

Physique des nuages:

3. Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat



J-Y Grandpeix et Catherine Rio

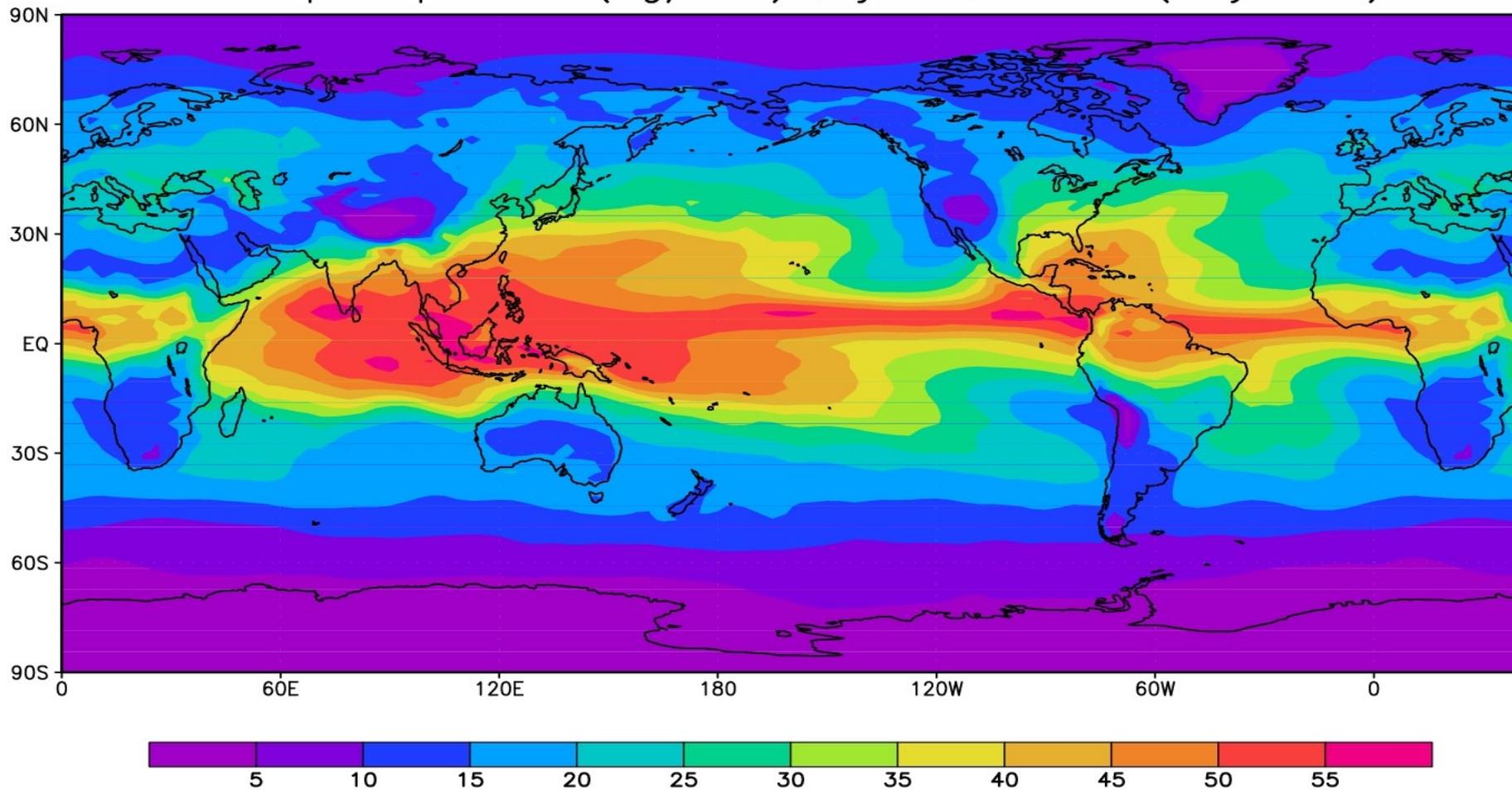
(et R. Roca, A. Lahellec, J-L Dufresne, F. Hourdin ...)

CNRS / IPSL / LMD

jyg@lmd.jussieu.fr

<http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg>

Eau precipitable (kg/m²) ; juin ; LMDZ (Phy AR4)



Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat :

I – Introduction aux modèles climatiques

II – Paramétrisations et couche limite

III – Paramétrisation de la convection profonde

IV – Le schéma d'Emanuel

V - Modèles statistiques de nuages

I – Introduction aux modèles climatiques :
A - Pourquoi en a-t-on besoin ?

Ordres de grandeur

Données :

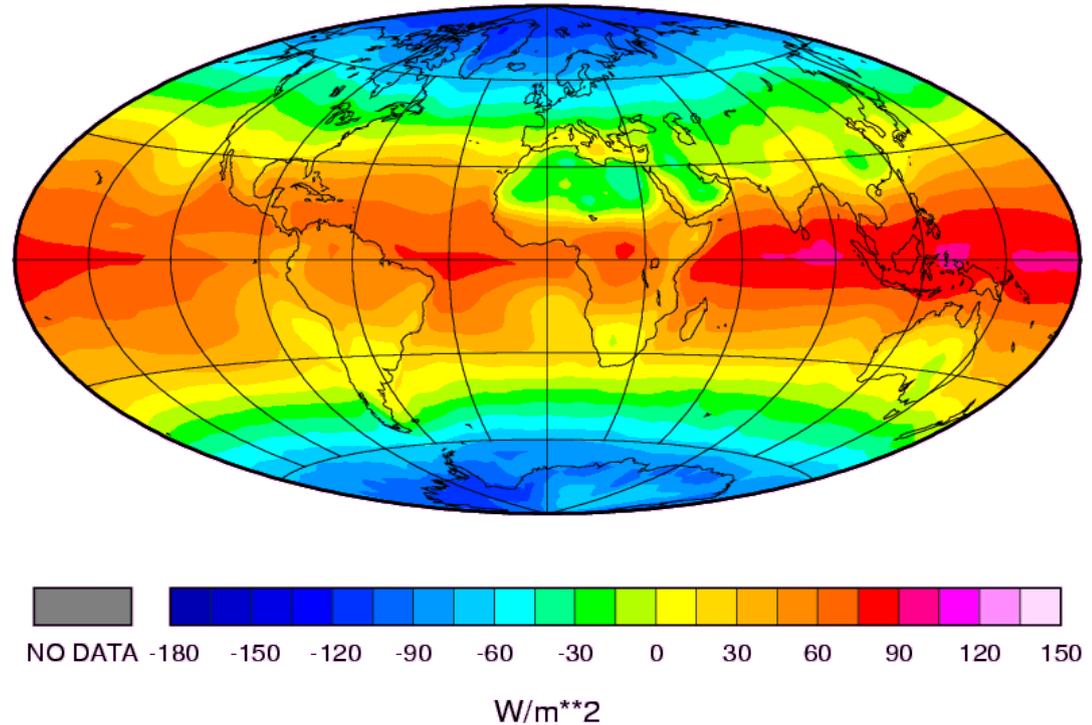
- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de 1 W/m^2 de la puissance absorbée :
 $0.5 \cdot 10^{15} \text{ W} = 0.5 \text{ PW}$ (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO_2 : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO_2 de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; $[\text{CO}_2]$ croît donc d'environ 2 ppmv par an.

Net Radiation
1985-1986



- Océans = 2/3 surface terrestre
- Bande intertropicale : 23S-23N
- Aire de la bande intertropicale = moitié de la surface terrestre.

Ordres de grandeur

Données :

- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400$ km
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5$ Pa
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10$ m s⁻²

Conséquences :

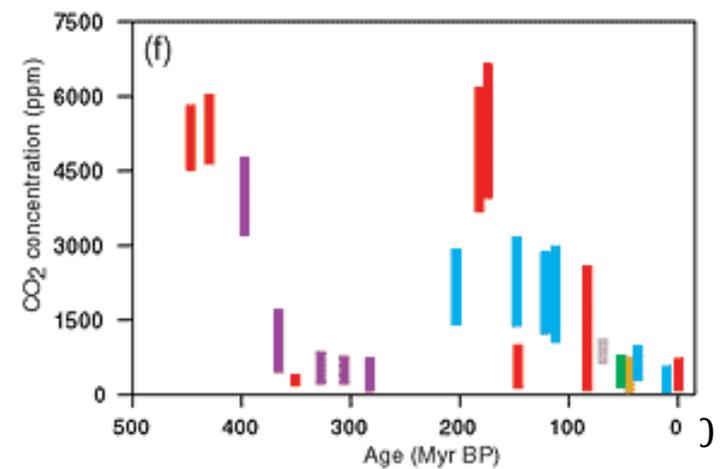
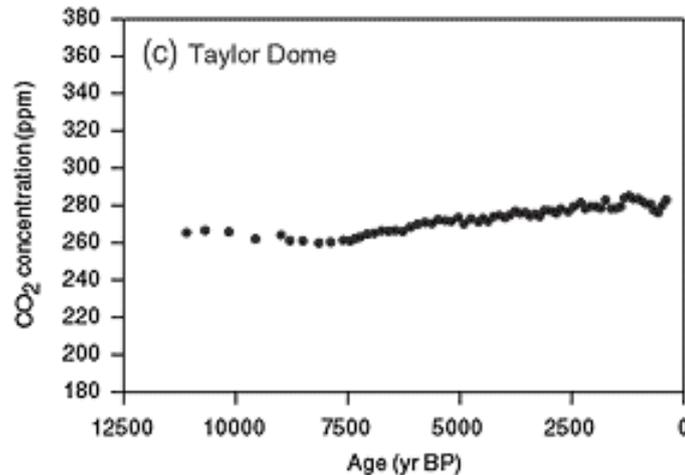
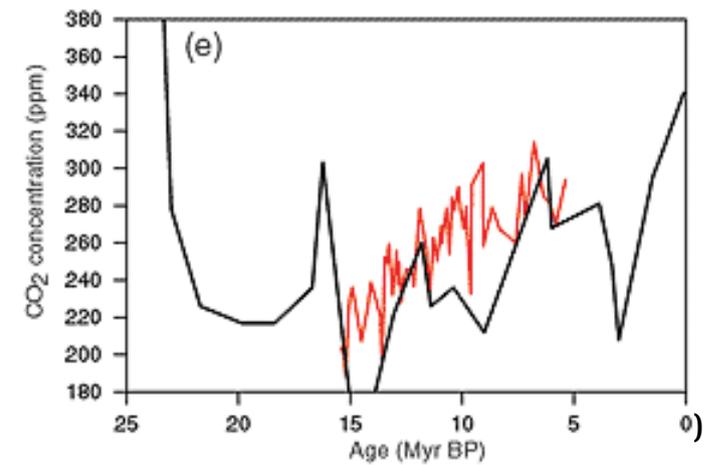
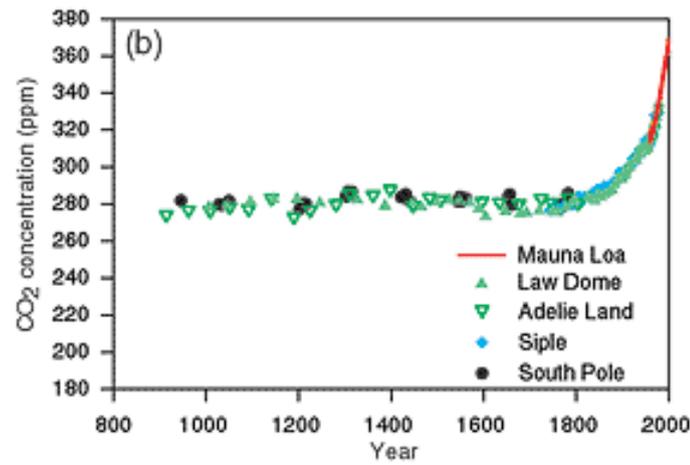
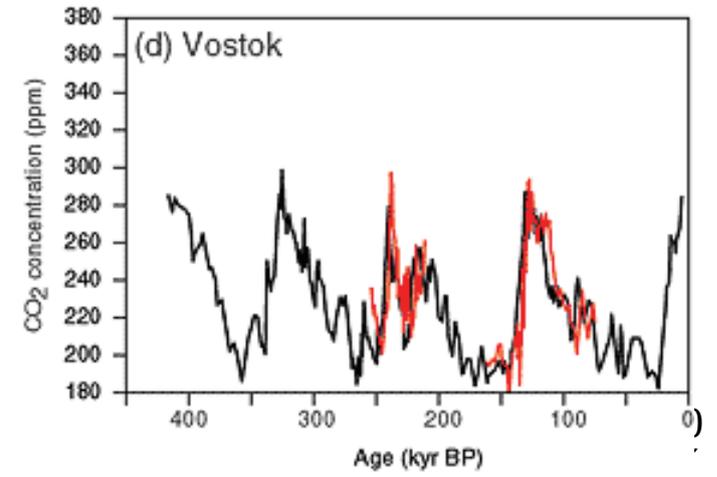
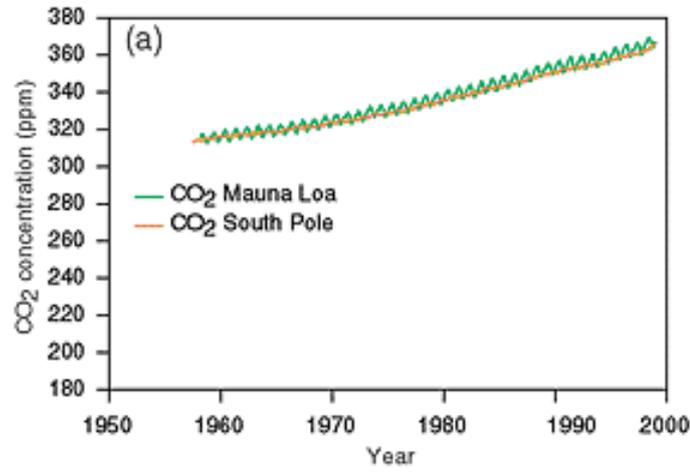
1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6$ km²
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de 1W/m^2 de la puissance absorbée :
 $0.5 \cdot 10^{15}$ W = 0.5 PW (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18}$ kg = $5.1 \cdot 10^6$ Gt (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO₂ : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO₂ de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; [CO₂] croît donc d'environ 2 ppmv par an.

C'est là que les activités humaines deviennent commensurables avec l'évolution planétaire.

Variations in atmospheric CO₂ concentrations on different time-scales (ppm)

(Source:
Third IPCC Report
- 2001)



ENJEUX

L'atmosphère terrestre n'a jamais eu la composition actuelle durant les derniers 400 000 ans et même, vraisemblablement, durant les derniers 20 millions d'années.

⇒ Le climat futur ne peut pas se déduire simplement de l'observation des climats passés et présents.

But de la modélisation climatique : simuler le climat terrestre et son évolution

⇒ simuler l'état moyen des enveloppes superficielles (atmosphère, océan, végétation ...) ainsi que leurs variabilités spatiales et temporelles en tout point de la surface de la Terre.

Caractéristiques du système climatique

- Système très hétérogène
- Processus fortement couplés, couvrant un spectre très large de temps caractéristiques
- Comportement chaotique

Particularités

- Il y a des processus dominants (cycle diurne ...);
- Mais aussi des phénomènes importants résultant de couplages entre processus non-linéaires
 - > comportement complexe et chaotique (par ex. : variabilité à l'échelle de qq jours des nuages et précips sur la France; variabilité à l'échelle de qq années de la température des eaux de surface du Pacific tropical est [El Nino]; variabilité à l'échelle de quelques dizaines d'années de la température des eaux de surface de l'Atlantique nord [Oscillation Multi-décennale Atlantique]).
- Système difficile à observer (avènement des satellites -> amélioration de la couverture spatiale et temporelle, mais il reste difficile d'analyser un système convectif pendant sa durée de vie; et les profondeurs de l'océan restent en grande partie inaccessible).

==> Domaine où la modélisation et la simulation numérique jouent des rôles clef.

Caractéristiques du système climatique

- Système très hétérogène
- Processus fortement couplés, couvrant un spectre très large de temps caractéristiques
- Comportement chaotique

Particularités

- Il y a des processus dominants (cycle diurne ...);
- Mais aussi des phénomènes importants résultant de couplages entre processus non-linéaires
 - > comportement complexe et chaotique (par ex. : variabilité à l'échelle de qq jours des nuages et précips sur la France; variabilité à l'échelle de qq années de la température des eaux de surface du Pacific tropical est).
- Système difficile à observer (avènement des satellites -> amélioration de la couverture spatiale et temporelle, mais il reste difficile d'analyser un système convectif pendant sa durée de vie; et les profondeurs de l'océan restent en grande partie inaccessible).

==> Domaine où la modélisation et la simulation numérique jouent des rôles clef.

Oui, mais avec quels modèles ?

Modélisation, climat et météorologie

Stratégie :

Systeme très complexe ==> plusieurs approches :

- Modèle de Circulation Générale (GCM)
- Modèles d'échelle fine (LES) ou de méso-échelle (CRM)
- Modèles simples de climat

Systeme hétérogène ==> différents types de modèles pour différents composants du système climatique (atmosphère, océan, banquise, hydrologie, végétation, ...)

Les modèles de circulation générale (GCMs)

Les modèles de circulation générale sont des outils permettant la simulation numérique de l'évolution au cours du temps de l'état de l'atmosphère (pour les AGCMs) ou de l'océan (pour les OGCMs).

Ils sont construits à partir de principes physiques.

Calage sur observations présentes -> incertitudes

Manque d'observations dans certains domaines -> incertitudes

====> question de la crédibilité et de la confiance.

Pour augmenter la confiance :

- paléo-climats
- autres planètes
- modèles variés (GCM, codes méso-échelle, modèles simples)
- "comprendre" comment le climat fonctionne (comparaison à des modèles simples, études de rétroactions).

La **philosophie générale** a été définie par Charney en 1950 : **travailler avec des modèles incomplets et imparfaits et les améliorer pas par pas.**

I – Introduction aux modèles climatiques :
B - Les principes fondamentaux :
Découpage et raccordement

Les mondes des modèles

apparences

théories (physique, chimie, biologie, économie)

mathématique

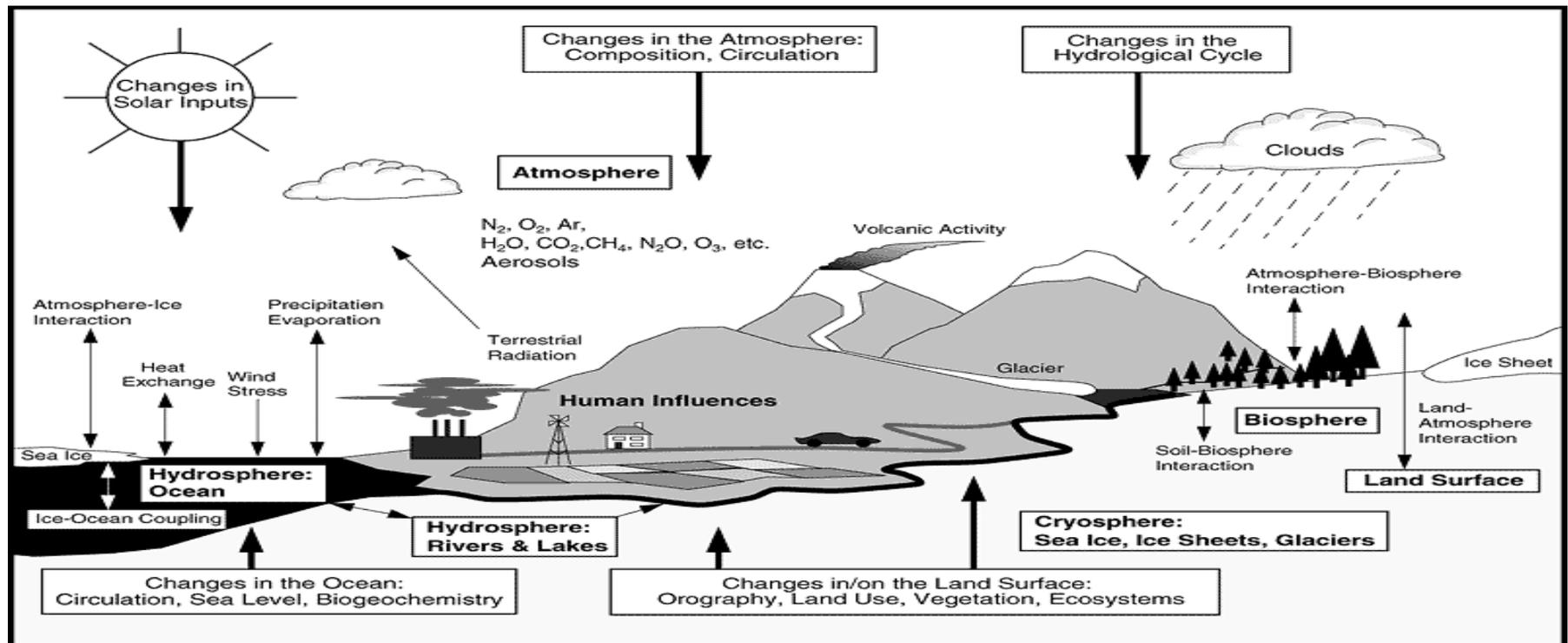
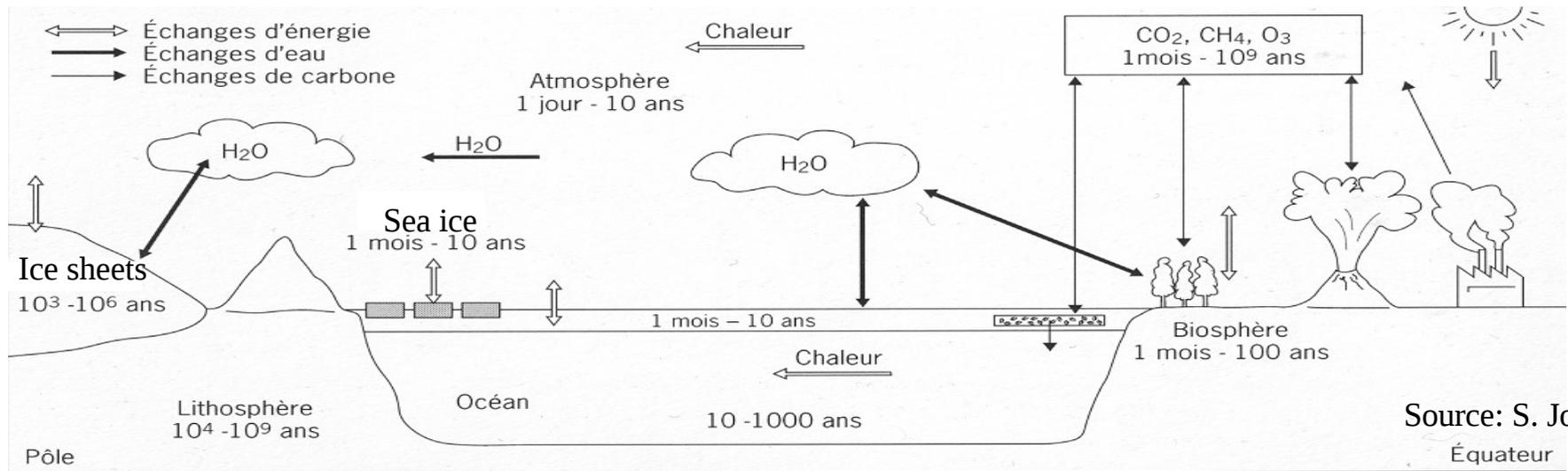
numérique

informatique

Mathématiques = langage commun

- nous considérons les représentations mathématique et numérique des modèles
Modèle = ensemble d'équations
- toujours essayer de mettre en évidence les liens avec les couches supérieures
- (Sous-)Système = modèle \oplus variables

Modélisation du climat : mondes des apparences et physique



Les deux concepts clefs de la modélisation climatique

- **Découpage** en modèles "élémentaires", ce qui permet (1) de travailler avec des modèles partiels de taille gérable, (2) de compliquer peu à peu le modèle ;
- **Couplage et raccordement** avec les dynamiques atmosphérique et océanique (et, un peu, entre ces modèles élémentaires).

La façon de voir de Charney semble fonctionner, vraisemblablement parce que les "dynamiques" sont les parties les plus solides, les plus théorisées, des modèles climatiques.

Splitting within Atmospheric Global Circulation Models

Equations de GCM atmosphérique (extraits)

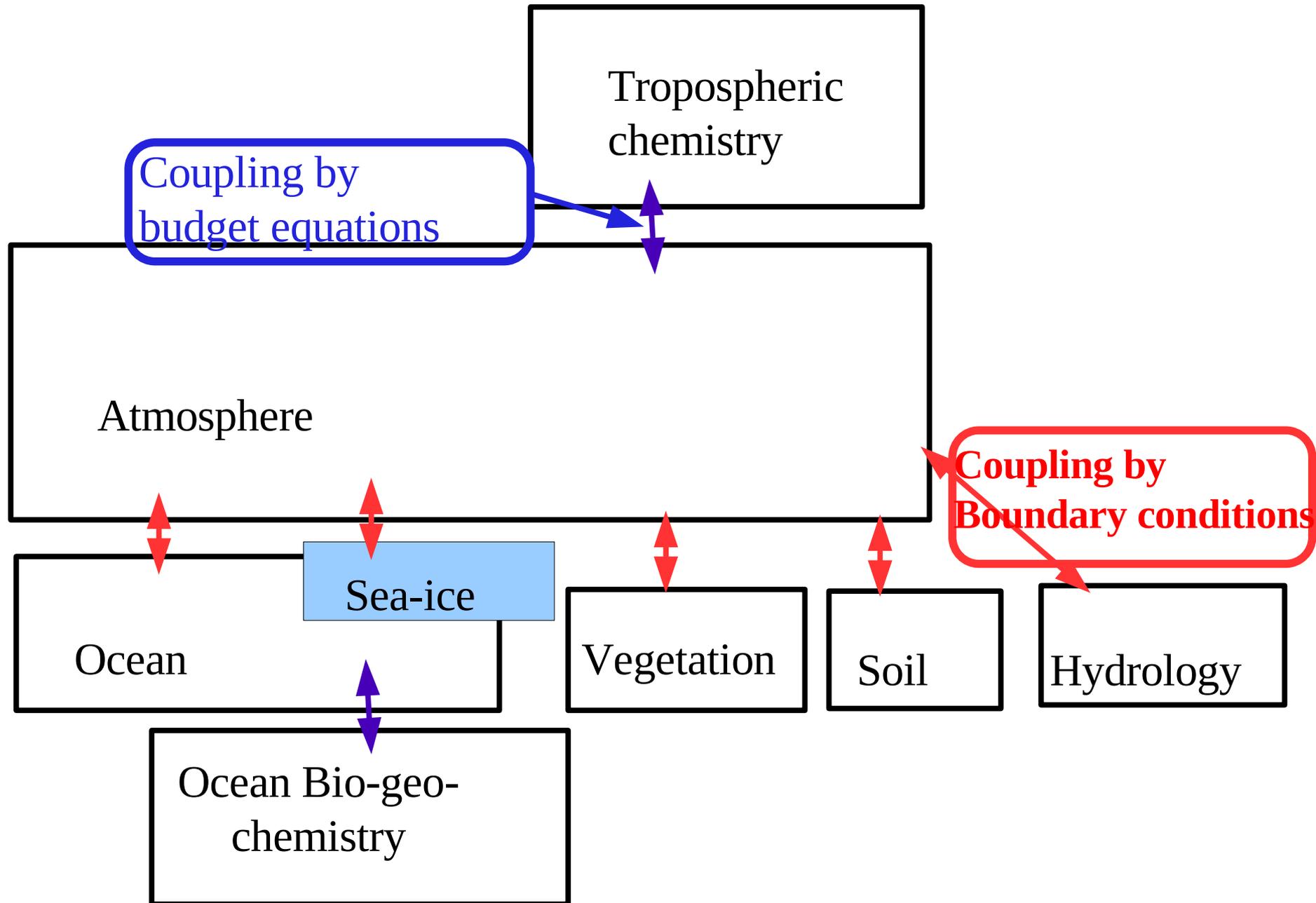
Equations dynamiques en coordonnées pression

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \partial_t \vec{V} = \underbrace{-(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}}_{\text{transport}} - \omega \partial_p \vec{V} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{gravité}} - \underbrace{f \vec{k} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} + \underbrace{\vec{S}_V}_{\text{Sources}} \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \partial_p \omega = 0 \\
 \partial_t q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q - \omega \partial_p q + \underbrace{S_q}_{\text{Sources}}
 \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l}
 \Phi = gz \quad \text{geopotentiel} \\
 \omega = \partial_t p \quad \text{vitesse vert.} \\
 q = \text{humidite specifique}
 \end{array} \right. \quad (9)$$

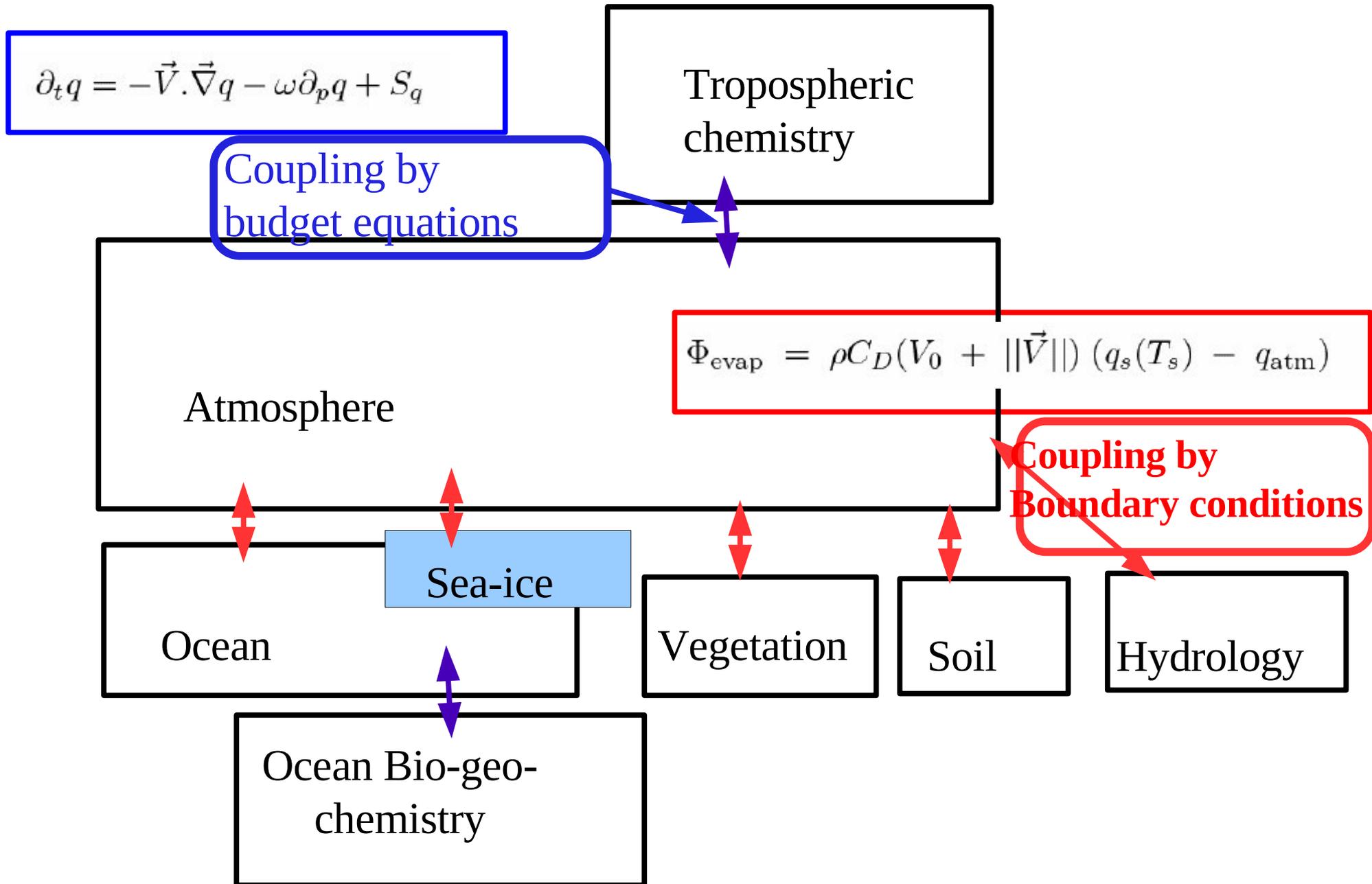
\vec{S}_v et S_q : termes source déterminés par les **paramétrisations physiques** :

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

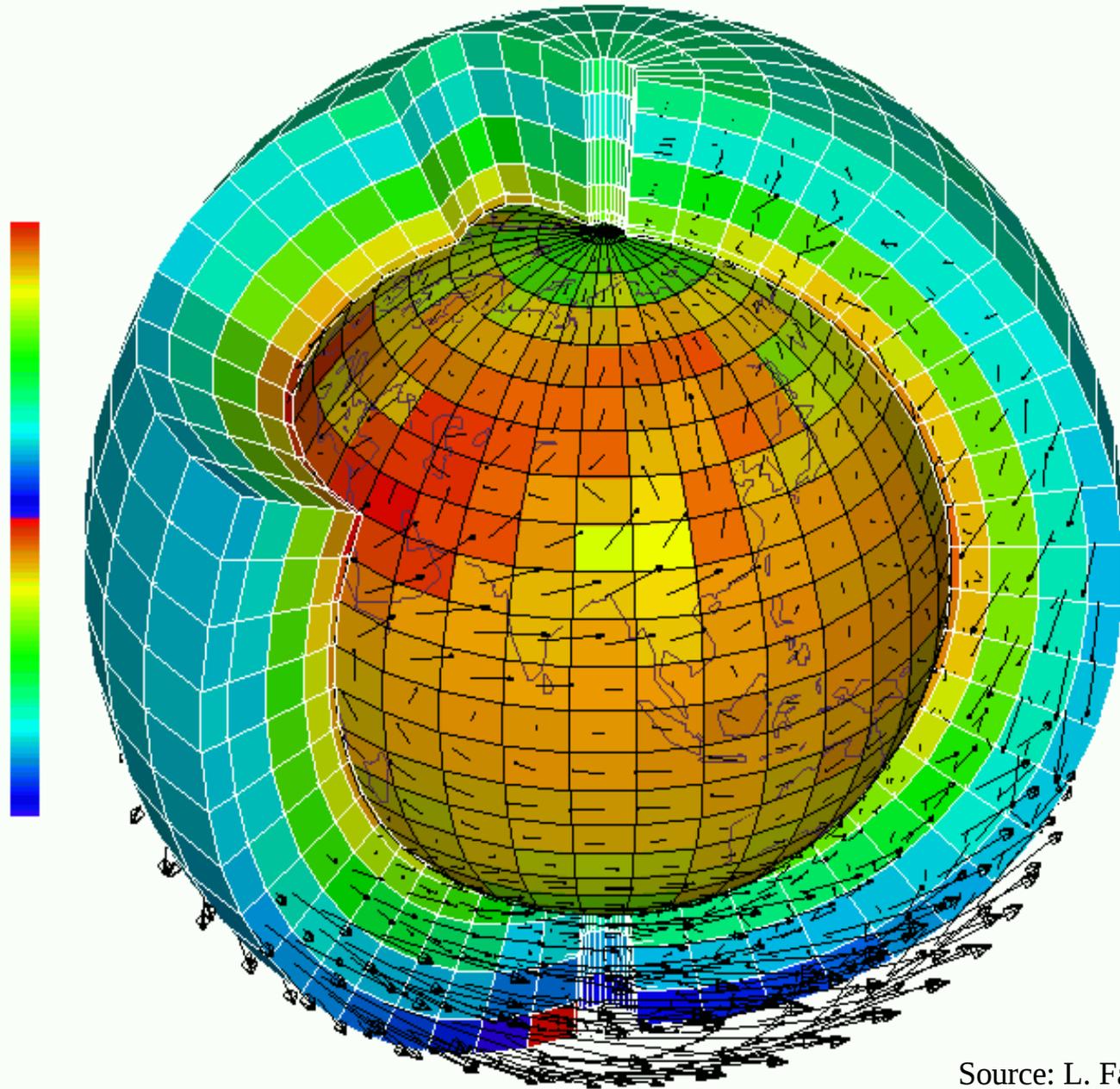
Climate modelling: splitting in submodels



Climate modelling: splitting in submodels



Modélisation numérique 3D du climat

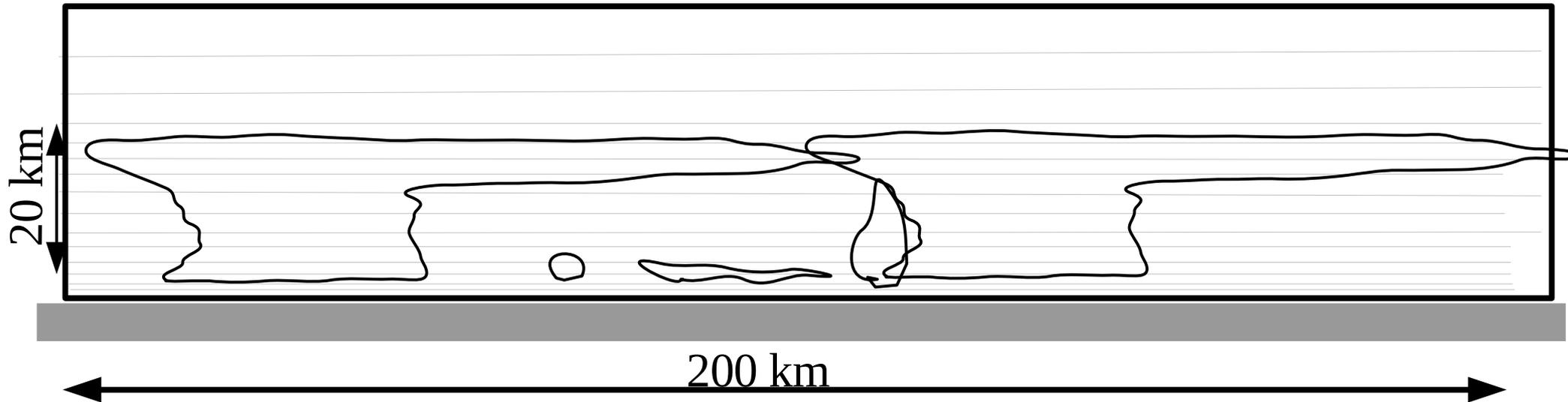


Source: L. Fairhead, LMD/IPSL

Discretisation

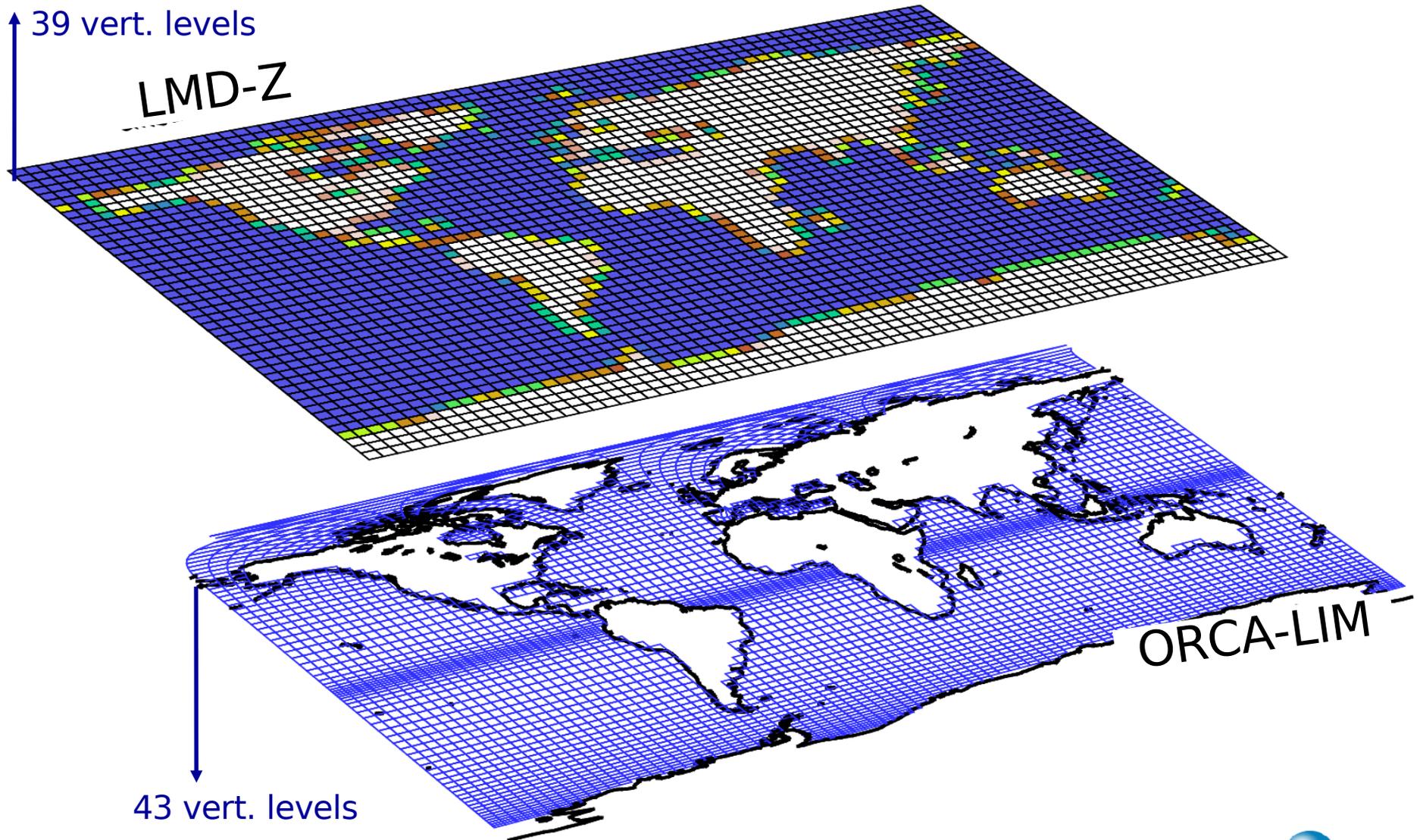
- Incrément temporel : de quelques minutes à une demi-heure, selon la technique d'intégration.
- Grille horizontale : maille allant de 100 à 300 km.
- Grille verticale : maille allant de 100m (ou moins) au niveau du sol, à quelques kilomètres dans la stratosphère.

Colonne atmosphérique typique:



Couplage avec un modèle de circulation océanique

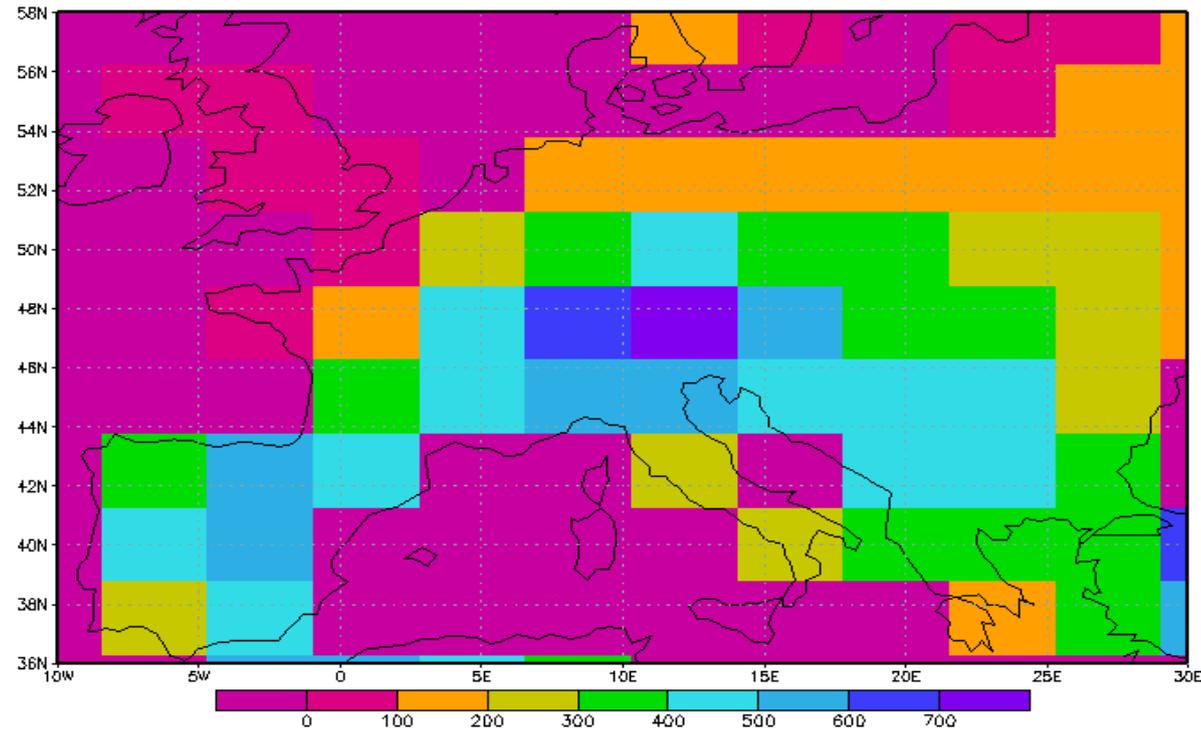
Modèle climatique de l'IPSL



Exemple de paramétrisation

Orography

At the model grid scale, orography is poorly represented; e.g. Europe orography for 3.5x2.5 grid is:



The purpose of the parametrization of orography effect is to determine the **drag** and the **lift** due to mountains and acting on atmospheric flow. → use of high resolution orography data base.

Note that snow is still a problem.

Récapitulation

- GCM = modèle (ensemble d'équations et mise en oeuvre informatique associée) dont le but est de simuler le comportement au fil du temps des circulations globales de l'atmosphère et de l'océan ainsi que des processus connexes : météorologiques, chimiques, biologiques ...
- Les GCMs atmosphériques sont divisés en 2 parties : (i) la **Dynamique** résout les équations de la dynamique atmosphérique; (ii) la **Physique** représente les processus d'échanges verticaux d'échelle plus petite que la maille.
- **Découpage et raccordement** permettent le développement de sous-modèles spécifiques pour chaque partie et l'analyse des couplages entre ces parties.
- Ce qu'on attend des GCMs: (i) représenter les **valeurs moyennes** des variables climatiques; (ii) représenter la **variabilité** des variables climatiques (diurne à séculaire), y compris les événements extrêmes; (iii) posséder des **sensibilités** correctes (e.g. à [CO₂]); (iv) posséder des **feedbacks** corrects.

Atmospheric component of the IPSL integrated climate

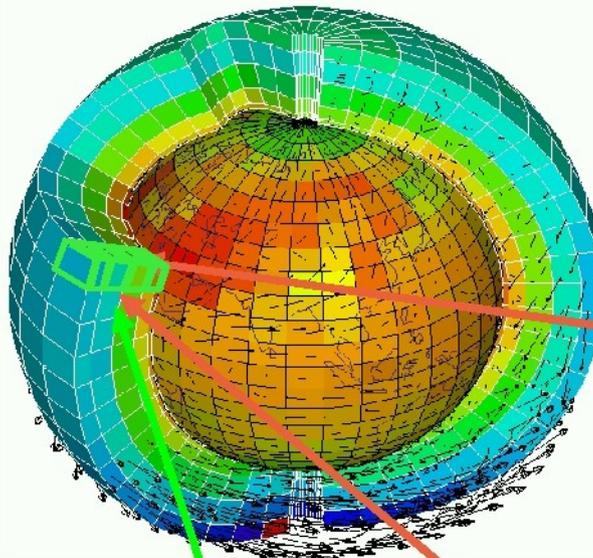
LMDZ 3D dynamical core

Finite difference formulation
conserving enstrophy and angular momentum

model LMDZ4

Single-column model

1D monitor for academic or test cases



Atmospheric tracers

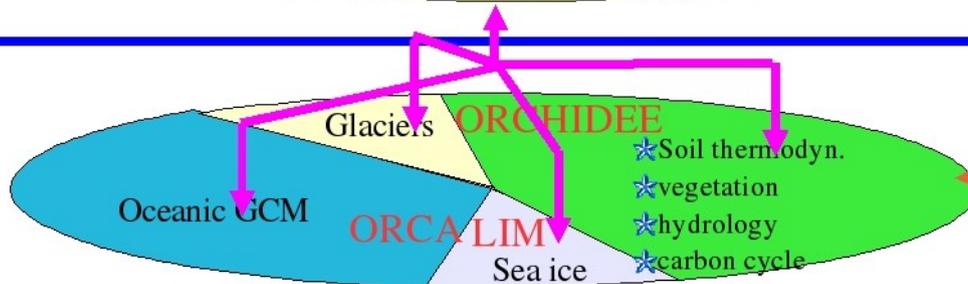
Transport by winds
Finite volume methods

★ Turbulent mixing
★ Convective transport

Several "Physics": LMDZ parametrized physics

Earth
Mars
Titan
Parametrized

- radiation (Fouquart/Morcrette)
- boundary layer (LDM + options)
- convection (Emanuel and Tiedtke)
- clouds (statistical scheme)
- orography (Lott)
- ...



INCA

★ Chemistry
★ Aerosol microphysics

Hiérarchie de modèles

Modèles globaux 3D (par ordre de complexité croissante)

- AGCM sur aqua-planète
- AGCM avec continents
- AOGCM à [gaz à effet de serre] fixées
- AOGCM avec [gaz à effet de serre] plus ou moins couplées
- couplage avec d'autres processus - - - - -

Modèle 1D : Toute la physique du GCM, mais une seule colonne

Modèles de méso ou fine échelle :

LES ($\delta x \simeq 100m$) et CRMs ($\delta x \simeq 1\text{à}5km$) permettent d'explorer le fonctionnement de l'atmosphère :

- LES pour PBL
- CRM pour convection profonde

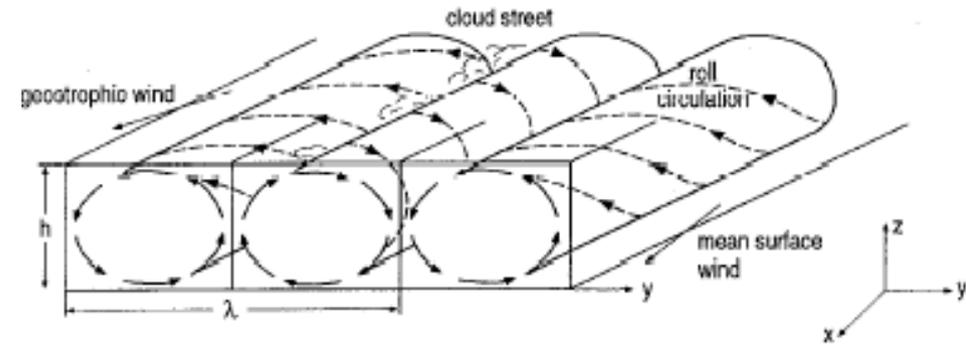
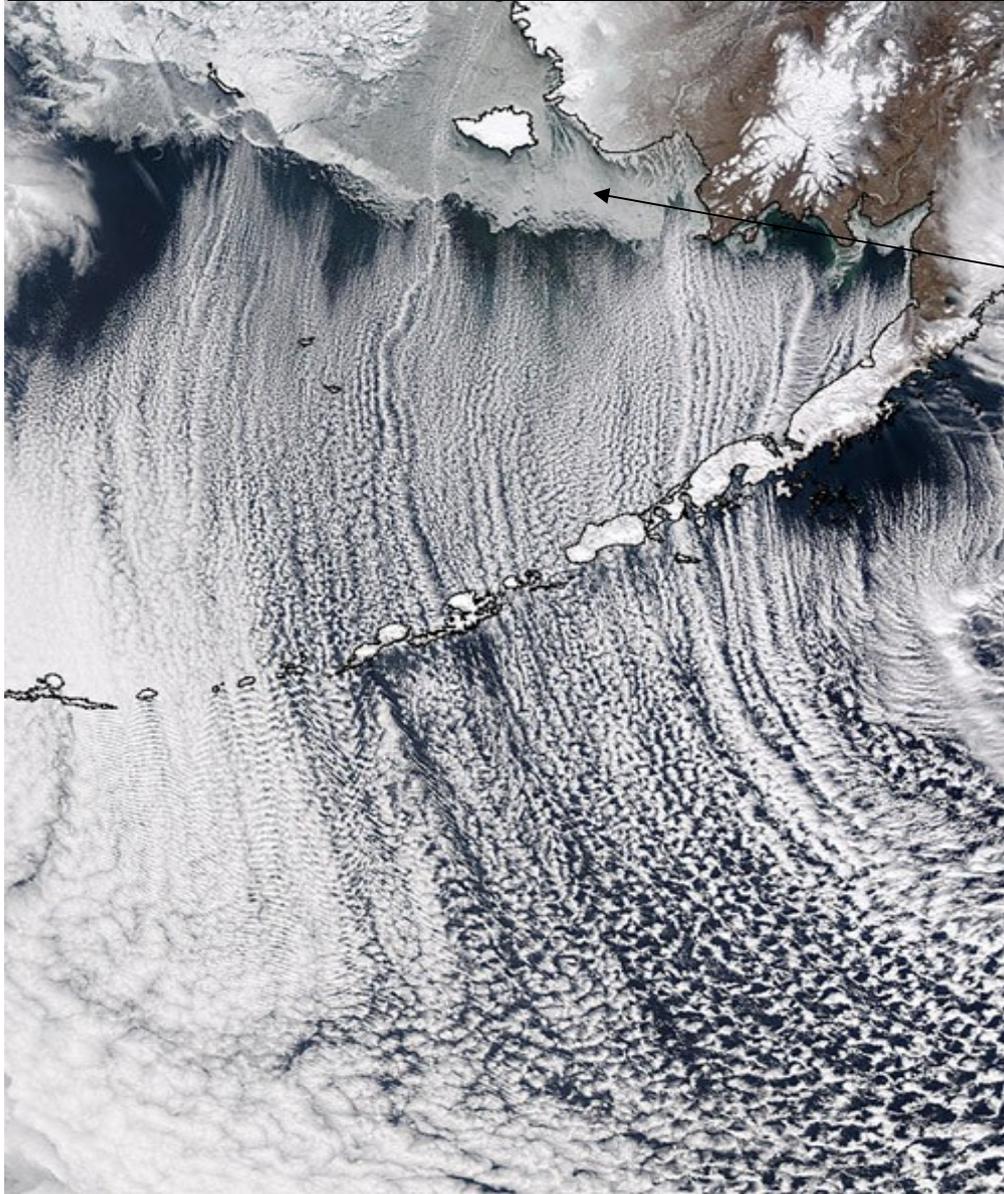
Modèles simples (importants pour comprendre les résultats) :

- Modèle d'équilibre global : $4\epsilon\sigma T^4 = (1 - \alpha)\Phi_{SW}$
- Modèles de rétroactions

Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat :

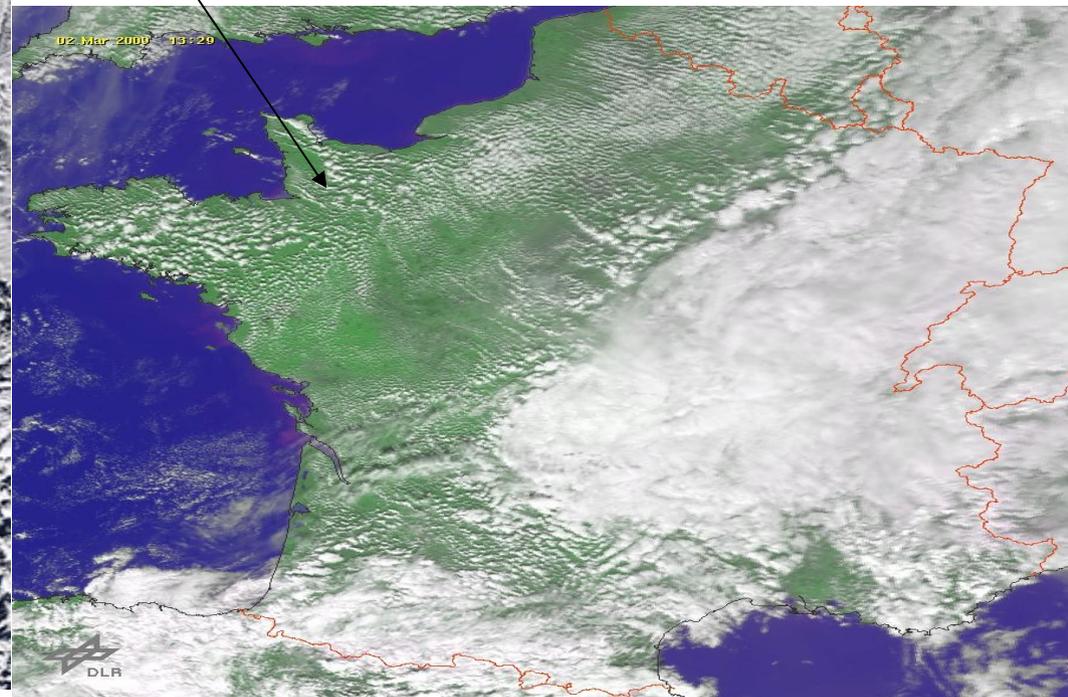
II – Paramétrisations et couche limite

Importance of organized structures visualized here by cloud streets



Classical example of cloud streets induced at the top of convective rolls :

- Cold polar air arriving over warmer ocean air mass.
- Warm maritime air arriving over a warmer continent.



Parametrizations



- Determine the **effect of sub-grid processes** on the **state variables** (velocity, temperature, humidity) of the global model



- **Approximate description** of the behaviour of processes



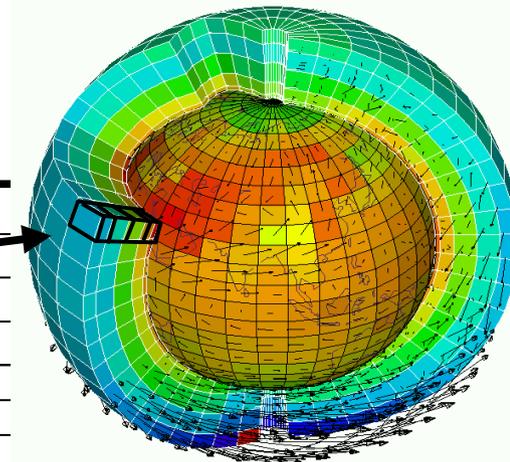
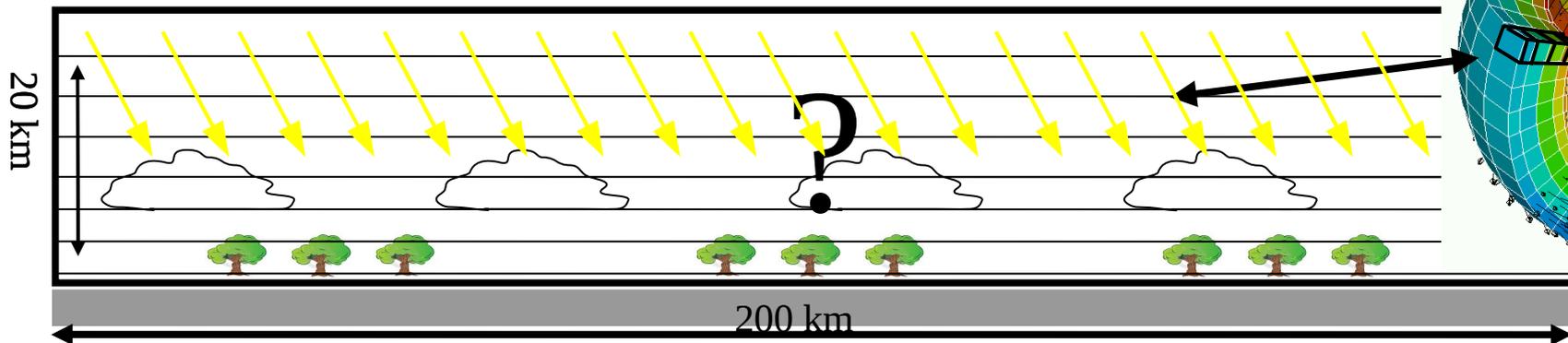
- Making use of **internal variables** (cloud features, sub-grid statistical distribution of some variables ...)



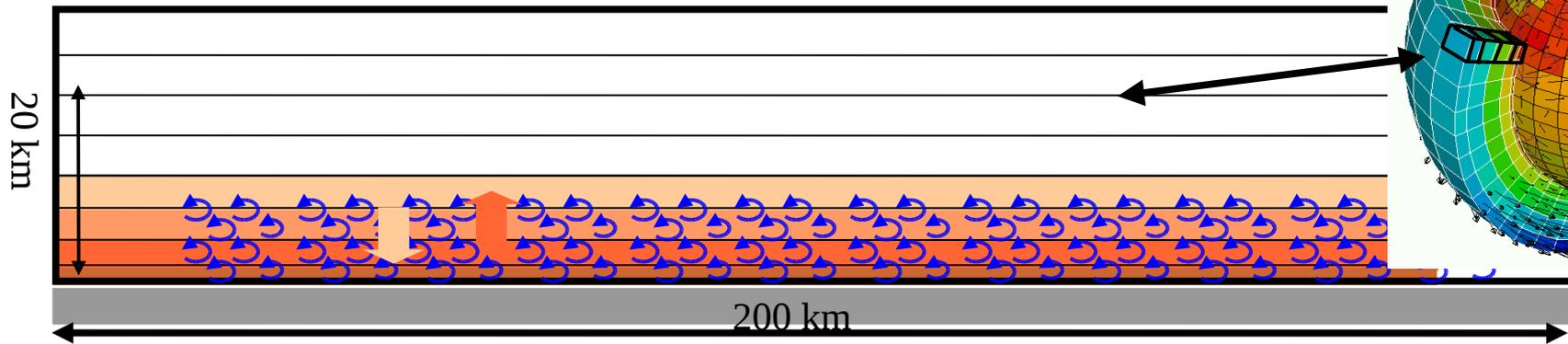
- Equations expressing these internal variables in term of the model state variables (also called large scale variables).

- **Homogeneity hypothesis** ==> 1D equations in z; independent columns.

A model column:



In a model column, there is first turbulence



Same models used in engineering.
Use of similarity law => lab. experiments

Parametrizations

- Turbulent diffusion or "**Turbulent mixing**" : transport by small random movements. Similar to molecular diffusion.

$$Dq/Dt = S_q \quad \text{where} \quad S_q = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

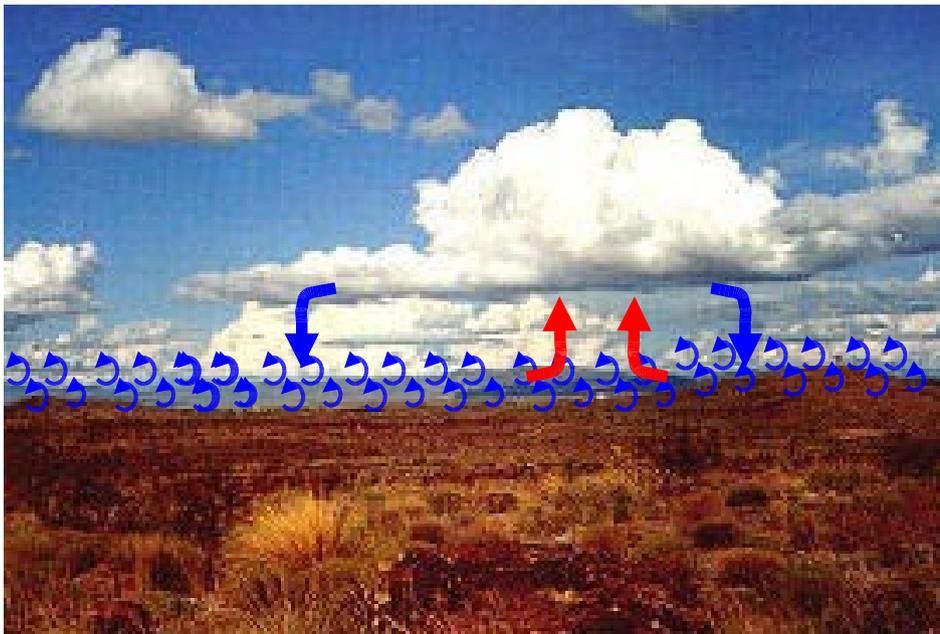
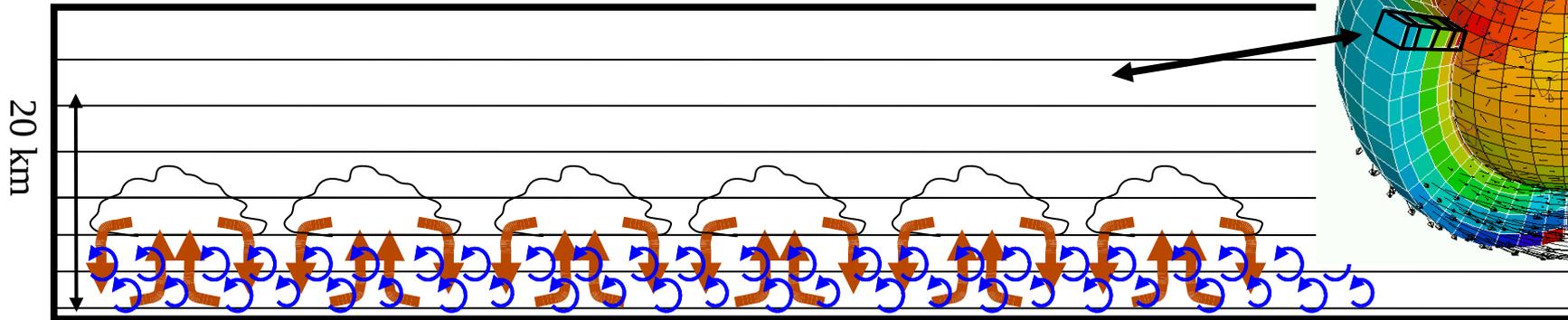
- **Prandtl mixing length** : $K_z = l |w|$
 l : characteristic length of the small movements
 w : characteristic speed
- **Turbulent kinetic energy** : $K_z = l \sqrt{e}$

$$De/Dt = f(dU/dz, d\theta/dz, e, \dots)$$

$$Dl/Dt = \dots$$

A whole world of research ...

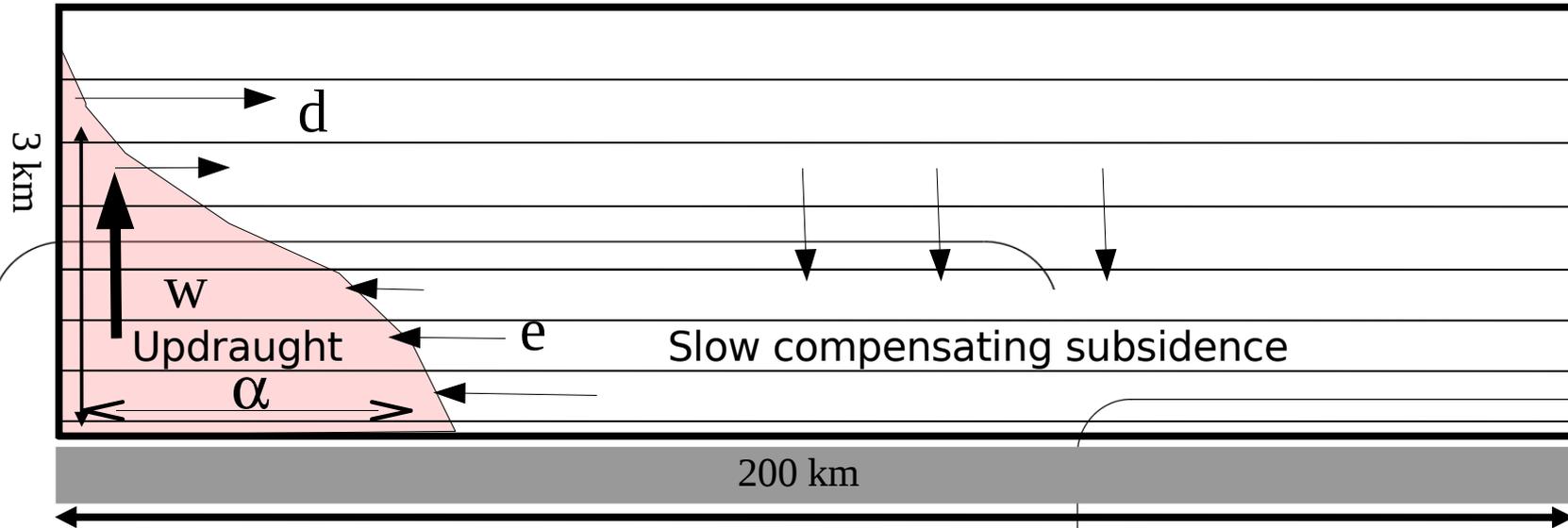
In a model column there are also structures of boundary layer scale



“The Thermal Model”:

Each column is split in two parts:
Ascending air from the surface and
subsiding air around it.

The model represents a mean plume
(the thermal) and a mean cloud.



Internal variables of the parametrization :

- w = mean vertical velocity of ascending plumes
- α = fractionnal area covered by the updraughts
- e = lateral input rate of air into the plume (entrainment)
- d = output rate of air from the plume (detrainment)
- q_a = concentration of constituent q in the updraughts

Source term for the explicit equations :

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

Turbulent Diffusion

Transport by the thermal plume model

- Mass conservation

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

- Mass conservation of constituent q

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

- Equation of movement

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

- where B is the buoyancy :

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

- and the complex part lies in the expression of e and d :

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

$$d = \dots$$

Etc ...

Role of thermals: comparison with LES

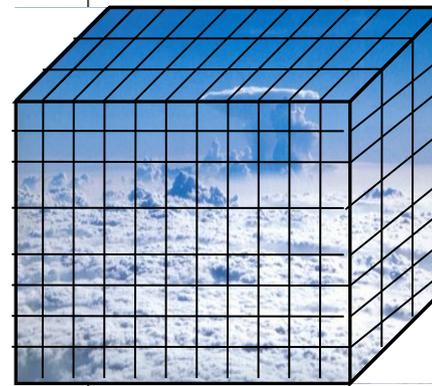
Comparison with LES

Dry convective boundary layer.

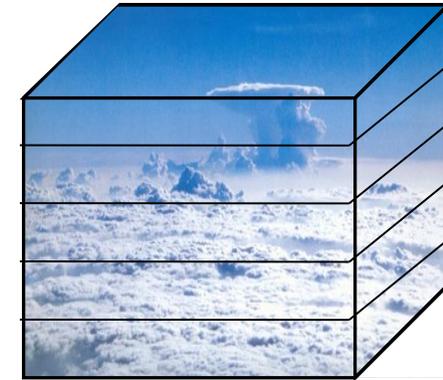
Geostrophic wind of 10 m/s

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

Thermal Plume model (Hourdin et al. 2002).

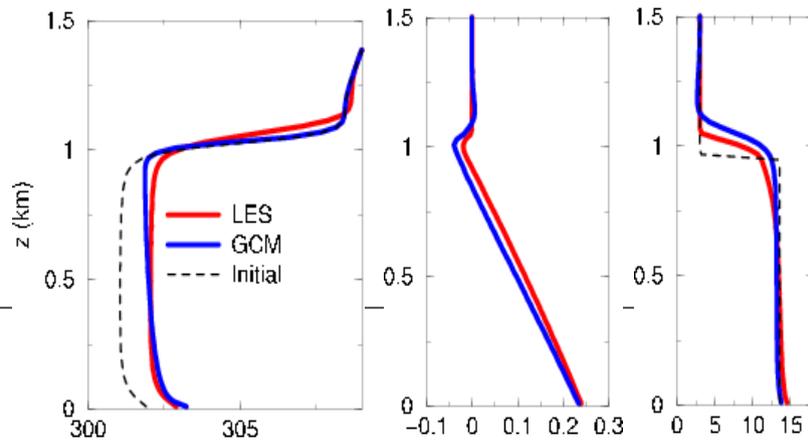


LES

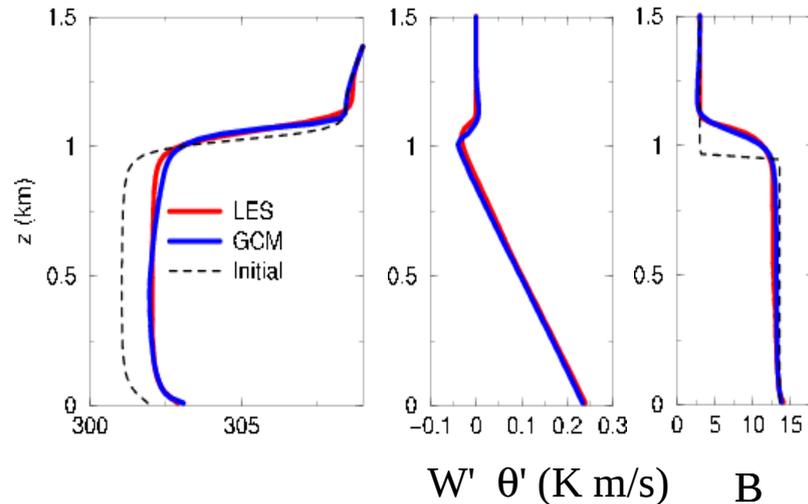


SCM (1D GCM)

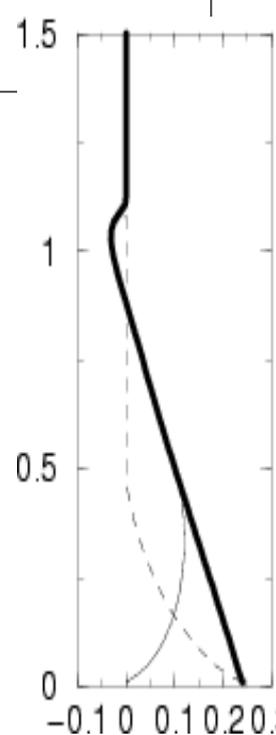
MY



MY+TP



Heat flux decomposition for
The « MY+thermiques » case



— Total
- - Thermal Plume
... MY

Mellor and Yamada (MY)
==> turbulent diffusion

Thermal plume model (TP)
==> transport by plumes.

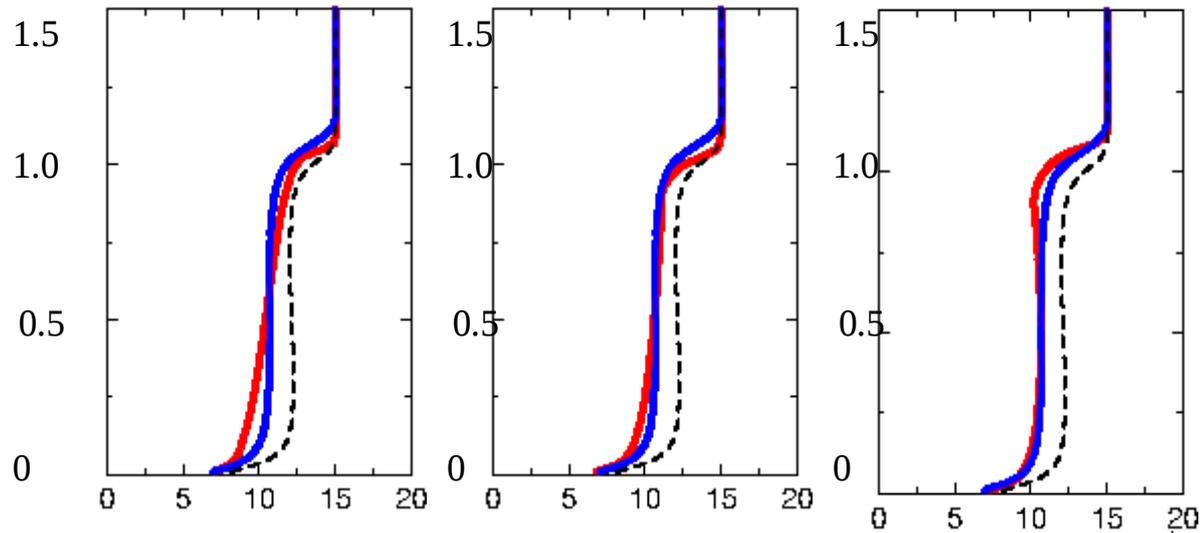
Role of thermals: comparison with LES - 2

Holstlag &
Boville

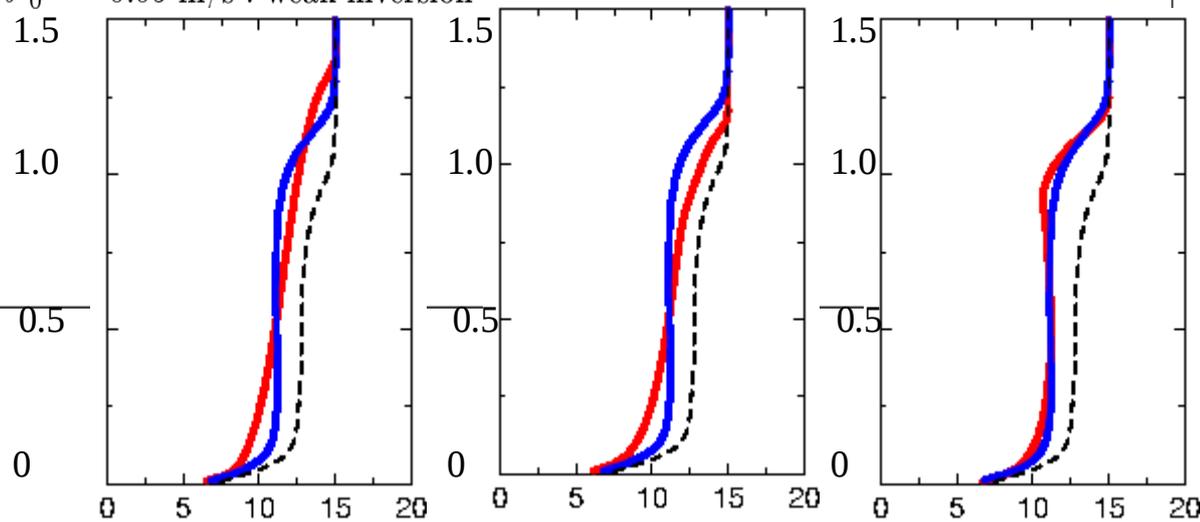
Mellor &
Yamada

M&Y
+thermals

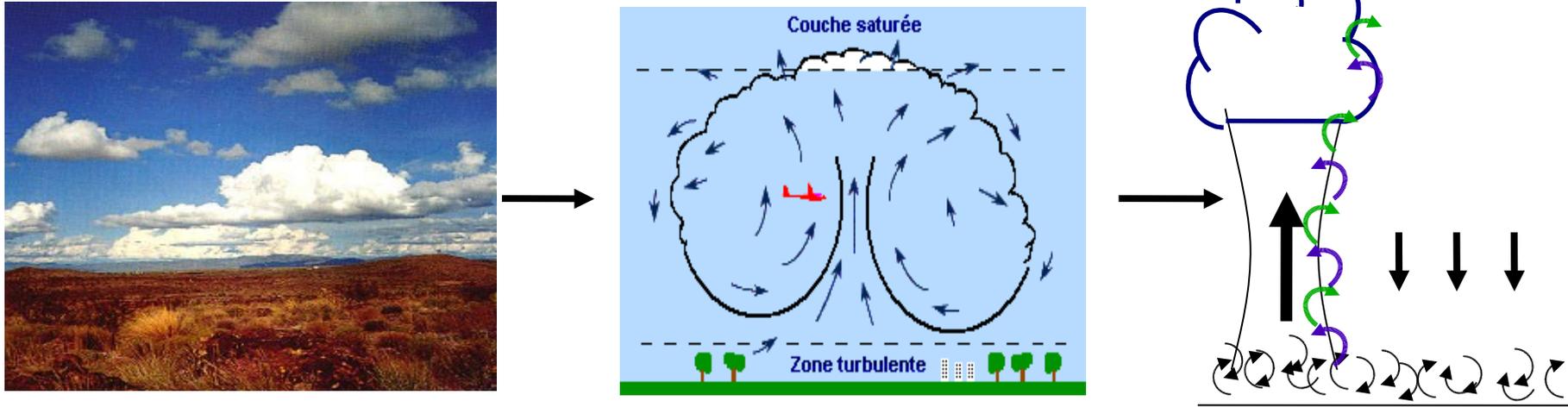
$\overline{w'\theta'}_0 = 0.24 \text{ m/s}$: strong inversion



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



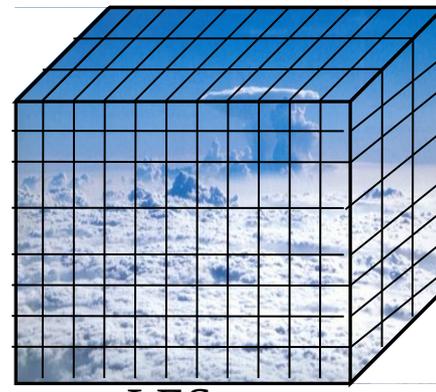
Finally, the model column may contain cumulus clouds



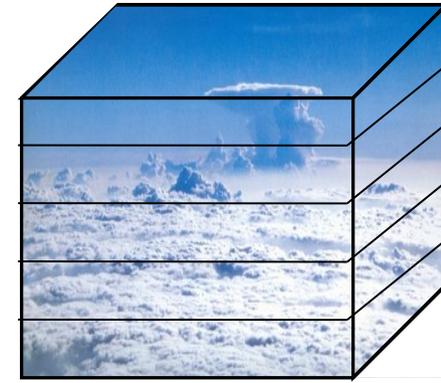
- Computation of condensation in the ascending plume
- Additional heating by condensation within the updraughts feeds back on the mass flux f and transport.
- This includes the computation of the water PDF (Probability Distribution Function)

1D test of the cloudy thermal plume model

Continental diurnal cycle with cumulus
ARM EUROCS case (US Oklahoma)
Rio et al. 2008

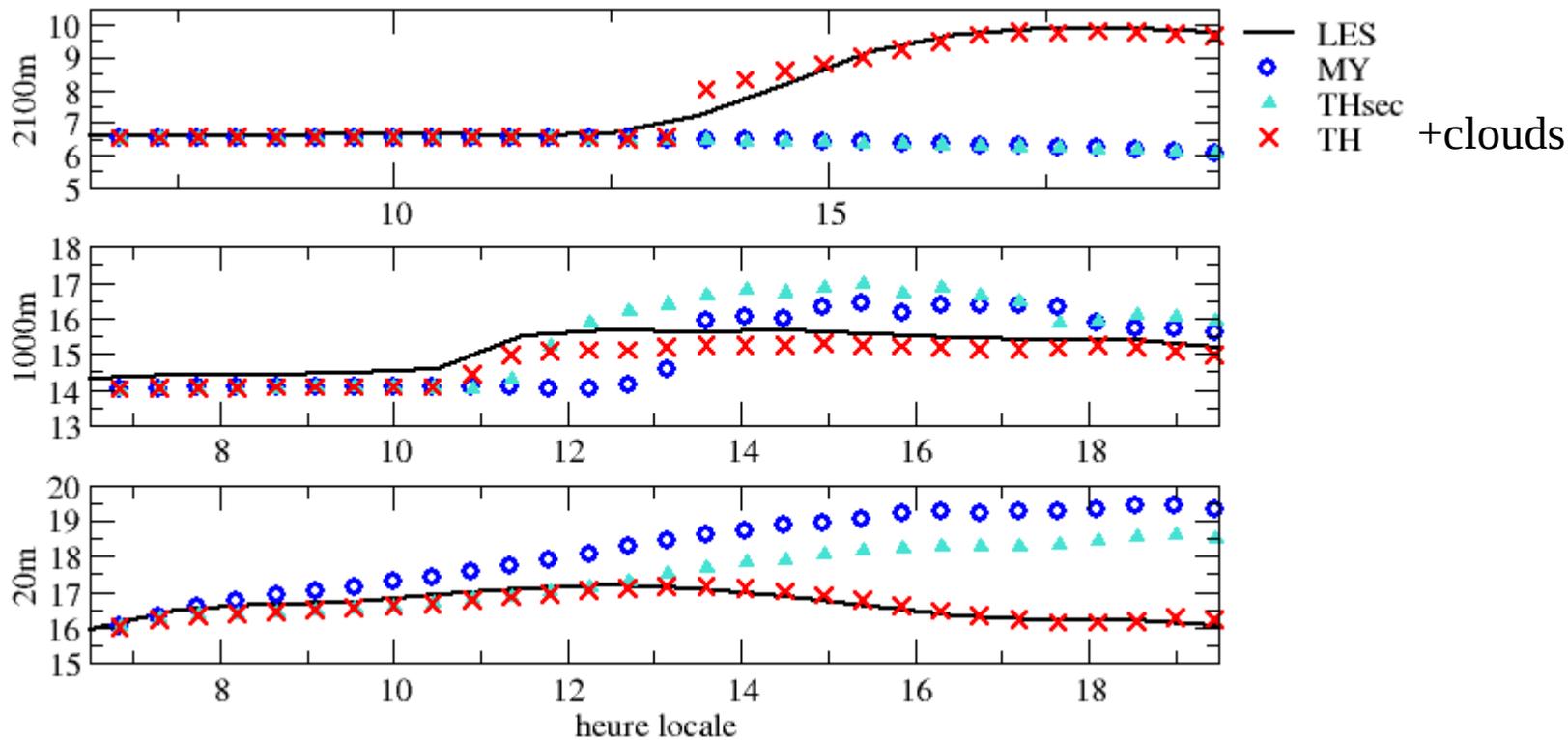


LES



SCM (1D GCM)

Specific humidity (g/kg)

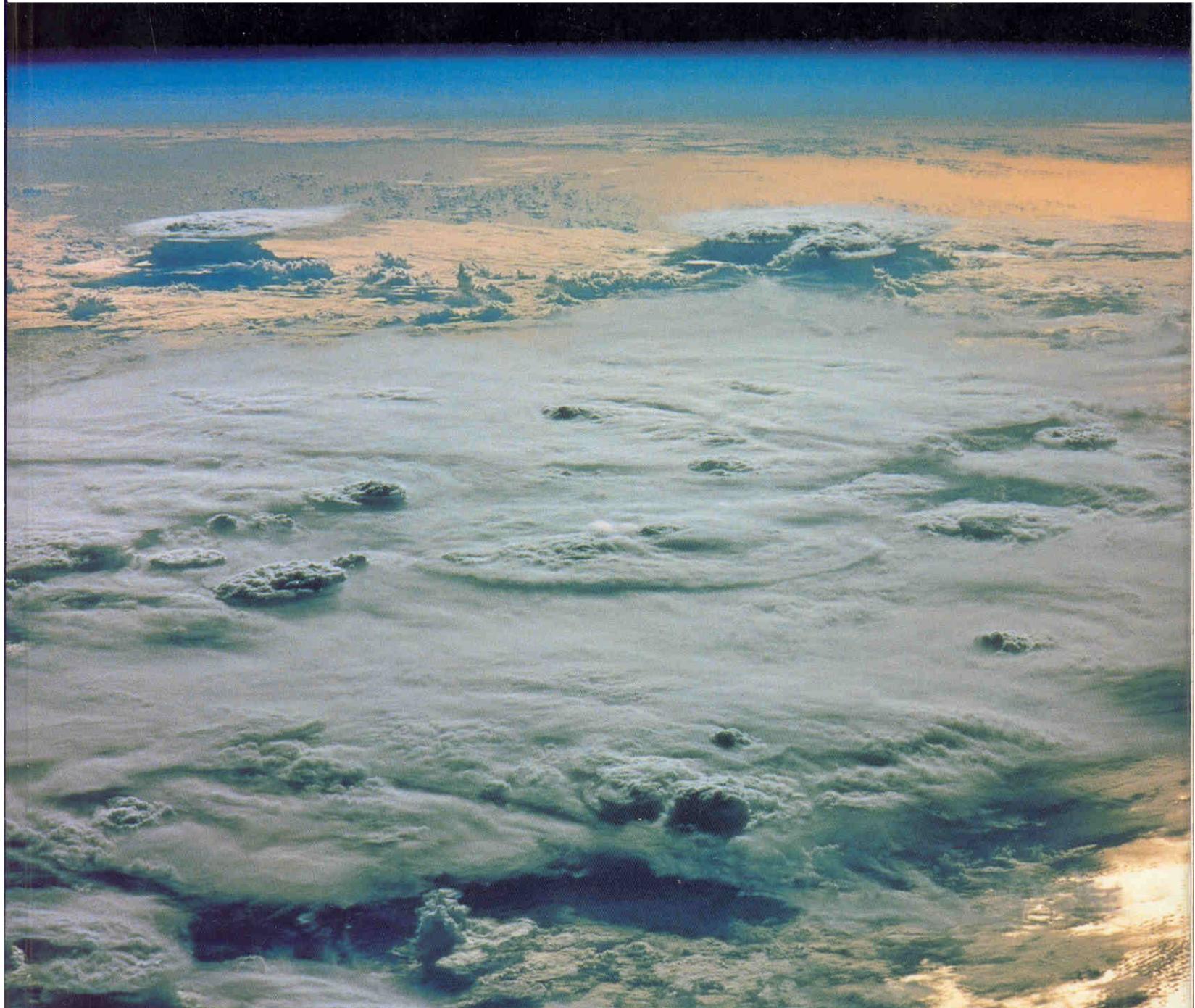


Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat :

III – Paramétrisation de la convection profonde

Convection profonde : généralités

- **Convection profonde** = principal processus de mélange vertical dans la troposphère.
- D'un point de vue thermodynamique, la convection profonde assèche et chauffe l'atmosphère (par condensation et précipitation).
- La convection profonde se manifeste par des colonnes convectives (=Cumulonimbus) organisées ou non en systèmes convectifs (lignes de grains, MCS ...).
- **Système convectif** = ensemble de colonnes convectives \oplus enclumes \oplus courants de densité présentant une cohérence spatio-temporelle.
- **Colonne convective** = air saturé s'élevant du bas de la troposphère, mais aussi entraînement et déentraînement.
- Convection profonde = phénomène intermittent (ce qui ne facilite pas sa paramétrisation) – > importance du **déclenchement**.



Représentation de la convection dans les GCMs

La convection est représentée par une **paramétrisation**, c'est à dire par un modèle partiel permettant : (1) de déterminer les caractéristiques de la convection en fonction des variables d'état du GCM (température, humidité et vitesse moyennes dans chaque maille) ; (2) d'évaluer à partir de ces caractéristiques l'effet de la convection sur les variables d'état (= source apparente de chaleur et le puits apparent d'humidité dus à la convection).

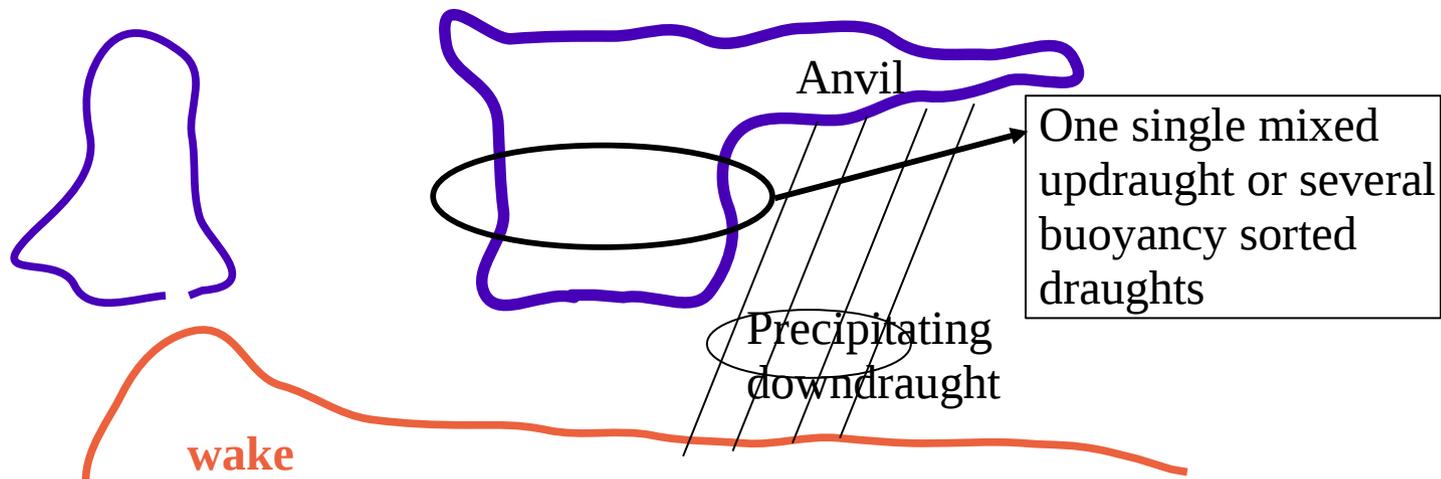
Les schémas convectifs que nous utilisons sont des **schémas en flux de masse**, i.e. dans lesquels la convection est décrite par un ensemble de flux de masse montants et descendants, saturés ou non. Les sources apparente de chaleur et d'humidité (et les sources apparentes de traceur) sont exprimés en fonction de ces flux de masse (lesquels sont internes au schéma convectif et ne sont pas "vus" par le GCM).

La convection (même inorganisée) est toujours accompagnée de phénomènes de méso ou grande échelle ==> (1) le schéma convectif représente aussi une partie des processus de méso ou grande échelle : (2) la paramétrisation n'est pas complète tant qu'elle n'inclut pas une représentation des enclumes et des courants de densité.

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

Idées centrales

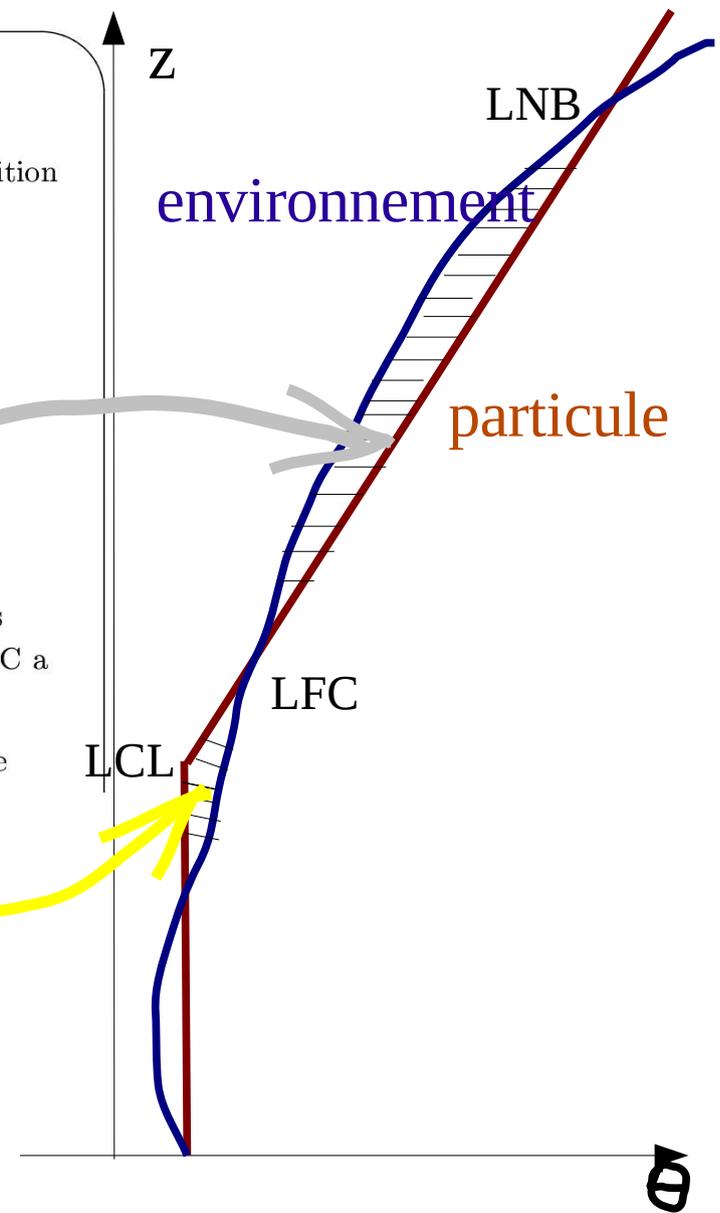
- Il faut de **l'énergie cinétique** aux particules d'air pour franchir l'inhibition convective (CIN).
- Il faut une source de **puissance** pour assurer le débit convectif.
- Il faut de la **CAPE** pour que la convection soit profonde.

Lexique

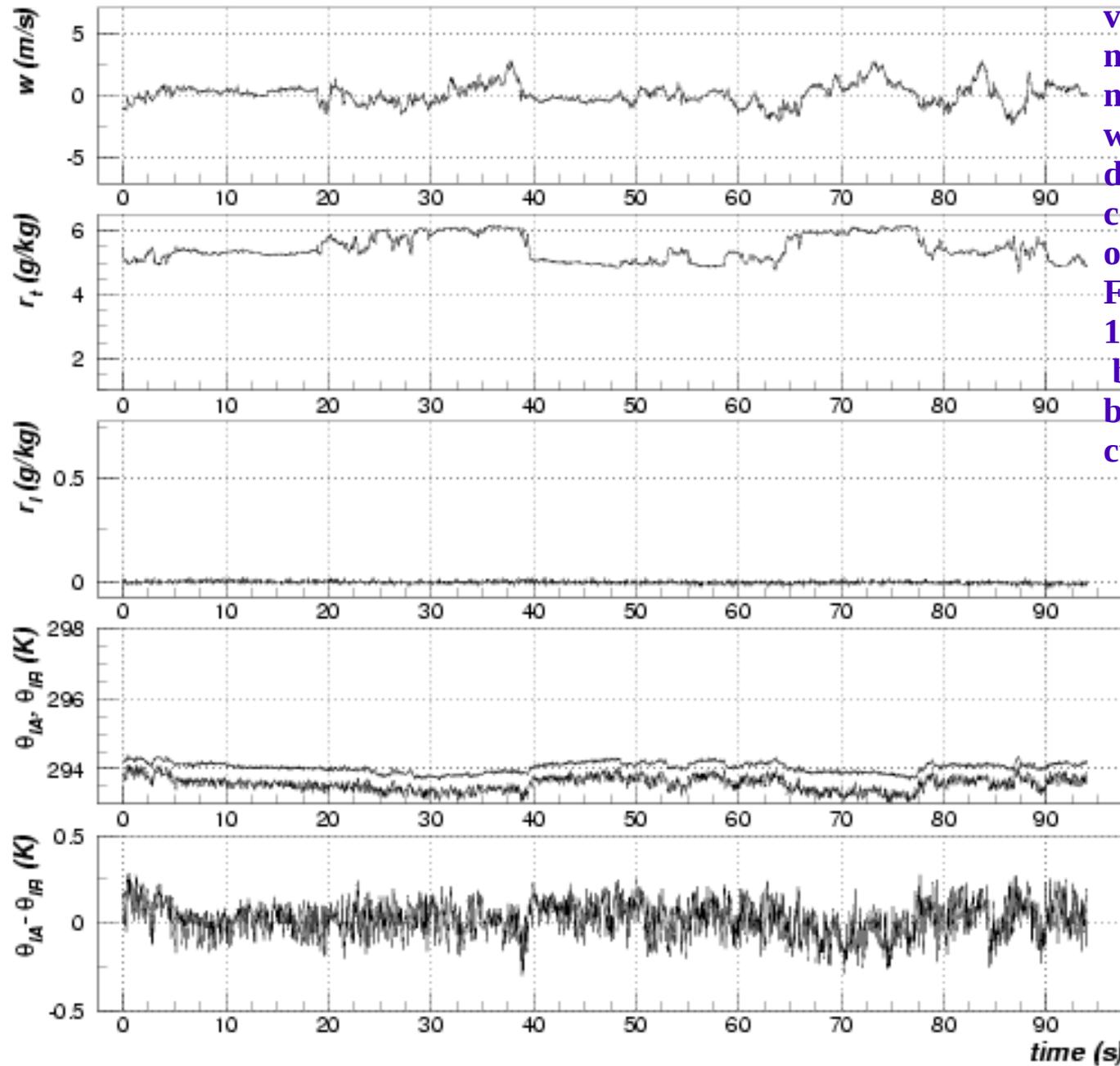
- **LCL** = Lifting Condensation Level.
- **LFC** = Level of Free Convection.
- **LNB** = Level of Neutral Buoyancy.
- **CAPE** = Convective Available Potential Energy = travail fourni par les forces de flottabilité lors de l'ascension adiabatique d'une particule de LFC à LNB.
- **CIN** = Convective INhibition = travail (négatif) fourni par les forces de

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 $50 J/kg$ à $100 J/kg$ 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).

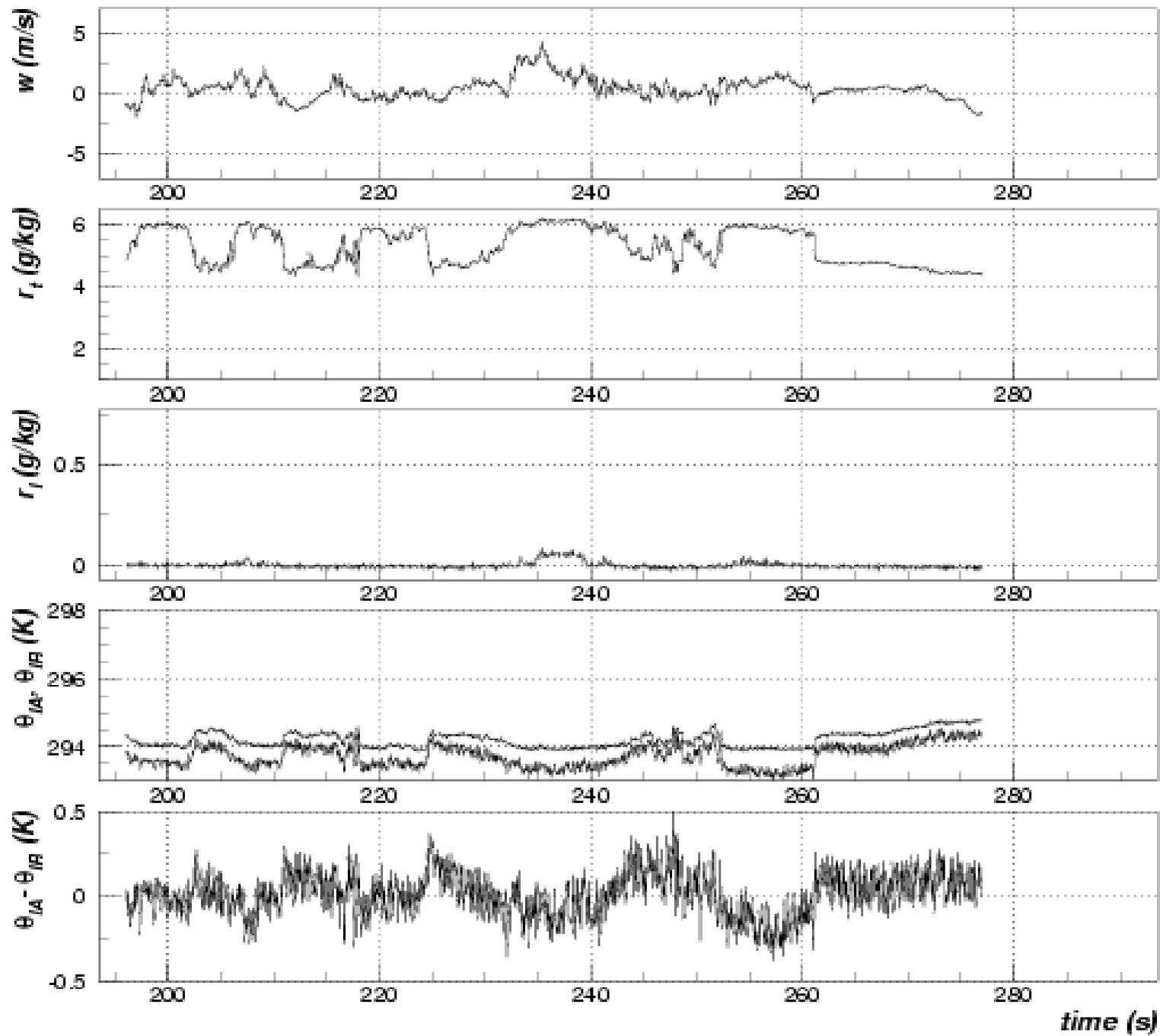


Leg 1 : 1550m

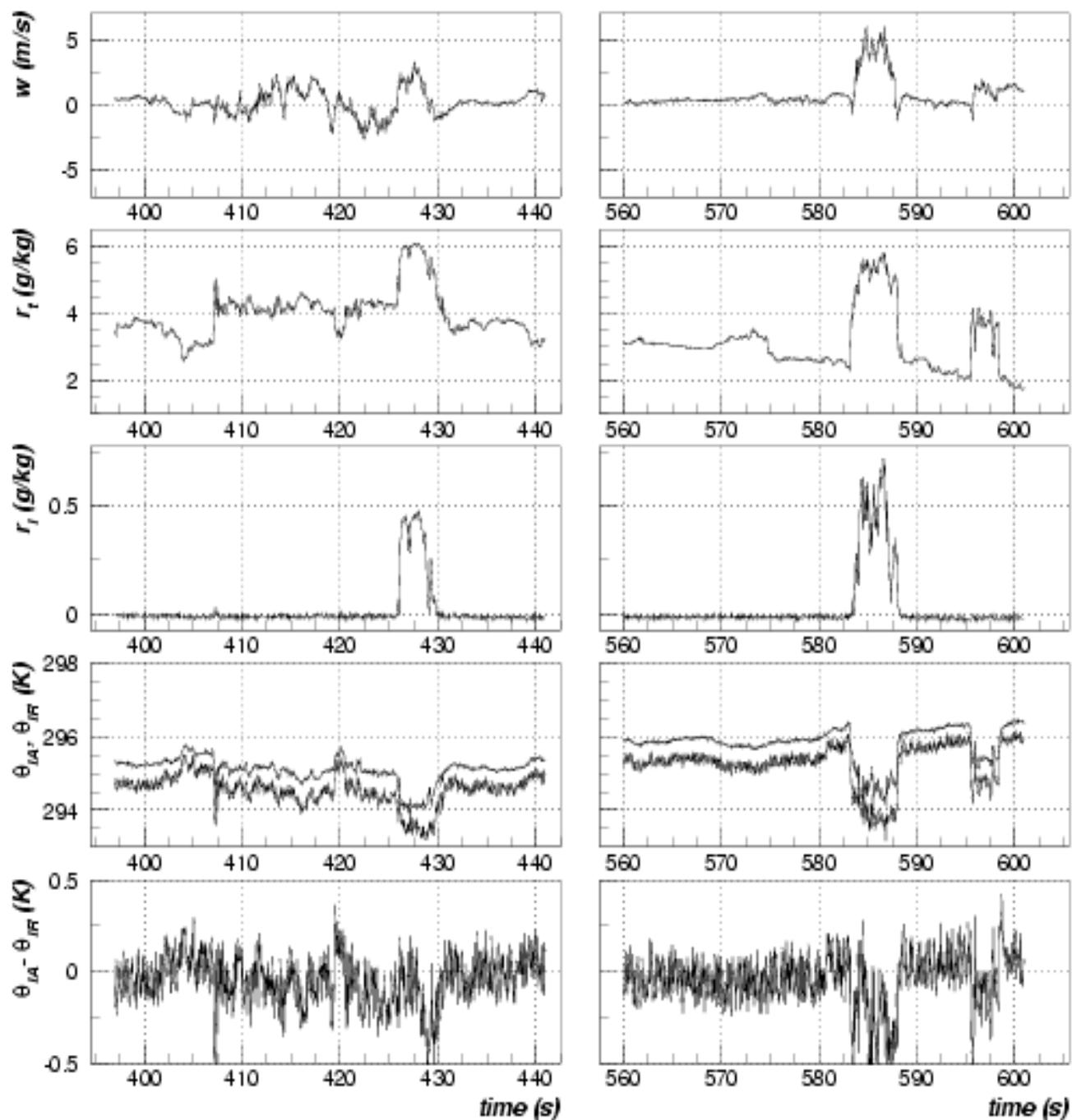


Measurements of vertical velocity, total water mixing ratio, liquid water mixing ratio and liquid water potential temperature during a flight through a convective boundary layer over Beauce plain in France during summer 1997. Leg1 is below cloud base, leg2 through cloud base and legs 3,4,5 through cumulus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

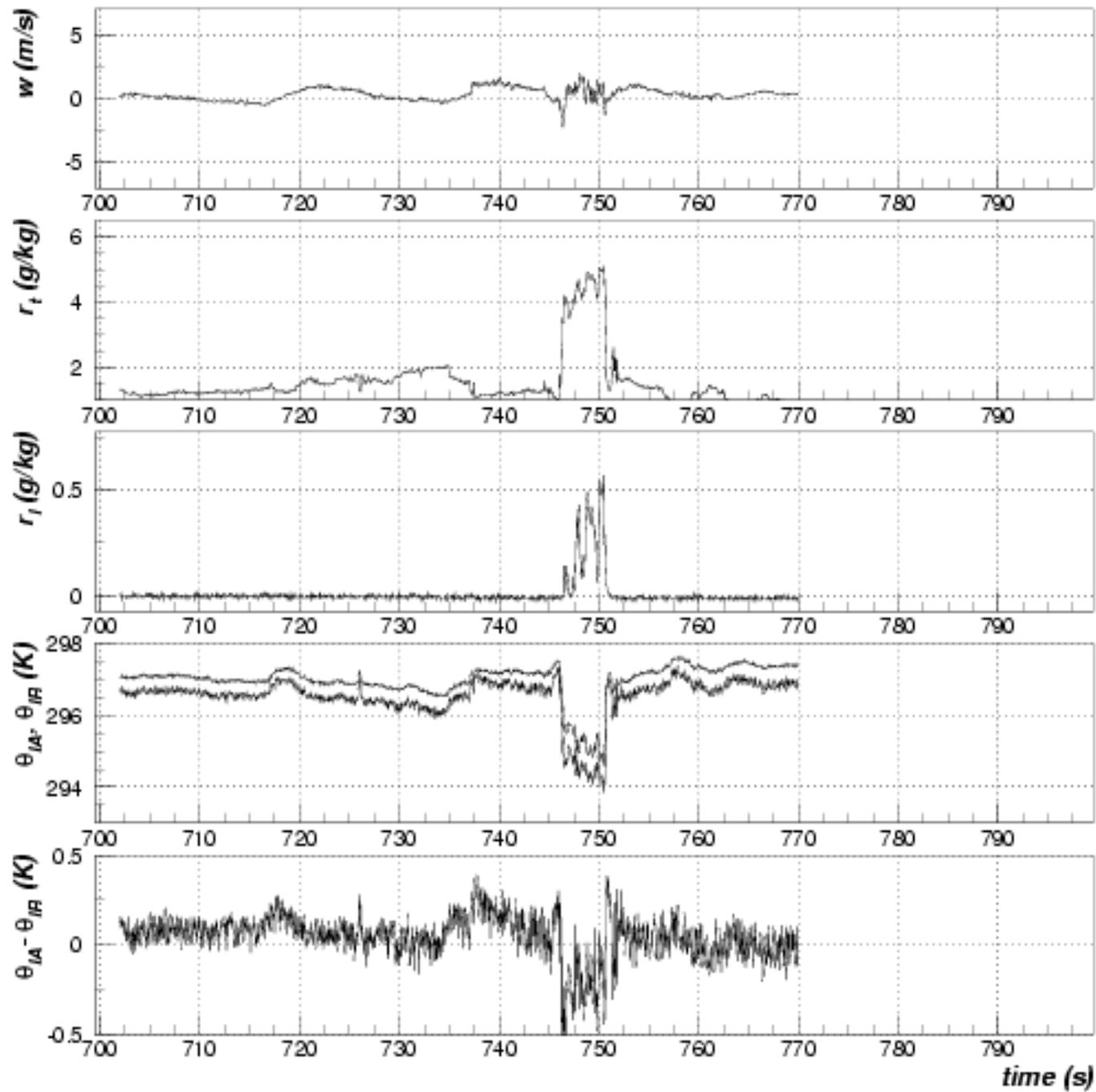
Leg 2 : 1700m

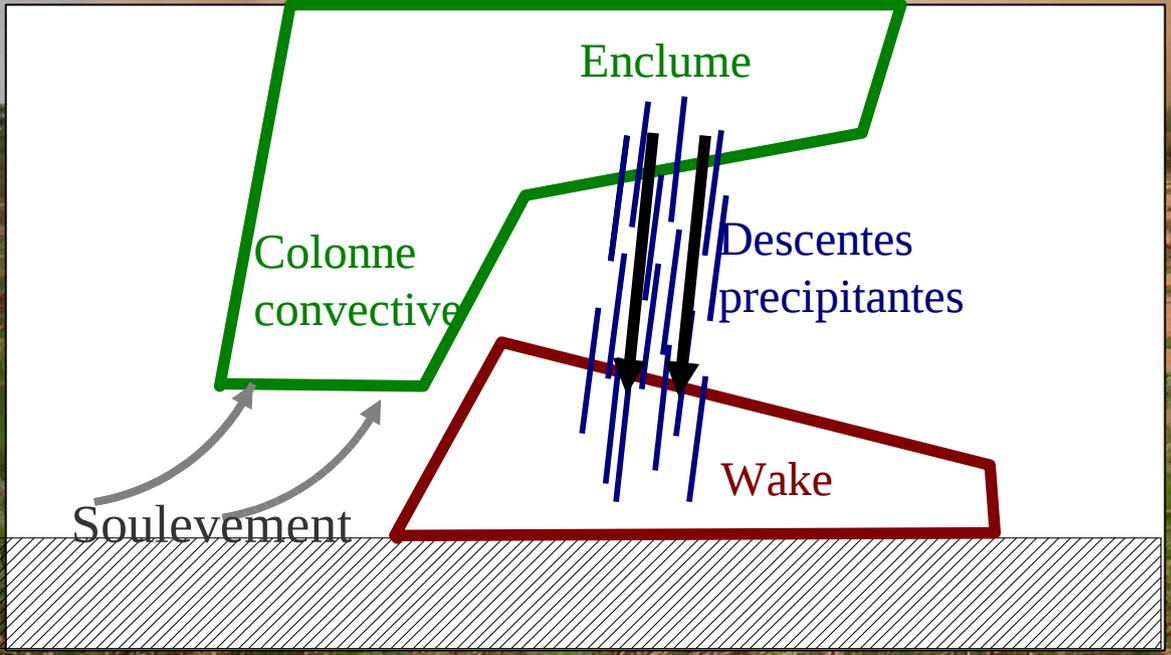
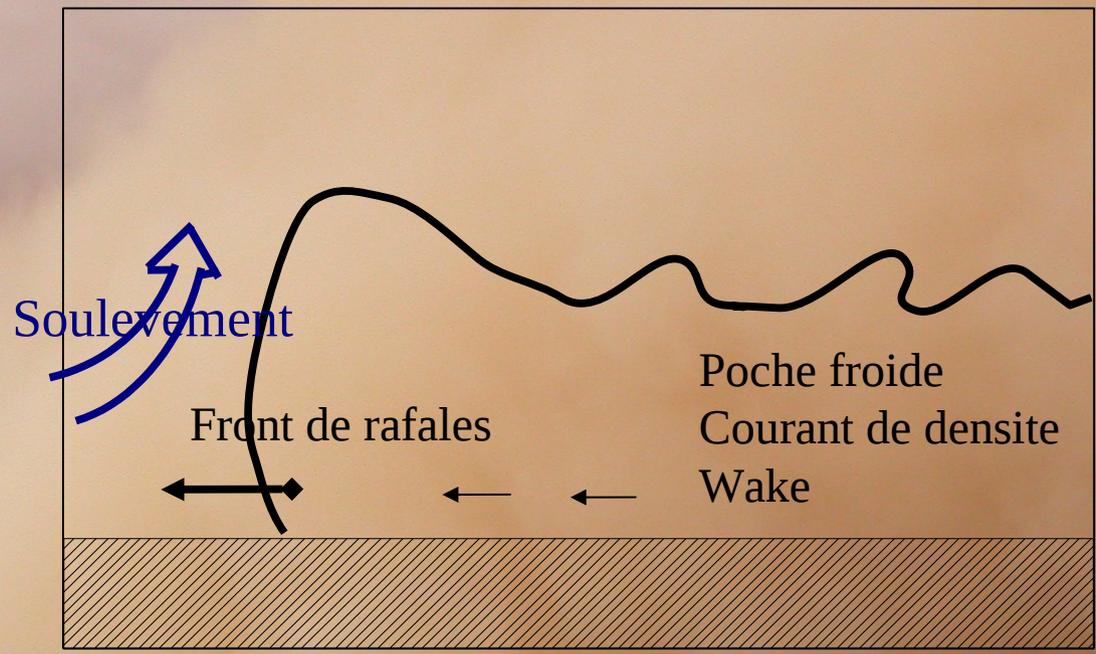
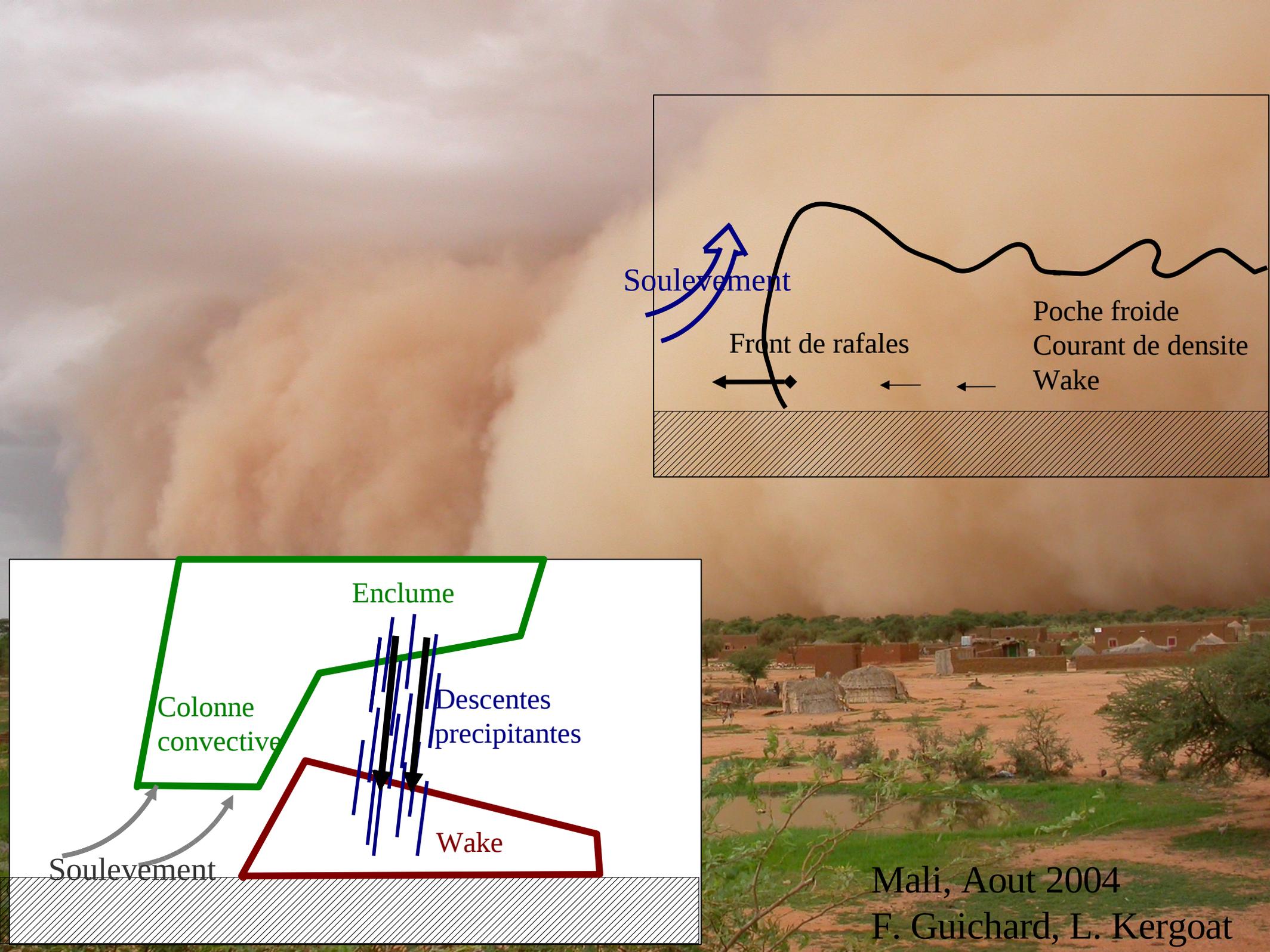


Legs 3 and 4 : 2000m and 2300m



Leg 5 : 2450m

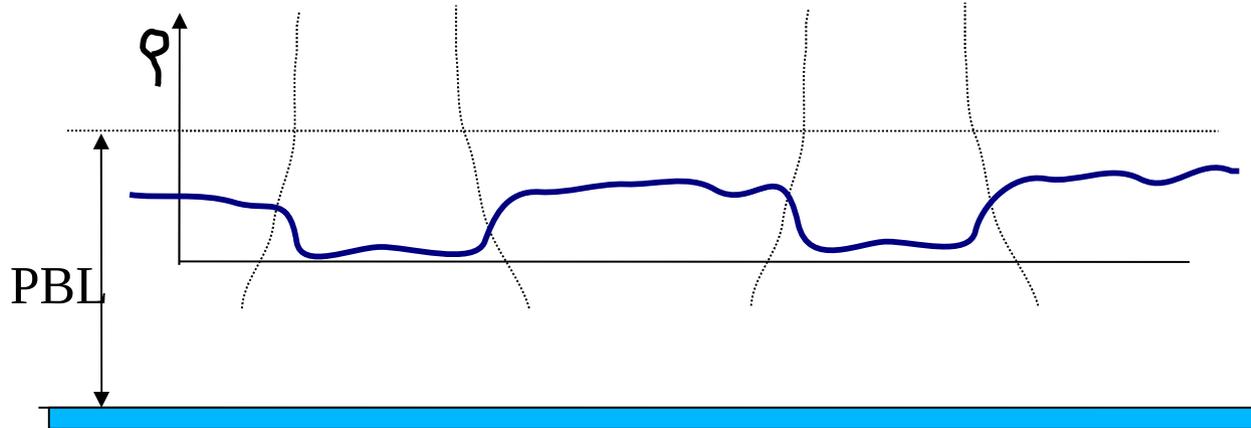




Mali, Aout 2004
F. Guichard, L. Kergoat

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**)

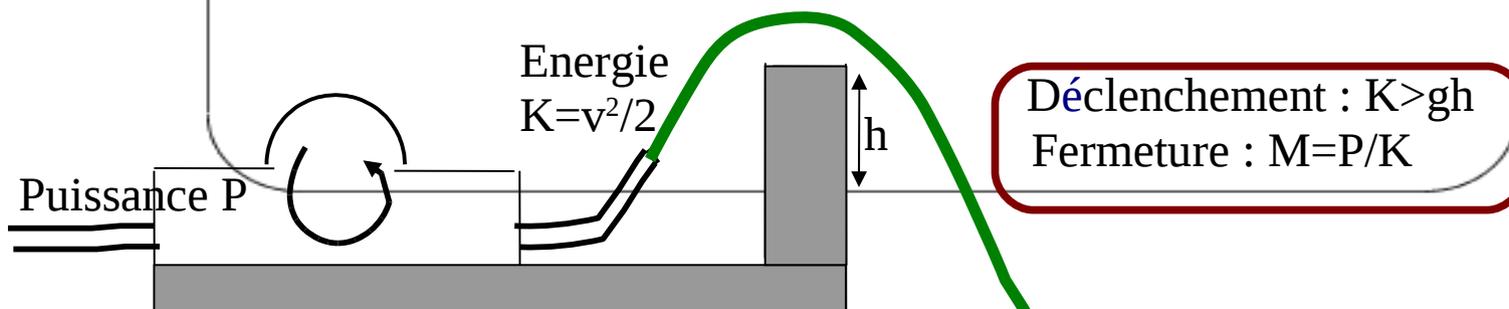


Schéma conceptuel

- **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).

Points importants de la paramétrisation de la convection profonde

- Il s'agit de paramétrisations et donc de modèles 1D : On considère un système infini où sont répartis de façon homogène des nuages et des colonnes convectives.
- On veut déterminer le chauffage et l'assèchement résultant de l'effet moyen de ces flux de masse.
- Concepts clef : soulèvement, instabilité conditionnelle, précipitation, CAPE, CIN, entraînement, déentraînement.
- Une colonne convective n'est pas un aspirateur.
- L'entraînement est discontinu et inhomogène ; il n'est pas continu et homogène.
- Deux types de flux de masse bien distincts (mais tous deux d'échelle convective) : (1) les flux saturés (i.e. nuageux) ; (2) les flux insaturés descendants (descentes précipitantes ; trous d'air).

Enthalpies et énergies statiques

Enthalpies massiques : Grandeurs conservées dans les transformations adiabatiques isobares.

$$\left. \begin{array}{l} k = (1 - q_t)k_d + q_vk_v + q_lk_l \\ L_v(T) = k_v - k_l \\ k_d = C_{pd}T \\ k_l = C_lT \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{enthalpie} \\ k = [(1 - q_t)C_{pd} + q_tC_l]T + L_vq_v \end{array} \quad (1)$$

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 :

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

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 : $h = [(1 - q_t)C_{pd} + q_tC_l]T + L_vq_v + gz$

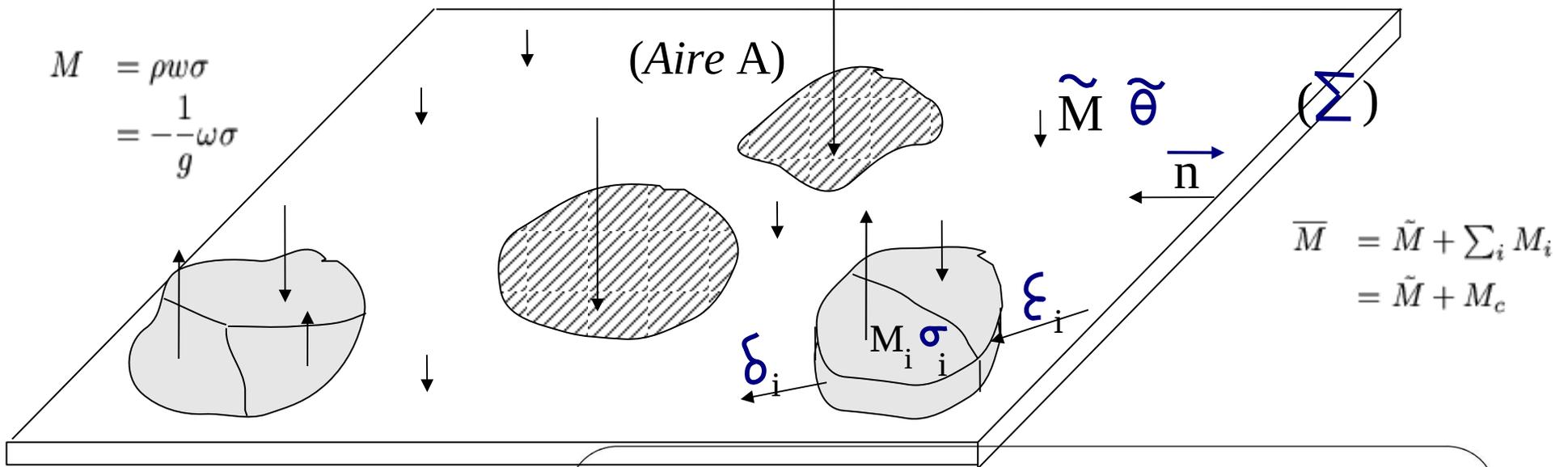
Energie statique sèche : $h_d = [(1 - q)C_{pd} + qC_l]T + gz$

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

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

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

Schémas en flux de masse



Bilan de l'environnement

Masse

$$\partial_t(1 - \sum_i \sigma_i) = g \partial_p \tilde{M} - \sum_i \epsilon_i + \sum_i \delta_i + \frac{1}{A} \int_{\Sigma} \vec{V} \vec{n} d\Sigma \quad (1)$$

$$\partial_t(\sum_i \sigma_i) = -g \partial_p \tilde{M} + \sum_i \epsilon_i - \sum_i \delta_i + \overline{\vec{\nabla} \vec{V}}$$

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

Energie

$$\partial_t[(1 - \sum_i \sigma_i) \tilde{h}_w] = g \partial_p [\tilde{M} \tilde{h}_w] - \sum_i \epsilon_i \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i h_{wDi} + \frac{1}{A} \int_{\Sigma} h_w \vec{V} \vec{n} d\Sigma \quad (2)$$

(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 :

$$\partial_t \tilde{h}_w = g \tilde{M} \partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_{wDi} - \tilde{h}_w] - \overline{\vec{V} \vec{\nabla} h_w} \quad (3)$$

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 :

$$\begin{aligned}
 \partial_t \tilde{h}_w &= g\tilde{M}\partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_w D_i - \tilde{h}_w] - \overline{\vec{V}\vec{\nabla} h_w} \\
 \text{ou} \\
 \partial_t \tilde{h}_w &= \underbrace{-gM_c\partial_p \tilde{h}_w + \sum_i \delta_i [h_w D_i - \tilde{h}_w]}_{Q_1} + \underbrace{+g\bar{M}\partial_p \tilde{h}_w - \overline{\vec{V}\vec{\nabla} h_w}}_{\text{Grande Echelle}} \quad (4)
 \end{aligned}$$

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

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

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.

Récapitulation

- Réaliser une paramétrisation de la convection profonde va consister en :
- Elaborer les modèles partiels décrivant les différents courants verticaux (courants saturés et insaturés)
 - Déterminer les débits relatifs de ces courants
 - Déterminer un débit caractéristique, par exemple le débit à la base des colonnes convectives : c'est ce que l'on appelle la **fermeture convective**

Exemples de fermeture

- Intensité convective gouvernée par le haut ($M_B = \text{flux de masse à la base}$) :

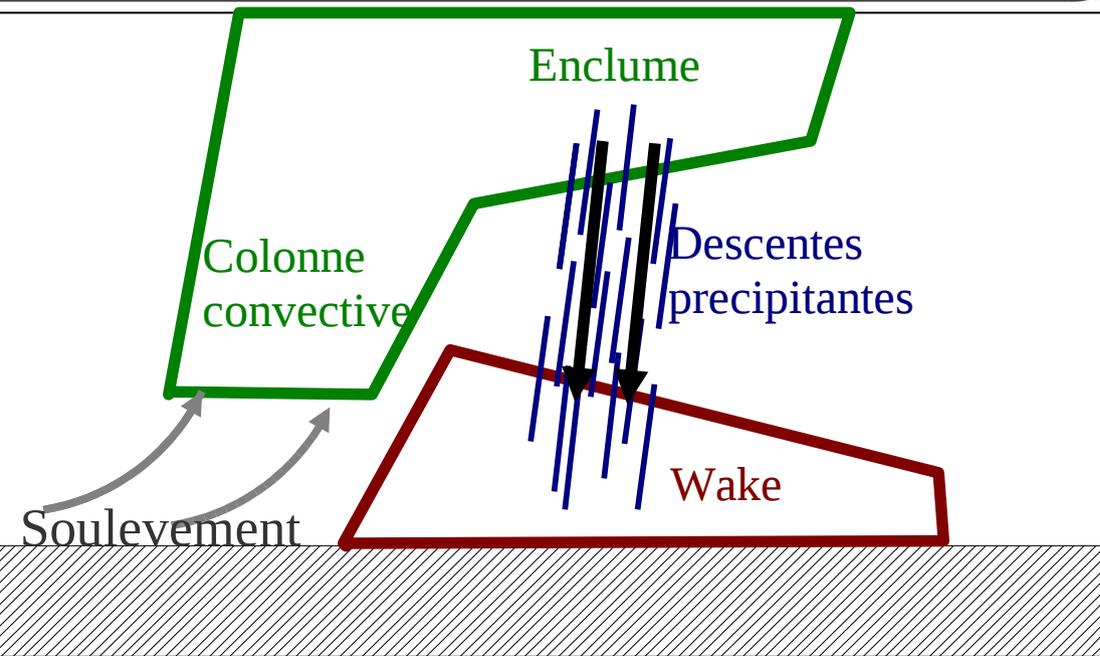
$$M_B = [\text{coef.}] (T_{vp(p_B)} - T_v(\tilde{p}_B))^2 \sqrt{\text{CAPE}} \quad (7)$$

$$p_B = LCL - 40hPa$$

- Intensité convective gouvernée par les processus sous-nuageux :

$$M_B = \frac{P_l}{1/2w_0^2 - CIN} \quad (8)$$

$$w_0 = 2m/s, CIN < 0$$



Exemples de puissance de soulèvement P_l

- Couche limite planétaire :

$$P_l = \frac{1}{2} \overline{\rho w^3} \quad (P_l \lesssim 0.1 W/m^2)$$

où la barre supérieure désigne la moyenne horizontale sur le domaine.

- Courants de densité :

$$P_l = \frac{h}{L} \frac{1}{2} \rho c^{*3} \quad (L \sim \text{sys. size}) \quad (P_l \simeq \text{quelques } W/m^2)$$

$$\text{CAPE} = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \frac{\tilde{\rho} - \rho_p}{\rho_p} dz = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \frac{T_{vp} - \tilde{T}_v}{\tilde{T}_v} dz = \int_{p_{LNB}}^{p_{LFC}} R_d (T_{vp} - \tilde{T}_v) \frac{dp}{p}$$

T_{vp} et ρ_p = température virtuelle et masse volumique d'une particule soulevée adiabatiquement ; \tilde{T}_v et $\tilde{\rho}$ = température virtuelle et masse volumique de l'environnement.

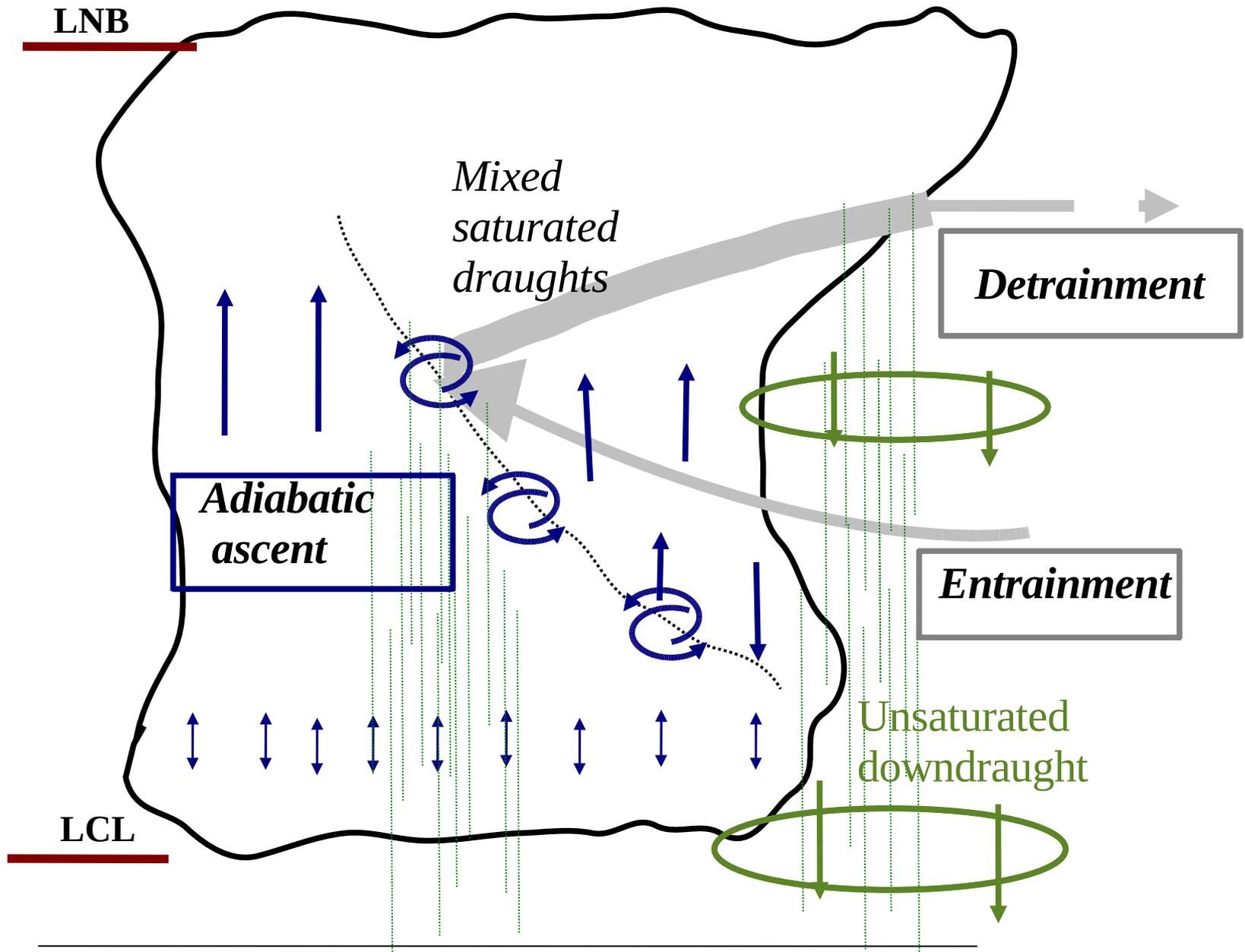
La température virtuelle T_v de l'air humide est définie par : $p = \rho R_d T_v$:

$$T_v = T \left(1 + \frac{1-\epsilon}{\epsilon} q \right) = T (1 + 0.61 q) \quad \text{avec : } \epsilon = \frac{M_v}{M_d} = 0.62$$

Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat :

IV – Le schéma d'Emanuel

Emanuel scheme



Sature

Insature

Ascendance
adiabatique

Ascendances melangees

Descentes
precipitantes

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

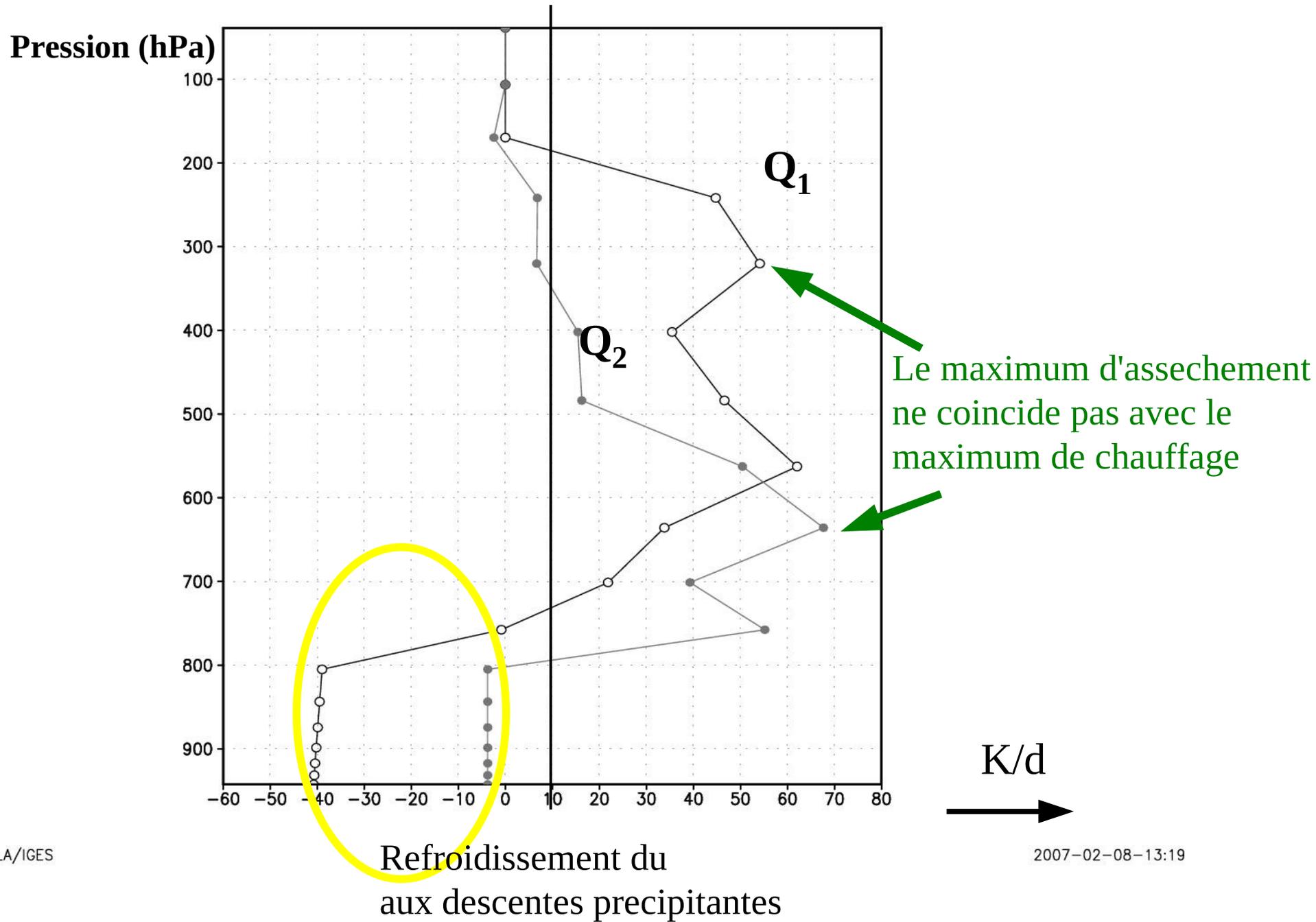
Panache
entraînant

$$M_B$$

= flux de masse
a 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



Descentes Précipitantes

Problématique :

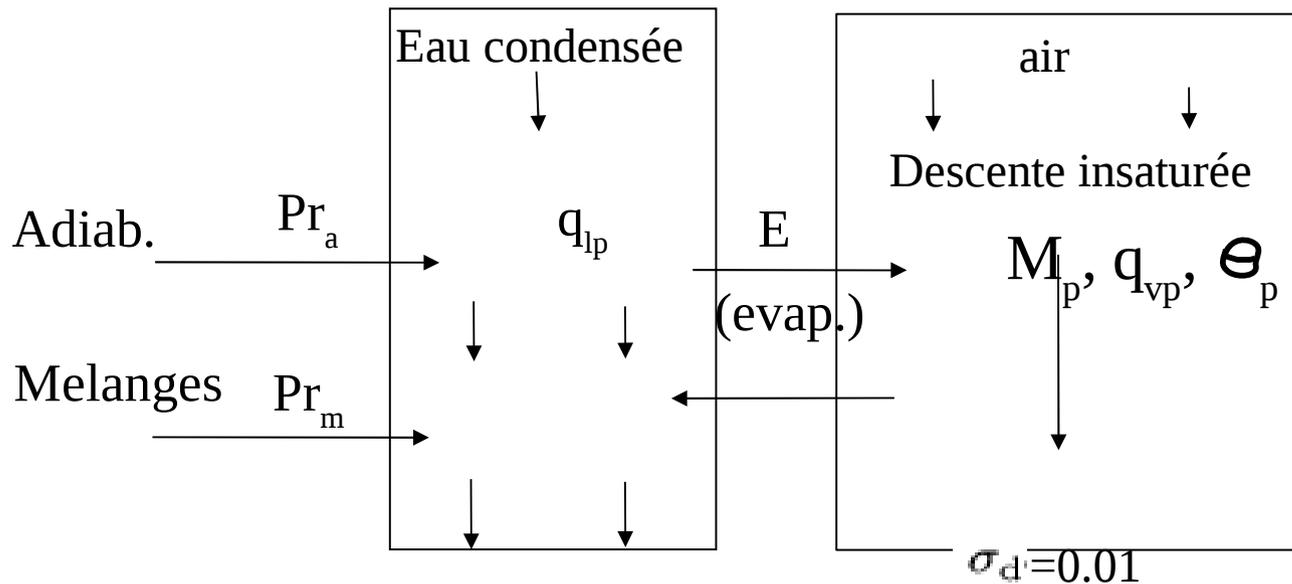
Rôle important des descentes précipitantes dans la régulation de la convection:

- 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 entraînant.

Impulsion

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

Enthalpie

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

Humidité

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

Tendances

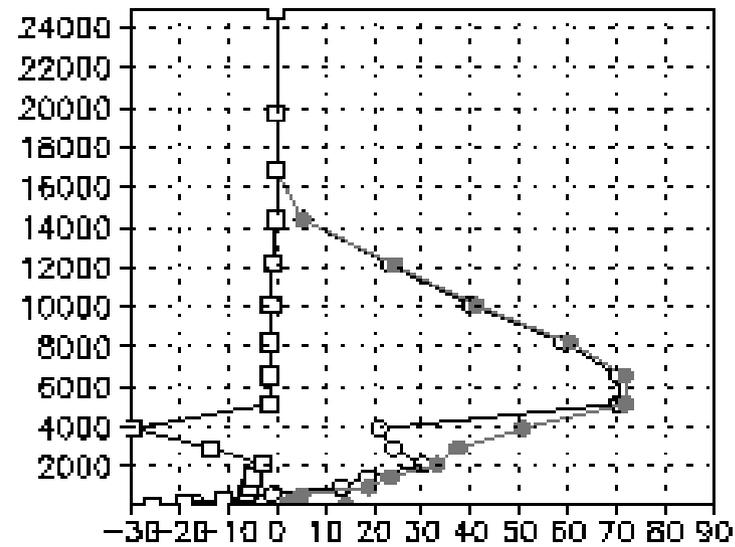
Descentes insaturées

$$\left\{ \begin{array}{ll} (\partial_t \tilde{\theta})_{p,k} = gM_p(\partial_p \tilde{\theta})_k & \text{si } \partial_p M_p < 0 \text{ cas entr.} \\ (\partial_t \tilde{\theta})_{p,k} = gM_p(\partial_p \tilde{\theta})_k - g(\partial_p M_p)(\theta_p - \tilde{\theta}) & \text{si } \partial_p M_p > 0 \text{ cas detr.} \end{array} \right. \quad (5)$$

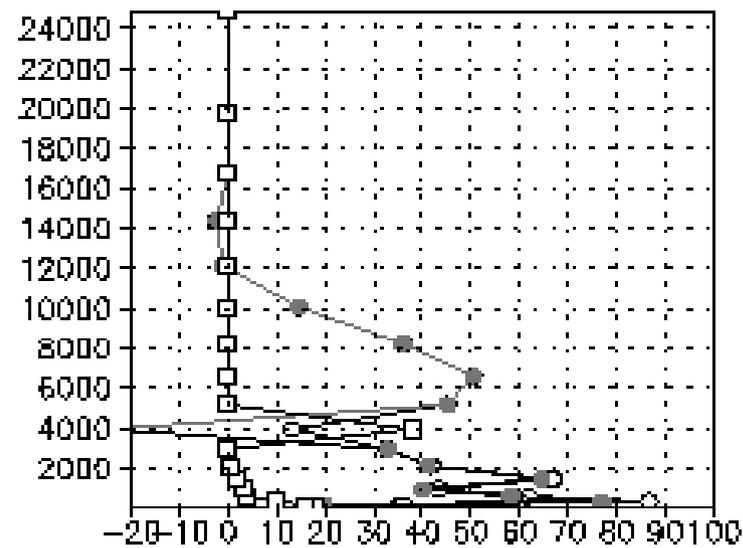
Réarrangement :

$$\left\{ \begin{array}{ll} (\partial_t \tilde{\theta})_{p,k} = -g\partial_p[M_p(\theta_p - \tilde{\theta})]_k - \frac{\sigma_d \sigma_s \tilde{\theta}}{C_p \tilde{T}} L_v E \\ (\partial_t \tilde{q})_{p,k} = -g\partial_p[M_p(q_p - \tilde{q})]_k + \sigma_d \sigma_s E \end{array} \right. \quad (6)$$

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

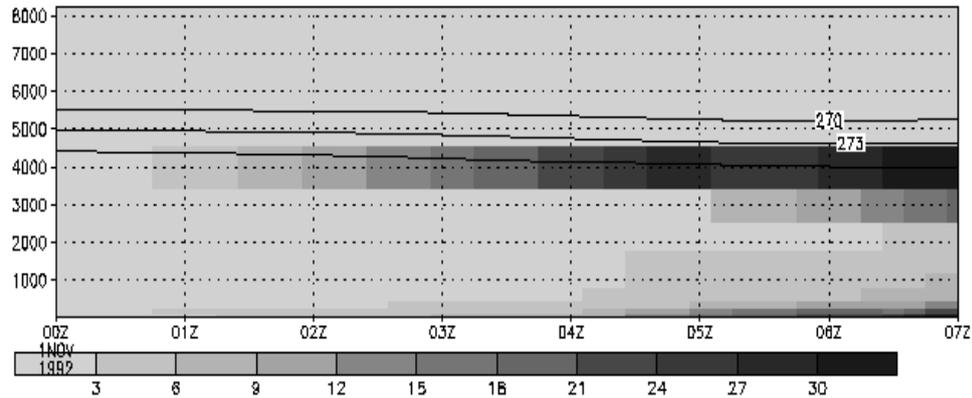


$Q'2, -dQ(\text{sat}), -dQ(\text{unsat})$ (K/jour)



TOGA-COARE 92

Refroid. descentes insat.(K/j)

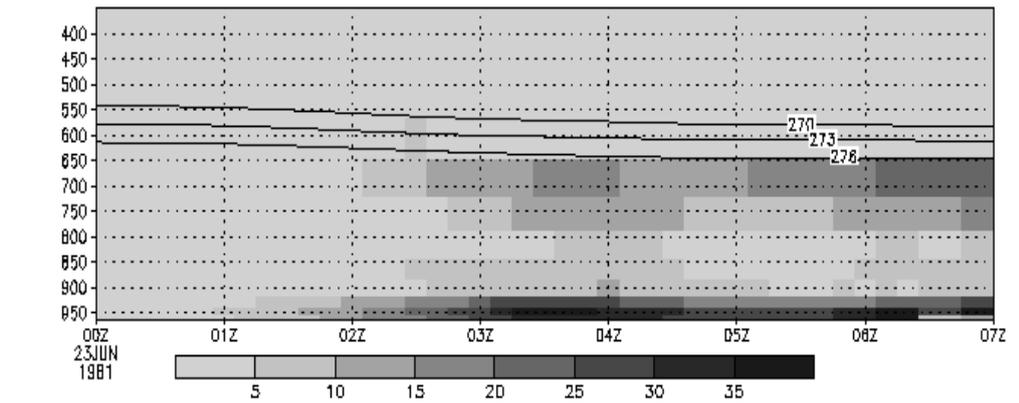


A/IGES

2002-08-29-19:55

COPT 81

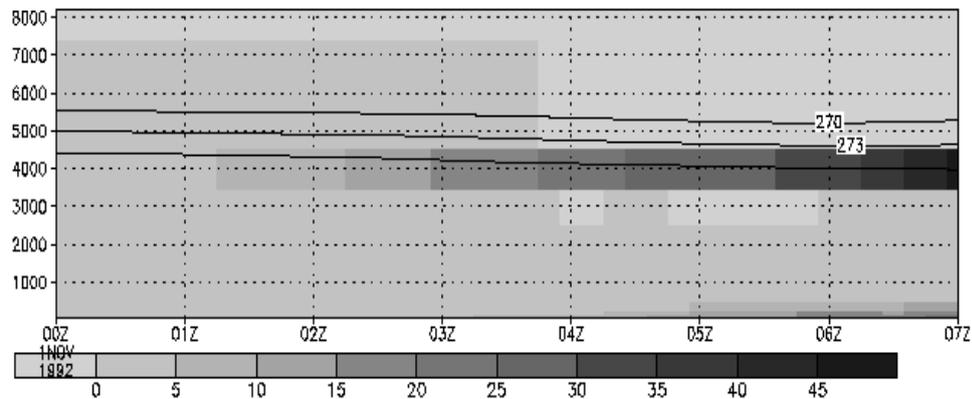
Refroid. descentes insat.(K/j)



A/IGES

2002-08-29-20:38

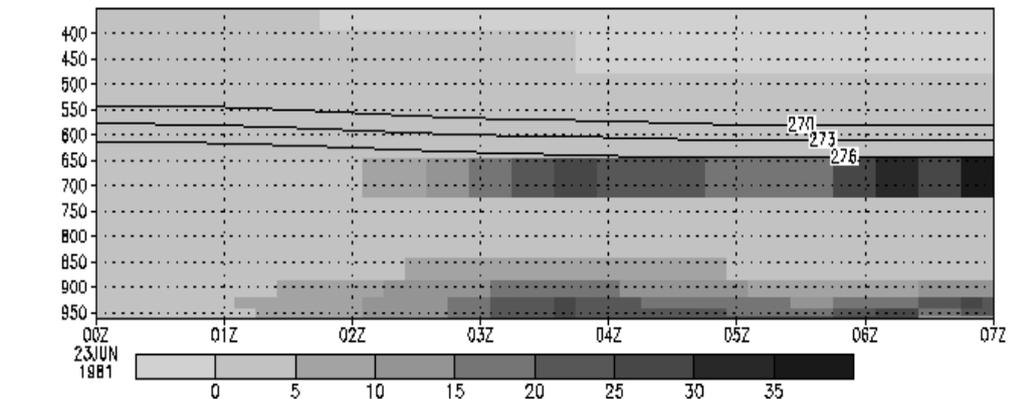
Assechement descentes insat.(K/j)



A/IGES

2002-08-29-19:55

Assechement descentes insat.(K/j)



A/IGES

2002-08-29-20:38

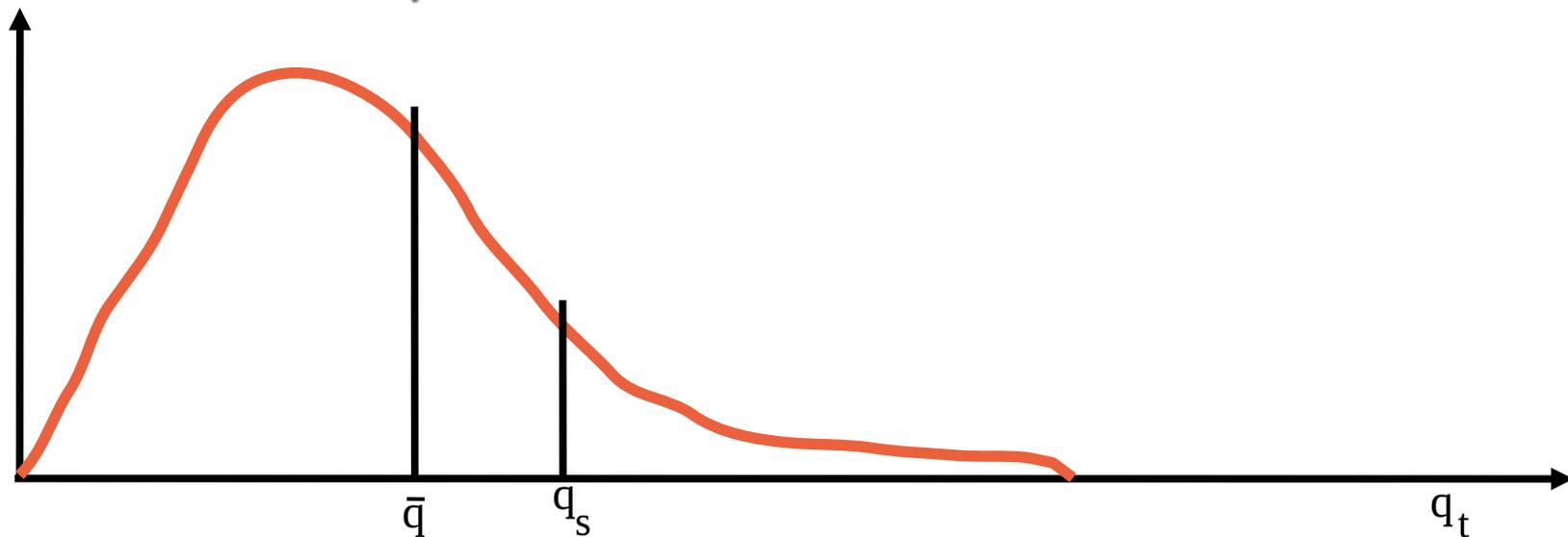
Les nuages dans les modèles d'atmosphère et de climat :

V - Modèles statistiques de nuages

Clouds

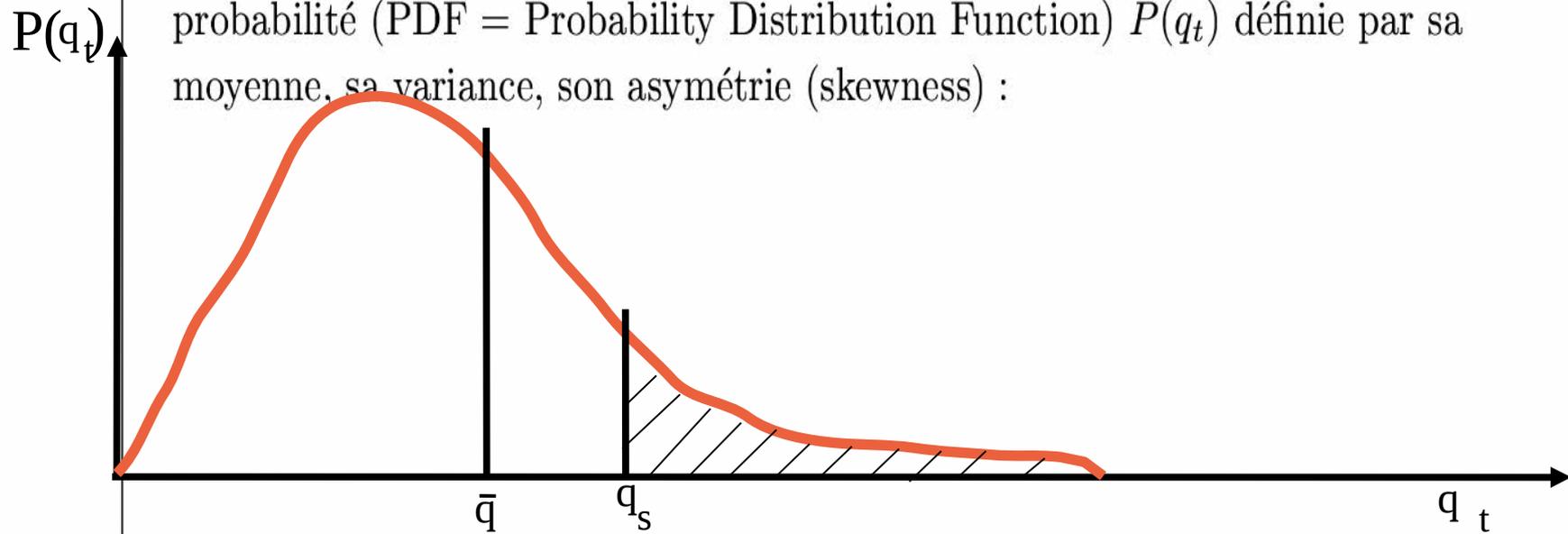
Many GCMs use a statistical representation of clouds.

At each level, the amount of total water (i.e. vapour, liquid water and ice) q_t is considered as a random variable. In simple models, the PDF depends solely on the average value \bar{q} of specific humidity. More sophisticated schemes (such as the Bony & Emanuel scheme used in LMDZ since 2003) make use of other variables determined by other parametrizations, such as the maximum in-cloud water content determined by the convective scheme.



In all these schemes, the part of the pdf which lies above the saturation humidity q_s yields the amount of condensed water.

La variabilité sous-maille de l'eau totale (q_t) est décrite par une densité de probabilité (PDF = Probability Distribution Function) $P(q_t)$ définie par sa moyenne, sa variance, son asymétrie (skewness) :



Fraction nuageuse :

$$f = \int_{q_s}^{\infty} P(q_t) dq_t$$

Contenu en eau :

$$\overline{q_{tc}} = \int_{q_s}^{\infty} q_t P(q_t) dq_t$$

Humidité spécifique de l'eau condensée dans le nuage :

$$q_c^{in} = \frac{\overline{q_{tc}}}{f} - \overline{q_s}$$

Schéma convectif

Equations d'évolution du GCM

$$q_c^{in}(p)$$

$$q_t(p), q_{sat}(p)$$

Schéma de nuages

$$f(p), q_{tc}(p)$$

Schéma radiatif