

La stabilité de l'air

Mouvements verticaux de l'air (soulèvement)

- ❑ Stabilité de l'air
- ❑ Nuages et stabilité

Table de matières

- Définition de parcelle d'air
- Soulèvement d'une parcelle d'air
 - Procédés adiabatiques
 - Taux de refroidissement adiabatique ou adiabatique sec
 - Taux de refroidissement pseudoadiabatique, adiabatique mouillé ou adiabatique saturé
 - La stabilité statique de l'air
 - Instabilité absolue
 - Instabilité conditionnelle
 - Stabilité absolue
 - Neutralité
- Nuages et stabilité
- Les diagrammes aérologiques – le Skew-T

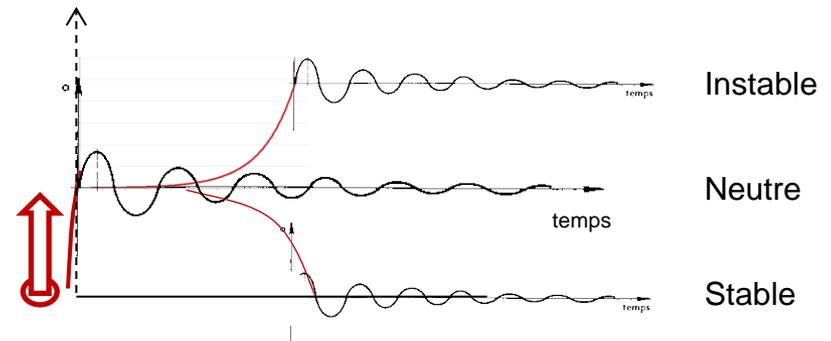
Stabilité et développement des nuages

- Comment et pourquoi les nuages se forment en certains jours seulement?
- Pourquoi les nuages sont si différents?
 - Pourquoi quelquefois les nuages sont en couches (stratus) ...
 - ... et autrefois se développent verticalement (cumulus)?
- La stabilité atmosphérique peut nous aider à répondre à ces deux questions...
 - Une atmosphère est stable si son état thermodynamique contribue à atténuer les perturbations qui arrivent en son sein.

- Comment déterminer la stabilité de l'atmosphère?

On doit comparer la température virtuelle d'une particule ou parcelle d'air en ascendance, T_{vp} , à la température virtuelle, de l'environnement, T_{ve} , à la même altitude ou niveau de pression :

- si $T_{vp} > T_{ve}$ qu'arrive-t-il à la particule?
- si $T_{vp} = T_{ve}$ qu'arrive-t-il à la particule?
- si $T_{vp} < T_{ve}$ qu'arrive-t-il à la particule?





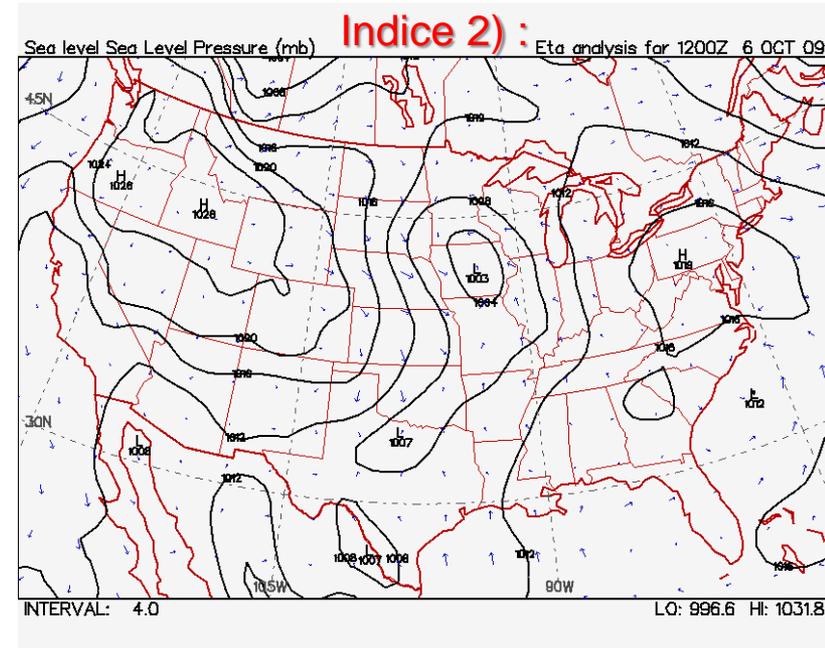
Stabilité et développement des nuages

*Engagez votre cerveau
Faites des liens*

1) Pourquoi les affirmations «même altitude» et «même niveau de pression», dans le contexte des **mouvements verticaux** de l'air, sont équivalentes?

Indice 1) :
$$z_p = \frac{R_d}{g} \cdot \langle T_v \rangle_{p, p_0} \cdot \ln \left(\frac{p_0}{p} \right)$$

2) Est-ce que les affirmations «même altitude» et «même niveau de pression», dans le contexte des **mouvements horizontaux** de l'air, sont aussi équivalentes?



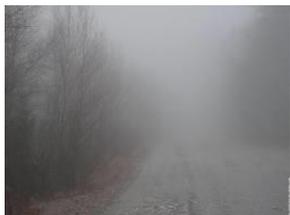
3) De quoi dépend **directement** la pression atmosphérique à une altitude donnée?

Indice 3) :
$$p_z - p_{z=\infty} = g \cdot \underbrace{\int_z^{z=\infty} \rho dz}_{\text{Masse d'air, par unité de surface au dessus du niveau } z} = \text{Poids de la colonne d'air au dessus de } z$$

Pourquoi les formes des nuages sont si diversifiées?

La forme et l'aspect d'un nuage dépendent des conditions de formation, c'est-à-dire de l'état de l'atmosphère.

Atmosphère stable



Atmosphère instable



Détermination de la stabilité de l'atmosphère

Pour déterminer la stabilité de l'atmosphère il faut connaître :

- La **variation de la température virtuelle de l'environnement avec la hauteur** : on obtient le profil vertical de température de l'atmosphère en effectuant des sondages. On **mesure** la température et l'humidité pour déterminer la température virtuelle de l'atmosphère.



- La **variation de la température d'une particule d'air en mouvement vertical adiabatique** : les lois de la thermodynamique nous permettent **le calcul** de la température virtuelle de la parcelle d'air en fonction de la température, de l'humidité et de la pression.

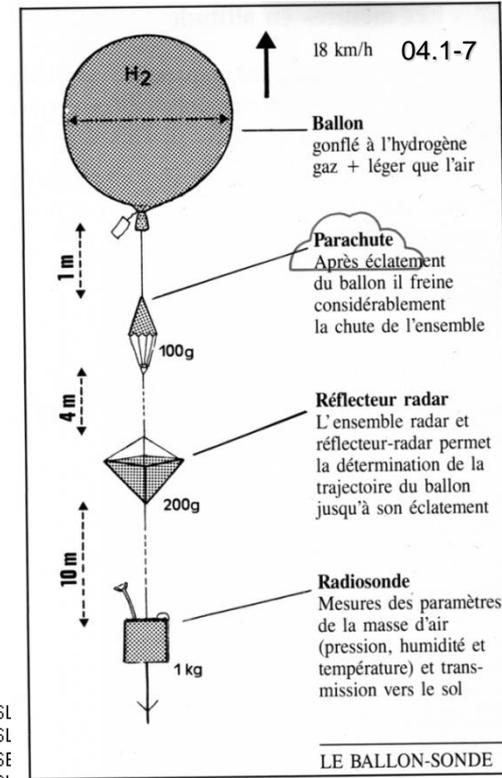
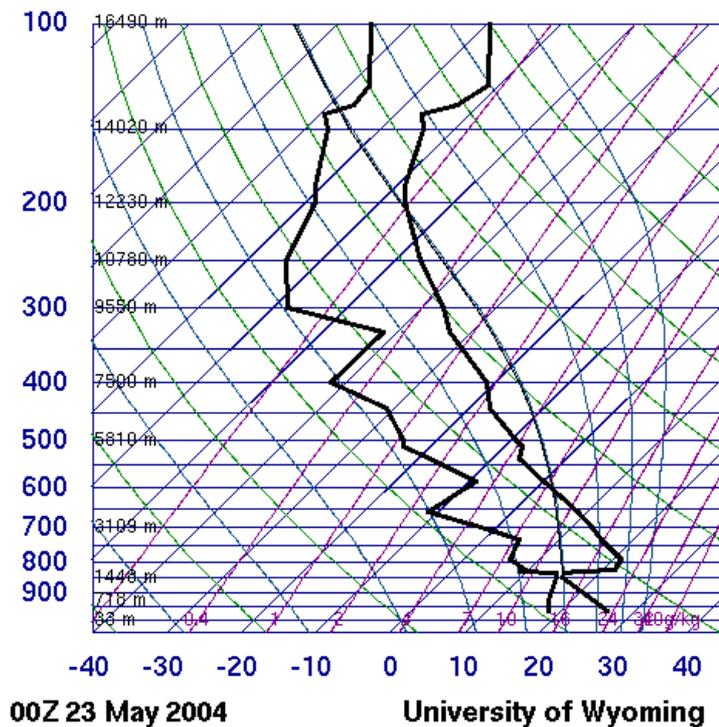
Niveaux de mesure

13 niveaux obligatoires (hPa)

1000	400	100
925	300	70
850	250	50
700	150	10
500		

Niveaux significatifs :
 les niveaux auxquels
 les capteurs détectent
 des variations
 significatives de
 température ou
 humidité.

72357 OUN Norman



<http://tpe-meteo-stjo.e-monsite.com/pages/ballon-sonde.html>

SWET	401.2
KINX	25.00
CTOT	24.20
VTOT	25.10
TOTL	49.30
CAPE	1094.
CAPV	1187.
CINS	-414.
CINV	-0.26
EQLV	209.0
EQTV	208.7
LFCT	605.5
LFCV	850.5
BRCH	20.07
BRCV	21.77
LCLT	268.8
LCLP	850.5
MLTH	302.5
MLMR	13.41
THCK	5777.
PWAT	33.85

Définition de particule ou parcelle d'air

- Pour décrire les phénomènes météorologiques, on convient de considérer l'atmosphère comme étant constituée de **parcelles** ou **particules d'air** auxquelles on peut assigner des valeurs déterminées de température, de pression, d'humidité, vitesse, etc.
- La taille d'une particule d'air doit être beaucoup plus petite que l'échelle caractéristique de la variabilité de son environnement. Autrement dit, la parcelle doit contenir un grand nombre de molécules d'air mais elle doit être assez petite pour que les propriétés macroscopiques qu'on lui assigne soient uniformes à son intérieur.
- Pour bien comprendre la nature des mouvements dans l'atmosphère, on considère qu'une particule d'air est
 - à la **même pression que l'air environnant** mais...
 - **isolée thermiquement (n'échange pas de chaleur avec l'environnement)**. La température d'une parcelle d'air varie donc de façon adiabatique lors de son mouvement.



Procédés adiabatiques

Lors d'un procédé adiabatique sans changements de phase, les états d'équilibre d'un gaz idéal sont décrits par l'équation de Poisson :

$$T p^{-\chi} = cte, \quad \chi = \frac{R}{c_p}$$

R : constante spécifique du gaz

c_p : chaleur spécifique à pression constante du gaz.

Les processus d'expansion ou de compression adiabatique sont d'une importance considérable puisqu'ils décrivent les transformations d'une **parcelle d'air qui se soulève ou descend dans l'atmosphère.**

La température potentielle : air sec



Considérons une parcelle d'air sec, de l'équation de Poisson, nous avons

$$T p^{-\chi_d} = T_0 p_0^{-\chi_d} \quad \rightarrow \quad \frac{T_0}{T} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\chi_d} \quad \chi_d = 0,286$$

Et si l'on choisi $p_0 = 1000$ hPa, T_0 devient, par définition, la température potentielle θ :

$$\theta \equiv T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\chi_d}$$

La température potentielle d'une parcelle d'air sec est la température que la parcelle aurait après compression ou expansion adiabatique jusqu'à la pression de 1000 hPa.

Température potentielle : air humide

Considérons une parcelle d'air humide. Nous avons déjà vu que $R_m = R_d \cdot (1 + 0,61 \cdot q)$

On peut aussi montrer que la chaleur spécifique à pression constante, c_{pm} , est donnée par $c_{pm} = c_{pd} \cdot (1 + 0,87 \cdot q)$

alors :

$$\chi_m = \frac{R_m}{c_{pm}} = \frac{R_d \cdot (1 + 0,61 \cdot q)}{c_{pd} \cdot (1 + 0,87 \cdot q)} = \chi_d \cdot \frac{1 + 0,61 \cdot q}{1 + 0,87 \cdot q} \cong \chi_d \cdot (1 - 0,26 \cdot q)$$

et la température potentielle pour une parcelle d'air humide, θ_m , est donnée par :

$$\theta_m \equiv T \cdot \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\chi_d \cdot \frac{(1 - 0,26 \cdot q)}{1}} \cong \theta, \text{ puisque } q \ll 1$$

La différence ($\theta_m - \theta$) est en général inférieure à 0,1 °C, de sorte que

$$\theta_m \cong \theta$$

Les pseudoadiabatiques : la température pseudoadiabatique potentielle.

Lors du soulèvement d'une parcelle d'air, la température T diminue de façon adiabatique jusqu'à la saturation.

Après la saturation de la parcelle, deux éventualités doivent être considérées :

- 1) L'eau qui se condense reste dans la parcelle et forme du nuage
- 2) L'eau qui se condense forme de la précipitation et sort de la parcelle d'air.

Dans les deux cas, la température diminue à un taux presque égal, et, à cause de la chaleur latente de condensation dégagée, elle décroît moins que lors d'un processus adiabatique sans saturation. Dans le cas 2), vu que la parcelle perd de la masse lors de la précipitation, le processus est appelé de type **pseudoadiabatique**.

Si on imagine un processus pseudoadiabatique jusqu'au niveau de 1000 hPa, la température finale est par définition, **la température pseudoadiabatique potentielle θ_{aw} de la parcelle d'air**.

Le taux de refroidissement ou gradient thermique

Le gradient thermique est défini comme le taux de décroissance de la température en fonction de la hauteur :

$$\gamma \equiv -\frac{\partial T}{\partial z}$$

Le taux de refroidissement adiabatique pour une parcelle d'air sec : Γ_d

$$\left. \begin{array}{l} \text{PPT}^* \text{ pour une parcelle d'air : } \quad \delta q = c_{pd} \cdot dT - \alpha \cdot dp \\ \text{Équilibre hydrostatique : } \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g \\ \text{Ascension adiabatique : } \quad \delta q = 0 \end{array} \right\} \Rightarrow c_{pd} \cdot dT + g \cdot dz = 0$$

*PPT : premier principe de la thermodynamique

$$\Gamma_d = \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)_d = \frac{g}{c_{pd}} = 9,8 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1} \cong 10 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$$

Le taux de refroidissement adiabatique pour une parcelle d'air humide, Γ_m

Lors de l'ascension d'une parcelle d'air humide, on a que

$$c_{pm} dT + g dz = 0$$

Donc

$$\Gamma_m \equiv \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)_m = \frac{g}{c_{pm}}$$

or

$$c_{pm} = c_{pd} (1 + 0,87 \cdot q)$$

$$\Gamma_m = \frac{\Gamma_d}{1 + 0,87 \cdot q} \cong \Gamma_d \cdot \left(\underbrace{1 - 0,87 \cdot q}_{\sim 1} \right) \cong \Gamma_d$$

Le taux de refroidissement adiabatique pour une parcelle d'air humide, Γ_s

Pour une parcelle d'air saturé, dans une atmosphère à quasi-équilibre hydrostatique, on a que

$$\left. \begin{aligned} \delta q &= c_{pm} \cdot dT - \alpha \cdot dp + l_v \cdot dr_w; \\ -\alpha \cdot dp &= g \cdot dz \end{aligned} \right\}$$

Si le procédé est adiabatique $\rightarrow c_{pm} \cdot dT + g \cdot dz + l_v \cdot dr_w = 0$

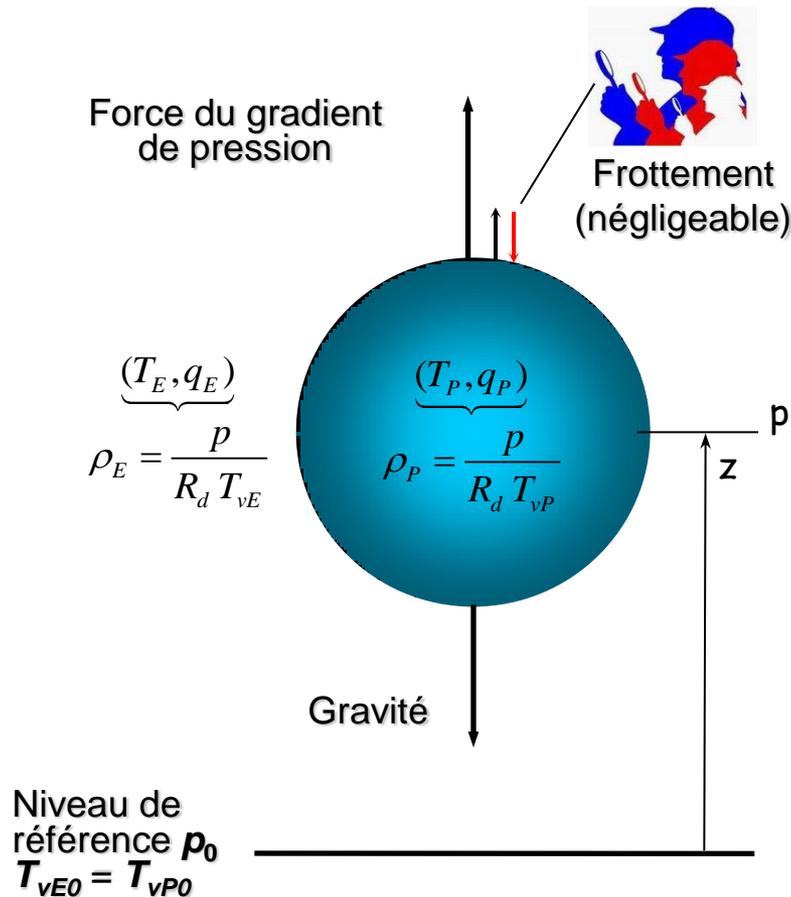
$$\text{Alors : } \left(\frac{dT}{dz} \right)_s = -\frac{l_v}{c_{pm}} \cdot \frac{dr_w}{dz} - \frac{g}{c_{pm}} \rightarrow \left(\frac{dT}{dz} \right)_s = -\frac{l_v}{c_{pm}} \cdot \frac{dr_w}{dT} \cdot \left(\frac{dT}{dz} \right)_s - \frac{g}{c_{pm}}$$

$$\Gamma_s \equiv \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)_s = \Gamma_m / \left(1 + \frac{l_v}{c_{pm}} \frac{dr_w}{dT} \right)$$

Puisque $\frac{dr_w}{dT} > 0 \Rightarrow \Gamma_s < \Gamma_m \cong \Gamma_d$

$z \cong 0$	$\Gamma_s \cong 4 \text{ deg km}^{-1}$
$z \cong 7 \text{ km}$	$\Gamma_s \cong 6 - 7 \text{ deg km}^{-1}$
$z \cong 10 \text{ km}$	$\Gamma_s \cong \Gamma_d$

Mouvement vertical d'une parcelle d'air



$$a_z = \frac{dw}{dt} = \frac{d^2z}{dt^2} = \ddot{z} \quad \text{Accélération verticale}$$

$$m \cdot a_z = \sum F_z \quad \text{Deuxième loi de Newton}$$

$$m_P \cdot a_z = -m_P \cdot g + \left(-V_P \cdot \frac{\partial p}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_E \cdot g \quad \text{L'environnement est à l'équilibre hydrostatique}$$

$$\Rightarrow m_P \cdot a_z = -m_P \cdot g + (V_P \cdot \rho_E \cdot g)$$

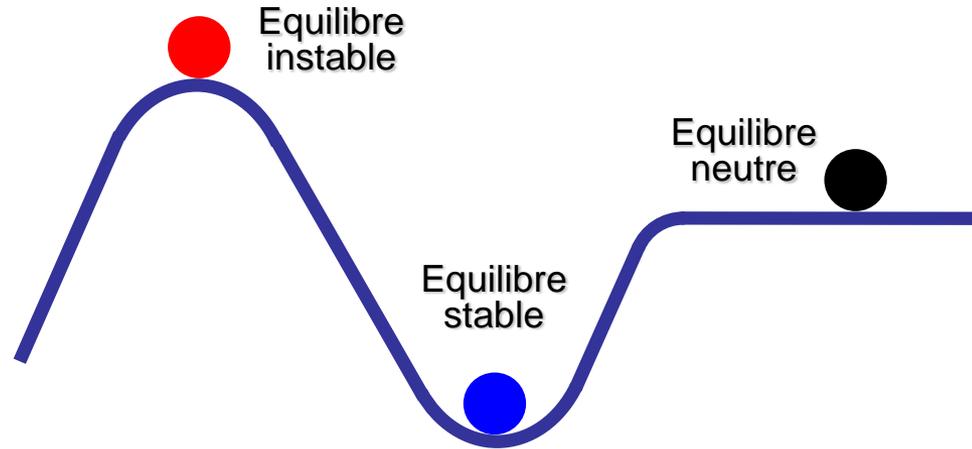
$$\Rightarrow \rho_P V_P a_z = \underbrace{-\rho_P V_P g}_{\text{Force de gravité}} + \underbrace{V_P \rho_E g}_{\text{Poussée d'Archimède}}$$

$$a_z = \frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P} g = \frac{T_{vP} - T_{vE}}{T_{vE}} g$$

Stabilité statique

$$a_z = \frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P} g$$

$$a_z = \frac{T_{vP} - T_{vE}}{T_{vE}} g$$



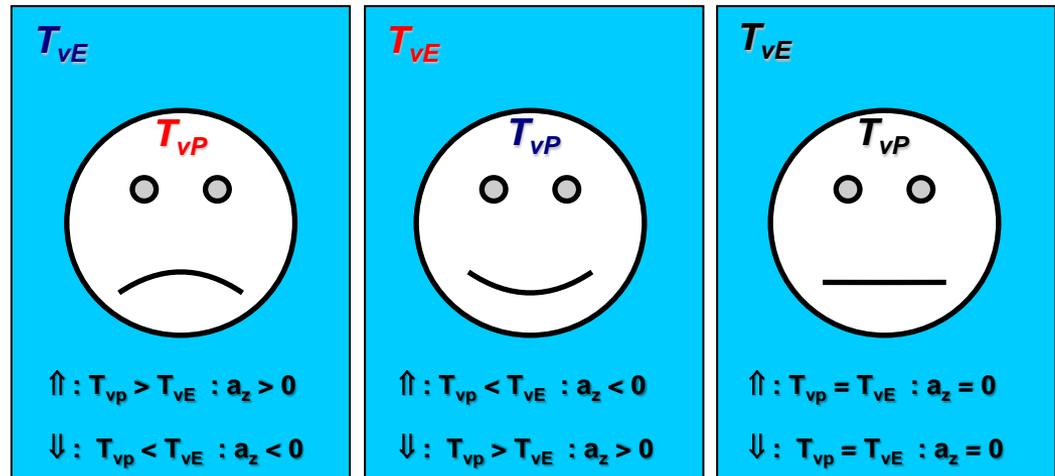
↑ = perturbation vers le haut

↓ = perturbation vers le bas

$a_z > 0$ = accélération vers le haut

$a_z < 0$ = accélération vers le bas

- Si l'accélération est dans le même sens que la perturbation, l'atmosphère est **instable**;
- Si l'accélération est de sens contraire à la perturbation, l'atmosphère est **stable**;
- Si, après une perturbation, l'accélération est nulle, l'atmosphère est **neutre**.



Instable

La parcelle après une petite perturbation verticale s'éloigne de sa position d'équilibre

Stable

La parcelle après une petite perturbation verticale retourne à sa position d'équilibre

Neutre

La parcelle après une petite perturbation verticale n'accélère pas

Stabilité atmosphérique et nuages

- Les nuages se forment quand l'air se soulève et refroidit adiabatiquement.
- Processus adiabatique : transformation subit par la particule d'air sans échange de chaleur avec l'environnement.
 - Taux de refroidissement adiabatique sans condensation (sec)
 $\Gamma_d = 10^\circ\text{C}/1000 \text{ m}$.
 - Taux de refroidissement adiabatique avec condensation (pseudoadiabatique)
 $\Gamma_s \cong 6^\circ\text{C}/1000 \text{ m} < \Gamma_d$.
- La stabilité atmosphérique correspond à un état atmosphérique où les mouvements verticaux sont inhibés.

Détermination de la stabilité

- Au point de départ la parcelle d'air a les mêmes caractéristiques (p , T , r) que l'air environnant dont elle est une partie.

- On compare le taux de refroidissement de la particule d'air en mouvement vertical au taux de refroidissement de l'environnement :
 - Si le taux de refroidissement de la particule est **supérieure** à celui de l'environnement, l'atmosphère est **stable** : les particules éloignées de sa position d'équilibre tendent à retourner à leur position initiale.

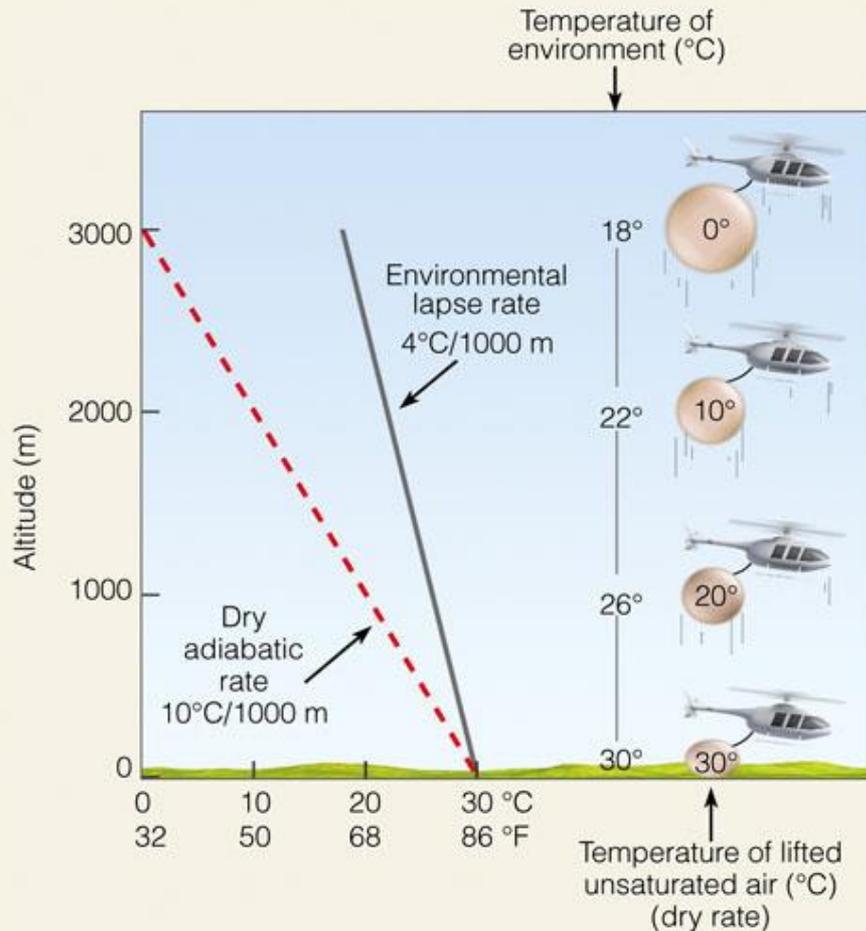
 - Si le taux de refroidissement de la particule est **inférieure** à celui de l'environnement l'atmosphère est **instable** : les particules éloignées de sa position d'équilibre s'éloignent de plus en plus de celle-ci.

Détermination de la stabilité

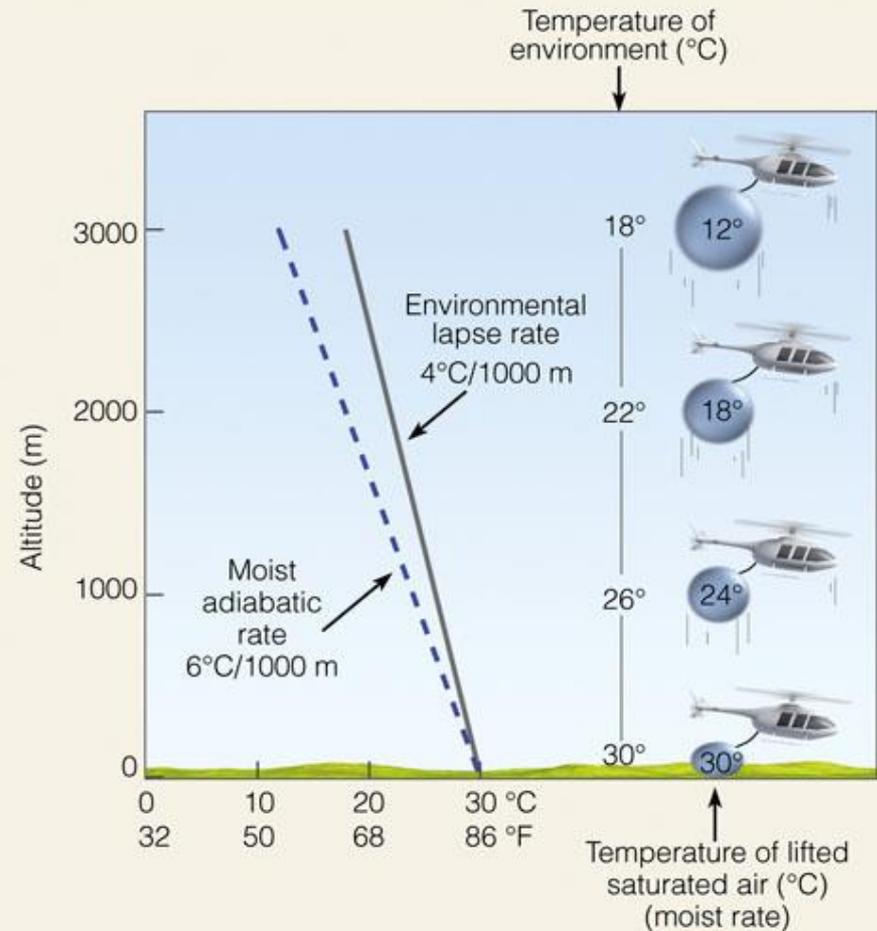
- Caractéristiques d'un environnement **absolument stable**
 - Le taux de refroidissement de l'environnement, γ , est inférieur au taux de refroidissement pseudoadiabatique, Γ_s .
 - Une particule qui est forcée de se soulever s'étalera et, si elle atteint la saturation, il aura formation de **stratus**.
 - Proche de la surface, l'environnement devient stable par refroidissement de l'air proche de la surface (par radiation ou advection).
 - On appelle **inversion** un profil de température dans lequel la température augmente avec la hauteur.
 - On appelle **isotherme** un profil de température où celle-ci est constante avec la hauteur

Air absolutely stable

https://www.youtube.com/watch?v=wftGkrV_B2k : SA



L'air non saturée soulevé est à chaque niveau plus froid que son environnement. Libérée du câble, la particule d'air retourne à sa position initiale.



L'air saturée soulevé est à chaque niveau plus froid que son environnement. Libérée du câble, la particule d'air retourne à sa position initiale.

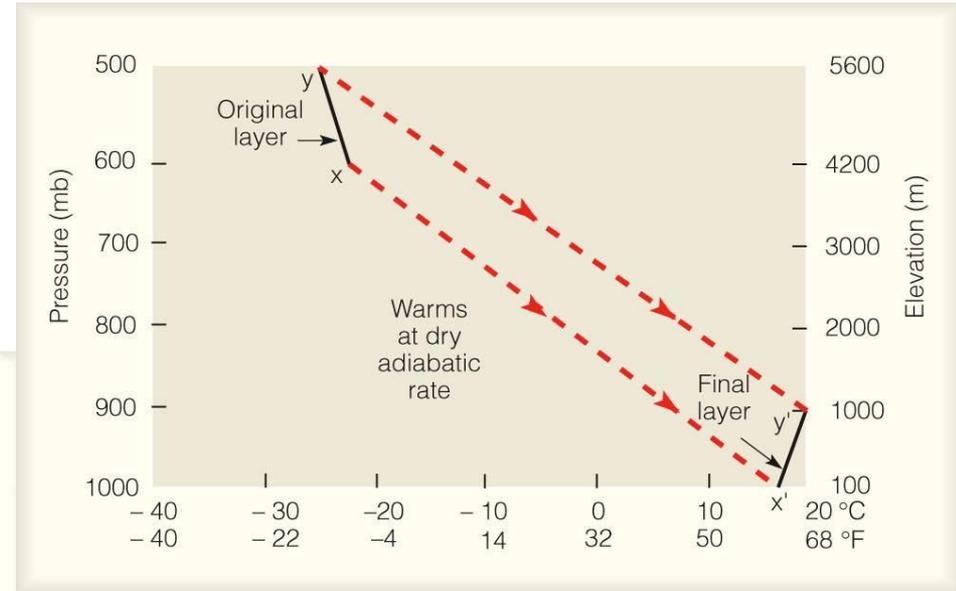
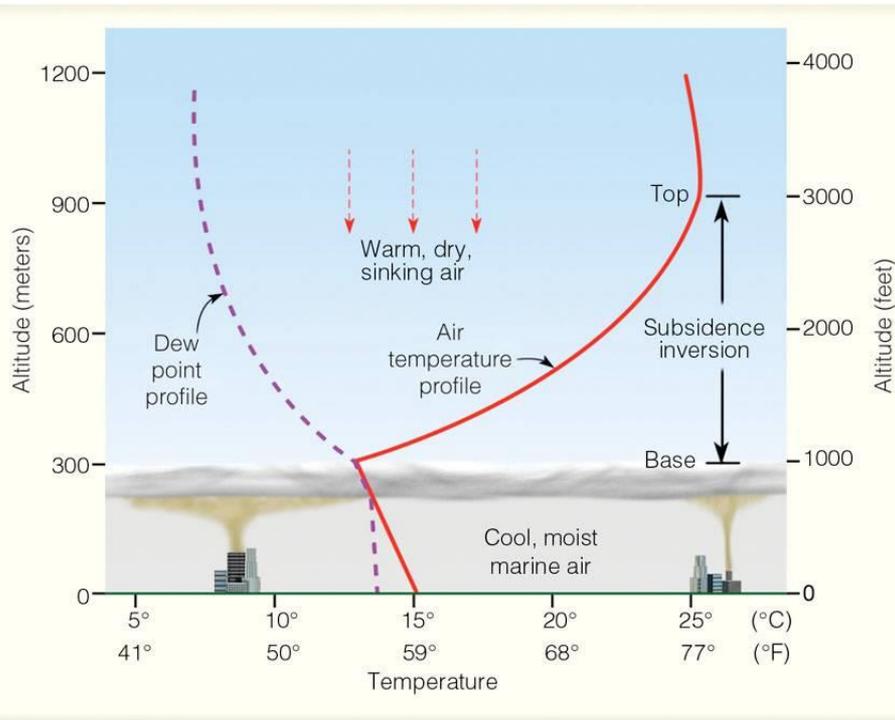
Stabilisation d'une couche atmosphérique



L'air froid, proche de la surface, produit une couche stable (inversion de température nocturne) qui inhibe les mouvements verticaux et facilite la formation d'une couche de brouillard ou brume matinale proche du sol.

Stabilisation d'une couche atmosphérique

- Inversions de subsidence (l'air descend).

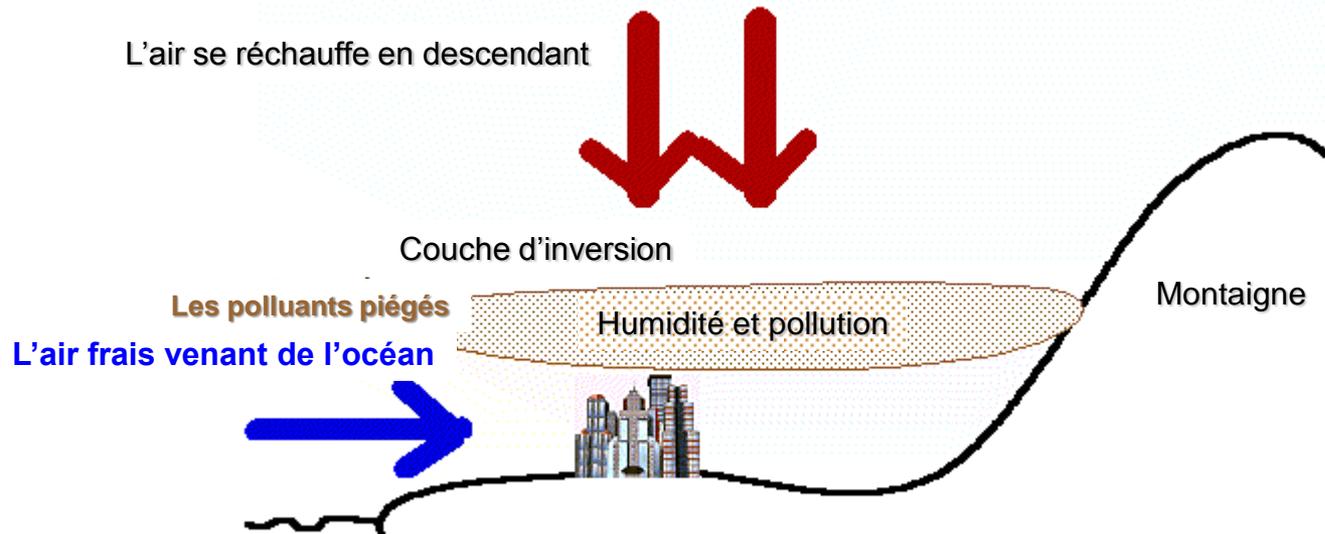
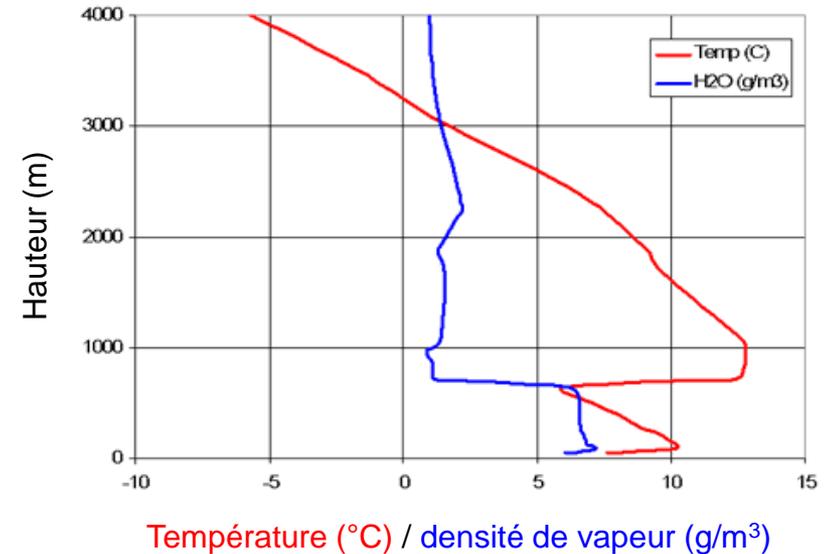


© 2007 Thomson Higher Education

- Une grande subsidence augmente la pollution de l'air.
- La pollution n'est pas diluée.

Stabilisation d'une couche atmosphérique

- Inversions de subsidence dans la région de Vancouver sous l'action d'un anticyclone sur le Pacifique :
- À la surface l'air frais et humide provenant de l'océan.
- L'air descend dans les régions anticycloniques (on comprendra pourquoi dans quelques semaines) créant une inversion au sommet de la couche d'air froid.



La différence de température entre la base de la piste et son sommet était de $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{sommet}} > T_{\text{base}}$). Hauteur de la piste : 384 m.
Quel est le taux de refroidissement de l'environnement, $\gamma = -\partial T/\partial z$ (- gradient vertical de la température de l'air environnant)?

$\gamma < 0 < \Gamma_s$: atmosphère absolument stable

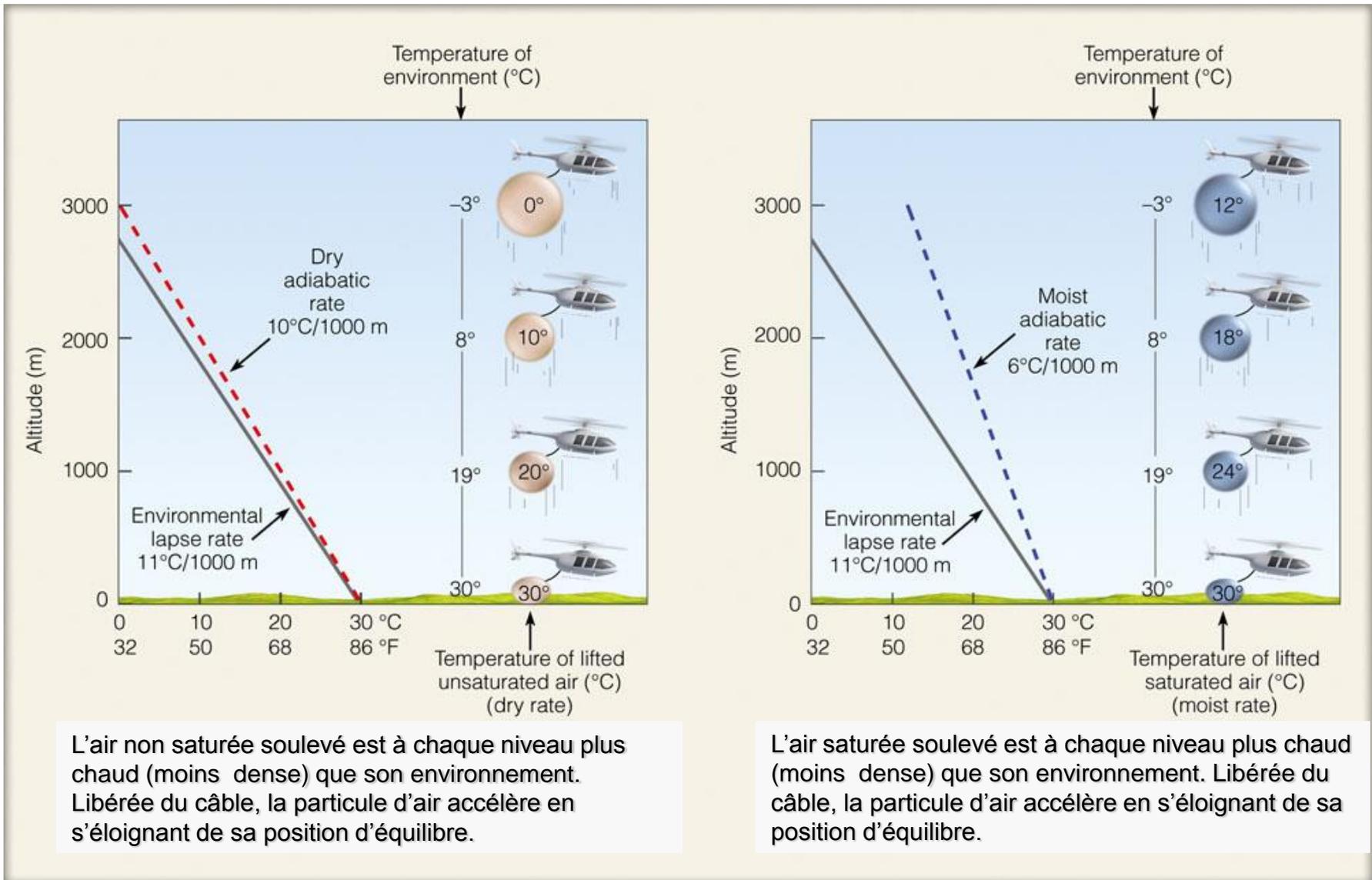


Détermination de la stabilité

- Caractéristiques d'une atmosphère **absolument instable**
 - Le taux de refroidissement de l'environnement, γ , est supérieure au taux de refroidissement adiabatique sec, Γ_d ;
 - Les particules d'air montent, saturent et forment des nuages à développement vertical : type cumulus;
 - Conséquences : convection, orages, temps violent.
 - Causes d'instabilité :
 - Refroidissement de l'air en altitude (advection, refroidissement radiatif dans les nuages);
 - Réchauffement de la surface par insolation;
 - Advection d'air froid sur surface chaude.

Instabilité absolue

<https://www.youtube.com/watch?v=dLClvPks1Ps> : IA



L'air non saturée soulevé est à chaque niveau plus chaud (moins dense) que son environnement. Libérée du câble, la particule d'air accélère en s'éloignant de sa position d'équilibre.

L'air saturée soulevé est à chaque niveau plus chaud (moins dense) que son environnement. Libérée du câble, la particule d'air accélère en s'éloignant de sa position d'équilibre.

Déstabilisation d'une couche d'air par réchauffement à sa base



© Brooks/Cole, Cengage Learning

Sierra Nevada

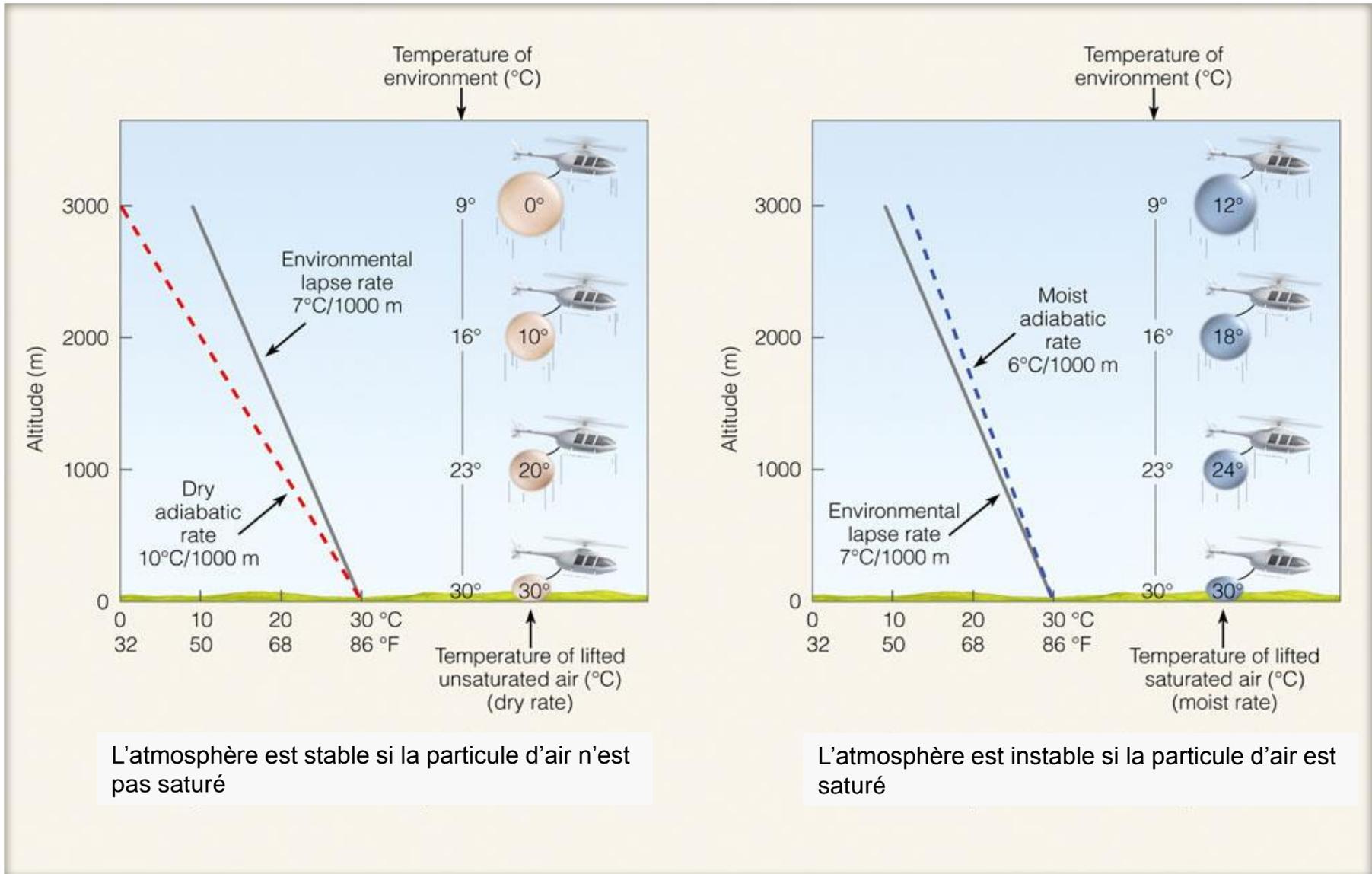
- un feu de forêt réchauffe l'air proche de la surface et provoque de l'instabilité.
- L'air chaud et moins dense (ainsi que la fumée) monte, augmente de volume et refroidit.
- Éventuellement l'air ascendant atteint son point de rosée, la condensation commence et on observe l'apparition de cumulus.

Détermination de la stabilité

- Caractéristiques d'une atmosphère **conditionnellement instable**.
 - Le taux de refroidissement pseudoadiabatique, Γ_s , est inférieur au taux de refroidissement de l'environnement, γ , qui est supérieur au taux de refroidissement adiabatique : $\Gamma_d : \Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$.
 - La particule d'air est dans un environnement stable au-dessous de la base du nuage et peut être dans un environnement instable au-dessus de ce niveau si elle atteint ce qu'on appelle le **niveau de convection libre**;
 - L'atmosphère est en générale conditionnellement stable.

Stabilité conditionnelle

<https://www.youtube.com/watch?v=Ox33TFnfWbE> : IC

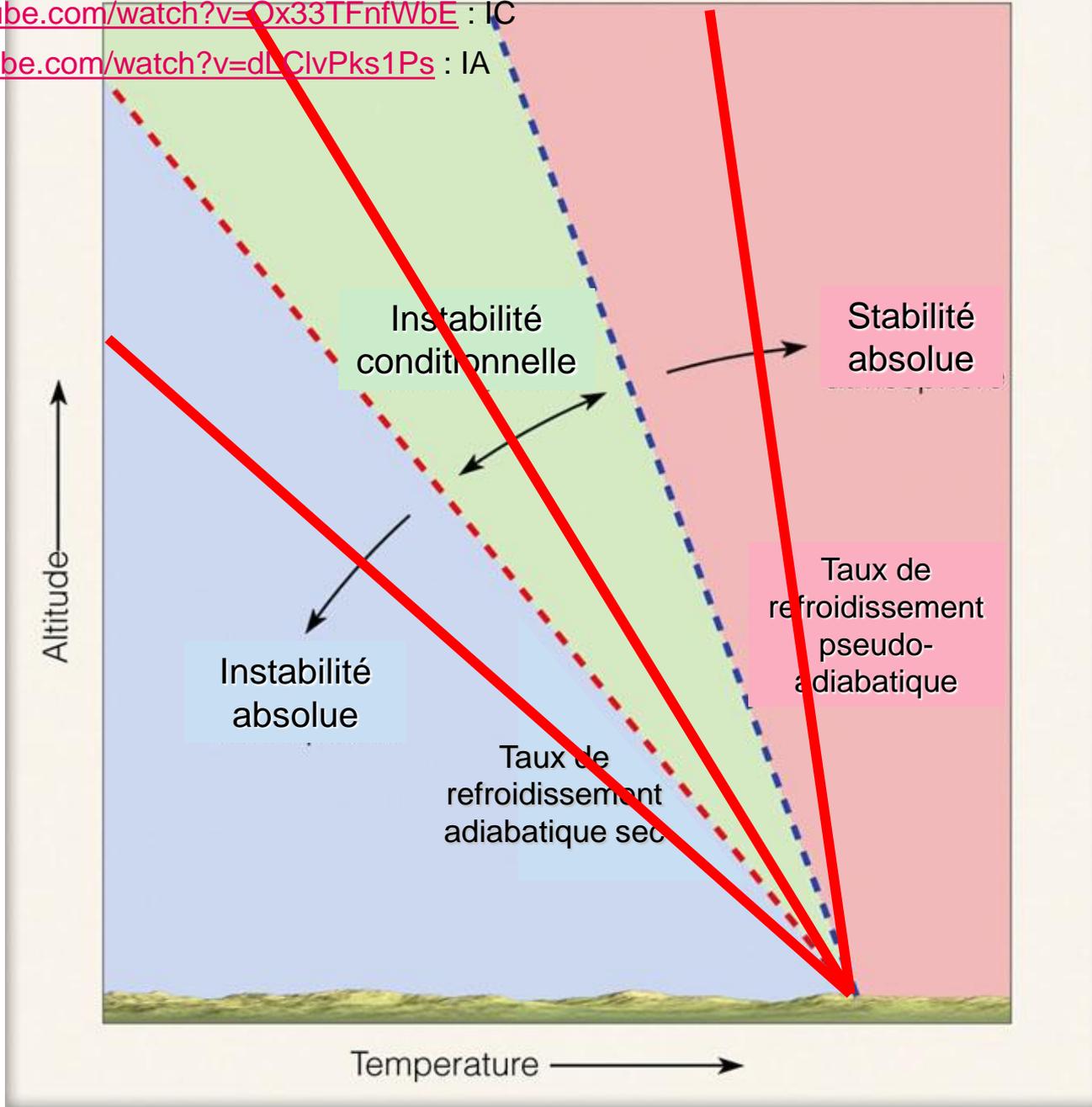


https://www.youtube.com/watch?v=wftGkrV_B2k : SA

<https://www.youtube.com/watch?v=Ox33TFnfWbE> : IC

<https://www.youtube.com/watch?v=dLClvPks1Ps> : IA

Critères de stabilité statique

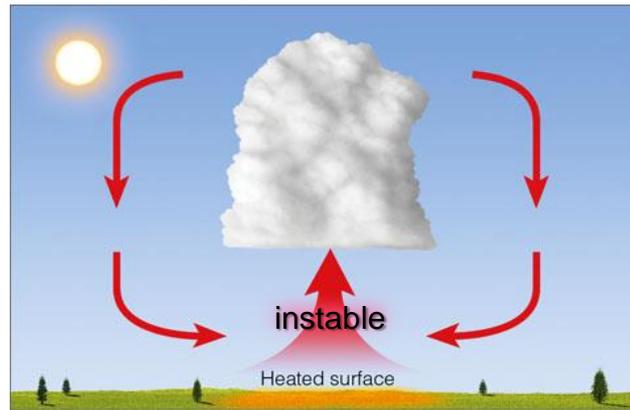


Développement des nuages

- Les nuages se forment par ascension de l'air, quand celui-ci atteint le niveau de pression où la température est égale à la température du point de rosée (NCA).

- En générale il faut un déclencheur ou processus pour initier l'ascension de l'air :

- (a) convection
- (b) orographie
- (c) dépression
- (d) fronts



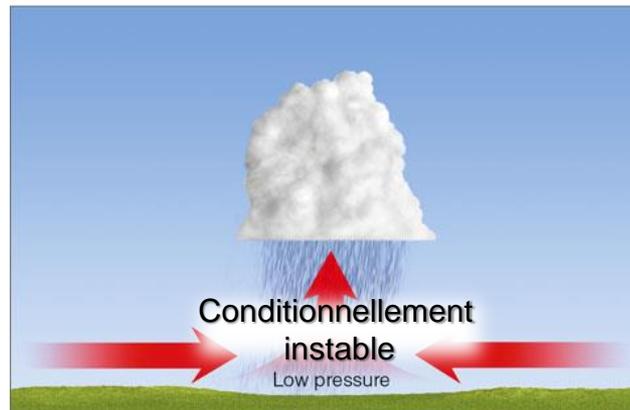
← 5 km →

(a) Convection



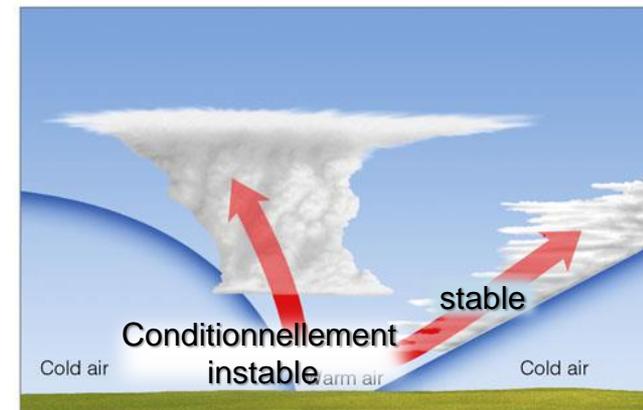
← 150 km →

(b) Lifting along topography



← 500 km →

(c) Convergence of air



← 1500 km →

(d) Lifting along weather fronts

Convection



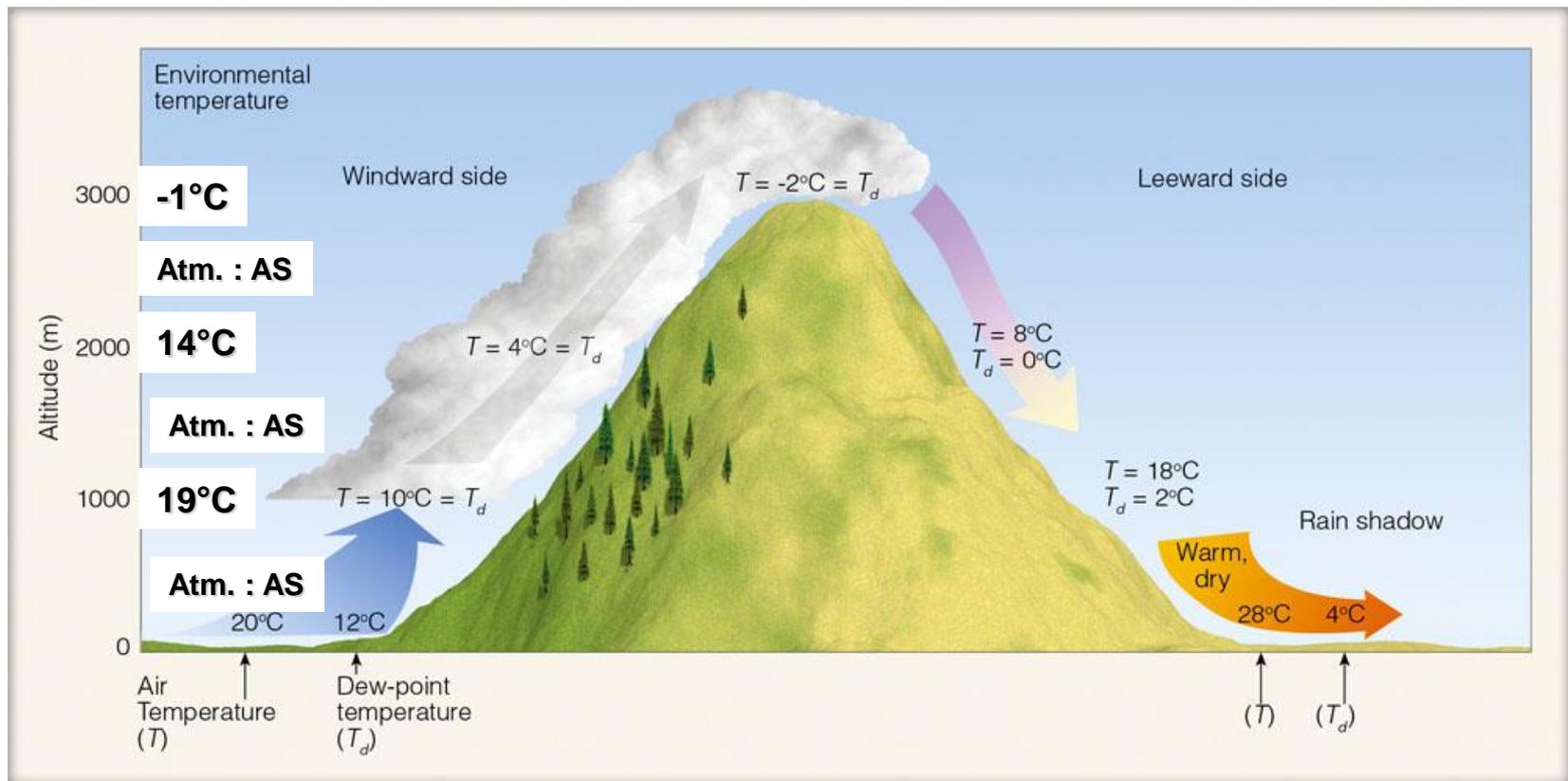
© Brooks/Cole, Cengage Learning

Des cumulus dans un après midi d'été.

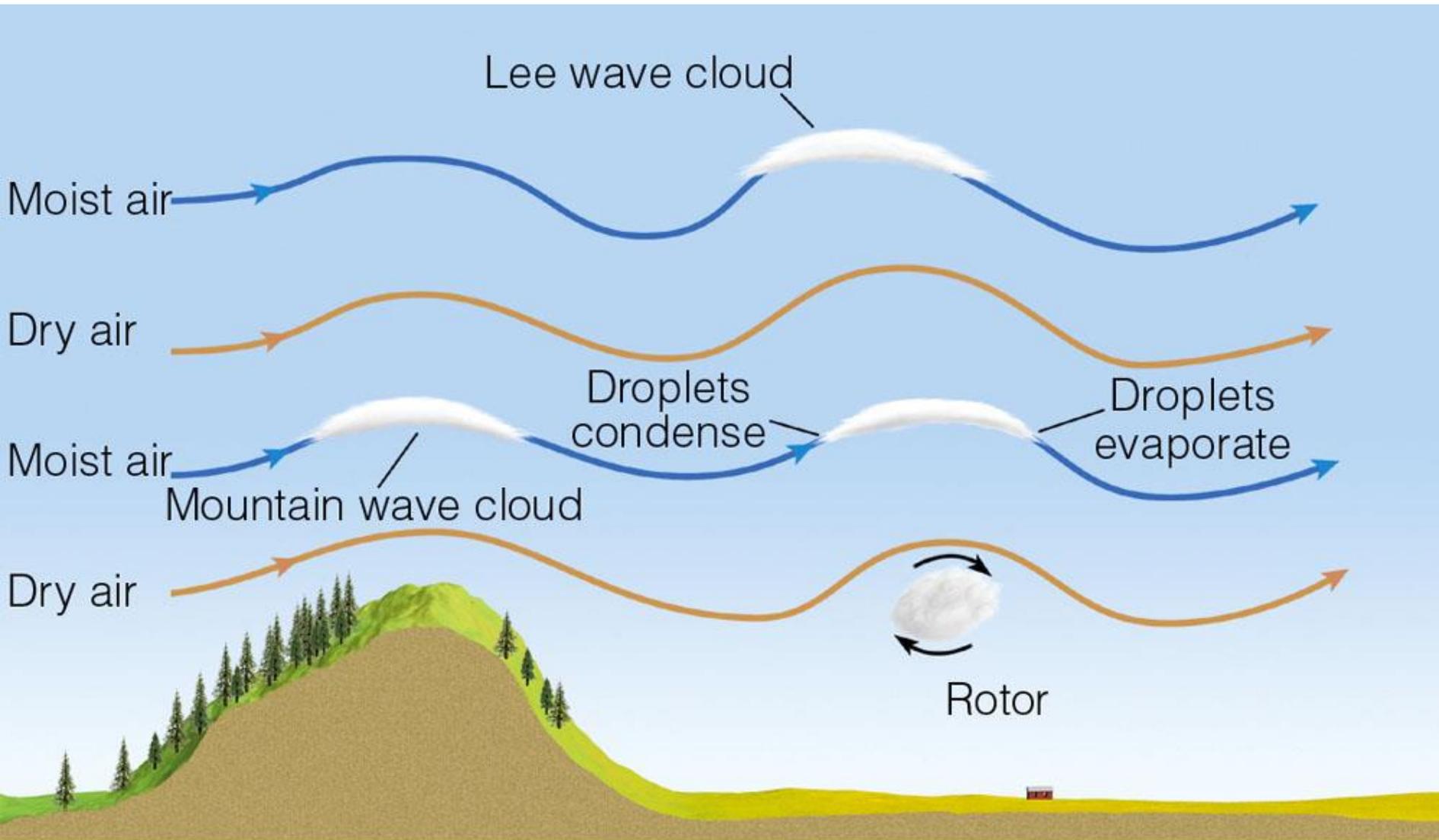
- Chaque nuage se forme au dessus d'une région où des thermiques montent à partir de la surface.
- Les régions de ciel clair entre les nuages sont des régions où l'air descend (régions de subsidence).

Développement des nuages orographiques dans une atmosphère stable

- Nuages orographiques et effet Chinook (ou Foehn)
- Effet Chinook (mangeur de neige): Si en amont (windward side) l'air perd de l'humidité par précipitation, en aval (leeward side) le vent sera chaud et sec. La région est protégée de la pluie (rain shadow).



Nuages orographiques dans une atmosphère stable : ondes orographiques



Nuages orographiques

Nord-Est du continent
américain

Vue satellitaire des nuages
créés par des ondées en
aval des Appalaches.



Nuages orographiques

OVNIS? Non. Des nuages qui se forment sur les volcans du Kamtchatka, dans l'est de la Russie.

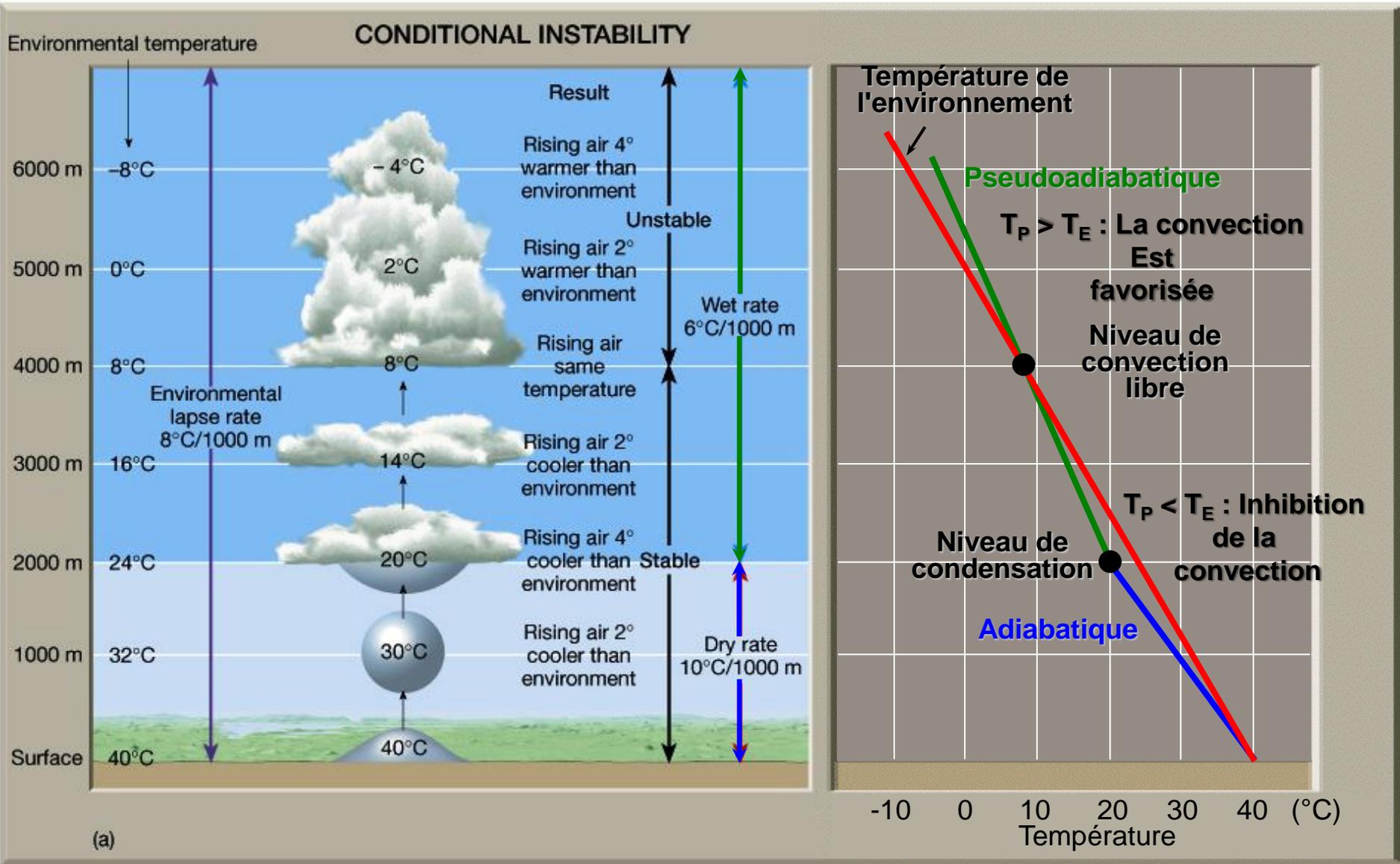


Source : <http://www.atmospheric-phenomena-ap.com/2015/10/lenticular-clouds-spaceship-clouds-form.html>



Nuages en lames se forment quand l'air est stable et le vent change rapidement avec la hauteur (cisaillement du vent)

L'instabilité conditionnelle et potentiel orageux



Orages?

Dépassement du niveau d'équilibre :
température du nuage, T_{nuage} , inférieure à la température de l'environnement, T_{env} .

Niveau d'équilibre, NE :

$$T_{\text{nuage}} = T_{\text{d,nuage}} = T_{\text{env}}.$$

Si la parcelle d'air continue de monter la température $T_{\text{nuage}} < T_{\text{env}}$. **Sommet du nuage le plus probable**

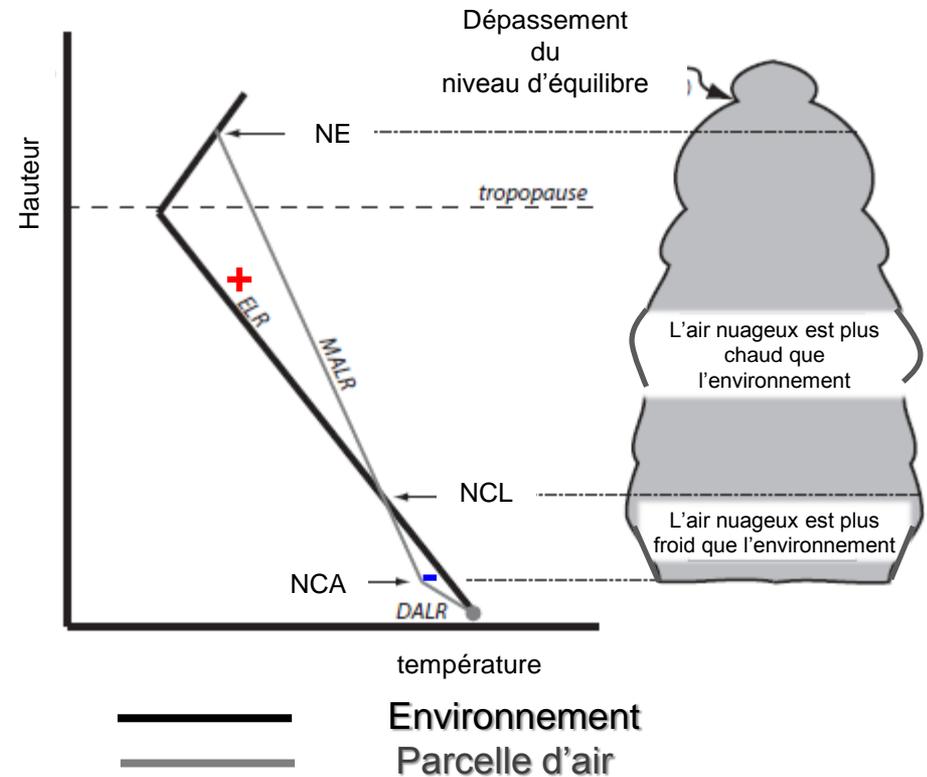
Niveau de convection libre, NCL :

$$T_{\text{nuage}} = T_{\text{d,nuage}} = T_{\text{env}}.$$

Si la parcelle d'air continue de monter la température $T_{\text{nuage}} > T_{\text{env}}$.

Niveau de condensation par ascension adiabatique, NCA :

$$T_{\text{nuage}} = T_{\text{d,nuage}}. \text{ **Base du nuage**}$$



ELR : profil verticale de la température de l'environnement

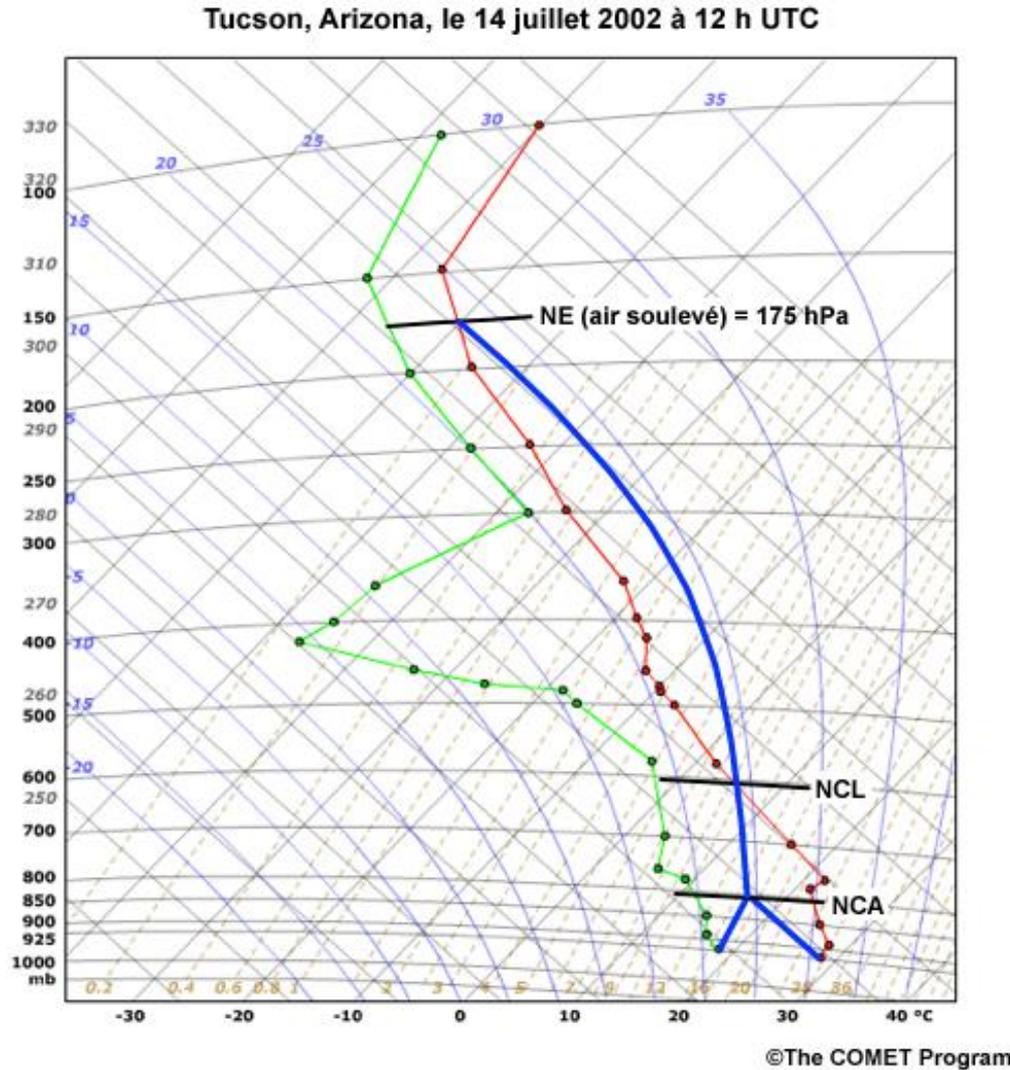
DALR : variation de la température de la parcelle avec la hauteur avant la saturation

MALR : variation de la température de la parcelle avec la hauteur après la saturation

+ : Surface positive ou (**CAPE**) : mesure de l'énergie disponible pour alimenter la convection

- : Surface négative ou (**CIN**) : mesure de l'énergie qui empêche le déclenchement de la convection.

Les niveaux de pression essentiels à la compréhension du potentiel de convection (souvent orageux)

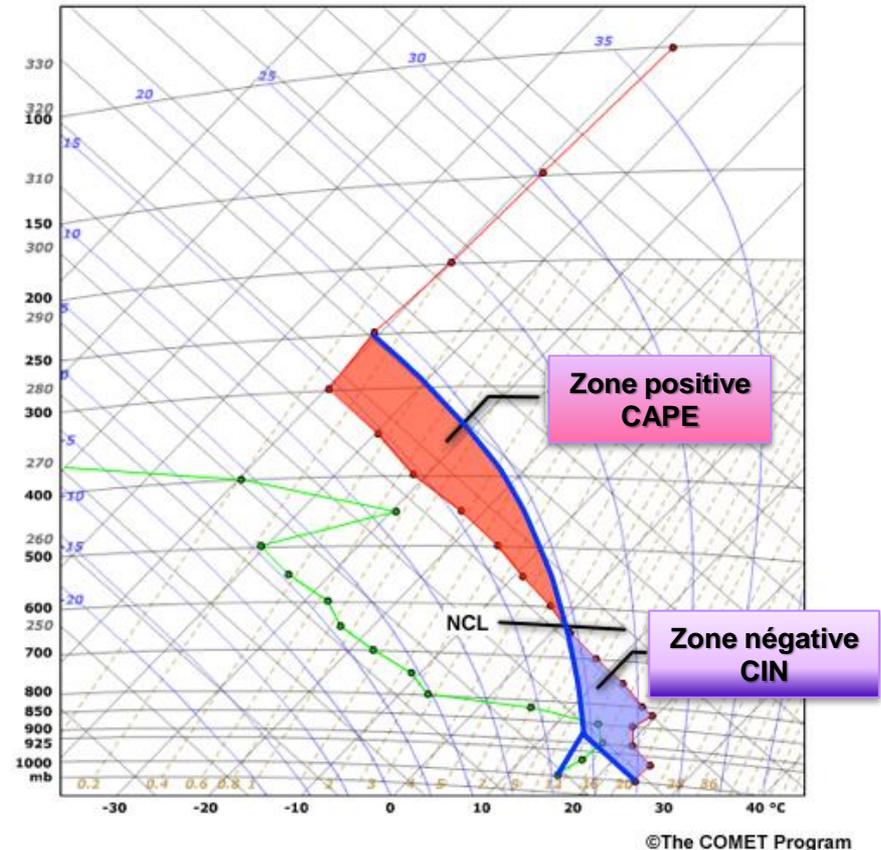


Le CAPE et le CIN

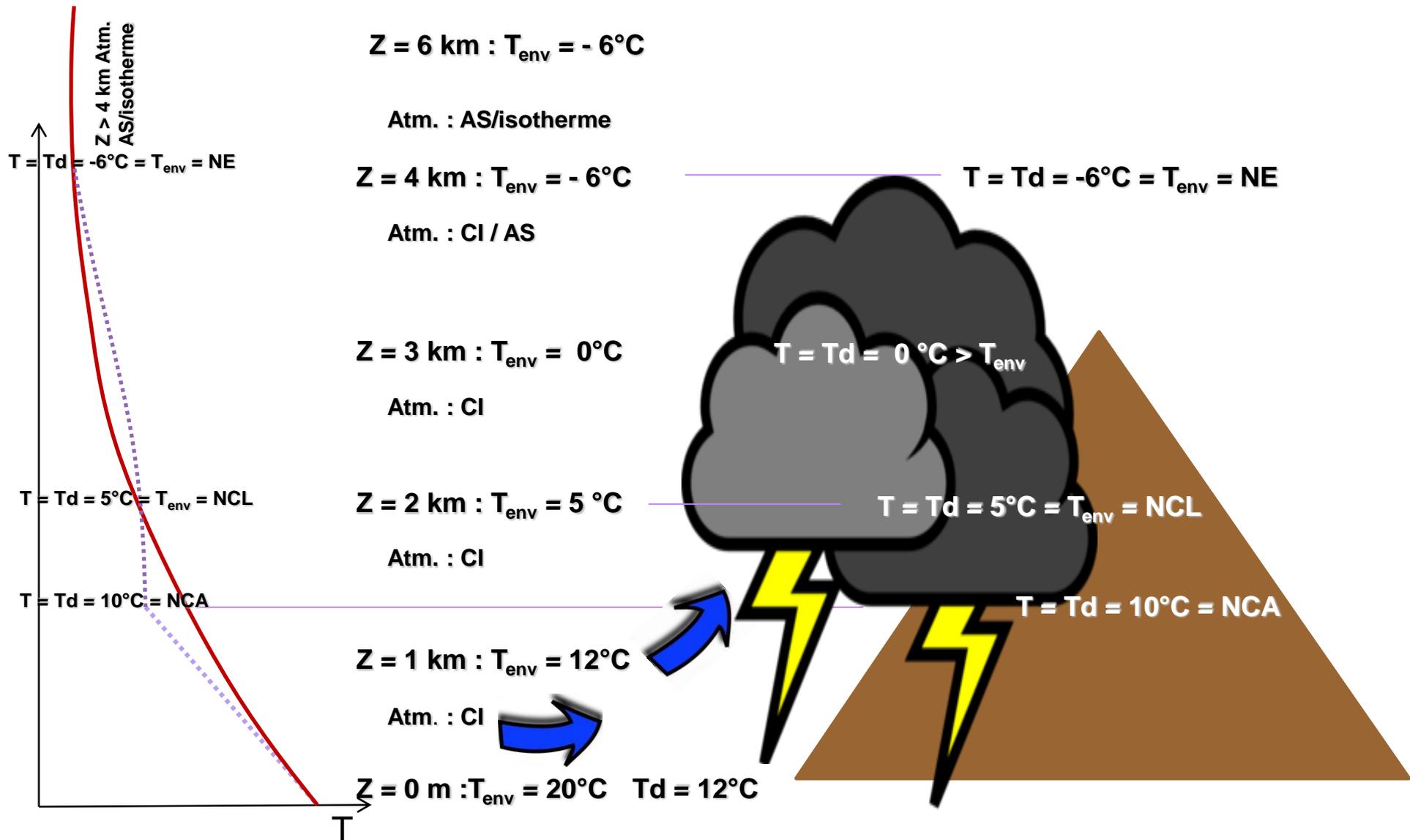
Énergie potentielle de convection disponible, CAPE : est la quantité d'énergie par unité de masse d'air (exprimée en joules par kilogramme, symbole : J/kg, ou l'équivalent m^2/s^2) qu'a une parcelle d'air plus chaude que son environnement ce qui se traduit par une poussée ascensionnelle due à la force d'Archimède. Cela se produit dès qu'on dépasse le niveau de convection libre de la masse d'air.

Énergie d'inhibition de la convection, CIN : est l'énergie qu'il faut fournir à une parcelle d'air humide pour qu'elle entre en convection libre.

L'énergie CIN se calcule en joules par kilogramme d'air (J/kg) et correspond à l'aire entre la température de l'environnement et l'adiabatique sèche sous le niveau de convection libre. Lorsqu'on fournit l'énergie à une parcelle d'air pour vaincre la CIN (pour atteindre le NCL) elle entre en convection et accumule du CAPE (Énergie Potentielle de Convection Disponible). Il est donc très important de connaître le CIN pour savoir si des nuages convectifs peuvent être formés ou non avec l'énergie solaire disponible.



Orages orographiques dans une atmosphère conditionnellement instable



Orage en montagne : atmosphère conditionnellement instable



Cumulonimbus capillatus incus. Source Wikipédia

Le SkewT-log p

DIAGRAMMES AÉROLOGIQUES

Diagrammes aérologiques

- Il est fort utile pour illustrer le résultat d'observations aussi bien que pour décrire divers phénomènes atmosphériques de représenter l'état d'une parcelle d'air et les processus thermodynamiques qu'elle subit au moyen de diagrammes aérologiques.
- Les paramètres aisément mesurables sont la **température** et la **pression** d'une parcelle.
- D'autre part les transformations thermodynamiques subies par une parcelle sont le plus souvent assimilables à des transformations **isobares** (**mouvements horizontaux**) ou à des transformations **adiabatiques** (**mouvements verticaux**). Il est donc indiqué d'avoir recours à des diagrammes où l'un des axes porte la valeur de la température et l'autre, une fonction de la pression ou de l'entropie.

Diagrammes aérologiques

En météorologie, on utilise différents diagrammes thermodynamiques pour pointer les données de température et d'humidité (point de rosée) d'un radiosondage afin de pouvoir les analyser.

On y représente ces variables selon leur hauteur exprimée en niveau de pression, il s'agit donc de diagrammes **Température versus pression**.

Ils sont appelés **diagrammes aérologiques**.

Les axes de ces diagrammes ne sont généralement pas à angle droit car la variation dans l'atmosphère de la température et de la pression est reliée à la **loi des gaz parfaits**.

Diagrammes aérologiques

On veut également pouvoir représenter le changement d'énergie d'une parcelle d'air qui effectue un déplacement **adiabatique** par une aire proportionnelle à la surface entre la température de l'environnement et celle de sa courbe de température lors du changement d'altitude.

On trouve dans le diagramme :

- Les **isobares**, lignes de pression constante.
- Les **isothermes**, lignes de température constante.
- Les **adiabatiques sèches** qui sont le parcours thermodynamique que suit une parcelle d'air **non saturée** quand la pression change.
- Les **adiabatiques saturées** (parfois désignées aussi d'humides), ou **pseudo adiabatiques**, qui sont le parcours suivi par une parcelle d'air **saturée** avec le changement de pression.
- Les **isohumes** ou lignes de rapport de mélange saturante constant en fonction de la pression et de la température.

Diagrammes aérologiques

À partir des données pointées dans ces diagrammes, on peut analyser :

- La **stabilité** des couches atmosphériques
 - **Couche atmosphérique** : tranche de l'atmosphère caractérisée par un taux de refroidissement (pente du profil de température) γ constant. Elle est définie par deux niveaux de pression : la pression à sa base et la pression à son sommet.
- La **tropopause**
- Les **couches nuageuses**, leur **stabilité** et le **type de précipitations** qu'elles peuvent produire.
- En sachant que les déplacements de l'air sont quasi-adiabatiques, on peut simuler un déplacement d'air vers le haut ou vers le bas et déterminer comment ce déplacement changerait les caractéristiques de la parcelle d'air.

On peut alors déterminer :

- Le niveau de **condensation par ascension adiabatique (NCA)** et donc **la base des nuages** créés par un soulèvement d'une parcelle d'air en connaissant son niveau initial.
- Le **niveau de convection libre (NCL)**, à partir duquel la présence de **nuages convectifs** est possible. La hauteur de leurs **bases (NCA)**, de leurs **sommets (NE)** ainsi que leurs **énergies potentielles (CAPE)**.

Ces analyses permettent de mieux connaître la structure et la nature de l'atmosphère afin de pouvoir prédire sa modification future.

Diagrammes aérologiques

Les principaux diagrammes aérologiques (par ordre chronologique de leur apparition) :

- L'**émagramme**, H. Hertz, 1884 : **$-\log p$** vs **T**
- Le **téphigramme**, Sir William Napier Shaw, 1915 : **$\log q$** vs **T**
- Le **diagramme de Stüve**, ~1927 : **$-p^{\chi_d}$** vs **T** (utilisé rarement)

Pour faciliter l'analyse de la stabilité atmosphérique il est préférable de maximiser l'angle qui sépare les adiabatiques des isothermes. En 1947 N. Herlofson proposa une modification pour l'émagramme qui le rendit semblable au téphigramme en faisant subir aux isothermes de l'émagramme une rotation de 45° par rapport aux isobares :

- Le **Skew-T**, N. Herlofson, 1947 : **$-\log p$** vs **T**

Le skew-T : - log p versus T

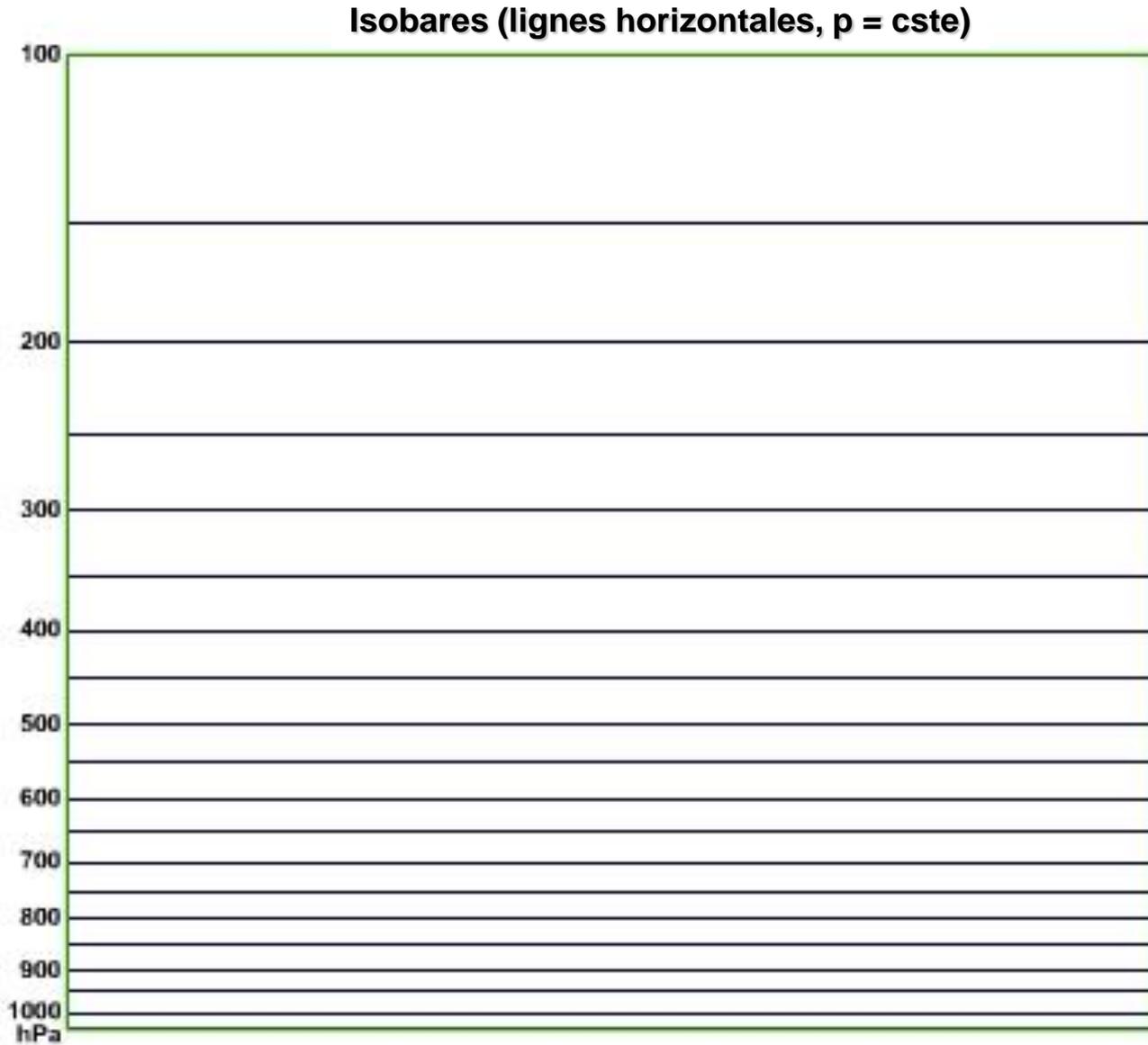
- Les **isobares** et les **isothermes** qui correspondent aux coordonnées du Skew-T sont **des lignes droites**.
- Les **adiabatiques** sont représentées par

$$\theta \equiv T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\chi_d}$$

- Les **pseudoadiabatiques** ou **adiabatiques saturées**, sont des lignes courbes déterminées à partir de la conservation de l'entropie.
- Les lignes d'équisaturation ou **isohumes** ($r_w = \text{cte}$) sont représentées par

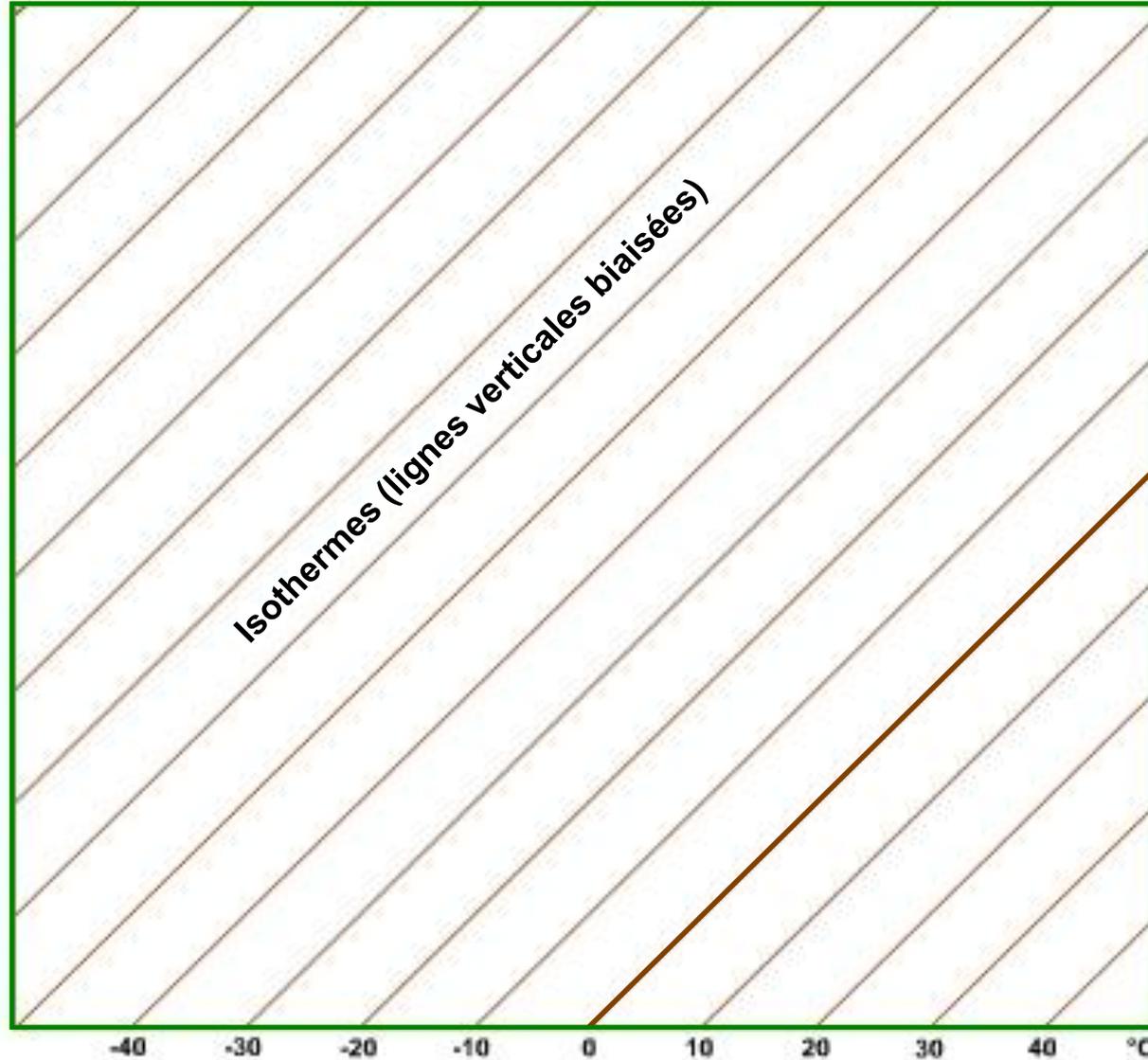
$$r_w = \frac{\varepsilon e_w(T)}{p - e_w(T)}$$

Le Skew-T : $-\log p$ vs T'

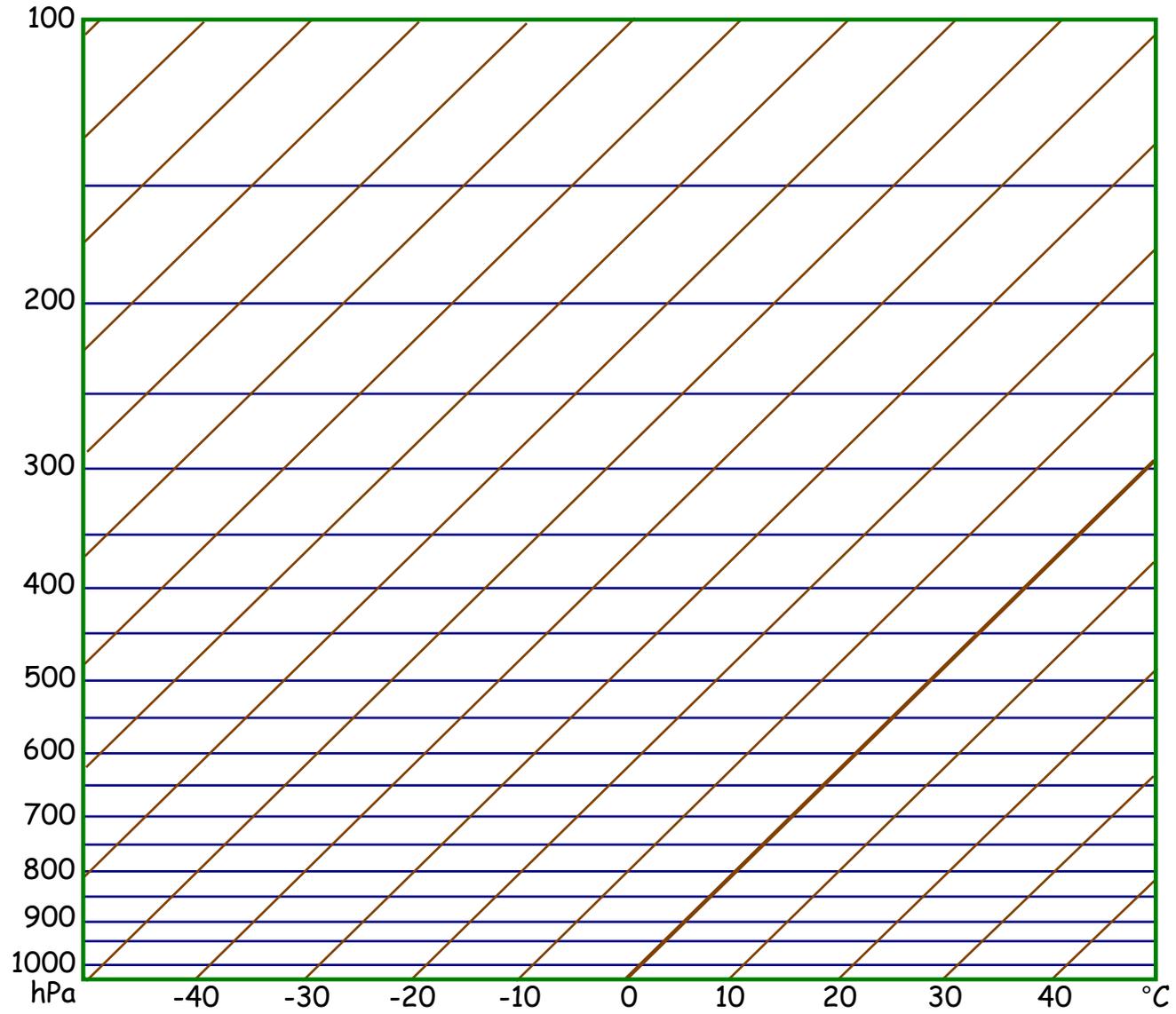


Le Skew-T : $-\log p$ vs T

Isothermes ($T = \text{cste}$)



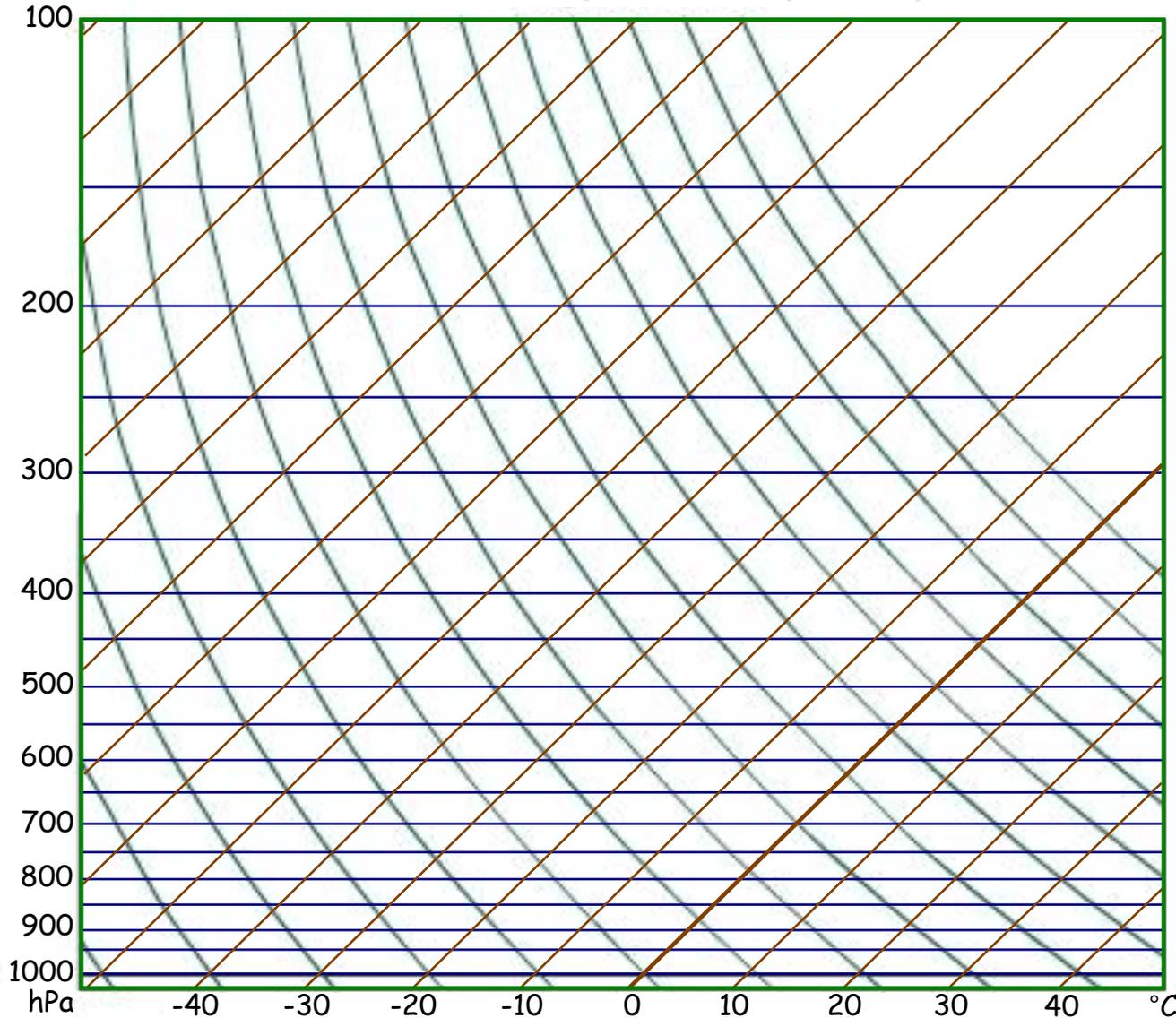
Le Skew-T : $-\log p$ vs T



Le Skew-T : $-\log p$ vs T

$$\Gamma_d = \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)_d = \frac{g}{c_{pd}} = 9,8^\circ\text{C km}^{-1} \cong 10^\circ\text{C km}^{-1}$$

Adiabatiques sèches ($\theta = \text{cste}$)



$$\theta \equiv T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\chi_d} = \text{cste}$$

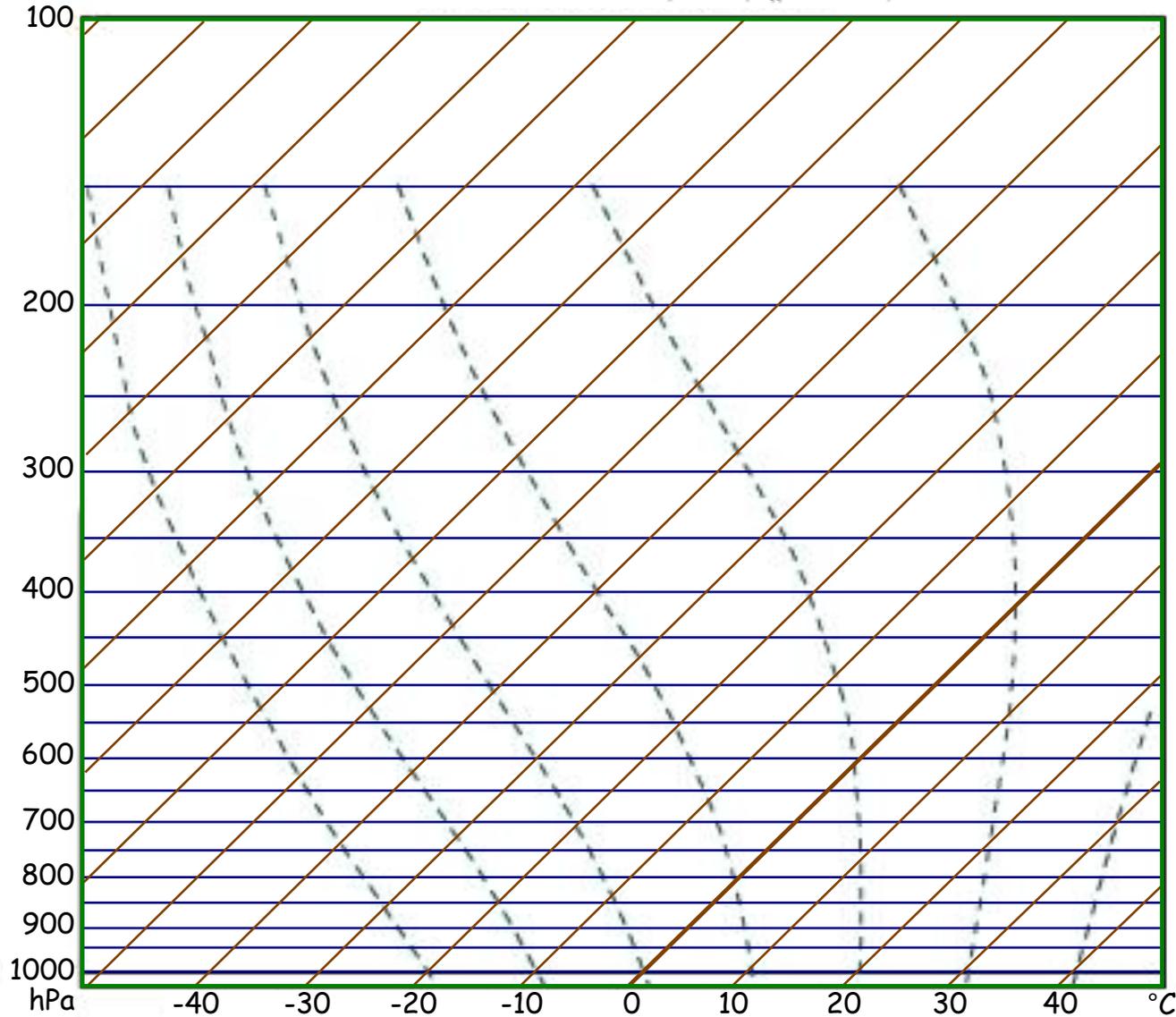
↓

$$(-\log p) = -\frac{1}{\chi_d} \log(T) + \text{cste}$$

Le Skew-T : $-\log p$ vs T

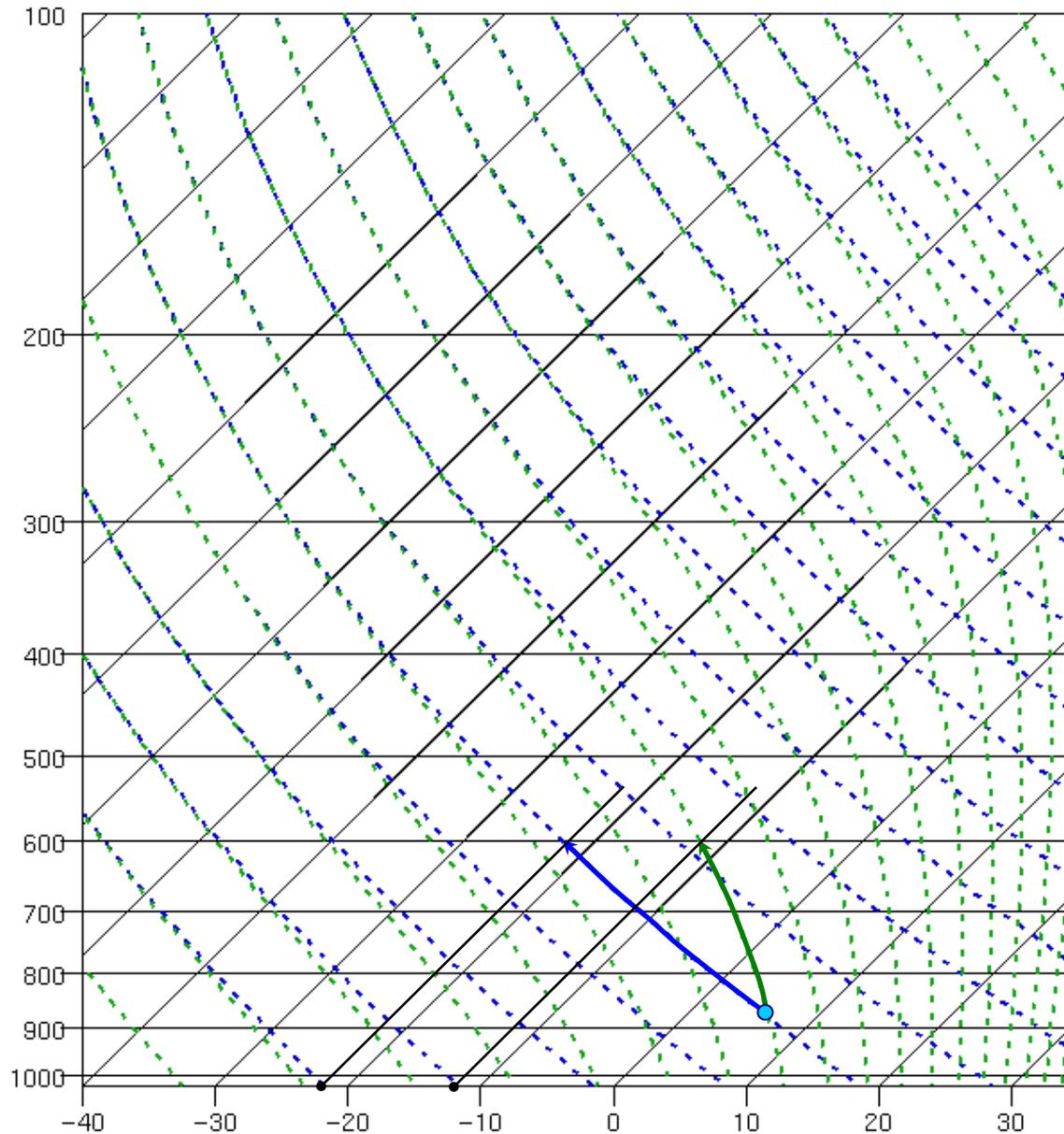
$$\Gamma_s \equiv \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)_s = \Gamma_m / \left(1 + \frac{\ell_v}{c_{pm}} \frac{dr_w}{dT} \right)$$

Pseudoadiabatiques ($\theta_w = \text{cste}$)



Les **pseudoadiabatiques** ou **adiabatiques saturées**, sont des lignes courbes déterminées à partir de la conservation de l'entropie. Elles définissent la température potentielle du thermomètre mouillé, $\theta_w = \text{cste}$. (cours PHY4501).

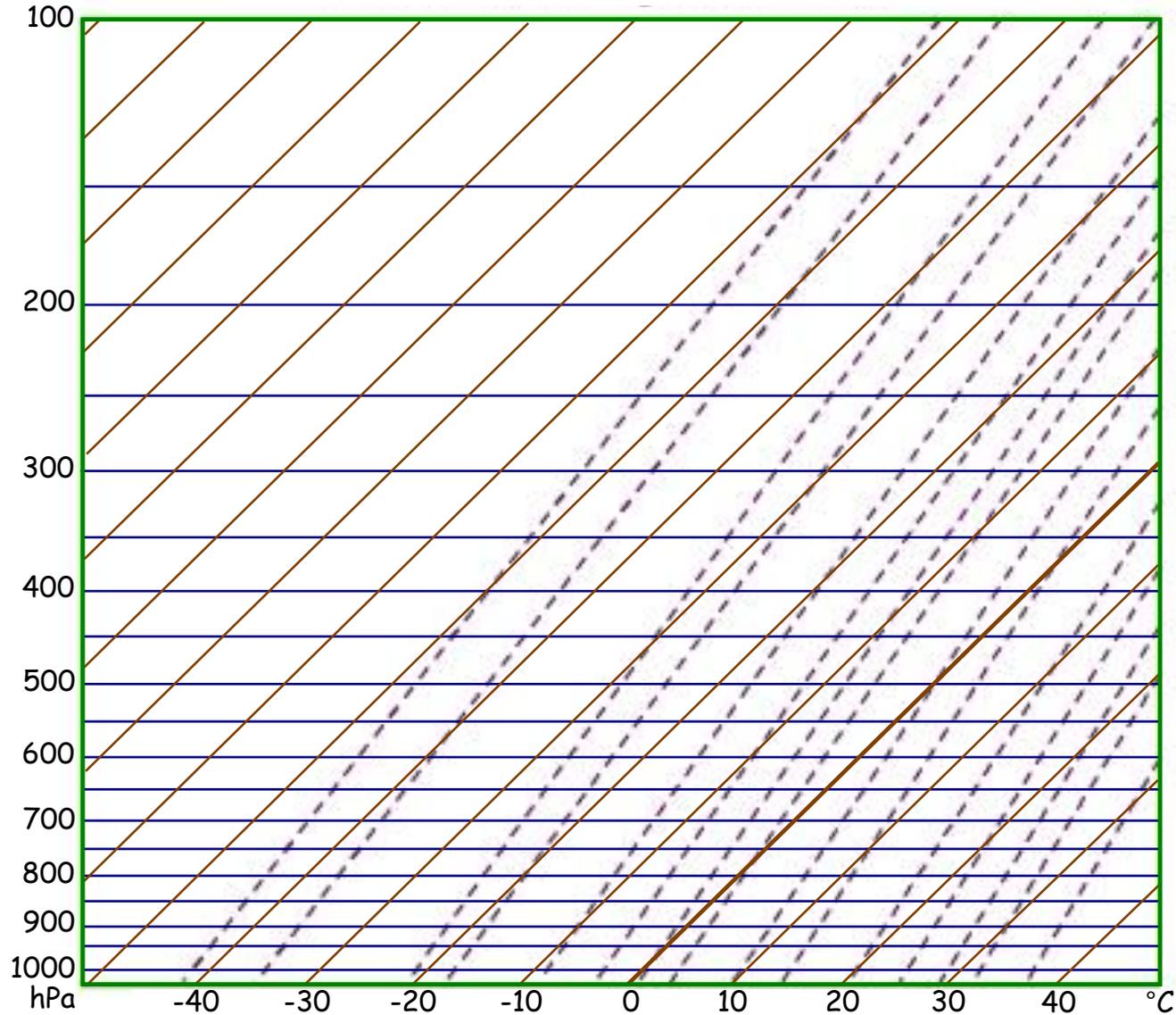
Le Skew-T : $-\log p$ vs T



... Dans les deux cas, la température diminue, mais à cause de la chaleur latente de condensation dégagée, elle décroît moins que lors d'un processus adiabatique sans saturation.

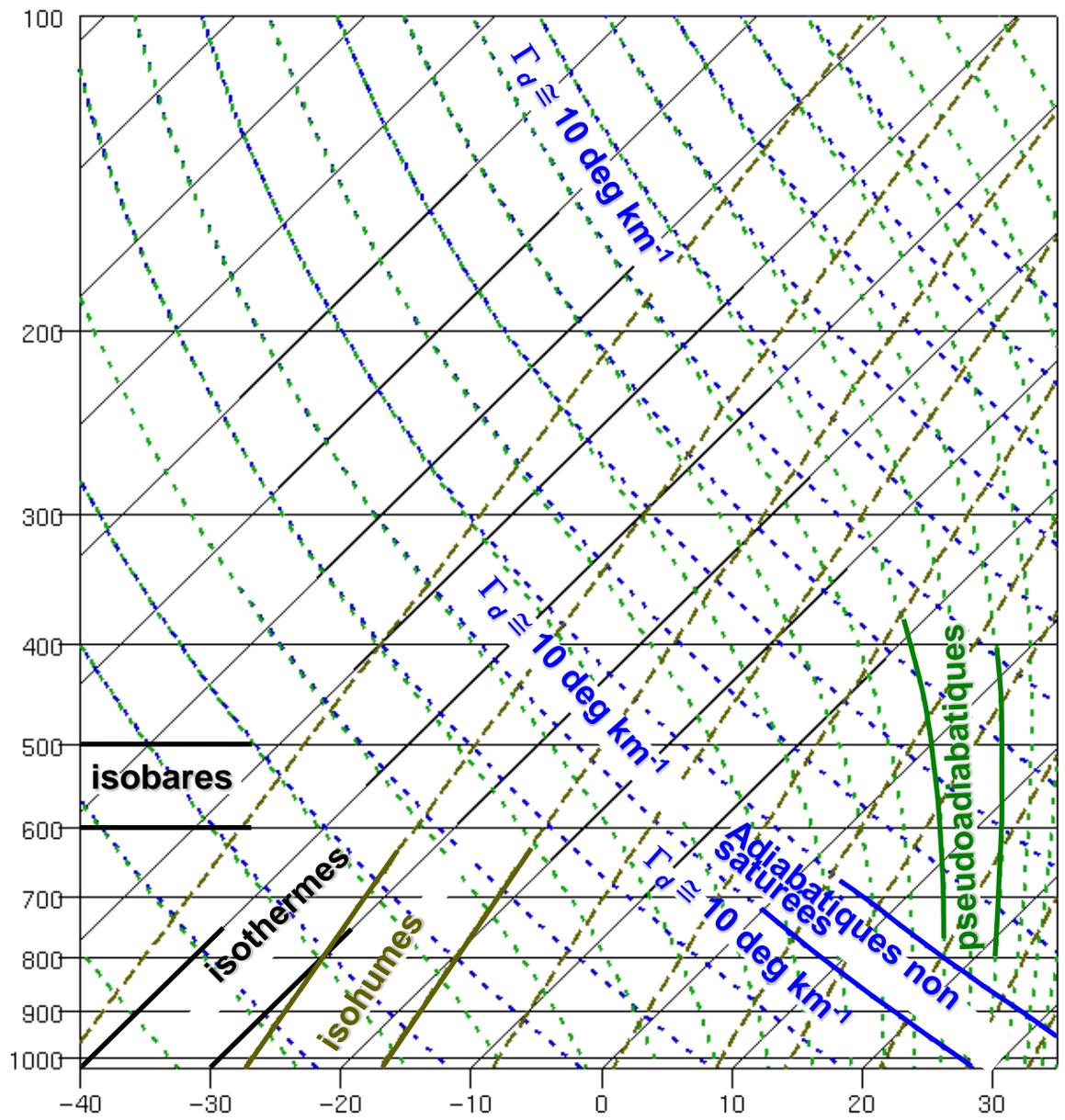
Le Skew-T : $-\log p$ vs T

Isohumes ou lignes d'équisaturation ($r_w = \text{cte}$)



$$r_w = \frac{\varepsilon e_w(T)}{p - e_w(T)} = \text{cste}$$

Le Skew-T : $-\log p$ vs T

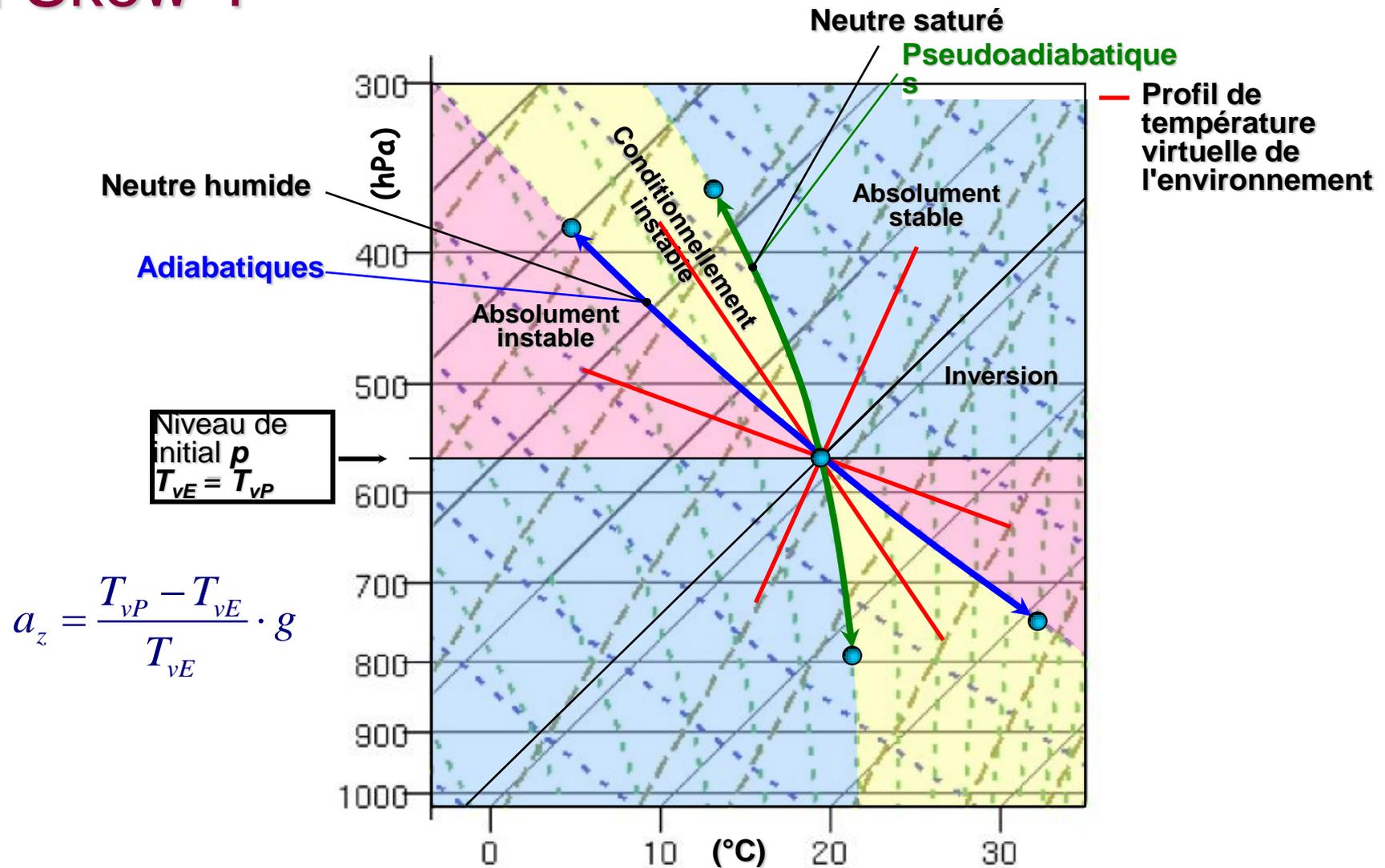


$\Gamma_s \approx 10 \text{ deg km}^{-1}$

$\Gamma_s \approx 6-7 \text{ deg km}^{-1}$

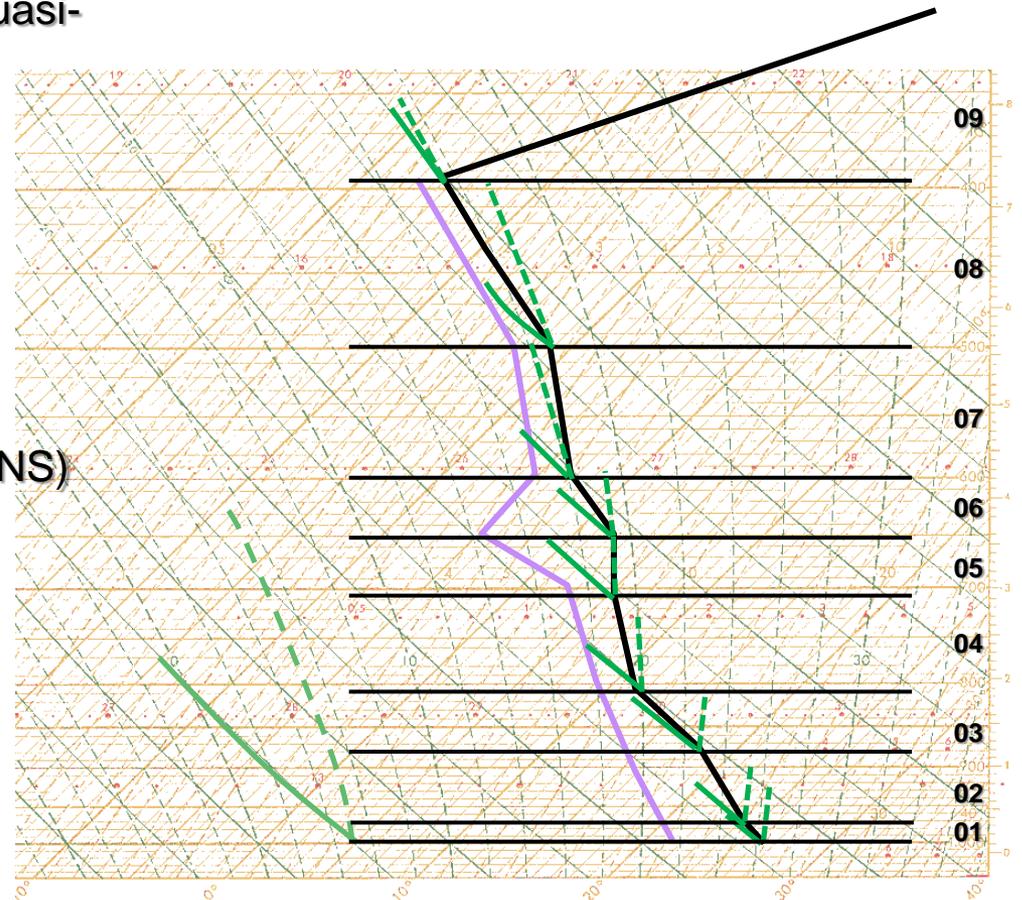
$\Gamma_s \approx 4 \text{ deg km}^{-1}$

Détermination de la stabilité statique à l'aide du Skew-T



Diagnostic de la stabilité statique des diverses couches atmosphériques

- 01 – Conditionnellement instable (CI) ou quasi-neutre adiabatique sec (NA)
- 02 – Conditionnellement instable (CI)
- 03 – Conditionnellement instable (CI)
- 04 – Conditionnellement instable (CI)
- 05 – Neutre saturée (pseudoadiabatique) (NS)
- 06 – Conditionnellement instable (CI)
- 07 – Absolument stable (AS)
- 08 – Conditionnellement instable (CI)
- 09 – Absolument stable (AS) - inversion

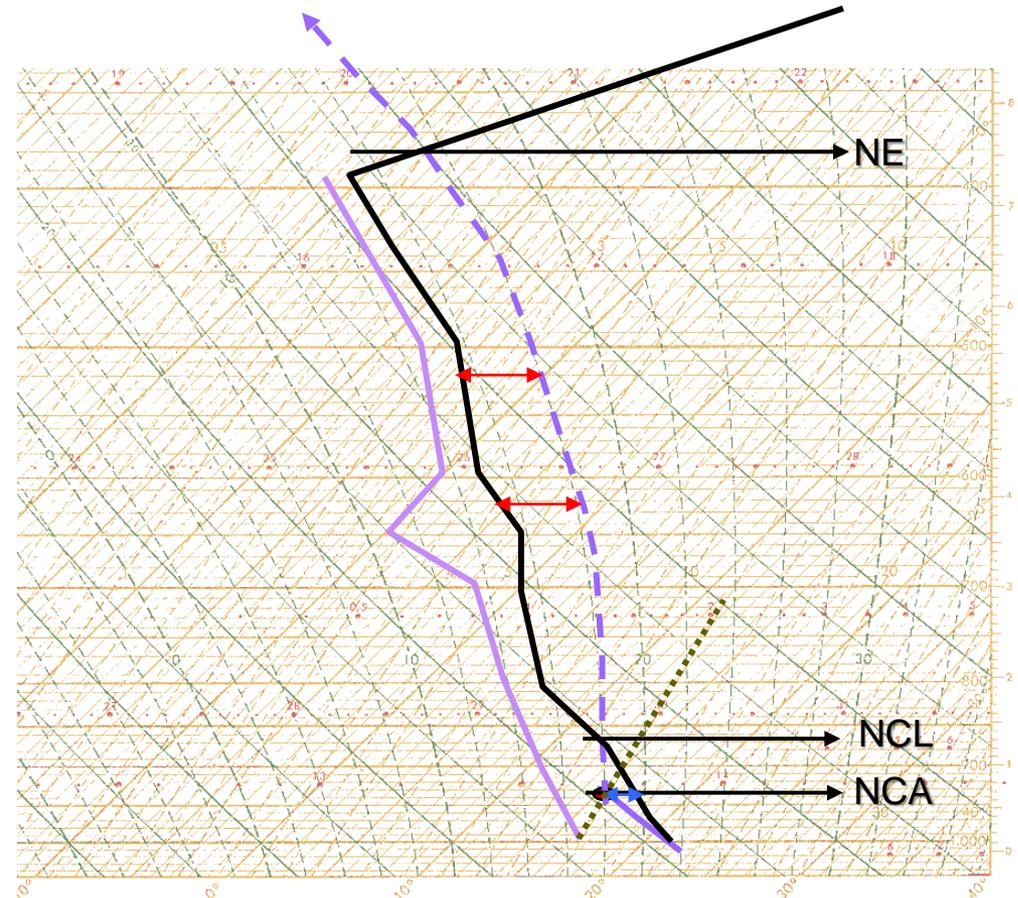


Instabilité conditionnelle et convection

NCA ou niveau de condensation par soulèvement adiabatique, niveau de pression au quel la parcelle d'air devient saturée. Coïncide avec la base des nuages dues à la convection.

NCL ou niveau de convection libre : niveau à partir duquel la température de la parcelle d'air en ascension est supérieure à celle de l'environnement

NE : niveau d'équilibre : niveau au quel la température de la parcelle est égale à celle de son environnement et à partir du quel elle sera inférieure à celle de l'environnement. Correspond au sommet des nuages.



$$T_v - T_{v0} > 0$$

Flottabilité
positive

$$T_v - T_{v0} < 0$$

Flottabilité
négative

Instabilité conditionnelle et convection

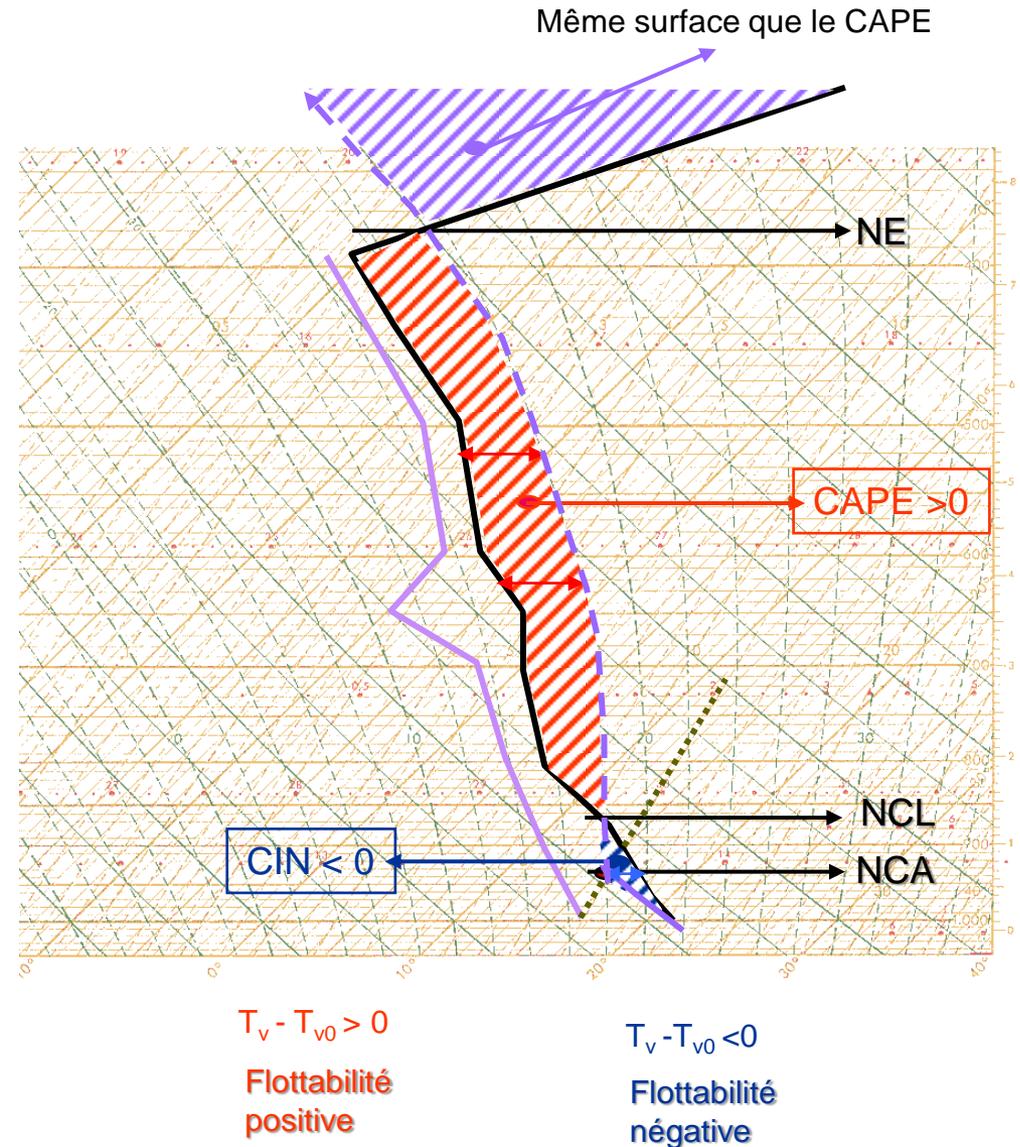
CAPE et CIN

CAPE : énergie potentielle de convection disponible. Mesure du potentiel de transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique.

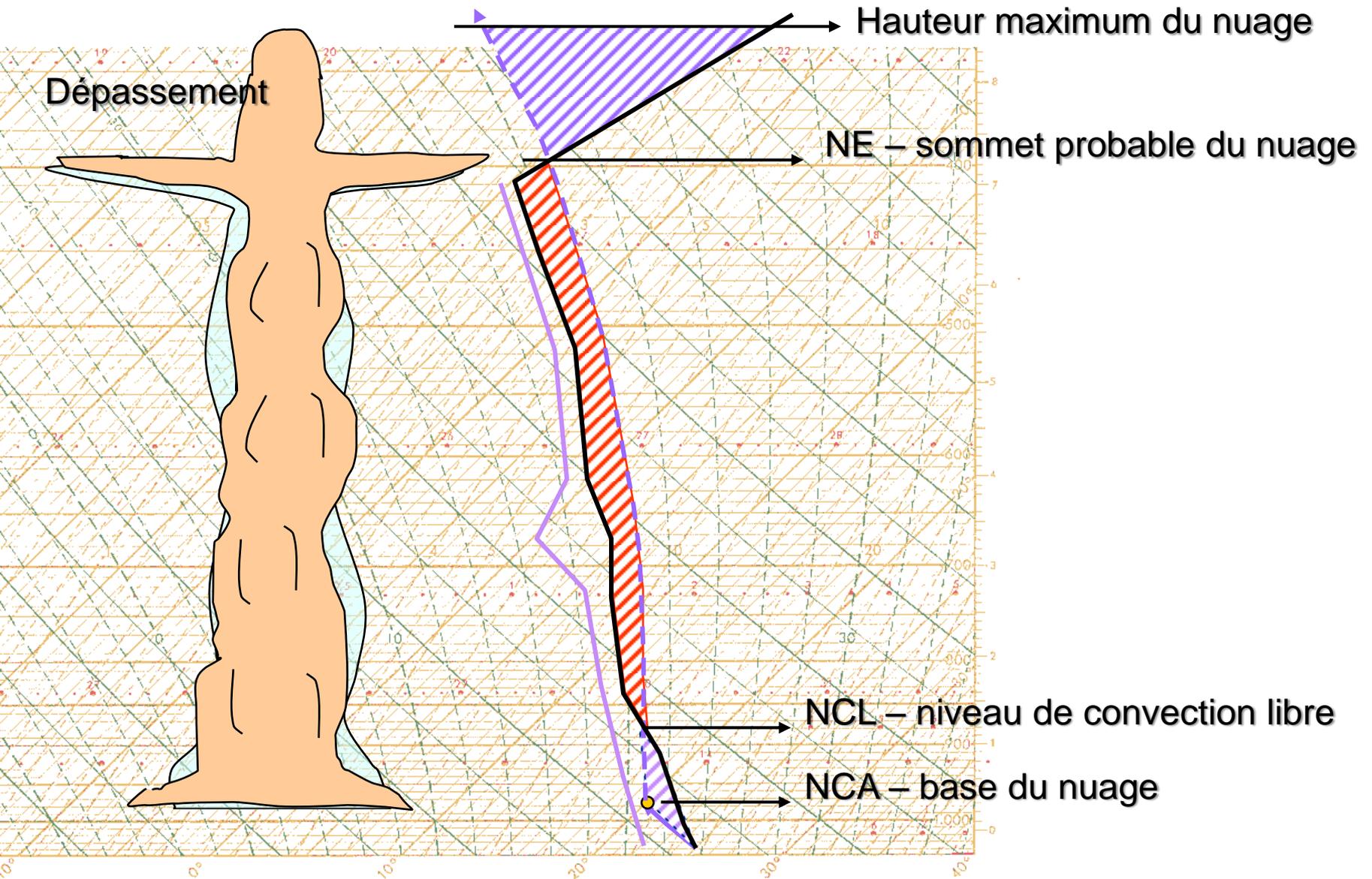
CIN : énergie d'inhibition de la convection. Mesure de la difficulté à déclencher la transformation de l'énergie potentielle disponible en énergie cinétique.

$$CAPE = \int_{NCL}^{NE} \frac{(T_{vp} - T_{vE}) \cdot g}{T_{vE}} dz > 0$$

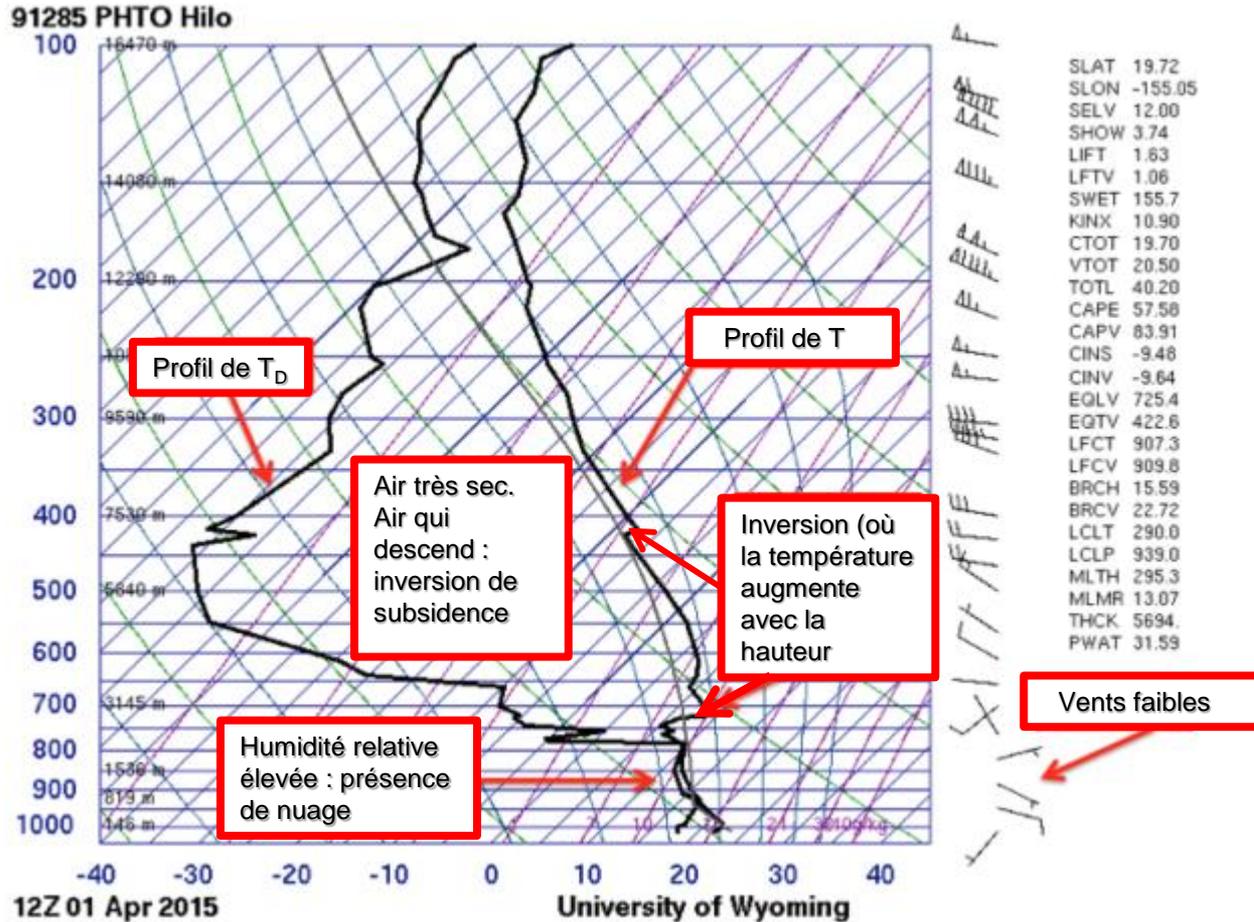
$$CIN = \int_{z=0}^{NCL} \frac{(T_{vp} - T_{vE}) \cdot g}{T_{vE}} dz < 0$$



Application au nuages convectifs

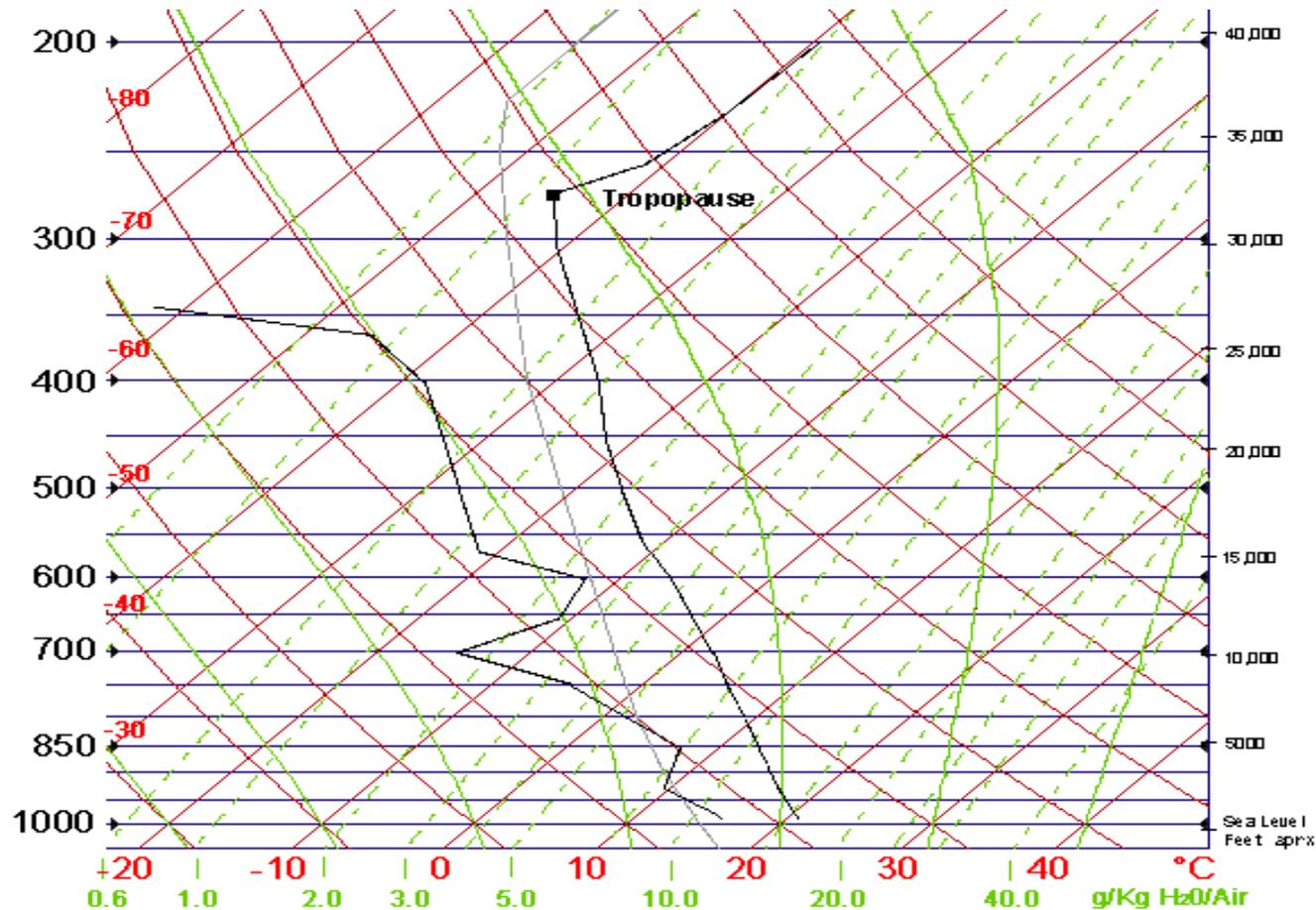


Autres informations



Trouver la tropopause

La tropopause commence autour de 30 à 20 kPa où l'atmosphère est approximativement isotherme ($\gamma = -dT/dz < 2^\circ\text{C}/\text{km}$)

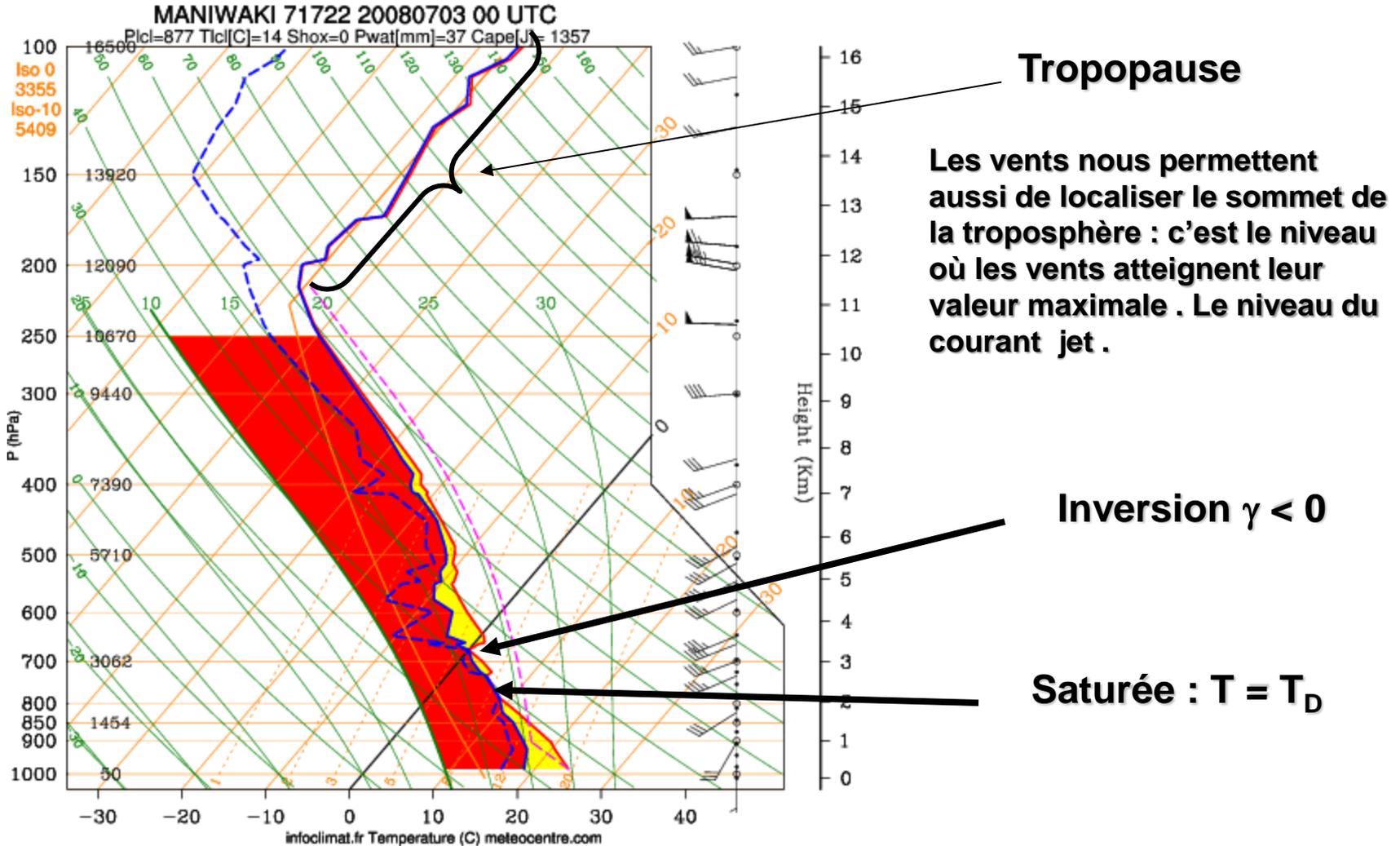


Attention!!

À noter qu'un sondage est une «photo» instantanée et locale. L'atmosphère est un fluide en constante évolution. La réalité s'éloigne souvent des sondages stylisées observées dans les livres.

La connaissance théorique des phénomènes météorologiques nous permet de mieux extraire de l'information météorologique d'un sondage...

Couches saturées et d'inversion



À savoir...

- La base du nuage se situe au niveau de condensation par soulèvement adiabatique (NCA).
- La tropopause commence autour de 30 à 20 kPa où l'atmosphère est approximativement isotherme.
- r_w ou r_s est déterminé par p et T .
- r est déterminé par p et T_d .
- $RH\% = (100\%) \cdot r/r_s$

À savoir...

- Les particules d'air se déplacent adiabatiquement
 - suivant un procédé adiabatique sec au-dessous du NCA;
 - et adiabatique saturé au-dessus du NCA.
- S'il n'y a pas de précipitation, $r_L = r_T - r_s$ où r_T est le rapport initial de la particule proche de la surface(ou au NCA) et r_s est déterminé par T au niveau demandé.
- Les nuages existent dans les niveaux où la température de l'environnement est $T - T_d < 2^\circ\text{C}$
 - Stratiformes si les couches sont stables
 - Cumuliformes dans le cas d'instabilité

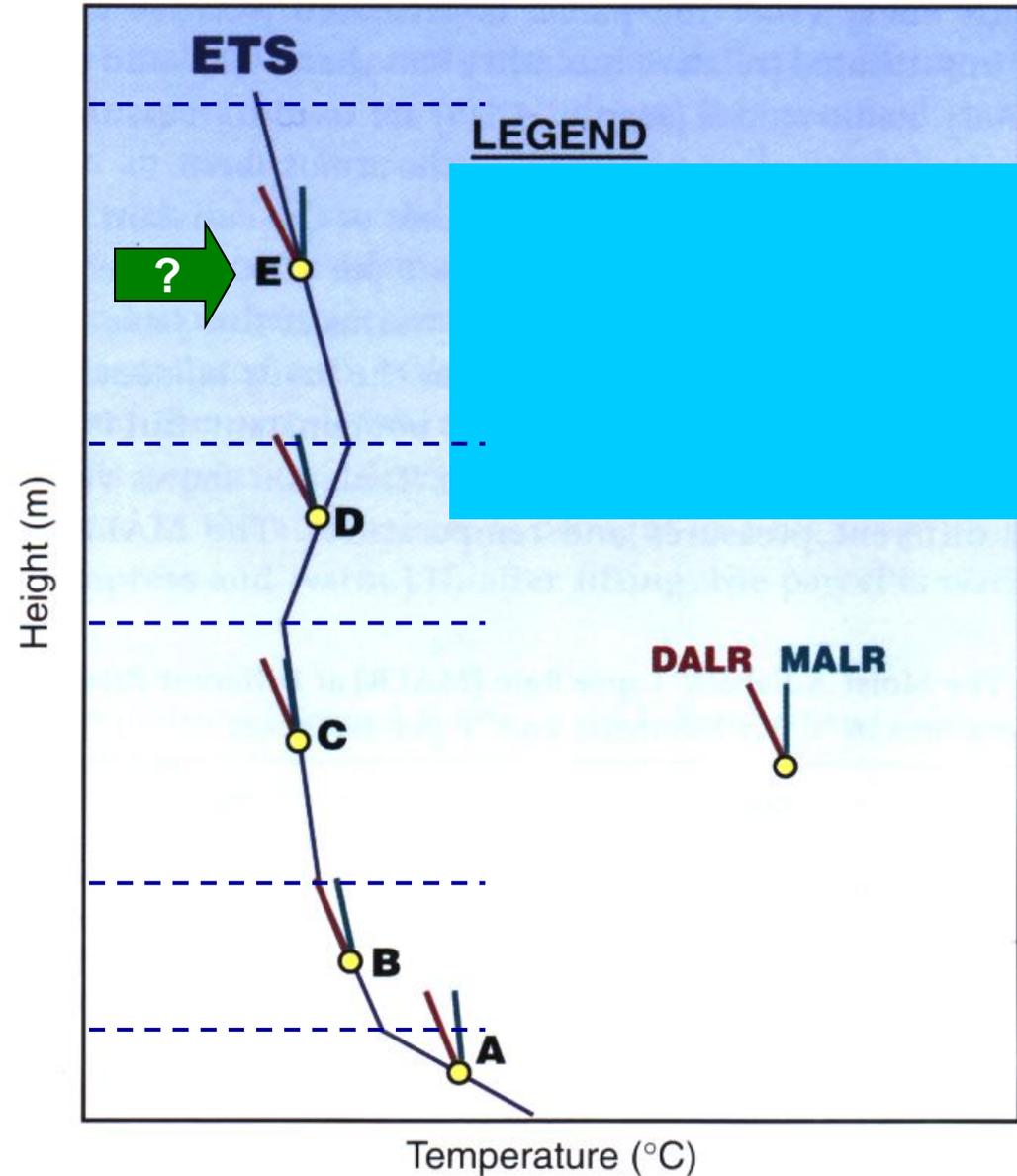
Petit test : critères de stabilité statique

$$\Gamma_d = \text{DALR}$$

—
 = Dry Adiabatic Lapse Rate
 = taux de refroidissement
 adiabatique sans saturation

$$\Gamma_s = \text{MALR}$$

—
 = Moist Adiabatic Lapse Rate
 = Taux de refroidissement
 pseudoadiabatique



Résumé : diagrammes aérologiques

- Outils de visualisation de la structure verticale de l'atmosphère;
- Ils permettent d'avoir une idée de l'état d'une masse d'air, en donnant la distribution verticale des principales grandeurs physiques qui la caractérisent:
 - la pression atmosphérique,
 - la température,
 - l'humidité,
 - la vitesse et la direction du vent
- Ces cinq grandeurs, déterminent:
 - les facteurs de stabilité ou d'instabilité des couches atmosphériques successives,
 - leurs mouvements verticaux éventuels
 - les possibilités d'évaporation, de condensation ou de précipitation qui en résultent.
- Le diagramme en lui-même reste centré sur les deux principales variables décrivant les mouvements verticaux :
 - pression
 - température.

À venir...

Classification des nuages

