

Elements de météorologie

Gilles Molinié

Version initiale : Septembre 2006 ; Révision : 30 septembre 2010

Table des matières

| | | |
|----------|---|----------|
| 1 | Introduction | 9 |
| 1.1 | Les échelles | 10 |
| 1.2 | Caractérisation de l'air | 12 |
| 1.2.1 | Composition | 12 |
| 1.2.2 | Homogénéité de la composition de l'air | 15 |
| 1.2.3 | Modèle du gaz parfait | 16 |
| 1.3 | Approche macroscopique | 16 |
| 1.4 | Particule d'air | 17 |
| 1.4.1 | Définition | 17 |
| 1.4.2 | Conséquences sur la connaissance de l'état de la particule | 18 |
| 1.5 | Les mouvements de la particule d'air : vitesse moléculaire, vitesse macroscopique | 20 |
| 1.6 | Température | 21 |
| 1.6.1 | Exemples de profils de température | 22 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1.6.2 | Atmosphère standard type OACI | 23 |
| 1.6.3 | Cycle diurne | 25 |
| 1.6.4 | Mesure | 27 |
| 1.7 | Pression | 28 |
| 1.7.1 | Equation d'état | 32 |
| 1.7.2 | Mélange de gaz, loi de Dalton | 33 |
| 2 | Thermodynamique de l'air atmosphérique | 34 |
| 2.1 | Energie cinétique macroscopique et énergie interne | 34 |
| 2.2 | Premier principe de la thermodynamique | 35 |
| 2.2.1 | Le travail des forces de pression | 36 |
| 2.2.2 | Les échanges de chaleur | 37 |
| 2.2.3 | Evolution de la température d'une particule d'air | 38 |
| 3 | Transformations thermodynamiques | 39 |
| 3.1 | Transformation adiabatique | 40 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 3.2 | Température potentielle θ | 41 |
| 3.2.1 | Evolution de θ | 42 |
| 3.2.2 | Construction des courbes iso- θ (isentropes) | 43 |
| 3.2.3 | Illustration de l'intérêt de θ | 44 |
| 3.3 | Stabilité de l'atmosphère | 45 |
| 3.3.1 | Flottabilité | 45 |
| 3.3.2 | Critère de stabilité | 46 |
| 4 | Thermodynamique de l'air humide | 47 |
| 4.1 | Pression de vapeur | 47 |
| 4.2 | Diagramme thermodynamique de l'eau | 49 |
| 4.3 | Changement de phase de l'eau | 51 |
| 4.4 | Formation des gouttes d'eau ou de cristaux de glace | 53 |
| 4.5 | Aspects énergétiques des changements d'états | 56 |
| 4.6 | Définitions des humidités | 57 |
| 4.7 | Ascendance de l'air humide | 58 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.8 | Temperature potentielle du thermometre mouille θ'_w | 59 |
| 4.8.1 | Température virtuelle | 60 |
| 4.9 | Emagramme 761 | 61 |
| 4.9.1 | Les mesures | 64 |
| 4.9.2 | L'émagramme pour étudier la stabilité de l'atmosphère | 65 |
| 4.9.3 | Instabilité conditionnelle | 67 |
| 4.10 | Quantifier l'instabilité | 68 |
| 4.10.1 | Energie disponible pour la convection (CAPE) | 68 |
| 4.10.2 | Energie d'inhibition | 69 |
| 4.11 | Exemple | 70 |
| 5 | Convection peu profonde | 71 |
| 5.1 | Caractéristiques | 71 |
| 5.1.1 | La microphysique chaude | 72 |
| 6 | Systemes convectifs | 73 |

| | | |
|-------|---|----|
| 6.1 | La cellule orageuse | 74 |
| 6.1.1 | Condition thermodynamiques | 74 |
| 6.1.2 | Organisation dynamique | 76 |
| 6.1.3 | Cycle de vie de la cellule orageuse | 77 |
| 6.1.4 | La microphysique nuageuse | 78 |
| 6.2 | Le cisaillement de vent | 80 |
| 6.3 | Les systèmes multi-cellulaires | 81 |
| 6.4 | Les super cellules | 82 |

7 Dynamique atmosphérique **84**

| | | |
|-------|--|----|
| 7.1 | Forçage radiatif | 84 |
| 7.1.1 | Circulation générale induite | 85 |
| 7.2 | Les principales forces qui gouvernent les mouvements de l'air. | 88 |
| 7.2.1 | La force d'attraction terrestre | 88 |
| 7.2.2 | Les forces de pression. | 92 |
| 7.3 | Les équations du mouvement | 93 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 8 | Simplification des équations | 94 |
| 8.1 | Les échelles en météorologie | 94 |
| 8.2 | Analyse d'échelle : Méthode | 95 |
| 8.3 | Exemple de l'échelle synoptique. | 96 |
| 8.4 | Exemple de l'échelle synoptique. | 97 |
| 8.5 | Exemple de l'échelle synoptique. | 98 |
| 8.6 | Ordres de grandeurs | 99 |
| 8.7 | Simplifications | 100 |
| 8.8 | Simplification des équations à base physique | 101 |
| 8.9 | Méthode de résolution des équations du mouvement de l'air | 102 |
| 8.9.1 | Approximation de Boussinesq | 102 |
| 8.9.2 | Analyse en ordre de grandeur | 102 |
| 9 | Equilibre géostrophique | 105 |
| 9.1 | Illustration du vent géostrophique | 106 |
| 9.2 | Le géopotentiel | 107 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 9.2.1 | Situation du 2 septembre 2006 | 115 |
| 9.2.2 | Vent géostrophique climatologique | 118 |
| 9.2.3 | Anticyclones, dépressions | 120 |
| 9.3 | Vent thermique ou variation verticale du vent géostrophique | 121 |
| 9.3.1 | Fluide barotrope/barocline | 122 |
| 9.3.2 | Illustration : vent thermique et baroclinie | 123 |
| 9.3.3 | Illustration : rapide de jet (jet stream) | 125 |
| 9.4 | Tourbillon du vent géostrophique | 126 |

1 Introduction

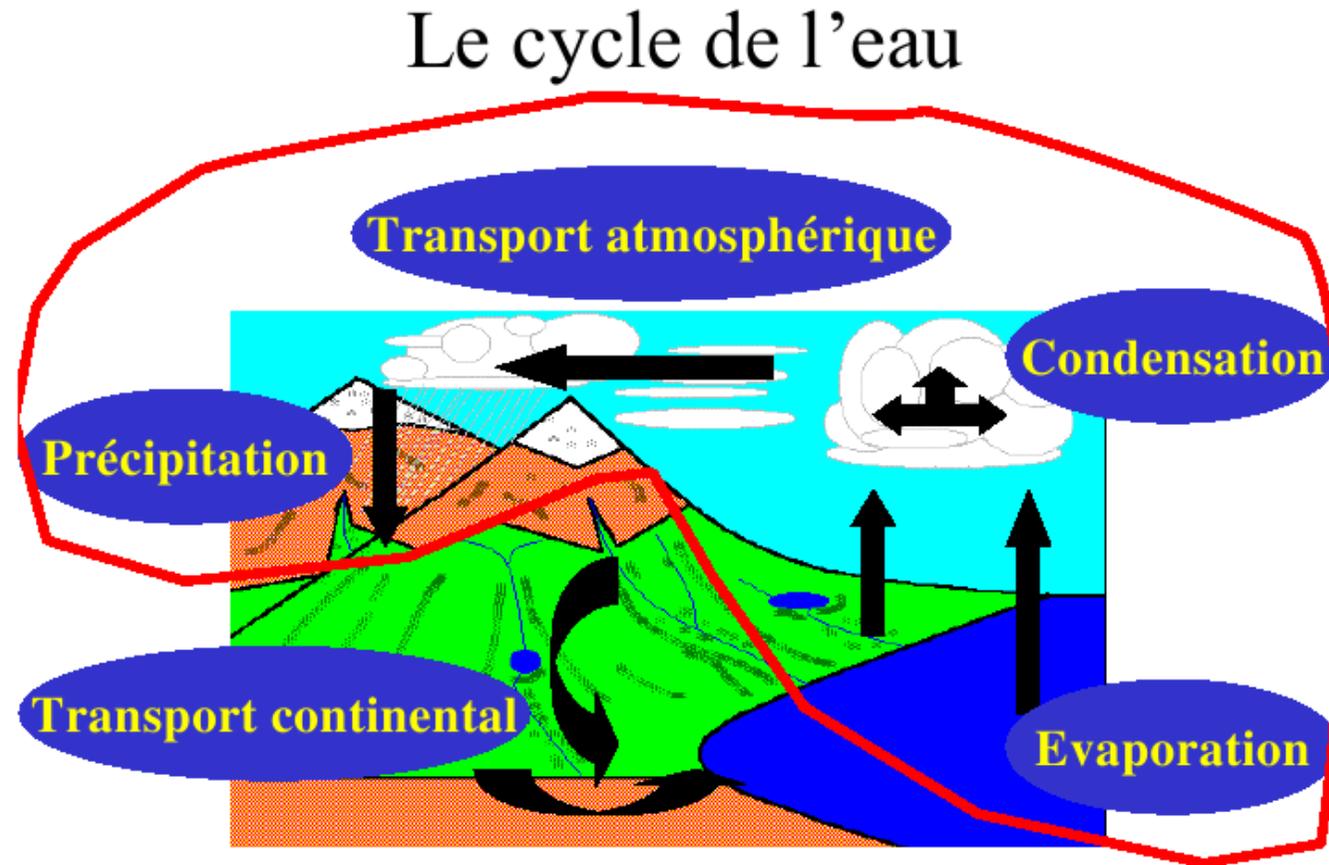
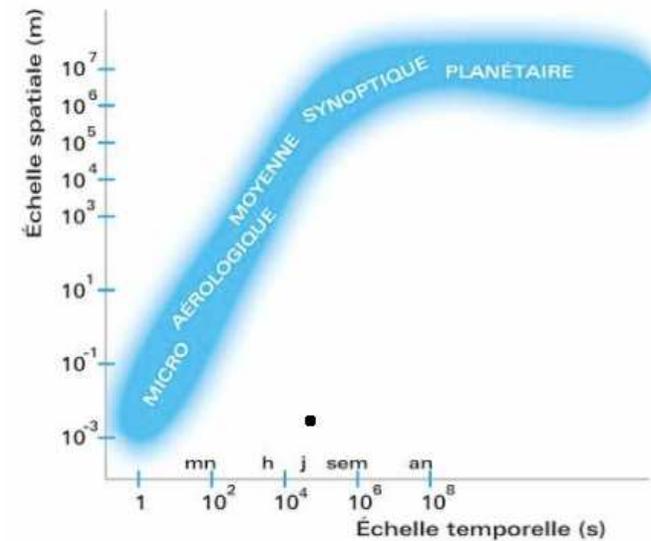
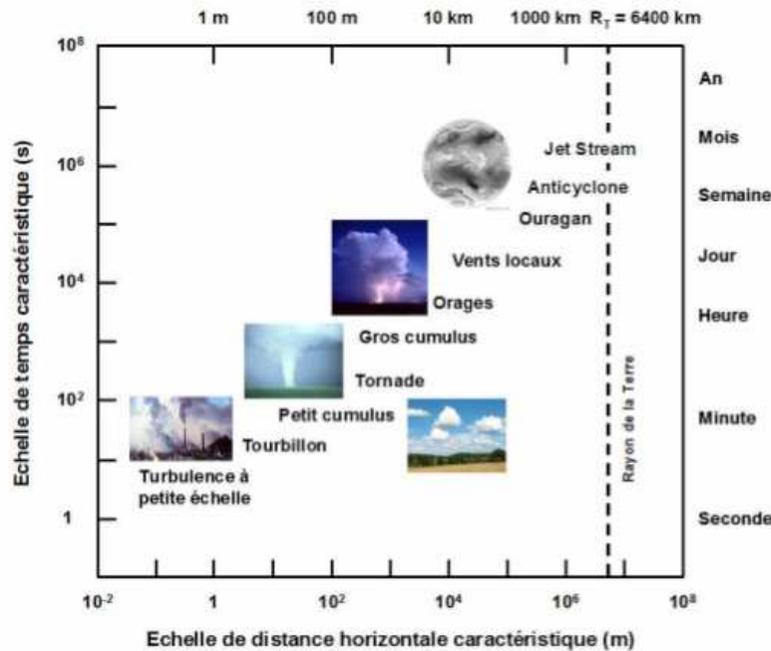


FIGURE 1 – Le cycle de l'eau atmosphérique (Tirée de Eddy Yates, cours TUE412 2003-2006)

1.1 Les échelles

| Echelle | Dimension | Durée | Phénomènes |
|---------------|-----------------|----------------|--|
| PLANETAIRE | 10 000 km | semaine-mois- | circulation de Hadley, régimes de temps |
| SYNOPTIQUE | 1000 km et plus | jour-semaine | dépansions, anticyclones, cyclones tropicaux |
| MESOECHELLE | 10 km - 100 km | heure-jour | vents régionaux, lignes de grain |
| AEROLOGIQUE | 100 m - 10 km | minute-heure | convection, orages isolés, tornades |
| MICRO-ECHELLE | 1 m | seconde-minute | tourbillons de poussière |



(extrait du cours de Master de S. Coquillat, LA, Toulouse)

But du cours

- Connaître les processus physique à l'origine de la pluie ;
- Qu'est ce qu'un nuage ? → thermodynamique ;
- Prévoir la formation d'un nuage et son type ;
- Phénoménologie des orages et lien avec leur environnement météorologique ;
- Environnement synoptique des nuages qui produisent de la pluie ;

1.2 Caractérisation de l'air

1.2.1 Composition

En moyenne, l'air est sec.

| Nom | Formule | Masse molaire (g mol ⁻¹) | Proportion / masse d'air sec |
|--------------------|-----------------------|---|---------------------------------|
| Diazote | N ₂ | 28.016 | 78,08 % |
| Dioxygène | O ₂ | 32 | 20,95 % |
| Argon | Ar | 39,944 | 0,934 % |
| Dioxyde de carbone | CO ₂ | 44,1 | 380 ppm |
| Néon | Ne | | 18,18 ppm |
| Hélium | He | | 5,24 ppm |
| Azote | NO ou NO ₂ | | 5 ppm |
| Méthane | CH ₄ | | 1,7 ppm |
| Dihydrogène | H ₂ | | 0,5 ppm |
| Ozone | O ₃ | | 0 à 0,01 ppm |
| ... | ... | | ... |

Pour un gaz quelconque : n = nombre de moles ; M = masse molaire (g/mol) ; m = masse de gaz, on a $n = \frac{m}{M}$

Nombre de moles n_a dans une masse m_a d'air sec :

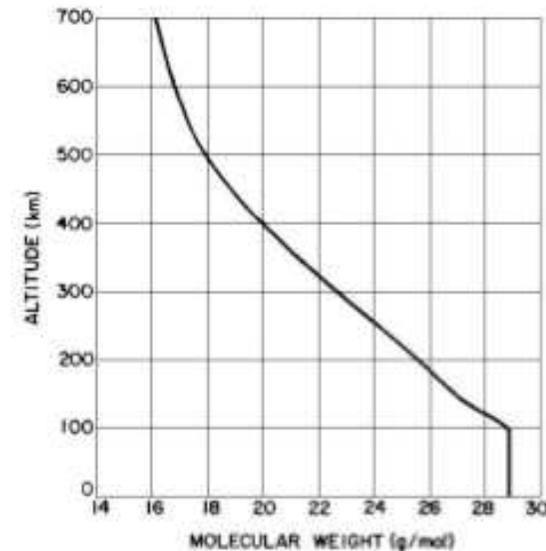
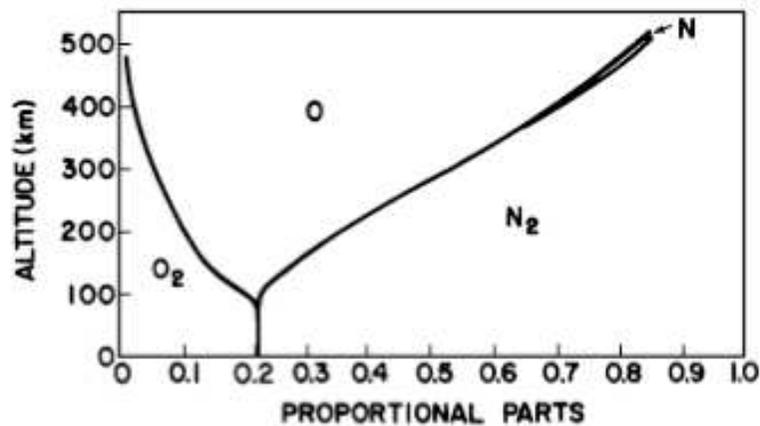
$$n_a = n_{N_2} + n_{O_2} + n_{Ar} + \dots$$

la masse d'air sec est donc :

$$M_a = \frac{1}{\frac{0.78}{28.016} + \frac{0.209}{32} + \frac{0.009}{39.9} + \dots} \sim 28.9 \text{ g mol}^{-1}$$

1.2.2 Homogénéité de la composition de l'air

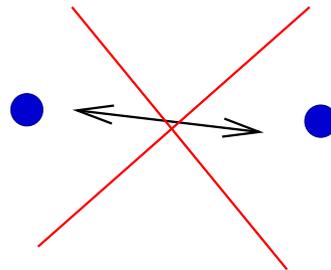
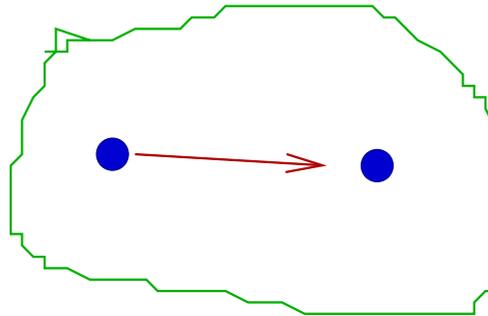
Des processus de mélange de l'air (diffusion moléculaire) permettent d'expliquer qu'en moyenne la composition de l'air est uniforme dans les premiers 100 km de l'atmosphère. Au delà, la photo-dissociation de l'oxygène crée une inhomogénéité de la composition et de la masse molaire de l'air sec.



1.2.3 Modèle du gaz parfait

on néglige toutes les interactions entre les molécules à l'exception des chocs.

Bon modèles pour tous les gaz constituant l'air.



1.3 Approche macroscopique

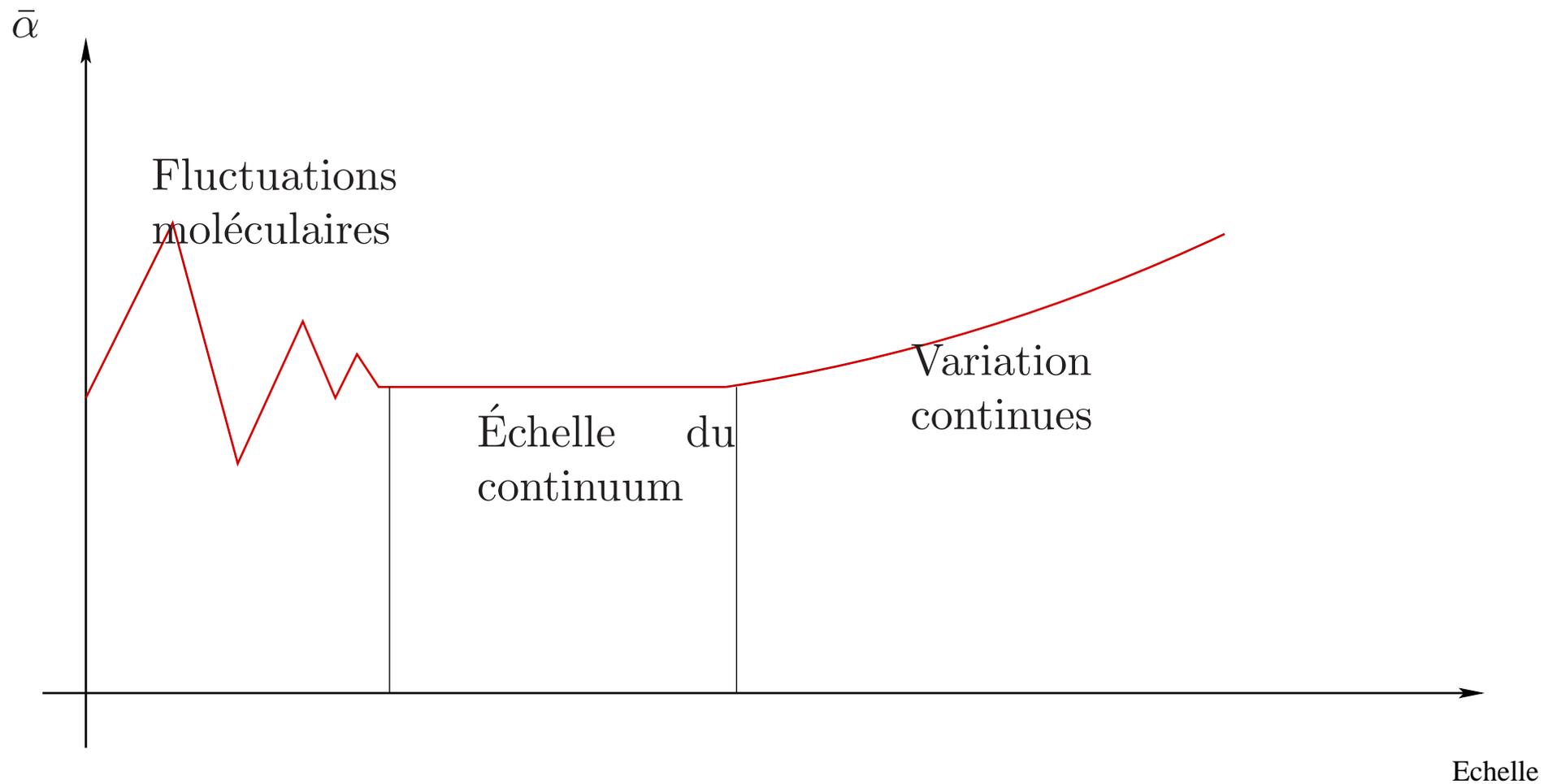
Matière = assemblage de molécules ;
solide \rightarrow liquide \rightarrow gaz \Rightarrow forces de cohésions diminuent

L'état macroscopique de la particule d'air nous importe mais pas le mouvement de chaque particule.

1.4 Particule d'air

1.4.1 Définition

Ensemble de molécules d'air suffisamment nombreuses pour que **les variations des paramètres moyens soient continues**. Sa taille dépend de l'échelle des phénomènes considérés. Elle est plutôt de forme lenticulaire allongée horizontalement.



1.4.2 Conséquences sur la connaissance de l'état de la particule

L'état de la particule n'est connue qu'à travers ses paramètres moyens donc jamais de manière exacte.

1.5 Les mouvements de la particule d'air : vitesse moléculaire, vitesse macroscopique

Particule fluide \Rightarrow

Déplacement = Déplacement du centre de masse + évolution du volume

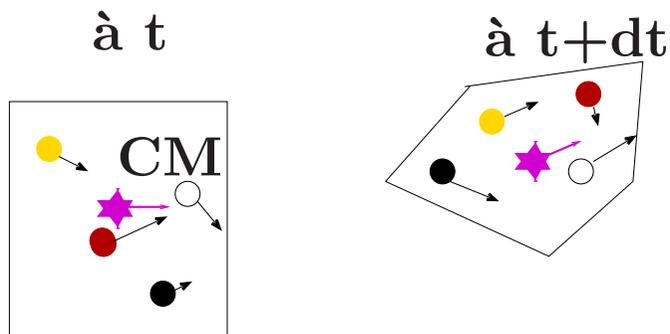


FIGURE 2 – Vitesse moléculaire et vitesse macroscopique : La particule fluide (de centre de masse CM) est schématisé à l'instant t par un ensemble de 10 molécules, chaque molécule étant repérée par une couleur différente. Entre t et $t+dt$, la particule a évolué. Chaque molécule à l'intérieur de la particule s'est déplacée avec une vitesse propre qui peut être très différente de celle de ses voisines. Le déplacement de la particule est le déplacement moyen de l'ensemble des molécules, soit le déplacement du centre de masse des molécules. (D'après Malardel (2005))

1.6 Température

Par définition \Rightarrow

Température = f(agitation moléculaire moyenne)

La température est une grandeur scalaire.

1.6.1 Exemples de profils de température

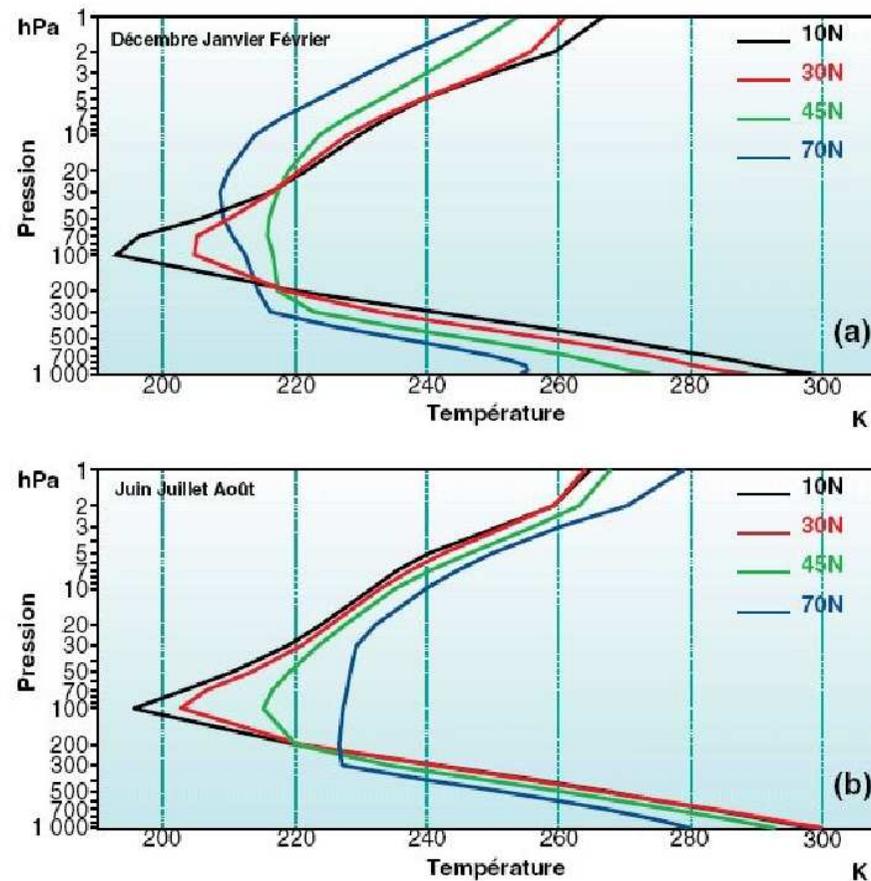
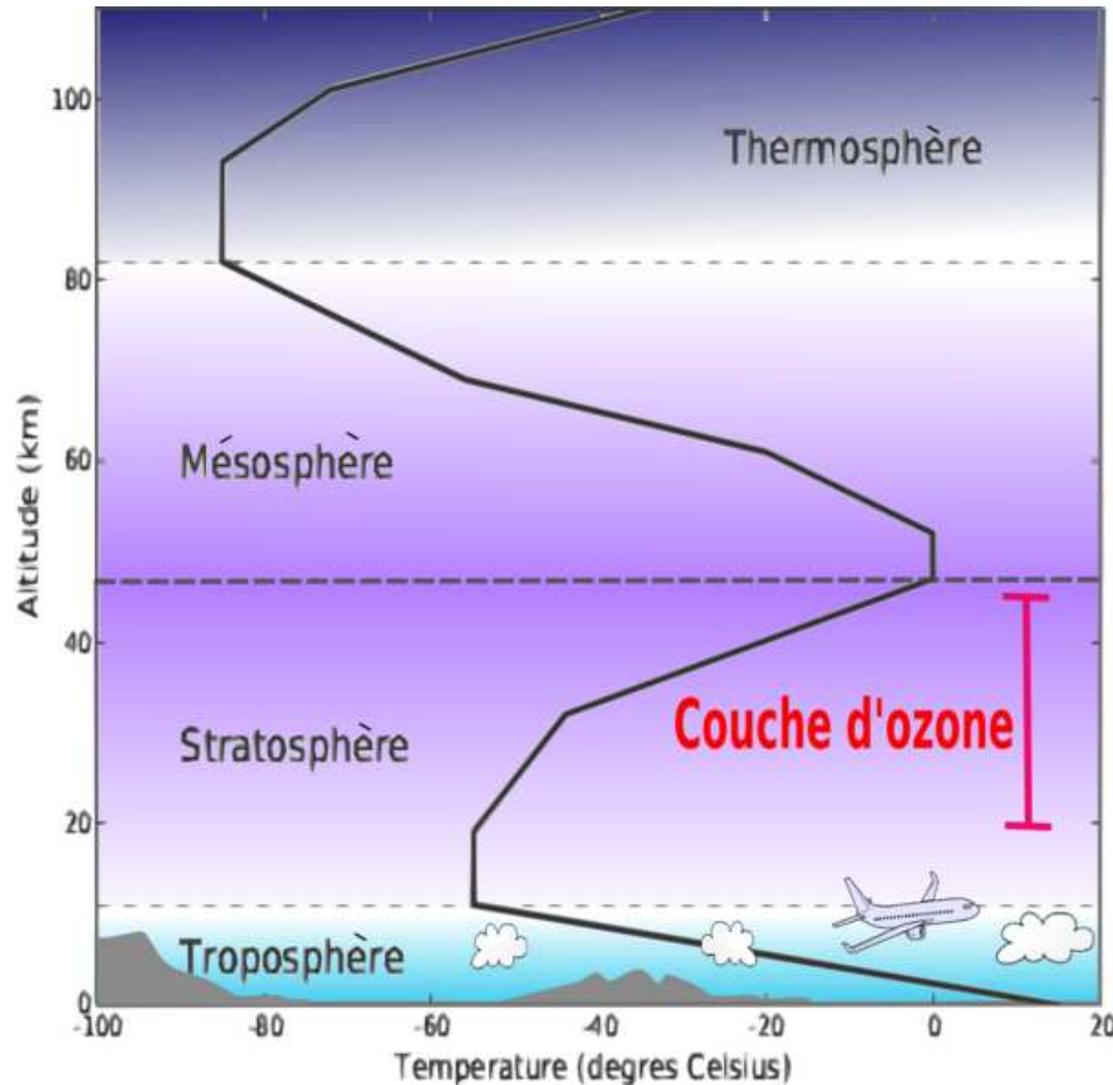


FIGURE 3 – Profils moyens (moyennes zonales et temporelles) de températures calculés à partir des analyses ERA40. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

1.6.2 Atmosphère standard type OACI



Sert de référence. Généralement, on étudie les anomalies / atmosph. de ref.

- $T_0 = 288,15 K = 15^\circ C$
- $P_0 = 1013,25 hPa = 1 atm$
- $\rho_0 = 1,225 kg m^{-3}$
- Dans la troposphère, $T = T_0 + \beta z$ avec $\beta = \frac{dT}{dz} = -6.5K/km$

Air chaud en bas et froid au dessus → situation mécaniquement paradoxale ;

Causes :

1. Stockage de la chaleur dans le sol ;
2. Stock de chaleur dans l'atmosphère qui décroît avec l'altitude.

Conséquences :

- Inversion possible du gradient de température suivant l'état de surface.

1.6.3 Cycle diurne

Empirique : Hugues et al., 2007 ; Cycle diurne de la température en Californie dans un rayon de 6 km.

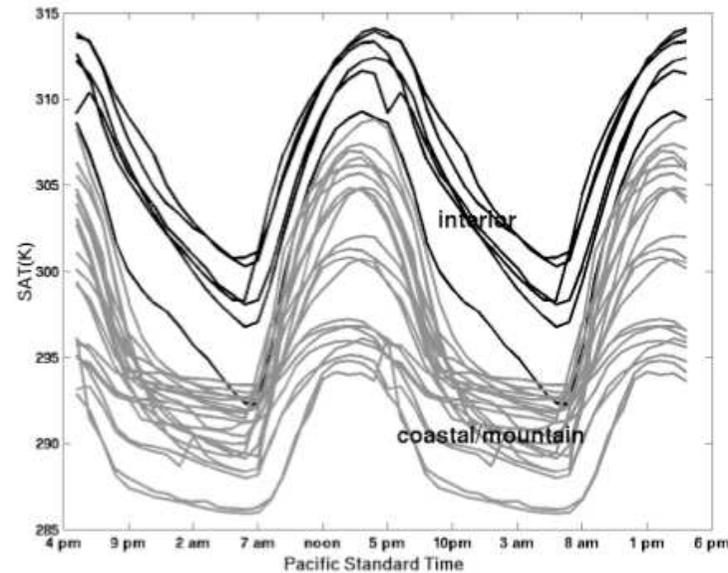
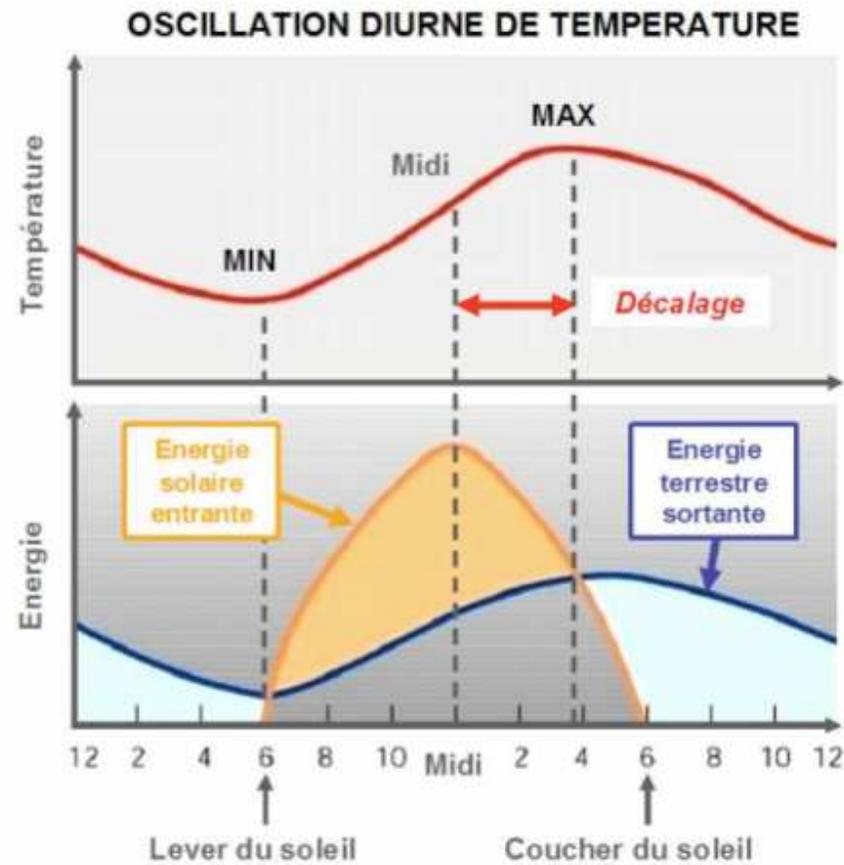


Figure 2: Composite diurnal cycle of SAT in Kelvin at the 27 land observation stations shown in Fig. 1, with hours given in Pacific Standard Time. The buoy stations are not shown because of their small diurnal cycle. Two full diurnal cycles are shown for clarity. Gray lines indicate that the station was on the coastal side of the mountains or within the mountains, and black lines indicate an interior station. The obvious inconsistencies in a few of the composite diurnal cycles are caused by hours in the climatological day with very little data.

Modèle : Cycle diurne et énergie disponible :



1.6.4 Mesure

Mesure par “conduction”.



1.7 Pression

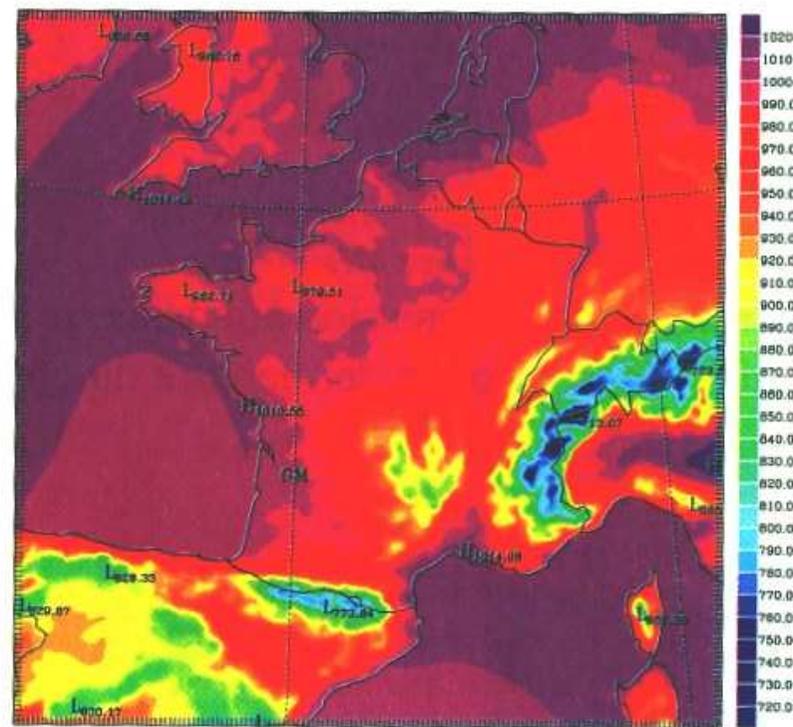
Bilan des forces qui s'exercent sur le contour de la particule = Forces de pression.

Bilan statistiques \Rightarrow

Pression = f(densité moléculaire, agitation mol. moy.)

Par définition de la particule d'air : mouvements suffisamment lents pour que la pression à l'intérieur et à l'extérieur de la particule s'équilibre \rightarrow à l'échelle macroscopique, la pression mesure le poids de la colonne d'air au dessus de la particule (équilibre hydrostatique).

Pression de surface modélisée pour le 16/04/04

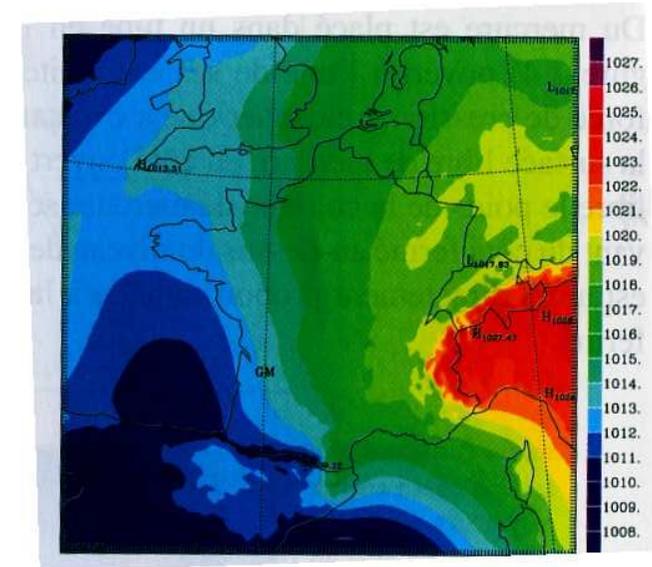
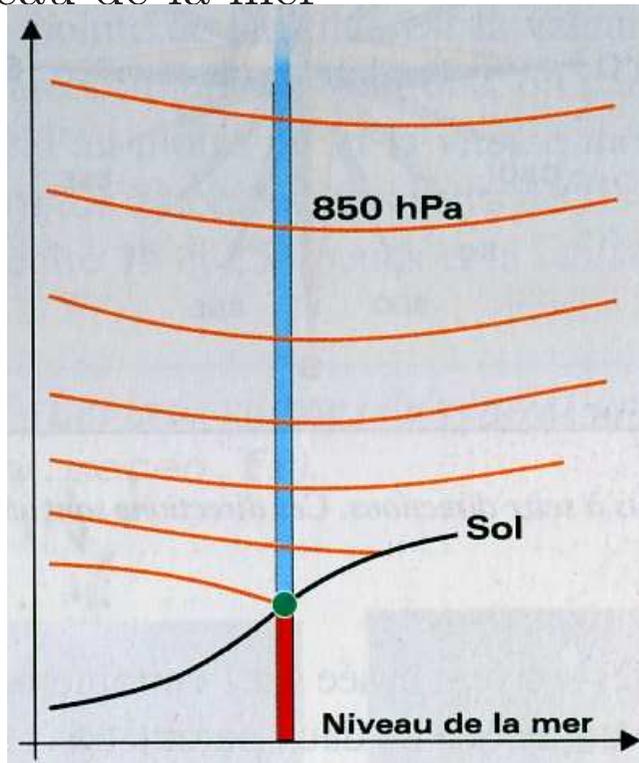


Pression de surface mesure la hauteur du relief.

Pression de réduite au niveau de la mer.

Calcul de la pression réduite en estimant le poids qu'aurait la colonne d'air entre le sol et le niveau de la mer

Pression réduite le 16/04/04 (MésosNH)



Pression reduite \Rightarrow filtrage de la composante relief de la pression

TD

- Evolution de la pression avec l'altitude ;
- Calcul de la pression réduite au niveau de la mer.

1.7.1 Equation d'état

Issue des équations de la physique statistique pour la pression et la température.

$$\begin{aligned} p &= r k T \\ p &= \rho R_{gaz} T \\ p V &= n R^* T \\ p V &= N k T \end{aligned}$$

p : pression du gaz ; V : volume du gaz

r : densité des molécules de gaz (nombre de molécules par unité de volume)

N : Nombre de molécules ; n : Nombre de moles

$k = 1,38 \cdot 10^{-23}$: Constante de Boltzman $R_{gaz} = k/m_{gaz}$: constante caractéristique du gaz. Pour l'air sec $R_a = 287 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$

$R^* = 6,022 \cdot 10^{23} \times k = 8,314 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ Constante universelle des gaz parfaits.

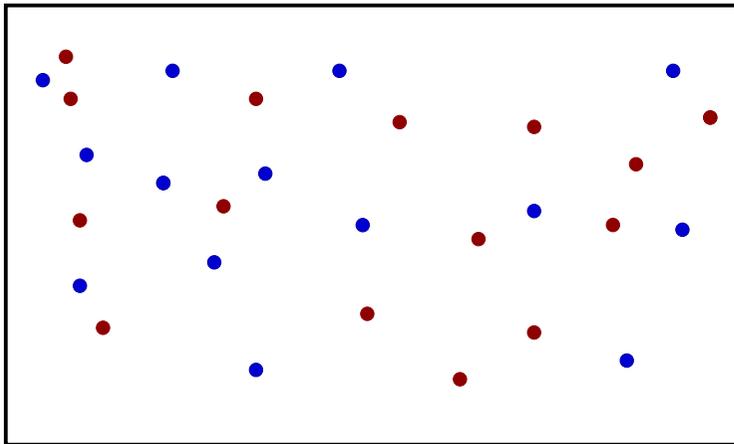
$R_a/R_v = 0.622$

1.7.2 Mélange de gaz, loi de Dalton

Mélange de 2 gaz parfaits \Rightarrow 1 gaz parfait ; Quel est la pression du gaz resultant ?

Volume de la particule = V

La température des 2 gaz est la même \Rightarrow même agitation moléculaire



- n_1 molécules de gaz rouge \Rightarrow pression partielle du gaz 1 : $p_1 = \frac{n_1}{V} R^* T$
- n_2 molécules de gaz bleu \Rightarrow pression partielle du gaz 2 : $p_2 = \frac{n_2}{V} R^* T$
- Avec $n = n_1 + n_2$ le nombre total de molécules, pression totale $p = \frac{n}{V} R^* T = \frac{n_1 + n_2}{V} R^* T = p_1 + p_2$

p_1 et p_2 , pressions partielles des gaz 1 et 2

2 Thermodynamique de l'air atmosphérique

2.1 Energie cinétique macroscopique et énergie interne

Energie cinétique macroscopique (K) : énergie due au mouvement du centre de masse de la particule (mouvement d'ensemble) ;

Energie interne (U) : énergie due à l'agitation moléculaire.

2.2 Premier principe de la thermodynamique

$$\frac{D(K + U)}{Dt} = \delta W_{ext} + \delta Q \quad (1)$$

δW_{ext} : Quantité élémentaire de travail des forces de pression par unité de temps apporté par l'extérieur aux particules.

δQ : Quantité élémentaire de chaleur apportée à la particule par l'extérieur par unité de temps.

2.2.1 Le travail des forces de pression

• forces de pression \Rightarrow ascendance \Rightarrow mouvement d'ensemble dans un champ de pression non uniforme $\Rightarrow \delta W_{ext}$ contribue à l'évolution de K

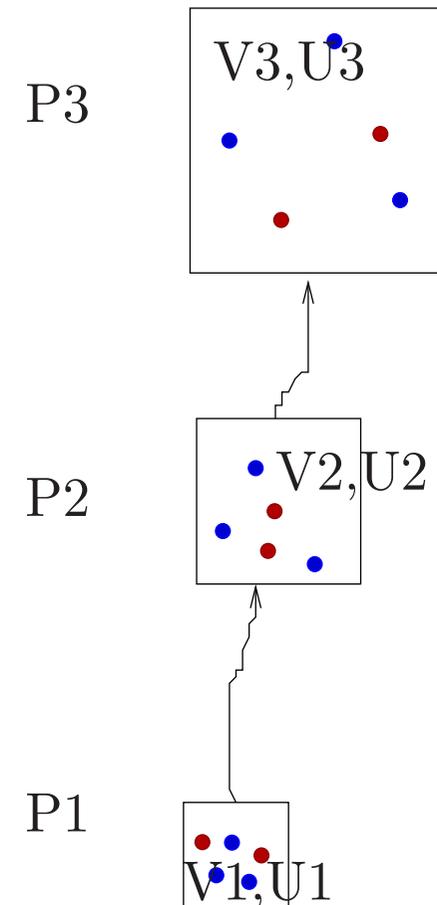
• forces de pression \Rightarrow ascendance \Rightarrow variation du volume de la particule \Rightarrow contribution à la variation de U

• Si $\delta V > 0 \Rightarrow \delta W_{ext} < 0 \Rightarrow U_1 > U_2 > U_3$

• $\delta W_{ext} = -p \vec{\nabla} \cdot \vec{u} dV - \vec{u} \cdot \vec{\nabla} p dV$

avec

- p : la pression ;
- dV : la variation de volume de la particule ;
- \vec{u} : la vitesse des parois de la particule ;



2.2.2 Les échanges de chaleur

- ● Ce sont des échanges d'énergie ;
- ● Par conduction ;
- ● Par rayonnement ;

Ils entraînent des évolutions de l'énergie interne.

2.2.3 Evolution de la température d'une particule d'air

On soustrait la variation d'énergie cinétique macroscopique (K) à l'équation du premier principe de la thermo (Equation 1) \Rightarrow

$$\frac{D(C_v T)}{Dt} = -p \vec{\nabla} \cdot \vec{u} dv + \delta Q \quad (2)$$

$$\frac{D(c_v T)}{Dt} = -\frac{p}{\rho} \vec{\nabla} \cdot \vec{u} + \delta Q \quad (3)$$

$$\frac{D(c_v T)}{Dt} = \frac{p}{\rho^2} \frac{D\rho}{Dt} + \delta Q = p \frac{D\alpha}{Dt} + \delta Q \quad (4)$$

$$(5)$$

Avec $\alpha = 1/\rho$ le volume par unité de masse.

- A volume constant : $dU = C_v dT$; $C_v = M c_v$ avec M la masse de la molécule ; C_v la **capacité calorifique à volume constant** du gaz et $c_v = 717,5 J.K^{-1}.kg^{-1}$ la **chaleur massique à volume constant**.
- A pression constante $dQ = C_p dT$; $C_p = M c_p$; $c_p = c_v + R_a = 1004,5 J.K^{-1}.kg^{-1}$ est la **chaleur massique a pression constante**.

3 Transformations thermodynamiques

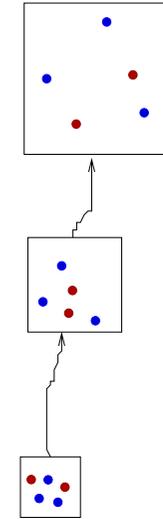
- Convection → mouvement verticaux des particules d'air.
- Mouvements trop rapides pour que les particules d'air aient le temps d'échanger de la chaleur avec l'extérieur ⇒ **Transformations adiabatiques**

3.1 Transformation adiabatique

$$\frac{D(K+U)}{Dt} = \delta W_{ext} + \delta Q$$

Ascendance $\Rightarrow V \nearrow \Rightarrow \delta W_{ext} \searrow \Rightarrow \mathbf{T} \searrow$

La température n'est pas un bon indicateur de l'évolution de l'énergie de la particule.



Ascendance \Rightarrow extension du volume de la particule $\Rightarrow \mathbf{P} \searrow$

On montre que lors d'une transformation adiabatique $\frac{T}{P^{\frac{R_a}{c_p}}} = \text{constante}$.

3.2 Température potentielle θ

- Soit une particule dans l'atmosphère dont les paramètres d'état sont (T, P) ;
- Si on ramenait cette particule au sol de manière adiabatique, ses paramètres seraient (P_0, T_0) ;
- La relation précédemment établie permet d'écrire :

$$\frac{T}{P^{\frac{R_a}{c_p}}} = \frac{T_0}{P_0^{\frac{R_a}{c_p}}}$$

- Si on considère que le sol est à la pression de référence $P_0 = 1000 \text{ hPa}$, on dit que la température de la particule ramenée au sol de manière adiabatique est sa température potentielle : $T_0 = \theta$.

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_a}{c_p}} \quad (6)$$

θ et T sont en Kelvin ;

P en Pa ;

$c_p = 1004,5 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$ et $R_a = 287 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$ dans le cas de l'air sec.

3.2.1 Evolution de θ

$$\left. \frac{d\theta}{dt} \right)_{adiab} = 0$$

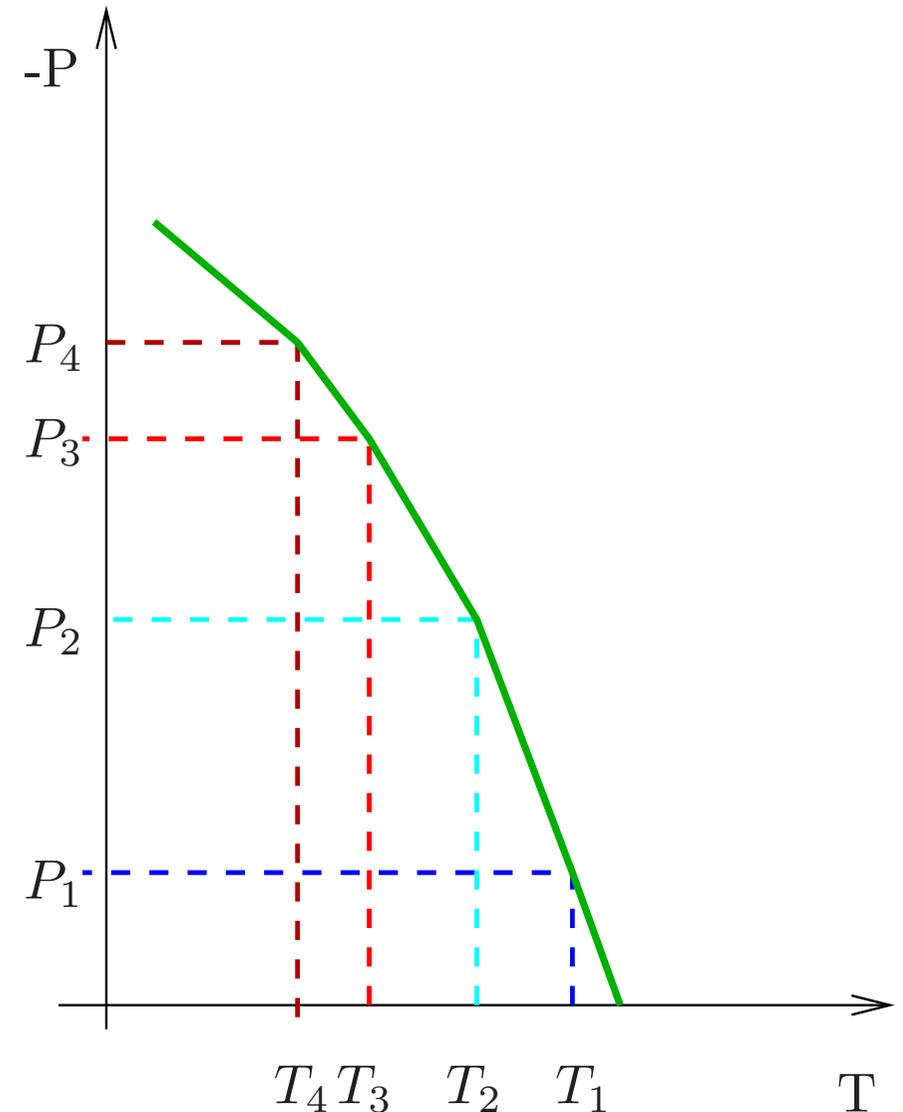
θ est un bon indicateur de l'évolution de l'énergie de la particule.

3.2.2 Construction des courbes iso- θ (isentropes)

A $P = P_0 = 1000hPa$ et pour un T donnée, on calcule θ d'après la relation 6.

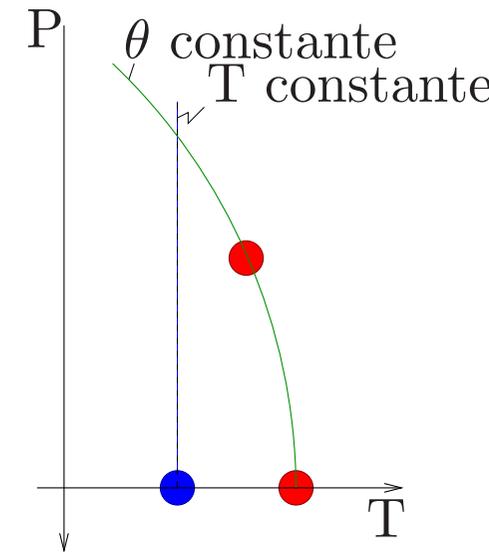
Pour chaque P_i , on déduit de la relation 6,

$$T_i = \theta \left(\frac{P_i}{P_0} \right)^{R/c_p}$$



3.2.3 Illustration de l'intérêt de θ

- Deux particules (A et B) sont au même endroit (par exemple Grenoble).
- L'une d'elles est au dessus de l'autoroute A41 (Chambéry) (B) tandis que la seconde est au dessus du lit de l'Isère (A) ;
- B reçoit plus de chaleur que A à cause de la circulation automobile.
- Un coup de vent pousse B sur la Chartreuse alors que A reste au dessus du lit de l'Isère.
- A cause de l'augmentation du volume de B, T_B devient $< T_A$ bien que B ait reçu plus de chaleur que A ;



θ est un diagnostique qui filtre les effets de volumes : $\theta_B > \theta_A$

T_B peut être plus froide que T_A alors que B a gagné plus de chaleur que A ; $\theta_B > \theta_A$

3.3 Stabilité de l'atmosphère

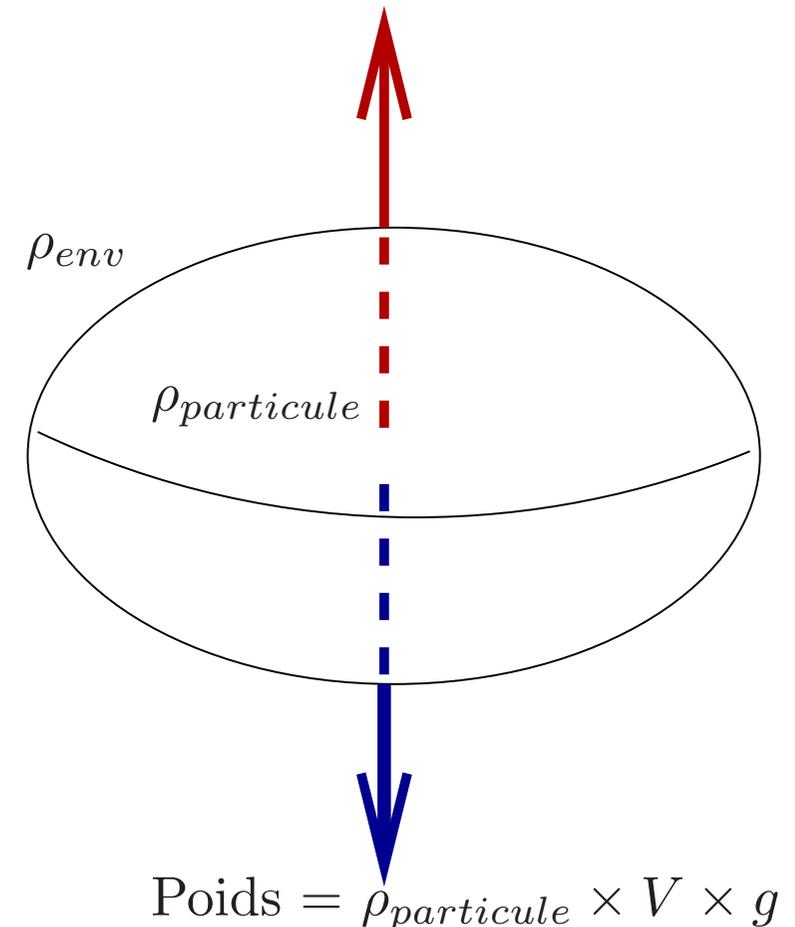
3.3.1 Flottabilité

- L'accélération de la particule est due à la somme des forces qui s'appliquent à la particule d'air.

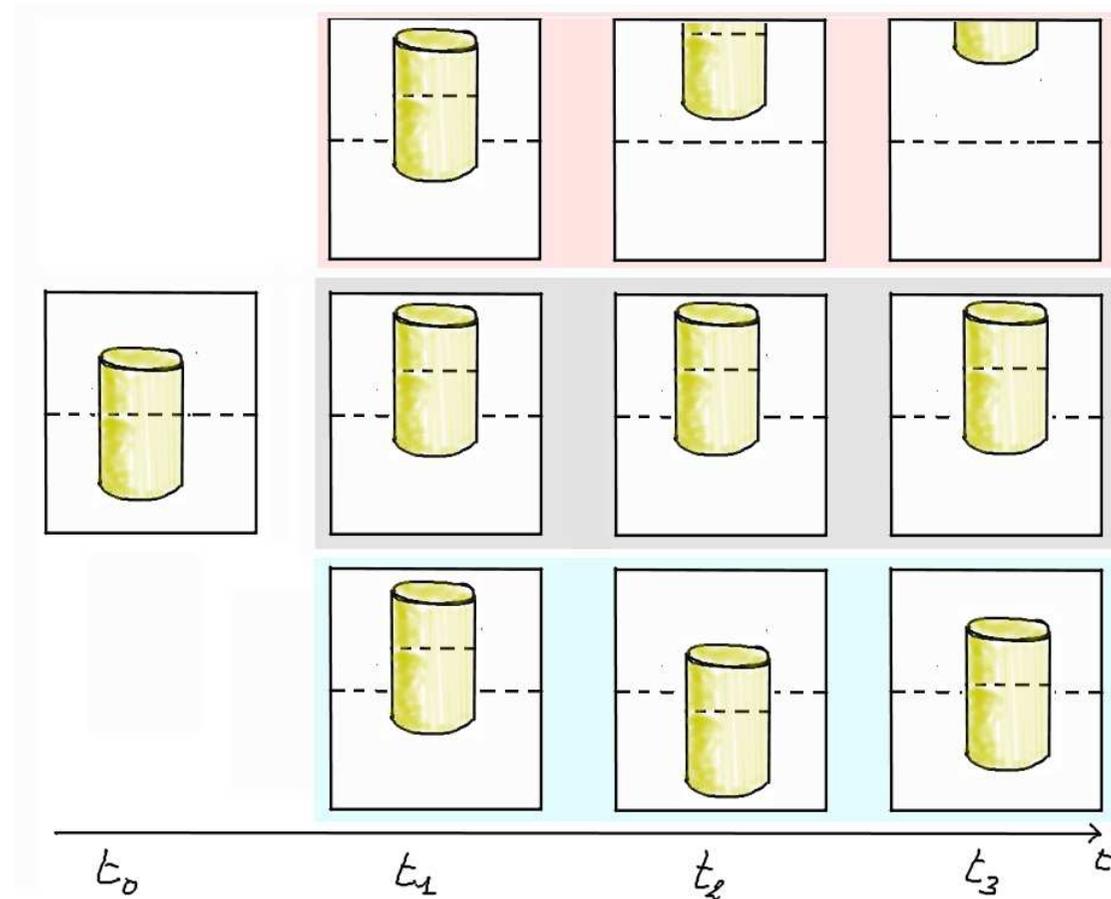
$$\begin{aligned} \rho_{particule} \times \vec{accélération} &= \\ \rho_{particule} \times \vec{Flottabilité} &= \vec{PA} + \vec{poids} \quad (7) \\ |\vec{Flottabilité}| &= -g \frac{T_{env} - T_{particule}}{T_{env}} \end{aligned}$$

avec V = volume de la particule et g :
accélération de la pesanteur

$$\text{Poussé d'Archimède (PA)} = \rho_{env} \times V \times g$$



3.3.2 Critère de stabilité

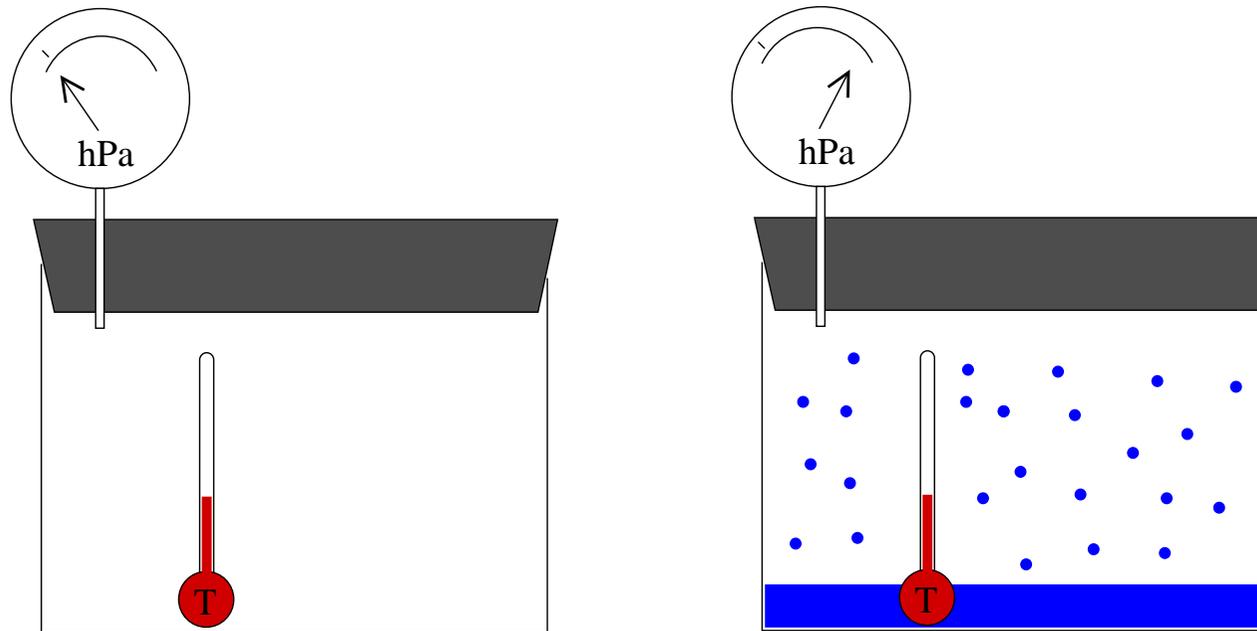


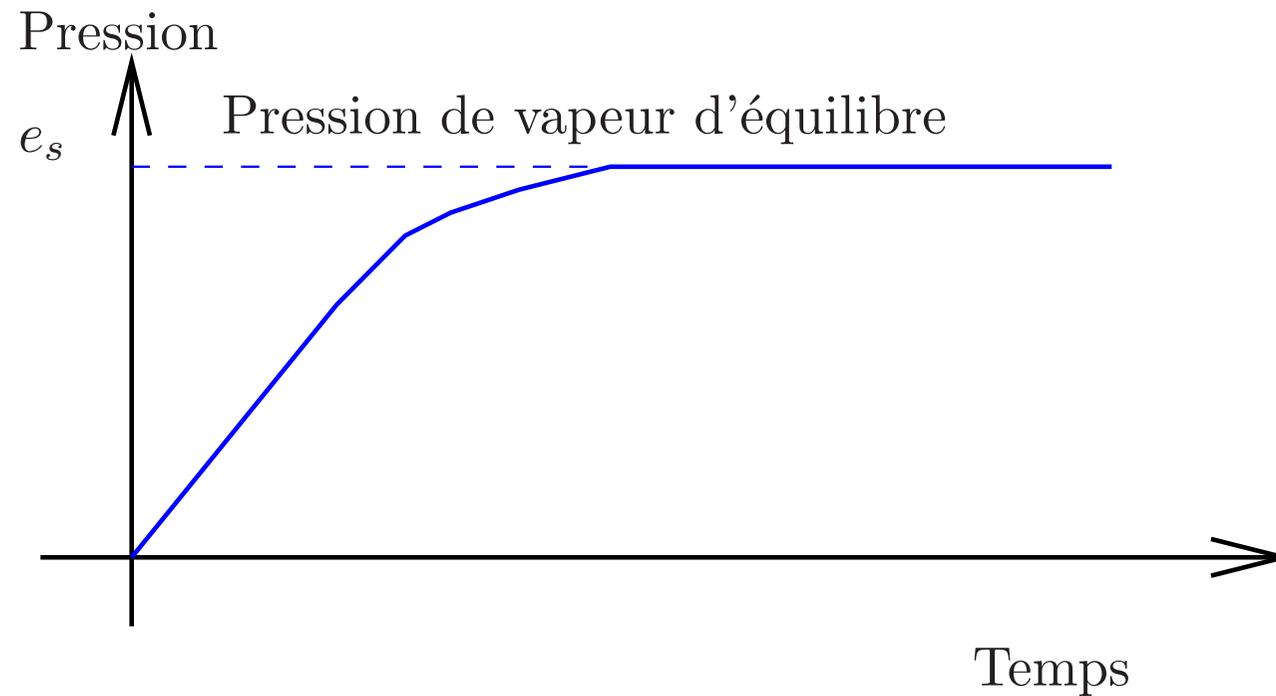
Critères, voir TD.

4 Thermodynamique de l'air humide

4.1 Pression de vapeur

- Vide initial ;
- Etuve thermo-régulée $\Rightarrow T = \text{cste}$;
- Ajout d'une goutte d'eau \Rightarrow vaporisation $\Rightarrow P \nearrow$ d'une petite quantité e ;
- On répète l'opération mais au bout d'un certain temps la pression n'augmente plus \Rightarrow l'air est saturé en vapeur d'eau ;

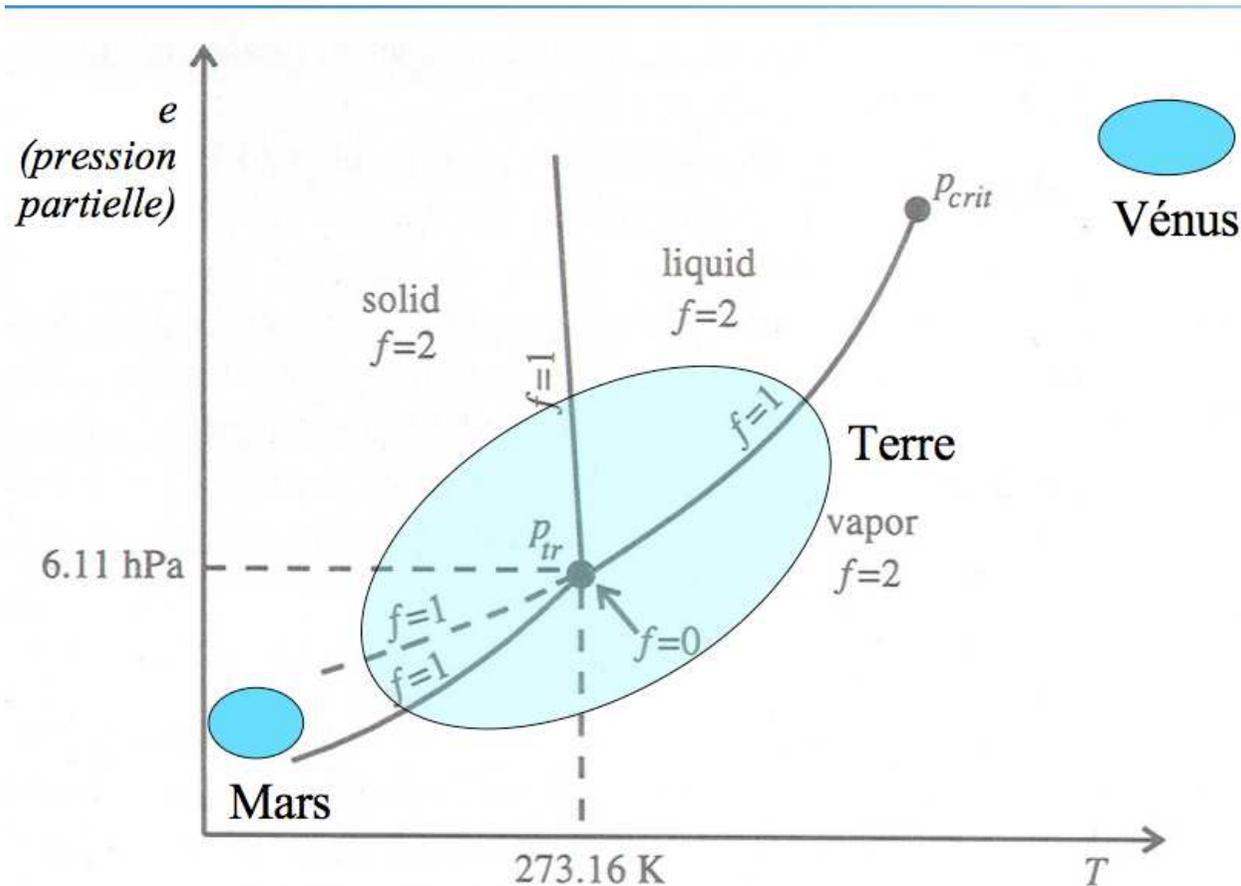




Evaporation \Rightarrow pression de vapeur

Equilibre liquide-gaz \Rightarrow pression de vapeur = pression de vapeur saturante

4.2 Diagramme thermodynamique de l'eau



Le changement d'état de l'eau dépend de la température et de la pression partielle de vapeur d'eau.

Paramétrisation de $e_s(T)$: formule de Tétens

– Paramétrisation 1 :

$$e_{ws} = e_0 \times \exp\left(\frac{L_{lv}}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (8)$$

avec : $e_0 = 0.611kPa$, $L_{lv} = 2.5 \times 10^6 Jkg^{-1}$,
 $T_0 = 273K$ et $R_v = 461Jkg^{-1}$.

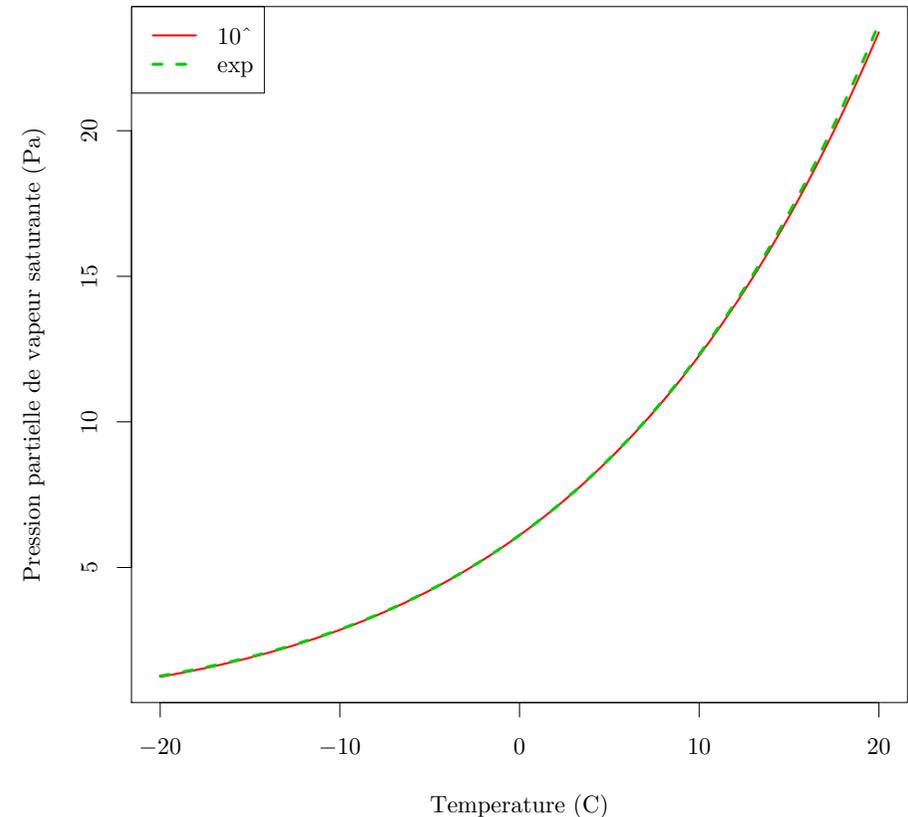
– Paramétrisation 2 :

$$e_{ws} = 6,107 \times 10^{\frac{7.5 * T}{237.3 + T}} \quad (9)$$

avec e_{ws} en Pa et T en °C

– Grâce à l'équation des gaz parfait, on peut calculer le rapport de mélange saturant :

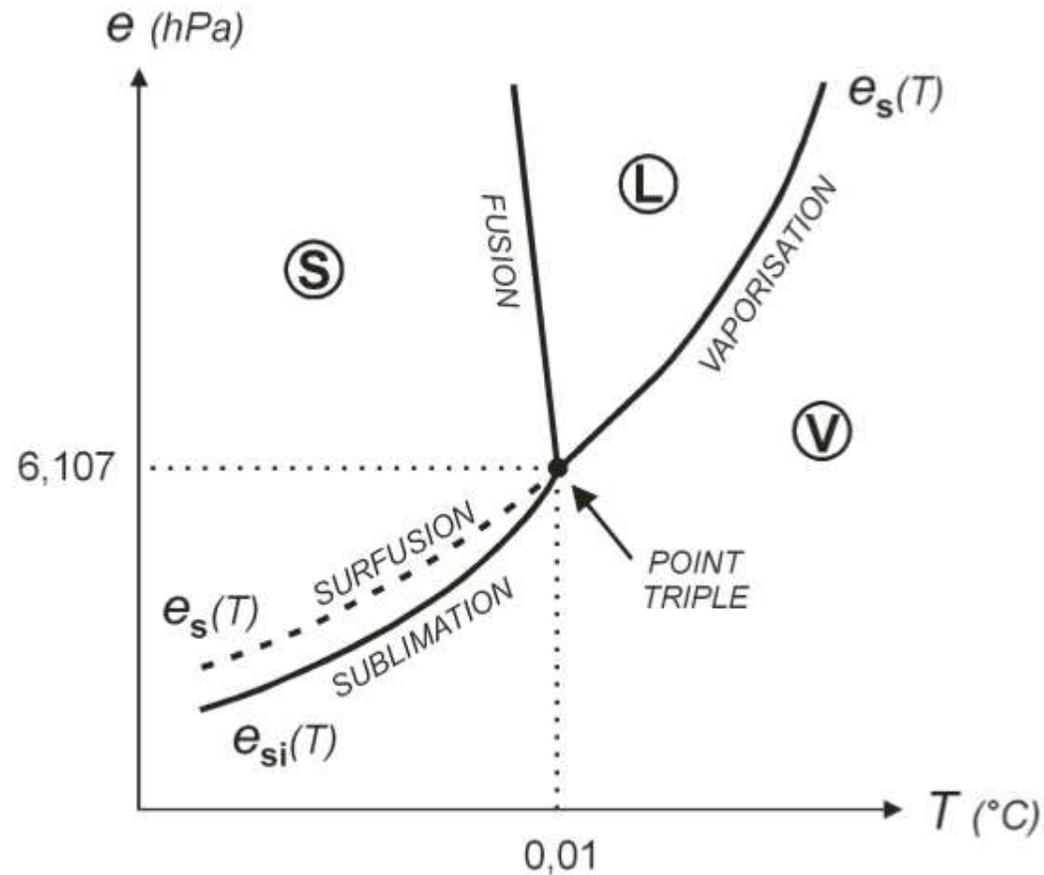
$$r_{ws} = 0.622 \frac{e_{ws}}{P - e_{ws}} \quad (10)$$



$e_s \searrow$ quand $T \searrow \Rightarrow$ condensation

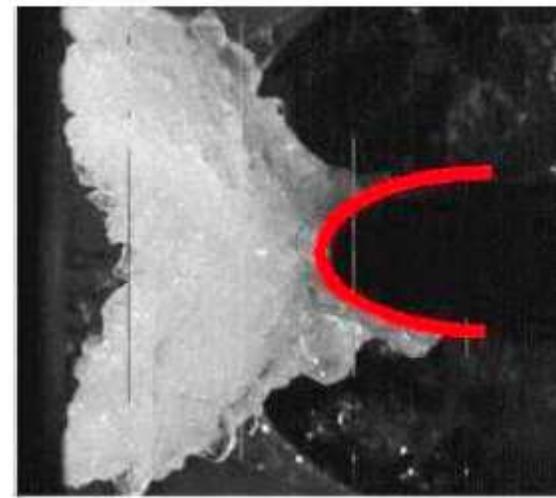
4.3 Changement de phase de l'eau

- H_2O présent sous 3 états : gaz, liquide, solide ;
- Etat de H_2O déterminé par e, T ;



Applications

- Cocotte minute
- Surfusion



4.4 Formation des gouttes d'eau ou de cristaux de glace

Tension de surface \Rightarrow nécessité d'une surpression dans la goutte \Rightarrow Noyaux de condensation

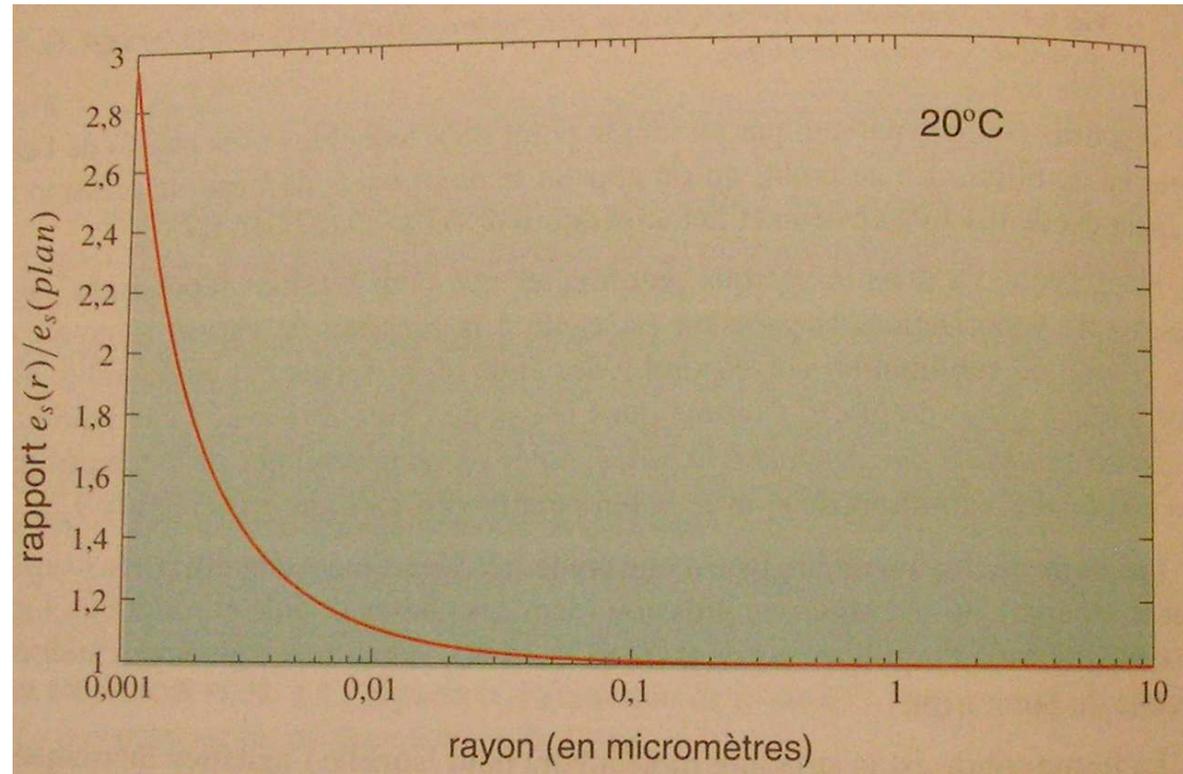
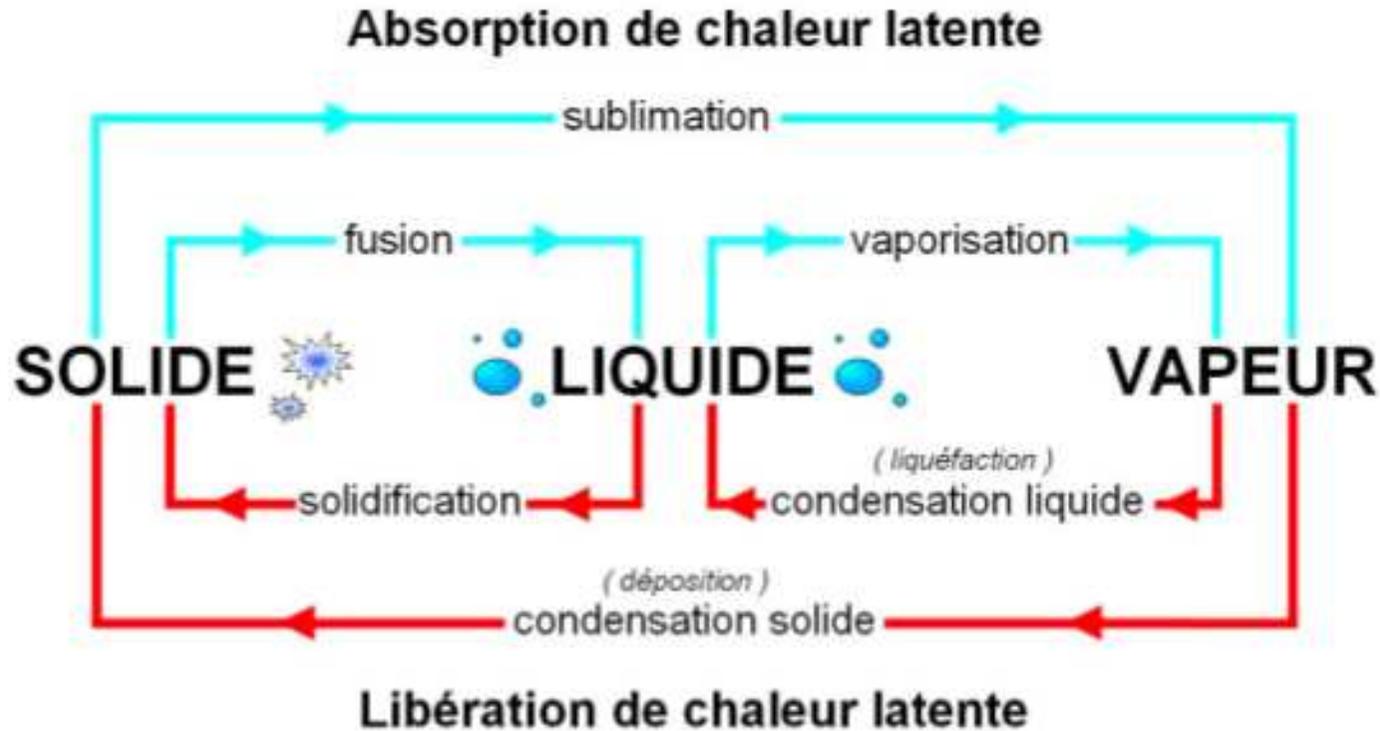


FIGURE 4 – Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)



4.5 Aspects énergétiques des changements d'états

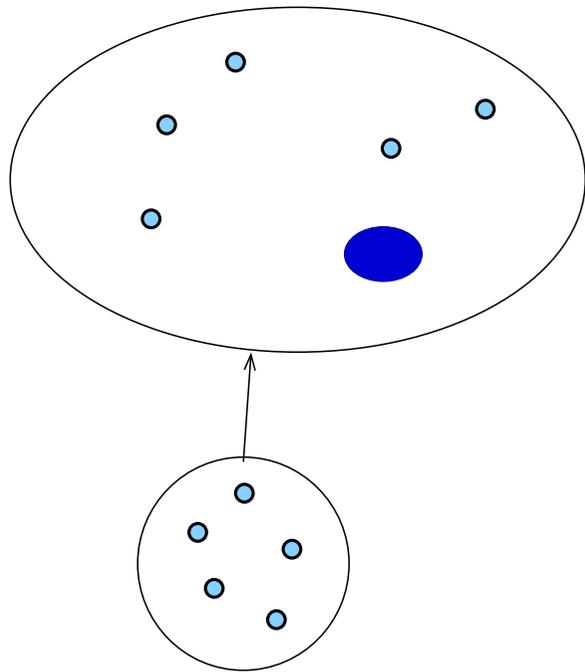


4.6 Définitions des humidités

- Humidité relative : $H = 100 \frac{e}{e_{ws}(T)}$
- Rapport de mélange : $r = \frac{m_w}{m_a} = \frac{\rho_v}{\rho_a} = 0.622 \frac{e}{P}$ où m et ρ définissent des masses et densités, l'indice w indique vapeur d'eau et a air sec.
- Humidité spécifique : $q = \frac{m_w}{m_h}$ avec $m_h = m_a + m_w$

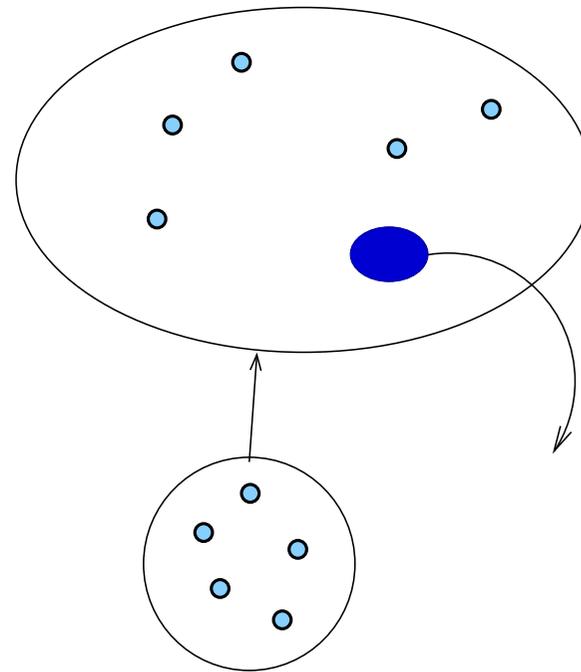
4.7 Ascendance de l'air humide

Transformation
adiabatique saturée



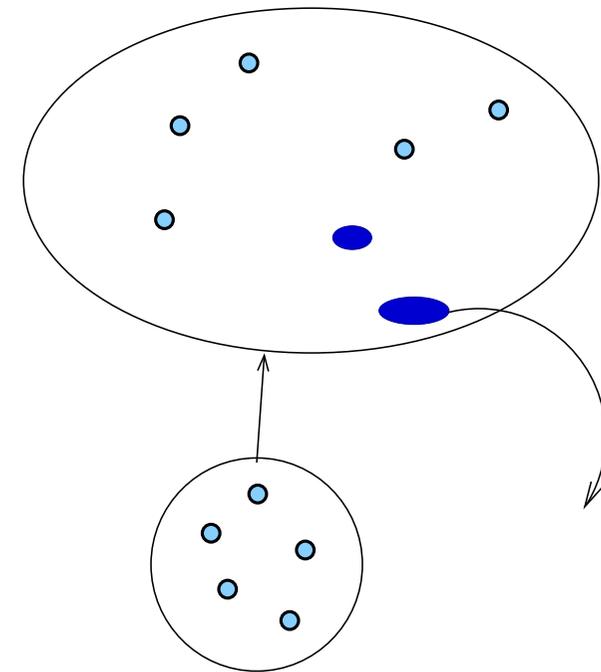
θ pas conservée

Transformation
pseudo-adiabatique



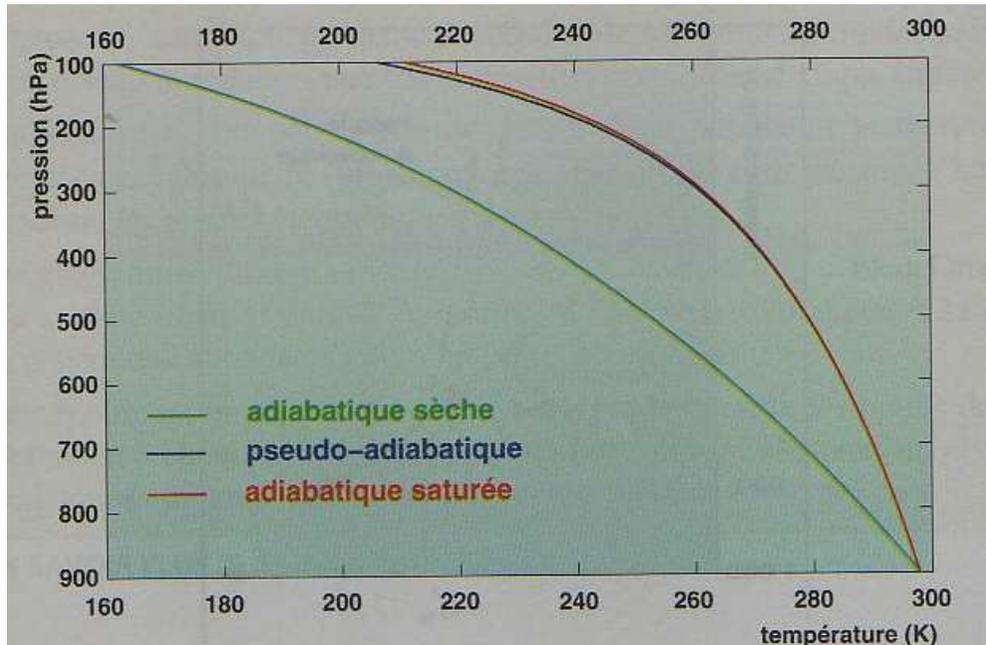
θ'_w conservée

Réalité



θ'_w conservée bonne
approximation

4.8 Temperature potentielle du thermometre mouille θ'_w



$$\theta'_w = f(T, P)$$

$$\frac{d\theta'_w}{dz} = \frac{d\theta}{dz} - \frac{L_v}{c_p \pi} \frac{dq_v}{dz} \quad \text{avec } \pi = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{c_p}}$$

$$\frac{d\theta'_w}{dz} > \frac{d\theta}{dz}$$

FIGURE 5 – Température potentielle du thermomètre mouillé (Tirée de Malardel, 2004)

4.8.1 Température virtuelle

- Température virtuelle (T_v) : C'est la température de l'air humide qu'aurait une particule d'air de même masse volumique et de même pression :

$$P = \rho_h R_h T = \rho_h R_a T_v \text{ avec } \rho_h = \rho_a + \rho_v.$$

Une particule contient un mélange d'air sec (ρ_a) et de vapeur d'eau ρ_v .

$$p = \rho_a R_a T + \rho_v R_v T \quad (11)$$

$$p = \rho_h R_a T \left(\frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_a} \frac{M_a}{M_w} + \frac{\rho_a}{\rho_v + \rho_a} \right) \quad (12)$$

$$p = \rho_h R_a T \left(\frac{1 + 1.6 \times r}{1 + r} \right) \quad (13)$$

$$T_v = T \left(\frac{1 + 1.6 \times r}{1 + r} \right) \quad (14)$$

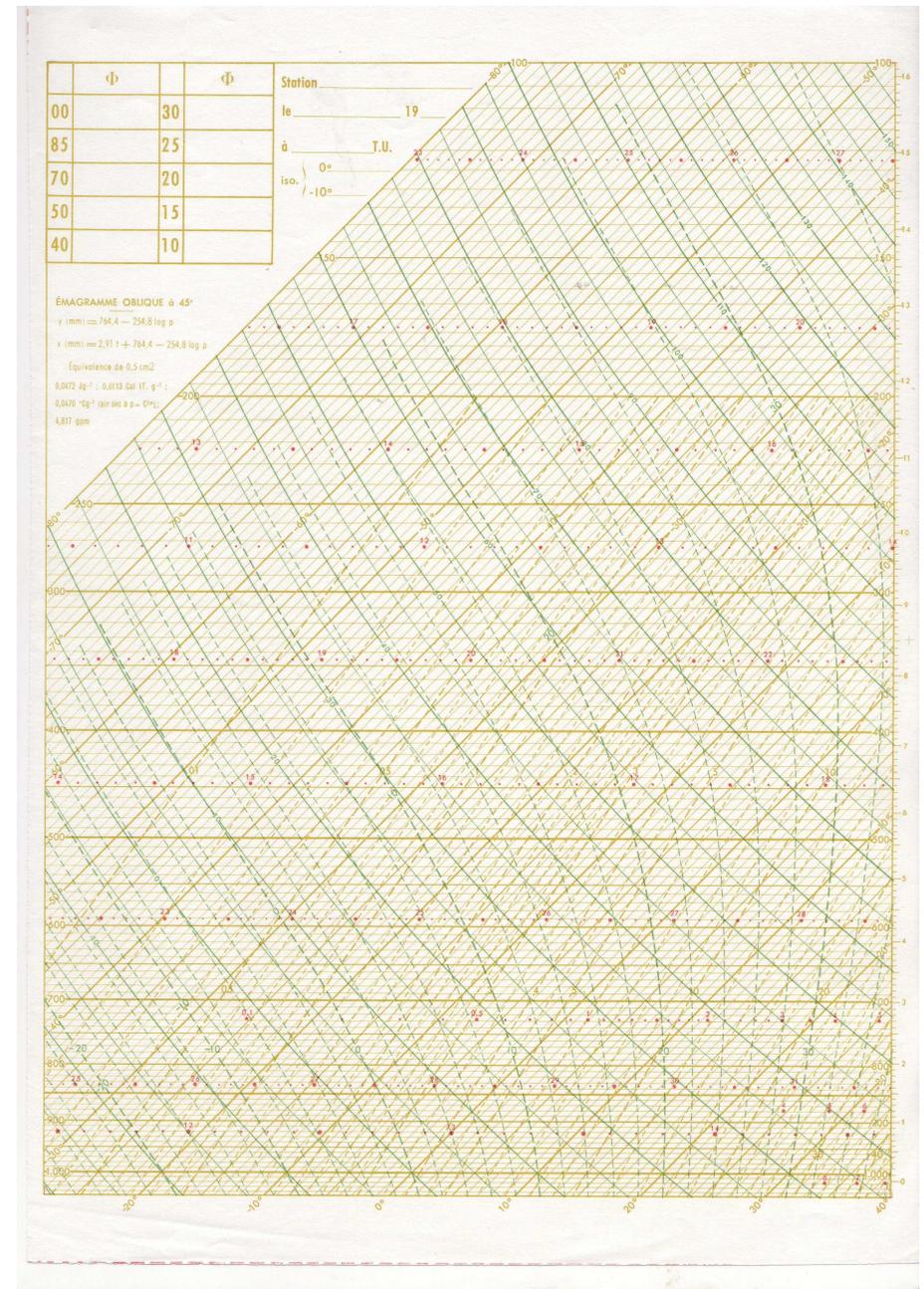
$$(15)$$

avec $r =$ rapport de mélange de vapeur d'eau = masse de vapeur d'eau par unité de masse d'air sec.

4.9 Emagramme 761

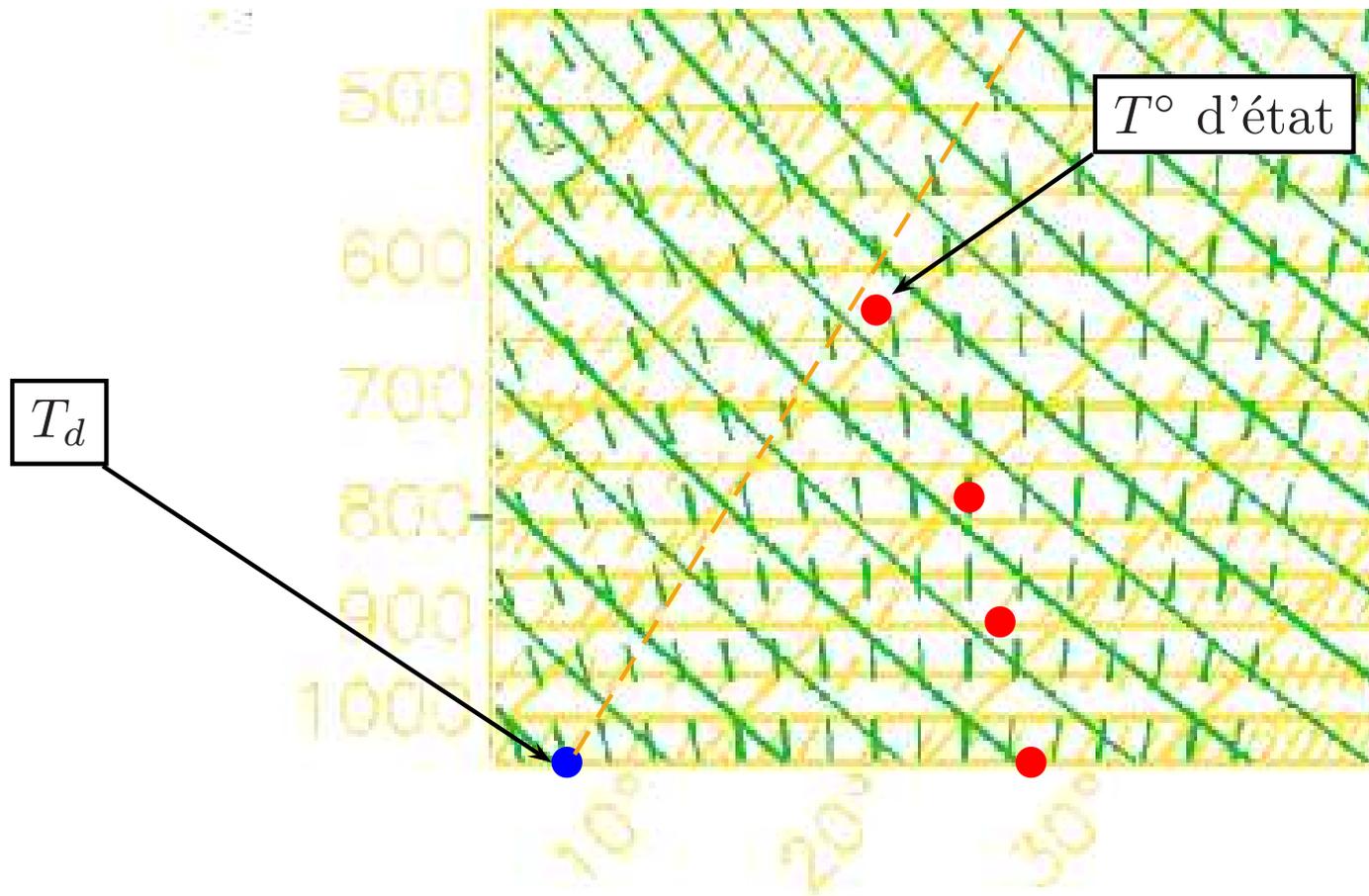
On y reporte

- les mesures : température de l'air ambiant, humidité;
- Les trajectoires théoriques des particules d'air;



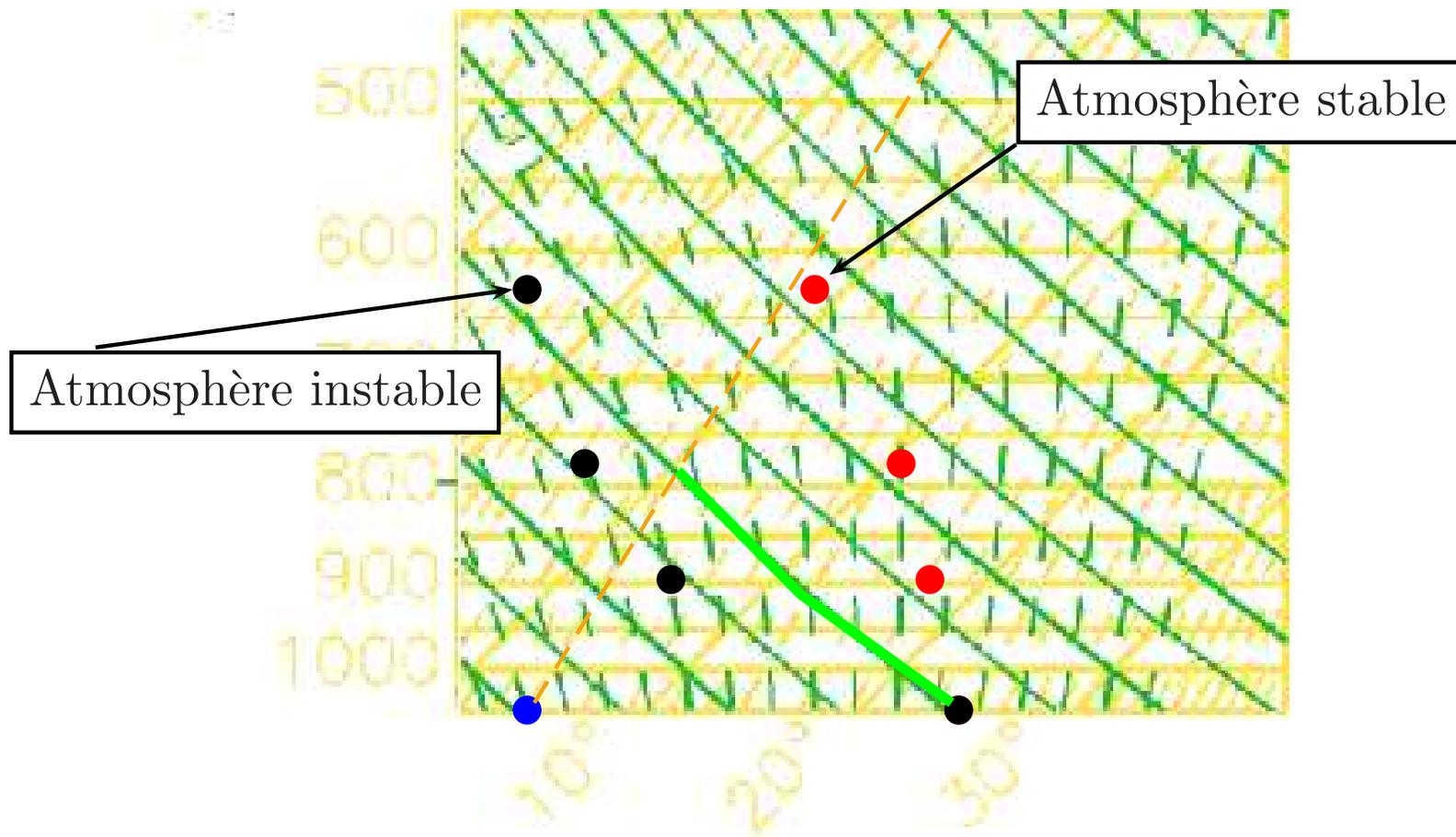
4.9.1 Les mesures

- Température du point de rosée ($T_d(P)$) : Température de l'atmosphère à laquelle un refroidissement isobare conduit à la condensation de la vapeur d'eau.
- Température d'état de l'atmosphère.



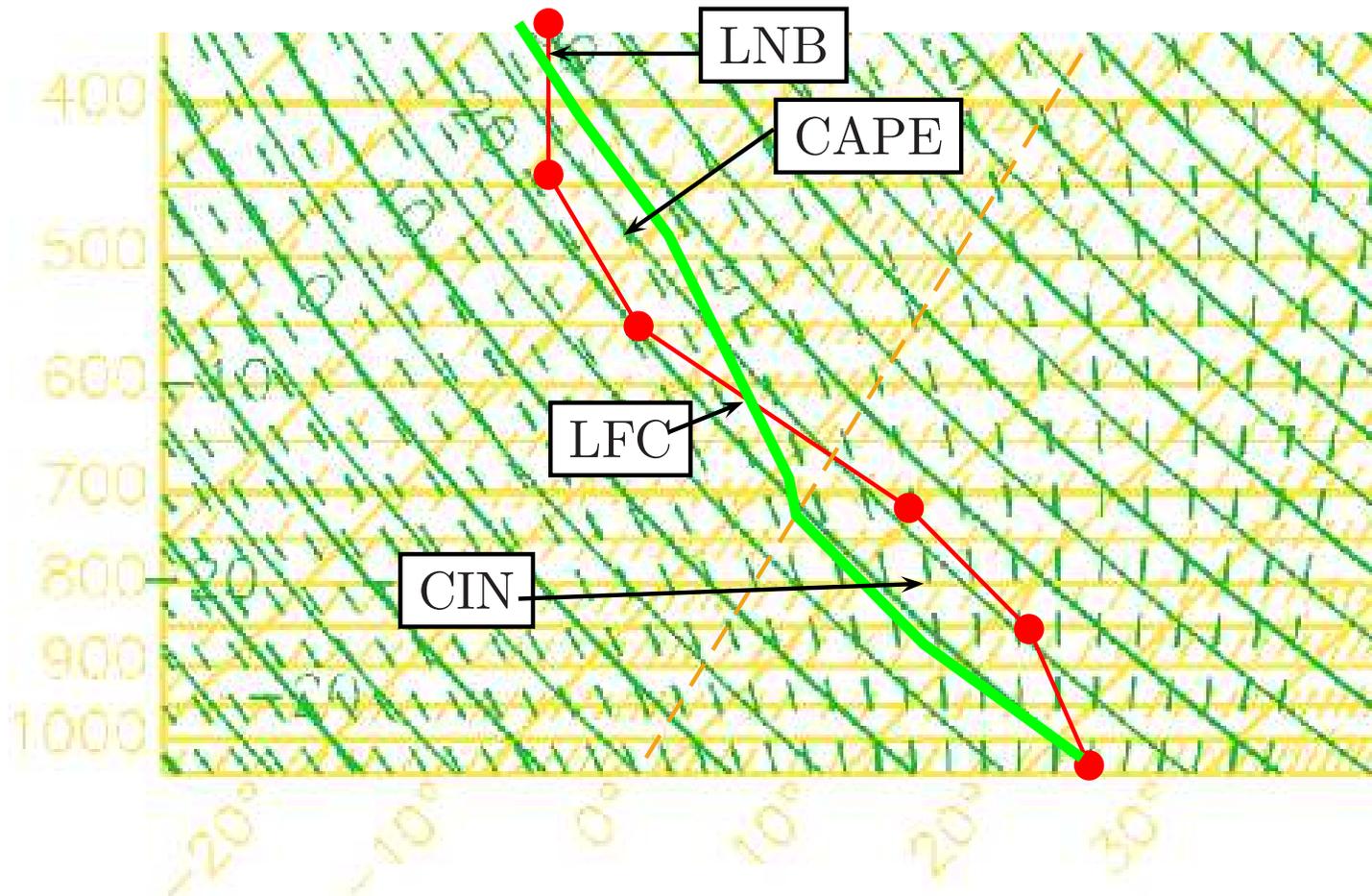
4.9.2 L'épigramme pour étudier la stabilité de l'atmosphère

- L'ascendance des particules d'air se fait toujours de manière adiabatique.
- Supposons que la particule d'air s'élève depuis le niveau $P=1015$ hPa.
- 3 cas de figures :
 1. la particule est plus froide que son environnement \Rightarrow atmosphère stable (température d'état en rouge) ;
 2. la température de l'environnement est égale à celle de la particule \Rightarrow atmosphère neutre ;
 3. La particule est plus chaude que son environnement \Rightarrow atmosphère instable (température d'état en noir).



4.9.3 Instabilité conditionnelle

- L'atmosphère est initialement stable ;
- Une fois saturée, la particule d'air subit une ascendance pseudo-adiabatique



4.10 Quantifier l'instabilité

4.10.1 Energie disponible pour la convection (CAPE)

- Les particules d'air, au cours de leur ascension, voient leur énergie cinétique augmenter puis diminuer en fin de course. L'énergie mise en jeu sous forme d'énergie cinétique était l'énergie potentiellement disponible pour la convection (CAPE : Convective Available Potential Energy) due à la différence de température entre la particule et son environnement que la particule convertit en énergie cinétique durant son ascension adiabatique ou pseudo-adiabatique. :

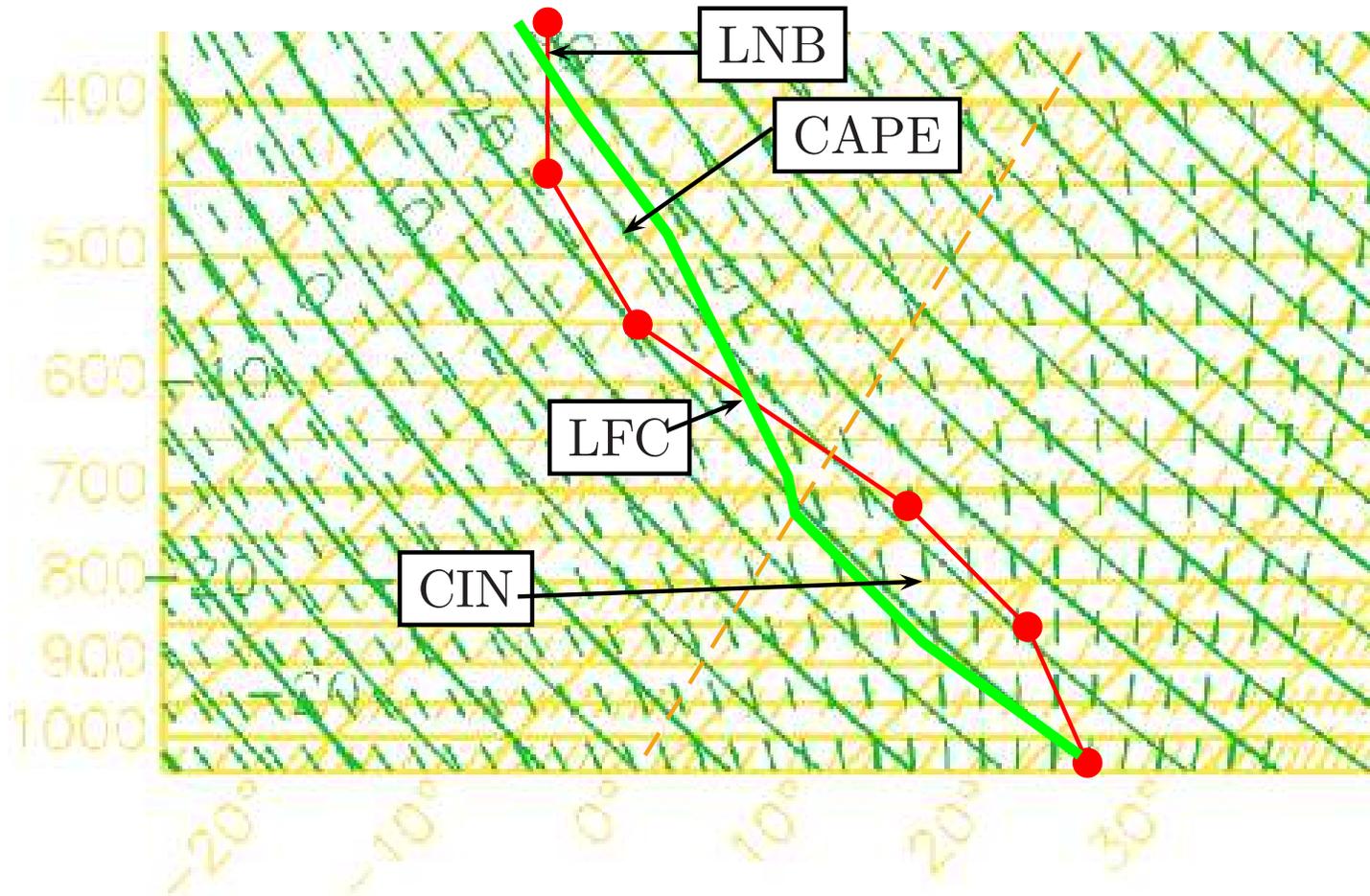
$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} |\vec{Flottabilité}| dz = \int_{LFC}^{LNB} d\left(\frac{1}{2}w_p^2\right) \quad (16)$$

- Forces de frottement de l'air, poids de l'eau condensée,... négligés $\Rightarrow \int_{LFC}^{LNB} d\left(\frac{1}{2}w_p^2\right)$

donne une estimation de $\frac{1}{2}w_{max}^2$.

4.10.2 Energie d'inhibition

Dans le cas de l'instabilité conditionnelle, les particules ont à fournir de l'énergie pour vaincre le travail des forces de flottabilité qui empêchent la particule de s'élever dans les basses couches de l'atmosphère.



4.11 Example

Ducrocq et al. 2002, Weather & Forecasting, V17.

Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitating Events over France : On the Importance of the Initial Humidity Field

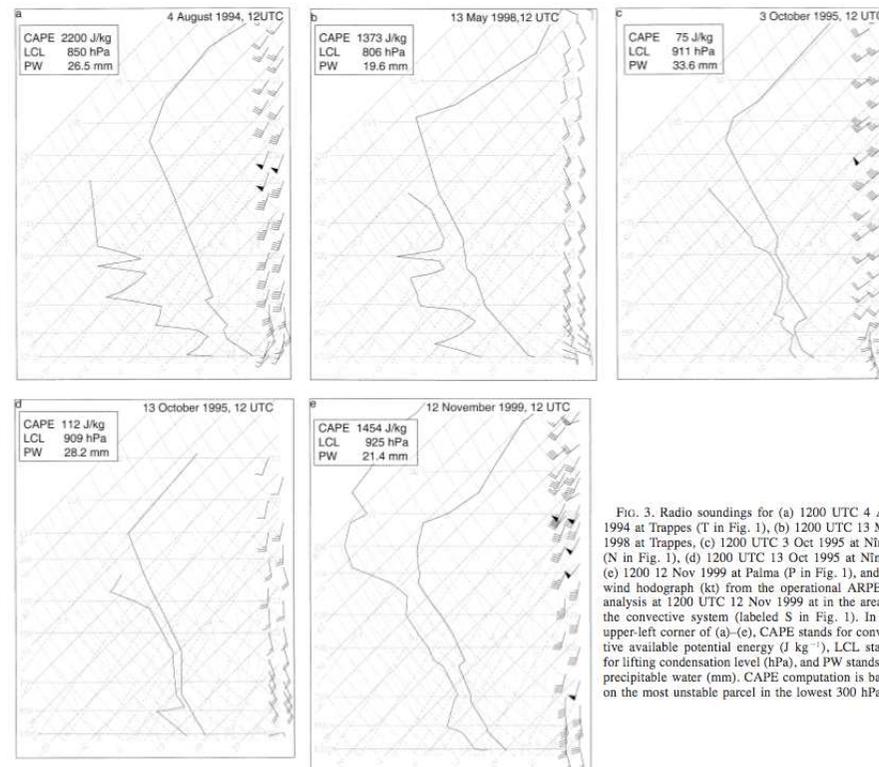


FIG. 3. Radio soundings for (a) 1200 UTC 4 Aug 1994 at Trappes (T in Fig. 1), (b) 1200 UTC 13 May 1998 at Trappes, (c) 1200 UTC 3 Oct 1995 at Nîmes (N in Fig. 1), (d) 1200 UTC 13 Oct 1995 at Nîmes, (e) 1200 12 Nov 1999 at Palma (P in Fig. 1), and (f) wind hodograph (kt) from the operational ARPEGE analysis at 1200 UTC 12 Nov 1999 at in the area of the convective system (labeled S in Fig. 1). In the upper-left corner of (a)–(e), CAPE stands for convective available potential energy ($J\ kg^{-1}$), LCL stands for lifting condensation level (hPa), and PW stands for precipitable water (mm). CAPE computation is based on the most unstable parcel in the lowest 300 hPa.

5 Convection peu profonde

5.1 Caractéristiques

- Nuages peu épais (2-3 km)
- Convection peu intense mais qui peut se maintenir plusieurs heures jusqu'à 2 ou 3 jours.
- Taux de précipitations faibles ($\div 10$ mm/h) mais qui peuvent donner des cumuls importants (~ 100 mm par jour)

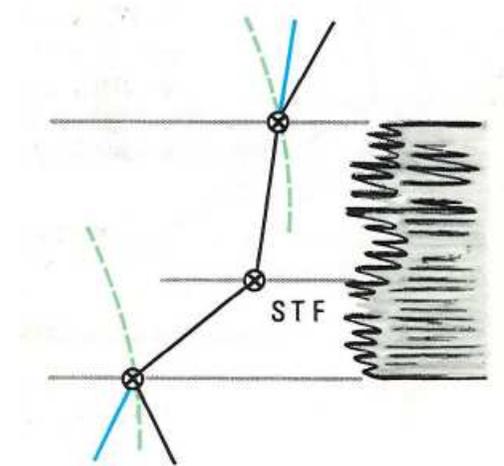


FIGURE 6 – Radiosondage associé à la formation d'un nuage stratiforme. L'atmosphère est saturée par couche (courbe bleue = T_d et courbe noire = température d'état).

5.1.1 La microphysique chaude

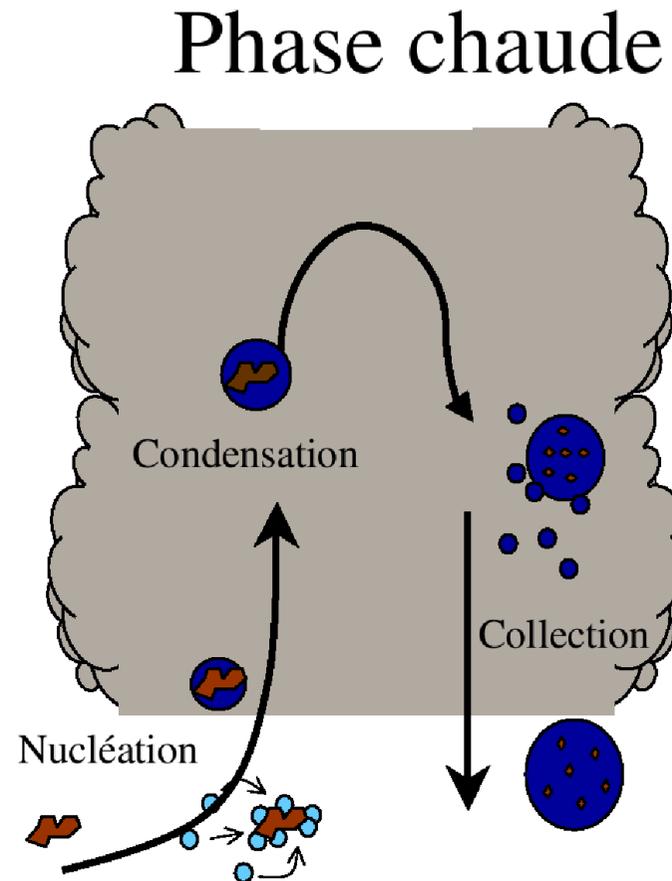
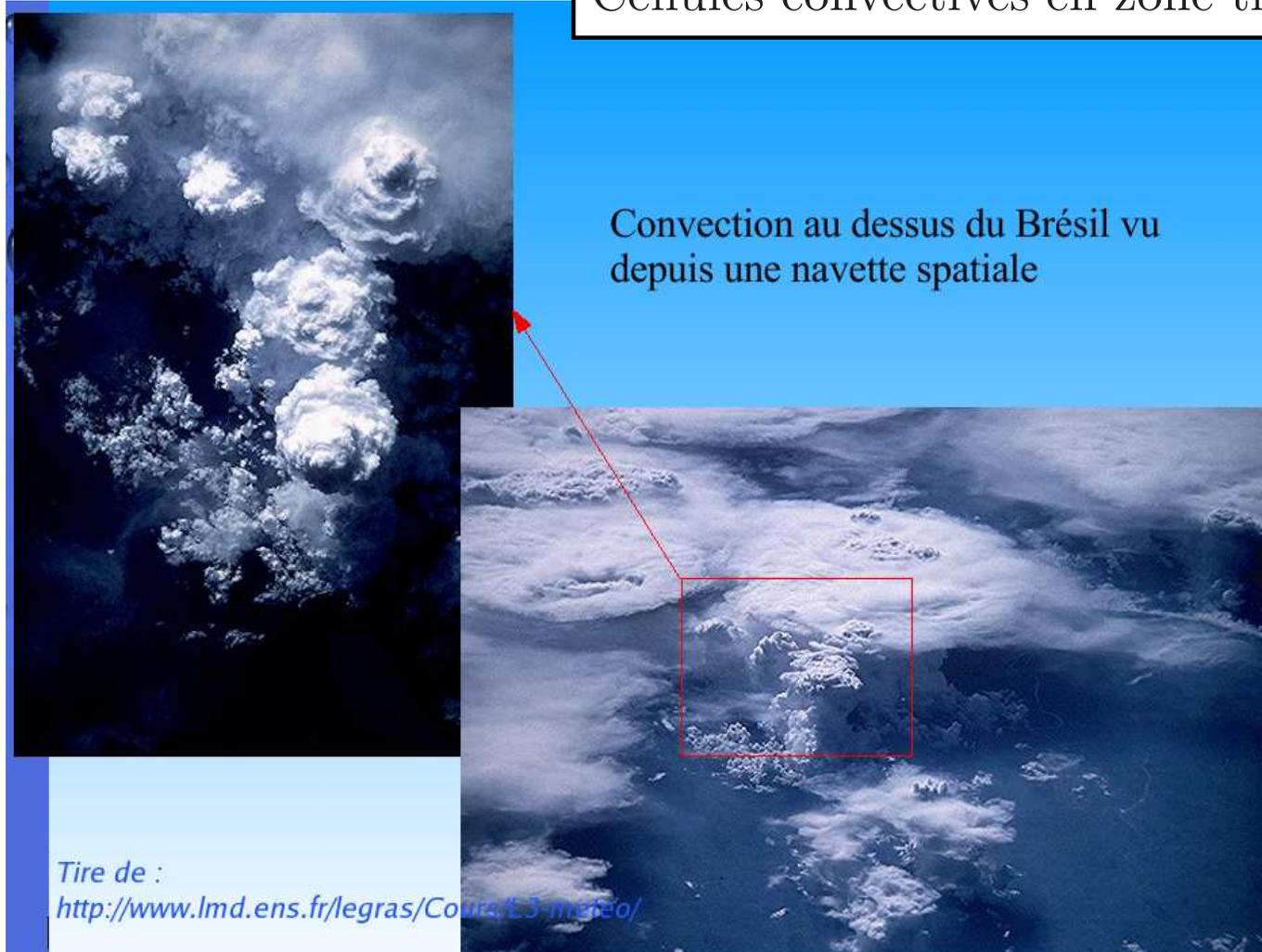


FIGURE 7 – Schématisation des processus microphysiques aboutissant à la formation des hydrométéores. Microphysique chaude signifie que tous les processus concernent l'eau en phase liquide (Tirée de Cohard J.M., 1999)

6 Systèmes convectifs

Cellules convectives en zone tropicale.



6.1 La cellule orageuse

6.1.1 Condition thermodynamiques

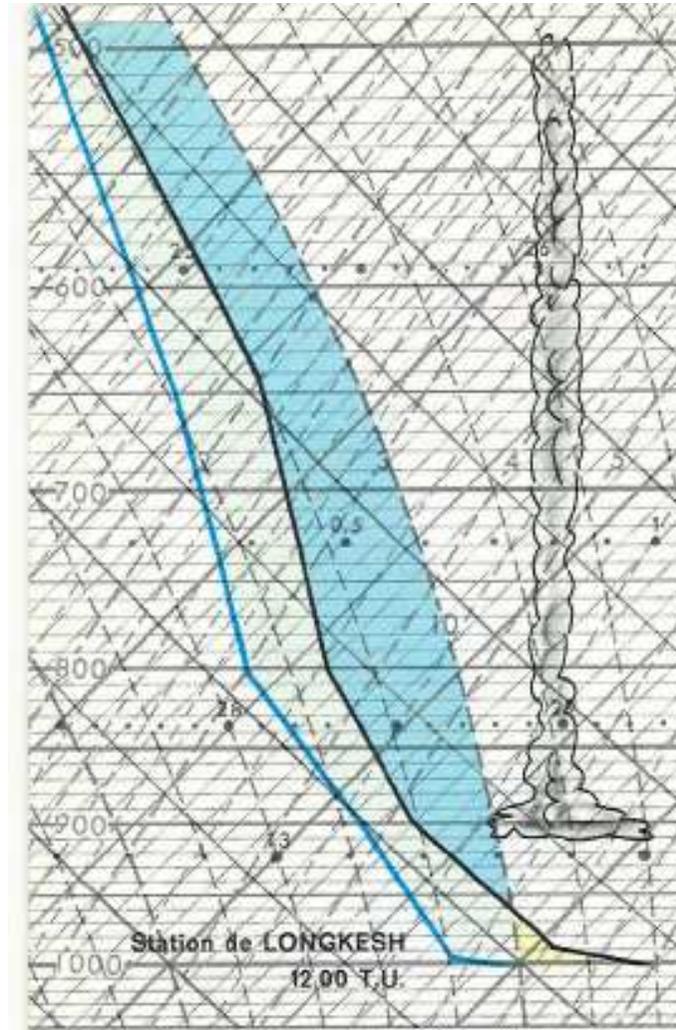


FIGURE 8 – Radiosondage associé à un évènement de convection profonde 74 mis à jour le 30 septembre 2010

6.1.2 Organisation dynamique

Convection de Rayleigh

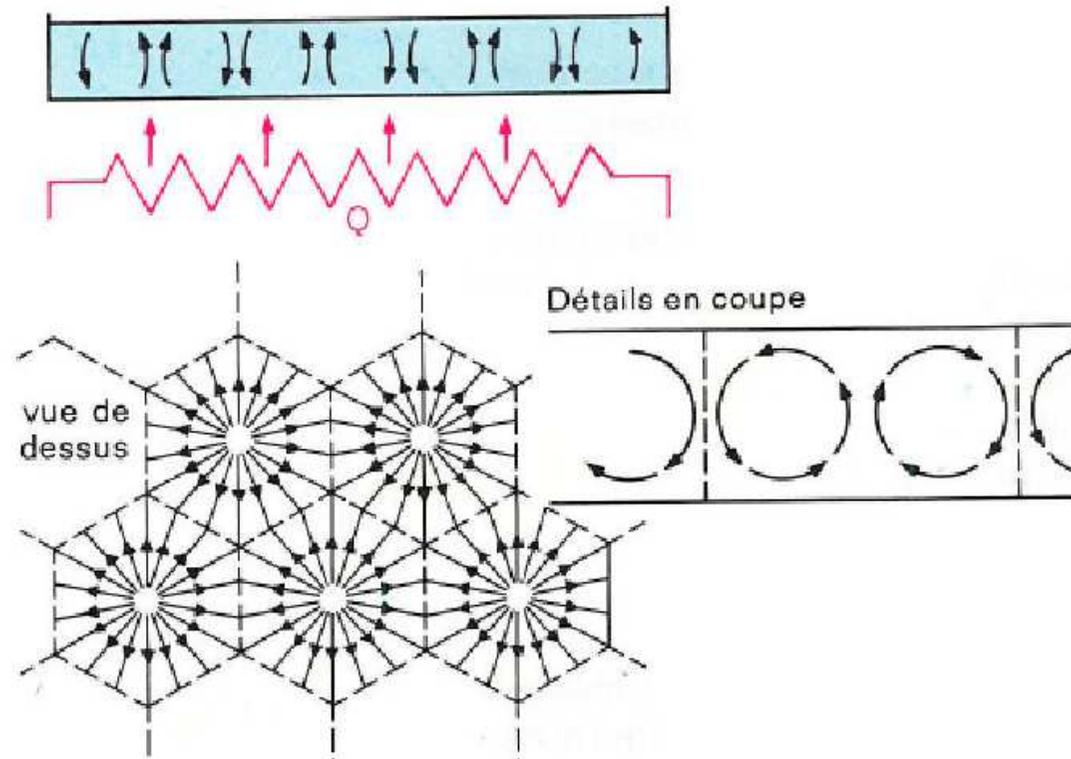


FIGURE 9 – Théorie d'une convection multi-cellulaire initié par un gradient de température vertical entre 2 surfaces horizontales (Tirée de Météorologie générale, Triplet et Roche, 1988).

6.1.3 Cycle de vie de la cellule orageuse

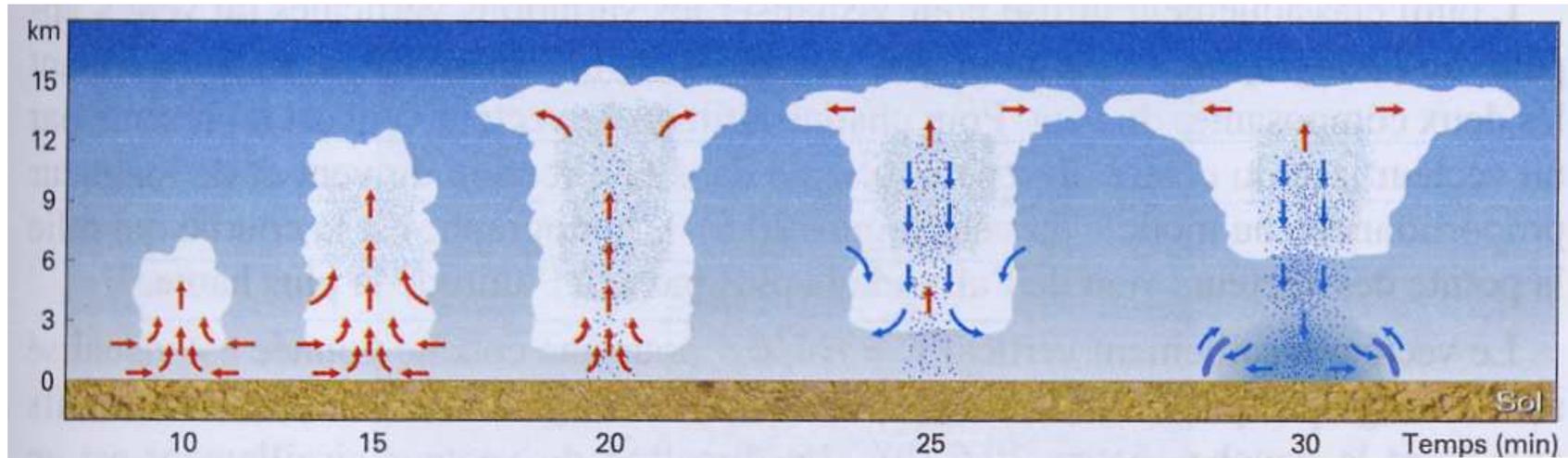


FIGURE 10 – Schéma du cycle de vie d'un orage unicellulaire (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)).

6.1.4 La microphysique nuageuse

- Phase chaude : les hydrométéores sont tous liquides ; Phase mixtes : hydrométéores liquides et glacées.
- Interactions avec la dynamique : ascendance/subsidence, courant de densité, front de rafale

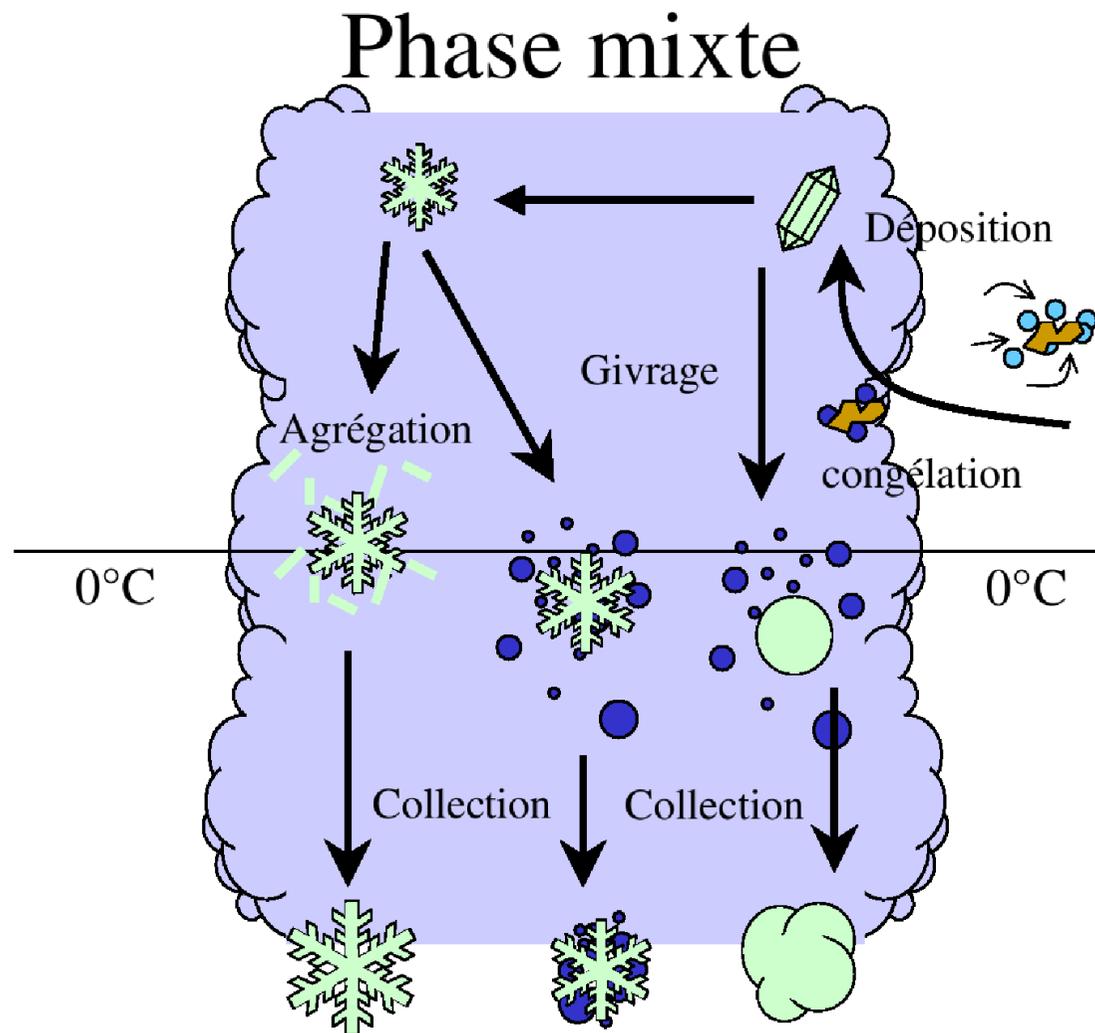


FIGURE 11 – (Tirée de Cohard J.M., 1999)

6.2 Le cisaillement de vent

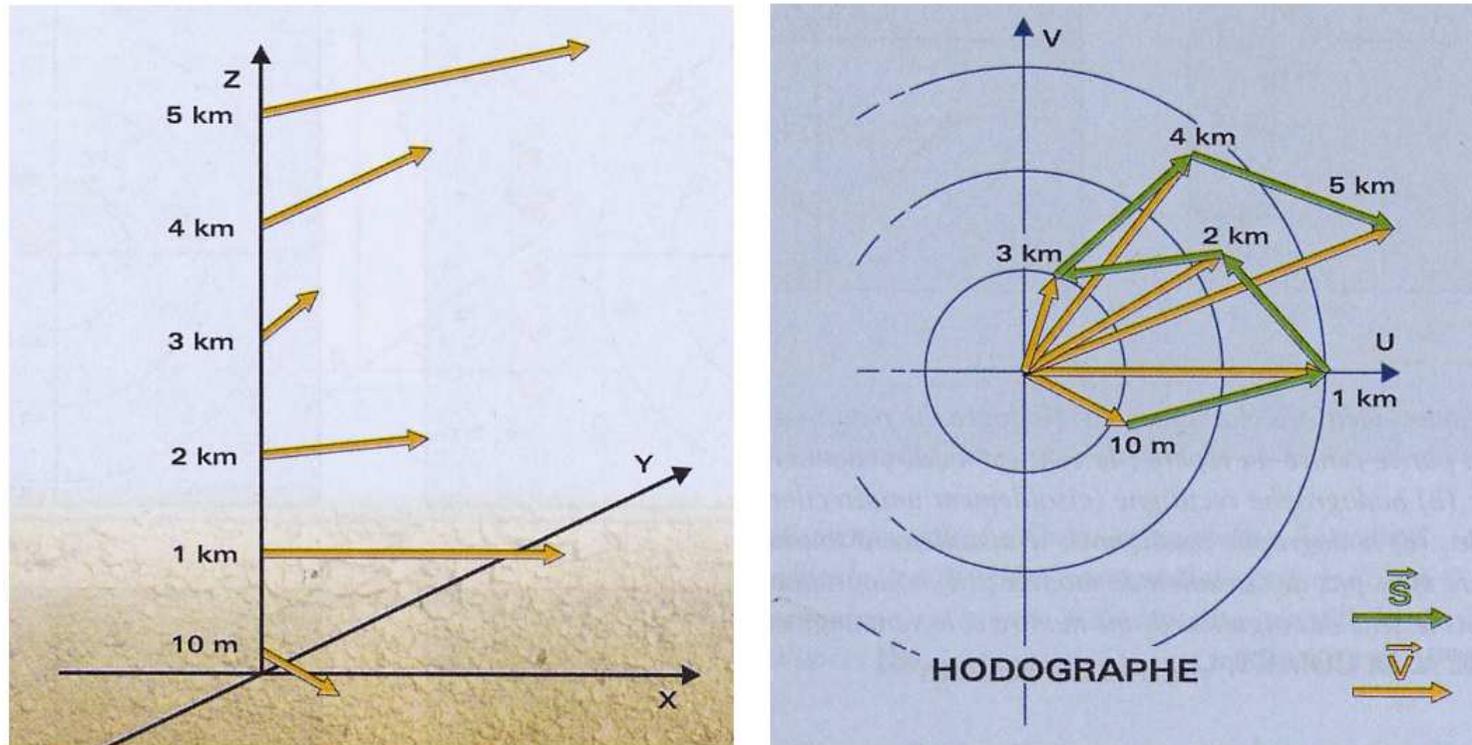


FIGURE 12 – Hodographe dans le cas d'une atmosphère présentant un cisaillement vertical de vent horizontal (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)).

Facteur déterminant l'organisation des systèmes convectifs \Rightarrow
 Décalage ascendance/subsidence

6.3 Les systèmes multi-cellulaires

Cisaillement vertical du vent horizontal en 2D

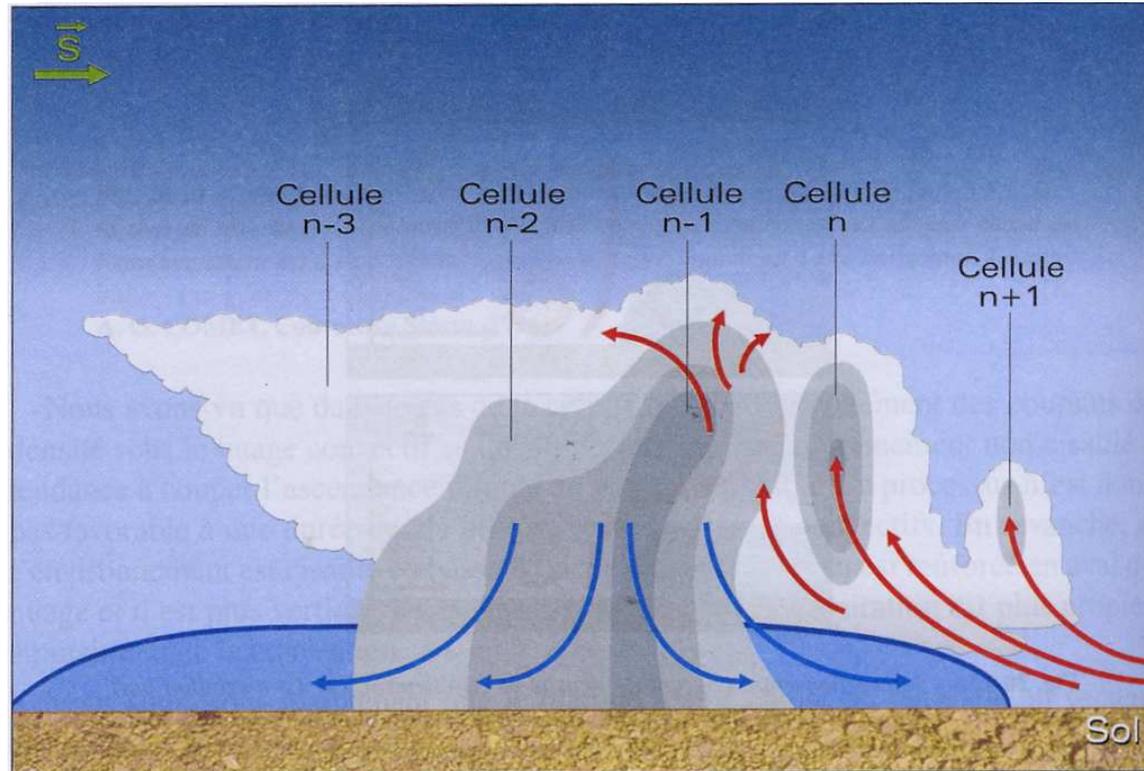


FIGURE 13 – Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)

6.4 Les super cellules

Cisaillement vertical du vent horizontal en 3D

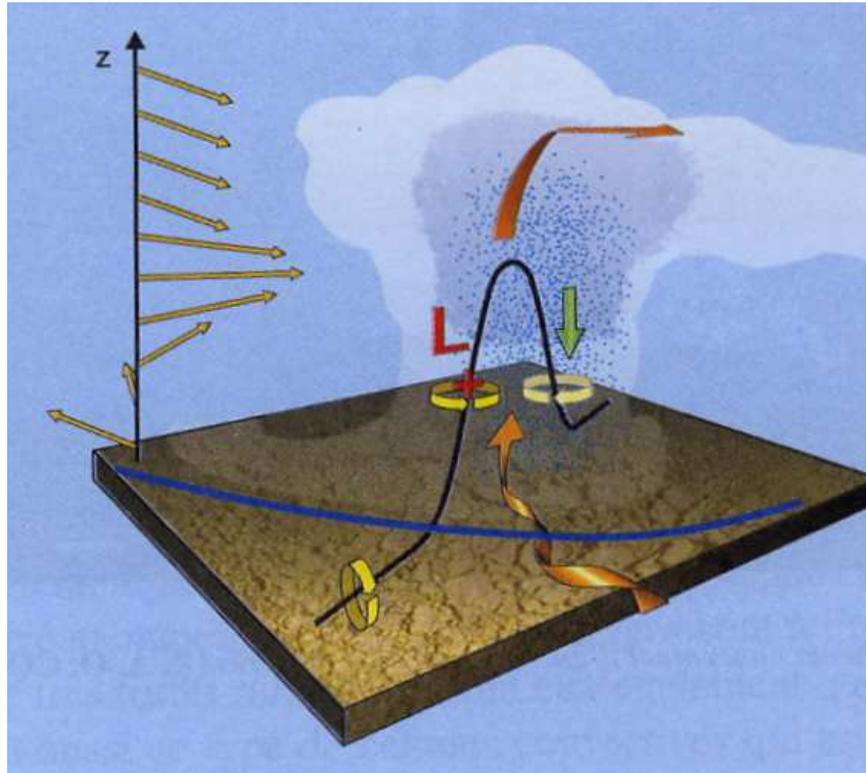


FIGURE 14 – Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)

Typologie de la super cellule

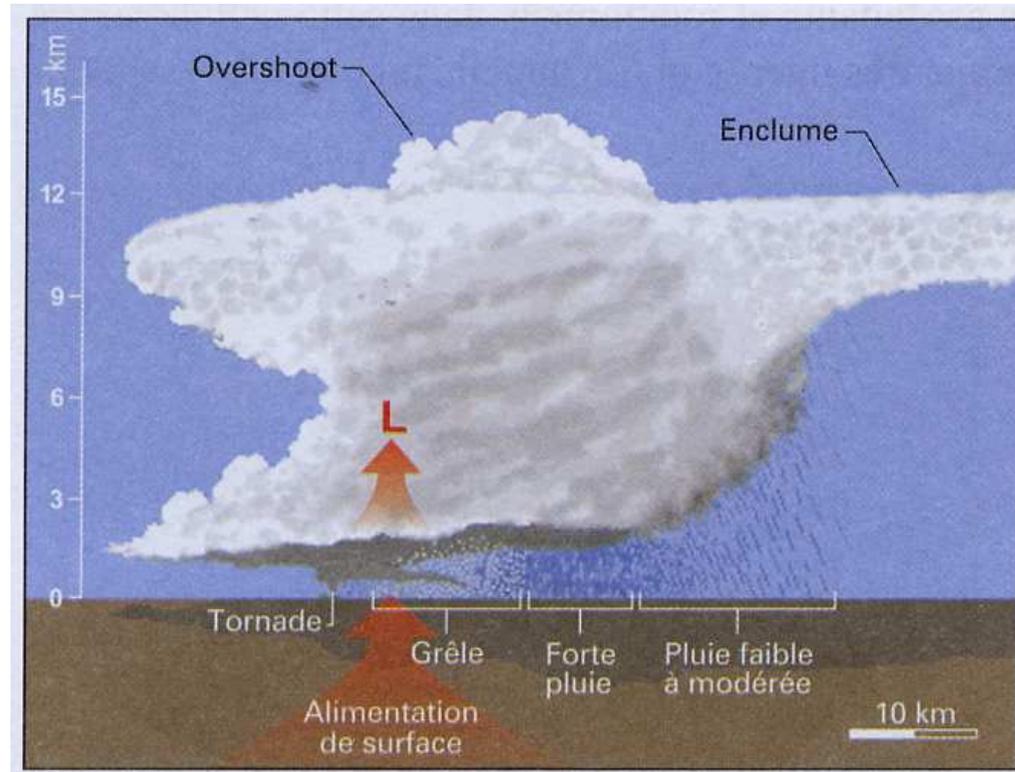


FIGURE 15 – Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)

7 Dynamique atmosphérique

7.1 Forçage radiatif

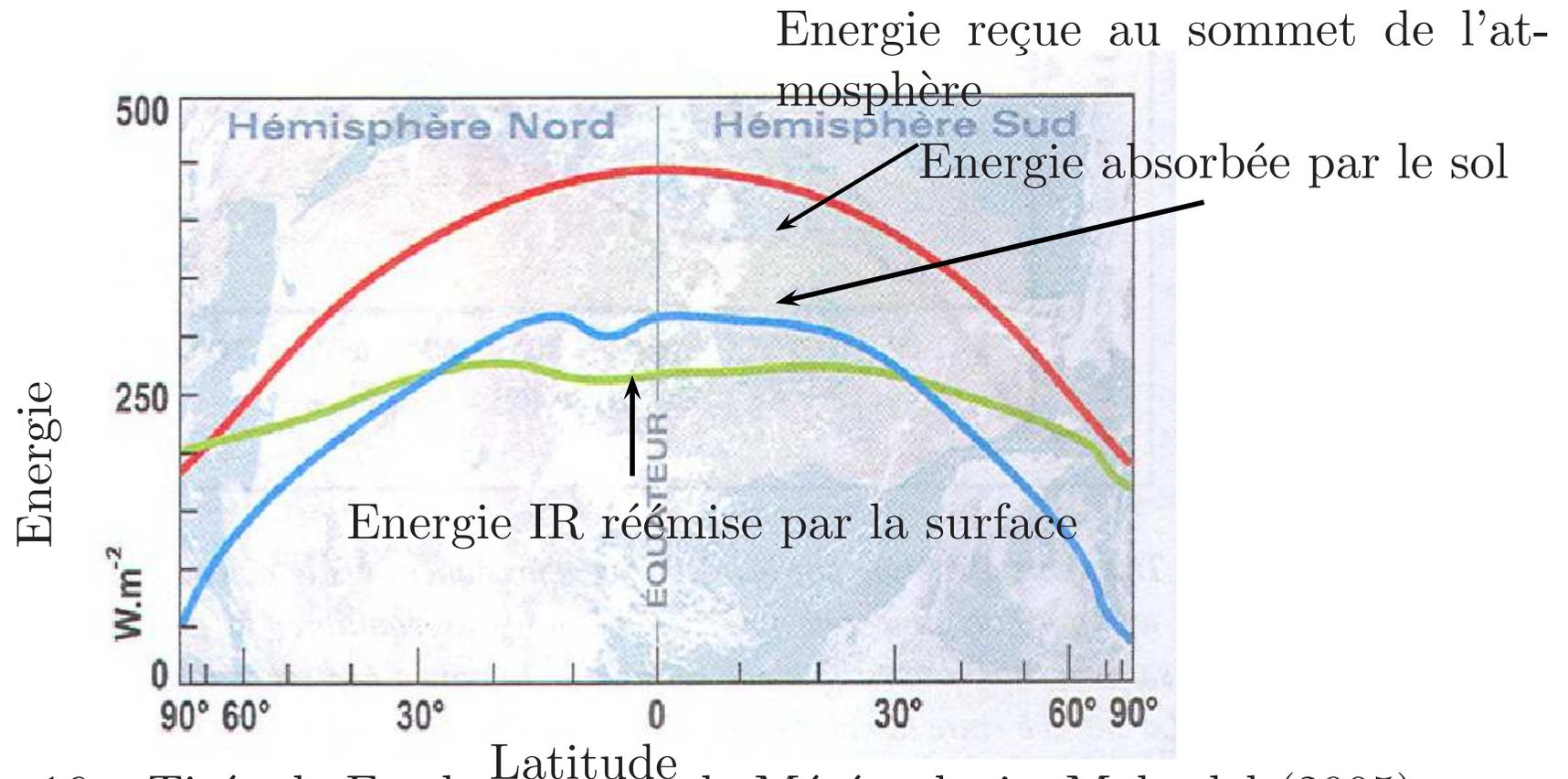


FIGURE 16 – Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005)

Chauffage inégal de la surface de la Terre.

7.1.1 Circulation générale induite

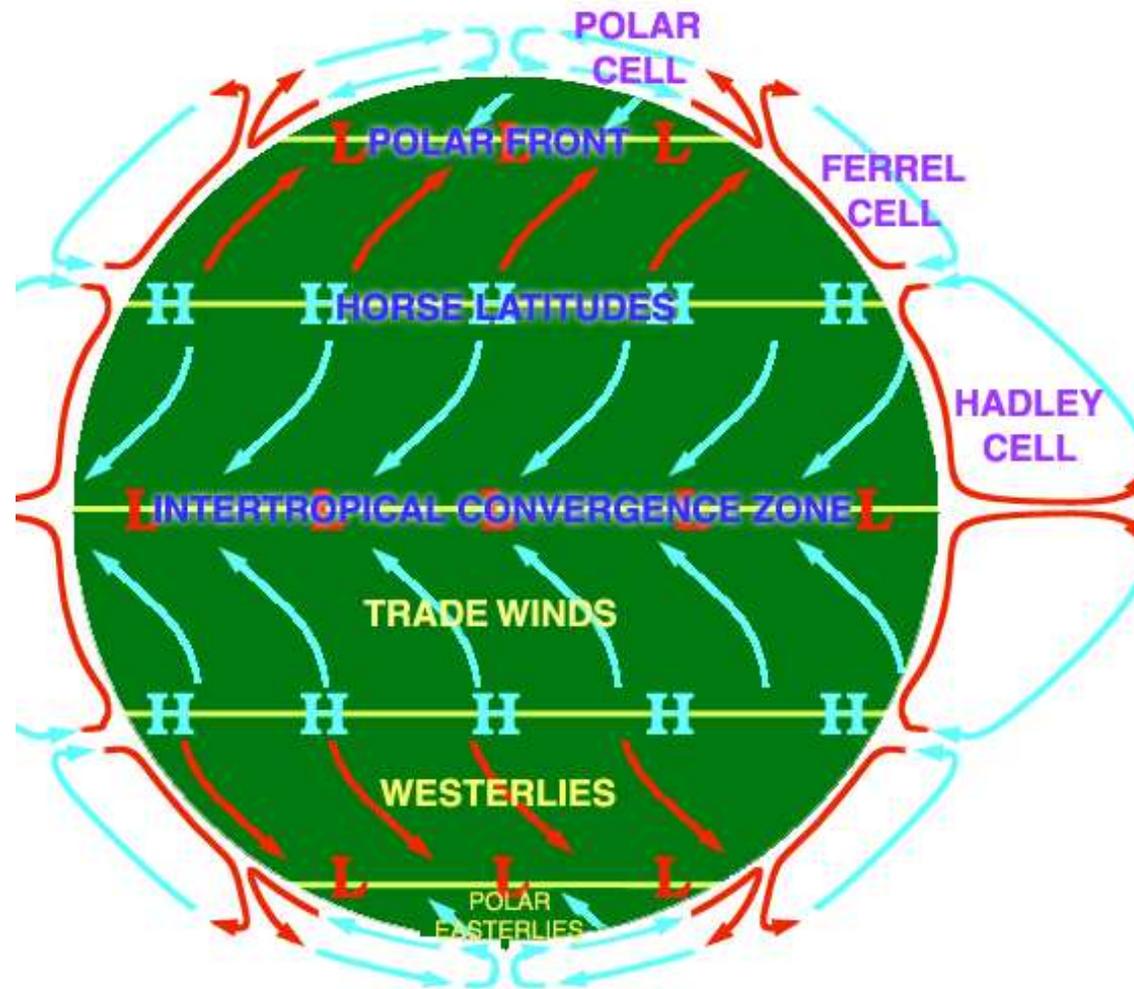


FIGURE 17 – Schématisation du champ de vent planétaire moyen.



FIGURE 18 – Images satellitaires IR; haut : 31/01/02 et bas : 31/07/02 (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

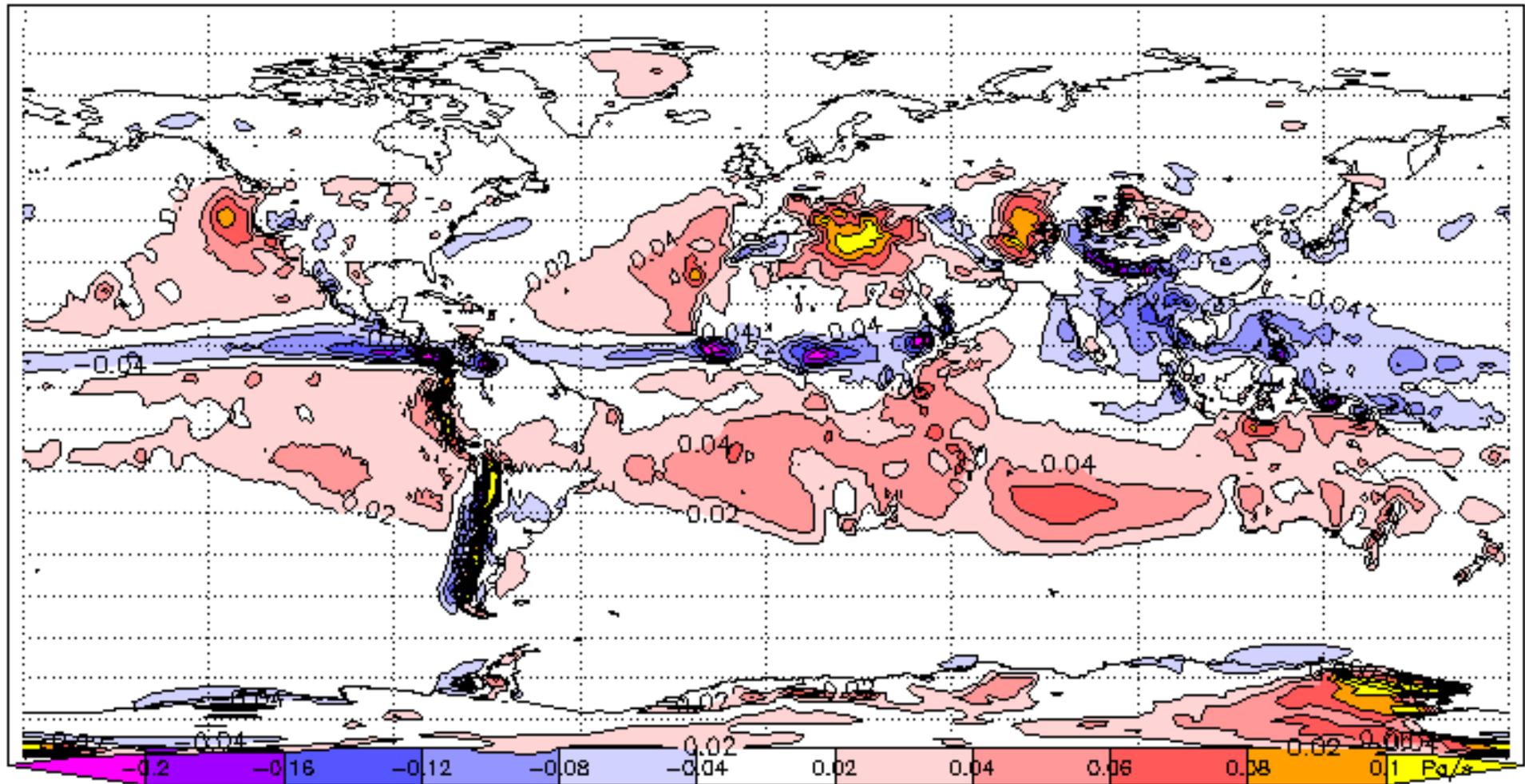


FIGURE 19 – Vitesse verticale le mois de juillet à 500 hPa moyennée de 1979-1981 (base ERA-40)

7.2 Les principales forces qui gouvernent les mouvements de l'air.

7.2.1 La force d'attraction terrestre

S'applique à un objet de masse m , à une distance r du centre de la Terre.

$$\vec{F}_g = -\frac{m M_t G}{r^2} \vec{e}_r \quad (17)$$

Avec $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$ et \vec{e}_r un vecteur unitaire radial à la surface de la Terre.

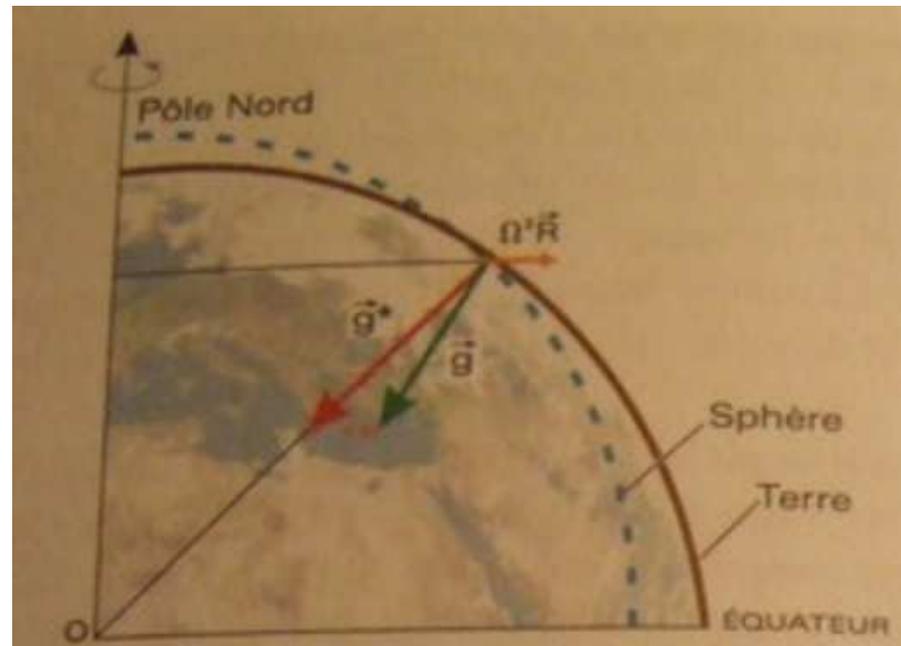


FIGURE 20 – Le champ de pesanteur(Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

Une force horizontale : la force de Coriolis Due à la rotation de la Terre.

$$\vec{F}_c = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (18)$$

avec

- $\vec{\Omega}$ vitesse de rotation de la Terre ($\Omega = 360^\circ/24h.$)
- La projection sur le plan tangent à la surface de la Terre de \vec{F}_c est $f = 2\Omega \sin\phi$ avec ϕ la latitude.



FIGURE 21 – Un f-plan. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

Exemple d'effet de la force de Coriolis dans l'hémisphère Nord



FIGURE 22 – Exemple d'action de la force de Coriolis. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

7.2.2 Les forces de pression.

1. Sur la verticale, elles sont en équilibre avec la gravité par beau temps (équilibre hydrostatique, voir TD).
2. Sur l'horizontale, gradients méridiens de pression et thermique sont en relation.

7.3 Les équations du mouvement

3 équations à résoudre :

1. Conservation de la masse ;
2. Conservation de l'énergie.
3. Conservation de la quantité de mouvement (particule de 1 m^3) ;

Qtité de mvt = Gravité + F. de pression + F. extérieures

Qtité de mvt = Accél dans référentiel au repos - F Coriolis

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\Omega \times \vec{v} = \vec{g} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P + \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{v}$$

8 Simplification des équations

8.1 Les échelles en météorologie

- Echelle du continuum : Echelle à partir de laquelle les statistiques des paramètres d'état des particules sont stables ;
- Echelle de travail : Taille de la particule d'air ;
- Echelle résolue : Plus petite échelle où les phénomènes sont bien décrits par les paramètres à l'échelle de travail.

8.2 Analyse d'échelle : Méthode

- But : Déterminer les ordres de grandeurs des différents termes dans les équations gouvernant un type donné de mouvement.

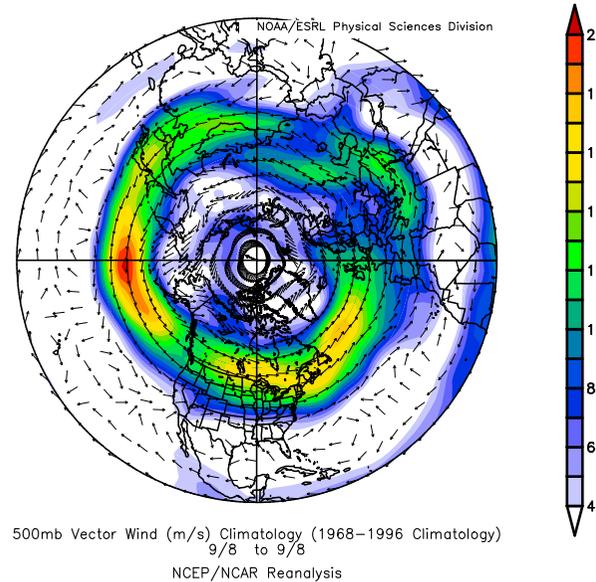
- Déterminer :
 - Ordre de grandeur des variables ;

 - Amplitude des anomalies ;

 - Echelles de temps et d'espace de ces anomalies.

8.3 Exemple de l'échelle synoptique.

– Vent horizontal



| Variables (U) | Anomalies (δU) | Ech. temps (T), espace (L) |
|----------------------------------|---------------------------------|--|
| $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | $1000 \text{ km}, 1 \text{ jour} = 10^5 \text{ s}$ |

8.4 Exemple de l'échelle synoptique.

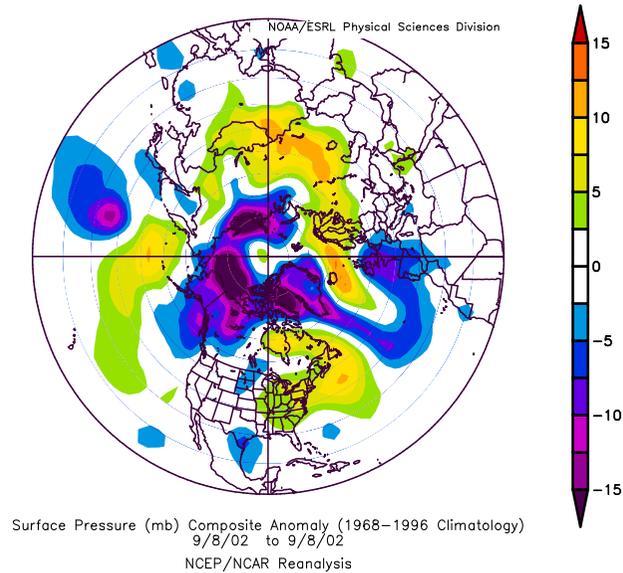
– Vent vertical

Tellement faible que je n'ai pas trouvé de carte

| | | |
|-------------------------|----------------------------|--|
| Variables (W) | Anomalies(δW) | Ech. temps (T), espace (L) |
| 0.01 m.s^{-1} | 10^{-3} m.s^{-1} | $1000 \text{ km}, 1 \text{ jour} = 10^5 \text{ s}$ |

8.5 Exemple de l'échelle synoptique.

– Pression



| Variable (P) | Anomalies (δP) | Ech. temps (T), espace (L) |
|--------------------|--------------------------|--|
| 10^5 hPa | 10^3 hPa | $1000 \text{ km}, 1 \text{ jour} = 10^5 \text{ s}$ |

8.6 Ordres de grandeurs

$$- \frac{\partial p}{\partial x} \text{ ou } \frac{\partial p}{\partial y} \sim \frac{\delta p}{L} = 1 \Rightarrow \frac{1}{\rho} \nabla_h P \sim 10^{-3}$$

$$- \frac{\partial p}{\partial z} \sim \frac{\delta p}{H} = 10^3 \Rightarrow \frac{1}{\rho} \nabla_z P \sim 10$$

$$- \frac{\partial u}{\partial t} \sim \frac{\delta u}{T} = 10^{-5}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} \sim \frac{u^2}{L} = 10^{-4}$$

$$- \frac{\partial w}{\partial t} \sim \frac{\delta w}{T} = 10^{-7}$$

$$- \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \sim \frac{\delta u}{L^2} = 10^{-6} \Rightarrow \nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = 10^{-12} \quad \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \sim \frac{\delta w}{H^2} = 10^{-3} \Rightarrow \nu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 10^{-19}$$

8.7 Simplifications

– A l'échelle synoptique ($T = 1$ jour, $L = 1000$ km) :

$$\frac{du}{dt} = 2\Omega \sin \varphi v - 2\Omega \cos \varphi w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

10^{-5} 10^{-3} 10^{-5} 10^{-3} 10^{-12}

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega \sin \varphi u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \nu \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}$$

10^{-5} 10^{-3} 10^{-3} 10^{-12}

$$\frac{dw}{dt} = 2\Omega \cos \varphi u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g - \nu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$$

10^{-7} 10^{-5} 10 10 10^{-12}

Horizontal : Equilibre forces de pression / Coriolis

Vertical : Equilibre hydrostatique

8.8 Simplification des équations à base physique

- Approximation de la particule mince : le rayon de la Terre est très supérieur à l'altitude ;
- Approximation du plan tangent (Ech. synop. à micro) : pas de terme de courbure dus à Coriolis ;
- Approximation anélastique : filtrage des ondes sonores (réponses rapides aux déformations brutales) ; $\chi = \chi_{ref} + \tilde{\chi}$
- Approximation de Boussinesq : Fluide incompressible. La densité et la pression fluctuent peu par rapport à un état de référence (voir cours CLA).

8.9 Méthode de résolution des équations du mouvement de l'air

8.9.1 Approximation de Boussinesq

Etude des perturbations On fait l'hypothèse, que l'état de l'atmosphère s'éloigne peu d'un état de référence au repos dans le référentiel terrestre caractérisé par une densité de l'air constante sur toute la verticale :

- Vents et accélérations nulles ;
- Tourbillon absolue du à la rotation de la Terre existe (dans le repère absolue : galiléen) ;
- équilibre hydrostatique.

L'étude des perturbations des paramètres par rapport aux paramètres moyens simplifie les équations.

Approximation de la pellicule mince L'épaisseur de l'atmosphère est faible par rapport au rayon de la Terre.

8.9.2 Analyse en ordre de grandeur

- Permet de ne conserver que les termes les plus importants dans les équations ;
- Nécessite de vérifier a posteriori que les hypothèses sur les ordres de grandeurs sont vérifiées ;
- A grande échelle →
 - équilibre vertical hydrostatique.
 - Pour le mouvement horizontal, la force de pression est le principal moteur de la circulation et peut être totalement ou seulement partiellement équilibré par la force Coriolis (Voir nombre de Rossby).

Equations du mouvement

Coriolis pression gravité frottements

$$\frac{du}{dt} = 2\Omega \sin \varphi v - 2\Omega \cos \varphi w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x$$

10^{-4} 10^{-3} 10^{-5} 10^{-3}

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega \sin \varphi u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y$$

10^{-4} 10^{-3} 10^{-3}

$$\frac{dw}{dt} = 2\Omega \cos \varphi u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z$$

10^{-6} 10^{-5} 10 10

9 Equilibre géostrophique

Aux échelles synoptiques aux moyennes latitudes et planétaires aux latitudes tropicales, **gradient de pression et force de Coriolis pilotent** les mouvements horizontaux des masses d'air. C'est **l'équilibre géostrophique**.

L'équation d'équilibre du champ de vent géostrophique \vec{v}_g , écrite sur un plan tangent à la surface de la Terre où $f = f_0$ est constant, vaut :

$$f_0 \vec{k} \times \vec{v}_g = -\frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla}_h(\tilde{P}) \quad (19)$$

avec \vec{k} vecteur unitaire sur la verticale et dirigé vers le haut, \vec{v}_g vent géostrophique, ρ_0 densité de l'air de l'atmosphère standard et $\vec{\nabla}_h \tilde{P}$, gradient horizontal de la perturbation de pression.

$f_0 = f_0(\text{latitude})$; f_0 nul à l'équateur et max au pôle Nord.

9.1 Illustration du vent géostrophique

Pression en surface

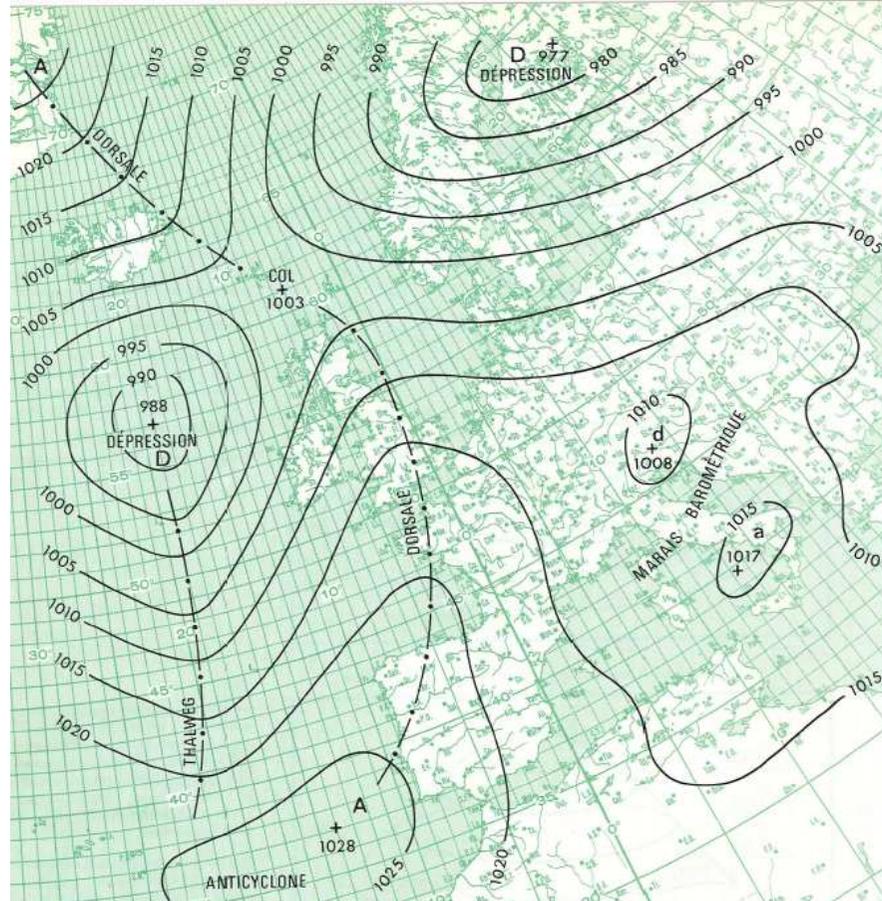


Figure 23 – Carte de pression de surface (Tirée de *Météorologie générale*, Triplet et Roche, 1988)

9.2 Le géopotentiel

On utilise la coordonnées pression donc en altitude, on doit représenter les paramètres météo sur des surfaces isobares

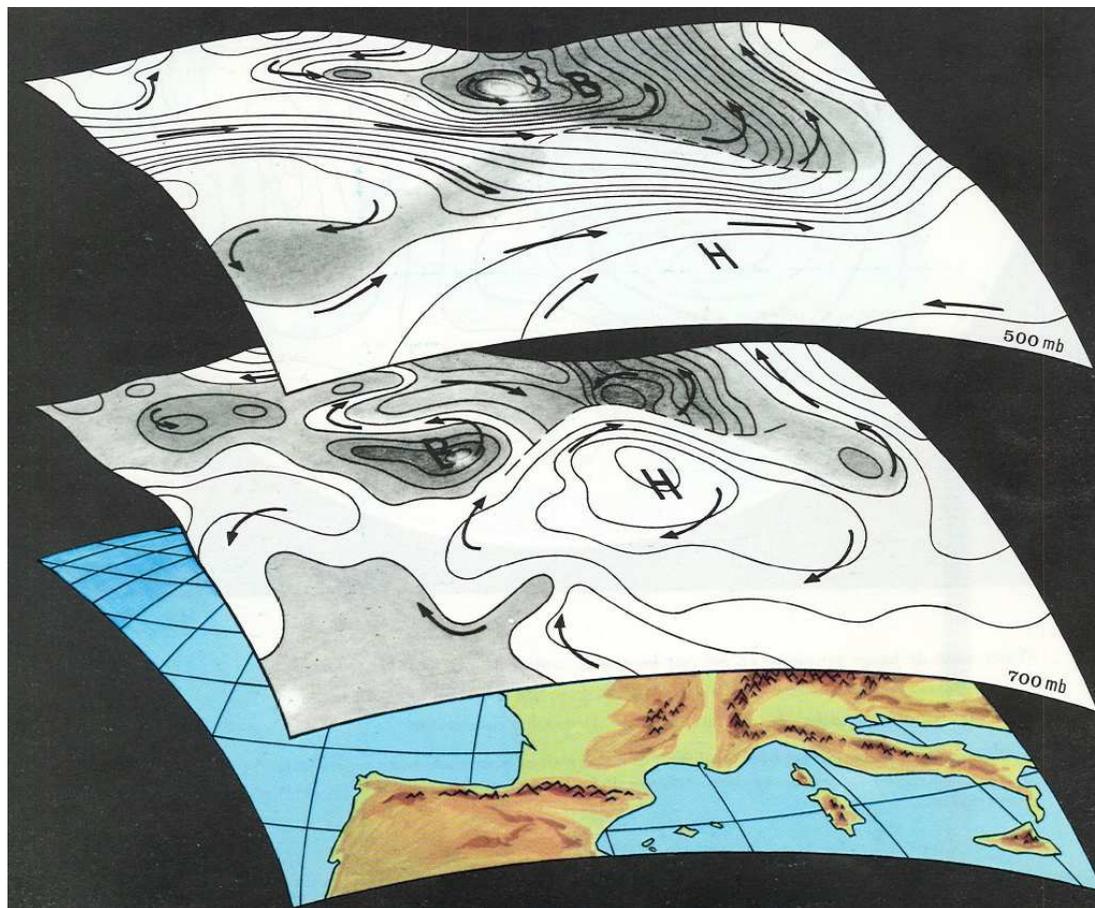


Figure 24 – Projection sur une surface isobare (Tirée de *Météorologie générale*, Triplet et Roche, 1988)

Comme indicateur de la distribution de la masse en altitude, on utilise le géopotentiel = $g \times z$.

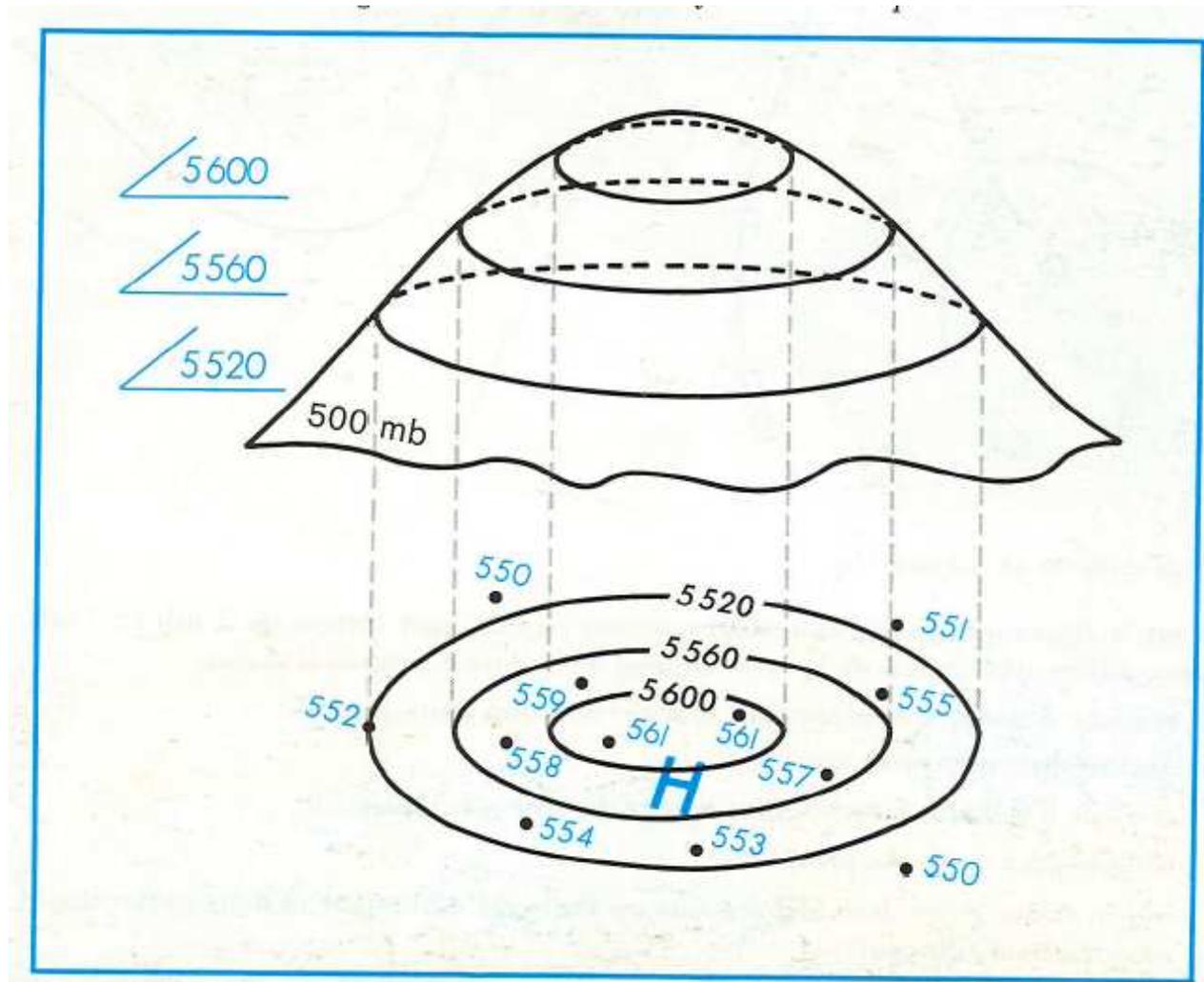


Figure 25 – Relations géopotentiel/ pression. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

Interpretation des isobares

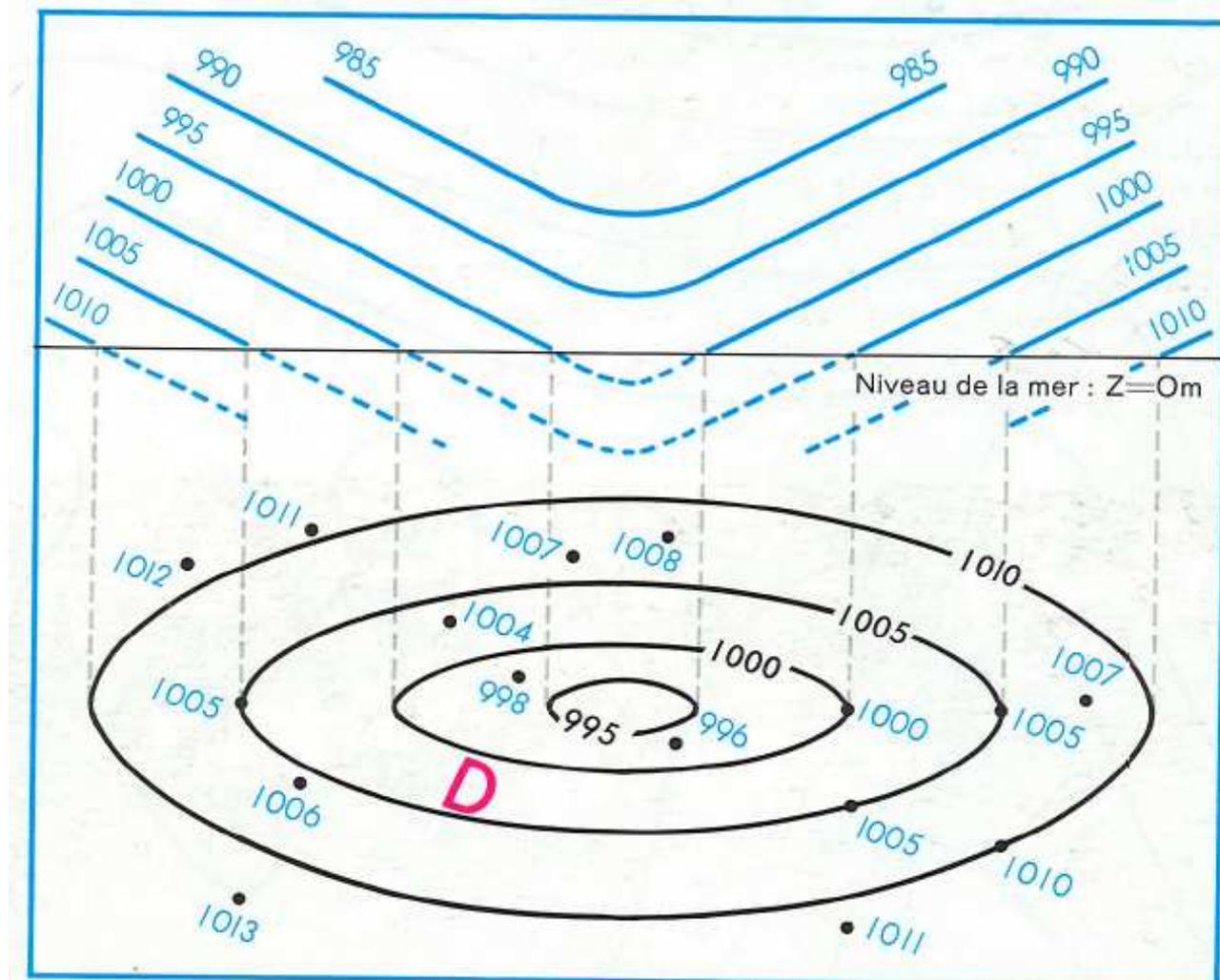


Figure 26 – Relations géopotentiel/ pression. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

Relation Geopotentiel-pression

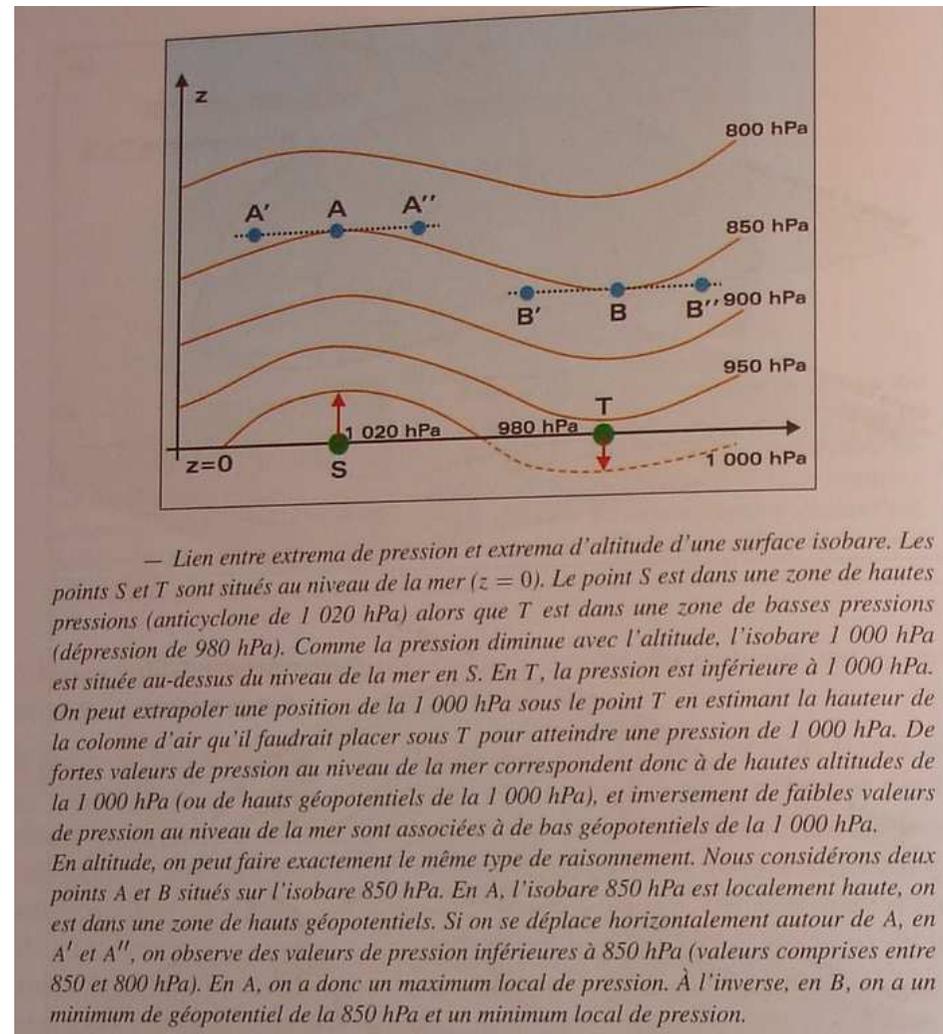


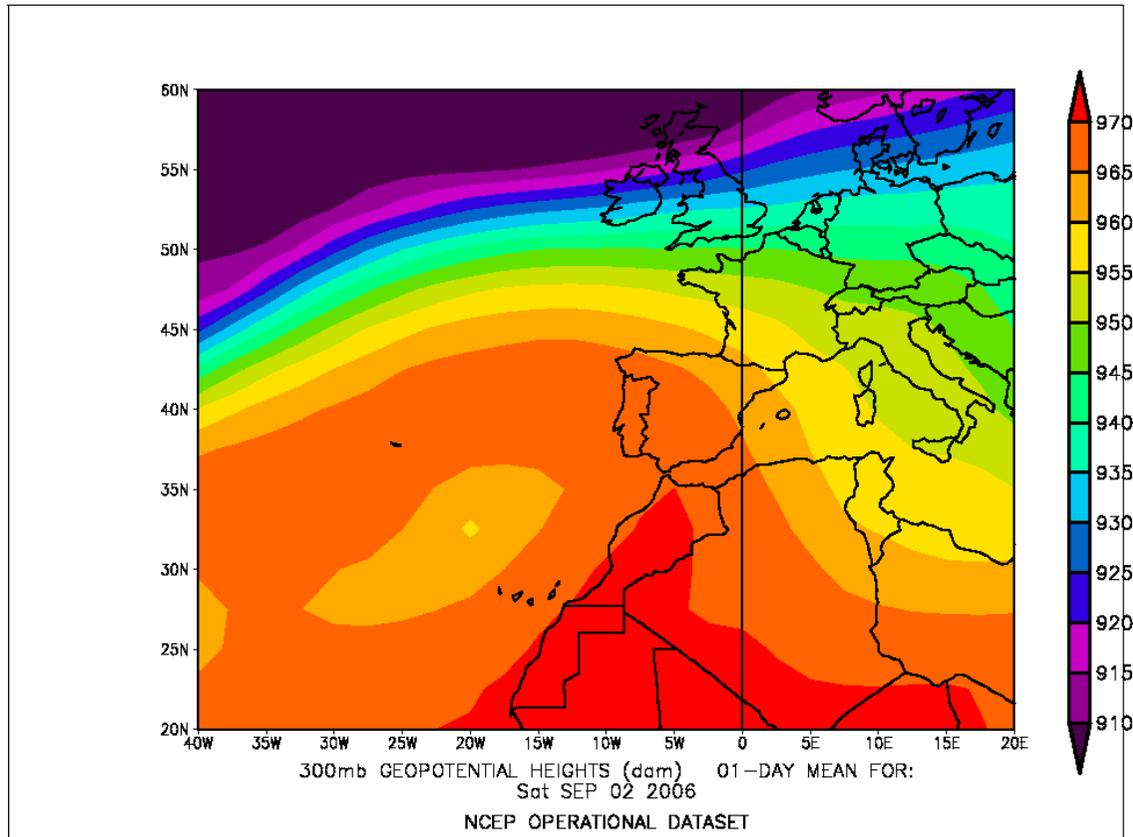
Figure 27 – Relations géopotentiel/ pression. (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

Equations du vent géostrophique en fonction du géopotentiel

$$f_0 \vec{k} \times \vec{v}_g = -\vec{\nabla}_h(\Phi) \quad (20)$$

avec \vec{k} vecteur unitaire sur la verticale et dirigé vers le haut, \vec{v}_g vent géostrophique et $\vec{\nabla}_h\Phi$, gradient horizontal du géopotentiel.

9.2.1 Situation du 2 septembre 2006



\vec{v}_g est décroissant

Figure 28 – Carte de géopotentiel sur la surface isobare de 300 mb le 2 septembre 2006 (réanalyse du NCEP).

Comparaison avec le v

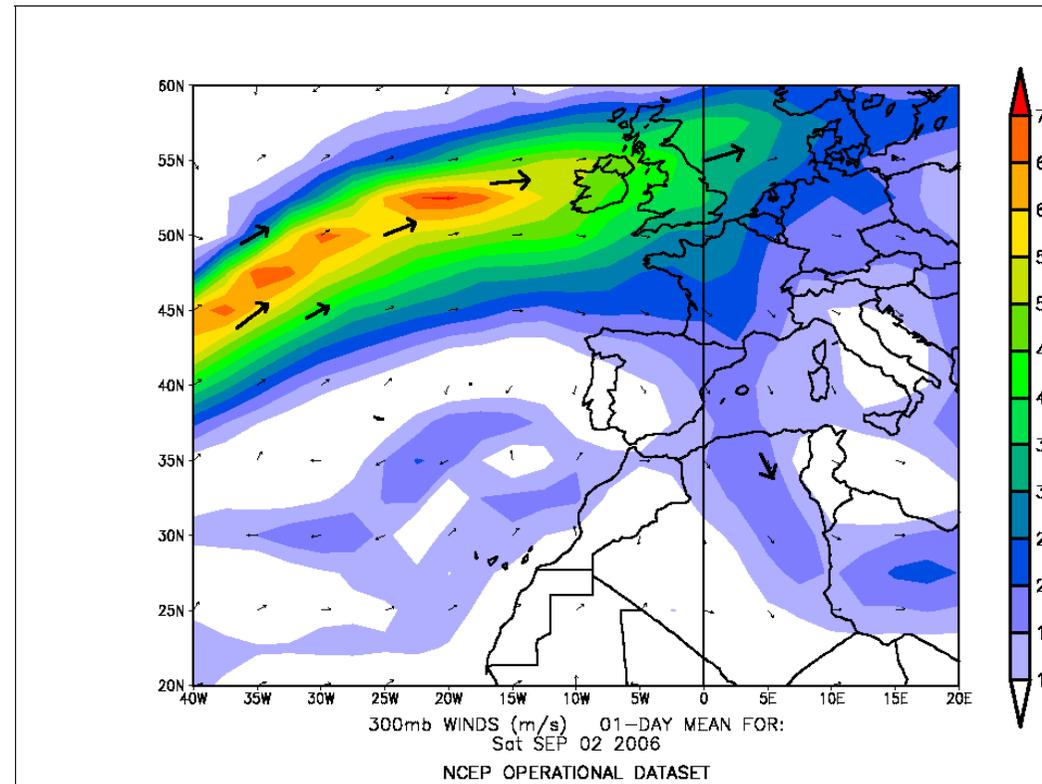


Figure 29 – Carte de géopotentiel sur la surface isobare de 300 mb le 2 septembre 2006 (réanalyse du NCEP).

9.2.2 Vent géostrophique climatologique

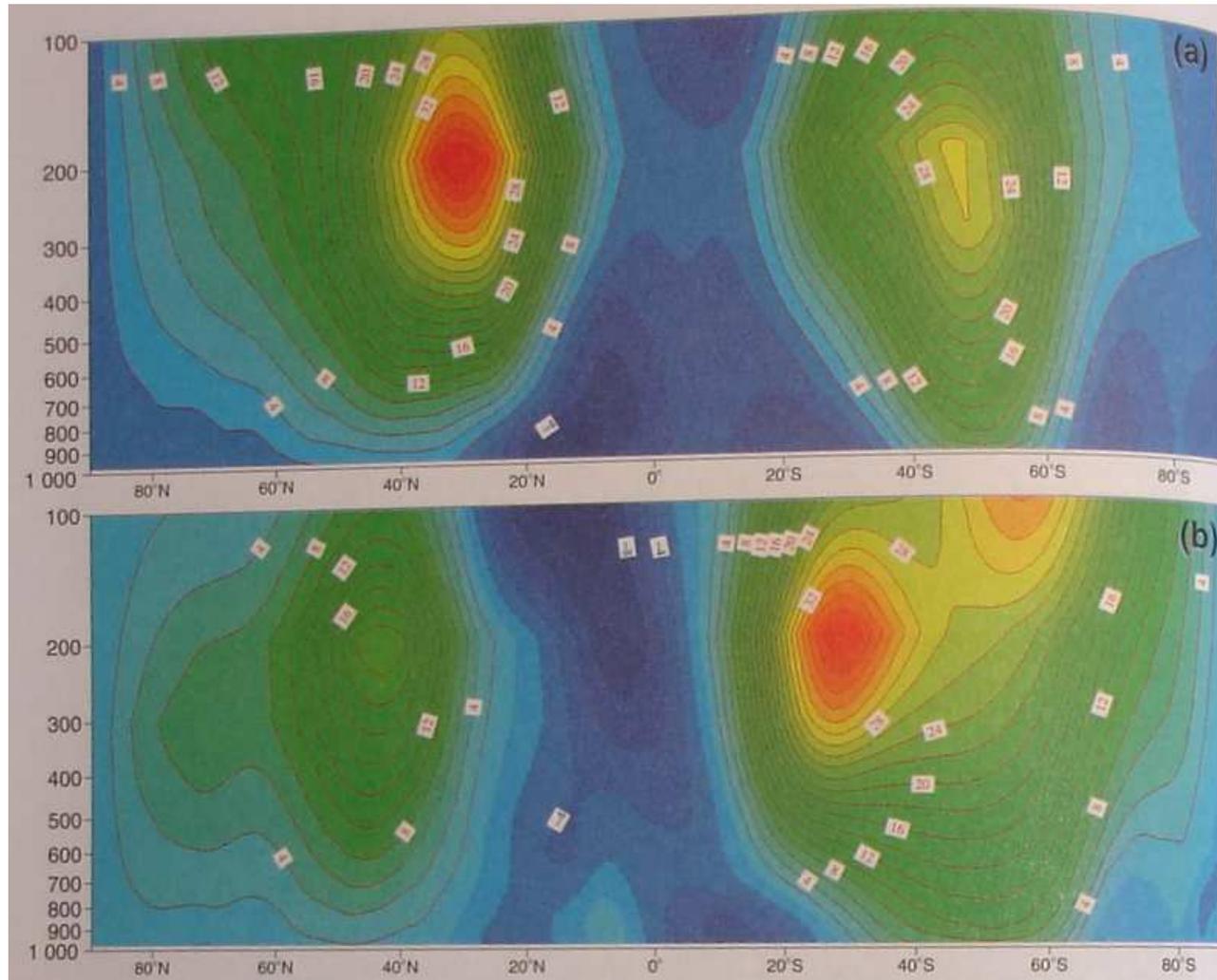


Figure 30 – Moyennes zonales et temporelles du champ de vent calculée à partir d'ERA-40. Le vent est positif lorsqu'il circule d'Ouest en Est.

9.2.3 Anticyclones, dépressions

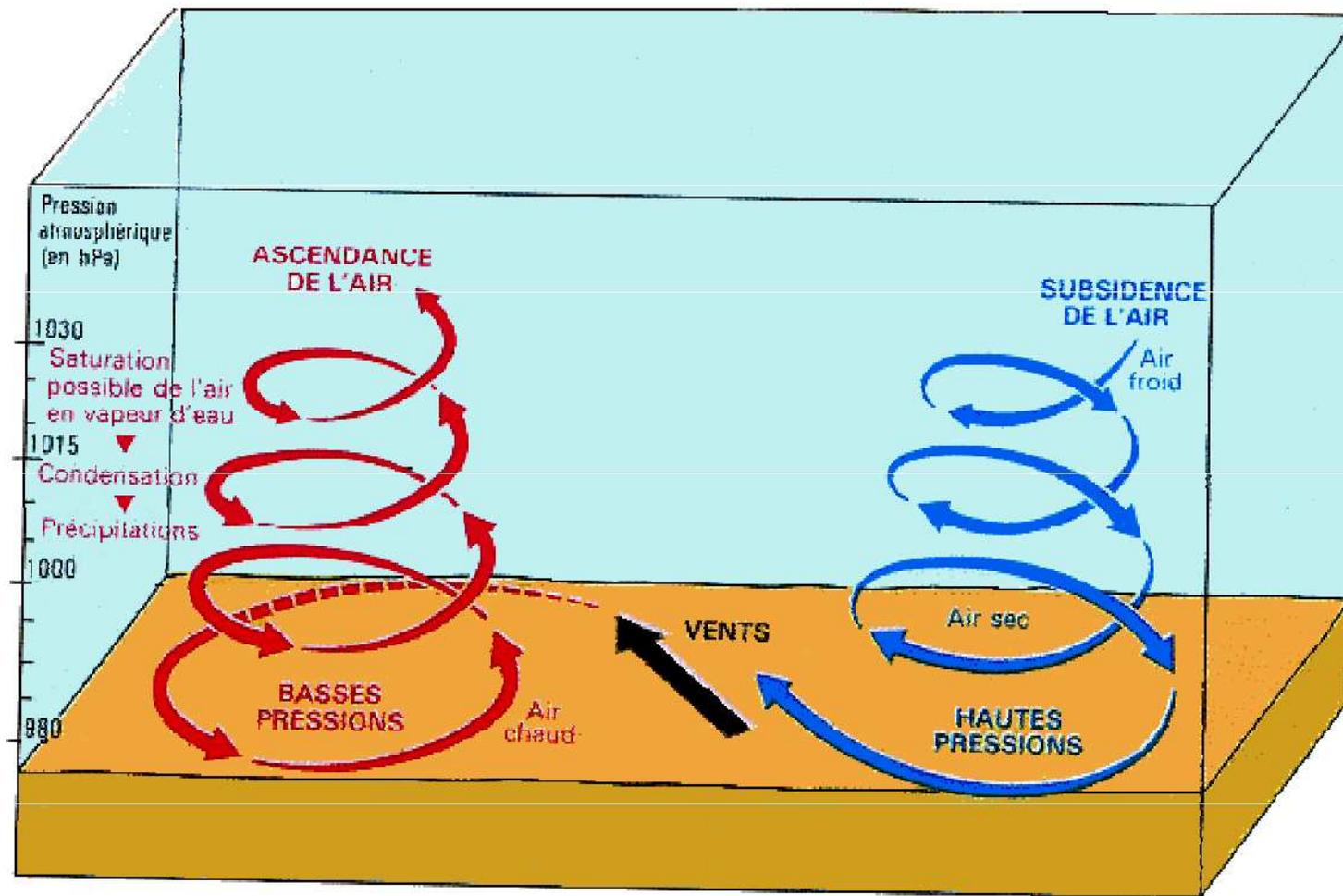


Figure 31 – Vent géostrophique associé aux anticyclones et aux dépressions

9.3 Vent thermique ou variation verticale du vent géostrophique

En utilisant l'Equat. 19, l'équation pour l'hydrostatisme et la température potentielle, on obtient :

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g}{f_0 \theta_0} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial y} \quad (21)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f_0 \theta_0} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} \quad (22)$$

$$(23)$$

9.3.1 Fluide barotrope/barocline

9.3.2 Illustration : vent thermique et baroclinie

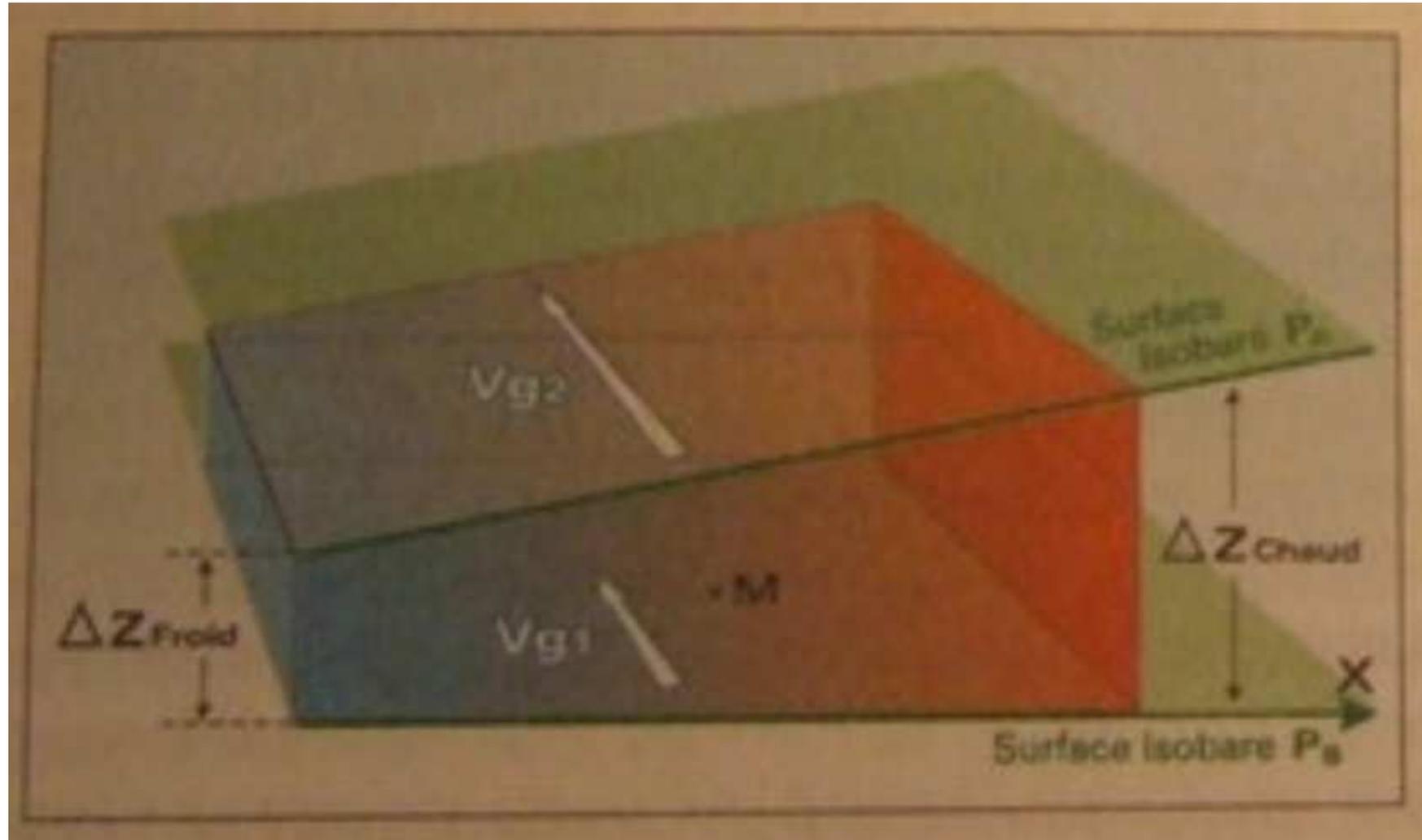


Figure 32 – Vent thermique dans un contexte barocline (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))

9.3.3 Illustration : rapide de jet (jet stream)

Voi figure 30.

9.4 Tourbillon du vent géostrophique

Variation de $\xi_g \div \frac{\partial w}{\partial z}$

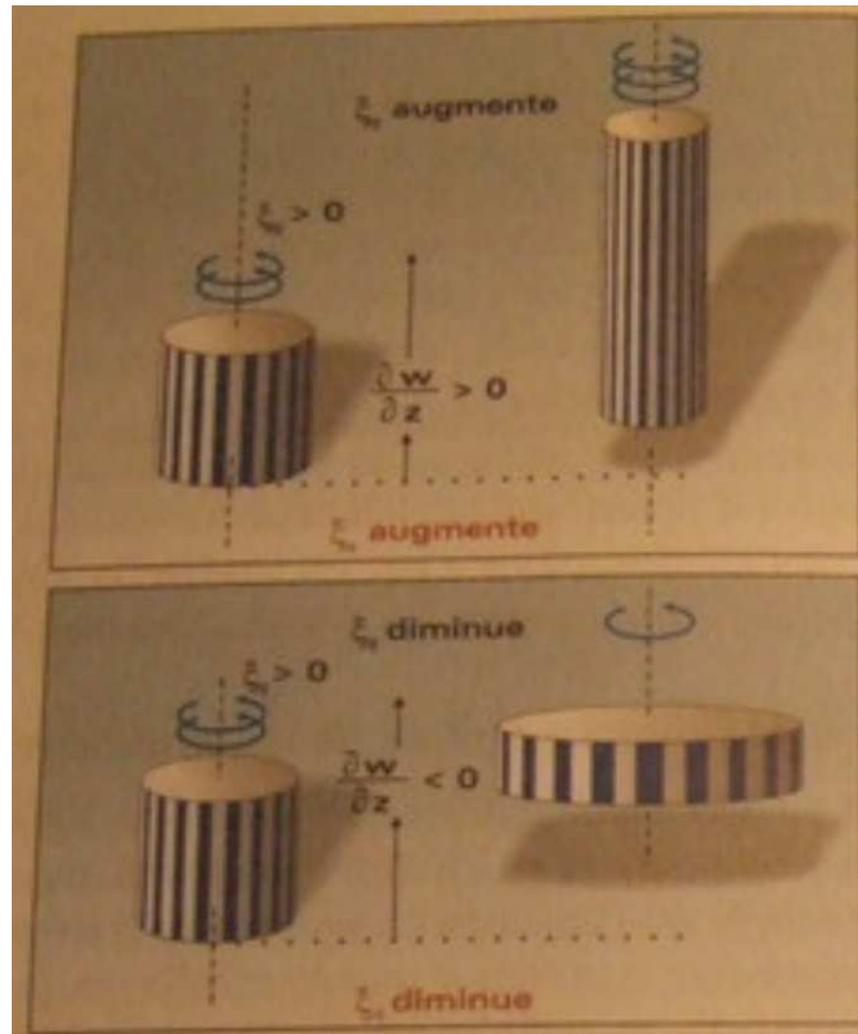


Figure 33 – Illustration de la relation entre la vitesse verticale et l'intensité du tourbillon du vent géostrophique (Tirée de Fondamentaux de Météorologie, Malardel (2005))