



EISTI  
Travaux d'Intérêt Personnel Encadrés

Travaux d'Intérêt Personnel Encadrés

# L'EMAGRAMME

Auteur :  
Errol LECLERCQ



Professeur Réferent :  
Dr. Astrid JOURDAN

# Avant propos

Aujourd’hui et depuis toujours, l’homme influence le climat et réciproquement l’homme est influencé par le climat, en effet « *quel temps fera t-il demain ?* » est une question quotidienne.

La **Climatologie** est une branche de la géographie physique, c’est la science du climat, c'est-à-dire de la synthèse sur le long terme des conditions météorologiques, en observant un maximum de paramètres tels que la vitesse du vent, l’humidité relative, la température à différentes altitudes ainsi que l’influence des gaz à effet de serre permet de créer un schéma climatique ou d’anticiper un changement climatique.

La climatologie est utilisée dans divers domaines scientifiques tels que l’astrophysique, la biochimie, la chimie et la dynamique de l’atmosphère, l’océanographie, la géophysique, la biologie.

Après une première analyse du sujet, nous nous sommes rendu compte que celui-ci était très vaste. Aussi dans l’étude qui va suivre, nous avons décidé de borner notre exposé à une branche particulière de la climatologie : la Météorologie.

## Contact

Errol Leclercq  
[leclercqer@eisti.eu](mailto:leclercqer@eisti.eu)



# Sommaire

Part.	<b>I</b>	<b>Propriétés physiques &amp; thermodynamiques</b>	6
Chap.	<b>1</b>	<b>Composition de la masse d'air[1]</b>	8
Chap.	<b>2</b>	<b>Notions de thermodynamique</b>	9
1	1	La Température[3]	9
2	2	La Chaleur[3]	9
2.1	2.1	Conduction :	10
2.2	2.2	Convection :	10
2.3	2.3	Rayonnement :	11
3	3	Corps Noir[7]	12
4	4	La pression	15
Chap.	<b>3</b>	<b>Les principales transformations de l'air atmosphérique</b>	16
1	1	Modèle de l'atmosphère isotherme	18
2	2	Modèle de l'atmosphère Standard	19
3	3	Phénomènes liés à la condensation de la vapeur d'eau	20
4	4	Les transformations adiabatiques	21
4.1	4.1	Les transformations adiabatiques sèches	21
4.2	4.2	Les transformations adiabatiques humides	22
4.3	4.3	Les transformations pseudo-adiabatiques	22
Part.	<b>II</b>	<b>Etude de l' Emagramme</b>	26
Chap.	<b>4</b>	<b>Qu'est-ce que l'Emagramme ?</b>	28
1	1	L'Emagramme	28
2	2	Le radiosondage	30
Chap.	<b>5</b>	<b>Les différentes courbes caractéristiques de l'Emagramme</b>	31
1	1	La courbe d'état ou courbe des températures	31
1.1	1.1	Remarque sur la construction du graphique	32
2	2	Courbe d'humidité ou des points de rosées	33
3	3	Représentation graphique des taux de décroissances Adiabatiques	34
3.1	3.1	Vitesse et direction du vent	34
Chap.	<b>6</b>	<b>Lecture &amp; interprétation</b>	36
1	1	Critères de stabilité ou Instabilité	36
1.1	1.1	Instabilité absolue	37
1.2	1.2	Stabilité absolue	37
1.3	1.3	Instabilité conditionnelle	38
2	2	Etudes de cas	40
2.1	2.1	Différents types d'inversions	40

Part.	2.2	Stabilité / Instabilité . . . . .	42
	2.3	Détermination des nuages à partir d'un radiosondage . . . . .	43
	2.4	Exemple . . . . .	45
Chap.	III	Annexes . . . . .	48
Chap.	7	Les Nuages . . . . .	49
	1	Classification des nuages . . . . .	49
Chap.	8	PFSF . . . . .	51
	1	Relation Fondamentale de la Statique des Fluides (RFSF) . . . . .	51
Chap.	9	Caractéristiques . . . . .	52

# Introduction

La **Météorologie** est la science qui étudie les variations du climat à court terme à l'échelle humaine. Les différents facteurs observés sont l'humidité, les précipitations, le vent, la température et les nuages. La météorologie fait appel à la physique notamment à la thermodynamique, la chimie ainsi qu'aux mathématiques. L'étude de la Météorologie a des applications très diverses.

Divers outils permettent l'étude du temps. Dans la suite nous avons choisi de nous intéresser à un diagramme très particulier qu'est l'Emagramme.

L'**Emagramme** est un diagramme thermodynamique mettant en relation divers paramètres. Comme nous le verrons, son étude permet de mieux connaître l'état de la masse d'air.

- Très bon site sur l'aspect historique de cette science :

<http://www.meteolafleche.com/histoiredelameteorologie.htm>

Nous aborderons donc dans une première partie quelques notions de thermodynamique, indispensables à la bonne compréhension des phénomènes physiques mis en jeu lorsqu'on souhaite étudier la masse d'air.

Puis, dans un deuxième temps, nous définirons ce qu'est l'emagramme, ce sera l'occasion de clarifier ses spécificités.

Nous verrons comment il est obtenu et nous verrons comment l'aborder pour une bonne lecture.

Dans ce rapport vous trouverez :

- Une partie "Annexe" : ayant pour but de compléter certaines des parties traitées.
- Une partie "Glossaire" : afin de donner la définition de certains termes utilisés, que nous n'avons volontairement pas définis là où ils se trouvaient.

# Partie I

---

## *Propriétés physiques & thermodynamiques*

## Introduction

La thermodynamique est, de façon générale, la science des grands systèmes en équilibre<sup>1</sup>. Dans une approche plus restreinte nous parlerons ici de la science qui étudie la dynamique des gaz c'est à dire, une approche classique qui étudie les corps gazeux en mouvement sous l'influence des actions mécaniques extérieures qui leur sont appliquées.

L'étude des transformations d'énergie est le sujet de la thermodynamique, nous aborderons donc cette science selon un point de vue énergétique en étudiant plus précisément les transferts d'énergies opérant dans l'atmosphère.

La thermodynamique atmosphérique concerne l'étude du comportement physique de l'air à une petite échelle spatiale et temporel.

Donc, concrètement, nous allons nous intéresser à un gaz en particulier (plus rigoureusement, un mélange gazeux) : l'air.

### Dans la suite ...

... nous allons faire le détail des différentes notions qui nous seront utiles pour l'étude de l'**Emagramme**.

- Nous verrons tout d'abord ce qui permet réellement les échanges d'énergies dans l'atmosphère ;
- Nous ferons ensuite l'inventaire de quelques propriétés thermodynamiques qui permettront de clarifier les notions suivantes ;
- Nous terminerons cette partie en définissant les principales transformations que peut subir l'atmosphère,  
ce sera là l'occasion de faire l'inventaire de quelques modèles théoriques qui permettront par la suite de simplifier l'étude.

1. <http://fr.wikipedia.org/wiki/Thermodynamique>

# Composition de la masse d'air[1]

1

C'est dans la **Troposphère**<sup>1</sup>, petite partie de l'Homosphère, qui correspond à la tranche d'atmosphère comprise entre 0 et 15 km d'altitude, que s'effectue la majorité des phénomènes climatiques. C'est dans cette tranche d'atmosphère que sont concentrés plus de 90% du gaz environnant notre globe. La Troposphère est composée d'un mélange de plusieurs gaz :

- o environ 78 % d'azote,
- o 21% d'oxygène,
- o 0,9% d'autres gaz (appelés gaz rares : xénon, néon, helium, gaz carbonique).

Ces gaz se répartissent de manière hétérogène, ils s'étagent par ordre de masse volumique décroissante, de plus, leur concentration varie selon le lieu du globe. En plus des gaz, l'atmosphère terrestre contient d'autres constituants en proportion mineure :

- o de l'eau sous différentes formes : liquide, glace, vapeur ;
- o des traces d'autres gaz « denses » : dioxyde de carbone, méthane ;
- o ainsi que d'autres constituants volatiles "solides" : poussière ;

C'est justement ces derniers constituants qui représentent une importance considérable dans les phénomènes météorologiques : nuages, effet de serre ;

**Quelques propriétés de l'air :**

- o L'air est peu missible, c'est à dire que deux masses d'air ayant des caractéristiques différentes ne se mélangent pas facilement.
- o L'air pur est un bon isolant.

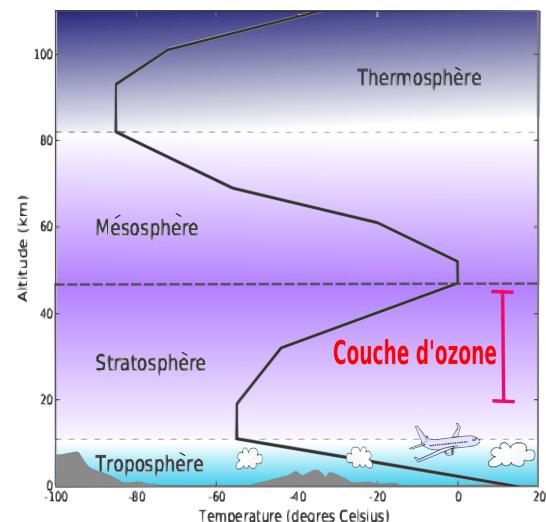


TABLE 1.1 – Différents étages de l'atmosphère.

1. [http://fr.wikipedia.org/wiki/Glossaire\\_de\\_la\\_m%C3%A9t%C3%A9orologie](http://fr.wikipedia.org/wiki/Glossaire_de_la_m%C3%A9t%C3%A9orologie)

# Notions de thermodynamique

2

1

## LA TEMPÉRATURE[3]

### Définition

*La Température : grandeur intensive caractéristique d'un état thermodynamique stable.*

*La température exprime un niveau d'agitation moléculaire : plus l'agitation est grande plus la température est élevée. L'unité de température dans le SI<sup>a</sup> est le Kelvin : défini d'après le « zéro absolu » c'est à dire la température où toute agitation moleculaire est nulle.*

*a. Système International*

Plusieurs échelles de température existent, la référence en Europe étant : le degré Celcuse ; défini selon une échelle linéaire, sur le changement d'état de l'eau à pression standard (1013 hPa) : 0°C correspond au changement d'état liquide-solide et 100°C correspondant au changement liquide-gaz.

Correspondance entre le Kelvin et le Celcuse : 0°C correspond à -273 K.

2

## LA CHALEUR[3]

### Définition

*La Chaleur : aussi appelée transfert thermique, exprime une transition entre deux états thermodynamiques stables<sup>a</sup>, c'est une quantité d'énergie. Le transfert thermique caractérise tout autre type de transfert d'énergie que le travail d'une force. Une quantité de chaleur est une quantité d'énergie, fournie ou cédée par un système thermodynamique. L'unité de la quantité de chaleur est donc le Joule. La quantité de chaleur échangée par unité de temps s'exprime en Watt<sup>b</sup>.*

*a. La quantité de chaleur dépend du chemin suivi par le système.*

*b. Rappel  $\{P\}=\{E\}^*\{t\}$ .*

Notion de chaleur : pour éléver la température d'un corps, il faut lui fournir une certaine quantité de chaleur : c'est à dire, lui apporter de l'énergie.

Il existe trois modes de transmission de chaleur que nous allons détailler ci-dessous.

## 2.1

## CONDUCTION :

*Conduction* : La conduction est un transfert de chaleur de proche en proche, l'air est un mauvais conducteur (c'est même un isolant), mais la conduction s'opère tout de même sur de faibles épaisseurs atmosphériques, et elle s'opère d'autant plus que l'air est chargé d' « impuretés ».

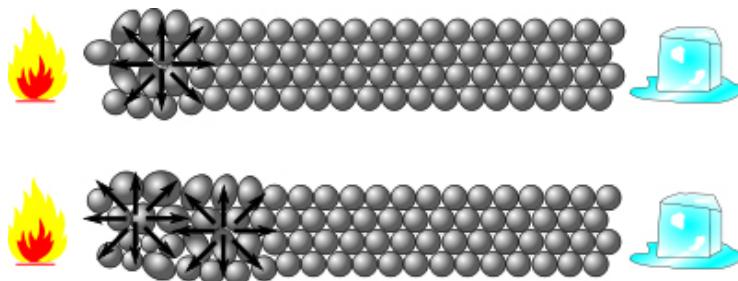


TABLE 2.1 – Transfert de chaleur par conduction.

## 2.2

## CONVECTION :

*Convection* : chaleur véhiculée par déplacement d'un fluide tel que l'air. Lorsque l'air s'échauffe, il devient moins dense, et devient donc plus "léger" relativement à une masse d'air environnante. La "bulle d'air" chaude aura tendance à s'élever. Mais nous reviendrons sur cette notion. Elle peut être naturelle, ou forcée (par brassage mécanique : vent )

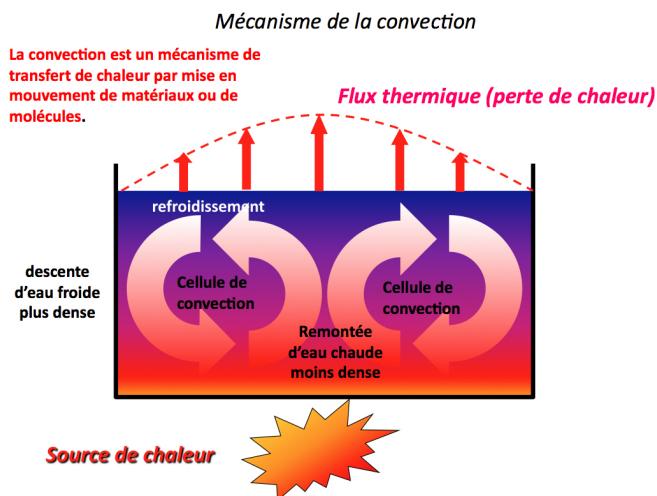


TABLE 2.2 – Mouvement de convection.

## 2. La Chaleur[3]

### 2.3

#### RAYONNEMENT :

**Rayonnement<sup>1</sup>** : c'est un mode de transfert de chaleur sans support matériel, sous forme d'ondes électromagnétiques (combinaison d'un champ électrique et magnétique) ou radioélectriques.

Il se propage donc, dans le vide, à la vitesse de la lumière soit  $3.10^8 m.s^{-1}$ . Afin d'expliquer plus précisément ce qu'est le rayonnement thermique nous devons définir le photon. Il faut savoir qu'un photon est à la fois une particule et une onde électromagnétique. C'est une onde donc, de ce fait tout ce qui s'applique à une onde s'applique au rayonnement : à la traversée de certains milieux matériaux transparents. Il peut y avoir diffraction et réfraction : la vitesse de l'onde peut être modifiée, tout comme sa direction.

Il arrive qu'un photon (une quantité d'énergie) soit absorbé par un électron et si cette énergie correspond exactement à l'énergie nécessaire pour accéder à un état supérieur, appelé excité (voir Tab. 2.2) alors ce passage de l'état fondamental (ou peu excité) à l'état excité s'appelle absorption. Cette quantité d'énergie dépend directement de la longueur d'onde, caractéristique de la couleur et donc l'atome devient de la couleur complémentaire à la couleur absorbée.

Mais ce n'est pas fini car l'électron étant à un état excité il n'est pas "stable" et afin de le devenir, il émet l'énergie reçue, c'est à dire qu'il émet un rayonnement d'une certaine couleur qui dépend de la longueur d'onde, c'est à dire de la quantité d'énergie. Ce qui permet à l'électron de retourner à son état fondamental.

On en déduit donc qu'il existe une relation entre la couleur et la chaleur.

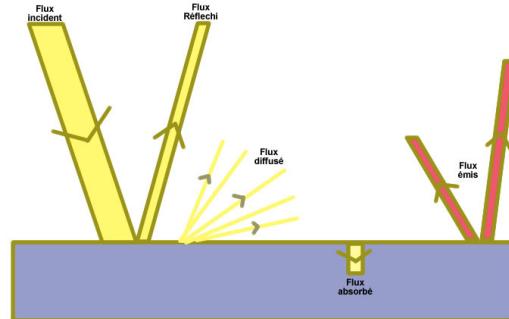


TABLE 2.3 – Rayonnement thermique.

1. Inspiré des explications clarifiées de M. Dauget (professeur de physique à l'EISTI) et de Mr. Laurent (professeur lycée Cordouan)

Site Web de Mr. Laurent : <http://sitephysiquets.pagesperso-orange.fr>

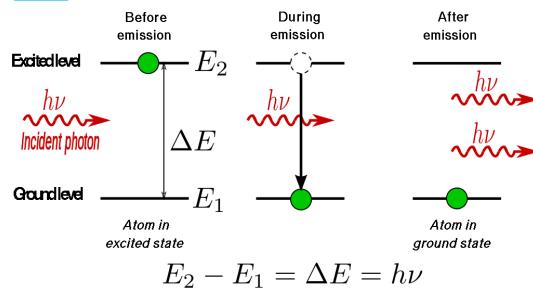


TABLE 2.4 – Principe du rayonnement.

la longueur d'onde.

L'énergie est donc diminuée par absorption et par diffusion. Quand un corps est exposé à un rayonnement, il s'échauffe. Ceci nous amène à la notion de corps noir.



### CORPS NOIR [7]

Qu'est-ce qu'un *corps noir* : Tout corps dont la température est non nulle émet un rayonnement thermique on parle alors de rayonnement du "corps noir".

On appelle "corps noir" isotherme, un corps théorique capable d'absorber intégralement tout le rayonnement qu'il reçoit. De ce fait, il emmagasine de l'énergie et sa température augmente alors. Il émet à son tour un rayonnement thermique dont l'intensité augmente de façon proportionnelle avec sa température. Lorsque l'énergie perdue par rayonnement compense celle qui est reçue, la température se stabilise. Le corps noir a atteint sa température d'équilibre radiatif.

Principales propriétés de la théorie des corps noirs : L'énergie émise par unité de temps (puissance), perpendiculairement à un élément de surface du corps émetteur, est fonction de la température du corps. C'est en fait un débit d'énergie, mais on parlera plus de "flux" de rayonnement (ou "d'intensité"). Il s'exprime en  $W.m^{-2}$  (Watts par mètres carrés). L'intérêt de cette théorie réside dans le fait qu'elle décrit très correctement le rayonnement émis par un grand nombre de corps réels. Le rayonnement solaire est un cas particulier qui nous intéressera particulièrement car c'est lui qui est à l'origine de la restitution par rayonnement thermique IR.

## Chapitre 2. Notions de thermodynamique

Nous avons déjà tous remarqué qu'un vêtement blanc ou clair, qui renvoie donc toutes les ondes qu'il reçoit, chauffe de manière moins importante qu'un vêtement foncé qui absorbe un grand nombre des rayons lumineux.

Le rayonnement thermique est composé d'un éventail de radiations de différentes longueurs d'onde (voir Tab 2.3). Chaque radiation transporte une partie de la puissance émise. L'intensité transportée par chacune d'elles est fonction : de la température et de

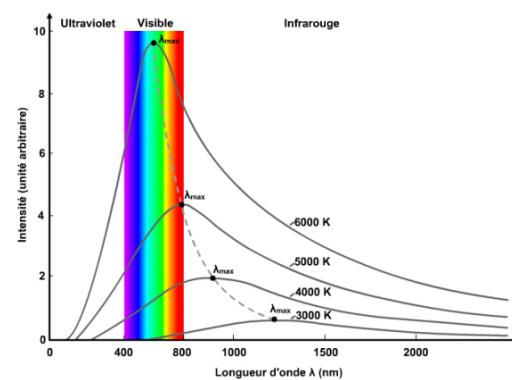


TABLE 2.5 – Rayonnement du corps noir.

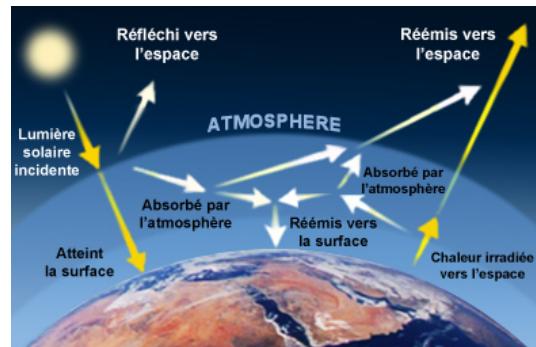


TABLE 2.6 – Le rayonnement solaire est à l'origine de la restitution de rayonnement IR permettant une température moyenne terrestre de 15°C.

**Transmission de chaleur dans l'atmosphère[1]**

Avec sa température de surface de 6000 K, le soleil émet dans une très large gamme de longueur d'ondes. Le flux qui parvient au sommet de l'atmosphère terrestre, perpendiculairement à la direction soleil-Terre, est appelé « constante solaire » et est noté **C**. Sa valeur annuelle moyenne est de  $1370 \text{ W.m}^{-2}$ . Les effets du rayonnement sur les corps récepteurs sont différents selon la nature du matériau :

- ◊ Le rayonnement solaire traverse les matériaux transparents, ne s'échauffent pas beaucoup : Ainsi, l'air relativement transparent, ne s'échauffe pas beaucoup avec le rayonnement solaire direct.
- ◊ Le rayonnement solaire est fortement absorbé par les matériaux sombres qui alors s'échauffent.
- ◊ Il se réfléchit sur les surfaces claires ou glacées (effet miroir habituellement appelé "albédo").

Les effets des radiations solaires dépendent :

- ★ de la nature des matériaux,
- ★ de leur couleur,
- ★ de leur état de surface,
- ★ et de l'incidence du rayonnement.

Si l'air et les nuages sont relativement transparents au rayonnement solaire, ils absorbent par contre très fortement le rayonnement thermique infrarouge de la terre. Ils émettent à leur tour un rayonnement infrarouge dont la fraction absorbée par le sol élève la température de ce dernier. C'est ce que l'on appelle l'effet de serre atmosphérique "naturel".

On constate que, de façon globale, la température moyenne du sol et celle de l'atmosphère restent sensiblement constantes dans le temps (à l'échelle de plusieurs dizaines d'années). Cela signifie qu'il y a égalité entre l'énergie reçue du soleil et celle que ré-émet vers l'espace le système {Terre & Atmosphère}.

Par contre, si l'on considère de façon séparée le sol et l'atmosphère, on peut constater que l'équilibre radiatif n'est pas atteint car il y a un excédent d'énergie.

Or comme on considère l'équilibre, il faut qu'il y ait compensation. C'est en fait de la convection qui entraîne la formation des nuages de pluie et ce sont les nuages qui transforment l'excédent d'énergie radiatif reçu au sol vers une atmosphère en déficit radiatif. En définitive, ce procédé fait que la température moyenne du sol et celle de l'atmosphère restent sensiblement constantes dans le temps (à l'échelle de plusieurs dizaines d'années).

On peut montrer que la chaleur reçue par l'atmosphère a pour origine :

- △ le rayonnement solaire direct : 14,5%,
- △ le rayonnement infrarouge terrestre : 67,3%,
- △ la chaleur produite par la condensation de la vapeur d'eau liée à la formation des nuages précipitants : 14,6%,
- △ la convection sans précipitations : 3,6% .
- △ le reste est lié à l'incidence du rayonnement.

## Pour Résumer

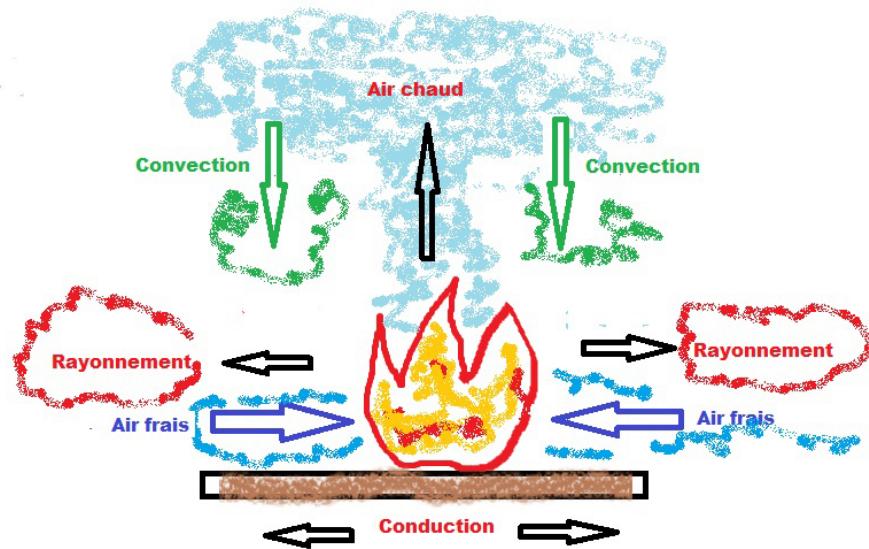


TABLE 2.7 – Conduction - Convection - Rayonnement thermique

### Concretèmement

La masse d'air terrestre, dans les faibles couches de l'atmosphère est réchauffée par convection la journée et par rayonnement infra-rouge la nuit (aussi appelé "restitution thermique"). Ceci permet à notre globe de maintenir une température moyenne de 15°C à sa surface.

Pour l'atmosphère, la source de chaleur la plus importante n'est pas le soleil mais bien la terre.



Comment peut-on définir la pression ?[6] :

### Définition

La Pression : c'est une force exercée sur une surface donnée.

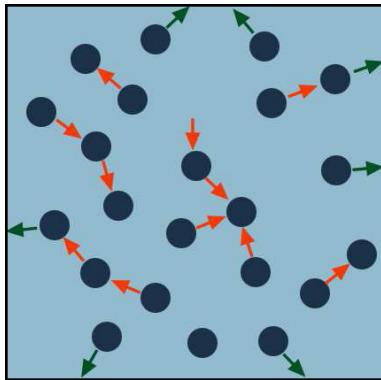


TABLE 2.8 – Molécules de gaz dans une enceinte. La vitesse moyenne des molécules du gaz azote est voisine de 1800 km/h.

La pression est une des notions fondamentale de la physique. Elle est exprimée en Pascal (Pa) dans le SI mais on peut également l'exprimer en bar, atmosphère (atm) ou encore en livre par pouce carré (psi).

Il s'agit d'une **grandeur intensive**.

D'un point de vue plus concret, à l'échelle microscopique, la pression d'un gaz est liée à l'agitation moléculaire sur la surface considérée (flèches vertes sur l'image qui succède). Lors de la dilatation d'un gaz, ses molécules s'éloignent les unes des autres ce qui est dû à leur agitation. Et comme la distance entre chaque molécule augmente, les chocs sont moins nombreux, ce qui implique un abaissement de sa pression. A contrario, lorsqu'un gaz est compressé, ses molécules se rapprochent, donc le nombre de collisions augmente ce qui entraîne par définition une augmentation de la pression exercée.

Remarque : la pression est une grandeur scalaire, en effet, elle ne dépend pas de l'orientation de la surface qui sert à la définir.

**ATTENTION** : Ici il ne faut pas confondre cette notion avec la **FORCE** de pression :

On a  $P = \frac{F}{S}$  on peut en déduire :  $F = P * S$  Un gaz, quel qu'il soit, a une masse, celle de l'ensemble des molécules qui le compose : un gaz peut donc exercer une force.

La pression atmosphérique par exemple a pour valeur : la valeur algébrique du **poids** de la colonne d'air appliqué sur la surface terrestre considérée :

$$P = \left( \frac{\rho * g * z}{S} \right)$$

Dans la suite nous parlerons de la pression exercée par un gaz, en l'occurrence l'air.

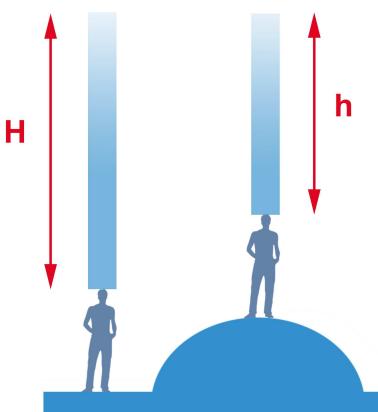


TABLE 2.9 – Le poids de la colonne d'air est proportionnel à la hauteur de celle-ci

# Les principales transformations de l'air atmosphérique

Définissons quelques transformations remarquables<sup>[3]</sup> :

## Définition

*Une transformation : est le passage entre deux états thermodynamiques stables, c'est à dire état thermodynamique où les variables d'états (variables dépendant de l'état du système) sont constantes à l'échelle macroscopique.*

1. *Transformation Réversible* : lorsque les équations qui décrivent la transformation sont invariantes par rapport au temps. On peut faire l'approximation lorsque la transformation est une succession d'états stables infiniment voisins : cette approximation peut être valable dans le cas d'une transformation très lente.  
Une transformation est irréversible lorsqu'elle dépend du chemin suivi par le système pour aboutir à l'état d'équilibre.
2. *Transformation Isotropique* (Adiabatique) : transformation au cours de laquelle il n'y a pas d'échange de chaleur.
3. *Transformation Isotherme* : transformation au cours de laquelle la température T reste constante.
4. *Transformation Isobare* : transformation au cours de laquelle la pression P reste constante.
5. *Transformation Isochore* : transformation au cours de laquelle le volume V du gaz reste constant.

Dans toute la suite, nous considérerons que l'air se comporte comme un gaz parfait, incompressible et non visqueux : c'est à dire comme un gaz obéissant à la loi :

## Définition

$$PV = nRT \Leftrightarrow P = \rho \frac{RT}{M}$$

- constante des GP <sup>a</sup> :  $R = 8,314$ ,
- $\rho$  la masse volumique (en g/L),
- M la masse molaire (en g/mol),
- n la quantité de matière (en mol),
- P la pression (en Pascal),
- V le volume (en  $m^3$ ),
- T la température (en K),

a. Gaz Parfait

## L'objet que nous allons considérer

### Définition

Pour simplifier les différents modèles qui vont suivre, appelons  $\{S\}$ , le système à l'intérieur d'une enveloppe  $\Sigma$  imaginaire : Quand nous parlerons de "masse d'air", cela évoquera un volume unité d'air, la "masse d'air" sera considérée comme un système fermé c'est à dire :

- ★ N'échangeant pas de matière avec l'extérieur.
- ★ Pouvant échanger de l'énergie (potentiellement sous forme de chaleur).

Dorénavant, nous prendrons donc ce volume élémentaire comme référence.

## 1

## MODÈLE DE L'ATMOSPHÈRE ISOTHERME

Dans le cas des fluides compressibles (gaz),  $\rho$  dépend de P :

$$\frac{\partial P}{\partial z} + \rho(P) * g = 0 \quad (3.1)$$



### Hypothèses de l'atmosphère isotherme

1. l'air est supposé être un gaz parfait,
2. la température est supposée uniforme.

D'après la loi des gaz parfaits on a :

$$P = \rho \frac{RT}{M} \Leftrightarrow \rho = \frac{MP}{RT} \quad (3.2)$$

On obtient ainsi l'équation différentielle linéaire du premier ordre suivante :



### Démonstration

$$\begin{aligned} \frac{dP}{dz} + \frac{M}{RT}(P) * g = 0 &\Leftrightarrow \frac{dP}{P} = -\frac{Mg}{RT} dz \\ &\Leftrightarrow d(\ln P) = -\frac{Mg}{RT} dz \\ &\Leftrightarrow \ln P = -\frac{Mg}{RT} z + cte \end{aligned} \quad (3.3)$$

Si on définit la constante, d'après les conditions initiales, par :  $P_0$  à l'altitude z initiale, on obtient l'équation interprétant le champs de pression de l'atmosphère isotherme :

$$P(z) = P_0 * \exp^{-\frac{Mgz}{RT}}$$

### Concrètement

Cette relation nous permettra de comprendre dans la deuxième partie la représentation sur l'émagramme des isobares : une échelle logarithmique sera utilisée.

## 2

## MODÈLE DE L'ATMOSPHÈRE STANDARD

Atmosphère théorique normalisée

Atmosphère type	Atmosphère standard
Atmosphère standard	I.S.A (International Standard Atmosphère)



## Hypothèses de l'atmosphère standard

1. On suppose l'air comme étant un gaz parfait.
2. On suppose l'air sec.
3. On suppose l'air homogène en fonction de l'altitude et au repos.

Caractéristiques de cette atmosphère normalisée au niveau de la mer[9] :

- ★ Température :  $T_{std} = 15^\circ\text{C} = 288K$
- ★ Pression :  $P_{std} = 1013,25\text{hPa} = 260\text{mm de Hg}$  (Hg : mercure)
- ★ Masse volumique :  $\rho_{std} = 1,225\text{kg.m}^{-3}$
- ★ Pesanteur :  $g = 9,81\text{N}$  ( $\text{N} = \text{m.s}^{-2}$ )
- ★ Célérité du son :  $V_{son} = 340\text{m.s}^{-1} = 1225\text{km.h}^{-1}$

## Concrètement

On peut observer que ce modèle suggère une décroissance linéaire. Ce modèle suppose un gradient vertical de température de  $6,5^\circ\text{C}$  par  $1000\text{ m}$  dans la tranche d'atmosphère qui nous intéresse à savoir de  $0$  à  $11\text{ km}$  d'altitude.

On se reportera à l'annexe C pour avoir les conversions entre altitude, pression, température.

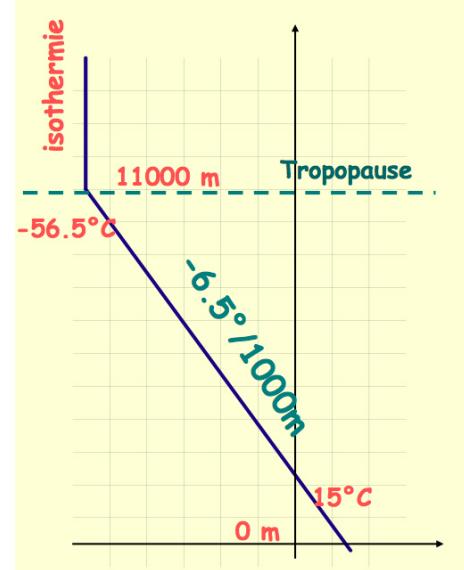


TABLE 3.1 – Représentation graphique du gradient vertical.

## 3

## PHÉNOMÈNES LIÉS À LA CONDENSATION DE LA VAPEUR D'EAU

**Définition**

L'humidité : caractérise la quantité d'eau à l'état gazeux contenue dans la masse d'air, c'est à dire la quantité de vapeur d'eau contenue dans un certain volume d'air.

L'air atmosphérique peut être considéré comme un mélange d'air sec et de vapeur d'eau.<sup>1</sup>

Hypothèses :

1. on suppose la masse d'air monobare (1),
2. on suppose un gradient de température avec l'altitude (2),
3. on suppose le volume de la masse d'air constant au cours de la transformation.

**Définition**

Plus la masse d'air est chaude, plus, à l'échelle microscopique, la distance entre chaque molécule constituant le gaz est grande, c'est à dire que l'air est moins dense et donc la masse d'air peut contenir plus de vapeur d'eau qu'une masse d'air relativement plus froide.

On en déduit que l'air froid peut contenir moins de vapeur d'eau que l'air chaud. Ainsi, supposons que l'on refroidisse un volume d'air à pression constante (1), en l'élevant par exemple, en supposant une décroissance de la température avec l'altitude (2). Ce volume d'air, contenant une certaine quantité de vapeur d'eau, va, au bout d'un moment, se trouver à saturation, et la vapeur d'eau va se condenser en gouttelettes. C'est ce que l'on appelle le point de rosée.

L'air humide est **saturé** s'il contient la vapeur maximum de vapeur d'eau permise par la température. La saturation caractérise la limite entre le passage de l'état gazeux et l'état liquide.

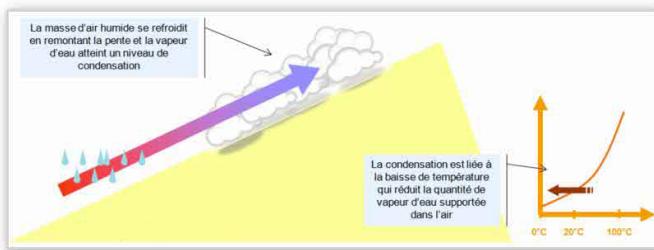
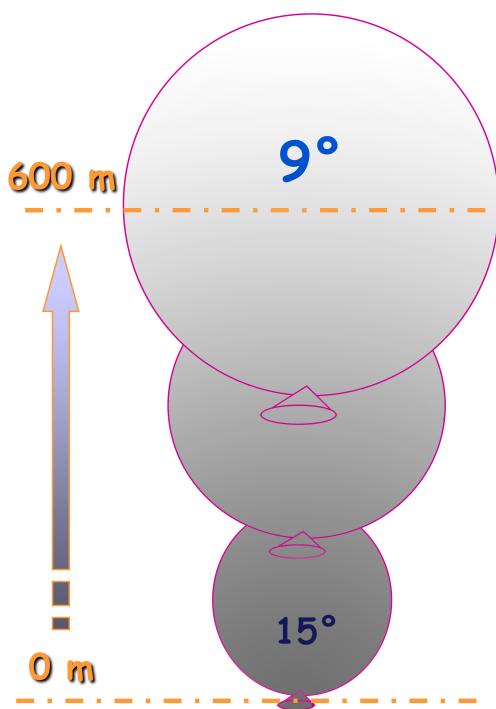


TABLE 3.2 – Caractérisation du changement d'état lorsqu'il y a modification d'un des paramètres d'états

1. Rappel : on fera l'approximation de considérer que les propriétés de ce mélange obéissent aux lois des gaz parfaits.



Rappel : Une transformation adiabatique (sèche) est une transformation au cours de laquelle il n'y a pas d'échange de chaleur.

Dans l'atmosphère de nombreuses évolutions peuvent être assimilées, dans le cadre d'une approximation à une évolution adiabatique.

Supposons ici que notre masse d'air est un système isolé, c'est à dire n'échangeant ni énergie, ni matière avec l'extérieur. Imaginons qu'on lui fasse subir une ascension. Au cours de la montée, elle va rencontrer des pressions de plus en plus faibles. Si l'on suppose qu'à tout instant, la pression  $P$  à l'intérieur de la bulle est égale à la pression de l'air d'où elle est partie (par exemple le sol), notre masse d'air va se détendre.

Cette détente va provoquer son refroidissement.

TABLE 3.3 – Détente adiabatique de l'air sec.

**1°C par 100 m**

C'est approximativement le taux de variation verticale de la température au sein d'une masse d'air subissant un déplacement vertical adiabatique. Par abus de langage, on parle de "gradient" adiabatique de l'air non saturé.

1. Dans une compression adiabatique, le travail des forces de pression peut être associé à une augmentation de l'énergie interne et donc de la température du gaz.
2. Dans une détente adiabatique, la masse volumique, la température et la pression diminuent.

## 4.2

## LES TRANSFORMATIONS ADIABATIQUES HUMIDES

Au cours d'un processus de condensation, de l'énergie est libérée sous forme de **chaleur latente**. Cette énergie peut servir à augmenter l'énergie interne de l'air ainsi que celle de l'eau condensée (sous forme gazeuse).

Un processus où il y a condensation de la vapeur d'eau, mais où toute la phase liquide reste dans la masse d'air (il n'y a pas de précipitation) est un processus **adiabatique et réversible** s'il n'y a pas échange avec l'extérieur.

On parle dans ce cas de processus **adiabatique saturé**. Dans ce type de transformation, la **chaleur latente** libérée réchauffe à la fois l'air restant sous forme gazeuse et l'eau sous phase condensée. Sur l'émagramme les adiabatiques saturés ne sont pas représentés.

## 4.3

## LES TRANSFORMATIONS PSEUDO-ADIABATIQUES

Une transformation est pseudo-adiabatique si au cours du processus de condensation, toute l'eau liquide contenue dans la masse d'air est immédiatement évacuée sous forme de précipitation et si la **chaleur latente** libérée sert uniquement à réchauffer l'air restant. Comme l'évolution de la masse d'air ne se fait pas à masse constante, la transformation pseudo-adiabatique est **irréversible** à la différence d'une transformation adiabatique saturée.

Cette transformation permet de définir la température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé.

**-0,6°C par 100 m**

C'est approximativement le gradient pseudo-adiabatique.

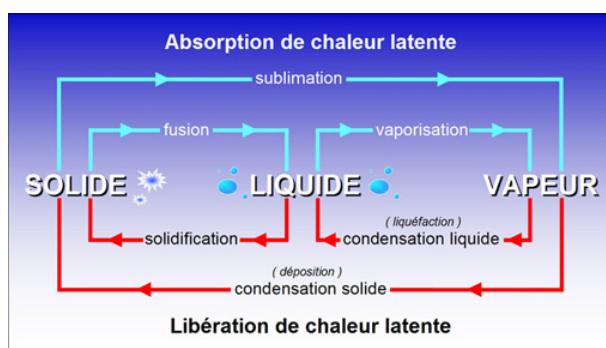


TABLE 3.4 – Changement d'état

### Concretèment

A retenir : Dans le cas d'une transformation adiabatique sèche nous avons :

1. Un gaz qui se détend rapidement se refroidit.
2. Un gaz que l'on comprime rapidement s'échauffe.

Ce qui nous amène aux notions suivantes[7] :

- > Rapport de mélange  $r$  :  $\frac{\text{Masse de vapeur}}{\text{masse d'air sec}}$
- > Humidité spécifique :  $\frac{\text{Masse de vapeur}}{\text{masse d'air humide}}$  (avec  $M_{airhumide} = M_{airsec} + M_{Vapeur}$ )
- > Humidité relative :  $\frac{\text{Masse de vapeur}}{\text{masse d'air}}$

Comme nous le verrons par la suite, ces valeurs peuvent être déterminées avec la mesure du point de rosée et du thermomètre mouillé.

### Les lois de Dalton sur les mélanges gazeux<sup>2</sup>

Dans l'air atmosphérique assimilé à un mélange d'air sec et de vapeur d'eau, chacun des gaz se comporte comme s'il était seul . En particulier, chacun d'eux tend à occuper tout le volume disponible.

#### Définitions

1. Première loi de Dalton : La pression partielle de chacun des gaz est celle qui correspond au volume et à la température considérés du mélange.
2. Deuxième loi de Dalton : La pression totale  $P$  du mélange est égale à la somme des pressions partielles de chacun des gaz constituants le mélange (respectivement  $P_A$  et  $P_H$  la pression partielle de l'air et de la vapeur d'eau).

$$P_{tot} = P_A + P_H$$

On peut montrer que le rapport de mélange  $r$ , précédemment défini peut aussi s'exprimer en fonction du rapport des pressions partielles :



#### Démonstration

D'après la loi des gaz parfaits[4], posons :

$$P_A = \frac{m_a RT}{M_a V} \text{ et } P_H = \frac{m_v RT}{M_v V}$$

$$\text{ainsi : } P_{tot} = \frac{P_H}{P_A} \frac{M_v}{M_a}$$

Connaissant la valeur de

★ la masse molaire de l'air :  $M_a = 29\text{g.mol}^{-1}$

★ la vapeur d'eau :  $M_v = 18\text{g.mol}^{-1}$

On en déduit une nouvelle expression du rapport de mélange :

$$r = 0,622 \frac{P_H}{P_{tot}-P_H}$$

#### Concrètement

Cette relation nous permettra de comprendre dans la deuxième partie la représentation sur l'émagramme de l'humidité d'une particule.

2. Deux sites web intéressants :

- [http://www.chimix.com/thermodynamique/liquide\\_vapeur.htm](http://www.chimix.com/thermodynamique/liquide_vapeur.htm)
- [http://freveille.free.fr/Energie\\_vapeur\\_eau.html](http://freveille.free.fr/Energie_vapeur_eau.html)

### Résumé de la première partie

Le soleil est le principal moteur des phénomènes météorologiques sur terre, il est source d'énergie et rend possible les phénomènes climatiques qu'on observe.

Trois paramètres physiques caractérisent la masse d'air atmosphérique : **sa pression, sa température et son humidité.**

Tous les trois varient en temps et en lieu, et leurs interactions sont à l'origine des phénomènes météorologiques complexes qui nous affectent. Ces trois paramètres subissent, dans la tranche d'atmosphère qui nous intéresse à savoir la *troposphère*, des variations verticales de même sens :

- ★ La pression baisse avec l'altitude, mais de manière irrégulière, car cette baisse est plus rapide dans les basses couches qu'à haute altitude.
- ★ La température décroît globalement de  $6,5^{\circ}\text{C}$  lorsqu'on s'élève de 1000 m, jusqu'à une limite nommée tropopause située à environ 11000 m d'altitude, où la température voisine de  $-60^{\circ}\text{C}$ .
- ★ L'humidité, qui est un facteur essentiel de la climatologie, diminue aussi en fonction de l'altitude, pour disparaître complètement au-delà de la tropopause.

Nous verrons par la suite qu'il est possible grâce à des radiosondages, d'obtenir une représentation graphique de ces paramètres, au dessus d'un lieu géographique et à un moment donné : c'est l'*émagramme*.

Dans tout l'étude qui précède nous avons considéré l'air comme un gaz parfait, modèle un peu simpliste certes, mais qui s'en rapproche et s'adapte assez bien. D'après une loi énoncée par James Prescott Joule, l'énergie interne d'un système contenant un gaz parfait ne dépend que de la température.

A fortiori l'air n'est pas un gaz parfait, mais cette simplification nous conduit à observer que le paramètre qui aura la plus grande importance sera la température, c'est également le paramètre qui nous intéressera dans le sens où, c'est celui qui sera le plus susceptible de varier, localement et rapidement.

Dans l'étude de l'*émagramme*, l'analyse de la variation de la température au cours de la journée nous permettra de connaître l'évolution de la masse d'air.

## Partie II

---

### *Etude de l' Emagramme*

## Introduction

Cette partie sera consacrée à l'étude de l'outil dont on parle tant : l'émagramme. L'étude des phénomènes atmosphériques découle directement de l'application des lois de conservation de l'énergie, de la masse et de la quantité de mouvement, à l'atmosphère. Celle-ci est composée d'eau sous ses diverses phases (vapeur, liquide, solide) au sein d'un gaz considéré comme chimiquement homogène que l'on nomme l'air sec. Les phénomènes atmosphériques les plus courants sont la conséquence de transformations thermodynamiques de l'atmosphère. Quelle est la réponse d'une "particule" ou "parcelle" d'air aux changements de pression et de température ? Et quel est l'impact de ces changements sur l'atmosphère environnante ? Les principes de la thermodynamique sont les fondements à l'étude d'autres disciplines en sciences de l'atmosphère, incluant la dynamique de l'atmosphère (étude des mouvements atmosphériques), microphysique des nuages et de la précipitation, ainsi que la prévision météorologique.

### Dans la suite ...

... nous allons, pour faire l'étude de ce diagramme :

- ★ tout d'abord donner une définition générale et parler du radiosondage, à partir duquel est obtenu le graphique.
- ★ Nous verrons ensuite comment est construit le graphique à partir des différentes notions abordées dans la première partie.
- ★ Enfin nous verrons comment lire et interpréter le graphique.

# Qu'est-ce que l'Emagramme ?

Rentrons enfin dans le vif du sujet ! Qu'est-ce que l'Emagramme ? !

1

## L'EMAGRAMME

### Définition

*L' Emagramme : le nom vient de **E** (énergie) et **Ma** (masse), qui sont les facteurs de base de la conception de ce diagramme thermodynamique où les variables en abscisses et en ordonnées sont respectivement la température (*t*) et la pression (*p*).*

Sur un tel diagramme<sup>1</sup>, l'énergie échangée entre une particule d'air et la masse d'air environnante peut être évaluée à partir de mesures de surface de ce diagramme : l'énergie par unité de masse est proportionnelle à la surface occupée sur le diagramme par un cycle thermodynamique complet. Le diagramme est utilisé pour noter les valeurs de température et d'humidité à des niveaux de pression donnés. Les mesures sont obtenues par radiosondage de la masse d'air, à l'aide de ballon sonde gonflé à l'hélium.

Il existe trois autres types de diagrammes thermodynamiques permettant de décrire l'aérologie :

- ★ le téphigramme : la principale différence avec l'emagramme est que ce diagramme est basé sur la température et l'entropie ;
- ★ le diagramme de Stuve :... ;
- ★ le Skew T :... ;

---

1. <http://www.meteolafleche.com/emagramme.html>

## 1. L'Emagramme

29

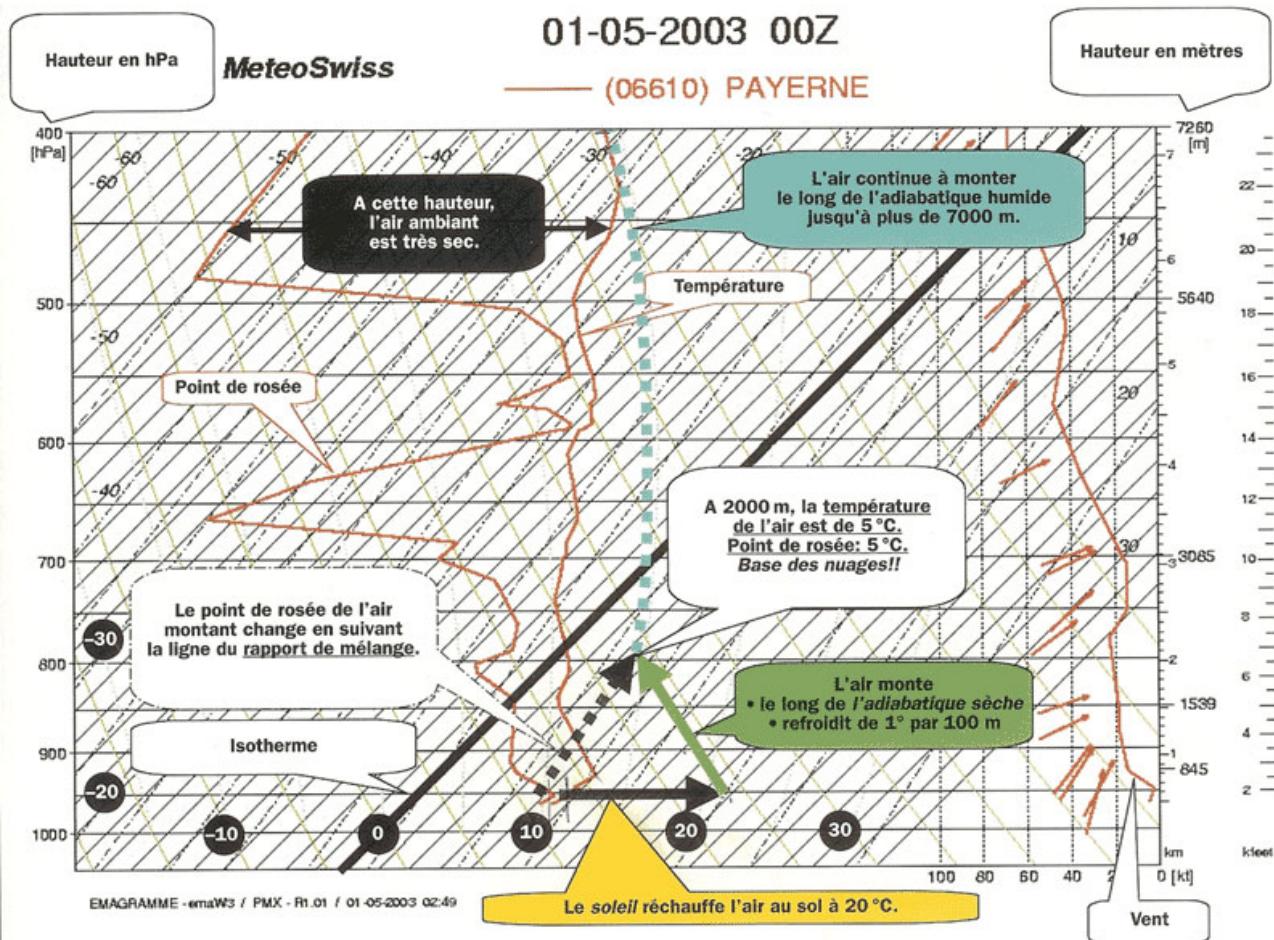


TABLE 4.1 – Exemple d'Emagramme de Payerne (Suisse)- 1er juin 2005 à 00h00 -

**Intérêt :** Quel est l'intérêt de l'étude d'un tel diagramme ? !

En plus de l'analyse, l'étude théorique de l'emagramme permet la prévision à court terme et pour une échelle géographique relativement restreinte de l'évolution météorologique.

Nous allons voir dans cette partie comment procéder pour construire, analyser et exploiter un tel diagramme.

Nous serons ensuite en mesure de prévoir, avec le diagramme, la hauteur des nuages en connaissant les variations de température au cours de la journée, ainsi que le type de nuage prévu et ce qu'indique tel ou tel nuage.

Nous nous resservirons donc de toutes les notions ci-avant introduites dans la partie précédente.



## LE RADIOSONDAGE

Quelques mots sur le radiosondage :

Donc avant d'étudier l'émagramme il faut tout de même connaître l'origine des valeurs qui nous seront présentées par la suite. La mesure de ces caractéristiques se fait depuis presque deux siècles avec des instruments et des méthodes qui se sont modernisés et des résultats qui sont devenus plus précis. De nos jours les résultats sont d'ailleurs transmis en temps réel.

Le radiosondage porte ce nom car les mesures se font à l'aide de ballons ascensionnels qui contiennent un émetteur radio. Il n'y a pas pour autant que cet appareil car ces ballons emportent avec eux divers appareils jusqu'à une altitude de 25km, ce qui est élevé. Les données qui sont récupérées aux différentes altitudes sont la température, la vitesse et la force du vent ainsi que le point de rosée. C'est pour cette raison que nous retrouvons toutes ces grandeurs sur un émagramme.

Effectivement sur ce dernier est un graphique où l'on retrouve une représentation verticale de la température (appelée également courbe de température ou bien encore courbe d'état), celle de l'humidité (portant également le nom de courbe des points de rosée), celle indiquant la vitesse et de la direction du vent, le tout en fonction de l'altitude évidemment.



FIGURE 4.1 – Ballon sonde du type de ceux utilisés pour faire un radiosondage.

Temps(s)	Altitude(m)	Pression(hPa)	TempAir(°C)	HumiditR(%)	VitVent(m/s)	DirVent(°)	O3(mPa)	TempSonde(°C)
47764	588.00	966.2	16.00	50.4	12.66	257.4	373	24.05
47765	682.07	955.5	15.96	50.7	12.72	261	372	24.07
47766	715.34	951.8	15.88	51.3	10.91	268.8	370	24.06
47767	736.23	949.4	15.83	52	10.33	272.7	367	24.07
47768	747.3	948.2	15.8	52.5	9.91	275.2	365	24.07
47769	762.08	946.5	15.75	52.7	9.43	280	365	24.08
47770	782.43	944.3	15.66	52.7	8.88	283.3	365	24.08
47774	862.07	935.4	15.33	53.2	8.02	298	365	24.1
47775	870.68	934.5	15.27	53.3	7.64	294.7	365	24.11
47776	879.98	933.4	15.22	53.4	7.24	295.8	364	24.11
47777	887.11	932.6	15.16	53.5	7.37	298.8	363	24.11
47778	897.94	931.5	15.11	53.7	7.17	301	363	24.12
47779	908	930.3	15.05	53.7	7.16	302.6	363	24.12
47780	914.03	929.7	15	53.8	7.24	304.1	363	24.13
47781	920.88	928.9	14.94	53.9	7.16	305.5	363	24.13
47783	930.27	927.9	14.84	54.2	6.99	312.1	362	24.14
47784	935.99	927.3	14.8	54.3	6.98	313.3	361	24.14
47786	948.09	925.9	14.69	54.7	7.25	315.4	360	24.15
47788	958.72	924.8	14.6	55	7.04	316.1	360	24.15
47790	965.43	924	14.52	55.3	6.78	313.5	359	24.16
47791	969.34	923.6	14.48	55.5	6.74	311.1	358	24.16
47792	975.07	923	14.44	55.6	6.68	309.4	358	24.16
47793	984.31	922	14.39	55.8	6.69	309.8	358	24.16
47795	999.51	920.3	14.29	56.2	6.63	310.6	358	24.17
47796	1007.77	919.4	14.25	56.5	6.69	311.4	358	24.18

FIGURE 4.2 – Exemple de données "brutes"

Par la suite il s'avérera que nous travaillerons sur différents graphiques principalement basés sur le modèle américain calculant les émagrammes (NOAA).

# Les différentes courbes caractéristiques de l'Emagramme

Dans cette partie nous allons mettre en relation les différentes notions vue dans la partie précédente.

## 1

### LA COURBE D'ÉTAT OU COURBE DES TEMPÉRATURES

On appelle "point d'état" un point mis en place sur le diagramme et qui correspond à la mesure de la température à une altitude donnée.

La courbe des températures qui est la courbe reliant ces points, est appelée **courbe d'état**. Cette courbe décrit l'évolution de la température en fonction de l'altitude. Elle peut avoir différentes formes selon le lieu et l'heure du radiosondage. C'est une ligne discontinue.

Sur la figure ci-contre on peut observer deux allures caractéristiques :

- ★ entre AB : c'est une isotherme
- ★ entre BC : c'est une inversion <sup>a</sup>

<sup>a</sup>. On parle d'inversion de température lorsque la température croît avec l'altitude.

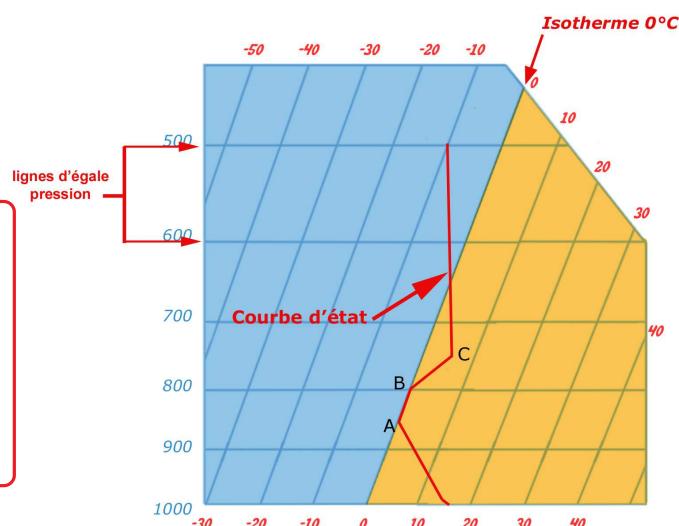


TABLE 5.1 – Représentation de la courbe d'état.

### L'échelle logarithmique des pressions :

Sur l'emagramme, les lignes isobares sont disposées horizontalement, l'échelle est exprimée en mbar ou en hPa.

Comme on peut le constater sur la figure, l'écartement des isobares n'est pas constant, l'échelle des pressions est logarithmique de la forme :  $y = k \log \frac{1000}{P}$

L'intérêt d'une telle échelle est de lui faire correspondre une échelle d'altitude quasi linéaire.

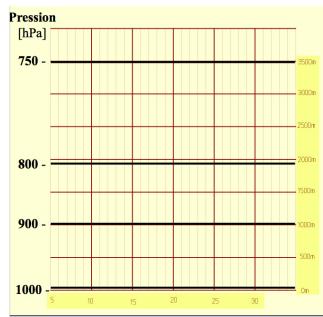
Cette variation quasi logarithmique de l'altitude avec la pression peut être justifiée par le modèle de l'*atmosphère isotherme*.

A retenir : la courbe d'état est la seule courbe qui nous renseignera sur l'instabilité de la masse d'air, autrement dit, c'est elle qui nous permettra de savoir si la masse d'air sera convective ou pas.

#### 1.1

#### REMARQUE SUR LA CONSTRUCTION DU GRAPHIQUE

Pourquoi les axes de ce graphique ne sont-ils pas à 90° ?

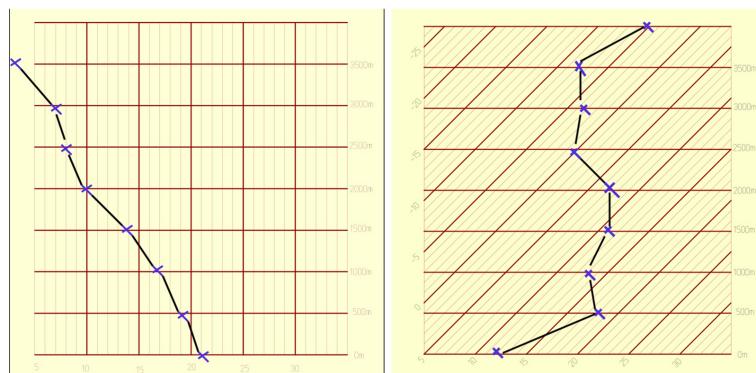


Représentation d'un emagramme à 90°

Compte tenu de la décroissance de la température, la courbe d'état<sup>1</sup> est penchée à gauche et sort rapidement de la feuille.

Pour que la courbe d'état soit sensiblement verticale, l'axe des températures est incliné à 45°.

Résumé : Pour une meilleure lecture, les axes sont à 45 degrés.



Représentation d'un même profile à 90° puis à 45°

TABLE 5.2 -

1. Nous allons définir page ci-après ce qu'est la courbe d'état.



## COURBE D'HUMIDITÉ OU DES POINTS DE ROSÉES

Reprendons une notion que nous avons vu dans la partie précédente :  
Le rapport de mélange indique la variation de l'humidité en fonction de l'altitude.

Cette courbe représente les variations de l'humidité en fonction de l'altitude. Elle doit son nom au fait que sa construction est faite par l'addition des *points de rosée* (qui, nous le rappelons, est la température de condensation de la masse d'air) à des altitudes différentes. C'est donc cet ensemble de point qui forme la "courbe des points de rosée". De la même manière que la courbe d'état la courbe d'humidité n'est pas une ligne continue a contrario elle présente même régulièrement de multiples pentes. On la retrouve très facilement car elle se situe dans tous les cas à la gauche de la courbe des températures et contrairement à cette dernière elle est représentée dans beaucoup de cas en bleu. Tout comme sa courbe voisine elle varie également dans le temps et dans l'espace ce qui, à une même altitude provoque un écart entre les deux courbes qui vous ont été présentées pour le moment. Cet écart nous permet de connaître l'humidité de la masse d'air (à une altitude donnée) et est appelé "spread" (ce qui signifie propagation) par les anglo-saxons.

Ce fameux écart aura une utilité, et non des moindres car comme nous le verrons dans la partie suivante c'est cette dernière qui causera ou non l'apparition des *couches nuageuses* et de leur développement.

Remarque : Attention ! Même s'il est possible qu'à des altitudes différentes nous trouvions la même valeur pour le "spread", cela ne signifie pas qu'il y ait la même humidité ! Effectivement nous rappellerons qu'un air plus chaud a la possibilité d'accepter plus d'humidité qu'un autre, plus froid.

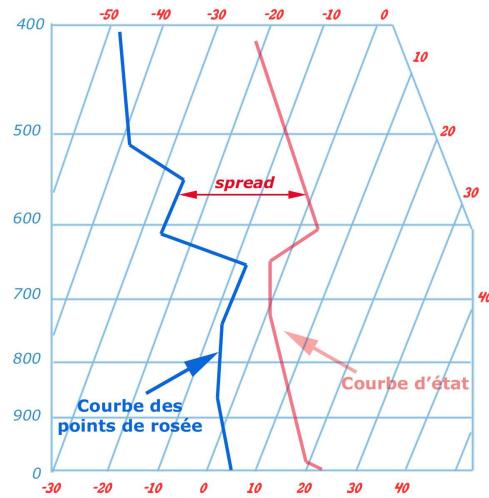


FIGURE 5.1 – Représentation des adiabatiques sèches (en trait plain) & saturées (en pointillés)



3

## REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES TAUX DE DÉCROISSANCES ADIABATIQUES

## Le réseau d'adiabatiques

La figure ci contre représente un graphique dans lequel la température est portée en abscisses et l'altitude est portée en ordonnées.

Voilà donc le dernier réseau de courbes que l'on va trouver sur notre émagramme.

La droite est une adiabatique sèche avec une pente de  $1^\circ$  par 100m.

La ligne en pointillée est la représentation des courbes de rapport de mélange (cf 1ère partie)

Ces lignes correspondent à la dernière loi physique qui contrôle l'évolution de la température du point de rosée de toute parcelle d'air qui se met en mouvement selon la verticale.

Elle est légèrement incurvée parce que le gradient adiabatique saturé n'est pas constant. Ces courbes seront représentées sur l'émagramme et nous permettrons de déterminer si l'air est stable ou pas.

Les courbes de rapport de mélange sont d'une importance essentielle dans la prévision de l'altitude à laquelle se forment les nuages convectifs.

A titre indicatif, leur pente, de  $-0,2^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , détermine le chemin que suit le point de rosée d'une parcelle d'air sec en ascension.

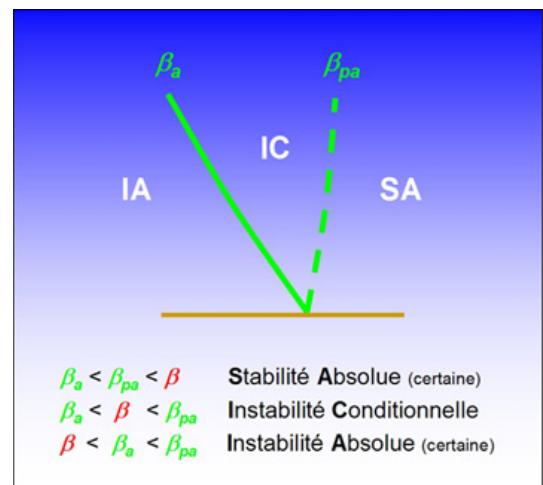
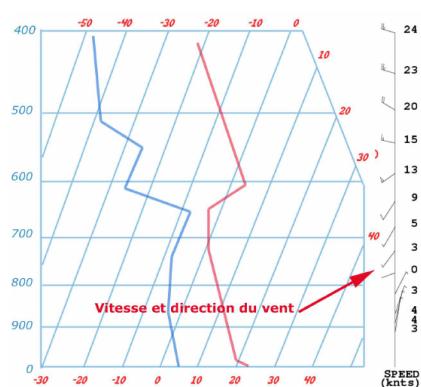


TABLE 5.3 – Représentation des adiabatiques sèches (en trait plein) & saturées (en pointillés)



## VITESSE ET DIRECTION DU VENT

Même si nous n'en parlerons pas forcément de manière très précise par rapport à sa complexité, les prévisions ne seraient pas complètes si nous en restions aux courbes vues pour le moment.



Heureusement le sondage qu'effectuent les ondes radios nous informent sur le *vent*, c'est à dire la composante horizontale de la masse d'air, grâce à deux paramètres distincts qui sont sa vitesse et son orientation. Ces données se situent toujours sur un axe à la droite de l'émagramme. C'est cet axe principalement qui nous permet de connaître la direction car la construction se fait de manière à ce que le haut de l'axe corresponde au Nord et inversement le bas au Sud. De cette façon nous en déduisons que si les hampes sont à gauche alors le vent souffle vers l'ouest où à l'est s'ils se trouvent à droite. A fortiori c'est l'inclinaison

de ceux-ci qui définit s'il s'agit plutôt d'un vent d'ouest, de nord-ouest ou encore de nord-nord-ouest par exemple.

Comme vous pouvez l'observer sur le schéma illustratif, il y a des traits aux extrémités des petits hampes. L'ensemble des deux est appelé "barbule".

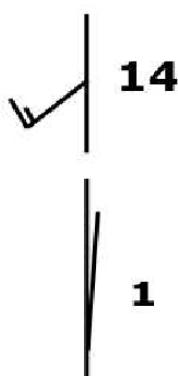
Comme on vient de le voir dans les lignes qui précèdent les hampes nous donnent l'orientation tandis que les traits à leur bout nous permettent de connaître la vitesse. Sa valeur est donnée en noeuds et son symbole est le *knot* (kt). Sachant que un noeud équivaut à un mile marin par heure, soit 1,852 km/h. Il sera donc relativement juste de multiplier les knot par deux pour se donner une idée en km/h.

Mais pour le convertir faut-il encore avoir sa valeur. Et bien à vrai dire il n'y a rien de plus simple. Il y a d'ailleurs deux méthodes :

- ★ La première étant la plus basique et la plus évidente. Elle consiste à lire le chiffre qui se situe à côté du barbule dont on souhaite connaître la valeur.
- ★ Cependant il sera possible de rencontrer un émagramme sans que ces valeurs soient indiquées, il faudra donc utiliser la seconde méthode. Comme on peut le voir les traits au bout des hampes sont différents, certains sont courts, d'autres longs ou encore plus larges. Tout ceci a une importance, vu que grâce à elle nous pouvons faire une approximation de la vitesse du vent car à chaque trait correspond une valeur : un trait court correspond à 5 kts, un trait long à 10 kts et le dernier qui se trouve sous la forme d'un triangle noir ou d'un drapeau vaut 50 kts.

La valeur totale s'obtient en faisant la somme des traits, ce qui nous permet d'avoir une précision de plus ou moins deux noeuds.

Nous allons donc conclure par deux exemples précis qui vous permettront de comprendre peut-être plus facilement :



Vent ouest-sud-ouest, 1 barre longue + 1 courte, soit 15 kts.

L'émagramme précise une vitesse plus faible que celle donnée par les traits de la barbule, 14 kts soit environ 26 km/h.

Vent du nord, pas de trait, donc vitesse < à 5 kts. La vitesse notée est d'environ 2 km/h.

# Lecture & interprétation

## Définitions

### Définition de la stabilité <sup>a</sup>

L'air est dit stable si une particule revient spontanément à son niveau d'origine après un déplacement vertical initial.

Une particule sera dite "légère" si elle tend à monter à travers l'air environnant.

La "flottabilité" dépend de la densité ; si la particule est moins dense que l'air qui l'environne, elle s'élève. Si elle est plus dense, elle descend.

La densité dépend de la masse d'air contenue dans un volume donné. Si l'air est chauffé, il se dilate pour remplir un plus grand volume et devient ainsi moins dense.

Quand on compare des particules d'air à même pression, les différences de densité dépendent des différences de températures. Les particules les plus chaudes donc moins denses, ont tendance à monter dans l'air plus froid environnant. Les particules qui s'élèvent ainsi sont appelées "thermique".

Ainsi une particule d'air est instable et a tendance à monter aussi longtemps qu'elle reste plus chaude que son environnement.

Pour savoir jusqu'où la particule peut monter, il faut comparer sa température à chaque niveau avec celle de l'air ambiant.

a. ©Wikipédia *Gradient-thermique-adiabatique*

## 1

### CRITÈRES DE STABILITÉ OU INSTABILITÉ

Considérons une masse d'air située au niveau du sol. Pour imaginer cette masse, on peut par exemple considérer un ballon peu gonflé : la pression à l'intérieur du ballon est tout le temps égale à la pression extérieure (la paroi est détendue et n'exerce pas de pression), et la chaleur peut traverser aisément sa paroi. On peut déplacer cette parcelle d'air dans la verticale et sa température changera selon la détente ou compression adiabatique. Voici trois scénarios possibles pour son déplacement ultérieur.

### 1.1

#### INSTABILITÉ ABSOLUE

Si le gradient thermique que suit la parcelle est plus grand que le gradient adiabatique, on est en « atmosphère instable ». Si cette masse d'air s'élève en altitude, par exemple sous l'effet du vent, elle rencontre de l'air qui est plus froid qu'elle-même. Donc cette masse d'air est plus chaude que l'air ambiant et donc moins dense. Elle continuera ainsi de monter grâce à la poussée d'Archimède. Inversement, dans les mêmes conditions, si on prend une masse d'air en altitude et qu'on la fait descendre, elle se réchauffe par compression adiabatique, mais moins vite que l'air ambiant qu'elle traverse : elle sera plus froide que l'air des couches inférieures, donc plus dense et elle va continuer à descendre. Les couches instables d'air en mouvement vertical (montée ou descente) voient donc leur mouvement amplifié.

Concrètement : Dans une tranche d'atmosphère instable, les phénomènes de convection se développent de manière spontanée.

### 1.2

#### STABILITÉ ABSOLUE

Si le gradient thermique de la parcelle est plus petit que le gradient adiabatique, on est en « atmosphère stable ». Dans ce cas, l'air en altitude est plus chaud que l'air montant, donc la masse d'air montante est plus froide que l'air ambiant. La montée s'arrête, car la poussée d'Archimède est plus faible que le poids, et la masse d'air retourne vers son point de départ. Inversement, si la masse d'air descend, elle devient plus chaude que l'air ambiant, la descente s'arrête et la parcelle d'air retourne à son point de départ. Les couches stables d'air ont donc tendance à rester à leur altitude. Ainsi, une couche où le gradient thermique est nul ou négatif, appelée respectivement couche isotherme et couche d'inversion, favorise une stabilité générale de l'air, limitant les développements verticaux de grande ampleur. Elles forment donc une sorte de couvercle où les nuages convectifs ne peuvent se former ou une barrière qu'ils ne peuvent pas dépasser s'ils se forment à une altitude inférieure.

## 1.3

## INSTABILITÉ CONDITIONNELLE

On dit qu'une tranche d'atmosphère est en instabilité conditionnelle quand la courbe d'état de l'atmosphère est située entre celle de l'adiabatique sèche et celle de l'adiabatique humide (voir figure ci-dessous). Dans ce cas, l'atmosphère est soit stable, soit instable, selon que la parcelle d'air soulevée est "saturée" ou "sèche".

★ 1er cas : la bulle d'air est saturée

Si on donne une impulsion verticale à une parcelle saturée, elle va suivre l'adiabatique humide.

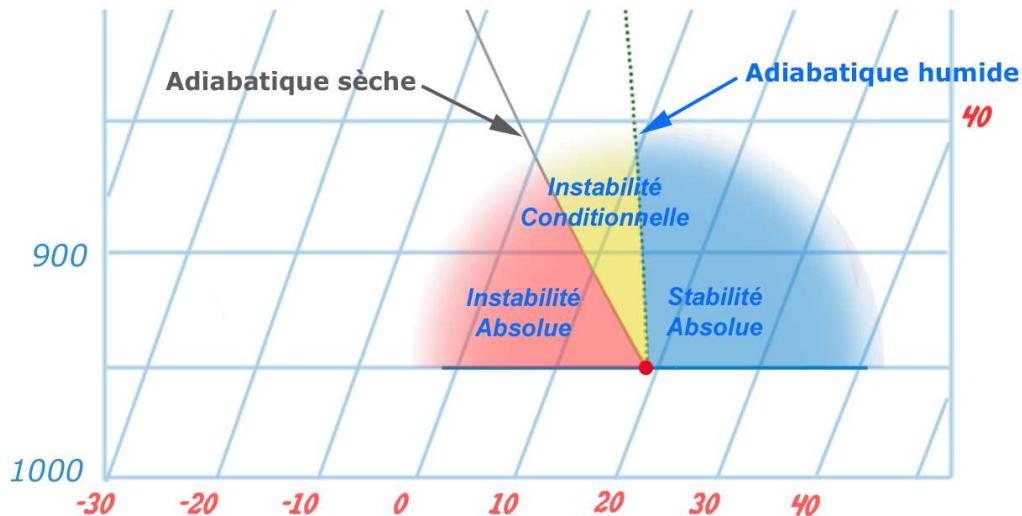
A tout instant sa température sera supérieure à celle de l'air environnant. La parcelle continuera à monter.

On revient au cas d'une instabilité absolue. L'air "saturé" est donc plus instable que l'air "sec", à cause de la condensation d'eau qui se poursuit quand cet air s'élève et qui est un phénomène dégageant de la chaleur.

★ 2ème cas : la bulle d'air es sèche

A partir d'une même impulsion, la bulle suit cette fois l'adiabatique sèche à gauche de la courbe d'état (cf schéma). Sa température étant plus froide que celle de l'air qui l'entoure, la bulle redescend. On revient au cas de la stabilité absolue.

On peut donc remarquer que les conditions de "stabilité-instabilité" de l'atmosphère dépendent principalement de l'inclinaison de la courbe d'état par rapport aux courbes adiabatiques :



### Conséquences

L'atmosphère peut varier de stabilité avec l'altitude. Ainsi on peut retrouver une alternance de couches stables et instables qui donneront des types différents de nuages et des conditions de visibilité et de vent différentes.

- ★ Dans une couche instable, on a des mouvements verticaux importants qui donnent :
  - Des nuages de type cumulus (cumulus, stratocumulus, altocumulus et cumulonimbus selon l'altitude) ;
  - Des vents qui soufflent en rafales par mélange de l'air dans la couche ce qui donne de la turbulence ;
  - Une bonne visibilité car les particules sont projetées en altitude.

Ceci peut se produire à n'importe quel niveau de la troposphère si on réchauffe la base de la couche et/ou refroidit l'air au sommet.

- ★ Dans une couche stable, on a seulement des mouvements verticaux mécaniquement induits, ce qui donne :
  - Des nuages de type stratus (brouillard, stratus, altostratus, cirrostratus, cirrus) ;
  - Des vents réguliers qui sont étagés laminairement selon l'altitude ;
  - Une visibilité souvent médiocre par accumulation de particules dans la couche.

Ceci se produit lorsqu'un phénomène refroidit la base de la couche et/ou réchauffe l'air à son sommet.

- ★ Dans une couche neutre :
  - Dans une couche saturée, le gradient vertical du milieu est exactement égal au gradient vertical de l'adiabatique mouillé : les nuages présents restent les mêmes ;
  - Dans une couche non saturée, le gradient vertical du milieu est exactement égal au gradient vertical de l'adiabatique sec : aucune formation de nuages.

### Concrètement

En résumé, la stabilité d'un volume d'air dépend de la température de cet d'air par rapport à son environnement. Un air favorisant les mouvements verticaux est dit instable. Dans le cas inverse il est dit stable. En d'autres termes : un air dont le gradient décroissant de température est inférieur à  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  est dit stable, s'il est supérieur à  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , il est dit instable. Si la courbe d'état est située entre l'adiabatique sèche et la courbe de rapport de mélange, l'instabilité sera conditionnelle et effective uniquement dans le cas où le volume d'air sera saturé (cela dépendra donc de la température ambiante).

## 2

## ÉTUDES DE CAS

On se propose ici de comprendre un peu plus la lecture graphique à l'aide de quelques études de cas.

Tout d'abord nous allons voir les petites choses que l'on peut rapidement observer, puis nous conclurons par un exemple concret.

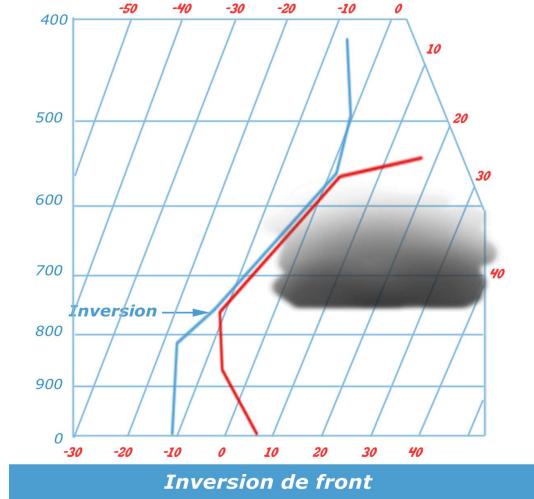
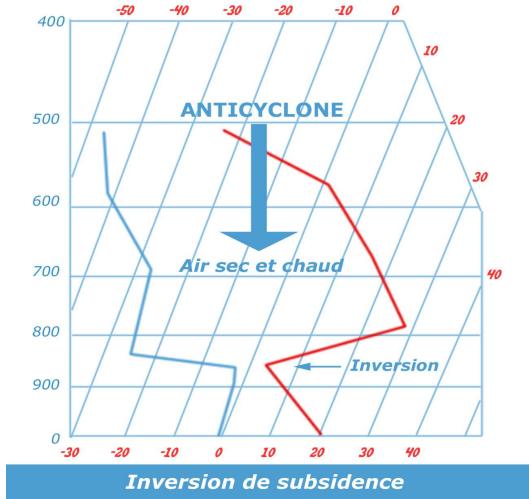
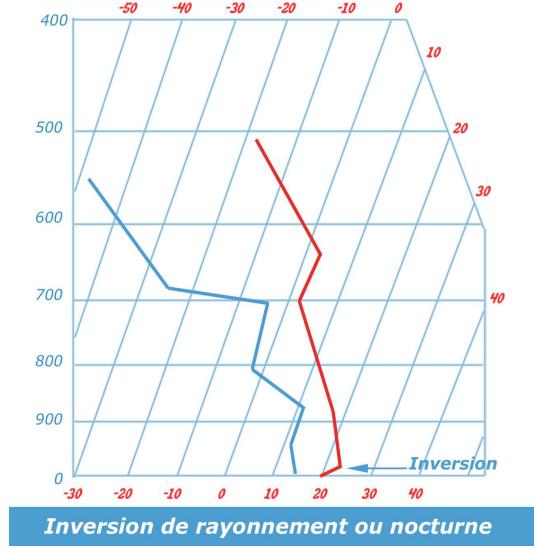
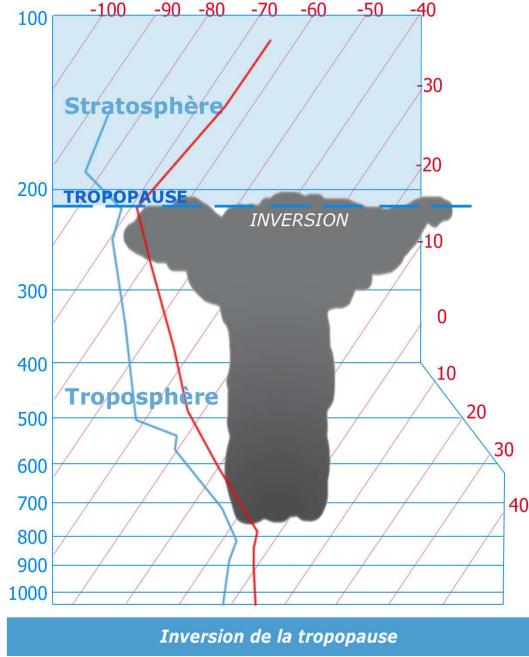
## 2.1

## DIFFÉRENTS TYPES D'INVERSIONS

Il existe 4 grands types d'inversion à savoir repérer : (- voir les figures page ci-après. -)

- ★ L'Inversion de la tropopause : Cette limite est assez facile à observer lorsque se développent les cumulonimbus, car c'est à ce niveau qu'ils arrêtent leur développement et s'étalent, de manière très caractéristique, en forme d'enclume .
- ★ L'inversion de rayonnement : Elle se forme près du sol (couche de 100 à 200 m), par nuit très claire et sans vent. Le sol perd la chaleur accumulée au cours de la journée par rayonnement infrarouge. Elle caractérise souvent l'émagramme matinal. On l'appelle aussi "inversion nocturne".
- ★ Inversion de subsidence : Elle est assez fréquente. En météorologie, on appelle "subsidence" un mouvement descendant de masse d'air à grande échelle. Elle est due à des arrivées anticycloniques et affecte la couche située entre 2000 m et 6000 m. En descendant, l'air se comprime, donc s'échauffe et s'assèche.
- ★ Inversion de front : Se produit lorsque de l'air chaud et humide (front chaud) passe au-dessus d'une masse d'air froid immobile. L'inversion apparaît au niveau de la surface frontale avec une couche saturée en humidité, donc présence de nuages qui s'étalent.

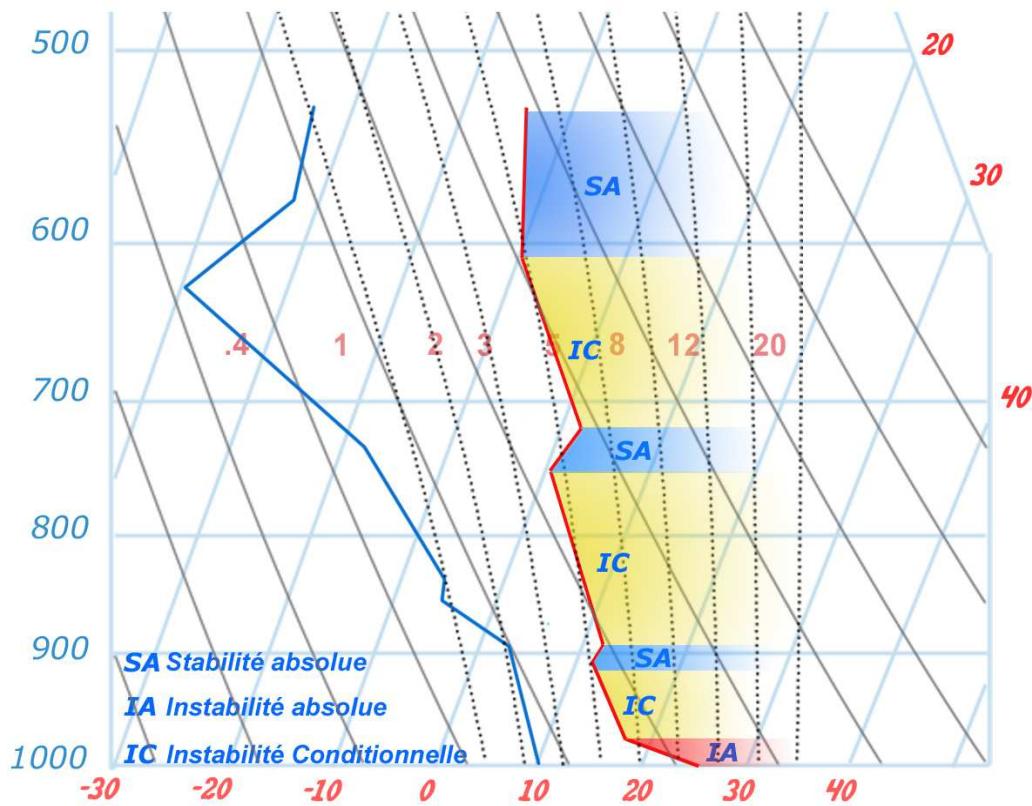
## 2. Etudes de cas



## 2.2

## STABILITÉ / INSTABILITÉ

D'après ce que l'on vient de voir, comment repère t-on la stabilité ou l'instabilité relative de la masse d'air à une altitude donnée ?



Il suffit de suivre chaque réseau de courbe et de regarder comment se situe la courbe des température à une altitude donnée par rapport aux adiabatiques.

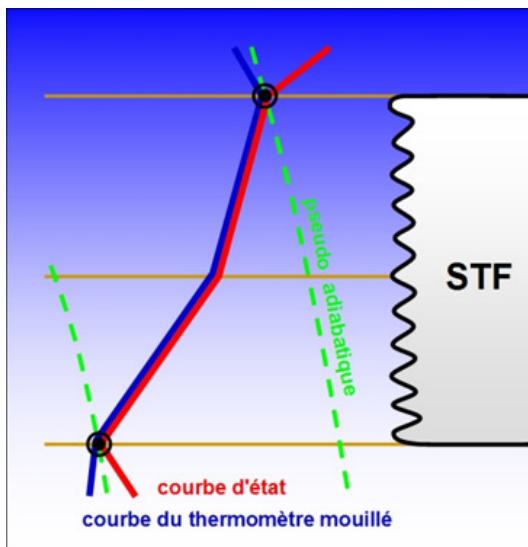
Remarque : Les nombres qui surmontent les courbes de rapport de mélange correspondent au nombre de g d'eau liquide par kg d'air sec. Ce nombre va en augmentant de la gauche vers la droite (de  $0,4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  à  $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ).

## 2.3

## DÉTERMINATION DES NUAGES À PARTIR D'UN RADIOSONDAGE

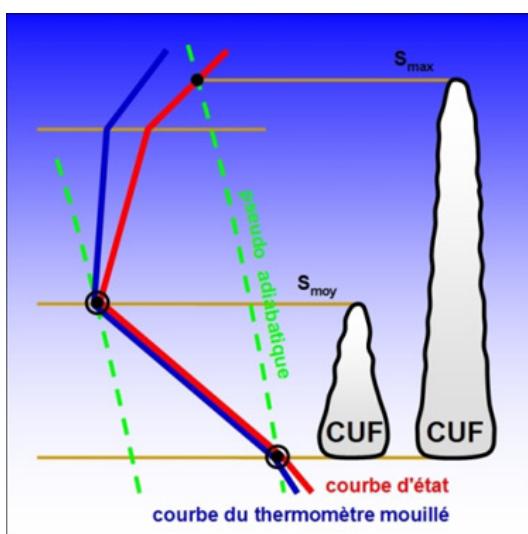
Pour éclaircir les esprits, voici quelques règles empiriques, basées sur des observations :

**Couches saturées stables** : La base et le sommet des nuages correspondent à la base et au sommet de la couche saturée.

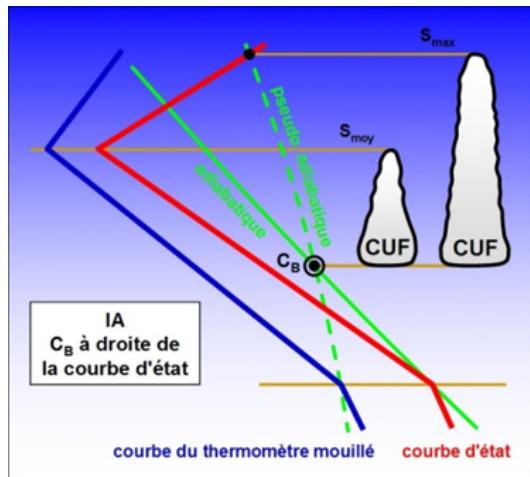


**Couches saturées instables** : L'instabilité provoque la formation de nuages à développement vertical. La base des nuages correspond à la base de la couche saturée.

Le sommet moyen correspond à la base de la première couche rencontrée à l'intérieur de laquelle la courbe d'état est inclinée à droite des pseudo adiabatiques.



**Couches non saturées instables :** On observe des nuages à développement vertical de type cumulus. La base des nuages correspond au niveau de condensation des particules issues de la base. Comme dans le cas des couches saturées instables, le sommet moyen correspond à la base de la première couche rencontrée à l'intérieur de laquelle la courbe d'état est inclinée à droite des pseudo adiabatiques. Le sommet maximum correspond également au niveau où la pseudo adiabatique issue de la base du nuage (point de condensation) rencontre la courbe d'état du sondage.



### Concrètement

#### Méthode pour une interprétation rapide

- ★ Premièrement : regardez l'humidité de basse couche.  
Si elle est importante : « spread » entre 4-5°C, la base d'éventuels nuages cumuliformes sera peu élevée.  
A l'inverse, une faible humidité : « spread » de 8-10°C, sera signe de cumulus plus élevés.
- ★ Deuxièmement, si en altitude une forte humidité est présente, ce n'est pas bon signe car on peut craindre un développement important des nuages, de type congestus, voire cumulonimbus : signe d'orage.
- ★ Troisièmement, repérer un réseau de lignes courbes en pointillé, tracez une parallèle à une de ces lignes en la faisant passer par le point d'origine de la courbe d'état. Si la courbe d'état est à gauche de cette ligne imaginaire, l'air est potentiellement instable, si elle est à droite, l'air sera plutôt stable.

## 2. Etudes de cas

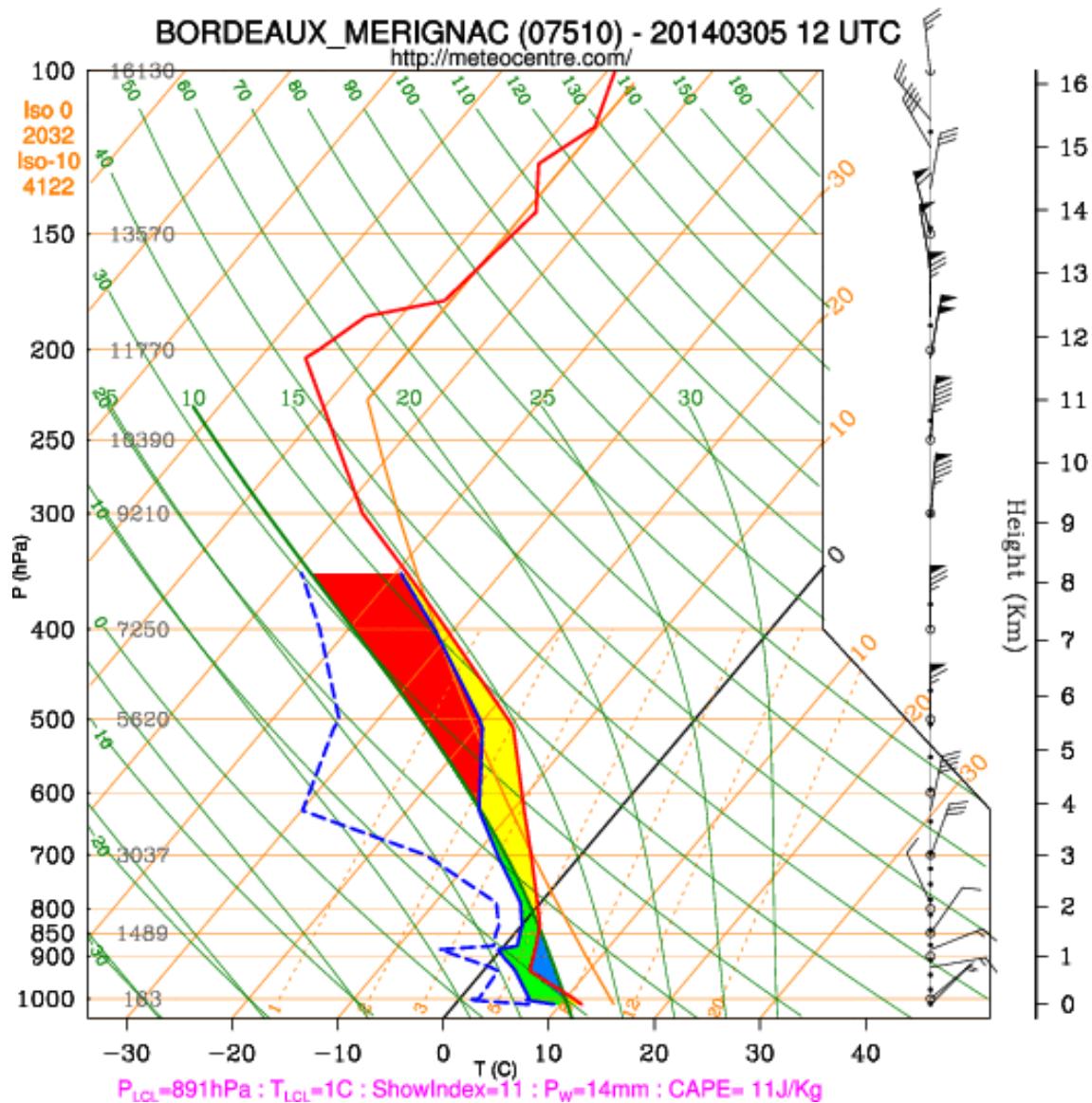
### 2.4

### EXEMPLE

Pour éclaircir nos propos et en guise de bilan sur tout ce qui a été vu précédemment, voici un véritable émagramme extrait du site [www.meteocentre.com](http://www.meteocentre.com/).

Tentons d'en extraire des informations utiles :

Voici donc le sondage fait à l'aéroport de Bordeaux le 3 mai 2014 à 12h UTC (Heure locale).



- ★ Courbe rouge : courbe des températures.
- ★ Courbe bleue en pointillé : courbe température du point de rosée.

On fera abstraction des surfaces colorées, elles n'ont, pour l'instant, pas d'importance significative, afin de simplifier la lecture.

Remarque : l'altitude est porté en mètre sur la droite du graphique.

### Commentaire du sondage

On peut tout d'abord remarquer que la masse d'air est très humide à tous les étages car il y a très peu d'écart entre la courbe des points de rosée et la courbe des températures.

Ce que nous apporte la courbe des températures :

Entre le sol et approximativement 700m d'altitude : la pente important suggère une instabilité absolue.

On observe une inversion de basse couche à 700-800m.

On peut voir que c'est stable jusqu'à approximativement 5500m, car la pente est faiblement inclinée vers la droite puis casi verticale ensuite.

De plus, la masse d'air est instable conditionnellement jusqu'à 9000-11000m, c'est à dire, que la masse d'air est potentiellement instable, elle le sera si la température monte suffisamment. Au delà de 11000m on observe l'inversion de tropopause.

L'écart entre la courbe des températures et la courbe des points de rosée nous apprend que le "spread" est très important, on observe un assèchement relatif vers 4000m car c'est là que l'écart entre les deux courbes est le plus important, en étant très optimiste, on pourrait imaginer des trous bleus possible à l'étage moyen.

En clair, la masse d'air est saturée en humidité et est certainement chargée en nuages qui ne se développent pas verticalement. On peut élargir et imaginer l'arrivée possible d'un front froid à l'avant d'une perturbation : cela est conforté par la pression du jour (en violet en bas à gauche) de 891 hPa, très inférieur à la pression de référence de 1013,25 hPa.

Enfin, on peut remarquer différentes informations complémentaires tel que :

- ★ la force et la direction du vent sur la droite
- ★ en haut à gauche, en orange on a l'altitude de l'isotherme 0°C et -10°C.  
Cela nous renseigne sur la variation de température dans les basses couches, plus l'écart en hauteur est grand entre les deux températures, plus, ci il y'a échauffement du sol, le potentiel d'instabilité sera grand. De plus, ces températures nous donne également un idée de la forme que peuvent prendre les précipitations (ci il y'a).

### Résumé de la Partie 2

En conclusion, la clé d'une bonne interprétation météo c'est avant tout une bonne observation. Il faut savoir associer les différents phénomènes caractéristiques observés à une échelle de point de vue :

- ★ L'étage supérieur : associé à une échelle spatiale globale et une échelle temporel "lente" : évolution sur plusieurs jours. Les phénomènes se déroulant à l'étage supérieur sont caractéristiques d'une évolution générale, associé à une échelle qui peut s'anticiper : front, dépression, talweg, occlusion, anticyclone ...
- ★ L'étage moyen et l'étage bas : local, rapide (évolution sur quelques heures). Phénomènes quotidiens, liés à la géographie locale. Ils dépendent beaucoup de ce qui se passe à l'étage supérieur. Le jour, ces basses couches de l'atmosphère emmagasinent de l'énergie et la restituent partiellement en deuxième partie de journée, la nuit, elles restitue sous forme de rayon IR<sup>a</sup>.

A partir de ce qui vient d'être vu, en connaissant l'état de la masse d'air, supposée fixe à une échelle de temps journalière, et en connaissant l'évolution des températures, il est possible de construire un modèle théorique sur l'évolution de la masse d'air et ainsi faire une prévision.

Les prévisions se basent sur la probabilité de chaque possibilité en fonction des observations : c'est une science non exacte qui demande sans cesse l'optimisation des modèles utilisés.

Pour terminer, voici ci-dessous quelques liens utiles, pour avoir les sondages en temps réel :

- ★ [http://www.meteociel.fr/modeles/sondage\\_gfs.php](http://www.meteociel.fr/modeles/sondage_gfs.php)
- ★ [http://meteocentre.com/upperair/get\\_sounding\\_map.php?lang=fr&show=0&hist=0&region=fr&yyyy=2014&mm=05&dd=26&run=12](http://meteocentre.com/upperair/get_sounding_map.php?lang=fr&show=0&hist=0&region=fr&yyyy=2014&mm=05&dd=26&run=12)
- ★ <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- ★ Site web très intéressant : <http://meteo-parapente.com/>

a. Cf première partie

## Partie III

### *Annexes*

# Les Nuages

## 1

## CLASSIFICATION DES NUAGES

Les altitudes ont été réparties en 3 étages de la troposphère :

- ★ L'étage inférieur : de 0 à 2000 m d'altitude environ (sous nos latitudes),
- ★ L'étage moyen : de 2000 m à 7000 m environ,
- ★ L'étage supérieur : de 7000 m aux limites de la troposphère.

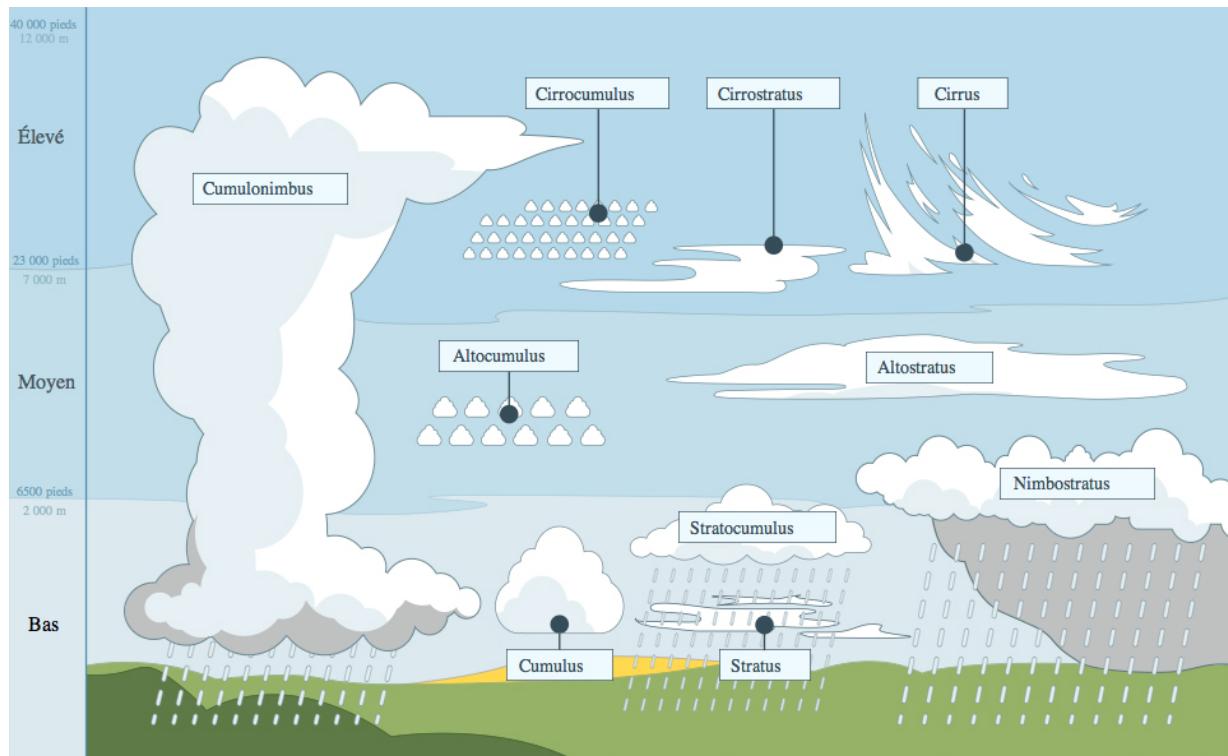


TABLE 7.1 – Schéma récapitulatif

Types de nuages	Altitude	Étage	Température	Pression	Aspect	commentaire
Cumulonimbus (Cb)	Entre 300 et 18000 m	Développement vertical	Entre 14°C et -56°C	< <u>hPa</u>		Convectif
Cumulus (Cu)	Entre 500 et 2000 m	Étage inférieur (développement vertical)	Entre 2,5°C et 12°C	Entre 954,61 et 794,98 <u>hPa</u>		Convectif
Stratus (St)	Entre 0 et 1500 m	Étage inférieur	Entre 5 et 15°C	Environ 925 hPa		
Stratocumulus (Sc)	Entre 400 et 3000m	Étage inférieur	Entre -4°C et 13°C	Entre 954,61 et 701,12 <u>hPa</u>		
Nimbostratus (Ns)	Entre 300 et 2500m	Développement vertical	Entre -2°C et 14°C	Entre 900 et 746,86		
Altostratus (As)	Entre 1000 et 5000m	Étage moyen	Entre -14°C et 8°C	Entre 898,76 et 540,25 <u>hPa</u>		
Altocumulus (Ac)	Entre 1000 et 7000m	Étage moyen	Entre -30°C et 8°C	Entre 898,76 et 410,66 <u>hPa</u>		
Cirrostratus (Cs)	Entre 5000 et 11000 m	Étage supérieur	Entre -46°C et -14°C	Entre 540,25 et 226,37 <u>hPa</u>		
Cirrocumulus (Cc)	Entre 5000 et 11000 m	Étage supérieur	Entre -46°C et -14°C	Entre 540,25 et 226,37 <u>hPa</u>		
Cirrus (Ci)	Entre 5000 et 11000 m	Étage supérieur	Entre -46°C et -14°C	Entre 540,25 et 226,37 <u>hPa</u>		

TABLE 7.2 – Classification des nuages.

## 1

## RELATION FONDAMENTALE DE LA STATIQUE DES FLUIDES (RFSF)

**Objectif :** Déterminer le champs des pressions dans un fluide à l'équilibre dans un champs de pesanteur :

soit un volume élémentaire de fluide  $dV$  :

Bilan des forces :

$$1. \text{ Le Poid : } d\vec{P} = \rho \vec{g} dV = \rho \vec{g} dx dy dz = \rho(M) \vec{g} dx dy dz = -\rho(M)g dx dy dz \vec{u}_z$$

2. *Les forces de pression :*

- ★ forces sur la face du haut :  $-P(x, y, z + \frac{dz}{2})$
- ★ forces sur la face du bas :  $+P(x, y, z - \frac{dz}{2})$
- ★ forces sur la face latérale :  $-P(x, y + \frac{dy}{2}, z)$
- ★ forces sur la face latérale :  $+P(x, y - \frac{dy}{2}, z)$
- ★ forces sur la face avant :  $-P(x + \frac{dx}{2}, y, z)$
- ★ forces sur la face arrière :  $+P(x - \frac{dx}{2}, y, z)$

Si le fluide est en équilibre dans un référentiel galiléen alors :  $\sum \vec{F}_{ext} = 0$

On a alors :

$$P(x + \frac{dx}{2}, y, z) = P(x - \frac{dx}{2}, y, z)$$

$$\text{d'où : } (\frac{\partial P}{\partial x}) = 0$$

$$\text{de même : } P(x + \frac{x, dy}{2}, z) = P(x, y - \frac{dy}{2}, z)$$

$$\text{d'où : } (\frac{\partial f}{\partial y}) = 0$$

Ainsi  $P$  ne dépend que de  $z$ . D'autre part :

$$\begin{aligned} -\rho(M)g dx dy dz - P(z + \frac{dz}{2}) dx dy + P(z - \frac{dz}{2}) dx dy = 0 &\Leftrightarrow -\rho(M)g dz = P(z + \frac{dz}{2}) - P(z - \frac{dz}{2}) \\ &\Leftrightarrow -\rho(M)g = \frac{P(z + \frac{dz}{2}) - P(z - \frac{dz}{2})}{dz} \end{aligned}$$

$\frac{dp}{dz}(M) + \rho g = 0$

RFSF -équation locale-

# Caractéristiques

Altitude (m)	Pression (hPa)	Température (°C)
10000	265	-50
9000	307	-43,5
8000	357	-37
7000	411	-30,5
6000	471	-24
5000	541	-17,5
4000	617	-11
3000	700	-4,5
2500	746	-1
2000	794	2
1500	845	5,5
1000	900	8,5
500	955	12
0	1013	15

TABLE 9.1 – Gradient de pression et de température pour un modèle d'atmosphère standard, en fonction de l'altitude.

# Glossary

9

**adiabatique sèche** [2] Courbe de l'émagramme représentant la décroissance verticale d'une particule d'air non saturée qui se détend en s'élevant. Le taux de décroissance adiabatique sec est de  $10^{\circ}\text{C}$  par 1000m. 52

**advection** [2] Evolution locale des grandeurs thermodynamique, liée au déplacement horizontal ou vertical des masses d'air. 52

**chaleur latente** [2] Chaleur absorbée ou libérée au cours d'un changement d'état, sans changement de température.

- ★ Chaleur cédée lors du changement d'état de l'eau de Glace à Liquide ;
- ★ Chaleur fournie lors du changement d'état de l'eau de Liquide à Solide . 22, 52

**chaleur sensible** [2] Chaleur qui entraîne une variation de température. 52

**chaleur spécifique** [2] Chaleur nécessaire pour augmenter d'un degré la température l'unité de masse d'un corps. 52

**condensation** nom donné au phénomène physique de changement d'état de la matière d'un état gazeux à un état condensé (solide ou liquide). 52

**gradient vertical sur-adiabatique** [2] Décroissance verticale de la température avec l'altitude, supérieure à la décroissance adiabatique sèche de  $9,8^{\circ}\text{C}$  par 1000m. 52

**grandeur intensive** grandeur physique d'un système thermodynamique qui ne dépend pas de la quantité de matière du système. 15, 52

**grandeur physique** ★ Grandeur Conservative : grandeur qui est conservé au cours d'une transformation ;  
★ Grandeur Non Conservative : grandeur qui n'est pas conservé au cours d'une transformation ; . 52

**gradient vertical adiabatique saturé** [2] Encore appelé "pseudo adiabatique saturé", c'est le taux de décroissance vertical de la température de l'air saturé. Sur un diagramme aérologique, les adiabatiques saturées se présentent comme une famille de courbes. Elles sont calculées avec l'hypothèse que toute l'eau condensée quitte la masse d'air et qu'elle ne peut pas être transportée plus haut par les courants ascendants. Contrairement au processus sec, le processus saturé n'est pas réversible. 52

**Variable d'état** variable dépendant de l'état du système. 52

**énergie interne** C'est une grandeur conservative noté **U**. Concrètement, c'est l'énergie propre d'un système donné, c'est l'énergie qu'il contient. Pour un système isolé,  $\Delta U = 0$ . 52

# Références Bibliographiques

- [1] Dossier pour la Science : *Vents et Nuages - La physique du ciel.*  
N° 78, Janvier-Mars 2013.
- [2] Tom BRADBURY : *La Métérologie du Vol à Voile.*  
Editions Cépaduès
- [3] P.Lacas : *Cours de Thermodynamique - CPI1.* EISTI, 2013-14.
- [4] *Cours sur l'Emagramme*  
<http://www.devill.net/Infos/Meteo/emagramme-union-des-physiciens.pdf>
- [5] *Cours avancés sur la thermodynamique de l'atmosphère*  
[http://pascal.sca.uqam.ca/~eva/phy4501/NotesDeCours/Cours\\_Thermodynamique\\_Avancee-2011.pdf](http://pascal.sca.uqam.ca/~eva/phy4501/NotesDeCours/Cours_Thermodynamique_Avancee-2011.pdf)
- [6] Jean-Luc DUMOULIN : "L'Emagramme en toute simplicité"  
[www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf](http://www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf)
- [7] Comission météo de la FFVV : *la physique de l'atmosphère*  
<http://lehcim54.fr/FIE/articles.php?lng=fr&pg=94>
- [8] *Cours de thermodynamique*  
[http://www.lmd.jussieu.fr/~fcodron/COURS/notes\\_thermo.pdf](http://www.lmd.jussieu.fr/~fcodron/COURS/notes_thermo.pdf)
- [9] *Athmosphère standard*  
[http://meteosat.pessac.free.fr/IMA/ressources/MEI407/mecavol\\_atmos\\_0Loseille/Cours\\_complet\\_atmosphere\\_L2\\_Mei407.PDF](http://meteosat.pessac.free.fr/IMA/ressources/MEI407/mecavol_atmos_0Loseille/Cours_complet_atmosphere_L2_Mei407.PDF)
- [10] METEOSAT  
[http://denis.michaud.free.fr/cd\\_meteosat/](http://denis.michaud.free.fr/cd_meteosat/)
- [11] Site web du service universitaire de Toulouse 3  
<http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/index.html>
- [12] "Démistifions l'emagramme"  
<http://www.soaringmeteo.ch/emmagr.pdf>
- [13] "Lecture d'un emagramme"  
[augredelair.fr/joomla/recits/gilles\\_jacqueline/emagramme\\_RL02.pdf](http://augredelair.fr/joomla/recits/gilles_jacqueline/emagramme_RL02.pdf)
- [14] Site web de Deltaplane  
<http://www.wikidelta.com/deltaplane/meteorologie/>
- [15] Article de Wikipédia : *Gradient thermique adiabatique*  
[http://fr.wikipedia.org/wiki/Gradient\\_thermique\\_adiabatique](http://fr.wikipedia.org/wiki/Gradient_thermique_adiabatique)

# Crédits photographiques

1.1 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	8
2.1 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	10
2.2 Crédit photographique © <a href="http://svtmarcq.blogspot.fr/2013_02_01_archive.html">http://svtmarcq.blogspot.fr/2013_02_01_archive.html</a> . . . . .	10
2.3 Crédit photographique © <a href="http://svtmarcq.blogspot.fr/2013_02_01_archive.html">http://svtmarcq.blogspot.fr/2013_02_01_archive.html</a> . . . . .	11
2.4 Crédit photographique © <a href="http://hebergement.u-psud.fr/projetsdephysiquestatistique/projet_cn.html">http://hebergement.u-psud.fr/projetsdephysiquestatistique/projet_cn.html</a> . . . . .	12
2.5 Crédit photographique ©Wikipédia . . . . .	12
2.6 Crédit photographique © <a href="http://www.astrosurf.com/luxorion/meteo-temperature.htm">http://www.astrosurf.com/luxorion/meteo-temperature.htm</a> . . . . .	12
2.7 Crédit photographique © <a href="http://www.formationssiap.net/le-feu.php">http://www.formationssiap.net/le-feu.php</a> . . . . .	14
2.8 Crédit photographique © <a href="http://www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf">www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf</a> . . . . .	15
2.9 Crédit photographique © <a href="http://www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf">www.kepsilon.com/files/emagramme/Ema1-T.pdf</a> . . . . .	15
3.1 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	19
3.2 Crédit photographique © <a href="http://www.je-comprends-enfin.fr/index.php?/Eau-et-meteorologie/differentes-formes-de-brouillard/id-menu-19.html">http://www.je-comprends-enfin.fr/index.php?/Eau-et-meteorologie/differentes-formes-de-brouillard/id-menu-19.html</a> . . . . .	20
3.3 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	21
3.4 Crédit photographique © <a href="http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/ThermodynamiqueAtmosphere_4.html">http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/ThermodynamiqueAtmosphere_4.html</a> . . . . .	22
4.1 Crédit photographique © <a href="http://www.alpsfreeride.com">http://www.alpsfreeride.com</a> . . . . .	29
5.1 Crédit photographique ©Jean-Luc DUMOULIN . . . . .	31
5.2 Crédit photographique ©M.Mioche <i>Eléments de météorologie générale et d'aérologie</i> . . . . .	32
5.3 Crédit photographique © <a href="http://sup.ups-tlse.fr/uved/">http://sup.ups-tlse.fr/uved/</a> . . . . .	34
7.1 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	49
7.2 Crédit photographique ©Wikipedia . . . . .	50
9.1 Crédit photographique © <a href="http://www.kepsilon.com">www.kepsilon.com</a> . . . . .	52



Crédit photographique ©Errol LECLERCQ