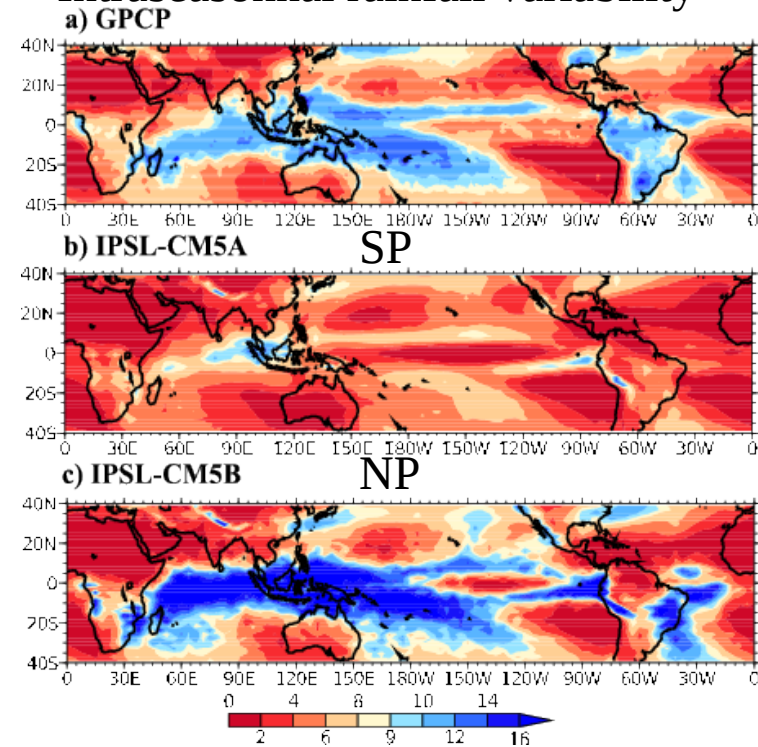
Rio et al., GRL, 2009

3. La convection profonde

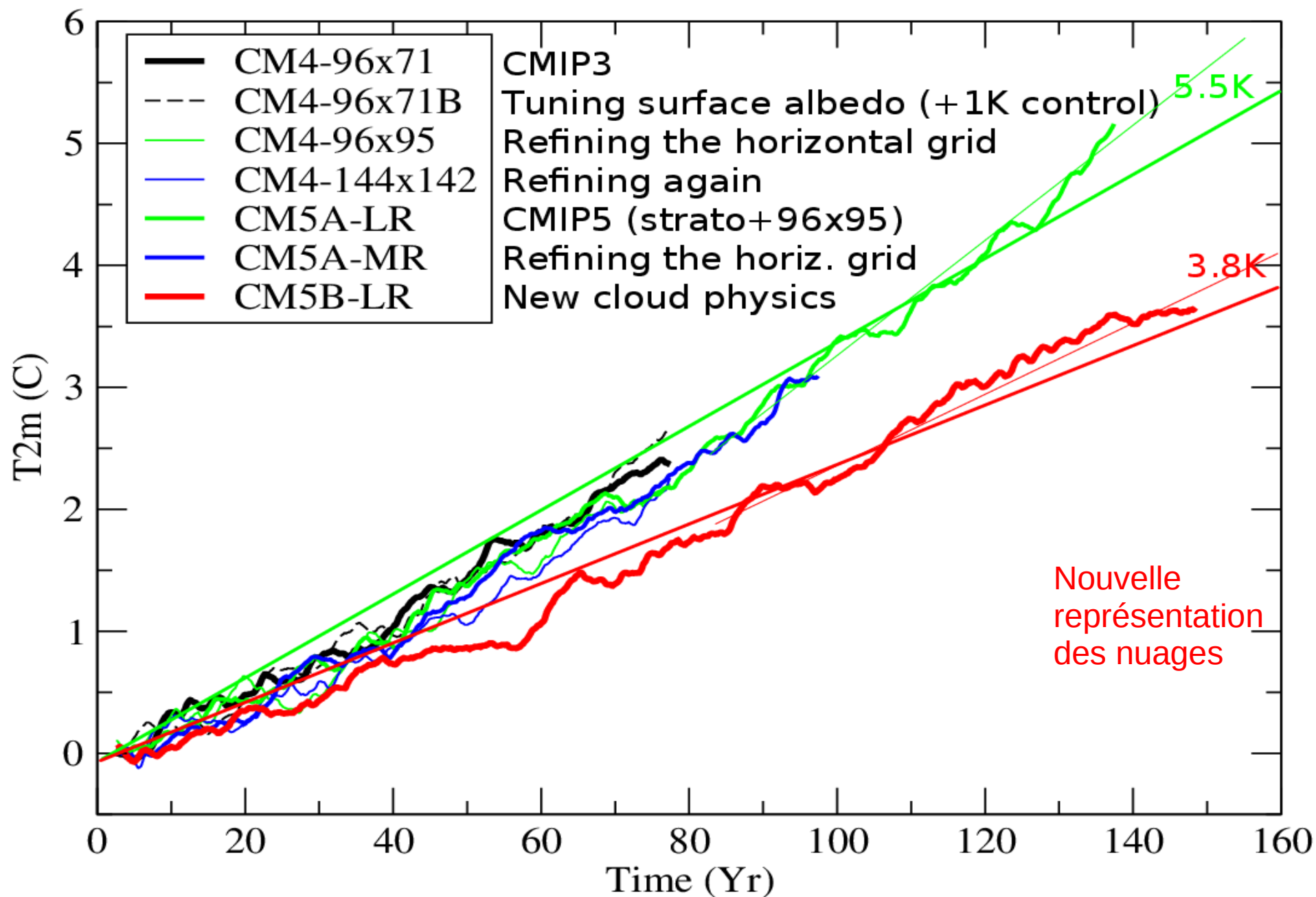
Slight bias reduction for
Annual mean rainfall (mm/day)



Large positive impact on the
Intraseasonal rainfall variability



Standard deviation of daily rainfall
anomalies (mm/day) of the a) GPCP
dataset (1996-2009), b) IPSL-CM5A and
c) IPSL-CM5B preindustrial simulations,
for the winter season (November to April -
NDJFMA)

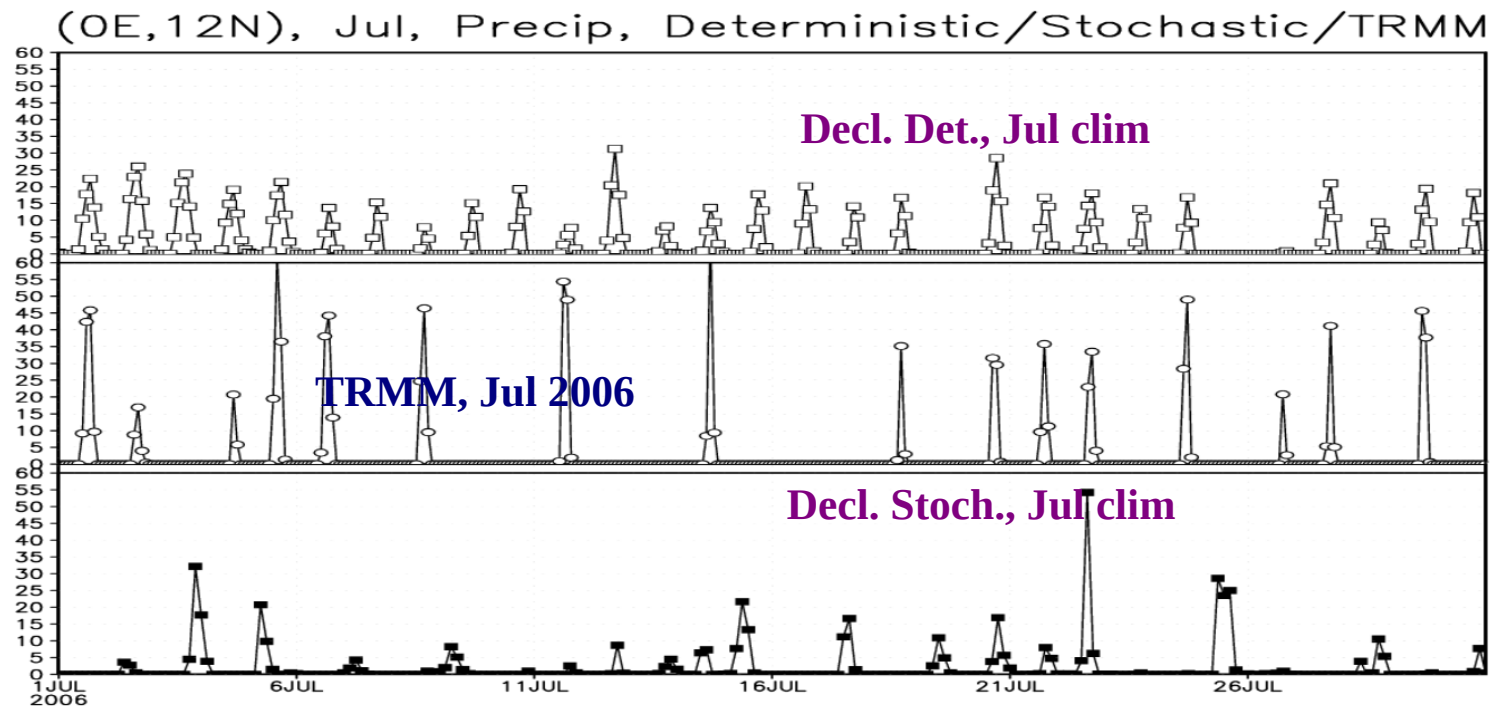


3. La convection profonde

Nouveau déclenchement :

On demande en plus que la surface d'un thermique soit plus grande qu'une taille critique Sc
Modèle du thermique $\rightarrow$ distribution de taille des thermiques $\rightarrow$ tirage aléatoire

Si on met un seuil fixe sur la probabilité d'avoir un nuage plus grand que Sc , et dans des conditions assez homogènes, on se retrouve à déclencher beaucoup plus pour des mailles plus petites



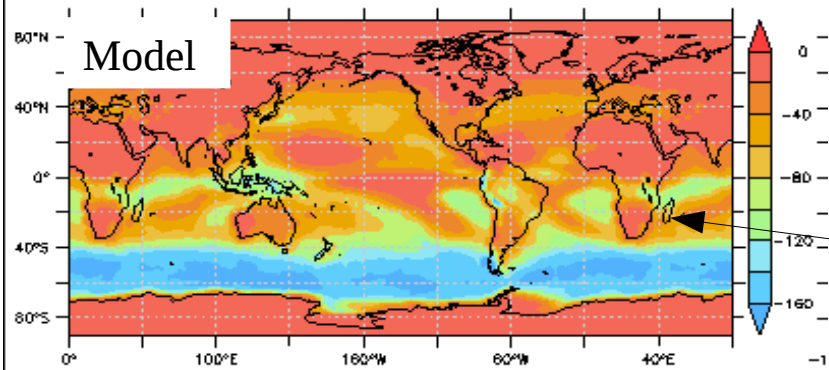
Les paramétrisations des modèles de climat

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

CRF_{sw} (W/m²): LMDZ4, EBAF

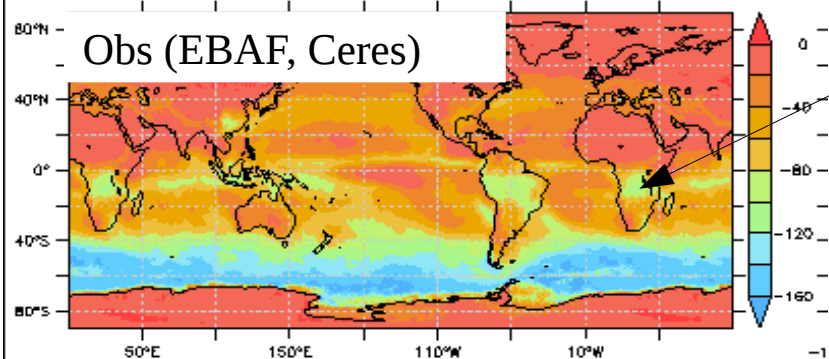
3. Couche limite et nuages

January, CRF SW, TOA (W/m²)



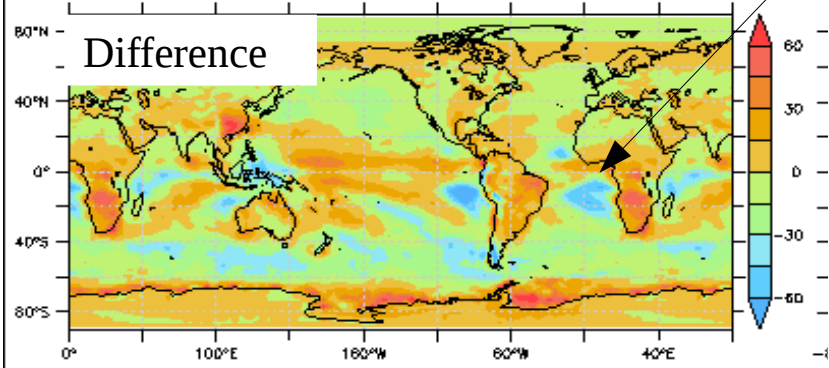
CERES_EBAF_TOA_Terra_Edition1A_200003-200510_01-12.nc
clim_swcre[l=1]

Weighted Avg: -51.818 Std: 41.111 Min: -211.3 Max: 44



Difference
(tops[l=1]-tops0[l=1]) - clim_swcre[l=1]

Weighted Avg: -3.898 Std: 19.519 Min: -109.684 Max: 111.141

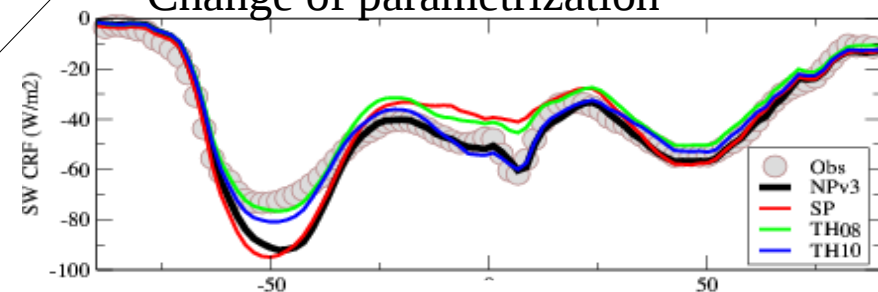


Relative importance of model improvements and tuning

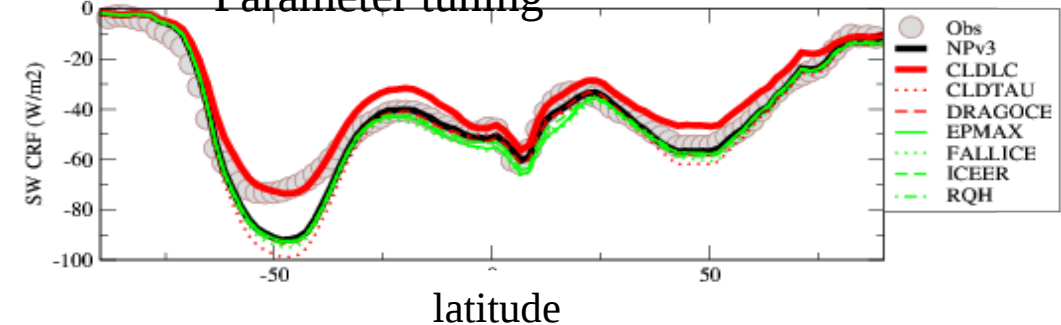
SW Cloud Radiative Effect at Top-of-Atmosphere in W/m²

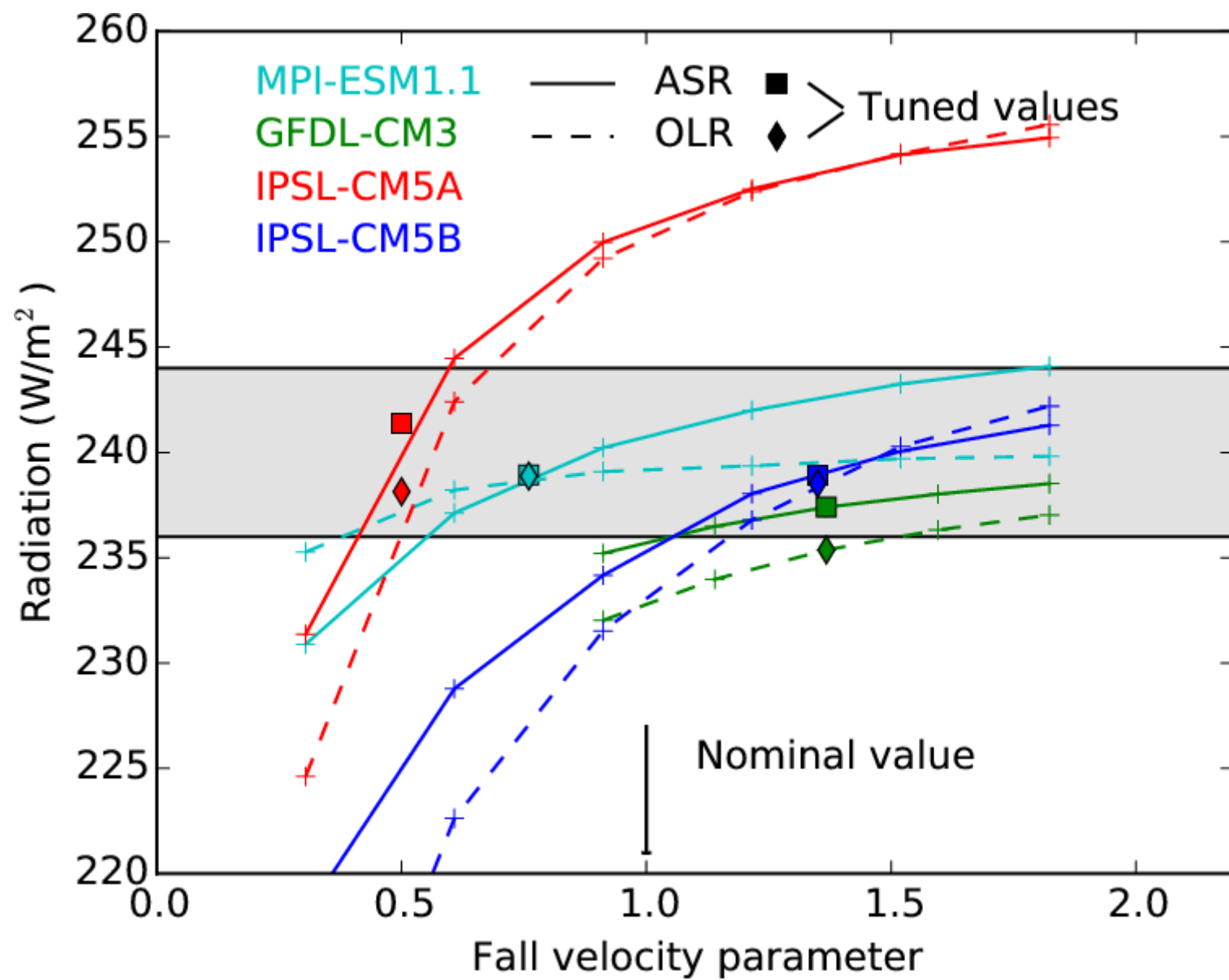
Model
Difference

Change of parametrization

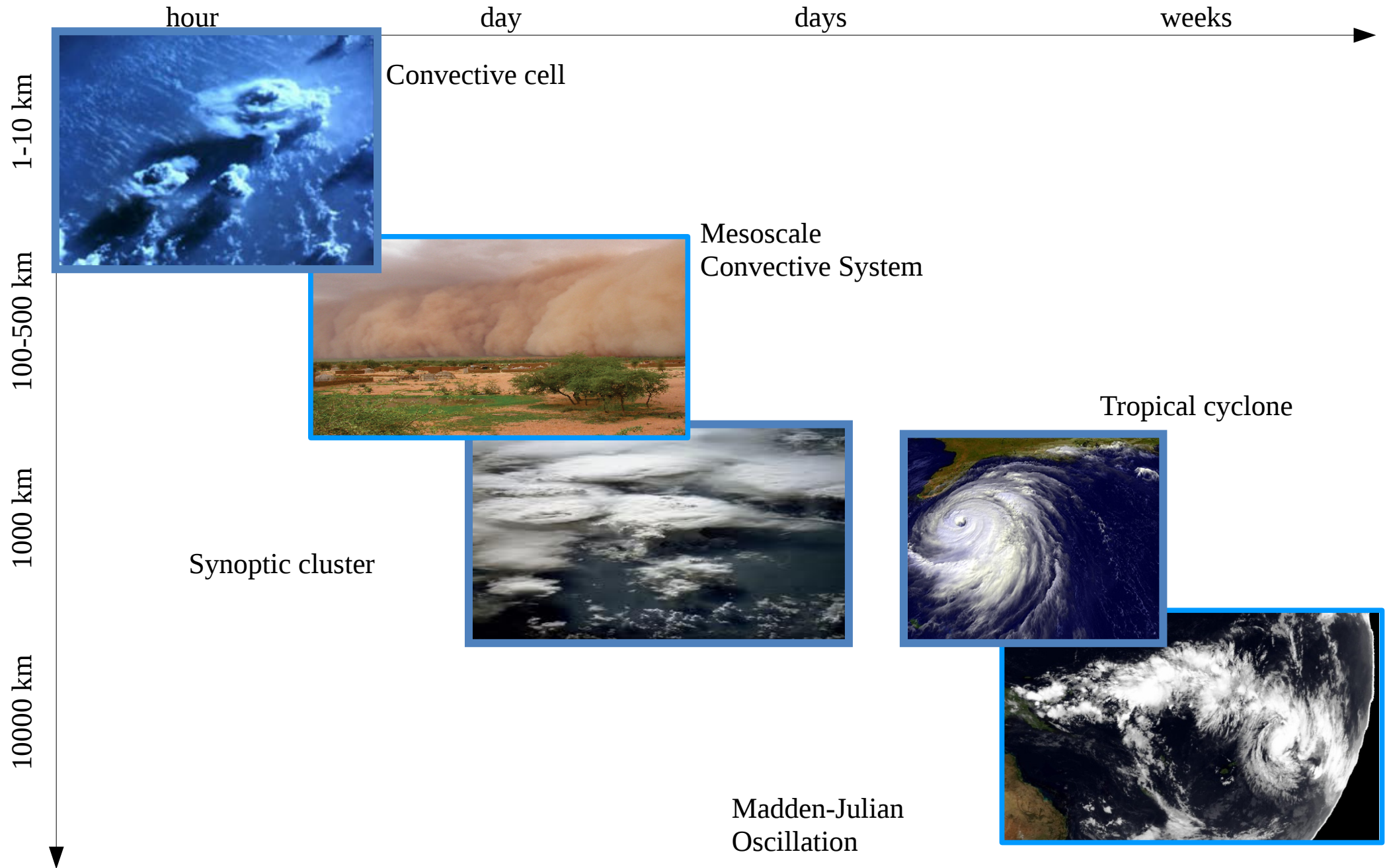


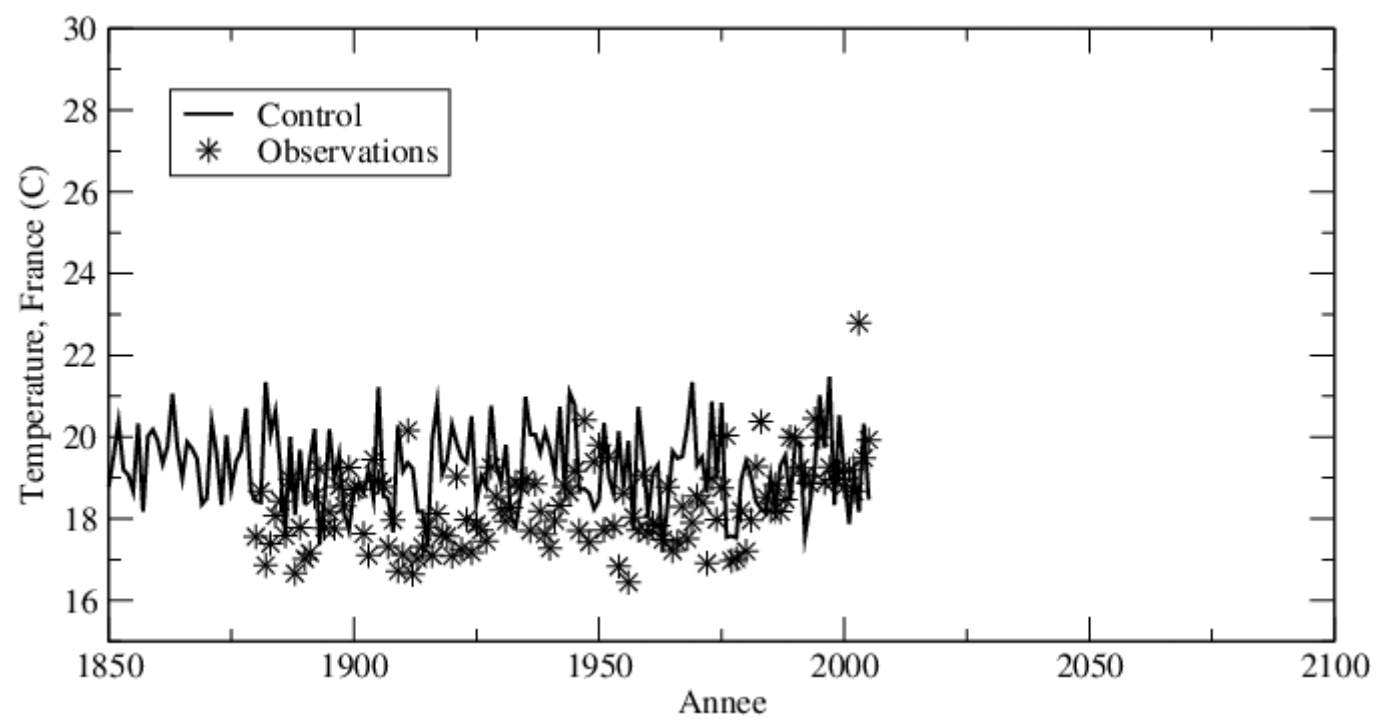
Parameter tuning

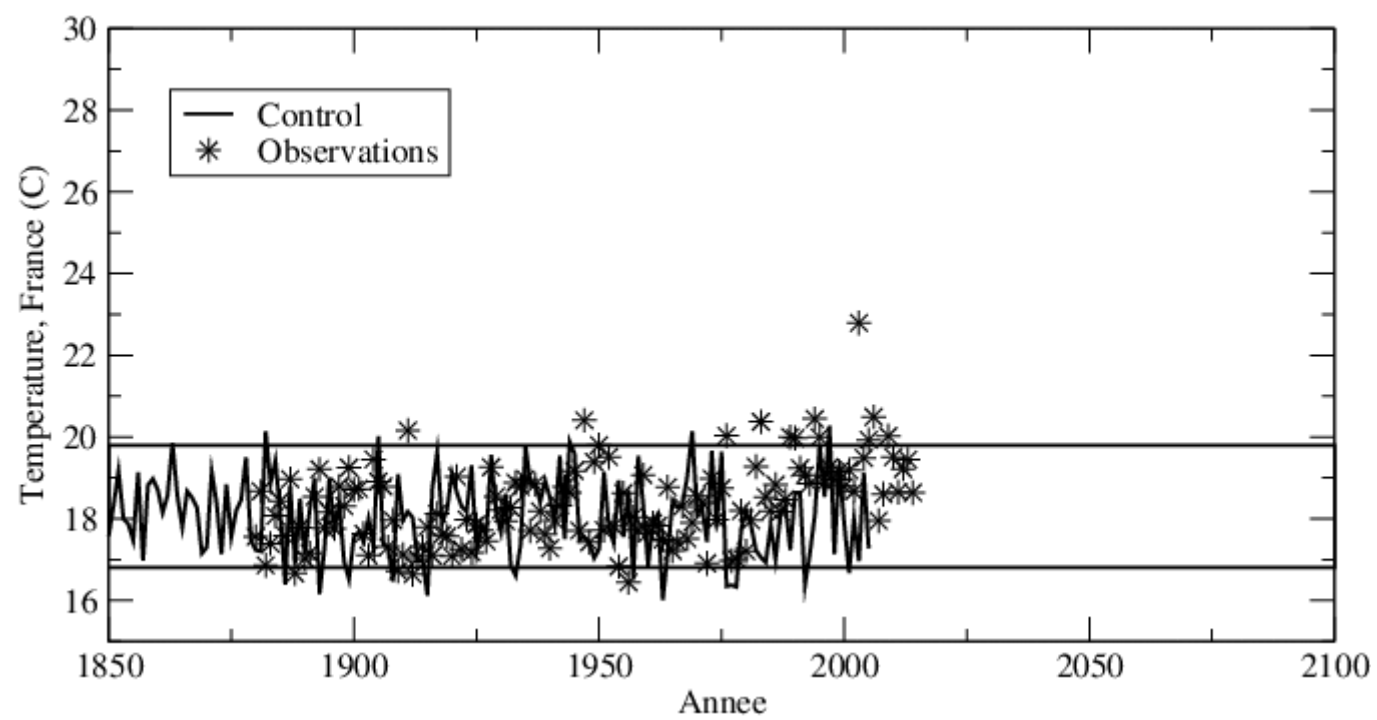


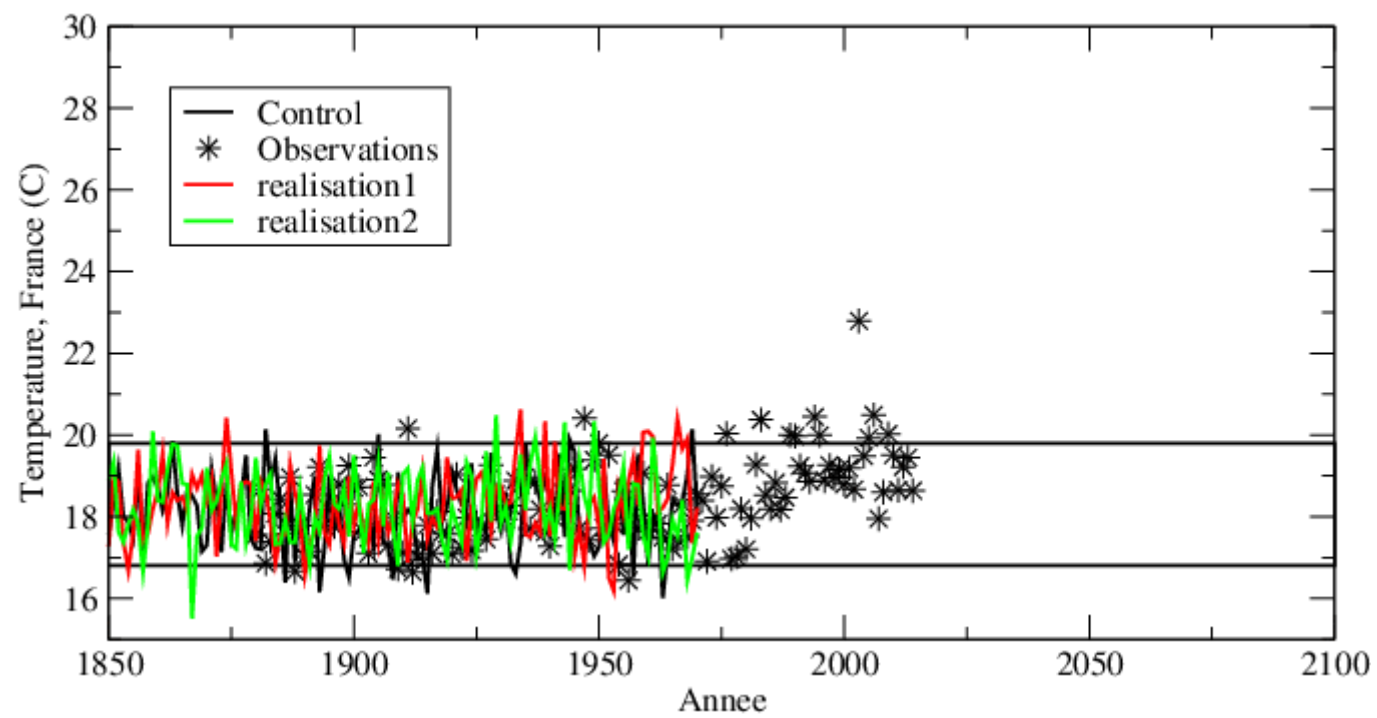


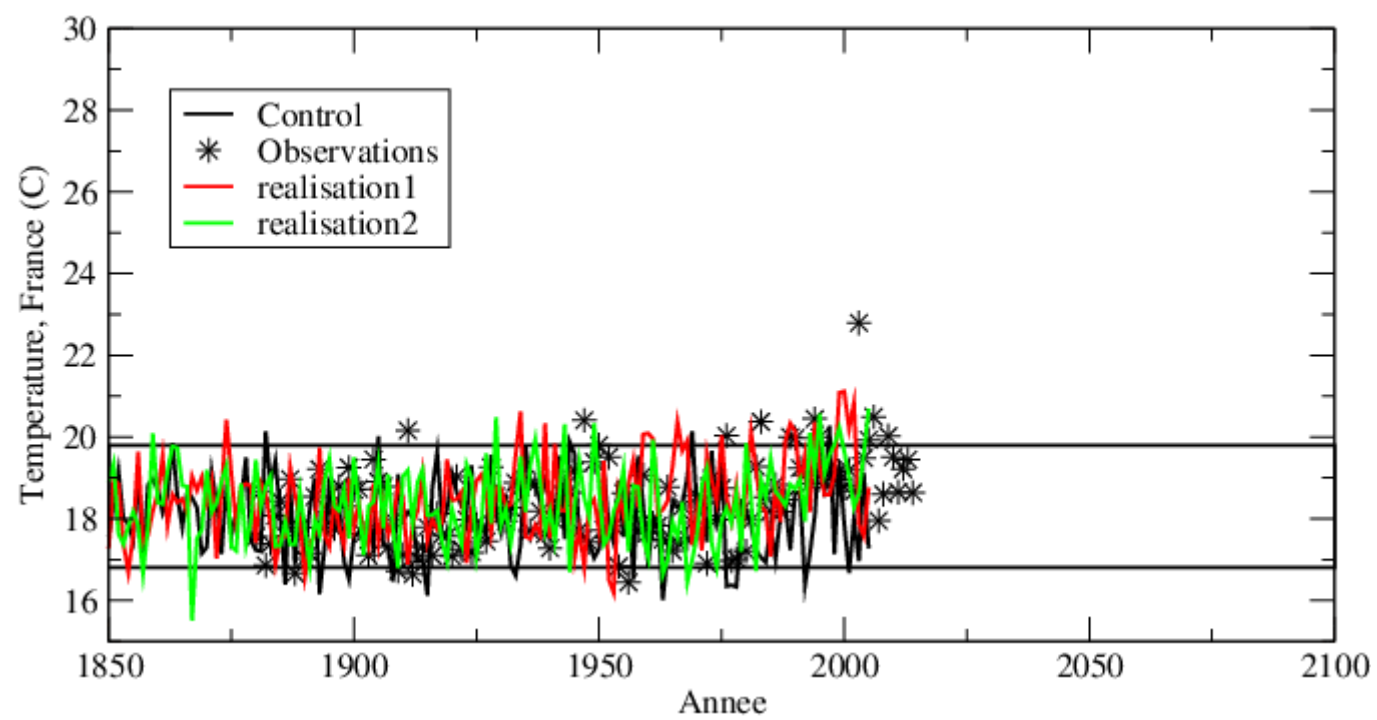
Spatial and temporal scales of convection: a challenge for models

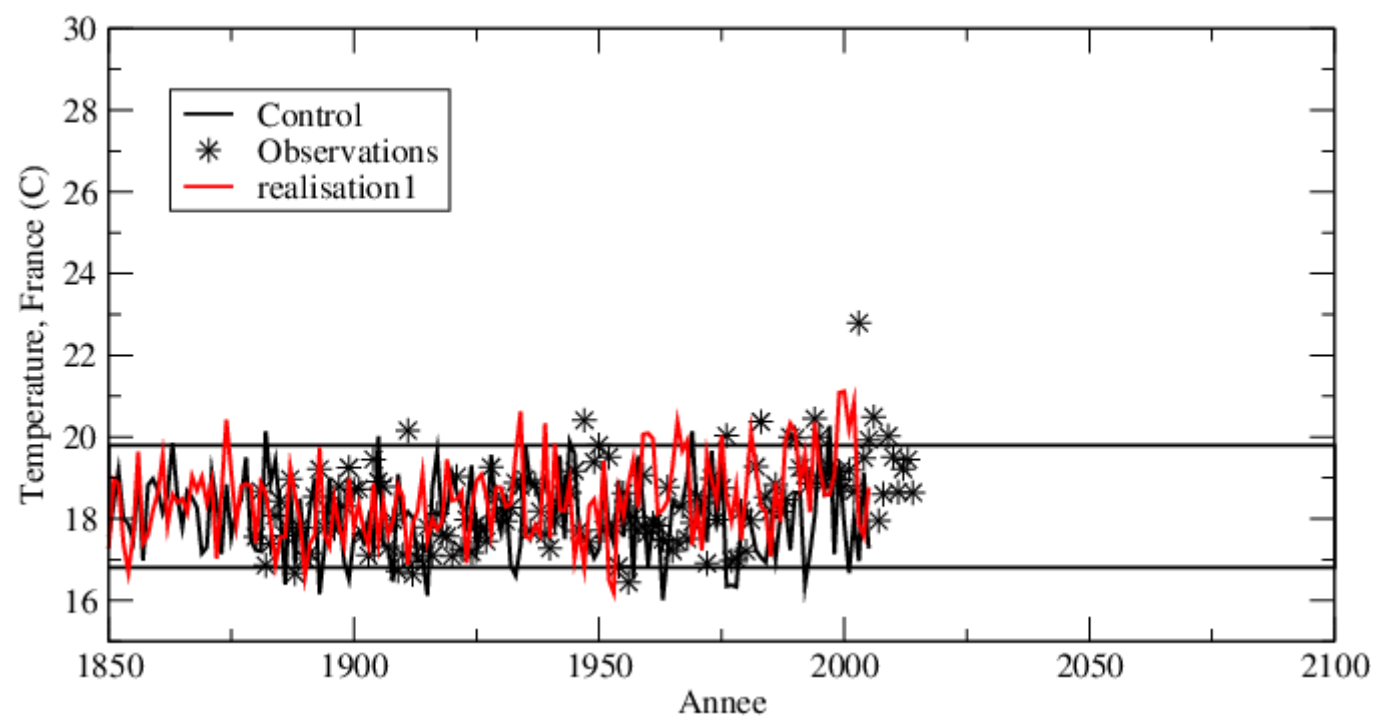


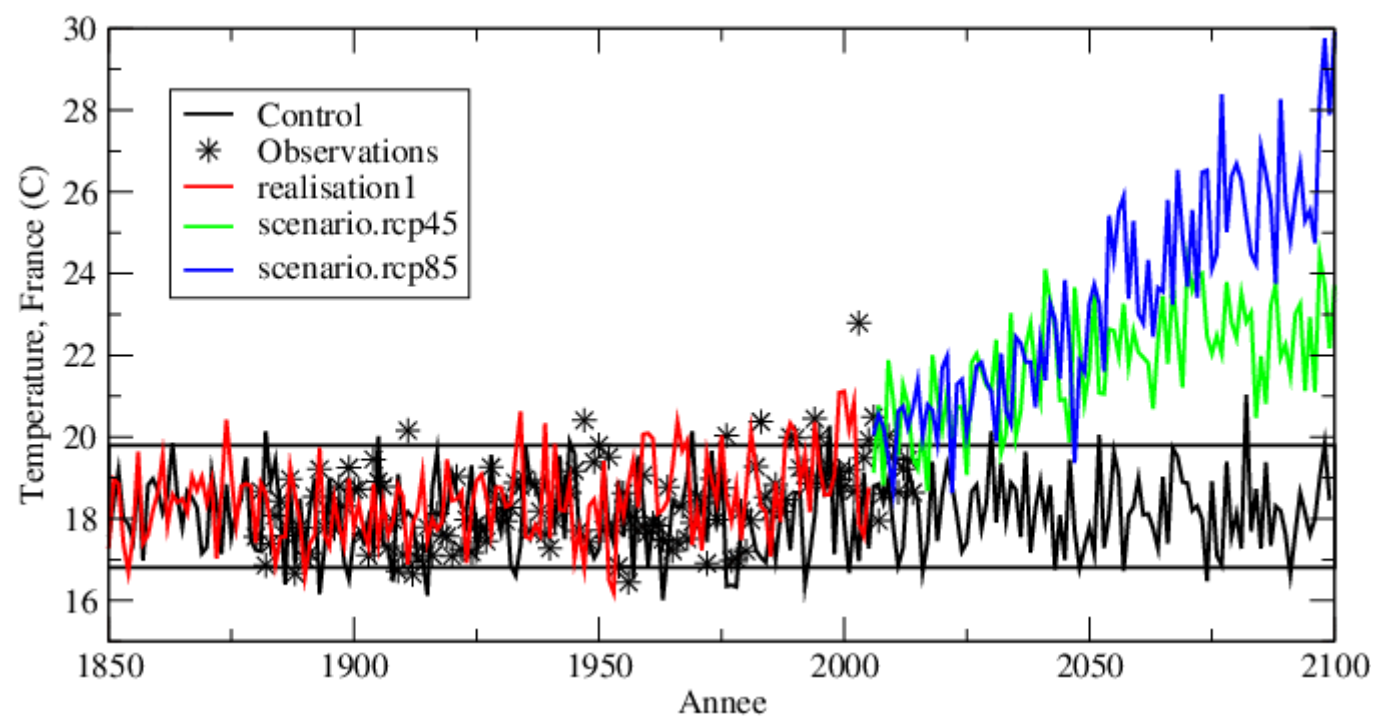






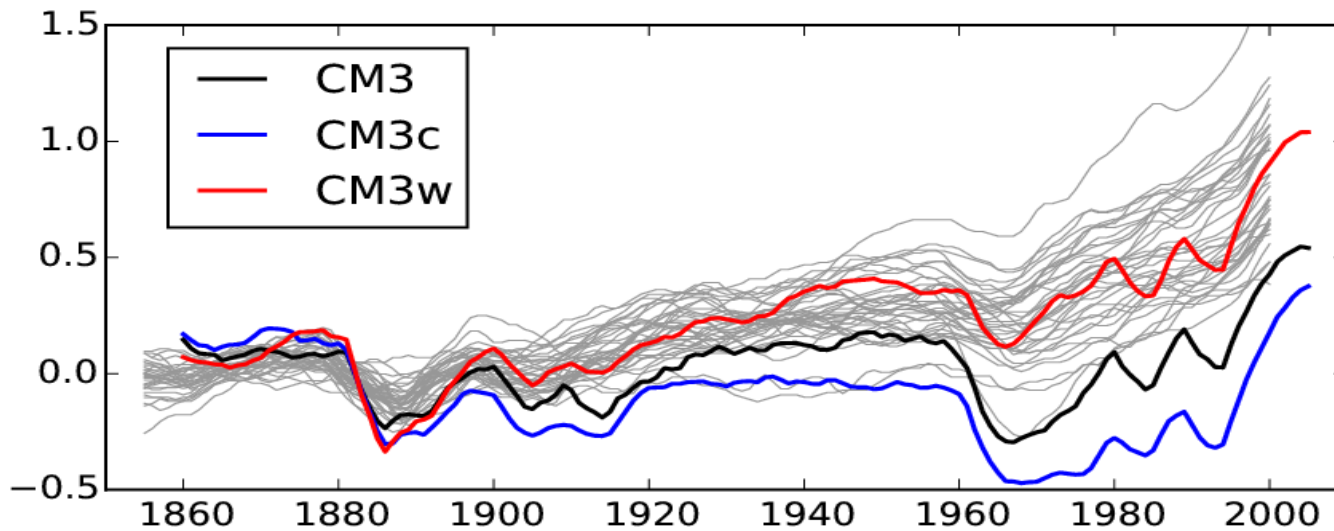
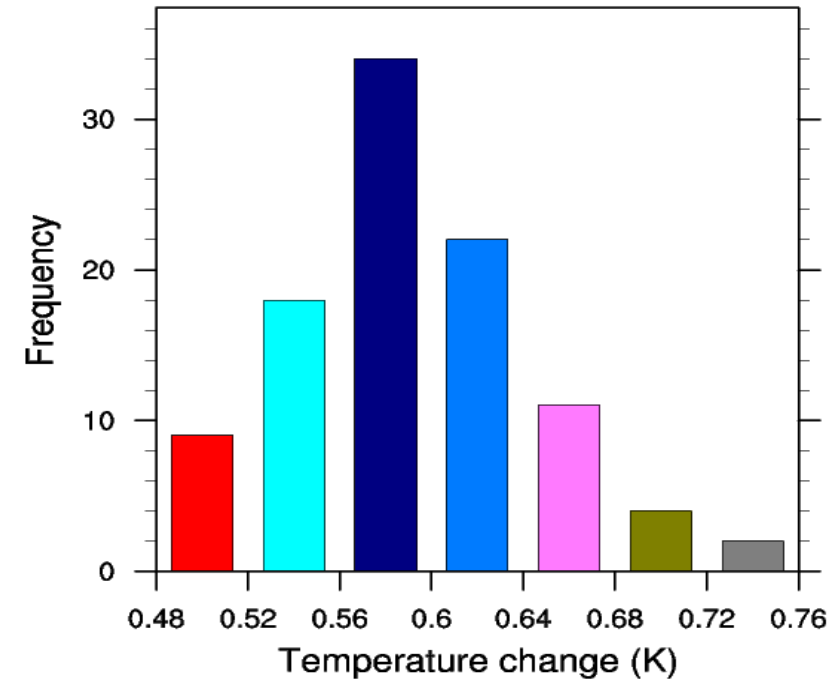
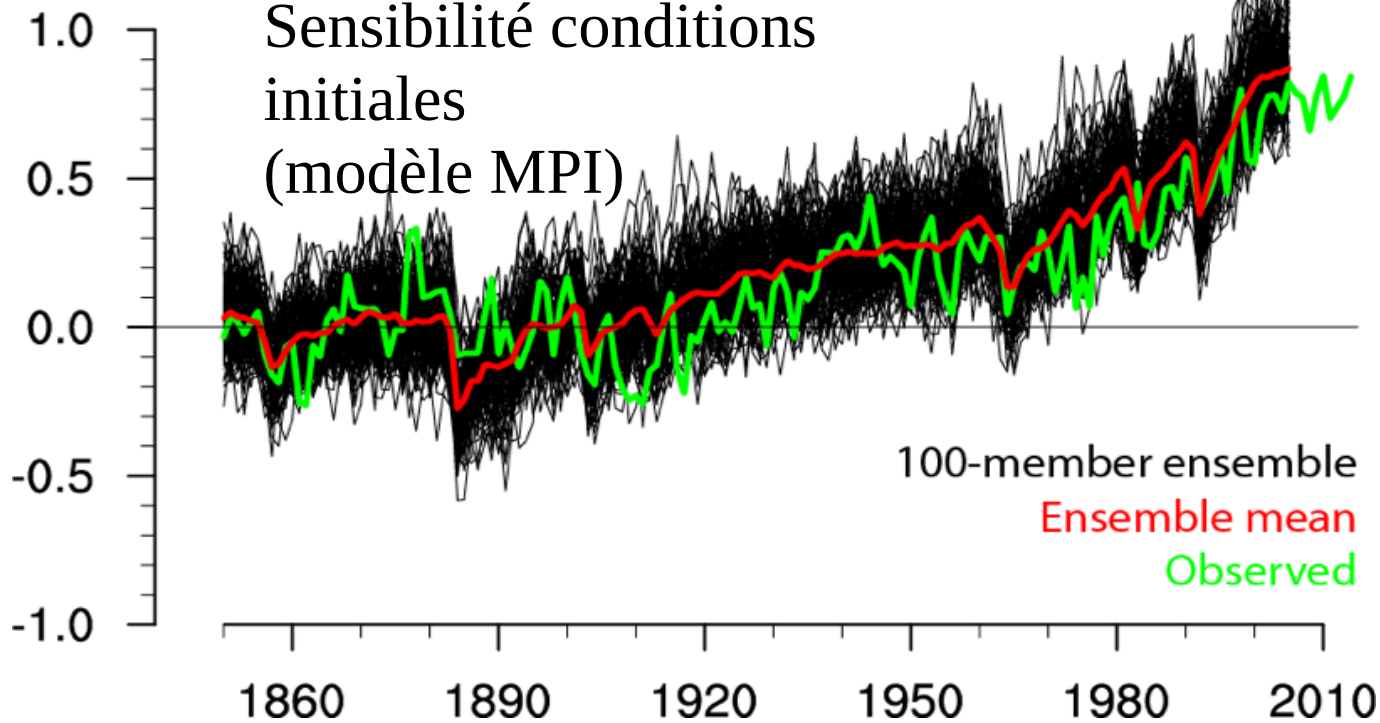






Reconstructions du 20eme siècle

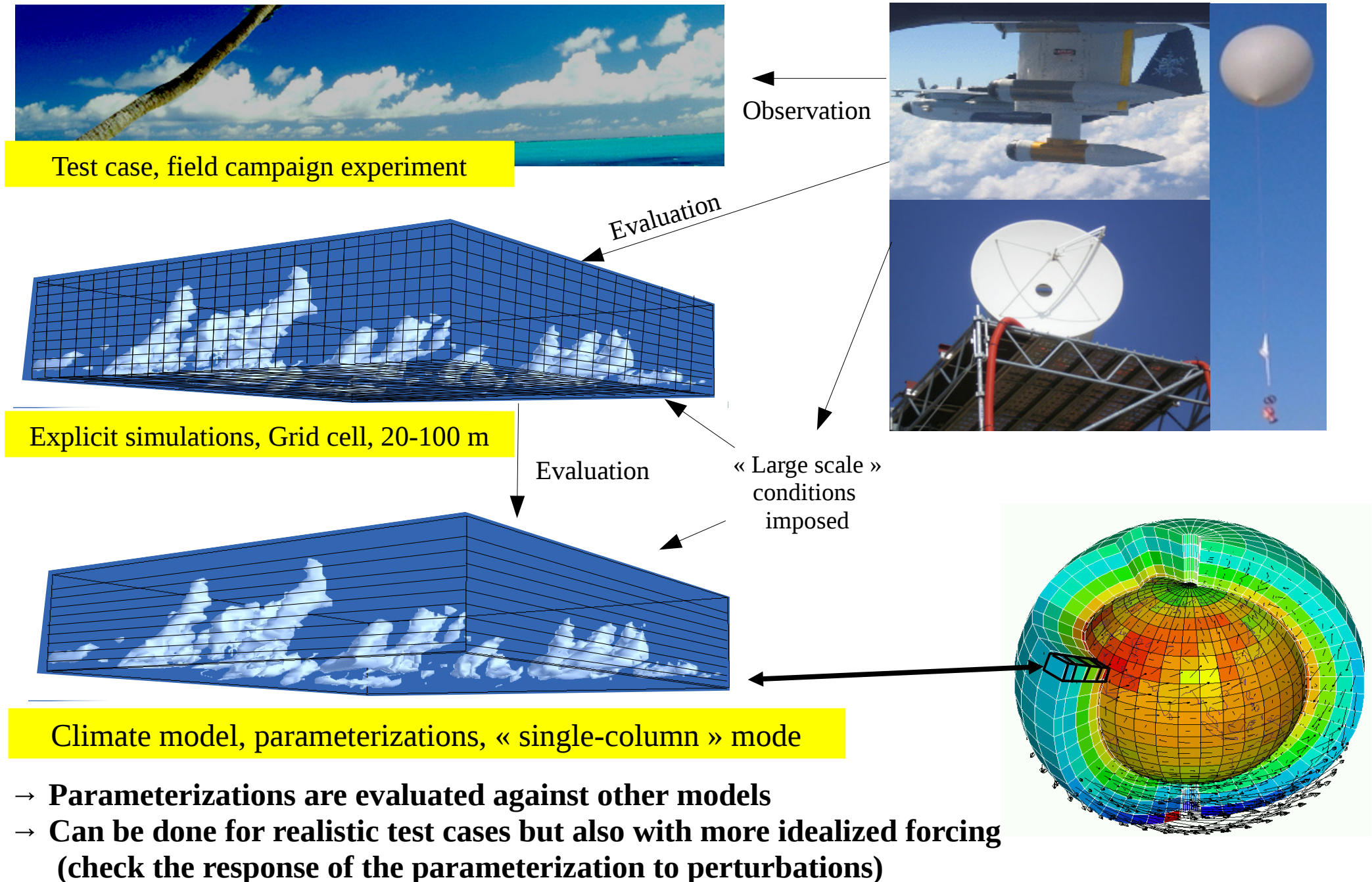
Sensibilité conditions
initiales
(modèle MPI)



Effet du tuning
Modèle du GFDL

3. Couche limite et nuages

1.2 Cloud process studies and the use of high resolution explicit models



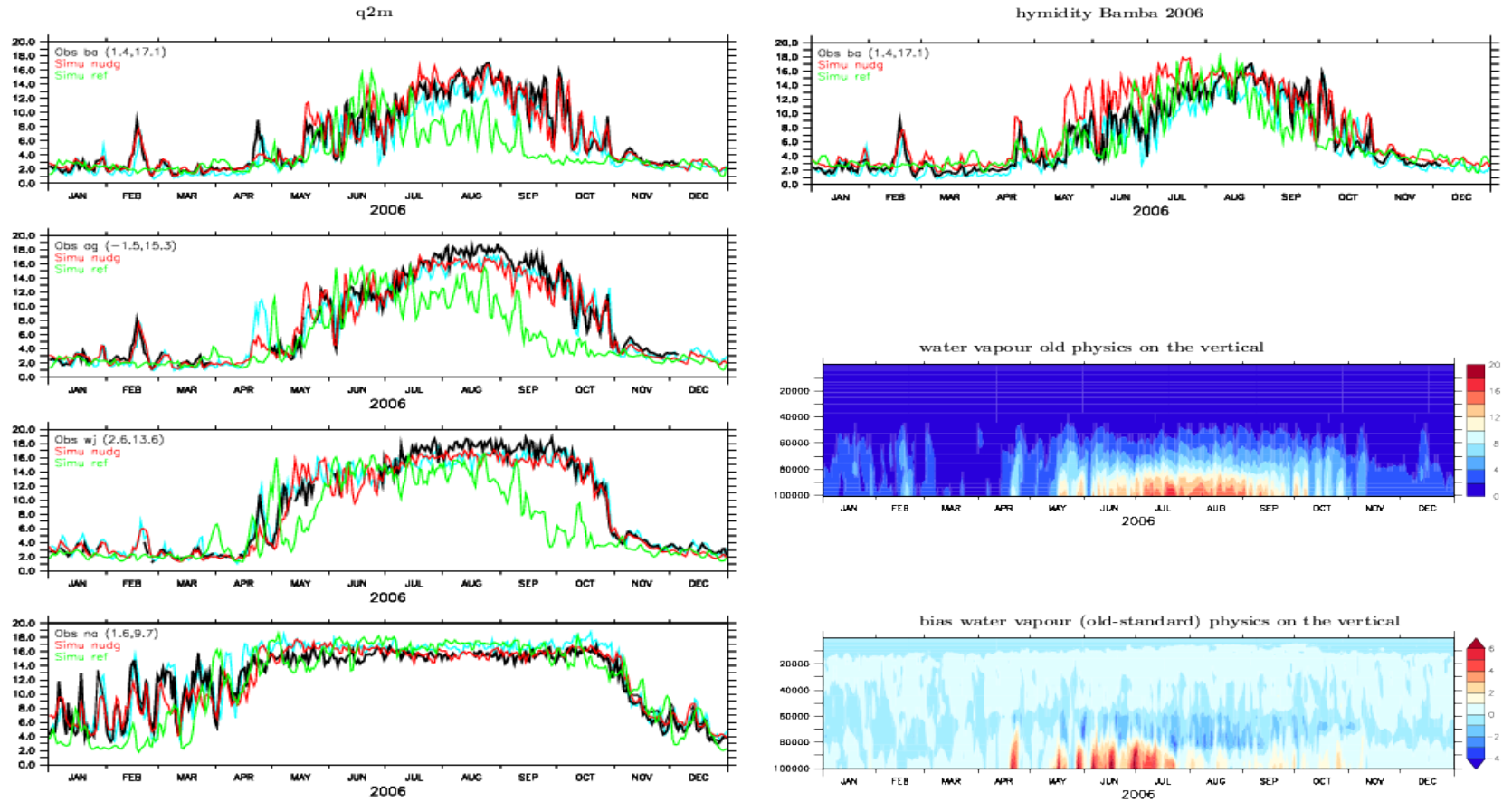


Figure 3: 1st column 1 top-down : evolution of specific humidity at 2 meters in 2006, Top-down: Bamba, Agoufou (1.5 W, 15.3N), Wankama (2.6E, 13.6N) Bira (1.7E, 9.8N) and Nahohoulou (1.6E, 9.7N) with addition Bira (1.7E, 9.8N) local Observations (black), ERAI (blue bright) nudged simulation (red), reference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

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

Conservation

Même avec des paramétrisations pensées sur des principes de conservation, pas évident de garantir cette conservation en pratique.

Conclusions 2/3 :

Configuration de modèle =

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

Changement de paradigme I

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

De plus en plus : variables d'états internes aux paramétrisations avec un couplage entre elles de ces paramétrisations.

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

Conclusion 3/3 : Stratégie de développement / évaluation

Changement de paradigme II :

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

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 peu 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 comparé un modèle même global à des simulations de surface est souvent « survendu »).

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