

# CHAPITRE I: NOTION SUR LES ORAGES

## I.1 Définition d'un orage

Selon l'OMM, l'orage peut être défini par un coup de tonnerre accompagné de précipitation. Selon nos recherches et nos interprétations, un orage est une perturbation atmosphérique d'origine convective associée à un type de nuage particulier, en général, le cumulonimbus. Ce dernier est à forte extension verticale, il engendre des pluies fortes à diluviennes, des décharges électriques de foudre accompagnées de tonnerre. Dans des cas extrêmes, l'orage peut produire des chutes de grêle, des vents très violents et, rarement, des tornades. Les orages peuvent se produire en toute saison, tant que les conditions d'instabilité et d'humidité de l'air sont présentes.

On estime à 20 millions le nombre d'orages déclenchés sur la totalité du globe terrestre au cours d'une année : soit en moyenne 50000 orages par jour. Compte tenu de la durée moyenne d'un orage qui est de quelques heures, on peut dire que quelques 2600 orages sévissent sur la terre à chaque instant .il faut noter qu'un orage libère autant d'énergie que 1 MT de TNT.

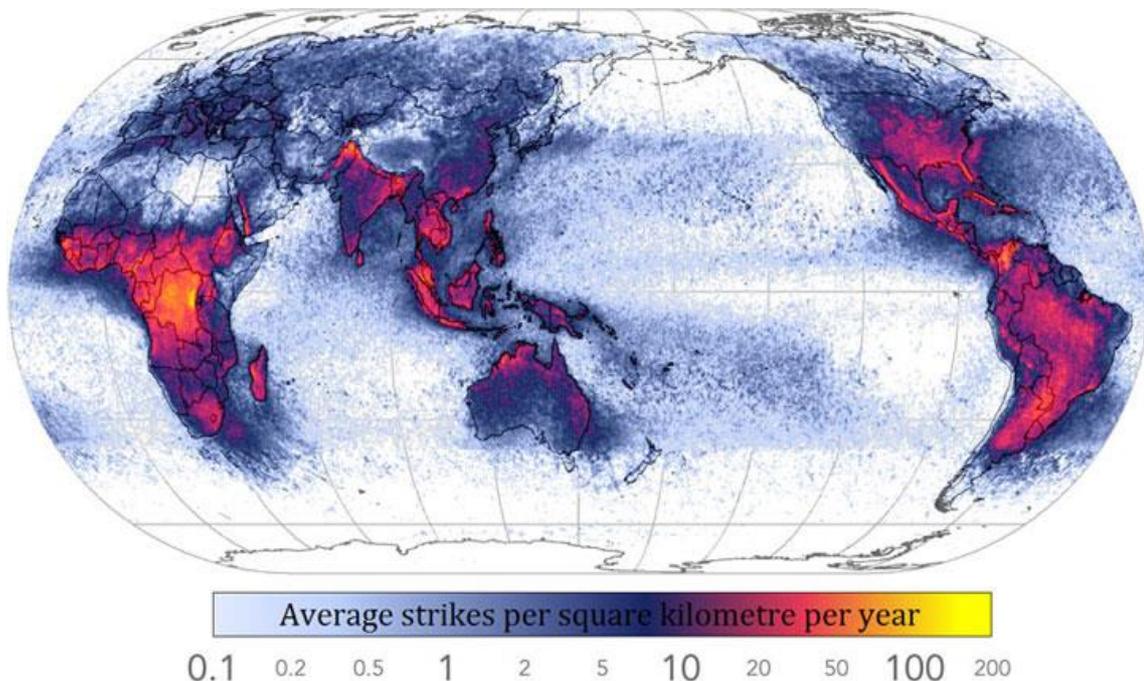


Figure 1 : Moyenne des coups de foudre par année

Source : wikimedia

Le plus grand nombre se retrouve sous les tropiques et leur fréquence diminue en allant vers les pôles où ils ne se produisent qu'exceptionnellement. Dans les latitudes moyennes, le nombre varie avec la saison.

## I.2 Mécanisme de formation des orages

### I.2.1 Description de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse entourant la Terre que l'on appelle air. L'air sec se compose de 78,087 % de diazote, 20,95 % de dioxygène, 0,93 % d'argon, 0,04 % de dioxyde de carbone et des traces d'autres gaz. L'atmosphère protège la vie sur Terre en absorbant le rayonnement solaire ultraviolet, en réchauffant la surface par la rétention de chaleur (effet de serre) et en réduisant les écarts de température entre le jour et la nuit.

Les nuages qui sont liquides, parfois solides, ne sont pas considérés comme des constituants de l'atmosphère. En revanche la vapeur d'eau contenue dans l'air humide représente en moyenne 0,25 % de masse totale de l'atmosphère. La vapeur d'eau dispose de la particularité notable d'être le seul gaz de l'atmosphère susceptible de changer de phase, et dont la concentration est très variable dans le temps et dans l'espace.

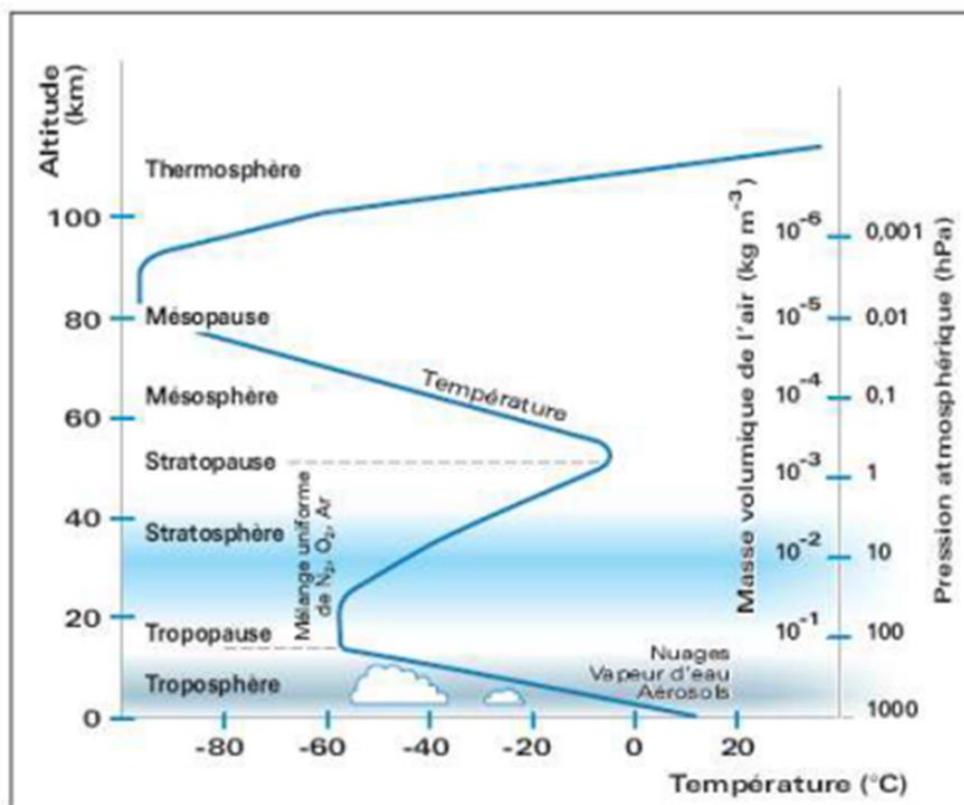


Figure 2 : Structure verticale de l'atmosphère

Source : Atmosphère terrestres

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches d'importance variable : leurs limites ont été fixées selon les discontinuités dans les variations de la température, en fonction de l'altitude. De bas en haut :

- **La troposphère** : la température décroît avec l'altitude (de la surface du globe à 8-15 km d'altitude) ; l'épaisseur de cette couche varie entre 13 et 16 km à l'équateur, mais entre 7 et 8 km aux pôles.

Elle contient 80 à 90 % de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau. C'est la couche où se produisent les phénomènes météorologiques (nuages, pluies, etc.) et les mouvements atmosphériques horizontaux et verticaux (convection thermique, vents).

- **La stratosphère** : la température croît avec l'altitude jusqu'à 0 °C (de 8-15 km d'altitude à 50 km d'altitude) ; elle abrite une bonne partie de la couche d'ozone .
- **La mésosphère** : la température décroît avec l'altitude (de 50 km d'altitude à 80 km d'altitude) jusqu'à -80 °C.
- **La thermosphère** : la température croît avec l'altitude (de 80 km d'altitude à 350-800 km d'altitude).
- **L'exosphère** : de 350-800 km d'altitude à 50 000 km d'altitude.
- **La troposphère** : vient du mot grec **τρέπω** signifiant « changement », est la partie la plus basse de l'atmosphère ; elle commence à la surface et s'étend entre 7 et 8 km aux pôles et de 13 à 16 km à l'équateur, avec des variations dues aux conditions climatiques. Le mélange vertical de la troposphère est assuré par le réchauffement solaire. Ce réchauffement rend l'air moins dense, ce qui le fait remonter. Quand l'air monte, la pression au-dessus de lui décroît, par conséquent il s'étend, s'opposant à la pression de l'air environnant. Or, pour s'étendre, de l'énergie est nécessaire, donc la température et la masse de l'air décroissent. Comme la température diminue, la vapeur d'eau dans la masse d'air peut se condenser ou se solidifier, relâchant la chaleur latente permettant une nouvelle élévation de la masse d'air. Ce processus détermine le gradient maximal de baisse de la température avec l'altitude, appelé gradient thermique adiabatique. La troposphère contient grossièrement 80 % de la masse totale de l'atmosphère. 50 % de la masse de l'atmosphère se trouvent en dessous d'environ 5,5 km d'altitude.

À noter que la partie la plus basse de la Troposphère est aussi appelée Peplos. Cette couche qui trouve sa limite vers 3 km est aussi qualifiée de couche sale en raison de son taux d'impureté très important (aérosol ou nucléus) qui sont des noyaux auxquels viennent se former les gouttes d'eau dans le cas d'un air ayant atteint 100 % d'humidité relative. Cette couche se termine par la pélopause. La présence de cette couche sale explique la quasi absence d'air sur-saturé dans la couche supérieur de la troposphère. La tropopause est la frontière entre la troposphère et la stratosphère.

La couche d'ozone: bien que faisant partie de la stratosphère, la couche d'ozone est considérée comme une couche en soi parce que sa composition chimique et physique est différente de celle de la stratosphère. L'ozone (O<sub>3</sub>) de la stratosphère terrestre est créé par les ultraviolets frappant les molécules de dioxygène (O<sub>2</sub>), les séparant en deux atomes distincts ; ce dernier se combine ensuite avec une molécule de dioxygène (O<sub>2</sub>) pour former l'ozone (O<sub>3</sub>).

L'O<sub>3</sub> est instable (bien que, dans la stratosphère, sa durée de vie est plus longue) et quand les ultraviolets le frappent, ils le séparent en O<sub>2</sub> et en O. Ce processus continu s'appelle le cycle ozone-oxygène.

Il se produit dans la couche d'ozone, une région comprise entre 10 et 50 km au-dessus de la surface. Près de 90 % de l'ozone de l'atmosphère se trouve dans la

stratosphère. Les concentrations d'ozone sont plus élevées entre 20 et 40 km d'altitude, où elle est de 2 à 8 ppm.

La stratosphère s'étend de la tropopause, entre 7–17 km et environ 50 km. La température y augmente avec l'altitude. La stratosphère contient la majeure partie de la couche d'ozone.

La stratopause est la limite entre la stratosphère et la mésosphère. Elle se situe vers 50-55 km d'altitude. La pression représente environ 1/1000 de la pression atmosphérique au niveau de la mer.

La mésosphère, du mot grec **μέσος** signifiant « milieu », s'étend de 50 km à environ 80–85 km. La température décroît à nouveau avec l'altitude, atteignant  $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$  (173,1 K) dans la haute mésosphère. C'est aussi dans la mésosphère que la plupart des météorites se consomment en entrant dans l'atmosphère.

La température minimale se rencontre à la mésopause, frontière entre la mésosphère et la thermosphère. C'est le lieu le plus froid de la Terre, avec une température de  $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$  (173,1 K).

La thermosphère est la couche atmosphérique commençant vers 80–85 km et allant jusqu'à 640 km d'altitude, la température y augmente avec l'altitude. Bien que la température puisse atteindre les  $1\ 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , un individu ne la ressentirait pas à cause de la très faible pression. La station spatiale internationale orbite dans cette couche, entre 320 et 380 km d'altitude. Comme description moyenne le modèle MSIS-86 est recommandé par le Committee on Space Research.

La thermopause est la limite supérieure de la thermosphère. Elle varie entre 500 et 1 000 km d'altitude.

L'ionosphère, la partie de l'atmosphère ionisée par les radiations solaires, s'étire de 60 à 800 km et se constitue de trois couches : la couche D (60 à 90 km), la couche E (90 à 120 km), et la couche F (120 à 800 km). Elle chevauche à la fois la thermosphère et l'exosphère. Elle joue un rôle important dans l'électricité atmosphérique et forme le bord intérieur de la magnétosphère. Grâce à ses particules chargées, elle a une importance pratique car elle influence, par exemple, la propagation des ondes radio sur la Terre. Elle est le lieu où se déroulent les aurores et les phénomènes lumineux transitoires liés aux orages.

L'exosphère commence avec l'exobase, qui est aussi connu comme le « niveau critique », vers 500–1 000 km et s'étire jusqu'à plus de 10 000 km d'altitude. Elle contient des particules circulant librement et qui migrent ou proviennent de la magnétosphère ou du vent solaire.

### **1.2.2 Principaux constituants de l'atmosphère**

Au niveau de la mer, l'air sec est principalement composé de 78,1 % de diazote, 20,9 % de dioxygène. Le 1% restants est dominé par 0,93 % d'argon et 0,04 % de dioxyde de carbone.

Il comporte aussi des traces d'autres éléments chimiques, les gaz mineurs, dont la proportion varie avec l'altitude. Ceux-ci constituent moins de 0,3 % de l'atmosphère. Ce sont en majorité les gaz rares : néon, hélium, krypton, xénon et radon. Parmi ces

constituants les gaz à effet de serre sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde d'azote et l'ozone.

Tableau 1: Liste des constituants minoritaire de l'atmosphère

Source : Création

Composition de l'atmosphère « sèche »	
ppmv: partie par million en volume	
Gaz	Volume
Diazote (N <sub>2</sub> )	780 840 ppmv (78,084 %)
Dioxygène (O <sub>2</sub> )	209 460 ppmv (20,946 %)
Argon (Ar)	9 340 ppmv (0,9340 %)
Dioxyde de carbone (CO <sub>2</sub> )	400 ppmv (0,0400 %)
(en mai 2014)	
Néon (Ne)	18,18 ppmv
Hélium (He)	5,24 ppmv
Méthane (CH <sub>4</sub> )	1,745 ppmv
Krypton (Kr)	1,14 ppmv
Dihydrogène (H <sub>2</sub> )	0,55 ppmv
À rajouter à l'atmosphère sèche :	
Vapeur d'eau (H <sub>2</sub> O)	de <1 % à ~5 %
(très variable)	
Composants mineurs de l'atmosphère	Gaz Volume
Monoxyde d'azote (NO)	0,5 ppmv
Protoxyde d'azote (N <sub>2</sub> O)	0,3 ppmv
Xénon (Xe)	0,09 ppmv
Ozone (O <sub>3</sub> )	0,0 à 0,07 ppmv
Dioxyde d'azote (NO <sub>2</sub> )	0,02 ppmv
Iode (I <sub>2</sub> )	0,01 ppmv
Monoxyde de carbone (CO)	0,2 ppmv
Ammoniac (NH <sub>3</sub> )	traces

### 1.2.3 Notion de stabilité et d'instabilité

#### 1.2.3.1 Notion de stabilité

Supposez une tranche d'atmosphère où la décroissance verticale de température est inférieure à 1°C par 100 mètres, par exemple 16°C au sol et 13°C à 500 m.

Supposez qu'il soit possible de donner à une particule prise au niveau du sol une énergie capable de la transporter à l'altitude de 500 m. Par suite de la détente adiabatique, elle se retrouvera à 11°C, soit 2°C plus froide que l'air ambiant, donc plus dense.

Dans ces conditions, et pour ces raisons, elle descendra d'elle-même à son niveau d'origine. Cette tranche d'atmosphère est dite stable.

Les particules y subissant une sollicitation vers le haut, se retrouvent plus froides que l'air ambiant, et retournent à leur niveau de départ. Dans ces tranches d'atmosphère, les phénomènes de convection ne peuvent se développer. Les isothermies et les inversions en sont un cas particulier et sont des tranches d'air très stables.

### 1.2.3.2 Notion d'instabilité

Supposez maintenant une tranche d'atmosphère non saturée où la décroissance verticale de température serait de plus d'1°C par 100m. Par exemple 16°C au sol et 9°C à 500m. Une particule partant du sol à 16°C et s'élevant jusqu'à 300 m se trouverait par suite de la détente adiabatique à 13°C, soit 1°C plus chaude que l'air ambiant, donc moins dense que ce dernier. Elle poursuivrait alors son ascension. Cette tranche d'atmosphère est dite instable.

Les particules y subissant la moindre sollicitation vers le haut se retrouvent plus chaudes que l'air ambiant et leur mouvement ascendant se poursuit. En général, l'atmosphère est constituée d'une succession de couches d'air instables et stables. Ces dernières bloquant les mouvements de convection.

### 1.2.4 Mécanisme de formation des orages

Nous illustrons en bas un Tépigramme de météo France pour expliquer le mécanisme de formation des orages :

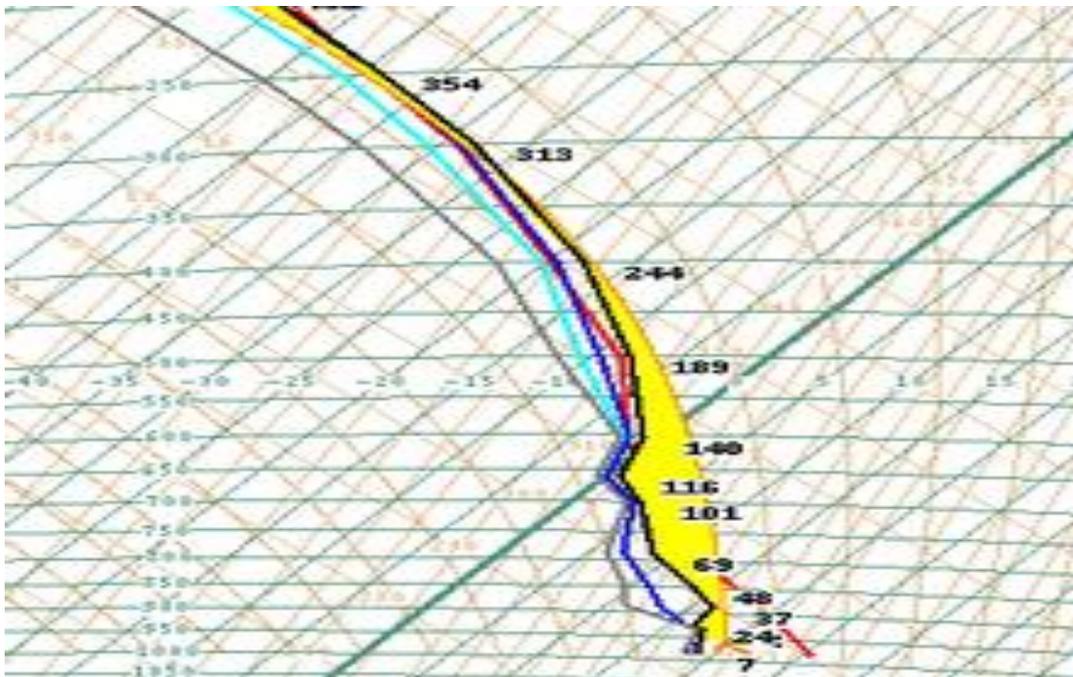


Figure 3 : Tépigramme

Source : Météo France

Le tépigramme montre le chemin de la parcelle d'air convective, température versus pression (ligne rouge), par rapport à l'environnement (en noir). La surface en jaune est égale à son EPCD.

Comme dans le cas des averses, les orages se forment dans une masse d'air instable lorsqu'il y a une réserve importante de chaleur et d'humidité à bas niveau de la troposphère et d'air plus sec et froid en altitude. Une parcelle d'air plus chaude que l'environnement entre en convection. Tant qu'elle n'est pas saturée, sa température change selon le taux adiabatique sec. À partir de la saturation, la vapeur d'eau contenue dans la parcelle d'air condense selon les lois de la thermodynamique, ce qui relâche de la chaleur latente et son changement de température avec la pression est alors celui appelé le taux pseudo-adiabatique humide. L'accélération ascensionnelle se poursuit, jusqu'à ce que la parcelle arrive à un niveau où sa température égale celle de l'air environnant. Ensuite, elle se met à décélérer et le sommet du nuage est atteint quand la particule atteint une vitesse nulle.

L'Énergie Potentielle de Convection Disponible (EPCD) pour ce type de nuages est plus grande que pour une averse et permet de développer des sommets de nuages qui atteindront une plus grande altitude. Ceci est important car les gouttes qui s'élèvent dans le courant ascendant perdent des électrons par collision comme dans un accélérateur de Van de Graff. Un plus haut sommet permet d'atteindre une température inférieure à -20 °C nécessaire pour donner un grand nombre de cristaux de glace. Ces derniers sont de meilleurs producteurs et transporteurs de charge, ce qui permet une différence de potentiel suffisante entre la base et le sommet du nuage pour dépasser le seuil de claquage de l'air et donner de la foudre.

L'instabilité potentielle de l'air n'est pas le seul critère, il faut généralement un déclencheur. Par exemple, le passage d'un front froid, d'une onde courte météorologique, ou le réchauffement diurne<sup>2</sup>. Un tel déclencheur peut agir à la surface ou en altitude, ce qui fait que les orages peuvent se développer près du sol ou être basés aux niveaux moyens de l'atmosphère<sup>2</sup>. Les orages peuvent donc se produire en toute saison et à toute heure du jour, pourvu que les conditions soient remplies.

Hormis les régions équatoriales, la période la plus active va de la fin du printemps au début de l'automne, car c'est à ce moment que l'atmosphère est la plus chaude, humide et instable. Cependant, si l'instabilité est en altitude, elle n'a rien à voir avec la période de l'année, ainsi le passage d'un front froid en hiver dans les latitudes moyennes peut donner des orages. Pour Madagascar la période des orages se situe surtout durant l'été en générale du mois d'aout à avril.

### **I.3 Paramètres liés à la théorie de particule**

Une étude bibliographique nous a permis de répertorier de nombreuses propositions d'indices d'instabilité, que nous avons complétées par des paramètres physiques de base déduits des radiosondage (que nous appellerons parfois aussi « indices » par abus de langage). La définition précise et les références bibliographiques des 69 indices ainsi retenus sont listées par Sénési et Thepenier (1997) et le tableau 1 ne détaille que les indices qui se sont révélés utiles dans l'étude, ainsi que les abréviations employées.

Les indices d'instabilité peuvent être classés en trois catégories. La première catégorie regroupe les paramètres liés à la théorie du soulèvement de la particule sans entraînement :

- Le niveau de condensation (Lcl).

- Le niveau de convection libre (Lfc), niveau auquel les forces de flottabilité deviennent positives

Les paramètres liés à la théorie de la particule (dans l'ordre du soulèvement) sont représentés ci-dessous.

Tableau 2: Tableau récapitulatif de la théorie de particule des orages

Source : La météorologie série n°8

<b>Nom usuel</b>	<b>Abréviation</b>	<b>Formule</b>
Niveau de condensation	Lcl	
Niveau de convection libre	Lfc	
Soulèvement initial	Dpsollfc	Psol-Lfc
Convection Inhibition	Cin	$g \cdot \int_{psol}^{lfc} \frac{(\theta - \theta')}{\theta'} dz$
Pression au sommet du nuage	Ptop	
Epaisseur du nuage	Dptoplcl	Lcl-Ptop
	Dptoplfc	Lfc-Ptop
Ptop-Psol	Dptoppsol	Ptop-Psol
Cape	Cape	$g \cdot \int_{lfc}^{ptop} \frac{(\theta - \theta')}{\theta'} dz$
Capex	Capex	
Capexx	Capexx	
Cape algébrique	Cape-alg	Cape+Cin

Tableau 3: Indices classiques d'instabilités

Source : La météorologie série n°8

Adedokun 2	Adedokun 2	$\Theta'_{w sfc} - \Theta_{s 500}$
Energy Index	Etot	$\Theta_{e 850} - \Theta_{e 500}$
Instabilité convective	Instab 2	$\Theta_{e 100} - \Theta_{e (600-500)}$
Modified Total Totals	Ttmod	$(\bar{T}_{sol-850} - T_{500}) + (\bar{Td}_{850-500})$
Showalter modifié	Showalmod	$T_{500} - Tpm_{500}$
Lifted Index ou indice de Galway	Galway	$T_{500} - Tpx_{500}$
Faust	Faust	$Tpm_{500} - T_{500}$
Deep Convective Index	Dci	$T_{850} + Td_{850} - Galway$
K modifié	Kmod	$(T_{850} - T_{500}) + \bar{Td}_{sol-850} - (T_{700} - Td_{700})$
Jefferson	Jefferson	$1,6. \Theta'_{w 850} - T_{500} - 0,5. (T_{700} - Td_{700}) - 8$
Telfer	Telfer	$F [(T_{700} - Td_{700}) + (T_{600} - Td_{600}), (T_{850} - T_{500})]$
Severe weather threat	Sweat	$12. Td_{850} + 20. (tt - 49) + 2. f_{850} + f_{500} + 125. (S + 0.2)$

## I.4 les Nuages orageux et les nuages pré orageux

### I.4.1 Les différents genres de nuages existent

Les nuages sont classifiés par genre et par variétés ici nous allons voir la classification par genre uniquement dans la figure qui suit :

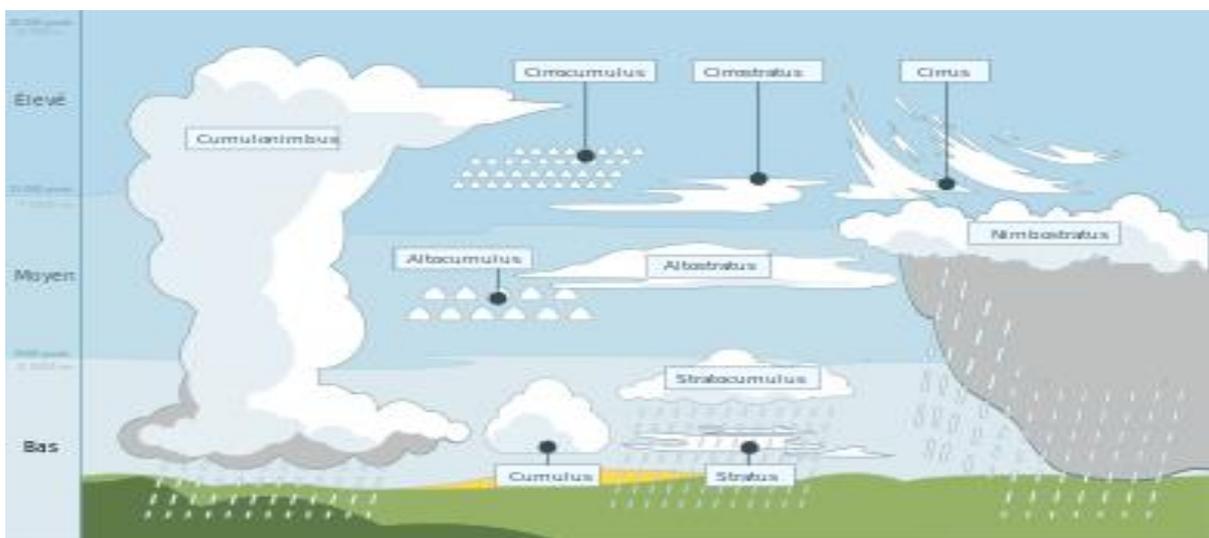


Figure 4 : Schéma récapitulatif du genre des nuage :

source> wikipedia

Tableau 4: Les différents genres de nuages

Source : wikipédia

	Plafond	Nom	Abréviation	Stable/ Instable
Nuages élevés	>20000 ft	<b>Cirrus</b>	<b>Ci</b>	
		<b>Cirro-cumulus</b>	<b>Ce</b>	Instable
		<b>Cirro-stratus</b>	<b>Cs</b>	Stable
Nuages de moyenne altitude	>6000 ft	<b>Alto-cumulus</b>	<b>Ac</b>	Instable
	<20000ft	<b>Altostratus</b>	<b>As</b>	Stable
Nuages bas	>6000 ft	<b>Strato-cumulus</b>	<b>Sc</b>	
		<b>Stratus</b>	<b>St</b>	Stable
		<b>Cumulus</b>	<b>Cu</b>	Instables
Nuages à grandes extension verticales	Epaisseur pouvant dépasser 40000 ft	<b>Nimbo-stratus</b>	<b>Ns</b>	Stable
		<b>Cumulo-nimbus</b>	<b>Cb</b>	Instable

#### 1.4.2 Les nuages orageux et prés orageux

Parmi les 10 genres de nuages, 4 sont parfois annonciateurs d'orages (en orange) et 2 sont souvent voire toujours annonciateurs d'orages (en rouge) :

Tableau 5: Genres des nuages avec des codes couleur

Source : Création

<b>Cirrus</b>	<b>ETAGE SUPERIEUR</b>
<b>Cirrostratus</b>	
<b>Cirrocumulus</b>	
<b>Altostratus</b>	<b>ETAGE MOYEN</b>
<b>Alto-cumulus</b>	
<b>Stratus</b>	<b>ETAGE INFERIEUR</b>
<b>Stratocumulus</b>	
<b>Cumulus</b>	<b>Nuages à développement vertical</b>
<b>Cumulonimbus</b>	
<b>Nimbostratus</b>	

Les Cumulus et Cumulonimbus sont considérés comme des formations nuageuses directement associées aux orages. On ne parle donc pas dans leur cas de nuages pré-orageux, mais de nuages orageux (notamment pour les Cumulus congestus et, a fortiori, pour les Cumulonimbus).

Les nuages pré-orageux se trouvent parmi les Cirrus, les Cirrocumulus, les Alto-cumulus et les Stratocumulus, c'est-à-dire parmi les genres nuageux non intrinsèquement orageux, mais pouvant indiquer une possible dégradation orageuse.