

Modélisation climatique :
paramétrisation de la convection
profonde

Découpage interne au Modèle de Circulation Générale Atmosphérique

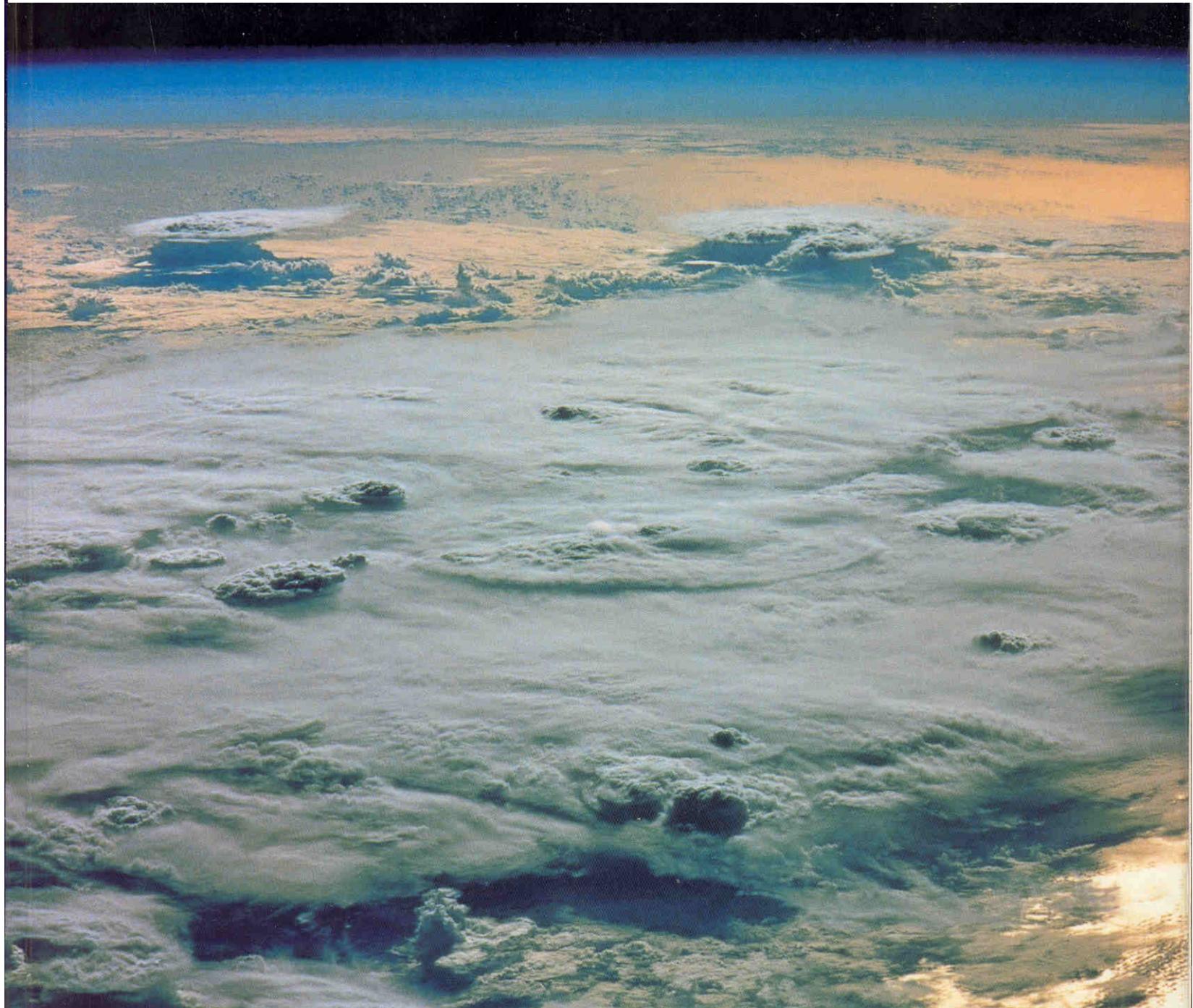
Equations de GCM atmosphérique (extraits)

Equations dynamiques en coordonnées pression

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \partial_t \vec{V} = \underbrace{-(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}}_{\text{transport}} - \omega \partial_p \vec{V} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{gravité}} - \underbrace{f \vec{k} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} + \underbrace{\vec{S}_V}_{\text{Sources}} \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \partial_p \omega = 0 \\
 \partial_t q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q - \omega \partial_p q + \underbrace{S_q}_{\text{Sources}}
 \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l}
 \Phi = gz \quad \text{geopotentiel} \\
 \omega = \partial_t p \quad \text{vitesse vert.} \\
 q = \text{humidité spécifique}
 \end{array} \right. \quad (1)$$

\vec{S}_V et S_q : termes source déterminés par les **paramétrisations physiques** :

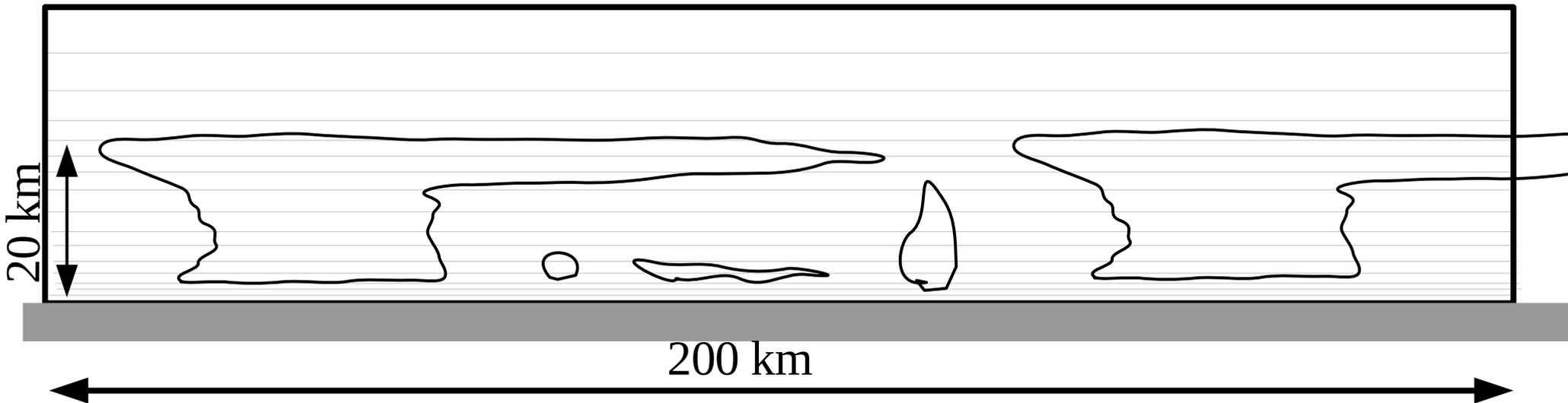
- couche limite planétaire
- convection profonde (Gros cumulus et cumulonimbus)
- nuages
- processus radiatifs
- orographie
- sol



Discretization

- Time step: from a few minutes to half an hour, depending on the technique used for equation integration.
- Horizontal grid cell: 100 to 300 km.
- Vertical grid cell: 100m (or less) at ground level, a few kilometers in the stratosphere.

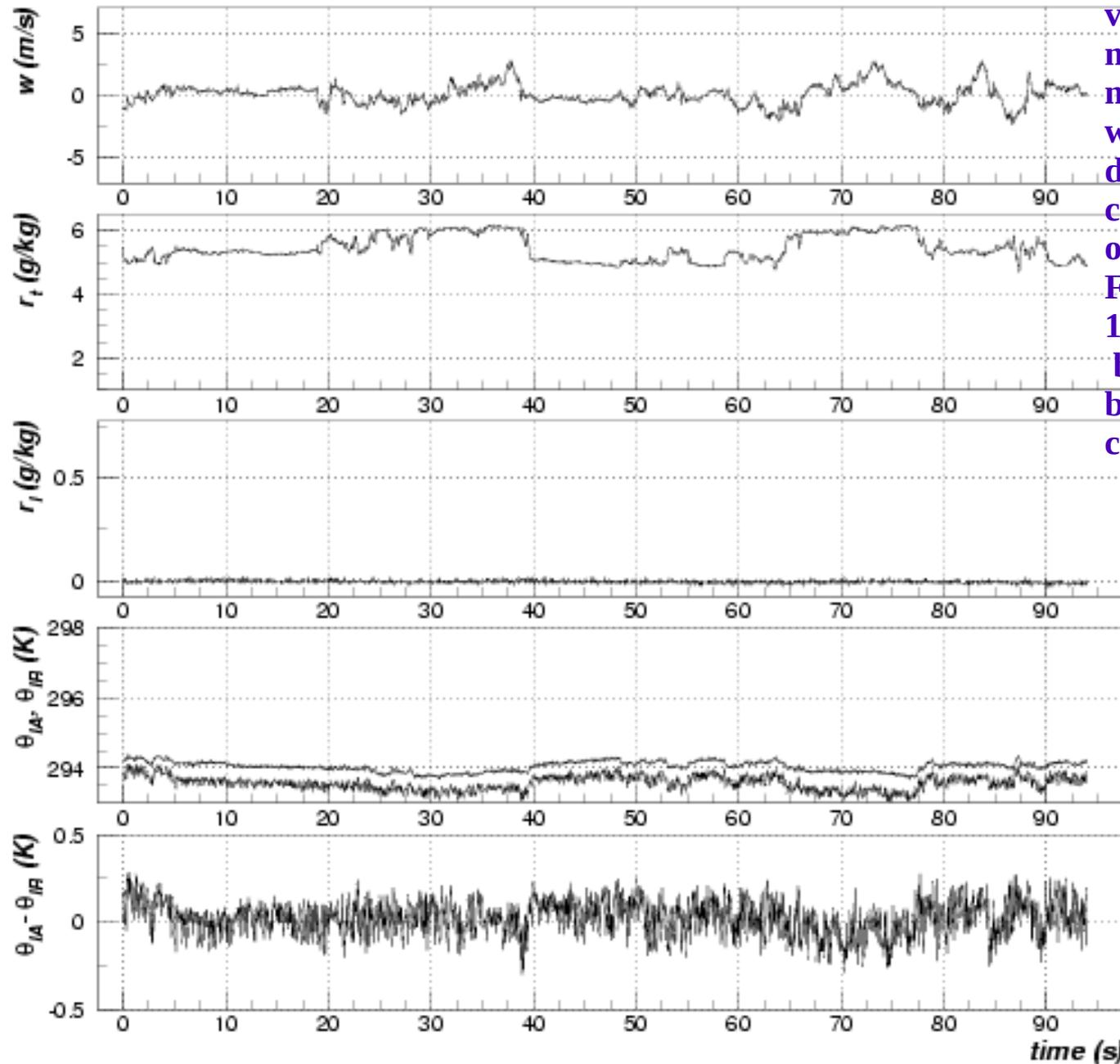
Typical grid cell:



Points importants de la paramétrisation de la convection profonde (1)

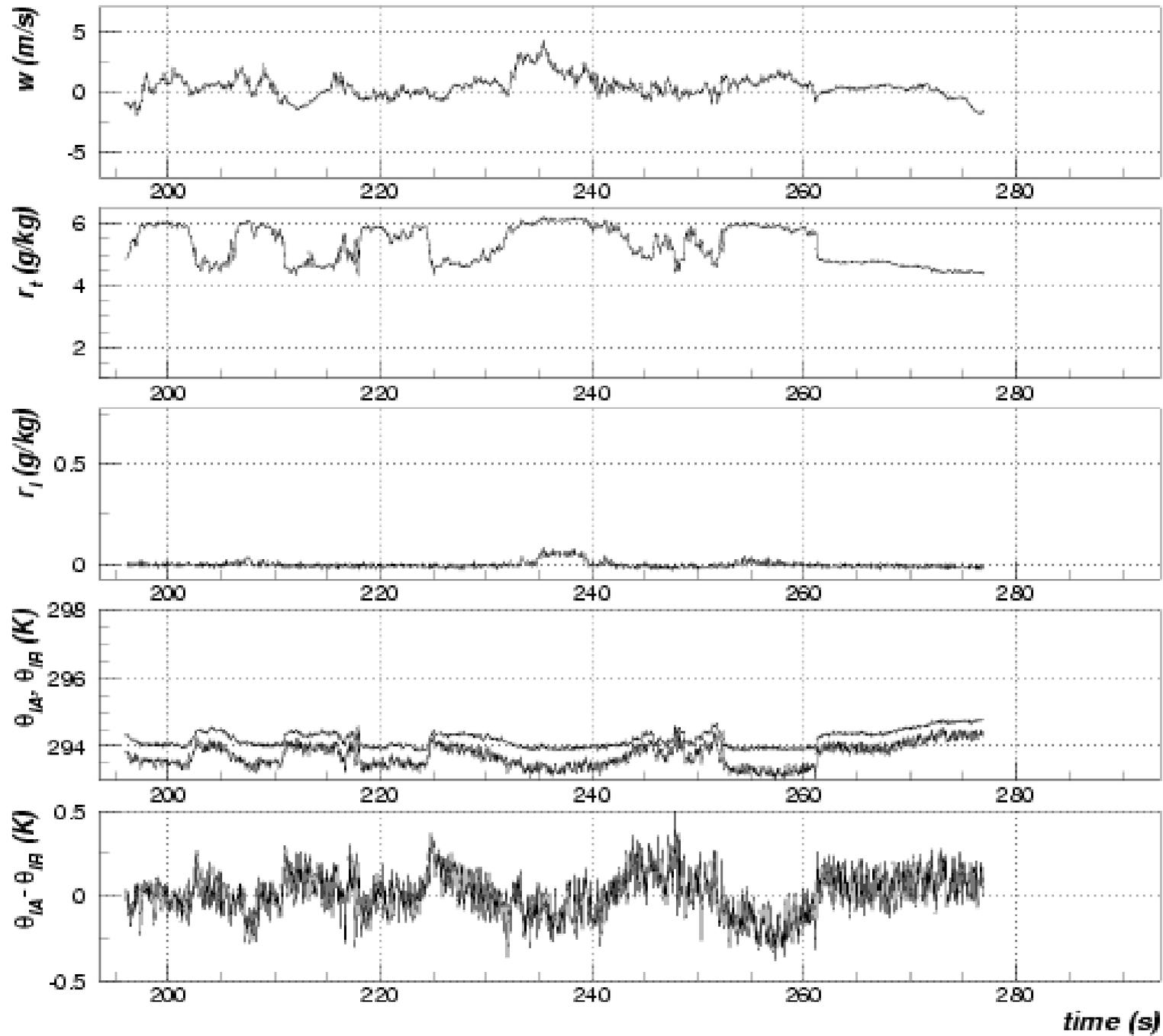
- Il s'agit de paramétrisations et donc de modèles 1D : On considère un système infini où sont répartis de façon statistiquement homogène des nuages et des colonnes convectives.
- Deux types de courants verticaux bien distincts (mais tous deux d'échelle convective) : (1) les courants saturés (i.e. nuageux) ; (2) les courants insaturés descendants (descentes précipitantes ; trous d'air).
- On veut déterminer le chauffage et l'assèchement résultant de l'effet moyen de ces courants.

Leg 1 : 1550m

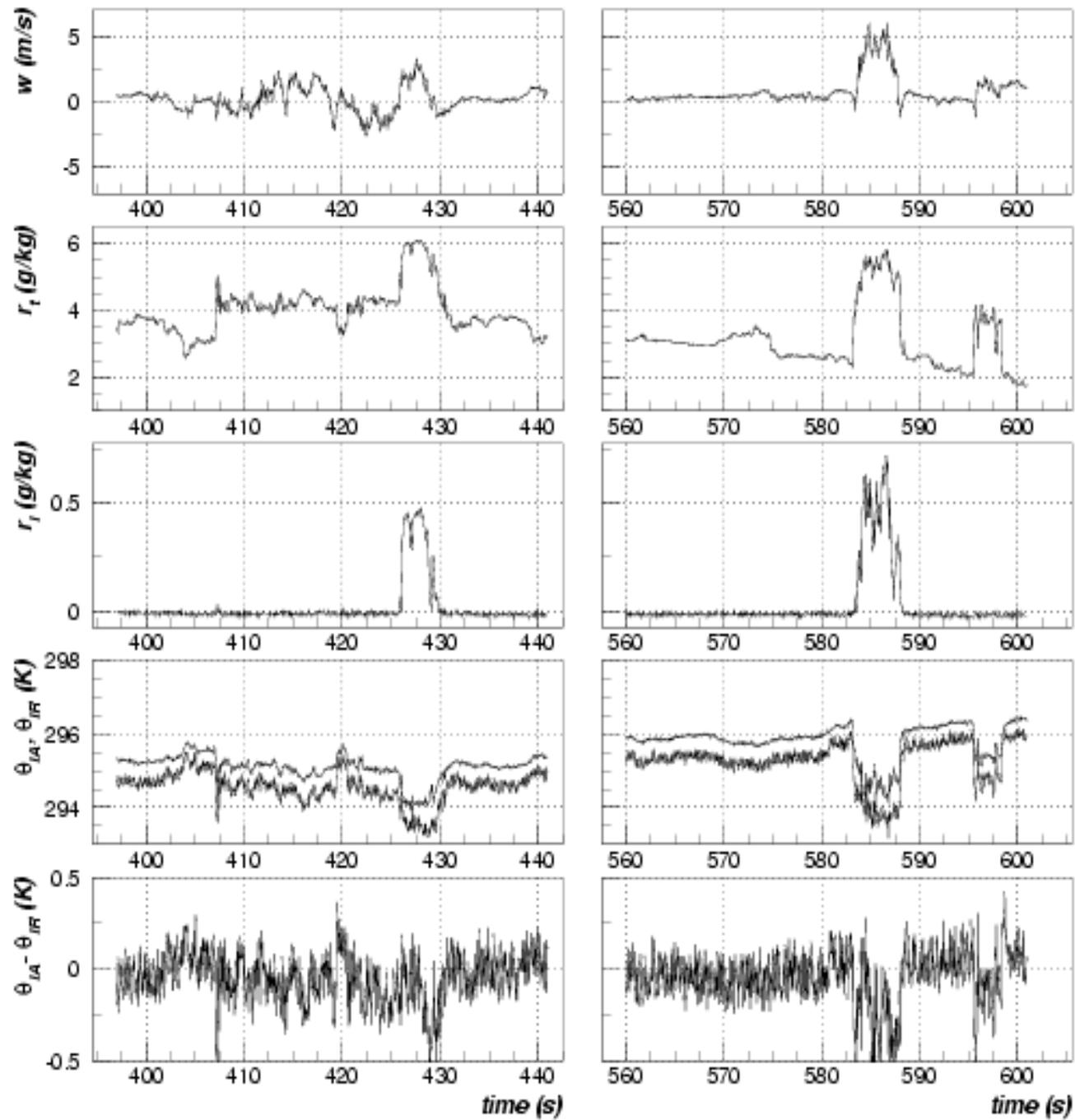


Measurements of vertical velocity, total water mixing ratio, liquid water mixing ratio and liquid water potential temperature during a flight through a convective boundary layer over Beauce plain in France during summer 1997. Leg1 is below cloud base, leg2 through cloud base and legs 3,4,5 through cumulus clouds.

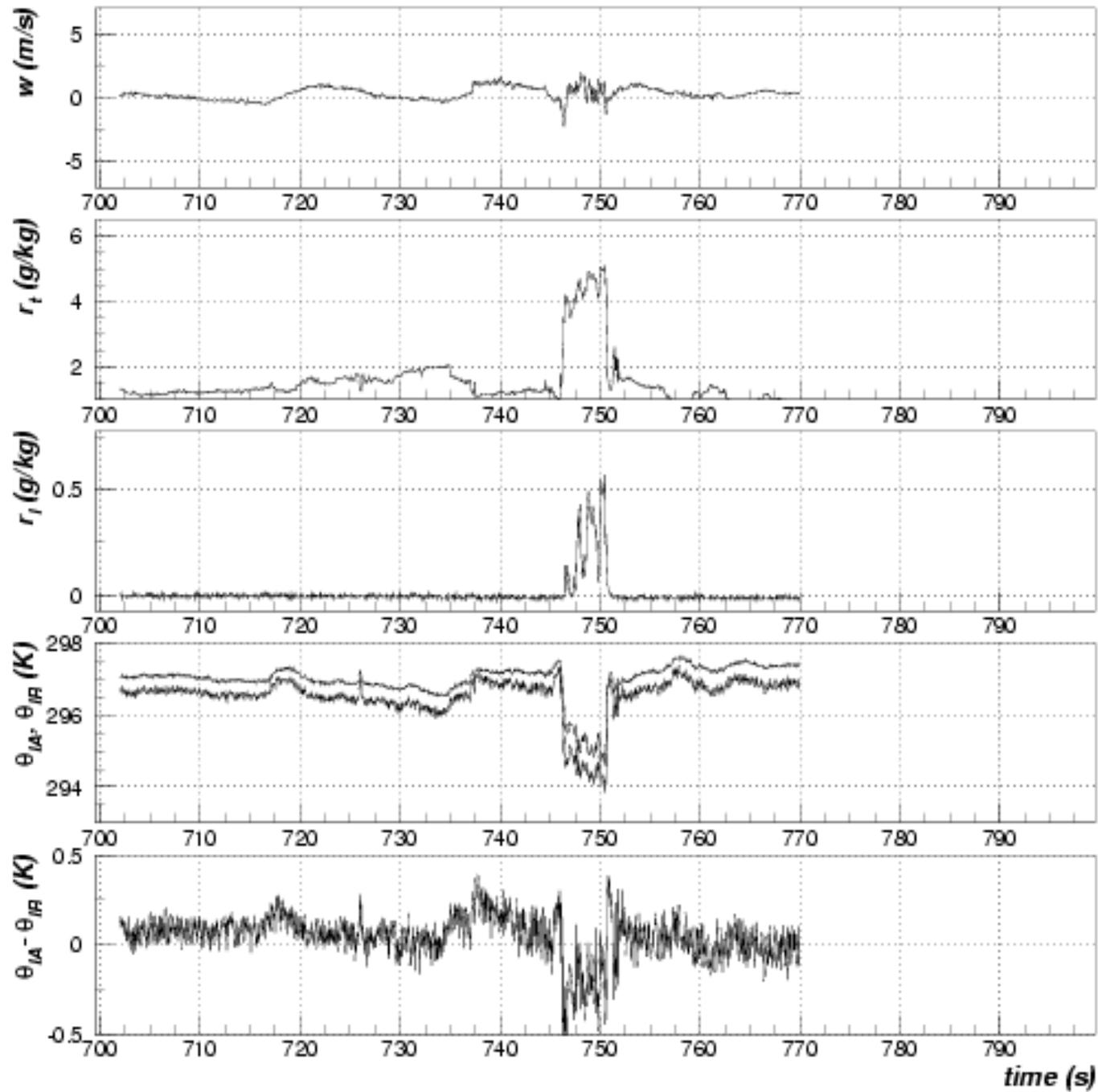
Leg 2 : 1700m



Legs 3 and 4 : 2000m and 2300m



Leg 5 : 2450m



Points importants de la paramétrisation de la convection profonde (2)

- Les courants convectifs sont caractérisés par une température et un contenu en eau total homogènes horizontalement ; en revanche la vitesse verticale w est très bruitée.
- Variables pertinentes pour décrire les courants convectifs : **flux de masse**, température potentielles équivalentes ou avec eau liquide, énergie statique humide ou avec eau liquide, contenu en eau total (vapeur + liquide + glace).
- Concepts clef : soulèvement, instabilité conditionnelle, précipitation, CAPE, CIN, entraînement, déentraînement.
- Une colonne convective n'est pas un aspirateur.
- L'entraînement est discontinu et inhomogène .

Idées centrales

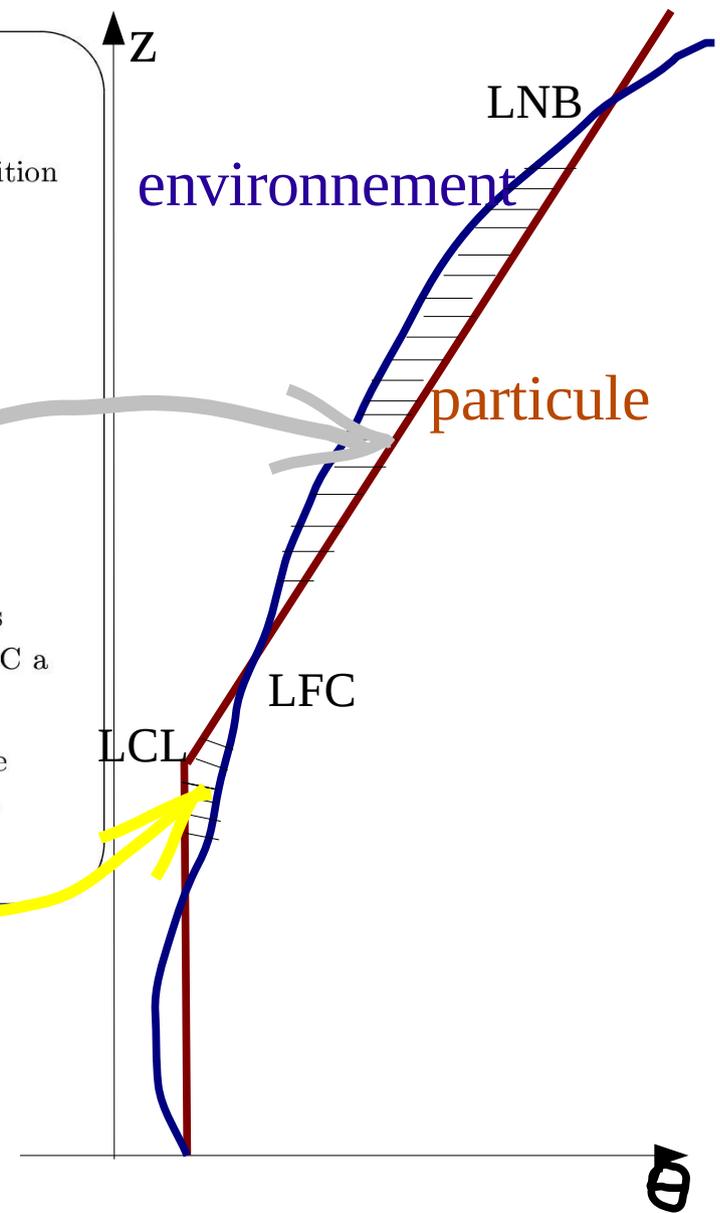
- Il faut de **l'énergie cinétique** aux particules d'air pour franchir l'inhibition convective (CIN).
- Il faut une source de **puissance** pour assurer le débit convectif.
- Il faut de la **CAPE** pour que la convection soit profonde.

Lexique

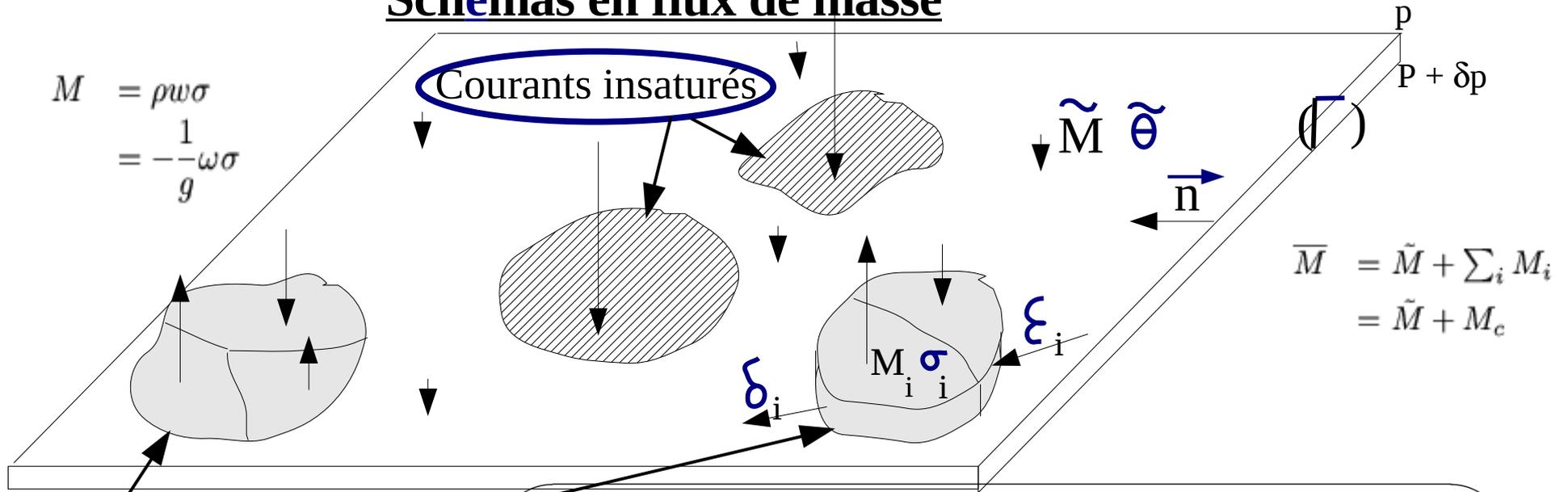
- **LCL** = Lifting Condensation Level.
- **LFC** = Level of Free Convection.
- **LNB** = Level of Neutral Buoyancy.
- **CAPE** = Convective Available Potential Energy = travail fourni par les forces de flottabilité lors de l'ascension adiabatique d'un particule de LFC a LNB.
- **CIN** = Convective INhibition = travail (négatif) fourni par les forces de flottabilité lors de l'ascension adiabatique d'un particule dans la zone de flottabilité négative autour du niveau de condensation.

Soulèvement

- L'inhibition convective est en général de quelques J/kg sur les régions convectives maritimes telles que la Warm Pool ; elle est de l'ordre de $50J/kg$ à $100J/kg$ sur l'Afrique de l'ouest pendant la mousson.
- Par suite, il n'est pas possible d'exprimer le déclenchement de la convection en fonction des seuls profils de température et d'humidité.
- L'hypothèse centrale est que des processus autres que la convection profonde apportent l'énergie nécessaire au franchissement de l'inhibition : les processus de soulèvement.
- Exemples de processus de soulèvement : (1) les processus de couche limite ; (2) les processus orographiques (soulèvement dynamique et brises de pente) ; (3) les courants de densité ; (4) les contrastes côtiers (brise de mer).



Schémas en flux de masse



Bilan de l'environnement

Masse

$$\begin{aligned} \partial_t(1 - \sum_i \sigma_i) &= g\partial_p \tilde{M} - \sum_i \epsilon_i + \sum_i \delta_i + \frac{1}{S_t} \int_{\Gamma} \vec{V} \vec{n} d\Gamma \\ \partial_t(\sum_i \sigma_i) &= -g\partial_p \tilde{M} + \sum_i \epsilon_i - \sum_i \delta_i + \overline{\vec{\nabla} \vec{V}} \end{aligned} \quad (2)$$

(ϵ_i : entraînement ; δ_i : déentraînement du flux (i))

Energie statique avec eau liquide

$$\begin{aligned} \partial_t[(1 - \sum_i \sigma_i) \tilde{h}_w] &= g\partial_p [\tilde{M} \tilde{h}_w] - \sum_i \epsilon_i \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i h_{wDi} \\ &\quad + \frac{1}{S_t} \int_{\Gamma} h_w \vec{V} \vec{n} d\Gamma \end{aligned} \quad (3)$$

(h_{wDi} : énergie statique avec eau liquide de l'air détraîné du flux (i))

On fait l'hypothèse que $\sum_i \sigma_i \ll 1$ et on ajoute l'équation de masse multipliée par \tilde{h}_w à la dernière équation :

$$\partial_t \tilde{h}_w = g\tilde{M} \partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_{wDi} - \tilde{h}_w] - \overline{\vec{V} \vec{\nabla} h_w} \quad (4)$$

Schémas en flux de masse (2)

On peut effectuer **deux découpages différents entre convection et grande échelle**, selon que l'on exprime la subsidence induite à l'aide de \tilde{M} ou de M_c :

$$\begin{aligned}
 \partial_t \tilde{h}_w &= g\tilde{M}\partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_{wDi} - \tilde{h}_w] && -\overline{\vec{V}\vec{\nabla}h_w} \\
 &\text{ou, par la substitution } \tilde{M} \rightarrow \bar{M} - M_c \\
 \partial_t \tilde{h}_w &= \underbrace{-gM_c\partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_{wDi} - \tilde{h}_w]}_{Q_1} && \underbrace{+g\bar{M}\partial_p \tilde{h}_w - \overline{\vec{V}\vec{\nabla}h_w}}_{\text{Grande Echelle}} \quad (5)
 \end{aligned}$$

Dans le second découpage, le terme de grande échelle peut aussi s'écrire comme la **divergence d'un flux** (forme conservative des équations) :

$$g\bar{M}\partial_p \tilde{h}_w - \overline{\vec{V}\vec{\nabla}h_w} = -[\partial_p(\overline{\omega h_w}) + \vec{\nabla}(\overline{\vec{V}h_w})]$$

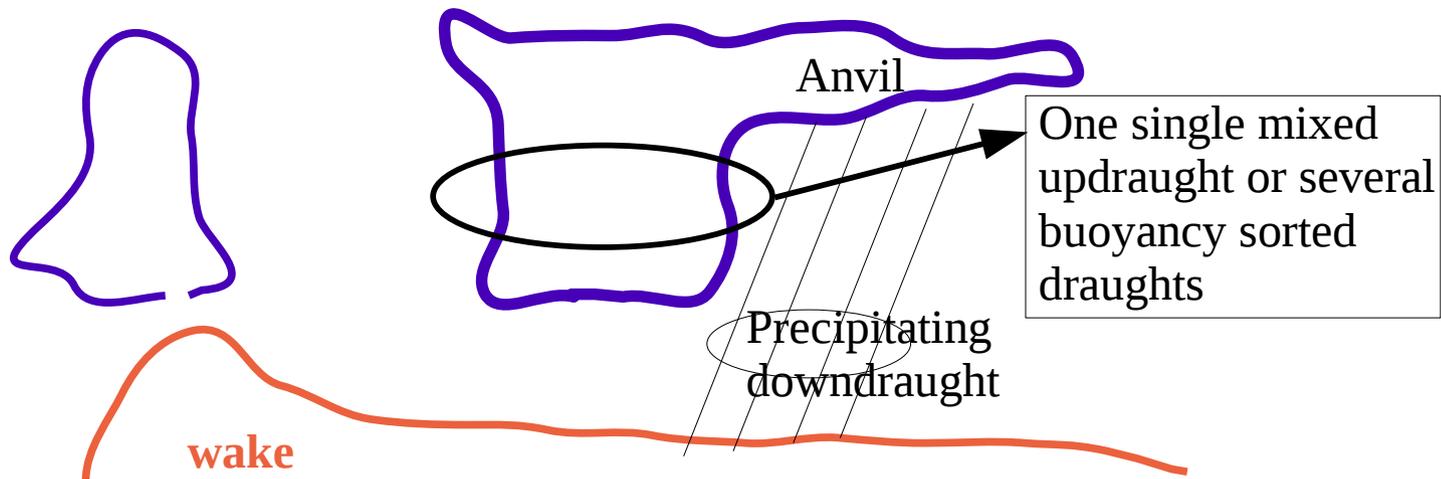
La tradition est de choisir le second découpage et d'avoir la tendance de grande échelle sous forme conservative.

Conséquence : termes convectifs et de grande échelle à peu près opposés en général.

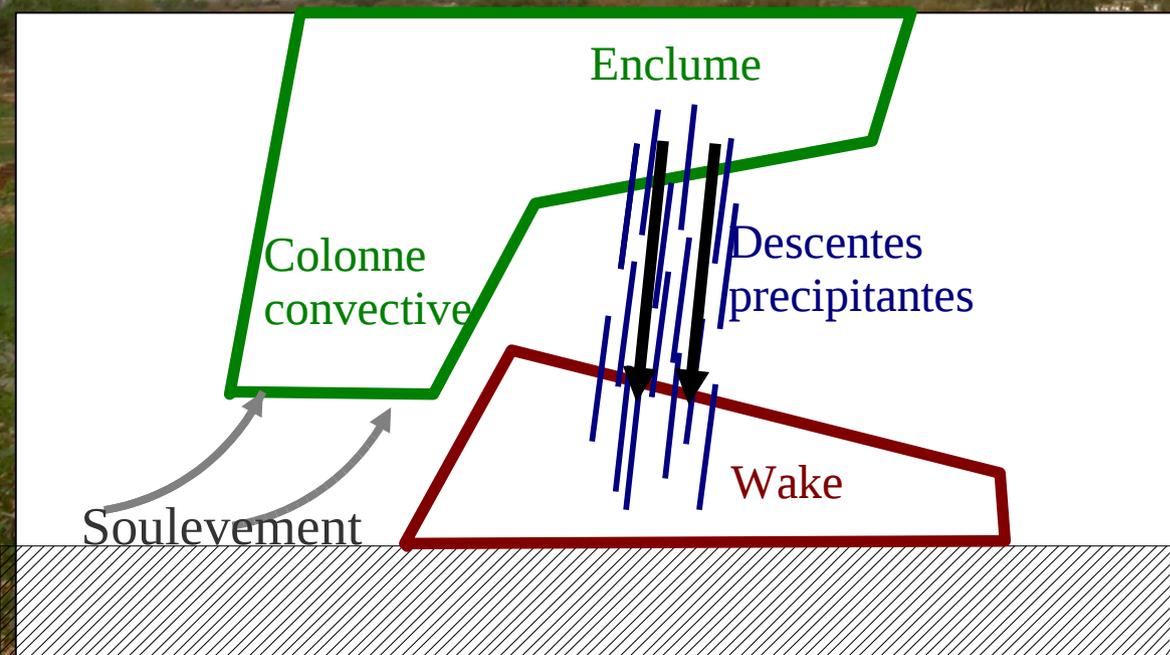
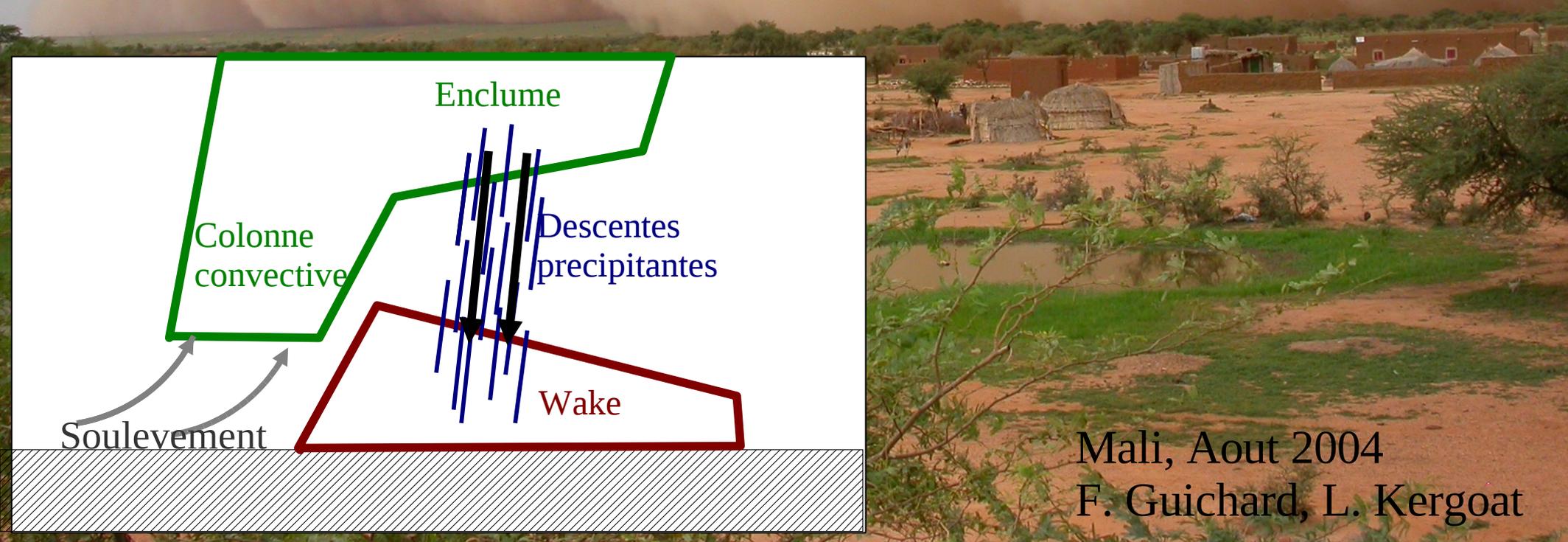
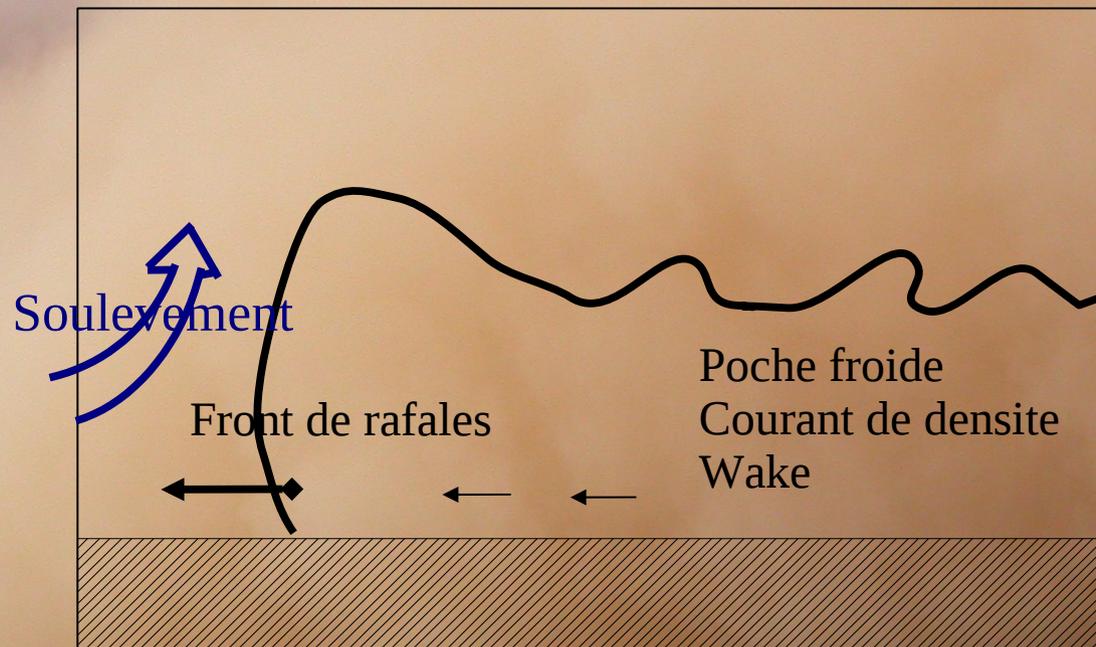
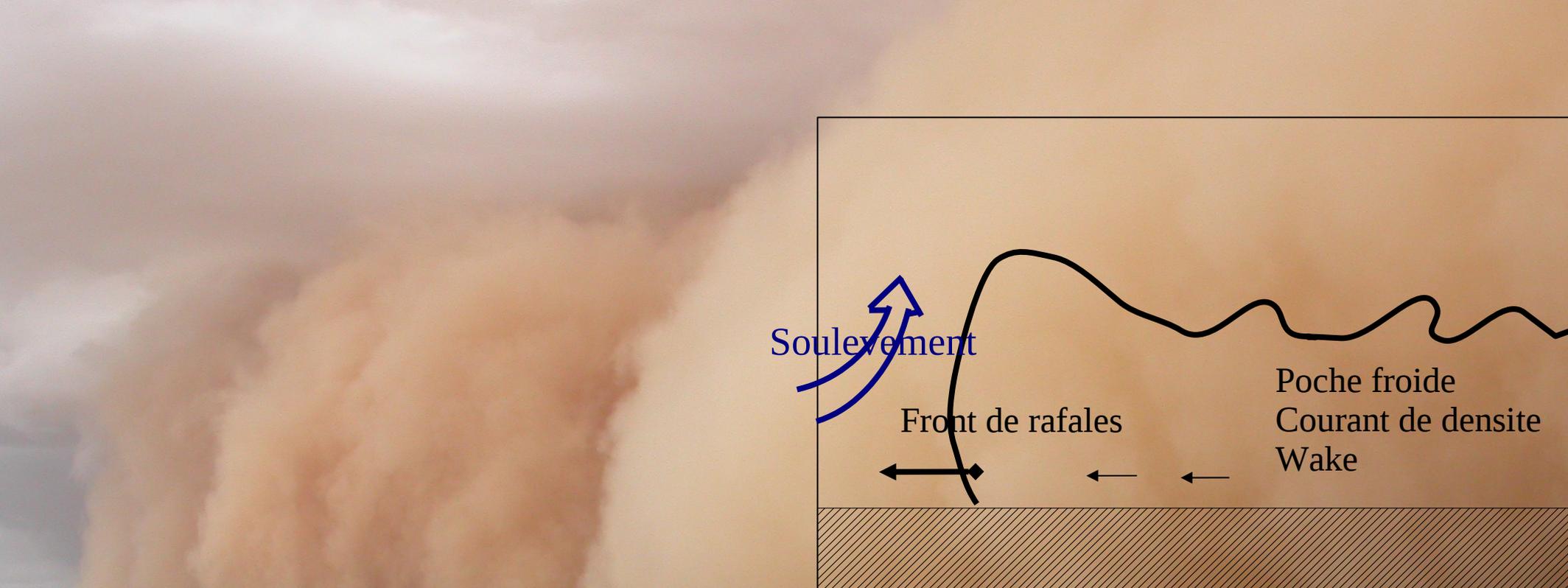
Deep convection

Main components of a convective system:

saturated (cloudy) updraughts	convective scale
unsaturated (precipitating) downdraughts	convective scale
anvils	mesoscale
density currents (wake)	mesoscale
subsidence in environment	large scale



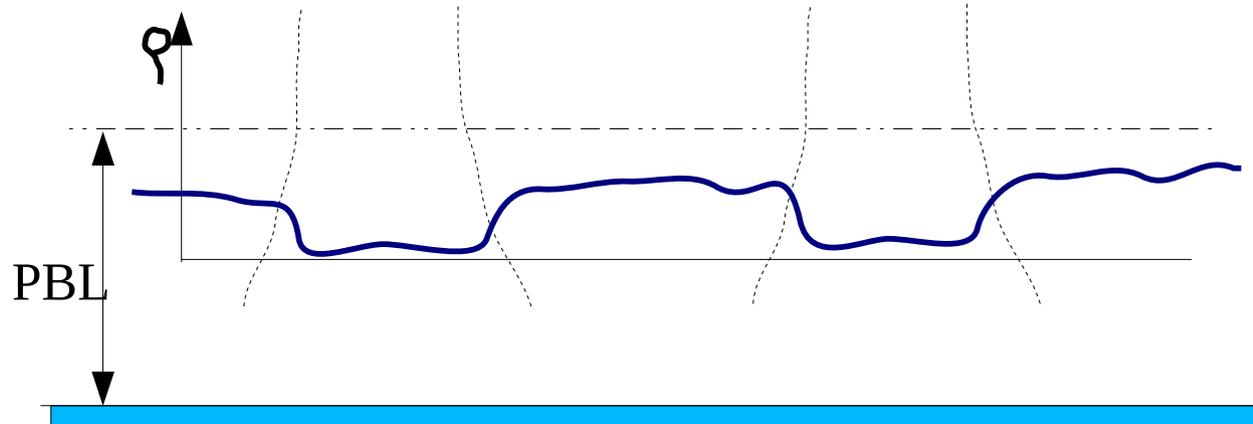
Anvils and wakes are absent from most present day parametrizations



Mali, Aout 2004
F. Guichard, L. Kergoat

Basic questions for convection-PBL coupling

INTERFACE : What does the interface look like ?



Well formed updraught are present in upper PBL and lower free troposphere, with homogeneous θ_t and q_t (and noisy w).

TRIGGERING : Will some updraught pass their level of free convection (LFC) ?

→ First variable = kinetic energy in updraughts at LCL (= **ALE : Available Lifting Energy**).

CLOSURE : Which air mass flux will be raised above LFC ?

→ Power available ? (**ALP : Available Lifting Power**)

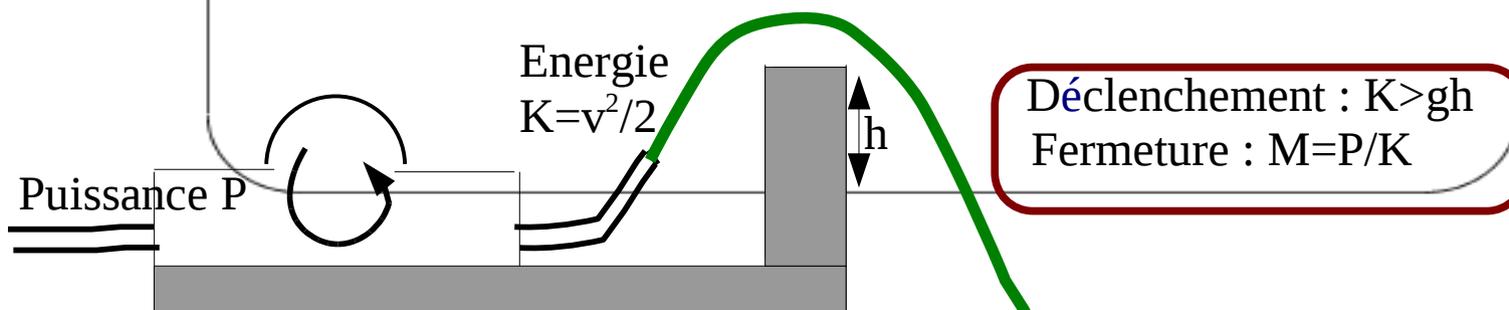
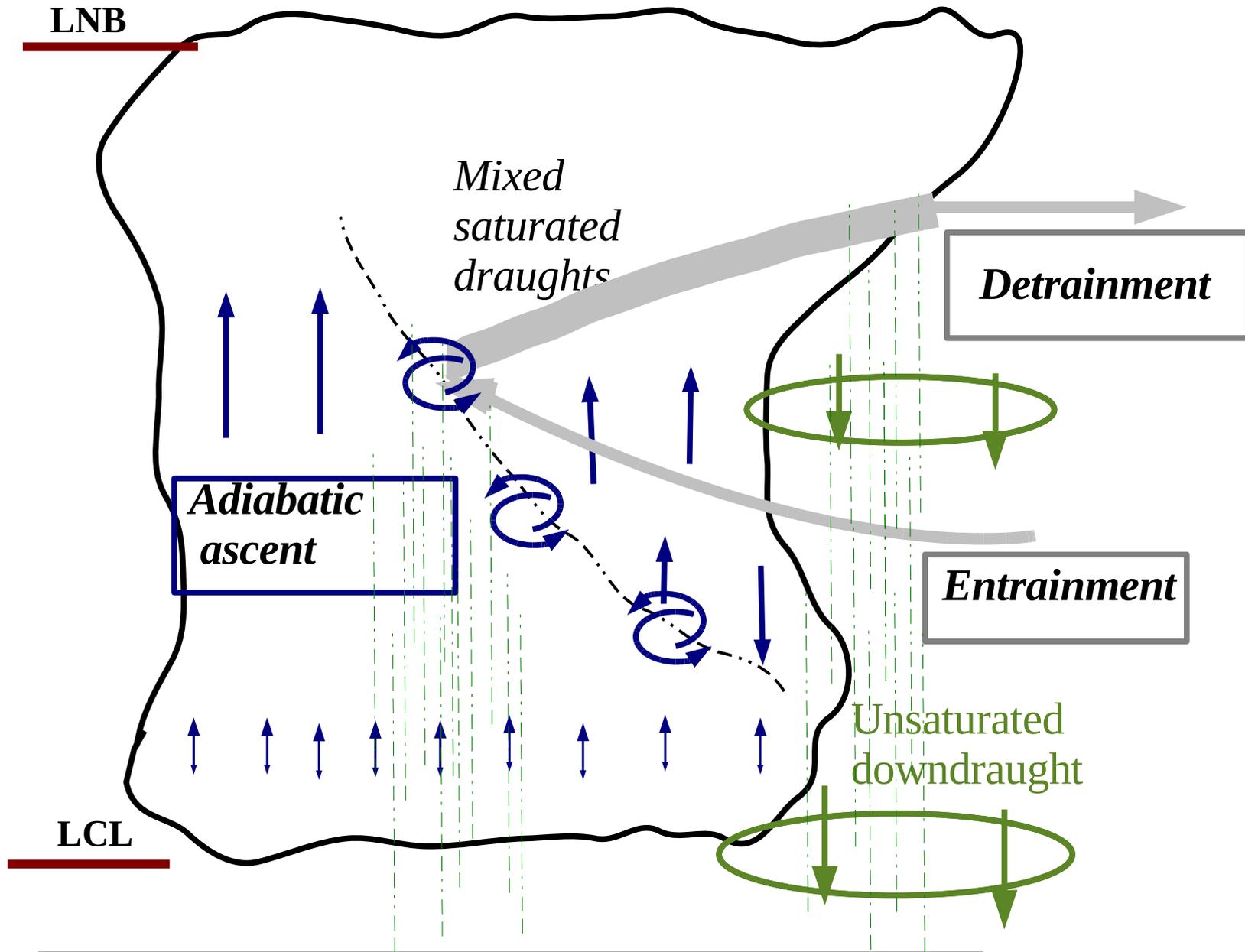


Schéma conceptuel

- **Système convectif** = colonne convective + courants de densité + nuages associés.
- L'aire de la colonne convective négligeable.
- **L'intensité convective** est contrôlée par les processus sous-nuageux (PBL, courants de densité, orographie) → **déclenchement et fermeture**.
- La colonne convective est composée de flux de masse saturés (ascendant ou descendant) ; ces flux verticaux **entraînent et détraînent**.
- La colonne convective est accompagnée de **descentes précipitantes** (flux insaturés).
- La convection consomme de la **CAPE** (Convective Available Potential Energy).
- La convection subit une inhibition (**CIN** = Convective INhibition).

Modélisation climatique :
II . Le schéma d'Emanuel

Emanuel scheme



Saturé

Insaturé

Ascendance
adiabatique

Ascendances mélangées

Descentes
précipitantes

Environnement

$$M_a(z)$$

$$\eta_a(z)$$



$$\frac{\partial^2 M_m}{\partial z \partial z'}$$

Conv.Pr(η_m)

(z')

$$\eta_m(z, z', \zeta)$$

Conv.Pr(η_a)
(z)

Précip(z)

$$M_p(z)$$

$$\theta_p$$

$$q_p$$

$$\tilde{M}(z) = -M_a - M_p - M_m$$

$$\partial_t \tilde{\theta}$$

$$\partial_t \tilde{q}$$

adiabatique

adiabatique

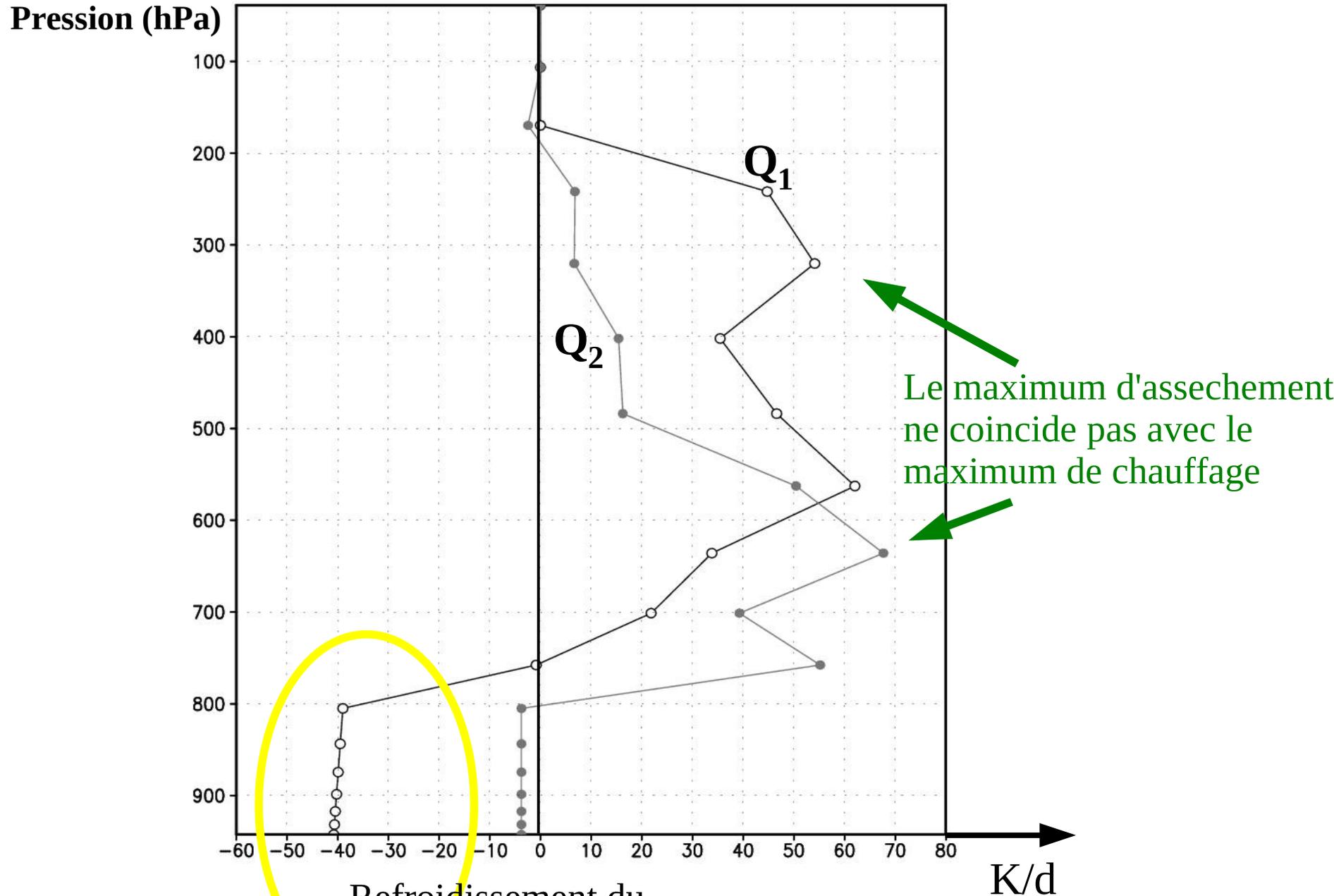
Panache
entraînant

$$M_B$$

= flux de masse
à la base

$$\eta = [\theta \ q_t \ q_l \ q_i]$$

Source apparente de chaleur (Q_1) et puits apparent d'humidite (Q_2) dus a la convection Cas tire de HAPEX-SAHEL ; Juillet 1992



Refroidissement du
aux descentes precipitantes

Descentes Précipitantes

Problématique :

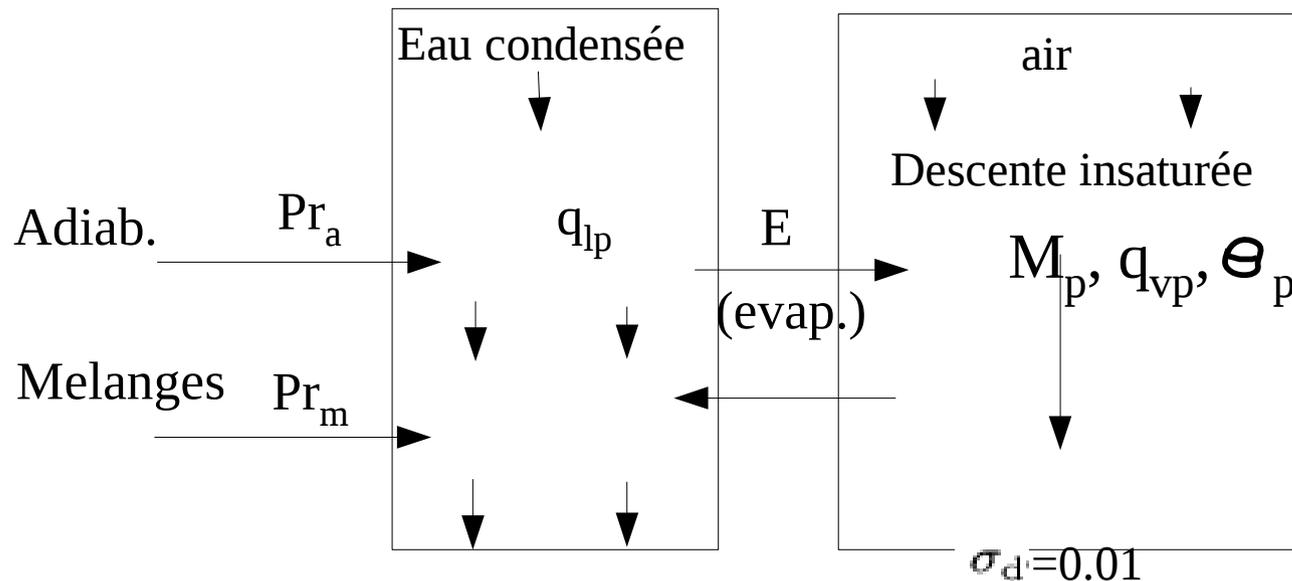
Rôle important des descentes précipitantes dans la régulation de la convection:

- Rôle inhibiteur : refroidissement (et souvent assèchement) du bas de la Couche limite (échelle : quelques jours).
- Rôle amplificateur : alimentation des courants de densité -> génération de nouvelles tours convectives (échelle : quelques heures).

Le modèle développé par Emanuel semble donner de bons résultats.

Pour simplifier, on va omettre la glace (mais rôle important d'amplification des descentes).

Descentes précipitantes (2)



Vitesse de chute
 $\omega_T = 45 \text{ Pa/s}$

σ_s : Proportion de la pluie tombant en ciel clair ; dépend de la géométrie du système, du cisaillement ... ; ici $\sigma_s = 0.15$

Equation d'évolution de la pluie

$$\partial_p(\omega_T q_{lp} \sigma_d) = Pr_a + Pr_m - \sigma_d \sigma_s E$$

Formule simplifiée

$$E = \frac{p(q^* - q_{vp})\sqrt{q_{lp}}}{apq^* + b}$$

$$a = 2 \cdot 10^3 \text{ s} \quad ; \quad b = 10^4 \text{ Pa s}$$

- q_{lp} = eau liquide spécifique
- E = taux d'évaporation.
- q^* = humidité saturante dans l'environnement.
- q_{lp} , q_{vp} = vapeur et liquide Dans la descente.

Equations d'évolution de la descente : modèle de panache entrainant.

Impulsion

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Cas entraînant} \quad \partial_p \left(\frac{M_p^2}{\rho} \right) = - \frac{\theta_p - \tilde{\theta}}{\tilde{\theta}} \sigma_d^2 \\ \text{Cas détraînant} \quad \partial_p \left(\frac{M_p^2}{\rho} \right) = \frac{M_p}{\rho} \partial_p M_p - \frac{\theta_p - \tilde{\theta}}{\tilde{\theta}} \sigma_d^2 \end{array} \right. \quad (9)$$

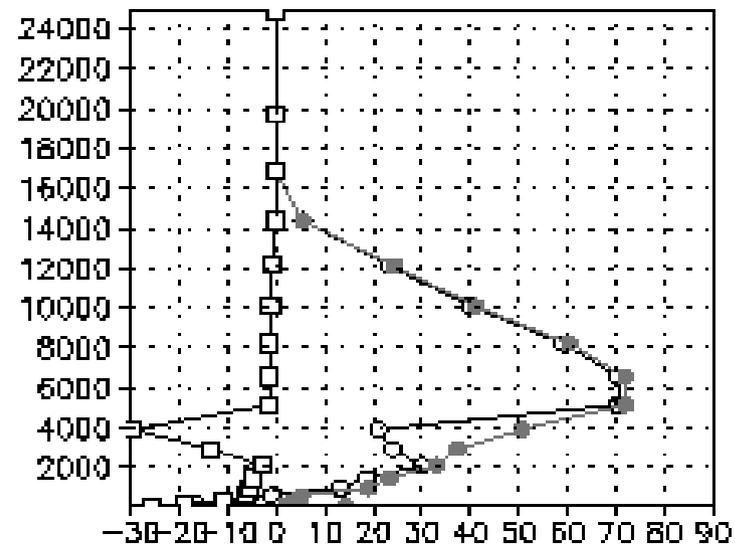
Enthalpie

$$\left\{ \begin{array}{l} (gM_p \frac{1}{\tilde{\theta}} (\partial_p \theta_p)) = \frac{\sigma_d \sigma_s}{C_p T} L_v E + \mathcal{E}_\theta \\ \mathcal{E}_\theta = \begin{cases} \frac{g}{\tilde{\theta}} (\tilde{\theta} - \theta_p) \partial_p M_p & \text{si } \partial_p M_p < 0 \quad (\text{cas entraînant}) \\ 0 & \text{si } \partial_p M_p > 0 \quad (\text{cas detraînant}) \end{cases} \end{array} \right. \quad (10)$$

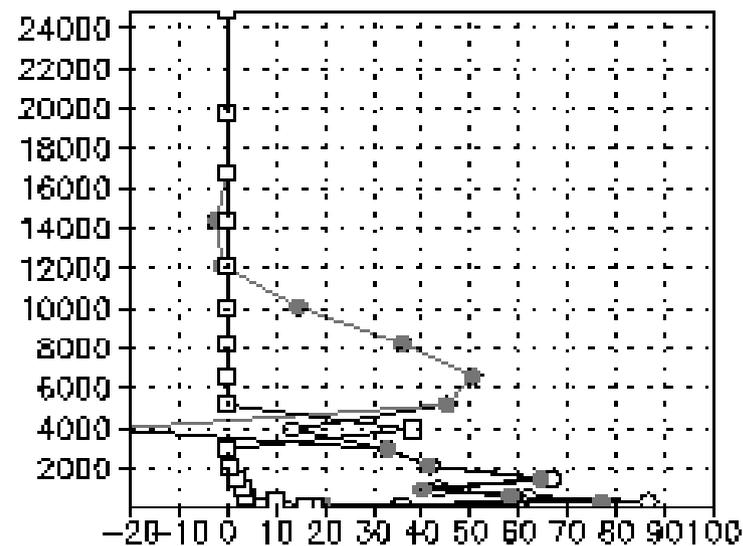
Humidité

$$\left\{ \begin{array}{l} (gM_p (\partial_p q_p)) = \sigma_d \sigma_s E + \mathcal{E}_q \\ \mathcal{E}_q = \begin{cases} g(\tilde{q} - q_p) \partial_p M_p & \text{si } \partial_p M_p < 0 \quad (\text{cas entraînant}) \\ 0 & \text{si } \partial_p M_p > 0 \quad (\text{cas detraînant}) \end{cases} \end{array} \right. \quad (11)$$

$Q'1, dT(\text{sat}), dT(\text{unsat})$ (K/jour)

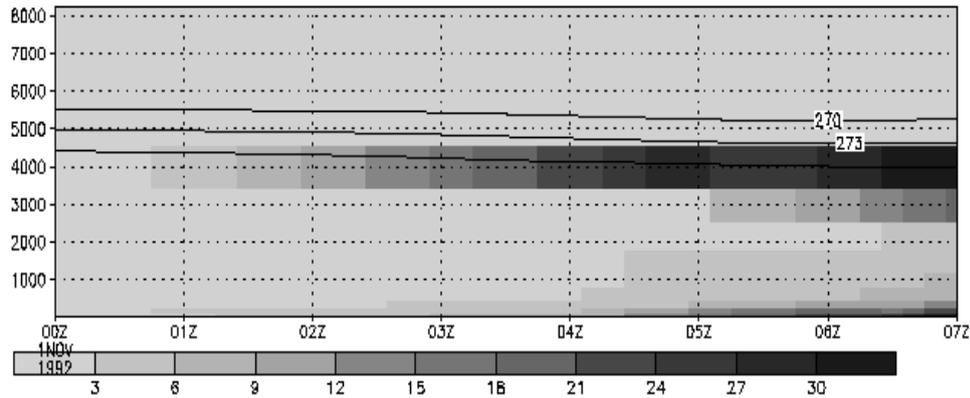


$Q'2, -dQ(\text{sat}), -dQ(\text{unsat})$ (K/jour)



TOGA-COARE 92

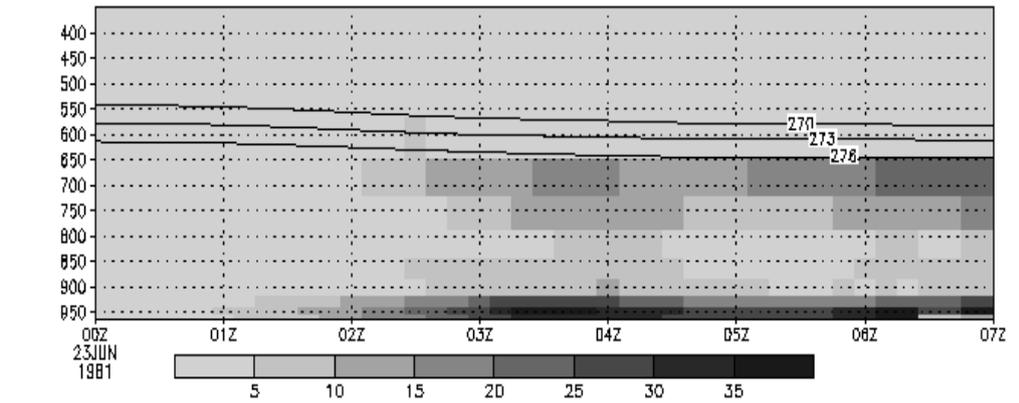
Refroid. descentes insat.(K/j)



2002-08-29-19:55

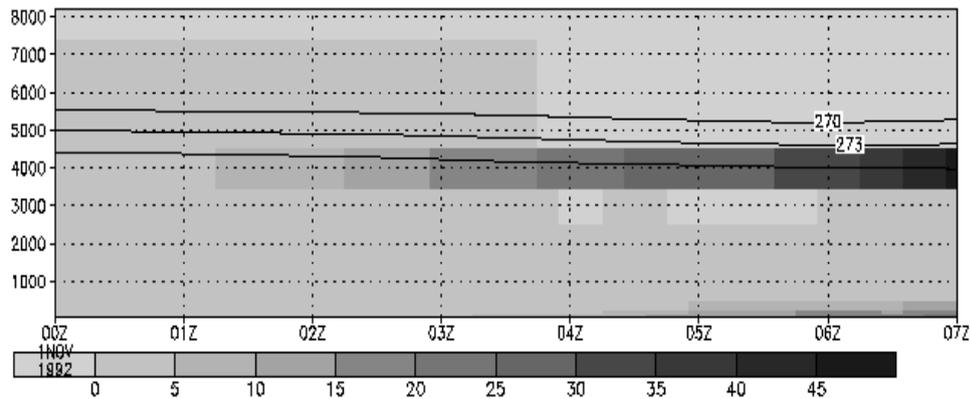
COPT 81

Refroid. descentes insat.(K/j)



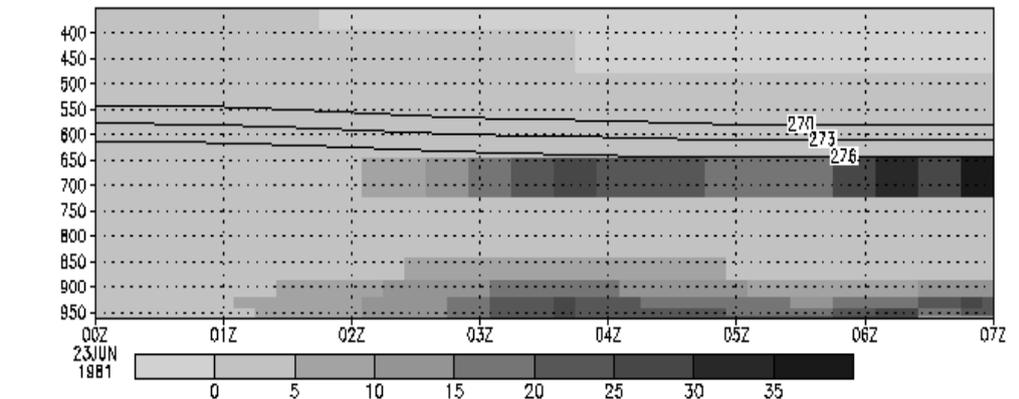
2002-08-29-20:38

Assechement descentes insat.(K/j)



2002-08-29-19:55

Assechement descentes insat.(K/j)



2002-08-29-20:38

Enthalpies et énergies statiques

Enthalpies massiques : Grandeurs conservées dans les transformations adiabatiques isobares.

$$\left. \begin{array}{l} k = (1 - q_t)k_d + q_v k_v + q_l k_l \\ L_v(T) = k_v - k_l \\ k_d = C_{pd}T \\ k_l = C_l T \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{enthalpie} \\ k = [(1 - q_t)C_{pd} + q_t C_l]T + L_v q_v \end{array} \quad (1)$$

Comme $L_v - (C_{pv} - C_l)T = \text{cste}$, l'enthalpie avec eau liquide $k_w = k - q_t[L_v - (C_{pv} - C_l)T]$ est aussi conservée dans les transformations adiabatiques isobares :

$$k_w = [(1 - q_t)C_{pd} + q_t C_{pv}]T - L_v q_t$$

Energies statiques : grandeurs conservées dans les transformations adiabatiques où le changement de pression est purement hydrostatique.

$$\left. \begin{array}{l} \text{Adiabatisme : } dk = \frac{dp}{\rho} \\ \text{Hydrostatisme : } \frac{dp}{\rho} = -gdz \end{array} \right\} dk + gdz = 0 \quad (2)$$

Energie statique humide : $h = [(1 - q_t)C_{pd} + q_t C_l]T + L_v q_v + gz$

Energie statique sèche : $h_d = [(1 - q)C_{pd} + q C_l]T + gz$

Energie statique avec eau liquide : $h_w = [(1 - q_t)C_{pd} + q_t C_{pv}]T - L_v q_t + gz$

Enthalpie totale : grandeur conservée dans un écoulement stationnaire, sans dissipation ni diffusion.

$$h_0 = h + \frac{1}{2}V^2 = k + \frac{1}{2}V^2 + gz$$