

Les apports d'une formulation en flux de masse du transport non local dans la couche limite convective

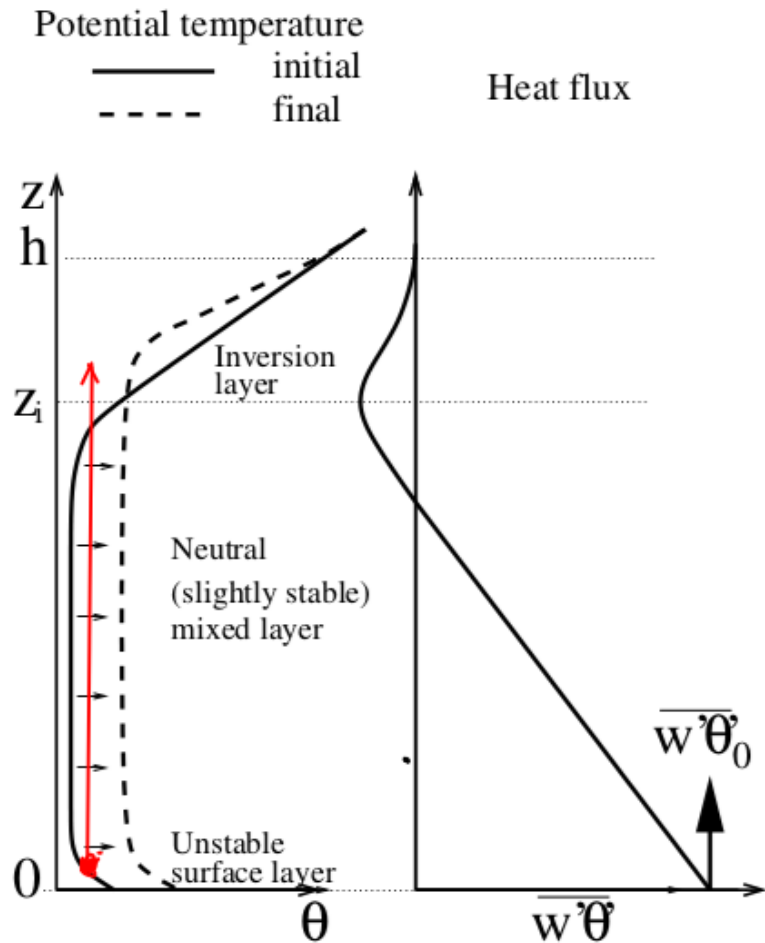
Retour sur 20 ans de recherche autour du « modèle du thermique »

Frédéric Hourdin, Catherine Rio, Fleur Couvreur
+ beaucoup d'autres + équipe LMDZ
Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

2 aspects :
Les principes
Les apports

- ➔ 1. Transport à contre-gradient de température potentielle
- 2. Apport du transport non local des espèces traces
- 3. Apport du transport non local de quantité de mouvement
- 4. Apport du couplage avec d'autres paramétrisations
- 5. Conclusions et perspectives

Vue idéalisée de la couche limite convective



Chauffage par le bas

Couche de surface instable surmontée d'une couche bien mélangée

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \Rightarrow \text{Chauffage uniforme verticalement}$$

$$\Rightarrow \overline{w'\theta}' \text{ décroît linéairement}$$

Structures organisées : rouleaux , panaches

Mise en défaut des fermeture diffuses

1) Transport non local

$$2) \overline{w'\theta}' = -K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

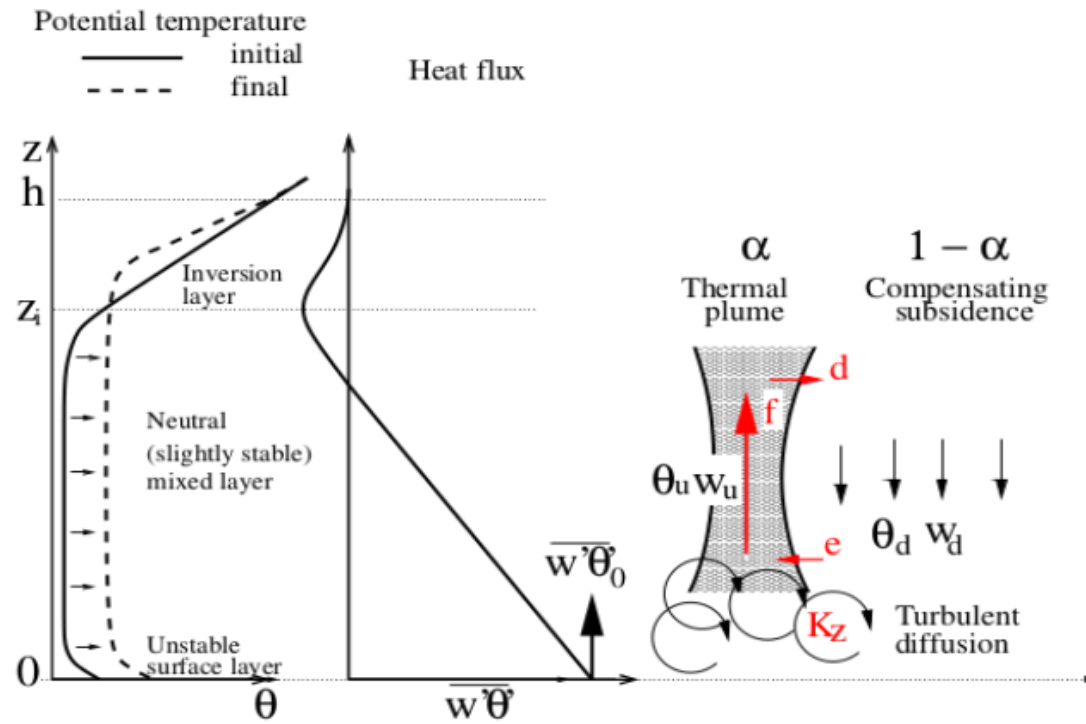
Solution classique, utilisée dans LMDZ jusqu'à la version 5A

Contre gradient
$$\overline{w'\theta}' = -K_z \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} + \Gamma \right) \quad \Gamma = -1K/\rho_m$$

Version plus abouties : Troen & Mart, Holtzlab & Boville

+ ajustement convectif sec (on rétablit un profil neutre si instable)

"Modèle du thermique" : combine diffusion turbulente et flux de masse :



Separation into 2 sub-columns :

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

ascending plume of mass flux

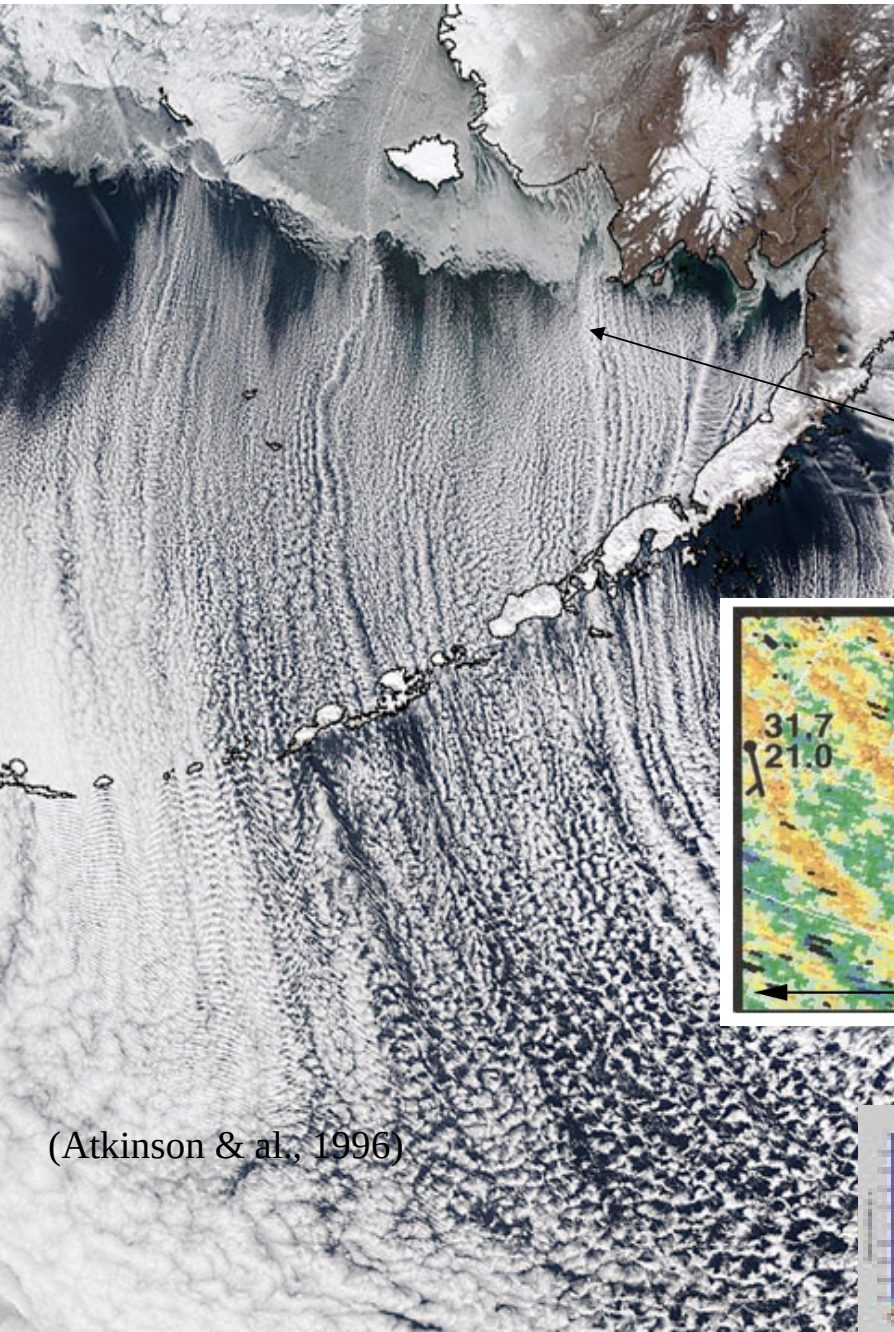
$$\begin{aligned} f &= \alpha \rho w_u \\ \frac{\partial f}{\partial z} &= e - d \\ \frac{\partial f c_u}{\partial z} &= e c_d - d c_u \end{aligned}$$

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

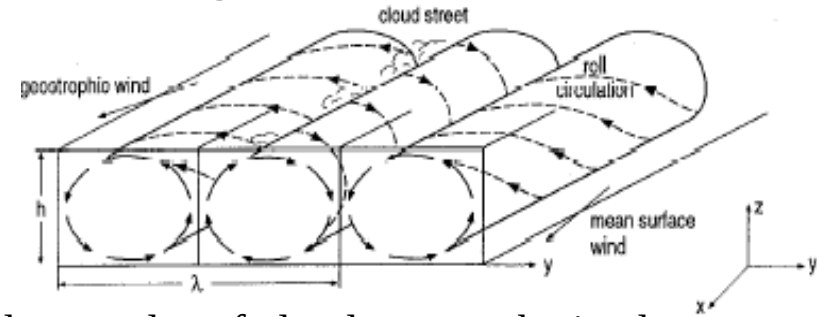
Chatfield and Brost, 1987, Hourdin et. al., 2002, Siebesma, Soares et al., 2004

$K_z = l \sqrt{e}$ e : énergie cinétique turbulente pronostique, Mellor et Yamada
 f, e, d décrits après

Cellules et rouleaux convectifs type Rayleigh - Bénard

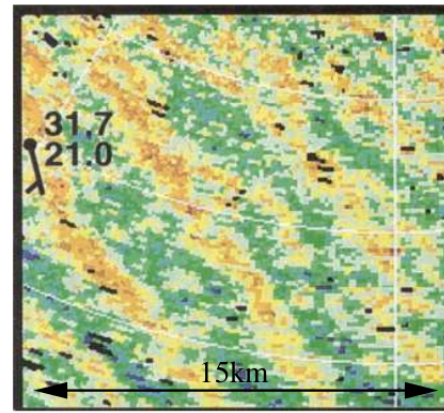


(Atkinson & al., 1996)



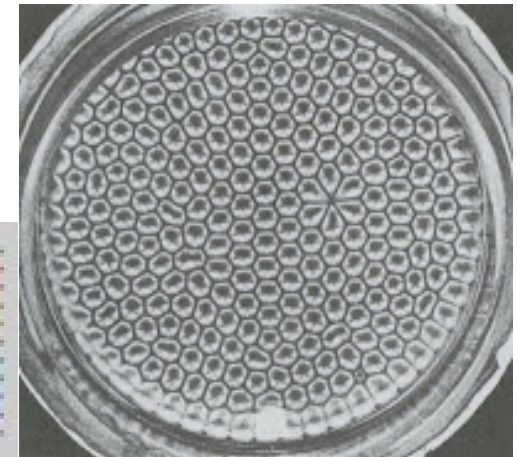
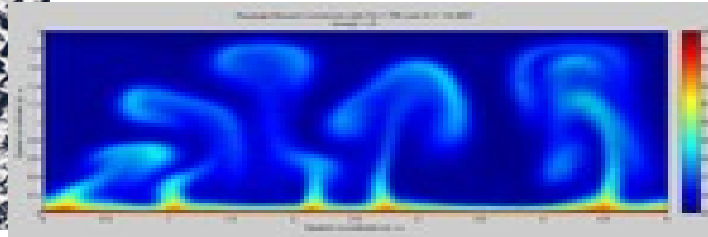
Classical examples of cloud streets obtained at the top of thermal rolls

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

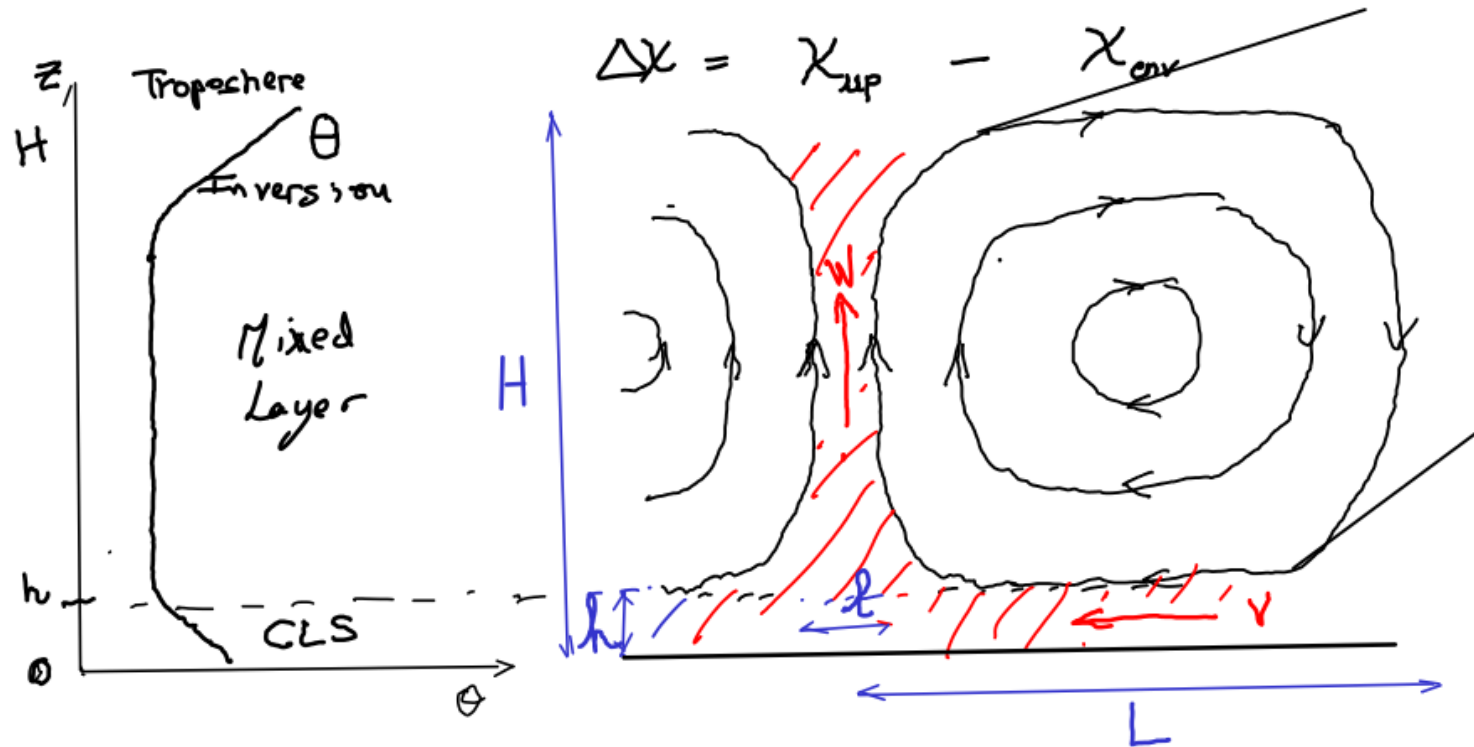


Radar echoes
dry convective
boundary layer
Florida, Hiop
Campaign

Weckwerth et al., 1997



Analyse de cellules convectives type Rayleigh-Bénard en rouleaux



Flottabilité : $w \frac{\partial w}{\partial z} \sim \frac{\Delta \rho}{\rho} g \sim - \frac{\Delta \theta}{\theta} g$

Hydrostatique : $w \frac{\partial w}{\partial y} \sim - \frac{\Delta p}{\rho L}$
 $\sim - \frac{\Delta \theta}{\theta} \frac{H}{L}$

$p_s - p_{tropo} = \int_0^H \rho g dz \Rightarrow \Delta p = \int_0^H \frac{\Delta \rho}{\rho} \rho g dz$
 $= - \frac{\Delta \theta}{\theta} H \rho g$

$H w \frac{\partial w}{\partial z} \sim L v \frac{\partial v}{\partial y} \Rightarrow w_{max} \sim v_{max} \Rightarrow l \sim h \Rightarrow \alpha = l/L$

Rapport d'aspect des cellules : $\Gamma \approx H/L$

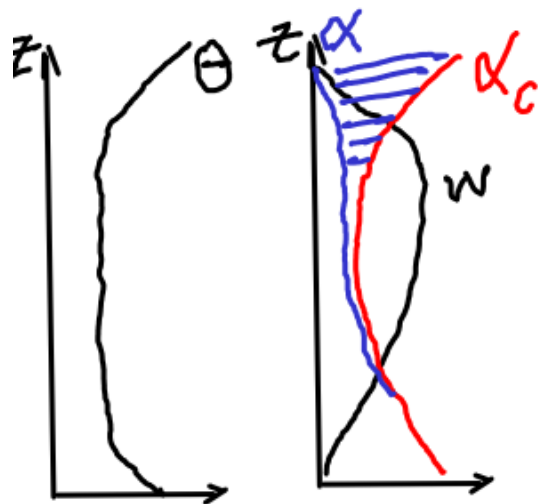
Hypothèses à la base du modèle du thermique

1) alimentation à la base des thermiques

W issu d'un calcul de Cape $W \frac{\partial W}{\partial z} = g \frac{\Delta \theta}{\theta}$ ← $\frac{\partial f W}{\partial z} = \delta W + g \frac{\Delta \theta}{\theta} - \alpha W^2$
 H altitude à laquelle $W = W_{max}$, $H: W = W_{max}$
 h diagnostiqué sur le profil de θ
 $W_{max}, H, h \Rightarrow L, l \Rightarrow \alpha = \frac{l}{L} \Rightarrow f = \int \alpha W$

2) entrainement et détrainement au dessus de la couche d'alimentation

Panache non entrainant
(Hourdin et al. 2002)



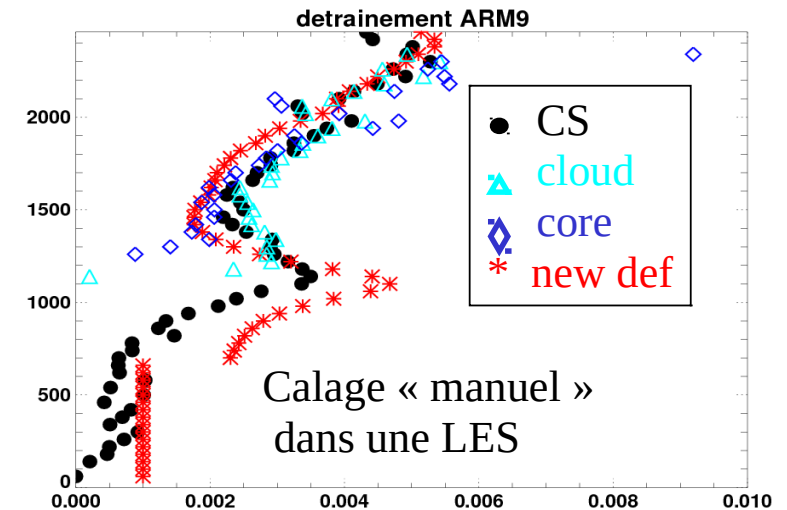
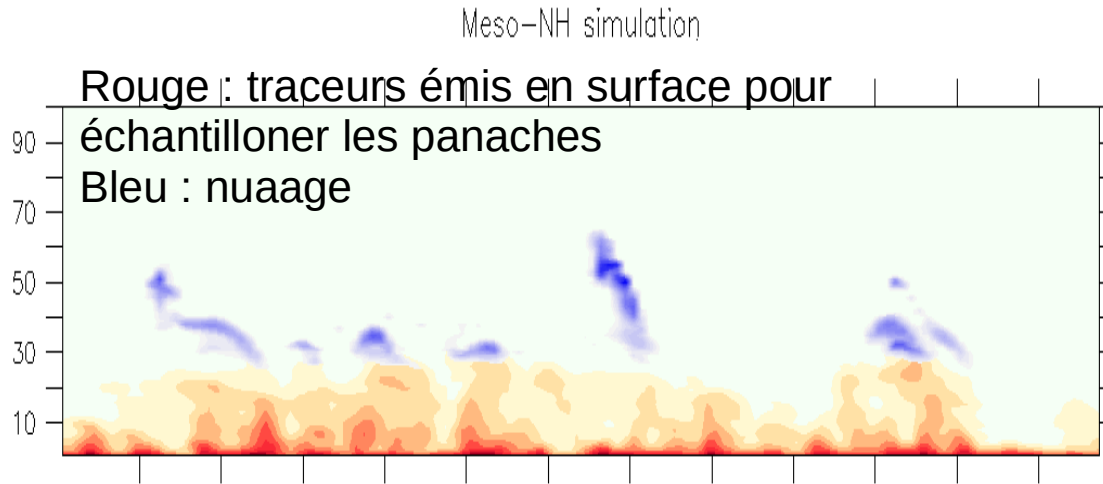
$e = 0$
 $\int \alpha_c W = c_k$
 Epluchage
 $\rightarrow d, \alpha$

Panache à fraction constante $\alpha = 0.1$

$W \rightarrow f = \int \alpha W$
 $e = \max \left[\frac{\partial f}{\partial z}, 0 \right] + e$
 $c_l = \max \left[-\frac{\partial f}{\partial z}, 0 \right] + e$
 satisfait $\frac{\partial f}{\partial t} = e - \alpha$

Dans le modèle du thermiques :
Intermédiaire entre conservatif et fraction constante.
Les deux formules sont pondérées par un paramètre ajustable β_1

Couvreux et al., 2010, Rio et al., 2010



Calage « manuel »
 dans une LES

(Couvreux et al., 2010, Rio et al., 2010)

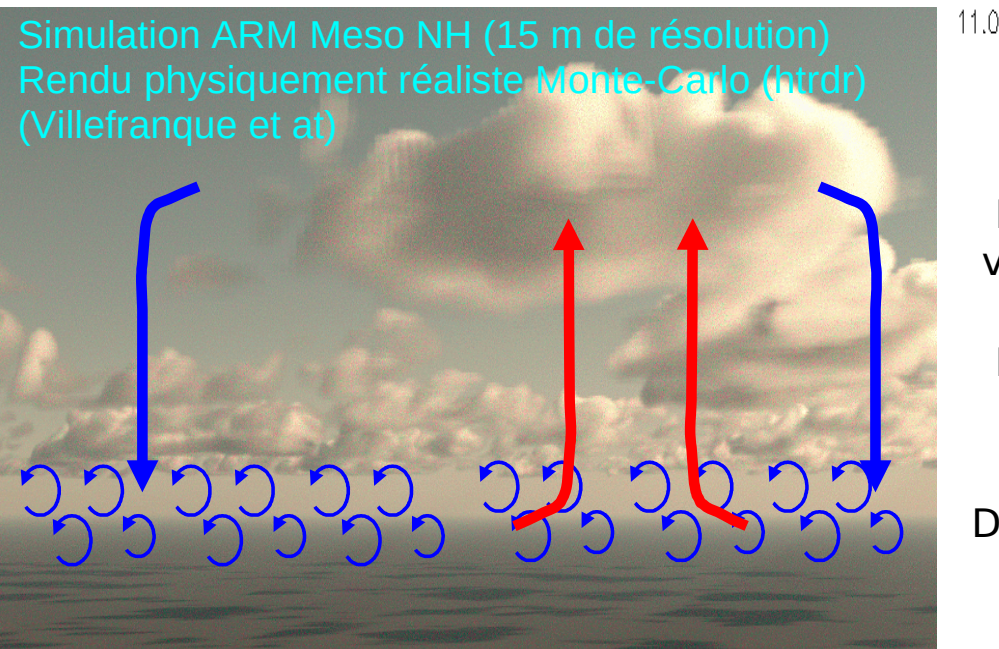


Schéma des thermiques

Équation de la vitesse verticale :

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

Entraînement :

$$\varepsilon = \max \left(0, \frac{\beta_1}{1 + \beta_1} \left(a_1 \frac{B_u}{w_u^2} - b \right) \right)$$

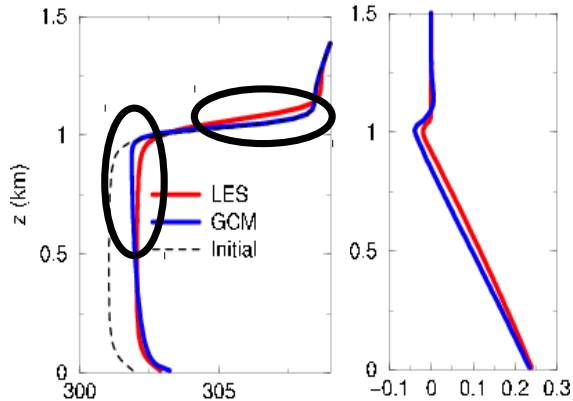
Détrainement :

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

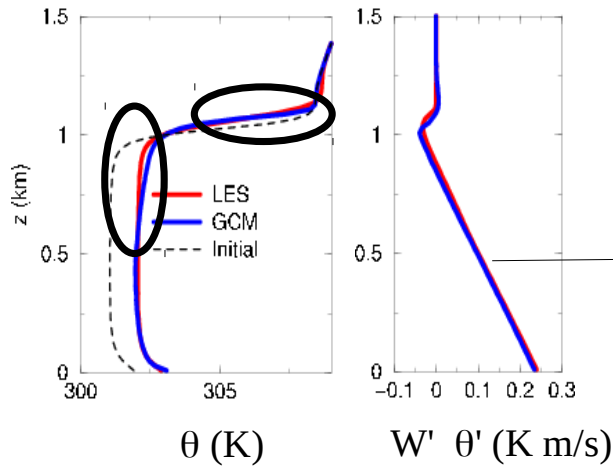
Simulation des températures et des flux

cas de couche limite convective idéalisée, Ayotte 1996

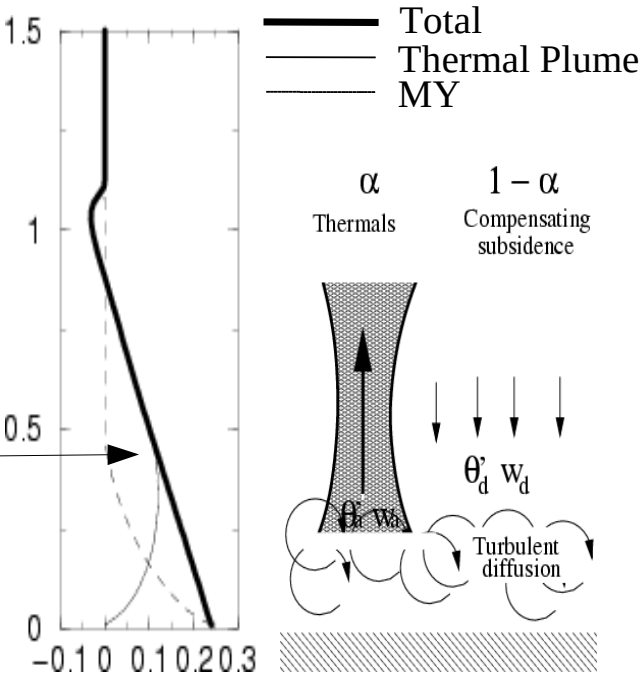
Mellor et Yamada (MY)



MY + thermiques



Heat flux decomposition for
The « MY+thermiques » case



- LES
- SCM
- Initial

Simulation des températures potentielles sur deux cas, différent par la force de l'invasion et du flux de surface (0.24 et 0.05 K m / s)

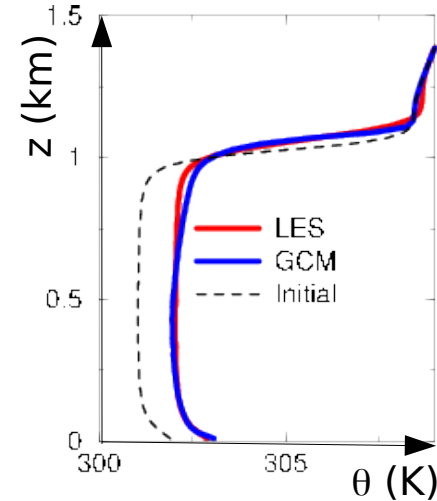
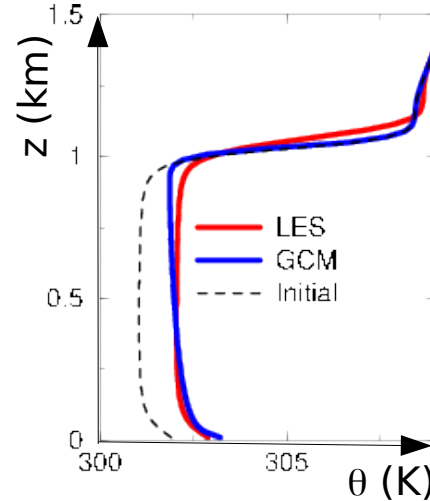
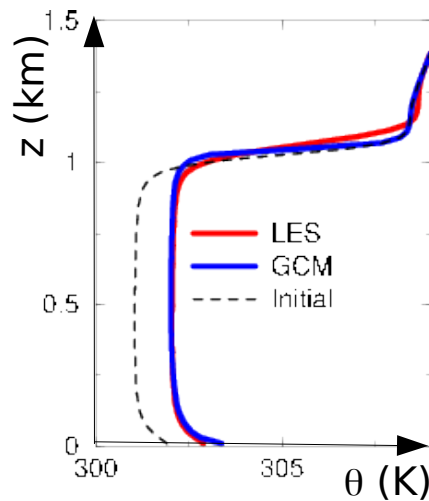
K-diff
+contre-gradient
Holzlag & Boville

K-diff
Mellor & Yama

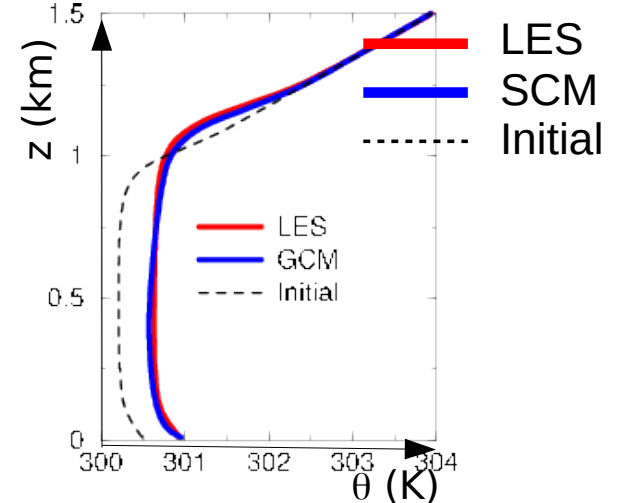
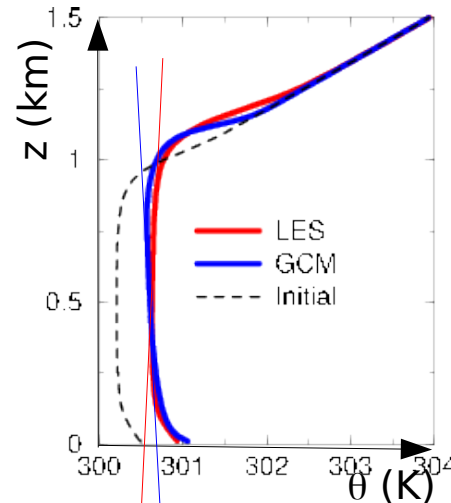
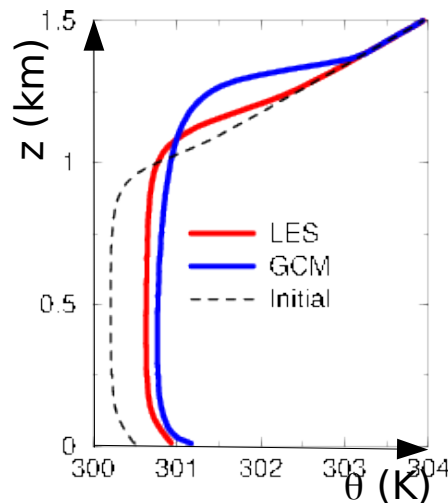
Mellor & Yamada
+Thermiques

Cas Ayotte :

24SC

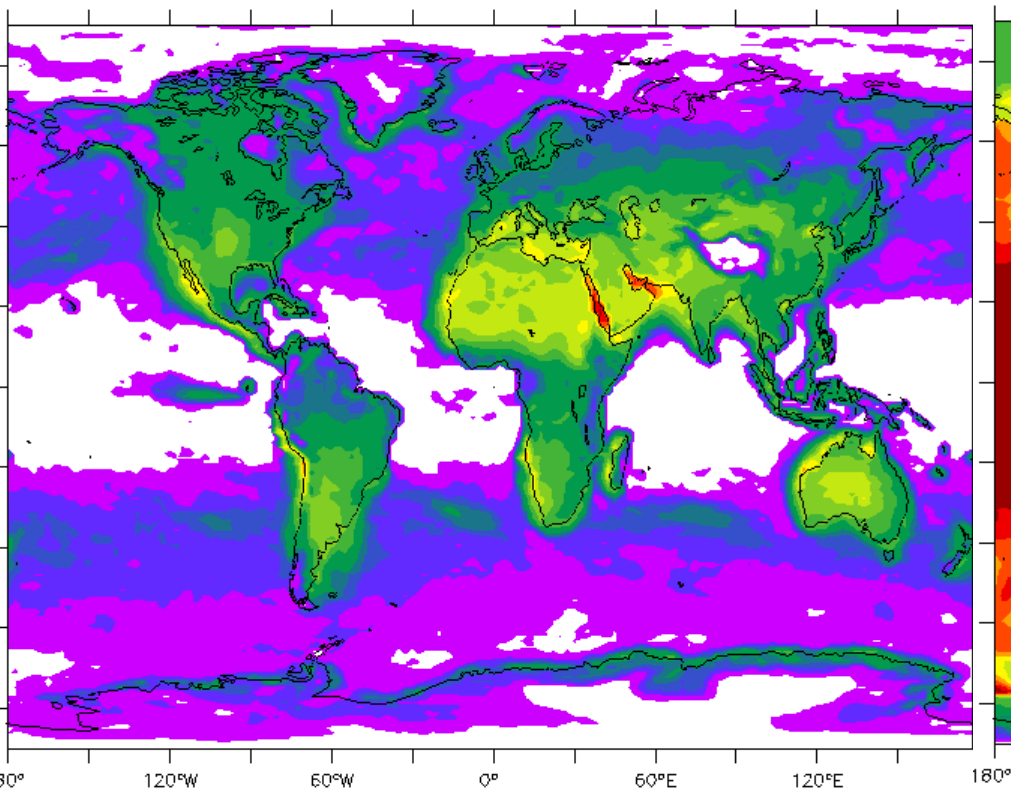


05WC

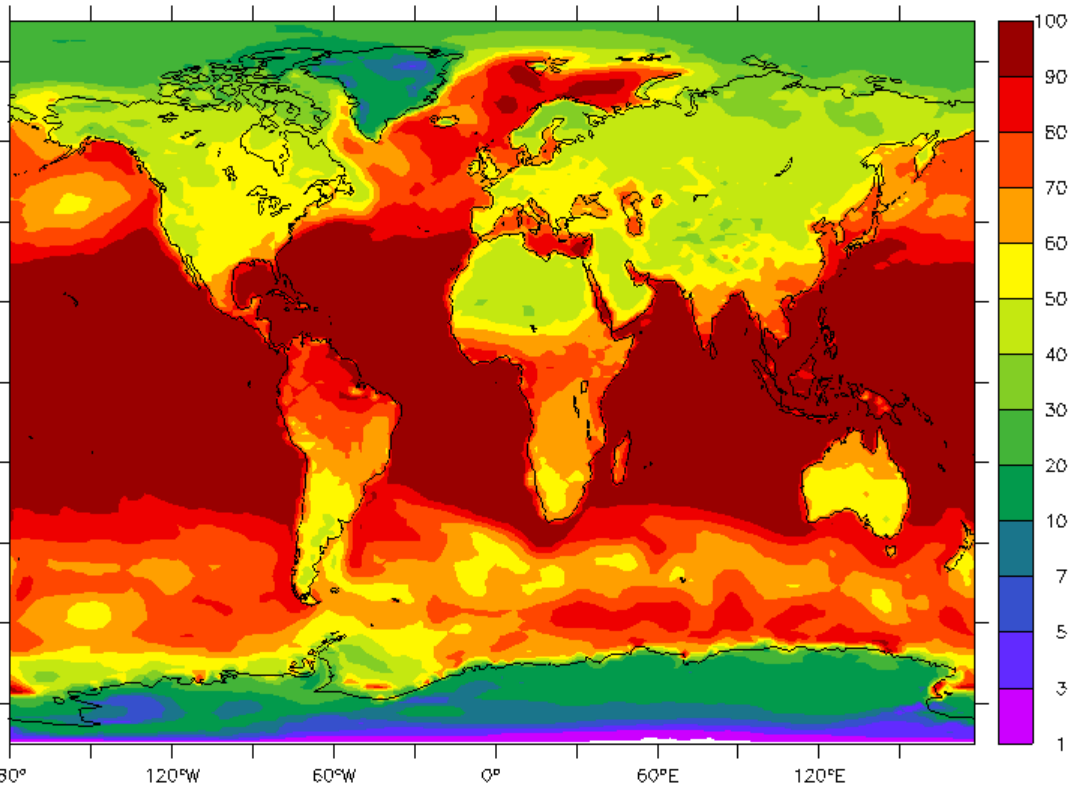


Pourcentage du temps ou des thermiques sont actifs
(une année quelconque sur la planète LMDZ)

Thermiques non nuageux



Tous



1. Transport à contre-gradient de température potentielle

➡ 2. Apport du transport non local des espèces traces

3. Apport du transport non local de quantité de mouvement

4. Apport du couplage avec d'autres paramétrisations

5. Conclusions et perspectives

Traceurs idéalisés émis constant jusqu'à l'inversion et nul au dessus

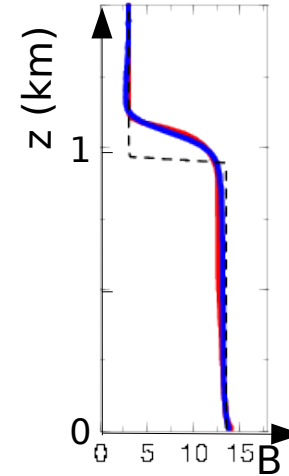
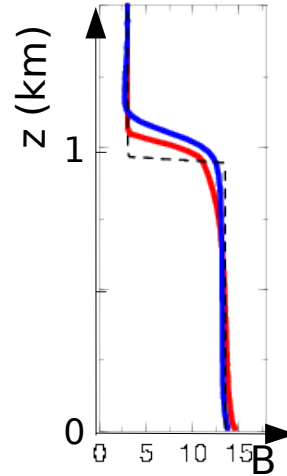
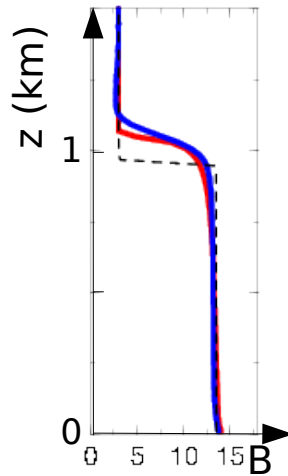
K-diff
+contre-gradient
Holzlag & Boville

K-diff
Mellor & Yama

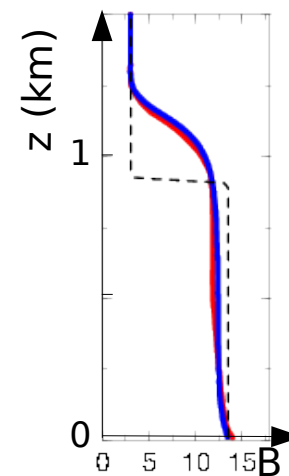
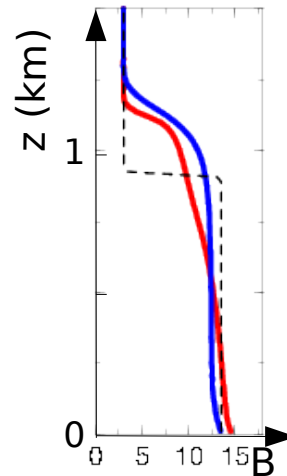
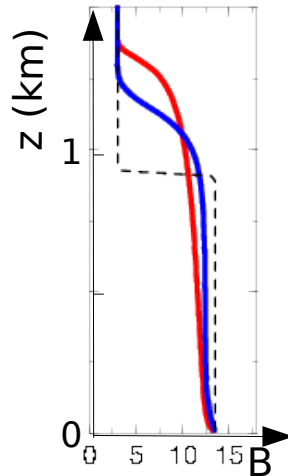
Mellor & Yamada
+Thermiques

Cas Ayotte :

24SC



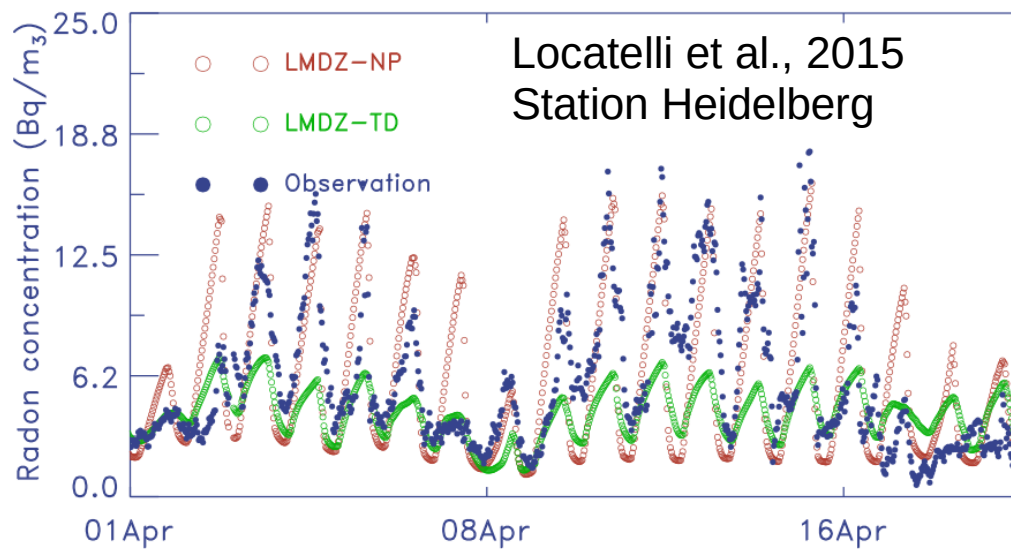
05WC



— LES
— SCM
- - - Initial

Evolution diurne du radon (émis à 1 atome/cm² /s par les surfaces continentales)

Cycle diurne : contraste entre couche limite diffuse nocturne et dilution rapide dans la journée en présence de convection.



Vitesse turbulente : $w \simeq 1 \text{ m s}^{-1}$

Longueur de mélange : $l \simeq 200 \text{ m}$

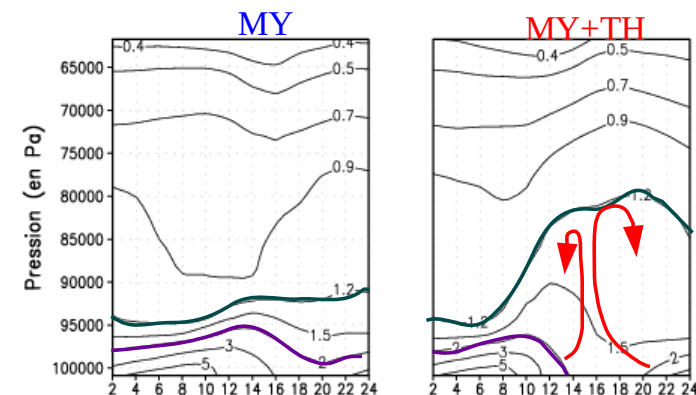
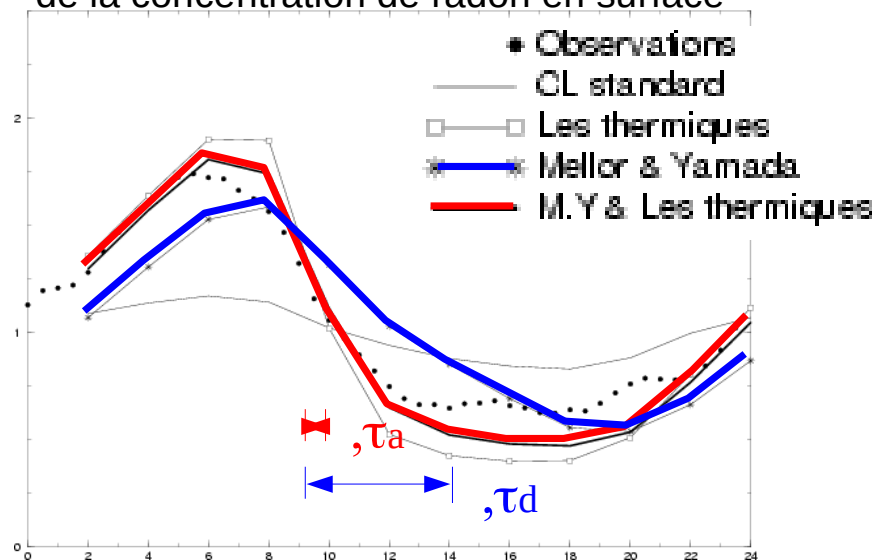
Hauteur de la couche limite : $h \simeq 2 \text{ km}$

Constante de temps du transport vertical :

diffusive : $\tau_d = \frac{h^2}{wl} \simeq 5 \text{ heures}$

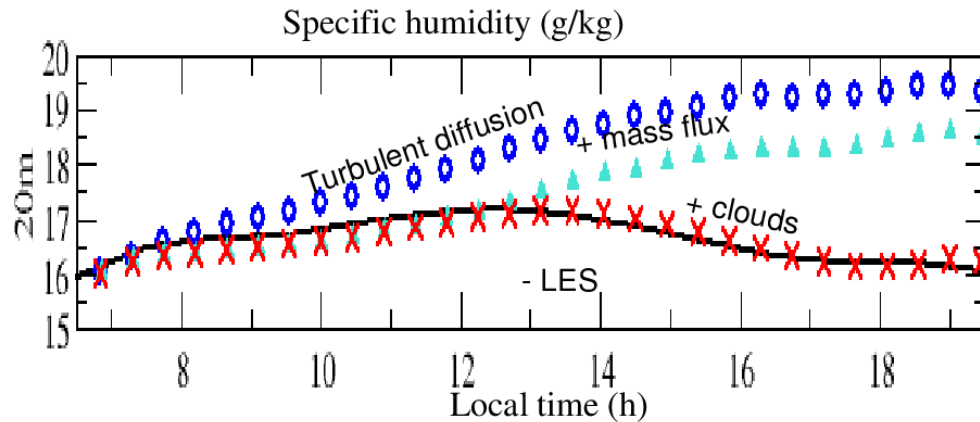
advective : $\tau_a = \frac{h}{w} \simeq 1/2 \text{ heures}$

Cycle diurne moyen normalisé de la concentration de radon en surface



Importance de la convection de couche limite pour le contrôle de l'humidité en surface

- Ventilation plus rapide de l'humidité en présence de convection.
- Basses couches plus sèches avec une représentation du transport convectif.
- Accentué quand les cumulus renforce et augmentent l'extension verticale de la convection.

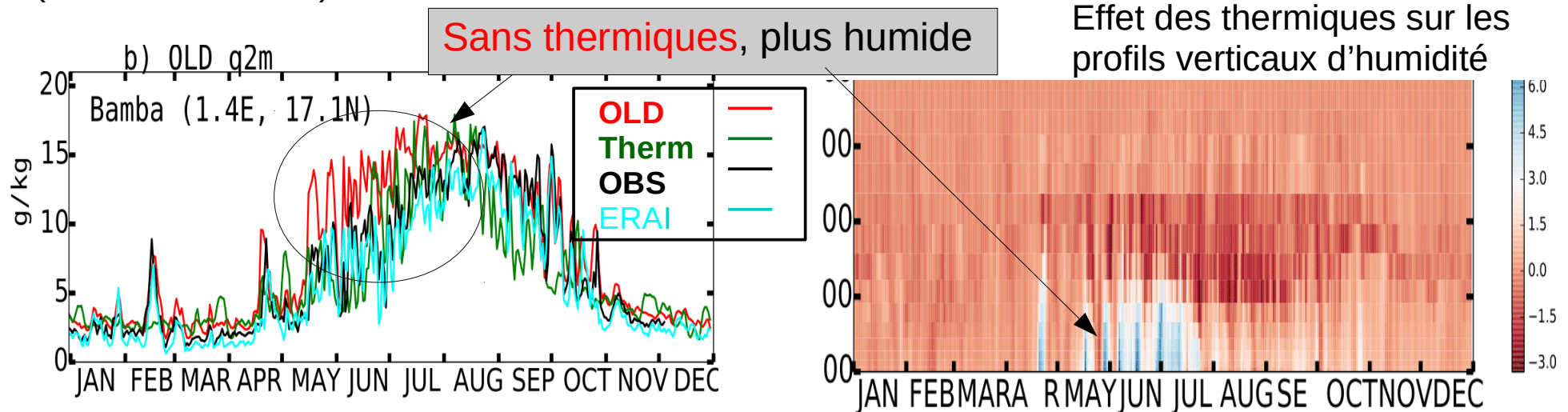


Evolution de l'humidité en surface

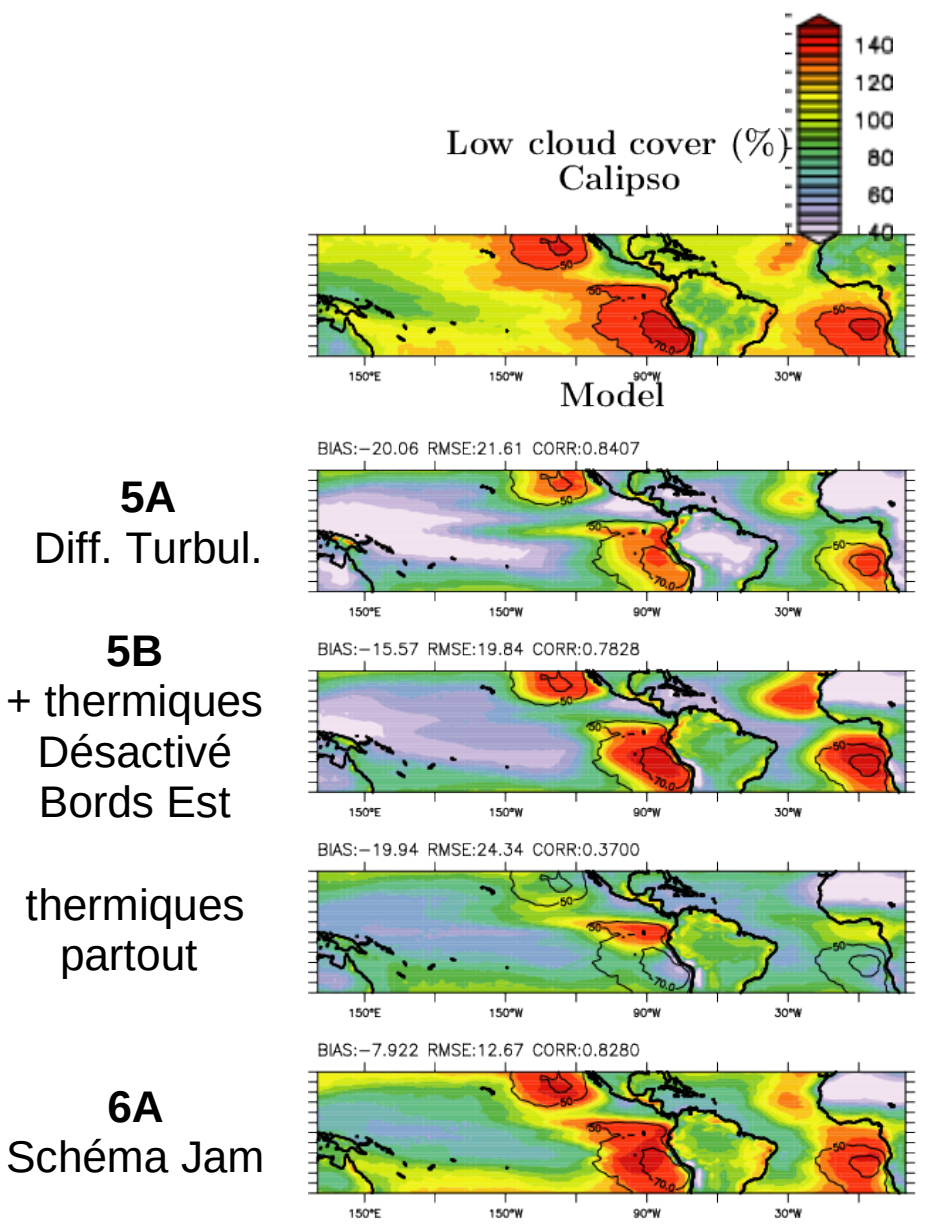
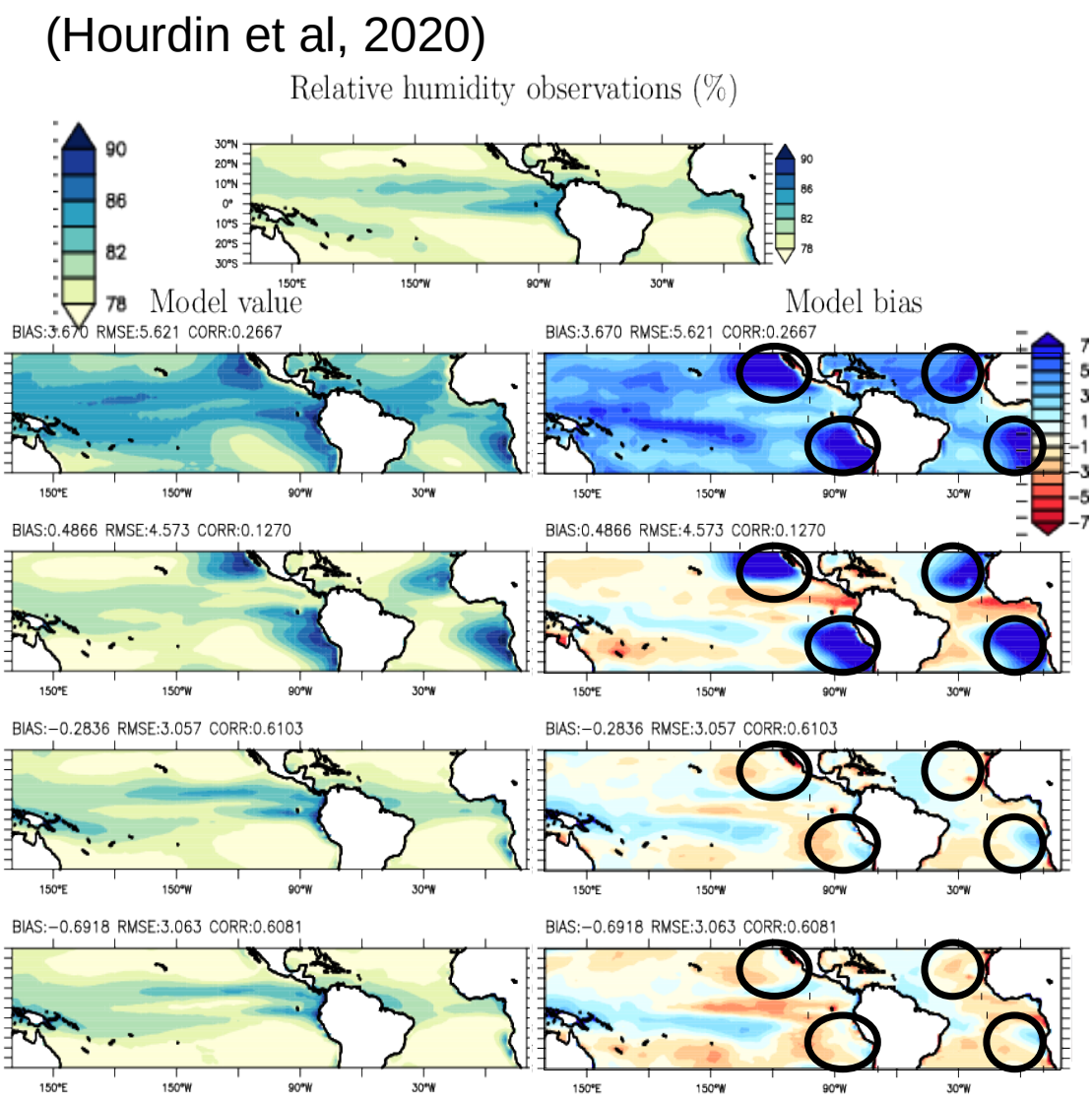
Cas ARM cumulus avec cumulus de beau temps
(Rio et Hourdin, 2008)

Assèchement systématique de la surface par le modèle du thermique

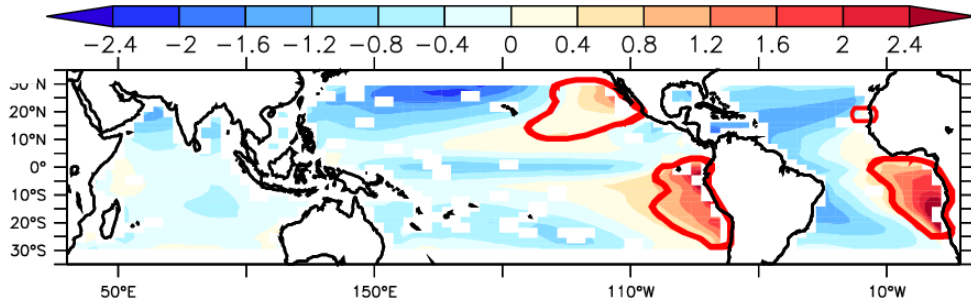
Plus proches des observations AMMA-Catch (ici à Bamba) dans des simulations guidées en vent
(Diallo et al., 2017)



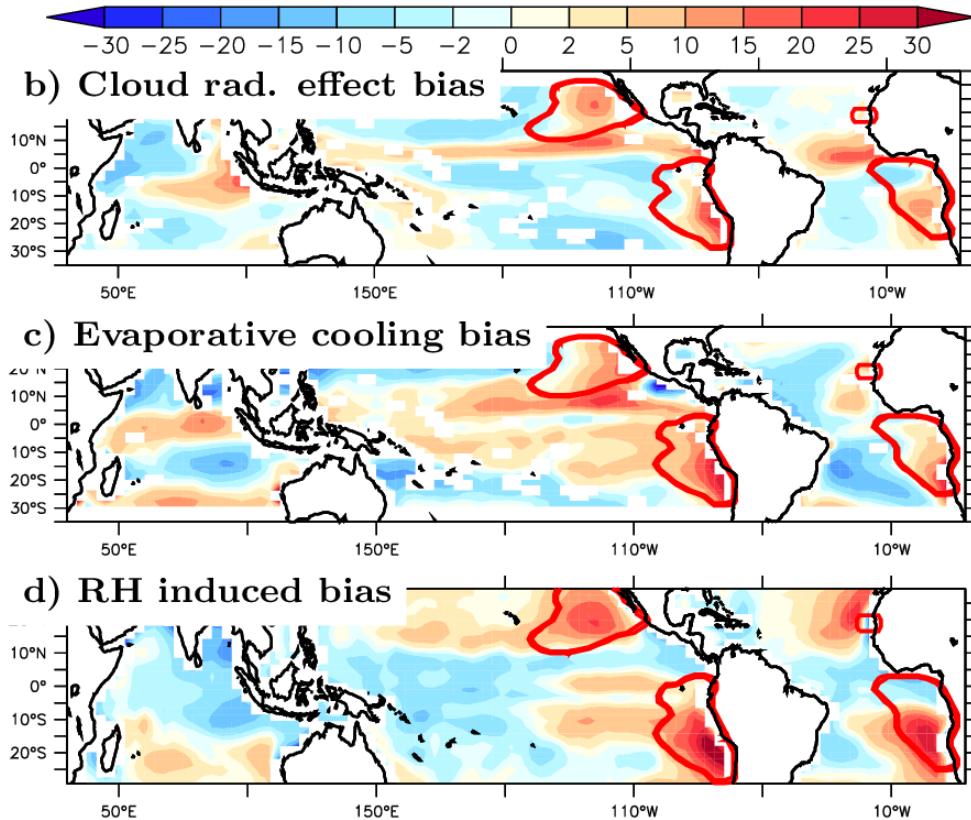
Formulations diffuses : le transport vers le haut ne peut se faire qu'avec un gradient
 La vapeur d'eau s'accumule en surface, limitant l'évaporation
 Thermiques → apport d'air troposphérique à la surface plus efficace
 → davantage d'évaporation



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



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



Dans les modèles couplés
(les cartes montrent des biais pour
une moyenne multi modèle CMIP5)

Biais chauds systématiques de bords Est

Associés à

un manque de nuages (SW)
+ éventuellement stratocumulus trop bas

+

un manque d'évaporation

Associé à un excès d'humidité relative
Trop d'humidité → manque d'évaporation

(Hourdin et al., 2015)

Stratocumulus :

- Modification du détrainement sous l'inversion (thèse Arnaud Jam)
- Le détrainement contrôle les flux de masse près de l'inversion.
- A l'inversion le flux de masse compensatoire des thermique est l'équivalent de la vitesse d'entraînement sommital largement débattue et analysée dans la littérature de la couche limite convective (Hourdin et al., 2019)

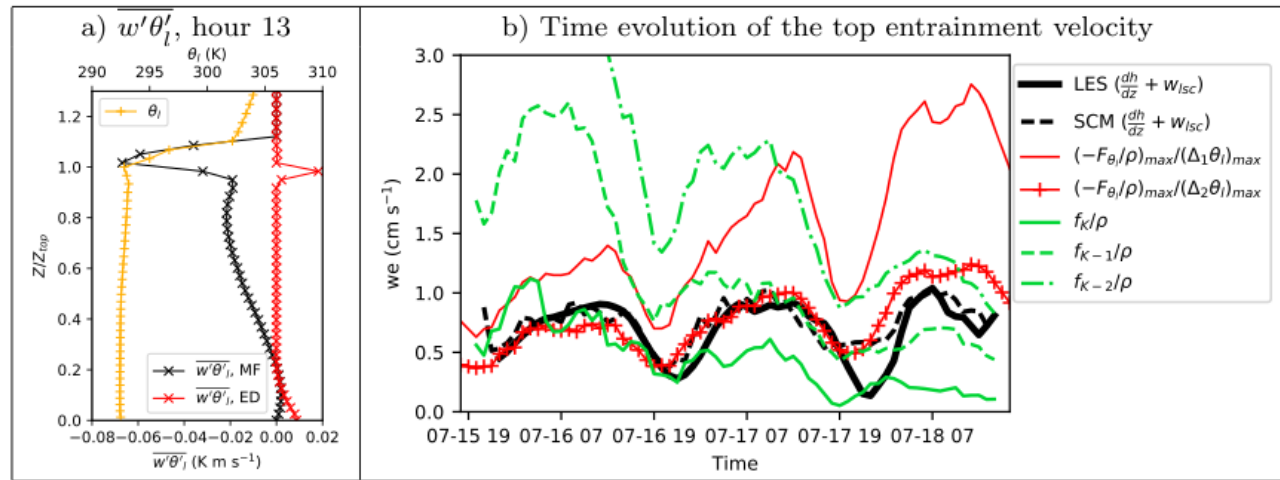
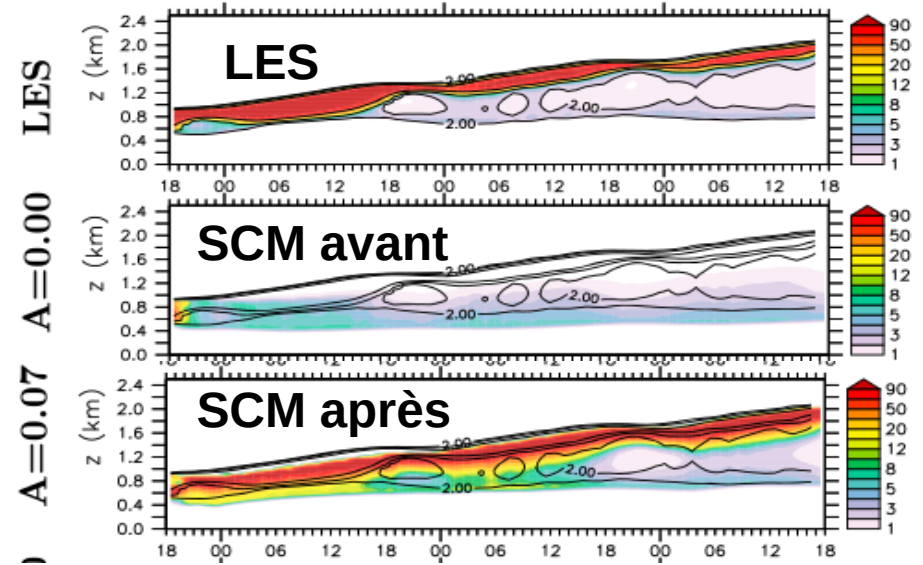


Figure 8. Top-entrainment representation in the SCM L130 simulation of the REF transition case with $A = 0.07$. (a) Vertical profile of the liquid potential temperature turbulent transport F_{θ_l} by the thermal plumes (black curve) and by eddy diffusion (red) is compared with the vertical profile of θ_l (orange), showing the collocation of the maximum thermal plume downward transport with the maximum vertical variation of θ_l ; (b) boundary layer top-entrainment velocity as diagnosed from the residual of the deepening of the boundary layer and imposed subsidence in the LES (black solid curve) and SCM simulation (black dashed curve). The red curves show the ratio of the maximum downward flux of liquid potential temperature to the maximum temperature variations between two adjacent layers ($\Delta_1 \theta_l = \theta_{l,k+1} - \theta_{l,k}$) apart from a flux interface level ($k + 1/2$) or between the next layers above and below ($\Delta_2 \theta_l = \theta_{l,k+2} - \theta_{l,k-1}$). The green curves correspond to the downward velocity f/ρ in the three upper levels where the thermal flux model is active. SCM = single column model; LES = large-eddy simulation.



1. Transport à contre-gradient de température potentielle
2. Apport du transport non local des espèces traces
- ➡ 3. Apport du transport non local de quantité de mouvement
4. Apport du couplage avec d'autres paramétrisations
5. Conclusions et perspectives

Vent zonal

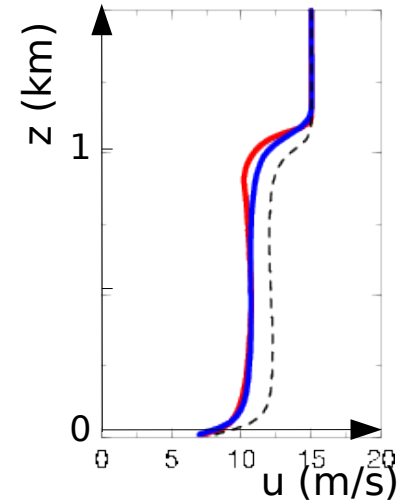
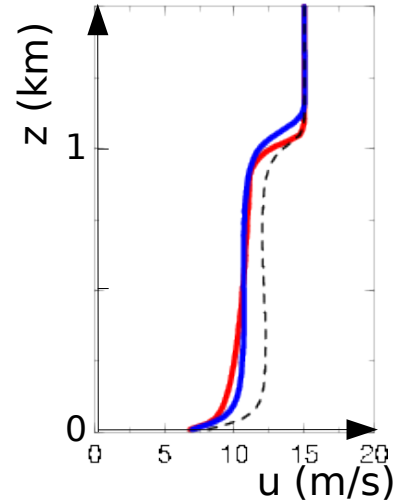
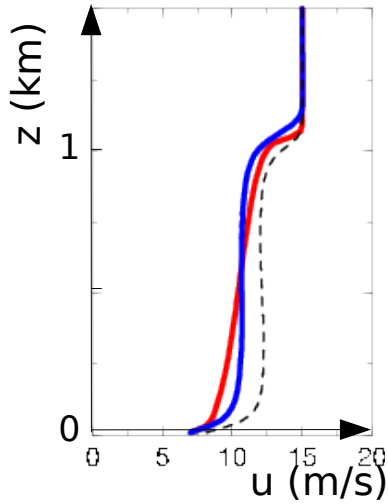
K-diff
+contre-gradient
Holzlag & Boville

K-diff
Mellor & Yama

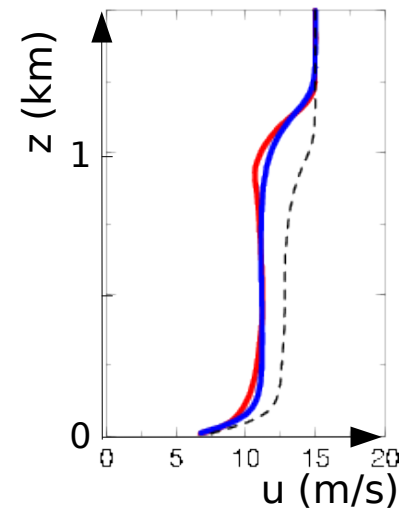
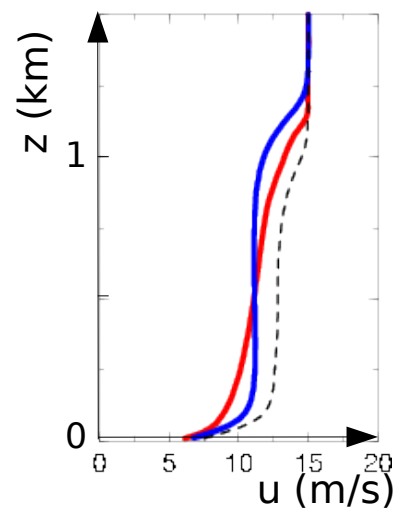
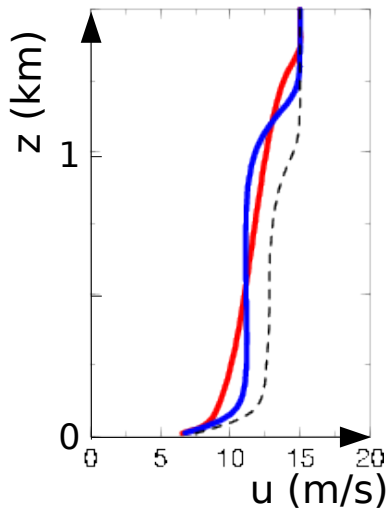
Mellor & Yamada
+Thermiques

Cas Ayotte :

24SC



05WC



Jet nocturne et soulèvement matinal des poussières

Journée : quantité de mouvement bien brassée dans la couche mélangée

Tombé du soir : effondrement de la couche limite et découplage en surface

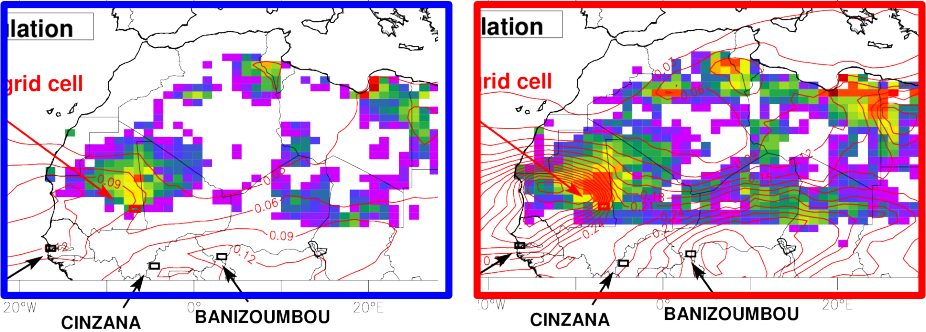
Mise en place du jet nocturne (oscillation inertielle) : à qq ~300 de mètres au dessus de la surface

Matinée : la convection atteint le jet nocturne → pic de vent en surface → soulèvement de poussières

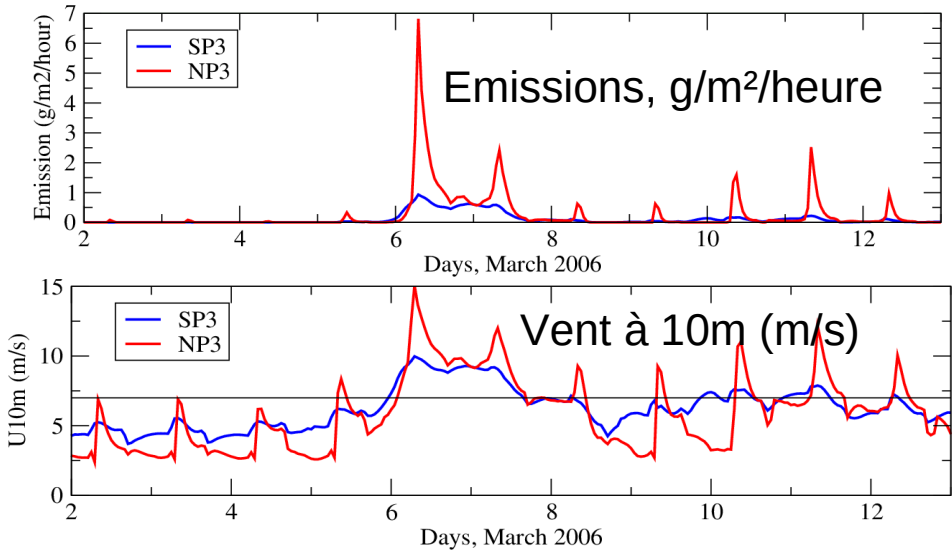
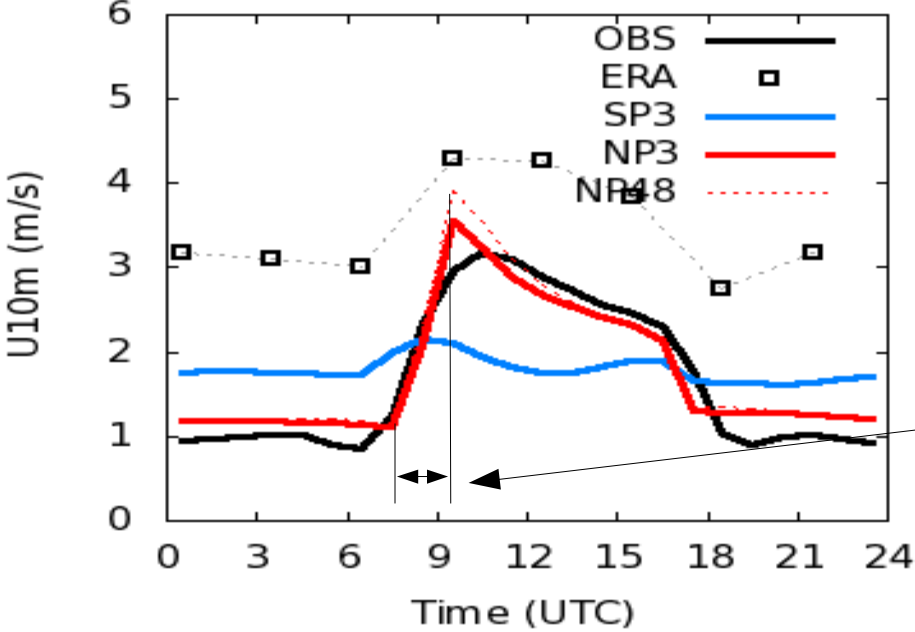
Mars 2006

Guidage de u et v à 3 heures

Simulations physique **standard** et **nouvelle**



Cycle diurne moyen, Vent à 10m (m/s)



Vitesses acendantes ~ 1 m/s
→ subsidence 10 cm/s
→ temps d'advection 2000s / 200m

1. Transport à contre-gradient de température potentielle
2. Apport du transport non local des espèces traces
3. Apport du transport non local de quantité de mouvement
- ➡ 4. Apport du couplage avec d'autres paramétrisations
5. Conclusions et perspectives

Le modèle du thermique contient une description des

→ des variances (w'^2)

→ de l'assymétrie (w'^3) des distributions sous maille

$$\overline{\psi'^2} = \frac{\alpha}{1 - \alpha} (\psi_u - \psi)^2,$$

$$\overline{\psi'^3} = \frac{\alpha(1 - 2\alpha)}{(1 - \alpha)^2} (\psi_u - \psi)^3.$$

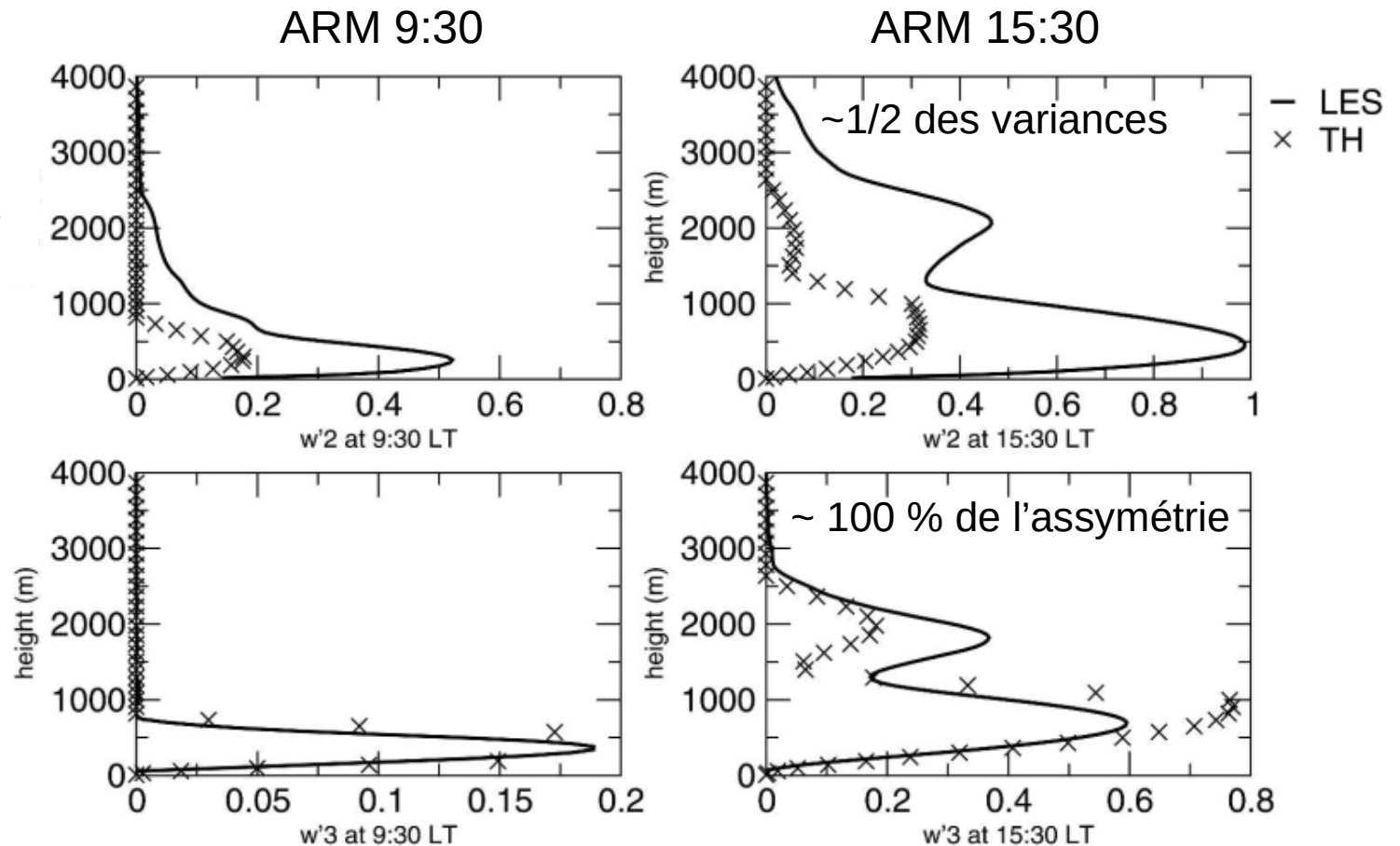


FIG. 10. Comparison with LES of the (top) second- ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) and (bottom) third- ($\text{m}^3 \text{s}^{-3}$) order moments of the vertical velocity in the thermal plume at (left) 0930 and (right) 1530 LT for simulation TH of the GCSS ARM cumulus case.

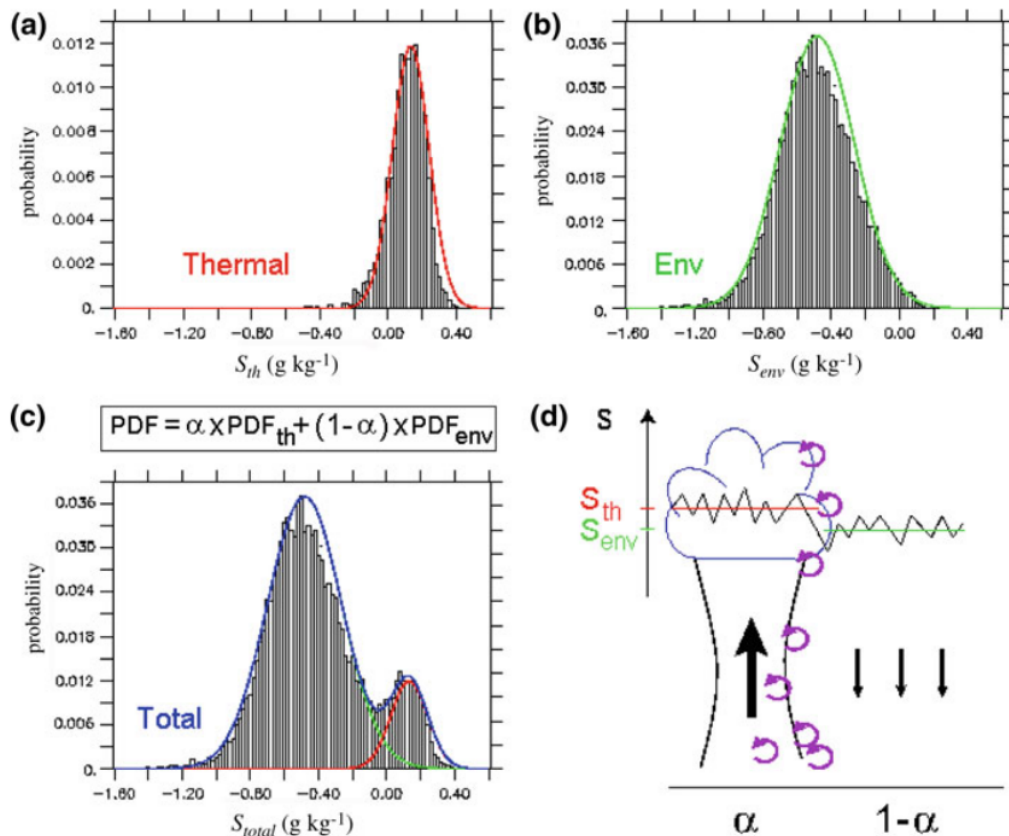
Représentation des nuages de couche limite (cumulus, stratocumulus)

Une distribution gaussienne de l'eau sous maille est attachée

- aux thermiques : d'autant plus large que les thermiques sont petits
- à l'environnement : d'autant plus large que les thermiques sont présents

Cumulus : fraction nuages \sim panaches

Stratocumulus : panaches \sim qq %, nuages 100 %



$$\sigma_{s,th} = c_{th} \alpha^{-\frac{1}{2}} (\bar{s}_{th} - \bar{s}_{env}) + b \bar{q}_{t_{th}}$$

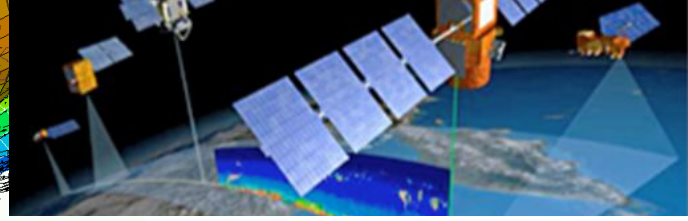
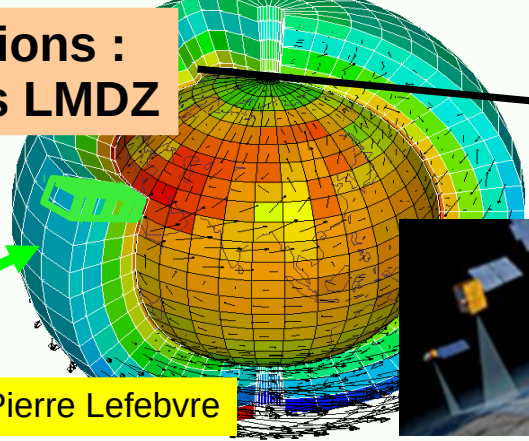
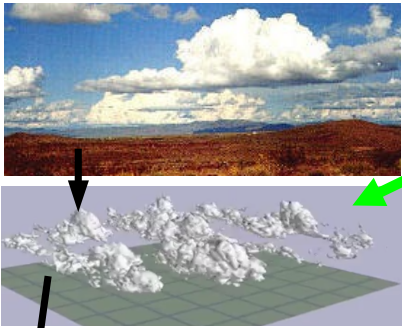
$$\sigma_{s,env} = c_{env} \frac{\alpha^{\frac{1}{2}}}{1 - \alpha} (\bar{s}_{th} - \bar{s}_{env}) + b \bar{q}_{t_{env}},$$

Fig. 1 Distributions of the saturation deficit s in (a) thermals, (b) environment and (c) the whole domain at 1,200 m for ARM hour 8. *Histograms* correspond to the conditional sampling results and the lines to the fit with Gaussian function in (a, b) and the total bi-Gaussian fit in (c). Frame (d) is a schematic view of the plume model with associated variations of s within cloud and the environment

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)

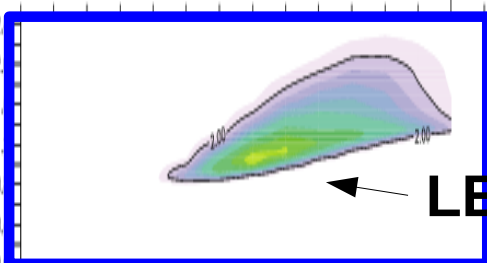


Marie-Pierre Lefebvre

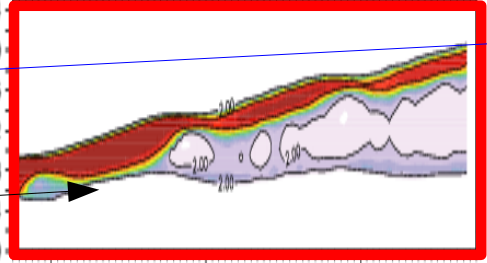
Cas ARM
(Oklaoma) de cycle
diurne de cumulus

Cas « sandu »
Transition strato
cumulus → cumulus

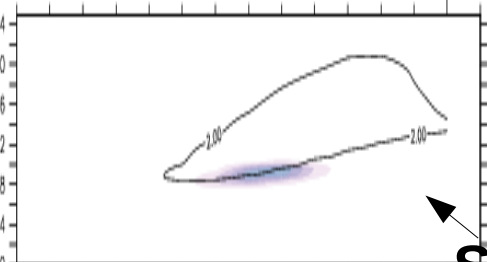
Reference



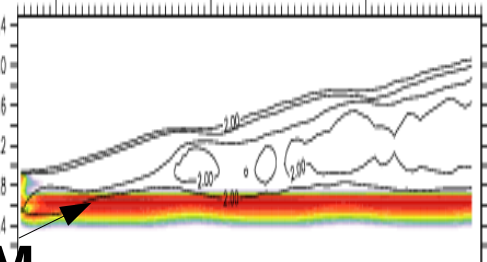
LES



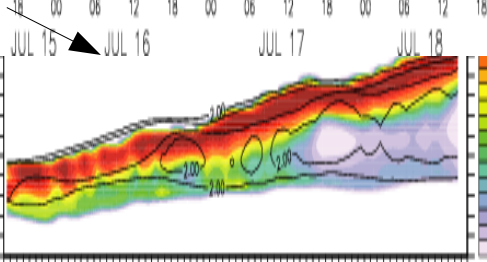
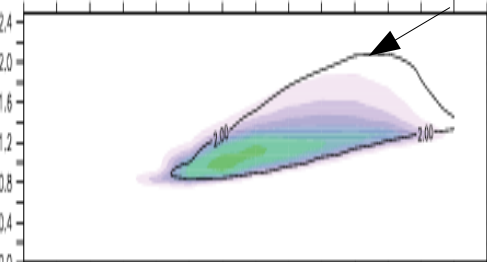
CMIP3



SCM

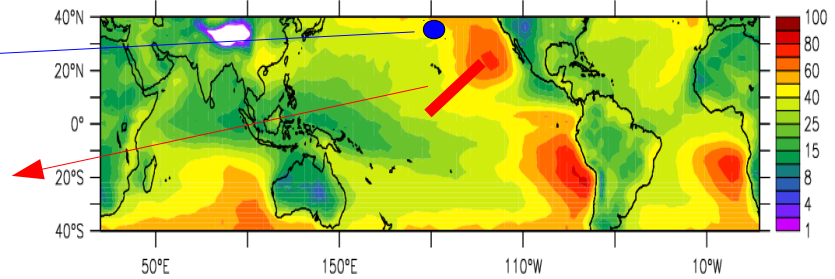


CMIP6

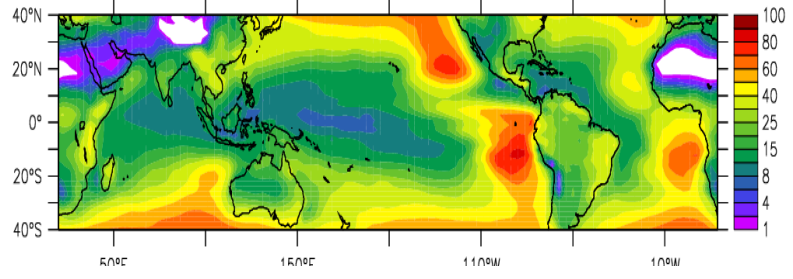
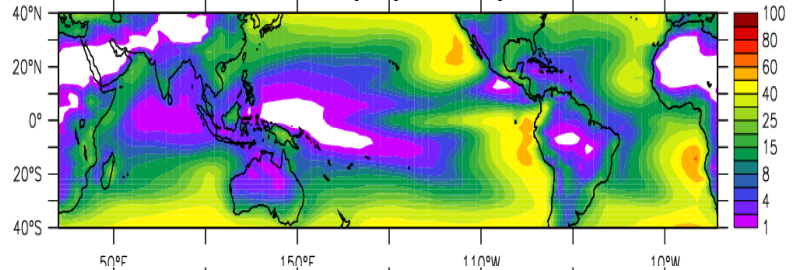


Low clod cover (%), annual mean
Calipso lidar

Abderrhamane Idelkadi



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

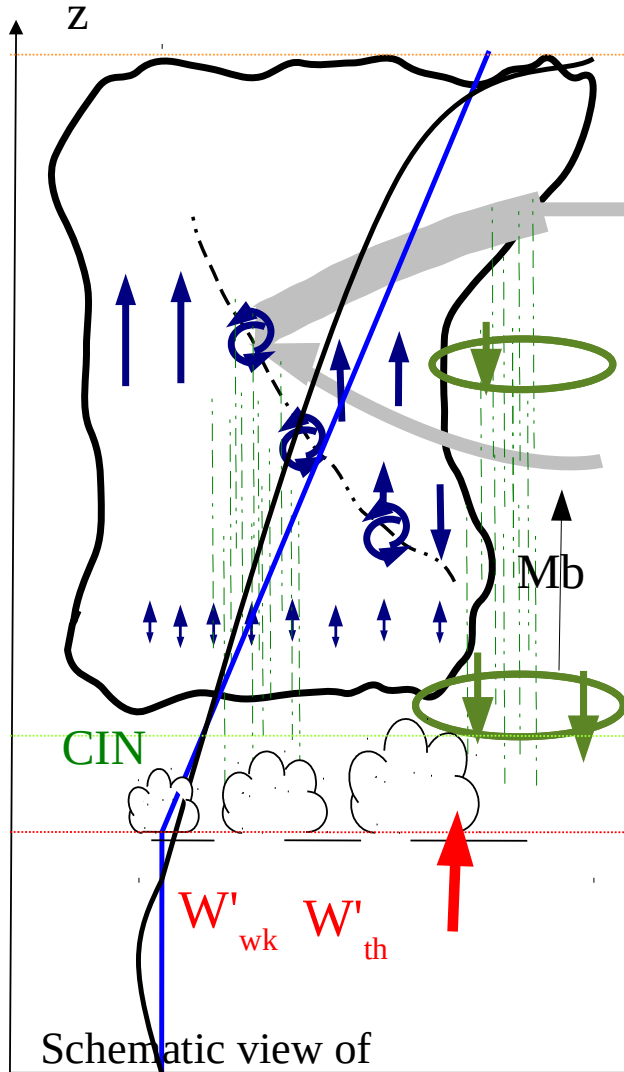


Contrôle de la convection par les processus sous-nuageux : poches froides et thermiques

→ 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)



Schematic view of
Emanuel (1993) scheme
Deep convection

K: Energie de soulèvement disponible

ALE en J/kg, proportionnel à w'^2 .



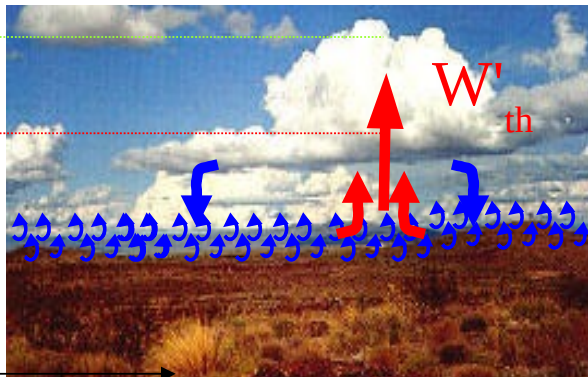
Déclenchement : $\max(ALE_{th}, ALE_{wk}) > |CIN|$

P: Puissance de soulèvement disponible

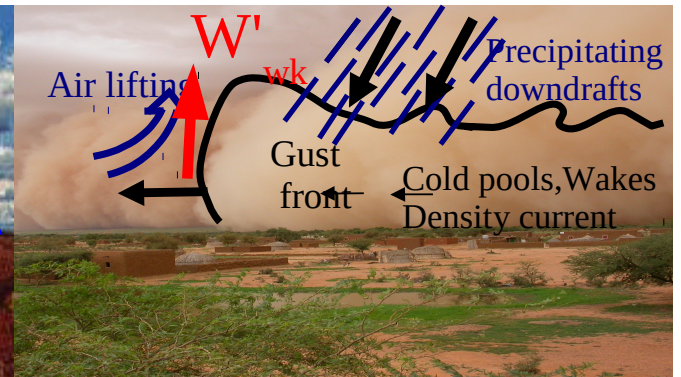
ALP en W/m², proportionnel à w'^3 .



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



θ_v



Décalage dans l'après midi du maximum de convection (Rio et al, 2010)
Préconditionnement de la convection profonde par les thermiques
Entretient par les poches

Heure du maximum
de précipitation
(Juillet Août)

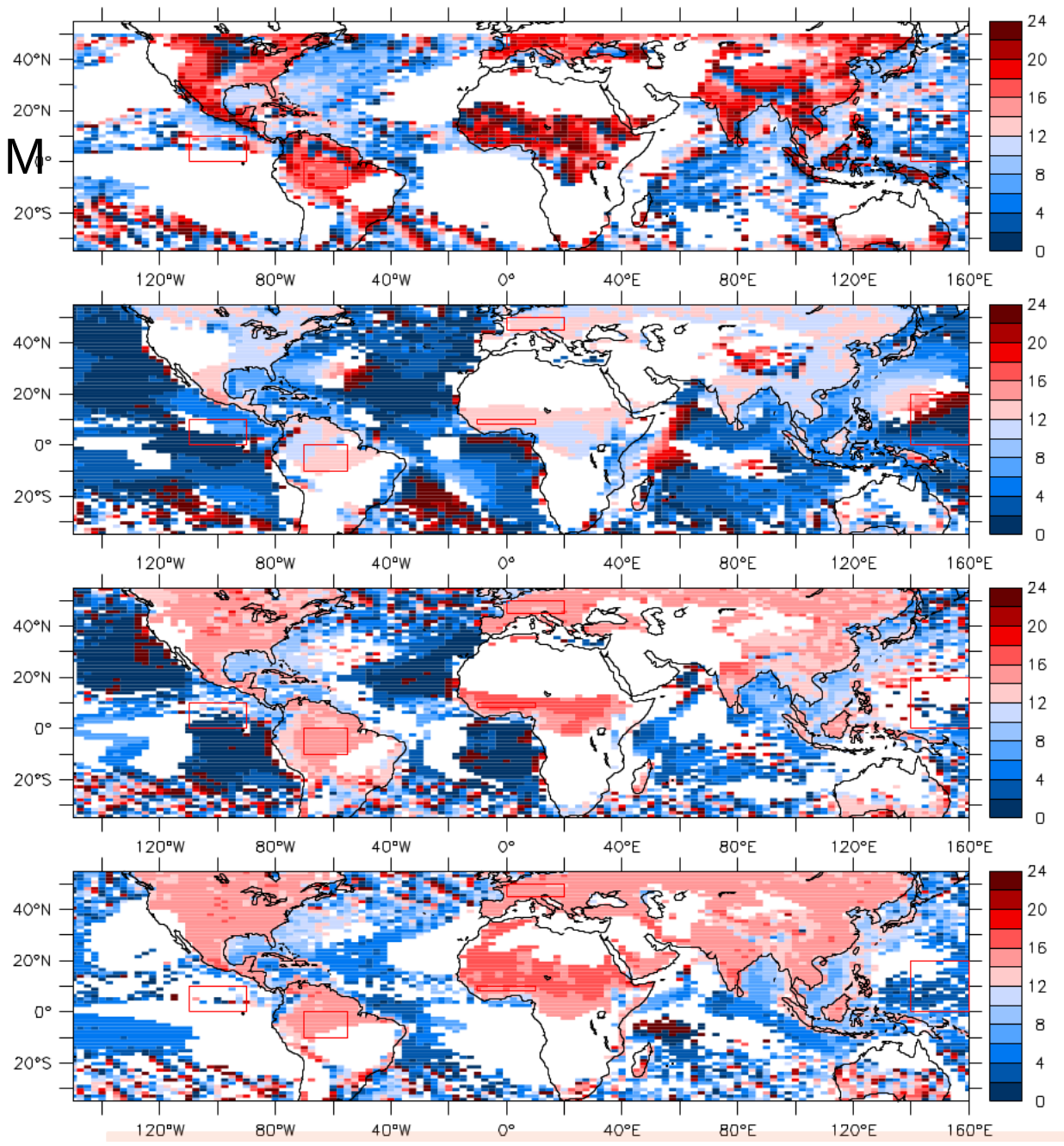
(figure Hourdin et al 2020)

Obs. TRMM

LMDZ5A

LMDZ5B

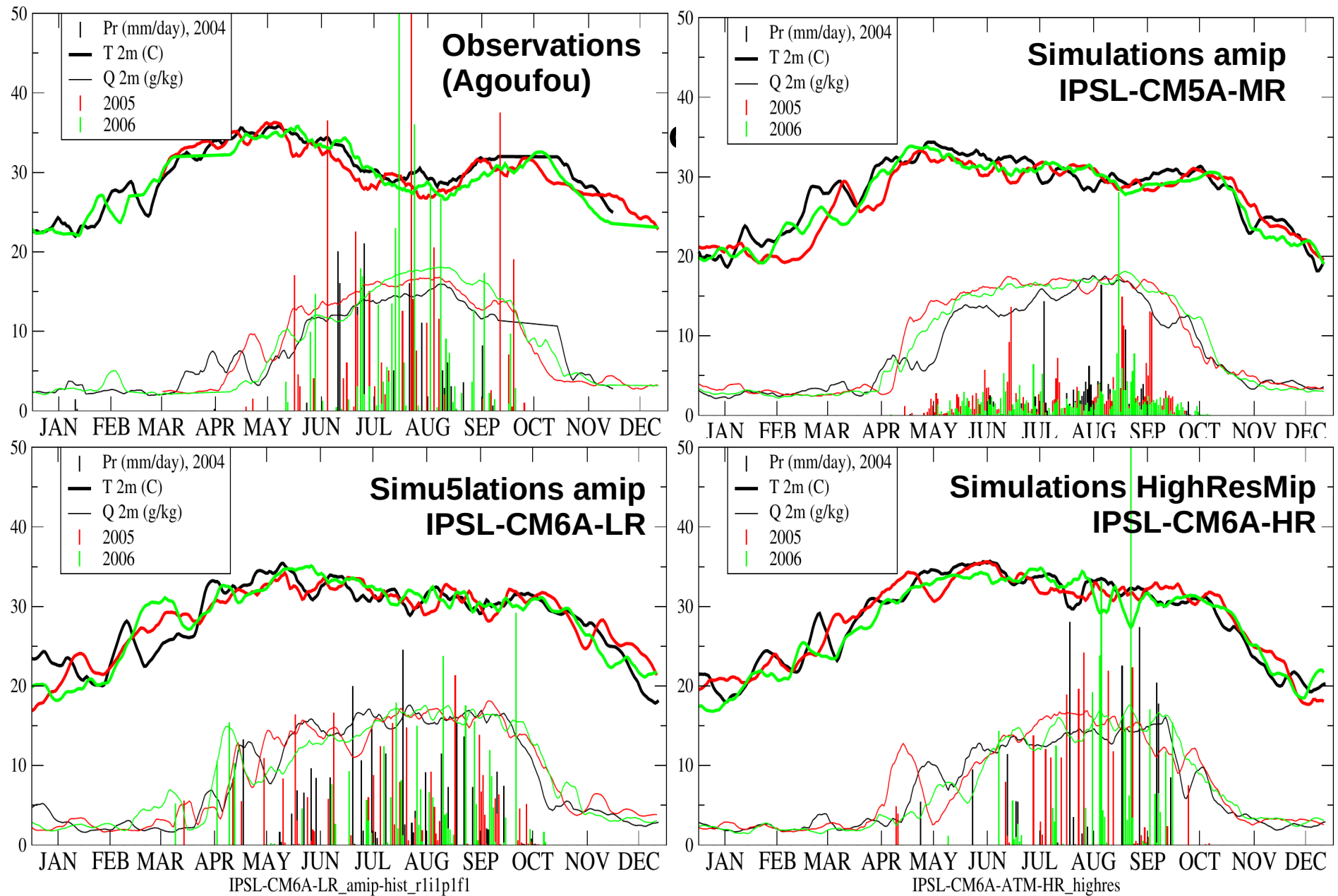
LMDZ6A



Déclenchement stochastique de la convection profonde

Contrôlé par la taille des plus gros (d'une distribution de) thermiques dans la maille

Rochetin et al., 2014 (Figures Hourdin et al., 2020, inspirées de celles de Françoise Guichard)



1. Transport à contre-gradient de température potentielle
2. Apport du transport non local des espèces traces
3. Apport du transport non local de quantité de mouvement
4. Apport du couplage avec d'autres paramétrisations
- ➡ 5. Conclusions et perspectives

Conclusions et perspectives (1/2)

Conclusion principale

- Transport convectif de couche limite, nuageuse ou non, élément clé du climat.
- Responsable d'un transport très efficace entre la troposphère libre et la surface avec des effets au travers de toutes les variables météorologiques.
- Élément clé d'une fraction importante de la couverture nuageuse.
- Sa représentation explicite demande des mailles de $\sim 50\text{m}$ pour de la convection bien développée, qqm sur le plateau Antartique.
- Il doit donc être paramétrisé d'une façon ou d'une autre dans les modèles.

Perspectives de travail autour du modèle du thermique :

- Couplage plus fort avec l'équation de la TKE (transport de TKE par les thermiques et TKE source d'entraînement/détrainement)
- Dépendance à l'organisation : rouleaux (2D) si vent fort, panaches (3D) sinon.
- Prise en compte explicite des subsidences (déjà fait sur Mars). Important pour la transition cumulus/stratocumulus ? Les flux de surface ?
- Zone grise des thermiques (Rachel Honnert)
- Utilisation comme modèle de brises (îles, montagnes, « leads », patch d'humidité)
- Prise en compte des rafales prédites par les thermiques ($u' \sim w'$) pour les couplages à la surface : océan (déjà dans CMIP6), soulèvement de poussières.
- Géométrie des nuages : paramétrisation de la taille des nuages en plus de leur fraction, structures verticales (en cas de cisaillement de vent par exemple). Implication notamment en cas de prise en compte des effets radiatifs 3D
- Articulation peu profonde/profonde

Conclusions et perspectives (2/2)

Paramétrisation = fonctions + paramètres libres.

Objectif du travail sur les paramétrisations :

A partir d'une lecture physique du fonctionnement de processus (ex : convection de couche limite, ensemble de nuages), trouver des fonctions telles qu'il existe des valeurs des paramètres pour lesquels le modèle se comporte « bien », « mieux qu'une version précédente ».

Avec 4-5 paramètres, c'est ingérable « à la main ».

Le fait de disposer d'outils semi automatiques d'exploration paramétrique et d'avoir travaillé à la séparation des questions (GCM versus SCM, SCM versus LES, Nuages versus radiatif) permet de réouvrir nombre de questions qui étaient indécidables jusque là.

J'ai peur que ça éloigne de la physique (N. Rochetin, communication personnelle)

- Travailler sur les paramétrisations les yeux ouverts plutôt qu'aveugles
- Etre capable d'identifier automatiquement les plages de paramètres adéquates pour se concentrer sur la physique : les images et les équations.
- Expériences de sensibilité non locales : on explore d'un coup l'ensemble des plages paramétriques et les effets croisés ou non linéaires des paramètres.