

METEOROLOGIE

1	L'Atmosphère	4
1.1	Composition de l'atmosphère terrestre	4
1.2	La pression atmosphérique	5
1.2.1	L'origine de la pression atmosphérique	5
1.2.2	Les variations de pression avec l'altitude	5
1.2.3	Les variations de pression au niveau de la mer.....	5
1.2.3.1	Les ANTICYCLONES	6
1.2.3.2	Les DEPRESSIONS	6
1.2.3.3	Les COLS.....	6
1.2.3.4	Les MARAIS BAROMETRIQUES	6
1.2.3.5	Les DORSALES	6
1.2.3.6	Les TALWEGS ou THALWEGS.....	6
1.2.4	L'atmosphère standard.....	7
2	LA TEMPERATURE	7
2.1	Variations saisonnières de température.....	7
2.2	Variations locales de la température	8
2.3	Evolution journalière de la température :.....	8
2.4	Evolution de la température avec l'altitude	8
3	LE VENT.....	9
3.1	Origine du vent.....	9
3.1.1	La force de gradient de pression	9
3.1.2	La force de CORIOLIS	9
3.1.3	Les forces de frottements	9
3.2	Les grands systèmes de vent	10
3.3	Les vents locaux.....	10
3.3.1	Les vents de vallée à grande échelle	11
3.3.2	L'onde	11
3.3.3	Les brises de pente	11
3.3.4	Les brises de bord de mer	12
3.4	La connaissance du vent en aéronautique	12
4	L'HUMIDITE DE L'AIR	13
4.1	Humidité relative de l'air	13
4.2	Saturation de l'air humide.....	14
4.2.1	Stabilité d'une masse d'air	15
4.2.2	Instabilité d'une masse d'air	15
5	LES MASSES D'AIR.....	16
5.1	Notion de masse d'air en météorologie.....	16
5.2	Les différents types de masses d'air	16
6	LES NUAGES	17
6.1	Quelques généralités sur les nuages.....	17
6.2	Nuages et précipitation.....	18
6.3	Classification des nuages	18
6.3.1	Les critères de classification	18
6.3.2	Description des 10 genres de nuages	19
6.3.2.1	Les cumulus (Cu)	19
6.3.2.2	Les cumulonimbus (Cb).....	20
6.3.2.3	Les nimbostratus (Ns)	20
6.3.2.4	Les stratus (St)	20
6.3.2.5	Les strato-cumulus (Sc)	21
6.3.2.6	Les altostratus (As)	21
6.3.2.7	Les altocumulus (Ac).....	21
6.3.2.8	Les cirrus (Ci)	21
6.3.2.9	Les cirrostratus (Cs).....	22

6.3.2.10	Les cirrocumulus (Cc).....	22
7	LES PERTURBATIONS ET LEURS FRONTS	23
7.1	Formation des perturbations et différents types de fronts.....	23
7.2	Le front chaud	24
7.3	Le front froid.....	25
7.4	L'occlusion.....	26
8	LES PHENOMENES DANGEREUX POUR LES AERONEFS	26
8.1	La brume et le brouillard.....	27
8.1.1	La brume	27
8.1.2	Le brouillard de radiation.....	27
8.1.3	Le brouillard d'advection.....	28
8.1.4	Le brouillard d'évaporation	28
8.1.5	Le brouillard de pente	28
8.1.6	Les dangers du brouillard.....	28
8.2	Le givre	29
8.2.1	Définition du givre	29
8.2.2	Formation du givre.....	30
8.2.3	Classification du givre	30
8.2.3.1	La gelée blanche.....	30
8.2.3.2	Le givre blanc.....	30
8.2.3.3	Le givre transparent	30
8.2.3.4	Le verglas.....	30
8.2.4	Les effets du givrage	31
8.3	Les précipitations à caractère dangereux	31
8.4	Les turbulences	32
8.5	L'orage	32
9	L'INFORMATION METEO POUR L'AERONAUTIQUE	33
9.1	Les METAR et les SPECI.....	33
9.2	Les TEND, les TAF et les SIGMET	34
9.3	La carte TEMSI et la coupe verticale.....	36

La météorologie est un facteur très important pour toutes les activités aéronautiques. Pour le pilote privé comme le pilote professionnel, la connaissance de la météorologie est une donnée essentielle dans la préparation des vols et dans les décisions qui seront prises en cas d'évolution de la situation en l'air.

1 L'ATMOSPHERE

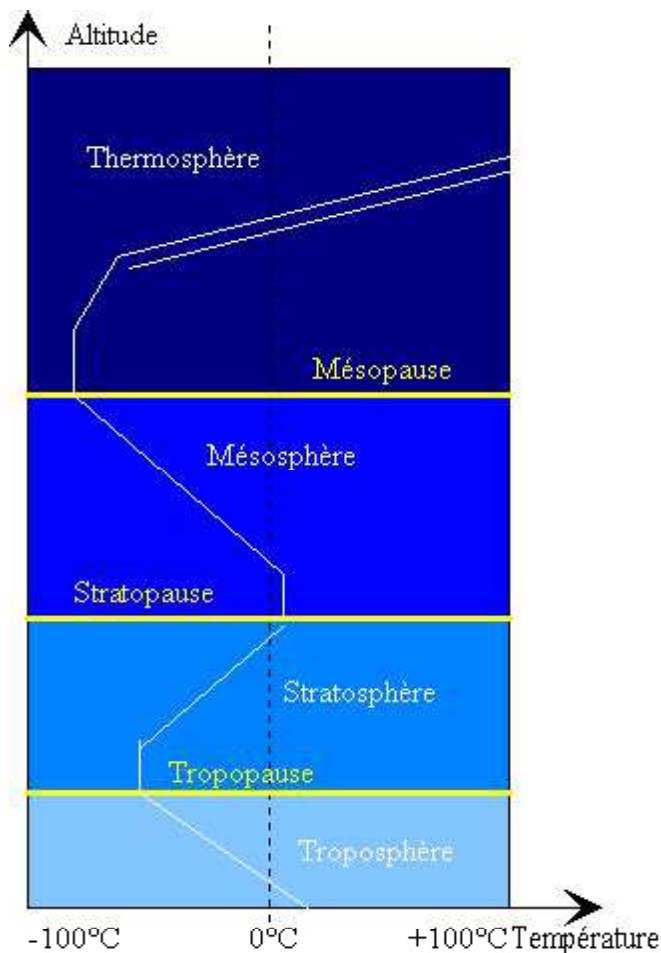
1.1 COMPOSITION DE L'ATMOSPHERE TERRESTRE

L'atmosphère terrestre est une couche de gaz entourant la terre. On considère que sa constitution est la suivante :

- **78 % de diazote (N₂)**
- **21 % de dioxygène (O₂)**
- **1 % de gaz divers (Ar, CO₂, ...)**

La couche la plus éloignée de l'atmosphère monte jusqu'à **400 km** d'altitude. Toutefois la partie la plus importante de l'atmosphère est groupée dans les basses couches. La partie dans laquelle les phénomènes météorologiques sont concentrés évolue entre **7 km** d'altitude aux pôles et **15 km** à l'équateur.

La moitié de la masse de l'atmosphère est concentrée dans les 5 premiers kilomètres d'altitude et 90 % dans les 20 premiers. Les hautes couches présentent donc une densité très faible. L'atmosphère est découpée par couches successives dont les principales propriétés sont les suivantes :



La thermosphère

La température y croît fortement jusqu'à 500 °C à la limite de l'atmosphère.

La mésosphère

La température y décroît fortement jusqu'à la limite de cette couche (environ 80 km).

La stratosphère

Cette couche est déjà une couche de faible densité. La température y reste constante jusqu'à environ 25 km puis croît jusqu'aux environs de 0 °C autour de 40 km d'altitude.

La troposphère

C'est la plus basse couche. Son épaisseur varie de 7 à 15 km des pôles à l'équateur. Elle est de 11 km sous nos latitudes. C'est dans cette couche que se produisent les phénomènes météorologiques. La température diminue avec l'altitude pour descendre jusqu'à -50 / -60 °C.

Les séparations entre les 4 couches s'appellent **la tropopause, la stratopause et la mésopause.**

1.2 LA PRESSION ATMOSPHERIQUE

1.2.1 L'origine de la pression atmosphérique

La pression atmosphérique résulte des chocs des molécules d'air entre elles et avec les objets dans l'atmosphère. C'est, avec la température, un paramètre fondamental en météo pour prévoir le temps qu'il fera.

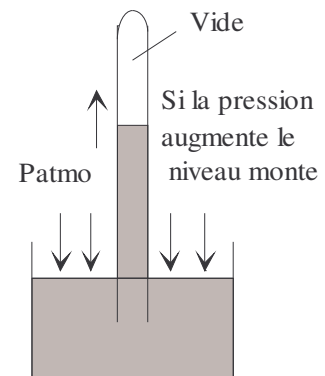
Historiquement, les premières mesures de la pression atmosphérique ont été effectuées par **TORRICELLI** dans les canaux de VENISE. De là fut mis au point un instrument pour la mesurer,

le baromètre.

Celui-ci utilise du mercure (Hg) pour mesurer la pression atmosphérique. La première unité de mesure de la pression atmosphérique fut le millimètre de mercure (mmHg) ou le pouce de mercure (InHg) pour les Anglo-saxons.

Dans le système international d'unités, la pression se donne en **Pascal**. En météo il est plus pratique d'utiliser **l'hectopascal** ($1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$). On utilise également le millibar ($1 \text{ mbar} = 1 \text{ hPa}$).

La valeur moyenne au niveau de la mer est de 1013 hPa soit 760 mmHg. Nous retiendrons que :



**En moyenne à 0 m : $P_{\text{atm}} = 1013 \text{ hPa} = 1013 \text{ mbar} = 760 \text{ mmHg} = 29,92 \text{ InHg}$
et $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mbar} = 100 \text{ Pa}$**

1.2.2 Les variations de pression avec l'altitude

La pression atmosphérique **diminue** lorsque l'on gagne de l'altitude.

Cette variation n'est pas linéaire. Pour la déterminer, il existe des calculs tenant compte de la variation d'altitude et de température. C'est ce que l'on appelle la loi du nivellement barométrique. La diminution est **plus rapide** en basse altitude qu'en haute altitude. Nous retiendrons que :

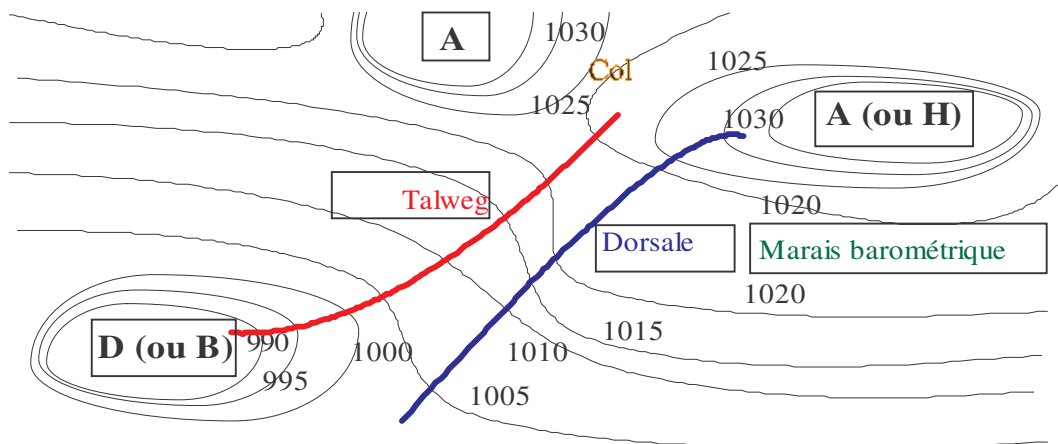
Pour que la pression diminue de 1hPa, il faut monter de :
- 8,5 m (=28 ft) au niveau de la mer
- 30 m (=100 ft) vers 3000 m (10000 ft)

1.2.3 Les variations de pression au niveau de la mer

La pression ne varie pas seulement en fonction de l'altitude mais aussi selon le lieu. Selon la nature du sol et divers autres paramètres, la température n'est pas uniforme au niveau de la mer et de ce fait la pression ne l'est pas non plus.

On trace alors des cartes sur lesquelles figurent des courbes joignant les points de même pression au niveau de la mer : **des isobares.**

L'exemple ci-dessous montre les éléments caractéristiques que ces cartes mettent en évidence :



1.2.3.1 Les ANTICYCLONES

Ce sont des zones de **hautes pressions** que l'on note A ou H (H pour high sur les documents anglo-saxons).

Dans ces zones le vent est faible et le temps est beau avec un ciel souvent bien dégagé.

1.2.3.2 Les DEPRESSIONS

Ce sont des zones de **basses pressions** que l'on note D ou B (L pour low sur les documents anglo-saxons).

Dans ces zones le vent est plutôt fort et le temps est mauvais avec un ciel souvent fort encombré et des précipitations fréquentes.

1.2.3.3 Les COLS

Zone située **entre des dépressions** et marquant une inversion de sens d'évolution de la pression. Dans cette zone les vents sont relativement calmes et de direction variable.

Le temps est également variable.

1.2.3.4 Les MARAIS BAROMETRIQUES

Ce sont de vastes zones où la pression **évolue très peu**.

Les vents y sont faibles et de direction très variable. Il s'agit d'une zone de mauvais temps stagnant.

1.2.3.5 Les DORSALES

Il s'agit d'une avancée **de hautes pressions** dans les zones de pression plus basse.

Le temps dans cette région est en général beau.

1.2.3.6 Les TALWEGS ou THALWEGS

C'est une avancée des zones **de basse pression**.

Il s'agit souvent de l'effet d'un front froid. On y rencontre des vents assez forts et du mauvais temps.

1.2.4 L'atmosphère standard

Afin de baser tous les altimètres sur une même loi de variation de la pression en fonction de l'altitude, l'O.A.C.I. ([Organisation de l'Aviation Civile Internationale](#)) a défini une **atmosphère standard**.

Elle correspond aux conditions moyennes de température et de pression que l'on rencontre dans l'atmosphère.

Caractéristiques de l'atmosphère standard O.A.C.I. :

- au niveau de la mer $T = +15^{\circ}\text{C}$ et $P_{\text{atm}} = 1013,25 \text{ hPa}$
- gradient vertical température : $-6,5^{\circ}\text{C} / 1000 \text{ m}$ jusqu'à 11000 m, nul entre 11000 et 20000 m puis $+10^{\circ}\text{C} / 1000 \text{ m}$ jusqu'à 32000 m
- la tropopause se situe à 11000 m
- l'air est sec et de composition constante
- l'accélération de la pesanteur est $g = 9,80665 \text{ m.s}^{-2}$

C'est cette référence qui permet d'étalonner les altimètres, d'assurer la sécurité des aéronefs et d'homologuer des records.

2 LA TEMPERATURE

Les variations de température influent beaucoup sur les phénomènes météorologiques. Ces variations peuvent être regroupées en deux catégories :

- ▶ les variations lentes, qui rythment les saisons.
- ▶ les variations locales qui interviennent sur une échelle de temps beaucoup plus restreinte.

L'influence combinée de ces variations entraîne des changements de temps selon les lieux et les saisons.

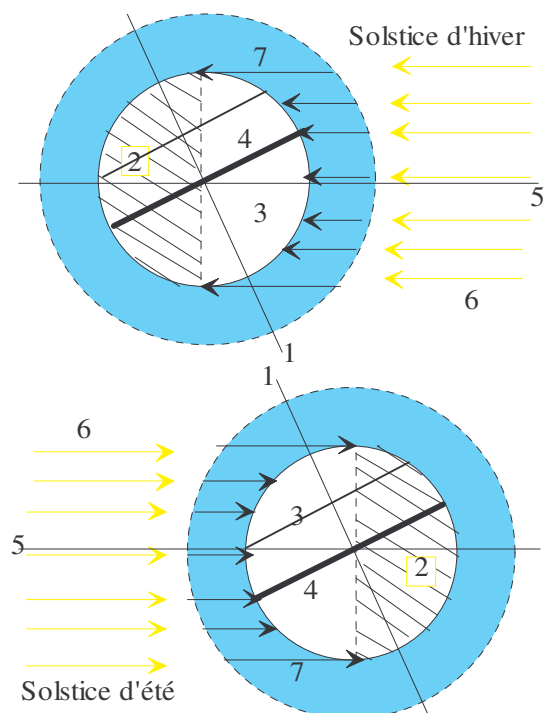
2.1 VARIATIONS SAISONNIERES DE TEMPERATURE

La position de la terre par rapport au soleil induit des changements dans la quantité d'énergie solaire reçue par les points de la surface du globe.

Le soleil émet des rayonnements électromagnétiques (dont la lumière fait partie) qui se propagent dans le vide sans être absorbés. **En revanche dans l'atmosphère les rayonnements les plus énergétiques sont absorbés en totalité ou partie.**

Plus la couche d'atmosphère à traverser est épaisse et moins il y a d'énergie qui parvient à la surface par rayonnement.

La terre tourne autour d'elle-même selon l'axe de ses pôles (1). Elle tourne également autour du soleil dans un plan incliné de $23,5^{\circ}$ par rapport à l'équateur que l'on appelle plan de [l'écliptique](#) (5). Les rayonnements solaires (6) parviennent à la terre. L'épaisseur d'atmosphère qu'ils doivent traverser pour parvenir à la surface du globe (7) n'est donc pas la



même selon la latitude. Les pôles reçoivent une quantité d'énergie bien plus faible que l'équateur.

La direction de l'axe des pôles restant fixe dans l'espace au cours de la rotation de la terre autour du soleil, cette épaisseur dépend également de la position de la terre par rapport au soleil, c'est à dire de la saison. Les saisons sont alors inversées entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. Les schémas ci-contre représentent les solstices d'hiver et d'été pour l'hémisphère nord.

La durée pendant laquelle un point de la surface de la terre est éclairé par le soleil (donc pendant lequel le sol se réchauffe) dépend également de la latitude et de la saison.

Le schéma fait apparaître les zones de nuit (2) et de jour (3). Seuls les points de l'équateur (4) ne sont pas soumis aux saisons et aux variations de durée des jours et nuits (12 h / 12 h). Inversement les pôles sont soumis à une alternance de 6 mois de jour et 6 mois de nuit.

2.2 VARIATIONS LOCALES DE LA TEMPERATURE

Selon la nature du sol (rocher, champs cultivés, forêts, bitume, eau,...) une même énergie arrivant du soleil par rayonnement ne produira pas le même échauffement.

Une part plus ou moins importante de ce rayonnement sera réfléchi par le sol. Il n'y en a donc qu'une partie qui est absorbée.

La température du sol n'est pas uniforme.

De plus la formation de nuages peut bloquer l'arrivée des rayonnements jusqu'au sol. La nébulosité de l'atmosphère (présence de nuage) engendre donc aussi des différences de température locales au sol.

Ces variations locales ont une très grande influence sur l'évolution de la météo sur des durées faibles (quelques heures).

Elles sont donc prises en compte par les météorologistes pour pouvoir prévoir le temps et son évolution sur une durée de quelques heures.

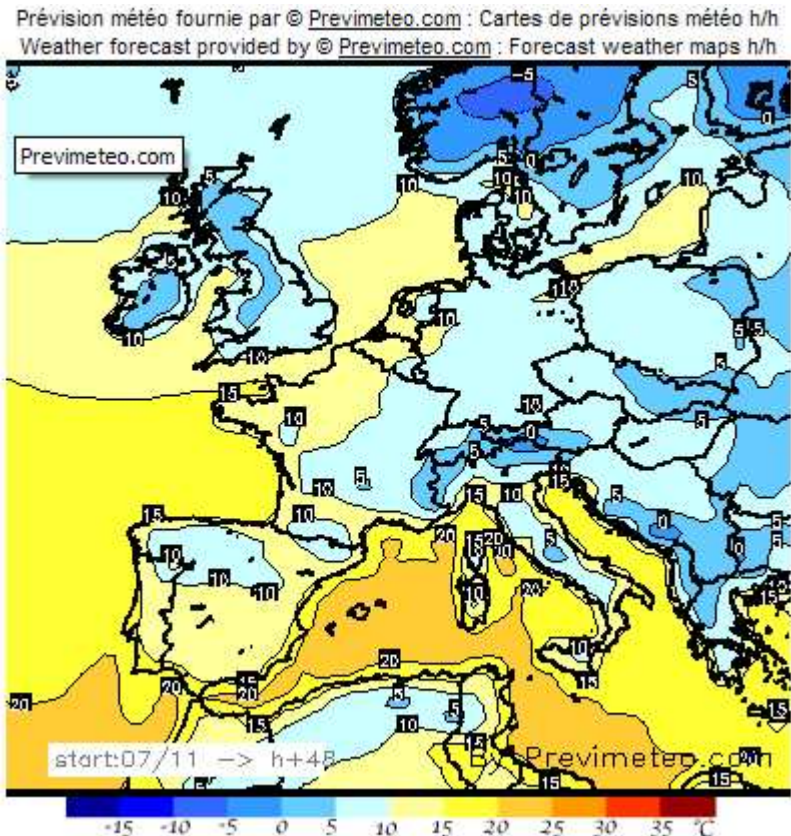
2.3 EVOLUTION JOURNALIERE DE LA TEMPERATURE :

En l'absence de vent qui pourrait faire changer de masse d'air au cours de la journée ensoleillée, et après une nuit sous un ciel dégagé, la température est minimale environ 20 minutes après le lever du soleil (inertie de l'atmosphère) puis augmente jusqu'en milieu d'après-midi avant de diminuer avec la baisse de l'ensoleillement.

2.4 EVOLUTION DE LA TEMPERATURE AVEC L'ALTITUDE

Nous avons vu lorsque nous avons décrit l'atmosphère standard que la température évolue avec l'altitude. Le gradient de température retenu pour l'atmosphère standard n'est pas celui que l'on rencontre tous les jours.

Pour la troposphère, couche des phénomènes météorologiques, le gradient de $-6,5\text{ °C} / 1000\text{ m}$ est un gradient moyen. Il se peut que la température évolue de façon différente. Il se peut également que le gradient ne soit pas constant de 0 à 11000 m.



3 LE VENT

3.1 ORIGINE DU VENT

Le vent est un déplacement d'air horizontal dû à **des différences de pression** entre les points de la surface de la terre.

Le vent résulte de l'action de trois types de forces sur l'air en mouvement :

3.1.1 La force de gradient de pression

Elle est due à la différence de pression entre les points de la surface de la terre. **Elle entraîne l'air des hautes vers les basses pressions.**

Plus les différences de pression sont importantes et plus cette force est importante.

En pratique lorsque l'on observe les isobares d'une carte météo, plus elles sont rapprochées et plus le vent est fort.

3.1.2 La force de CORIOLIS

Tout objet en mouvement dans l'hémisphère nord est dévié vers sa droite. (c'est le contraire dans l'hémisphère sud).

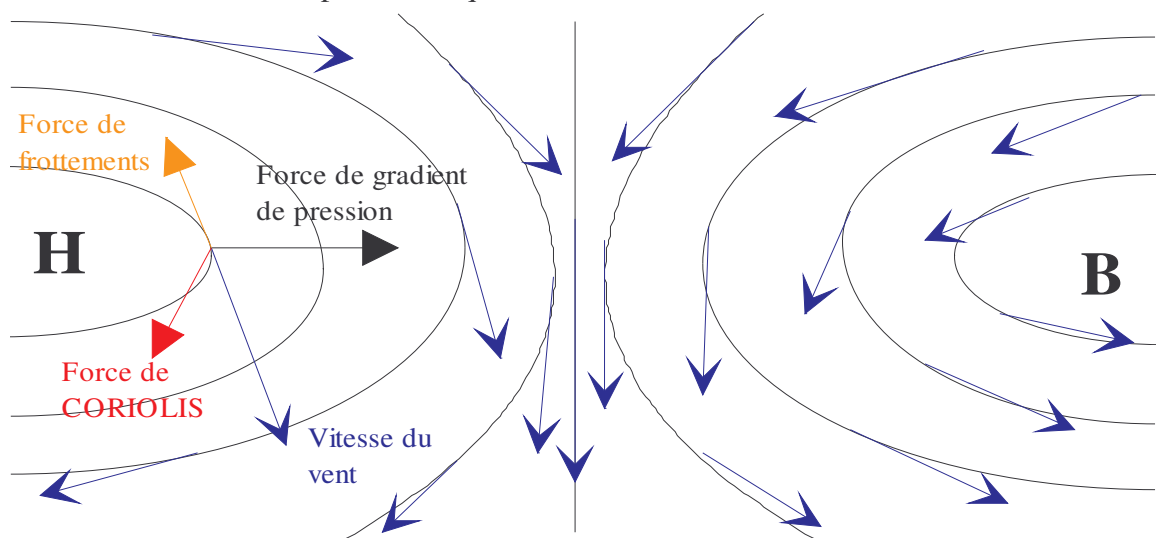
Les particules d'air n'y font pas exception. Lors de son déplacement des hautes vers les basses pressions, l'air est dévié **vers la droite** dans l'hémisphère nord et **vers la gauche** dans l'hémisphère sud.

3.1.3 Les forces de frottements

Lors de son mouvement, l'air frotte contre les autres particules d'air et le sol. Cela entraîne des forces **s'opposant à son mouvement**.

Elles ne le dévient pas mais le freinent.

L'action de ces trois forces a pour conséquence de stabiliser la direction du vent :



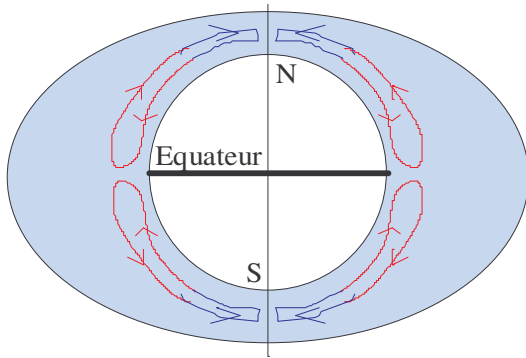
Le vent se stabilise dans une direction tangente aux isobares.

En réalité, il les coupe légèrement vers l'intérieur dans les dépressions et vers l'extérieur dans les anticyclones.

Dans l'hémisphère nord il tourne dans le sens horaire (sens des aiguilles d'une montre) autour des anticyclones et dans le sens anti-horaire autour des dépressions.

Dans l'hémisphère sud c'est le contraire.

3.2 LES GRANDS SYSTEMES DE VENT



Les points situés à l'équateur sont plus chauffés que les points situés aux pôles. Ceci entraîne des différences de température et de pression entre l'air équatorial et l'air polaire.

L'air équatorial s'échauffe et monte, poussé par de l'air plus froid. En s'élevant, il refroidit et redescend au niveau des pôles.

Il en résulte donc une circulation à l'échelle de la planète entre l'air polaire et l'air équatorial.

L'air en mouvement forme ce que l'on appelle une **cellule convective**.

Si cette vision des choses n'est pas tout à fait fautive, elle est trop simple et il faut la préciser.

Examinons ce qui se passe à l'échelle d'un quart de planète sur le schéma ci-contre.

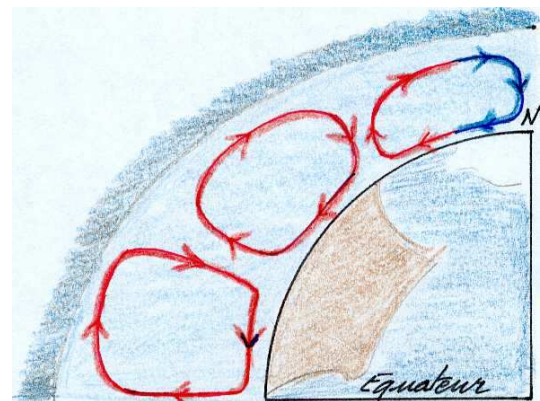
L'air équatorial n'atteint pas le pôle. Il se refroidit avant et redescend.

De même, l'air polaire n'atteint pas l'équateur. Il se réchauffe en chemin et monte plus tôt.

Il se forme donc 2 cellules convectives. Une d'air équatorial et une d'air polaire.

En pratique, il en existe une troisième d'air tempéré entre les deux.

Ce modèle de la circulation atmosphérique générale traduit assez correctement ce qui se passe à l'échelle de la planète. Les cellules convectives ainsi représentées sont appelées les cellules de HADLEY.



En tenant compte de la force de CORIOLIS, on peut en déduire les vents dominants au sol au niveau de la planète et les zones plutôt anticycloniques ou plutôt dépressionnaires :

- au niveau des pôles les vents dominants soufflent de l'Est
- dans les zones tempérées les vents dominants sont d'Ouest
- dans la zone équatoriale, les alizés soufflent de l'Est
- les pôles sont sous l'influence de hautes pressions
- une ceinture **de dépressions** s'établit à environ 30° de latitude
- une ceinture **d'anticyclones** à environ 60° de latitude

Ces conclusions sont valables dans les deux hémisphères.

Il existe également un vent d'altitude très important : **le jet stream**.

Ce vent souffle **d'Ouest en est** sur une bande de quelques centaines de kilomètres de largeur et à une altitude d'environ 10 000 m.

Sa vitesse atteint fréquemment 200 à 300 km/h. Les pilotes de ligne en tiennent compte pour profiter de sa vitesse s'ils vont d'Ouest en est ou au contraire pour l'éviter si leur route est en sens inverse.

3.3 LES VENTS LOCAUX

Dans certaines régions le relief influence beaucoup les vents. Soit parce qu'il canalise le vent ou parce qu'il engendre des brises de pente ou de vallée. De même en bord de mer les variations de températures diurnes et nocturnes entraînent des brises de terre ou brise de mer.

3.3.1 Les vents de vallée à grande échelle

La présence de reliefs peut canaliser le vent et l'obliger à s'engouffrer dans des vallées. En France, il existe deux cas de vents forts canalisés par le relief sur de grandes distances :

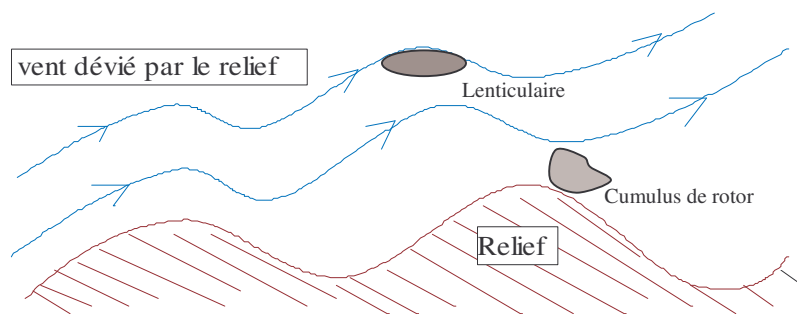
- dans la vallée du Rhône : lorsque le vent s'engouffre dans la vallée du Rhône en provenance du nord, il est accéléré par effet venturi. Il en résulte un vent fort et turbulent orienté nord-sud qui souffle jusqu'en Camargue et que l'on appelle **le mistral**.
- entre les Pyrénées et le massif central, le vent est canalisé de Toulouse à Carcassonne. Lorsque le mistral souffle dans la vallée du Rhône, le vent souffle alors dans cette région d'ouest en est (de Toulouse à Carcassonne). On l'appelle **la tramontane**.
- il arrive que le vent vienne de la Méditerranée et s'engouffre alors d'est en ouest (de Carcassonne à Toulouse). On l'appelle alors **le vent d'Aoutan**.

3.3.2 L'onde

Lorsque le vent aborde un relief perpendiculairement à son flan, il est dévié vers le haut par celui-ci.

Si plusieurs reliefs alignés dans la même direction (perpendiculaire au vent) sont régulièrement espacés, le vent "rebondit" sur les reliefs successifs en donnant des ascendances pouvant monter très haut. L'onde se repère facilement lorsque des nuages lenticulaires se forment au sommet des ressauts et des cumulus de rotor sur le relief. Ces derniers sont perpétuellement en train de se former dans leur partie au vent et de se désagréger dans leur partie sous le vent.

Les vélivoles recherchent ce type de régime de vent qui leur permet d'atteindre des altitudes très importantes. Sur les contreforts des Alpes l'onde est assez fréquente. En revanche, il faut la mériter car avant de parvenir dans ce vent laminaire, il faut traverser des turbulences en amont du relief. Seuls les bons pilotes peuvent se permettre de l'exploiter.



3.3.3 Les brises de pente

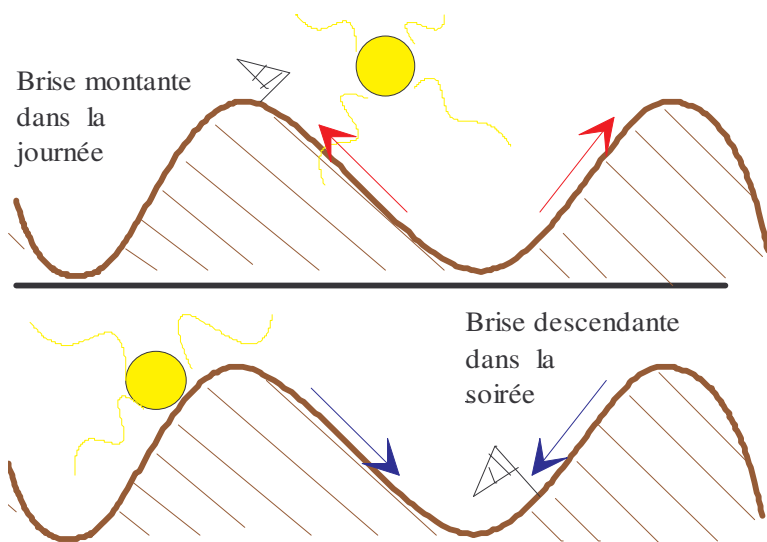
En montagne, lorsque le soleil matinal réchauffe les fonds de vallée, leur température augmente plus vite que celle des sommets.

Il se crée alors des courants

ascendants le long des pentes.

Le vent part de la vallée pour monter vers les sommets.

Ce vent commence à monter en régime **vers le milieu de matinée** et forçit jusqu'au début d'après midi. Il faiblit ensuite pour tomber



en fin d'après midi.

Lorsque le soleil disparaît derrière les reliefs environnants, les pentes à l'ombre se refroidissent et la brise se fait alors **descendante**.

La brise montante s'établit plus vite sur les versants exposés au soleil dès le matin et la brise descendante s'installe plus vite sur les versants à l'ombre tôt dans l'après-midi.

3.3.4 Les brises de bord de mer

En bord de mer, les jours ensoleillés, il existe un phénomène comparable aux brises de pentes, la brise de mer et la brise de terre.

Dans la journée, le sol capte mieux les rayonnements solaires que la mer. Il s'échauffe donc plus et plus vite que l'eau.

L'air à son contact se chauffe et s'élève.

Il est alors remplacé par de l'air plus froid en provenance de la mer.

Il s'établit donc un vent qui souffle depuis la mer vers la terre. On l'appelle **brise de mer**.

Elle s'établit dans la matinée et se renforce tant que le sol s'échauffe.

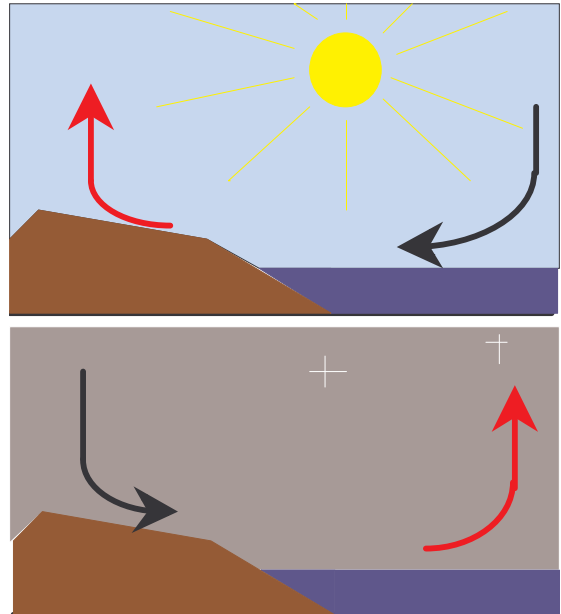
Quand le soleil descend sur l'horizon, le vent faiblit.

Lorsque le soleil se couche, la mer cède très lentement son énergie alors que le sol, se refroidit très rapidement. L'air au-dessus de la mer est alors réchauffé par rapport à celui au-dessus du sol.

Les mouvements de convection s'inversent et la brise s'installe de la terre vers la mer.

On l'appelle **brise de terre**.

Elle est plus dangereuse que la brise de mer car elle tend à éloigner du rivage les embarcations ou les aéronefs et il faut lutter contre le vent pour rentrer.



3.4 LA CONNAISSANCE DU VENT EN AERONAUTIQUE

Pour les pilotes d'aéronefs le vent est très important.

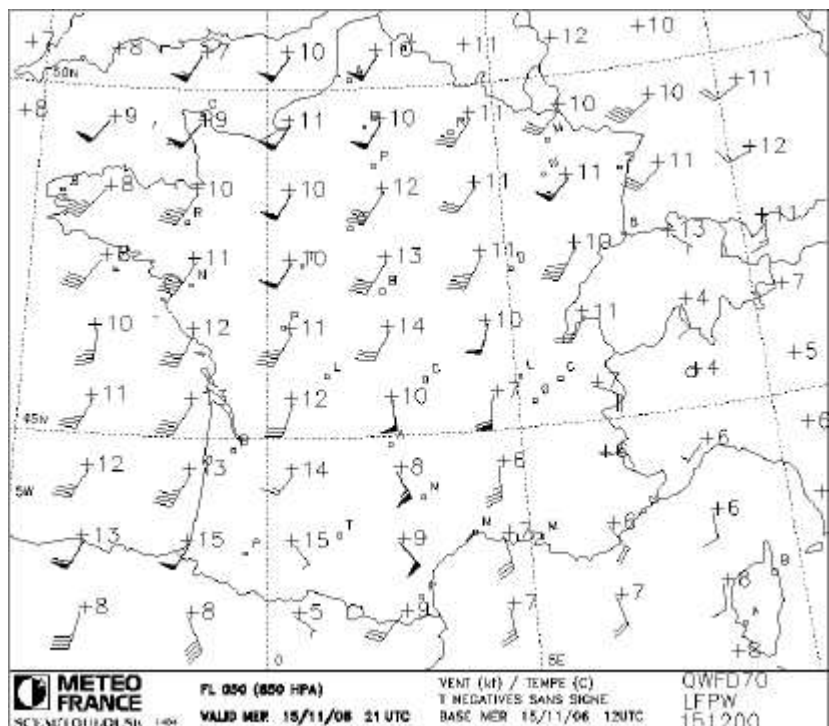
S'il est trop fort ou trop turbulent il est dangereux au cours du roulage

entre la piste et le parking ou au cours de

l'atterrissage et du décollage.

En l'air un vent très turbulent peut entraîner la perte de contrôle de l'appareil ou

le dépassement de résistance structurelle



D'autre part, en navigation, il induit **une dérive** pouvant amener le pilote à se perdre s'il n'en tient pas compte ou une surconsommation à ne pas négliger dans les branches vent de face.

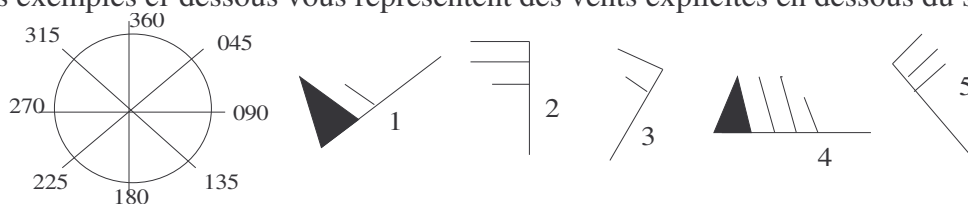
Il est donc primordial de se renseigner sur le vent avant tout vol.

Les services de météorologie aéronautique fournissent les informations suivantes sur le vent :

- la direction d'où il vient
- la vitesse du vent en noeud (1 kt = 1 noeud = 1 Nm/h = 1,852 km/h)
- si nécessaire, la vitesse des rafales

Sur les cartes aéronautiques, il est représenté par un drapeau dont l'extrémité libre du mât indique la direction dans laquelle le vent souffle. Le fanion est constitué de triangles pleins pour 50 kt de vent, de longues barres pour 10 kt et de demi-barres pour 5 kt.

Les exemples ci-dessous vous représentent des vents explicités en dessous du schéma.



1: un vent du 230 pour 55 kt

2: un vent du 360 pour 25 kt

3: un vent du 035 pour 15 kt

4: un vent du 270 pour 75 kt

5: un vent du 315 pour 30 kt

La carte de la page précédente représente le vent au niveau 50 sur la France le 15/11/2006 à 21 heures UTC.

4 L'HUMIDITE DE L'AIR

L'air atmosphérique contient de la vapeur d'eau. Celle ci provient de l'évaporation au-dessus des mers, des lacs, des sols humides ou elle est produite par l'activité humaine.

4.1 HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR

La quantité de vapeur d'eau qui peut être contenue dans l'air dépend des conditions de température et de pression de ce dernier.

Plus la température de l'air est élevée et plus la quantité d'eau qui peut être dissoute est importante.

L'humidité relative est le rapport entre la masse d'eau dissoute dans l'air et la masse maximale d'eau que l'on peut y dissoudre.

Lorsque l'humidité relative atteint 100 %, on dit qu'il y a **saturation** ou que **l'air est saturé** en vapeur d'eau.

Dans ce cas il va pouvoir se former des **nuages ou du brouillard** selon les conditions.

L'humidité relative permet donc aux météorologues de prévoir les formations de nuages et même le type de nuages et les risques de précipitation.

L'humidité relative, HR, ou degré hygrométrique se mesure avec un hygromètre ou un psychromètre. Ce dernier instrument, est constitué de deux thermomètres dont la différence permet de calculer HR. Si la différence est nulle, la saturation est atteinte (brouillard).

4.2 SATURATION DE L'AIR HUMIDE

Pour une même quantité de vapeur d'eau dissoute, l'humidité relative dépend de la température. Plus il fait froid, et plus elle est importante.

Une masse d'air pourra atteindre la saturation de deux façons différentes :

- par une augmentation de la masse de vapeur d'eau dissoute si

elle passe au-dessus d'étendues maritimes ou de sols détrempés.

- par un abaissement de température qui augmente l'humidité relative jusqu'à 100 %. En effet, à plus faible température la quantité d'eau pouvant être dissoute dans l'air est plus faible.

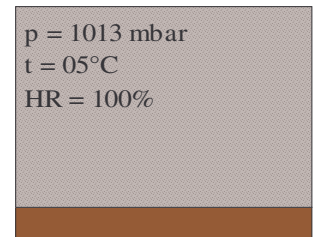
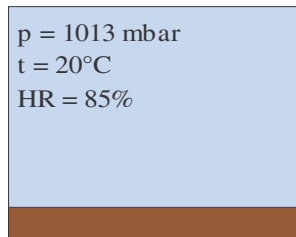
Pour ce dernier mode on définit deux températures auxquelles on peut atteindre la saturation :

- la température du point de rosée

(dew point) correspond à la température à laquelle on atteint la saturation si la pression reste constante au cours du refroidissement.

Ce phénomène peut se produire au cours du refroidissement nocturne ou au petit matin et il provoque de la rosée ou des brouillards.

Le danger des brouillards en aéronautique rend les pilotes particulièrement sensibles à la température du point de rosée.



- la température du point de condensation

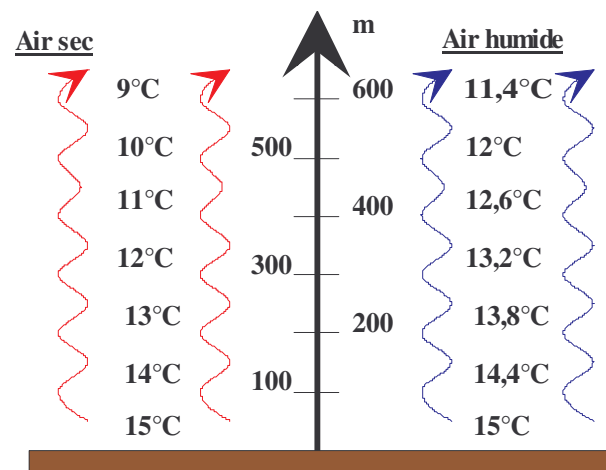
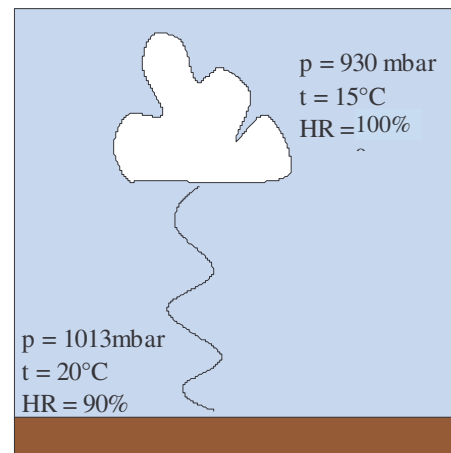
correspond à la température à laquelle on atteint la saturation si le refroidissement est provoqué par une baisse de la pression.

Lorsqu'une particule d'air humide s'élève dans l'atmosphère, sa pression diminue. Il en résulte une diminution de température également.

Lors de sa montée l'air subit une détente adiabatique (sans échanger de chaleur).

Si l'air n'est pas saturé, la température diminue de 1 °C tous les 100 m. On appelle cette diminution, le gradient adiabatique en air sec.

Si la température atteint le point de condensation, des gouttelettes d'eau en suspension apparaissent. Il se forme un nuage dont la base se situe au niveau du point de condensation.



Lors de la condensation, l'eau cède de la chaleur à l'air dans lequel elle était dissoute.

Le gradient de température change alors et le gradient en air humide est de **0,6 °C pour 100m.**

L'humidité relative de l'air reste alors de 100 %. A partir du point de condensation, tout au long de sa montée l'air se sépare de la vapeur d'eau qu'il contient.

4.2.1 Stabilité d'une masse d'air

Lorsqu'une particule d'air humide s'échauffe au contact du sol, sa masse volumique diminue et elle s'élève. Elle subit alors une détente adiabatique et se refroidit.

- si sa température devient **égale** à celle de l'air ambiant, sa masse volumique également et elle stoppe sa montée.

- si sa température devient **inférieure** à celle de l'air ambiant, sa masse volumique devient supérieure à celle de l'air ambiant et elle redescend.

On dit alors que l'atmosphère est **stable**.

Lorsque l'atmosphère est stable, les mouvements de convection restent d'ampleur très modeste. L'air est calme et il ne se forme pas de nuages en moyenne et haute altitude.

Certaines couches d'atmosphère sont favorables à la stabilité :

- **les couches isothermes** : ce sont des couches d'air dans lesquelles la température **reste constante** lorsque l'on monte. On est en présence d'une *isothermie*.

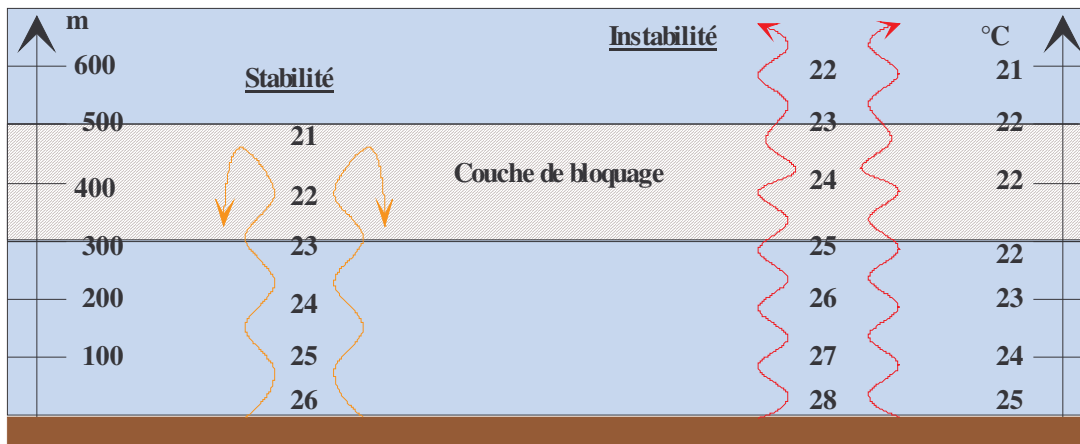
- **Les couches d'inversion** : ce sont des couches d'air dans lesquelles la température **augmente** lorsque l'on monte. On est en présence d'une *inversion de température*.

Lorsque l'air chauffé au contact du sol rencontre de telles couches au cours de son ascension, ou si le gradient de température est inférieur à celui de l'air sec, il se retrouve rapidement plus froid que l'air ambiant et sa montée est stoppée. **On dit qu'il y a stabilité absolue.**

4.2.2 Instabilité d'une masse d'air

Lorsqu'une particule d'air humide s'échauffe au contact du sol, sa masse volumique diminue et elle s'élève. Elle subit alors une détente adiabatique et se refroidit. Si sa température reste supérieure à celle de l'air ambiant, sa masse volumique reste inférieure à celle de l'air ambiant et elle continue sa montée.

On dit alors que l'atmosphère est **instable**.



Si le gradient de température de l'atmosphère est le même que celui de l'air sec, la bulle qui s'est échauffée sur le sol part avec une température supérieure à celle de l'air ambiant et se refroidit avec le même gradient (1 °C / 100 m). Sa température reste donc supérieure à celle de l'atmosphère et l'ascension se poursuit.

Arrivée à son niveau de condensation, la bulle va donner naissance à un nuage. Son gradient va devenir inférieur à celui de l'atmosphère (0,6 °C / 100 m) et la montée continuera de plus belle. Il se forme alors des nuages à très grand développement vertical : les cumulus congestus et les cumulonimbus (nuage d'orage). **On dit qu'il y a instabilité absolue.**

Si au cours de leur ascension les bulles thermiques rencontrent une isothermie ou une inversion de température sur une couche de faible épaisseur, les bulles parties avec les températures les plus importantes parviendront à traverser cette couche et à poursuivre leur ascension. En revanche, celles qui se sont détachées du sol avec une différence de température peu importante seront stoppées par l'isothermie ou l'inversion. **On dit qu'il y a instabilité sélective.**

Lorsque la masse d'air est instable, les thermiques se déclenchent d'autant plus facilement que le sol présente de forts contrastes (zones claires et zones sombres) et des natures différentes (rocher, forêts, champs...).

5 LES MASSES D'AIR

5.1 NOTION DE MASSE D'AIR EN METEOROLOGIE

Une masse d'air, en météorologie est un volume important (quelques dizaines ou centaines de milliers de km³) d'air de la troposphère dont la température et l'humidité sont pratiquement **uniformes** dans un plan horizontal.

A l'intérieur d'une masse d'air il existe donc des surfaces horizontales de plusieurs centaines de km² sur lesquelles la température et l'humidité sont relativement constantes.

Ces masses d'air se déplacent dans l'atmosphère en glissant les unes sur les autres sans se mélanger.

Au cours de leur déplacement leurs caractéristiques (température et humidité) évoluent en fonction des surfaces au-dessus desquelles elles transitent (océans, sols humides, déserts,...).

La rencontre de deux masses de caractéristiques très différentes influence beaucoup la météorologie dans la région de leur contact.

Les caractéristiques des masses d'air dépendent, au départ de leur mouvement, de la zone au-dessus de laquelle elles se sont formées.

5.2 LES DIFFERENTS TYPES DE MASSES D'AIR

Pour classer les masses d'air on utilise 2 critères.

- **leur humidité** :

Si elles se forment au-dessus des océans elles seront très humides. On les qualifie alors de **maritimes**.

Alors que si elles se forment au-dessus de régions plutôt désertiques, elles seront peu humides. On les qualifie alors de **continentales**.

- **leur température** :

Pour celles qui se forment dans les régions de grande latitude, l'air les constituant est froid, alors que pour celles qui se forment aux latitudes proches de l'équateur, l'air est chaud. On en distingue trois types : les masses d'air **Polaires, Arctiques ou Tropicales**.

Il y en a donc en tout 6 types de masses d'air dont les principales caractéristiques sont dans le tableau ci-dessous :

Type de masse d'air	Caractéristiques	Saison
continentale Polaire cP	Air sec et stable	Été : au fur et à mesure de son déplacement cette masse d'air s'humidifie au contact des sols survolés et devient instable. Des orages peuvent s'y développer. Hiver : l'air reste très froid et très sec. La visibilité est excellente et il n'y a pas de précipitations.
continentale Arctique cA	Air très froid et très sec	Été : elles ne se développent pas en été Hiver : l'air reste très froid et très sec.
continentale Tropicale cT	Air chaud, sec et instable (mais peu de formations nuageuses)	Été : l'air est chaud et sec. Il n'y a pas de précipitations mais la visibilité n'excède pas 7 à 8 Km.

		Hiver : mêmes caractéristiques.
maritime Polaire mP	Air initialement froid se réchauffant et s'humidifiant au cours de sa descente vers le sud. Instable et nuageux apportant une pluie froide.	Été : Le temps est pluvieux, des orages et des averses peuvent s'y développer. Hors précipitations la visibilité est bonne. Hiver : Le temps est froid et des averses de neige y sont fréquentes. Hors précipitations la visibilité est bonne.
maritime Arctique mA	Air froid se réchauffant et s'humidifiant beaucoup au cours de son déplacement. Apporte humidité et instabilité.	Été : temps froid avec de nombreuses averses. Grande instabilité et beaucoup de nuages instables dans la journée. Hiver : temps très froid avec de nombreuses averses de neige. Présence de nombreux nuages bas.
maritime Tropicale mT	Air très chaud et très humide. Il apporte de nombreuses précipitations (orages et averse), du brouillard ou de la brume sèche.	Été : Le temps est chaud et humide : très pluvieux. La visibilité est médiocre. Hiver : Le temps est chaud et humide. Il se forme des brouillards et des nuages bas. La visibilité est médiocre.

6 LES NUAGES

6.1 QUELQUES GENERALITES SUR LES NUAGES

Les nuages se forment par **condensation** d'une partie de la vapeur d'eau qu'ils contiennent au cours du refroidissement de l'air humide pendant la détente adiabatique qu'il subit lors de son ascension (cf. 4.2).

La condensation peut se faire sous forme de **petites gouttelettes d'eau** ou de **petits cristaux de glace**. La présence d'impuretés servant de noyaux de condensation facilite la formation des nuages (poussières, pollens, sel marin,...).

A l'intérieur du nuage les gouttelettes d'eau ou les cristaux de glace peuvent se vaporiser et se recondenser en fonction de leurs mouvements dans la masse nuageuse et des évolutions de température et de pression.

L'aspect des nuages dépend de trois critères essentiellement :

- **l'éclairage du soleil**

- **la stabilité de l'atmosphère**

(développement vertical plus ou moins

important)

- **la nature de ses constituants**

(gouttelettes d'eau ou cristaux de glace)

et leur densité. Cela dépend du type de la masse d'air dans laquelle ils se forment et de l'altitude à laquelle ils se forment.

6.2 NUAGES ET PRECIPITATION

Tous les nuages ne sont pas susceptibles de donner des précipitations. Seuls quelques-uns en produisent (les stratus, les nimbostratus, les cumulus et les cumulonimbus essentiellement).

Lorsque des courants ascendants apportent de la vapeur d'eau au coeur de ces nuages déjà saturés, les gouttelettes d'eau ou les cristaux de glace se soudent pour donner naissance à des **météores** (particules en suspension dans l'air) trop grosses pour être maintenues dans le nuage par les courants ascendants. Ces météores tombent alors vers le sol.

Pendant qu'il produit de la pluie ou de la neige le nuage ne se vide pas (sauf les cumulonimbus).

C'est l'apport continu de vapeur d'eau par des courants ascendants qui alimente le nuage. Dans son air déjà saturé elle se condense et augmente la taille de météores.

Selon les nuages et les périodes de l'année, les précipitations peuvent être de différentes natures :

- bruine (stratus)
- pluie ou neige continue (nimbostratus)
- averses de pluie ou de neige (gros cumulus et cumulonimbus)

6.3 CLASSIFICATION DES NUAGES

6.3.1 Les critères de classification

Il existe de nombreux critères pour classer les nuages. Les classifications les plus précises comprennent un nombre impressionnant de critères.

Nous nous limiterons aux principes de base qui divisent les nuages en 10 genres se répartissant selon leur aspect général et leur altitude.

La troposphère est divisée en trois étages :

- l'étage inférieur : **du sol à 2000 m**
- l'étage moyen : **de 2000 à 6000 m**
- l'étage supérieur : **au-dessus de 6000 m**

Les nuages de l'étage supérieur sont constitués de cristaux de glace.

Les nuages de l'étage moyen sont, en général, constitués de gouttelettes d'eau.

Toutefois on peut y trouver des cristaux de glace si la température est très basse.

Les nuages de l'étage inférieur sont constitués de gouttelettes d'eau.

Il existe des nuages à grand développement vertical qui débordent sur les trois étages. Leur constitution peut varier selon la partie du nuage.

Le tableau ci-dessous rassemble les 10 genres de nuages et les étages dans lesquels on les trouve :

Etage supérieur	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus
Etage moyen	Altostratus Alto cumulus
Etage inférieur	Stratus Stratocumulus
Sur les trois étages	Nimbostratus (coeur dans l'étage moyen) Cumulus Cumulonimbus

Remarque :

Les nuages à grand développement vertical ne débordent pas toujours sur les trois étages. Par exemple, les cumulus prennent toujours naissance dans l'étage inférieur mais ne dépassent pas toujours ce niveau de la troposphère. Toutefois il est fréquent qu'ils se développent dans l'étage moyen et si les conditions d'instabilité sont suffisantes, qu'ils atteignent l'étage supérieur.

6.3.2 Description des 10 genres de nuages

Pour les reconnaître, voici une description sommaire des différents genres de nuages avec un exemple. Les espèces et les variétés étant nombreuses à l'intérieur des genres, les exemples pourraient être multipliés. Ceux présentés sont assez représentatifs du genre.

6.3.2.1 Les cumulus (Cu)



Les cumulus sont des nuages **bourgeonnants**.

Leur base est plate et sombre alors que leur partie supérieure, très blanche, fait penser à **un chou-fleur**.

Ils sont bien détachés les uns des autres et peuvent se présenter isolés ou en banc dans la traîne d'une perturbation notamment.

Leur base se situe toujours dans l'espace inférieur et leur extension verticale peut varier de quelques

dizaines de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres.

Les cumulus se forment dans des ascendances thermiques et leur présence est un motif d'optimisme pour les vélivoles. Lorsqu'ils sont très développés, ils peuvent donner naissance à des averses.

6.3.2.2 Les cumulonimbus (Cb)



Stade ultime du développement d'un cumulus ayant débordé jusqu'à l'étage supérieur dans une grande instabilité, le cumulonimbus est un nuage de très grande extension verticale.

Sa base occupe également un grand espace.

Elle est très sombre en raison de la densité du nuage et de sa hauteur.

Les cumulonimbus présentent souvent une partie supérieure en forme **d'enclume**.

Ils donnent naissance à **des orages et des averses violentes**.

Lorsque le nuage en arrive au stade des précipitations, contrairement aux autres, il se vide. Le système est tellement développé qu'il ne peut pas se régénérer. En phase finale d'un orage, le cumulonimbus se désagrège. Il est parfois possible d'observer la tête d'enclume d'un cumulonimbus désagrégé se déplaçant seule dans l'étage supérieur après avoir été séparée du corps du nuage.

La traversée des cumulonimbus est particulièrement dangereuse pour les aéronefs en raison des très violentes **turbulences** que l'on y rencontre et des **météores** de grandes dimensions qui existent dans la partie supérieure.

Les cumulonimbus peuvent se rencontrer de manière isolée (les après-midi d'été) ou en lignes de grain dans les fronts froids des perturbations hivernales.

6.3.2.3 Les nimbostratus (Ns)



Les nimbostratus sont des nuages de grandes dimensions verticales et horizontales.

Leur base est uniformément sombre et ils sont si vastes qu'ils peuvent dissimuler des cumulonimbus.

Ils constituent en fait le coeur des **perturbations**.

Sous ses nuages les pluies sont souvent **abondantes et continues**.

6.3.2.4 Les stratus (St)



Les stratus sont des nuages **bas et gris** qui se présentent en banc plus ou moins compacts et plus ou moins épais.

Leur base peut être très près du sol (30 m) et leur sommet ne dépasse pas 300 m d'altitude.

Ils peuvent accompagner une perturbation ou résulter de l'évolution **d'un brouillard** en conditions

anticycloniques.

Ils sont dangereux pour l'aéronautique en raison de leur proximité du sol.

6.3.2.5 Les strato-cumulus (Sc)



Ce sont des nuages qui se présentent en banc gris et bourgeonnants.

Ils sont souvent soudés entre eux et présentent alors une couche uniforme.

Ils donnent rarement des précipitations.

6.3.2.6 Les altostratus (As)



Les altostratus se présentent sous forme d'une couche grisâtre ou bleuâtre dont l'aspect peut être strié ou uniforme.

Selon leur épaisseur le soleil peut être ou non apparent au travers de la couche.

6.3.2.7 Les altocumulus (Ac)



Les altocumulus se présentent en banc ou nappe plus ou moins uniforme selon que les nuages sont soudés ou non.

Ils sont assez similaires aux strato-cumulus mais leur base est plus élevée.

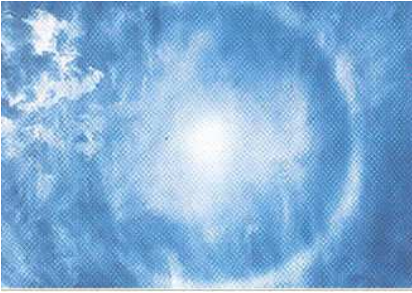
6.3.2.8 Les cirrus (Ci)



Les cirrus sont des nuages très élevés (6000 à 12000 m) constitués de cristaux de glace et présentant l'aspect de fins cheveux.

Ils se présentent isolés ou en bande étroite et leur faible épaisseur ne gêne pas la luminosité.

6.3.2.9 Les cirrostratus (Cs)



Contrairement aux cirrus, les cirrostratus se présentent en voile très étendu (ils peuvent couvrir la totalité du ciel visible).

Ils présentent souvent une couleur blanchâtre et au travers de la couche le soleil est souvent entouré d'un halo.

6.3.2.10 Les cirrocumulus (Cc)



Ils se présentent en nappe peu épaisse composée de petits éléments granulaires qui peuvent être soudés ou non.

Ils sont de couleur blanche et restent dans le bas de l'étage supérieur (vers 6000 - 7000 m).

Il n'est pas toujours aisé de reconnaître les différents genres de nuages simplement en les observant.

La distinction entre les alto et les cirro est loin d'être toujours évidente.

Les sondages verticaux effectués par lâchés de ballon sonde permettent d'établir une cartographie des nuages rencontrés dans les systèmes nuageux denses des perturbations. Ces indications sont précieuses pour les pilotes qui peuvent alors prendre les précautions nécessaires pour éviter les orages ou les risques de givrage dans les couches où il est impossible de distinguer les genres de nuages présents.

Les cartes météorologiques fournies aux équipages pour la préparation des vols les font figurer. Il existe des codes pour les représenter selon les genres, les espèces et les variétés.

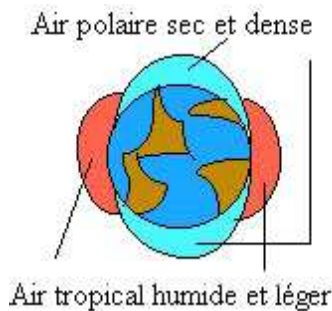
Comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant, certains genres de nuages sont souvent associés au passage des perturbations et sont caractéristiques du front chaud, du corps de la perturbation, du front froid ou de la traîne.

La couverture nuageuse s'évalue en octats (8^{ème} de ciel).

Pour une couverture de 1 à 4 octats on qualifie la couverture de **scattered** (épars en anglais); pour une couverture de 5 à 7 octats le ciel est dit **broken** (présence de "trous" de ciel bleu); pour une couverture de 8 octats, le ciel est qualifié de **overcast** (couvert).

7 LES PERTURBATIONS ET LEURS FRONTS

7.1 FORMATION DES PERTURBATIONS ET DIFFERENTS TYPES DE FRONTS

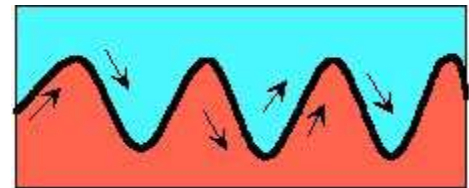


Nous pouvons considérer que l'atmosphère contient deux types de masses d'air très différentes du point de vue de la température et de la densité : les masses d'air **polaires** (sec et très dense) et les masses d'air **tropicales** (humides et peu denses).

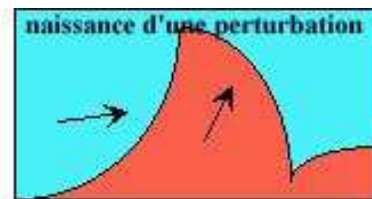
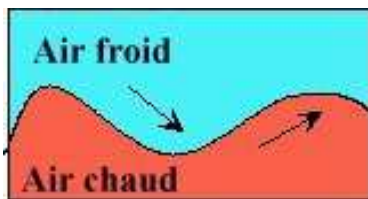
La zone de contact entre les deux types se situe aux latitudes moyennes (dans nos régions pour l'hémisphère nord).

Ces masses d'air sont de natures trop différentes pour se

mélanger : elles **glissent** simplement les unes sur les autres. Les mouvements de convection à l'échelle de l'atmosphère font qu'aux régions de contact, il y a des frottements entre elles.



Il en résulte des oscillations plus ou moins importantes selon les saisons et les jours. Il arrive qu'une ondulation engendre l'avancée d'une masse d'air tropical au sein de l'air polaire.



Il existe alors **une dépression** au sein de l'air tropical entouré d'air polaire.

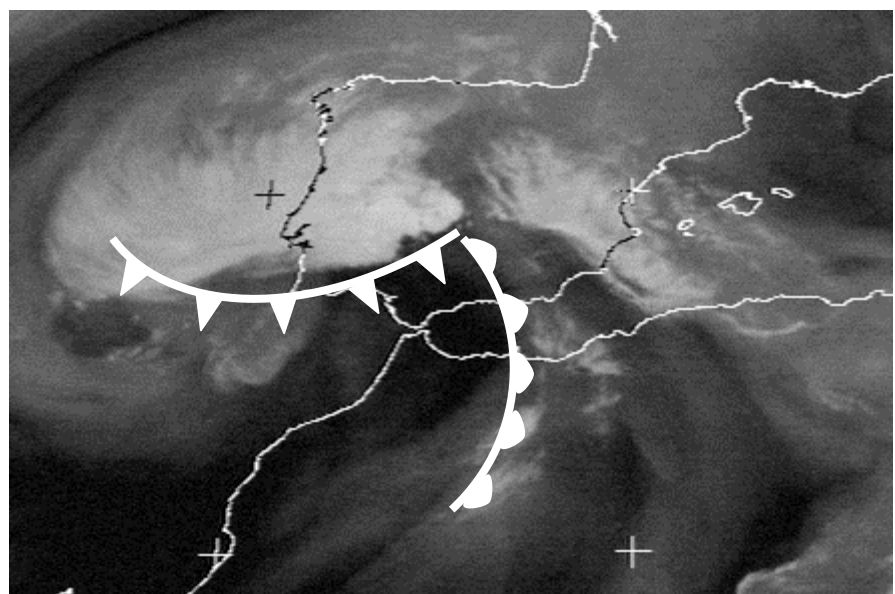
Poussée par les vents dominants (d'Ouest chez nous), la **perturbation** ainsi créée va se déplacer.

La masse d'air tropical ainsi introduite dans l'air polaire est délimitée par deux zones de contact entre l'air tropical et l'air polaire. **Ces zones sont appelées des fronts.**

Celui en avant de la **perturbation** est appelé **front chaud** et celui en arrière est appelé **front froid**.

Il arrive que les deux fronts se rejoignent. On dit alors qu'il y a une **occlusion**.

Le front froid est suivi de ce que l'on appelle **la traîne** de la perturbation.



7.2 LE FRONT CHAUD

Le front chaud est la surface de séparation entre une masse d'air froid et une masse d'air chaud le repoussant.

Il y a donc un front chaud à l'arrivée d'une perturbation : l'air tropical repoussant l'air polaire le précédant.

L'air chaud étant moins dense que l'air froid qu'il repousse, il a tendance à monter dessus.

Le front est donc incliné vers l'avant dans le sens de déplacement de la perturbation. Le haut du front peut se trouver à plusieurs centaines de kilomètres en avant de sa trace au sol (500 à 600 km quelques fois plus).

Sur les cartes météo il est représenté par un trait sur lequel sont dessinés des demi-disques dans le sens de progression du front. Si la carte est en couleur, le trait et les demi-disques sont rouges.



L'arrivée du front chaud est signalée par l'apparition en altitude d'un voile de cirrus précédant le corps de la perturbation de plusieurs heures.

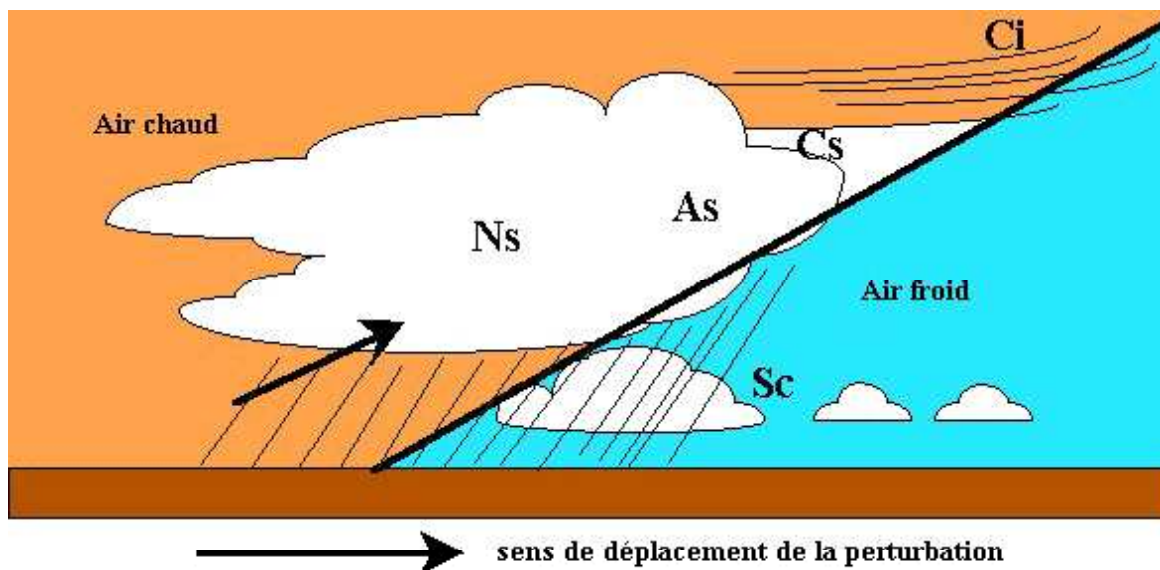
Au fur et à mesure que le front avance, on voit apparaître des cirrostratus puis des altocumulus. Le ciel se bouche et la convection est stoppée.

Les altostratus et les nimbostratus encombrant alors le ciel amenant les précipitations si le front est actif.

Des stratocumulus peuvent compléter les nuages du corps par le bas.

Lorsque la trace au sol passe la partie la plus active est déjà passée et la pluie se calme.

Le schéma ci-dessous représente la coupe schématique d'un front chaud :



Derrière le front chaud, dans l'air tropical, le temps est relativement calme avec une nébulosité constituée essentiellement de nuages bas (stratus et stratocumulus) et de cumulus donnant parfois des averses locales.

Le tableau ci-dessous résume l'évolution des paramètres météo au passage d'un front chaud :

Paramètre	FRONT CHAUD		
	Avant	Pendant	Après
Vent	Sud ou sud-ouest forcissant	Sud-ouest stable ou forcissant	Direction changeant un peu. Reste fort
Température	En augmentation	En augmentation	Stationnaire
Pression	Baisse rapide	Stationnaire	Baisse possible
Nébulosité	Ci, Cs, As, Ns	As, Ns, Sc	St, Sc
Précipitations	Pluie continue	Pluie	Bruine, averses possibles
Visibilité	Mauvaise	En amélioration	Assez mauvaise

7.3 LE FRONT FROID

Le front froid est la surface de séparation entre une masse d'air chaud et une masse d'air froid le **repoussant**.

Il y a donc un front froid à la fin d'une perturbation : l'air polaire repoussant l'air tropical le précédant. L'air chaud étant moins dense que l'air froid qui le pousse, il a tendance à **monter dessus**. Le front est donc incliné vers l'arrière dans le sens de déplacement de la perturbation : l'air froid se glisse sous l'air chaud en le repoussant.

Le front froid avance rapidement et son étalement horizontal est donc assez limité.

Sur les cartes météo il est représenté par un trait sur lequel sont dessinés des triangles pointant dans le sens de progression du front. Si la carte est en couleur, le trait et les triangles sont bleus.



L'arrivée du front froid est marquée par une reprise de la convection lorsque l'air froid soulève l'air chaud.

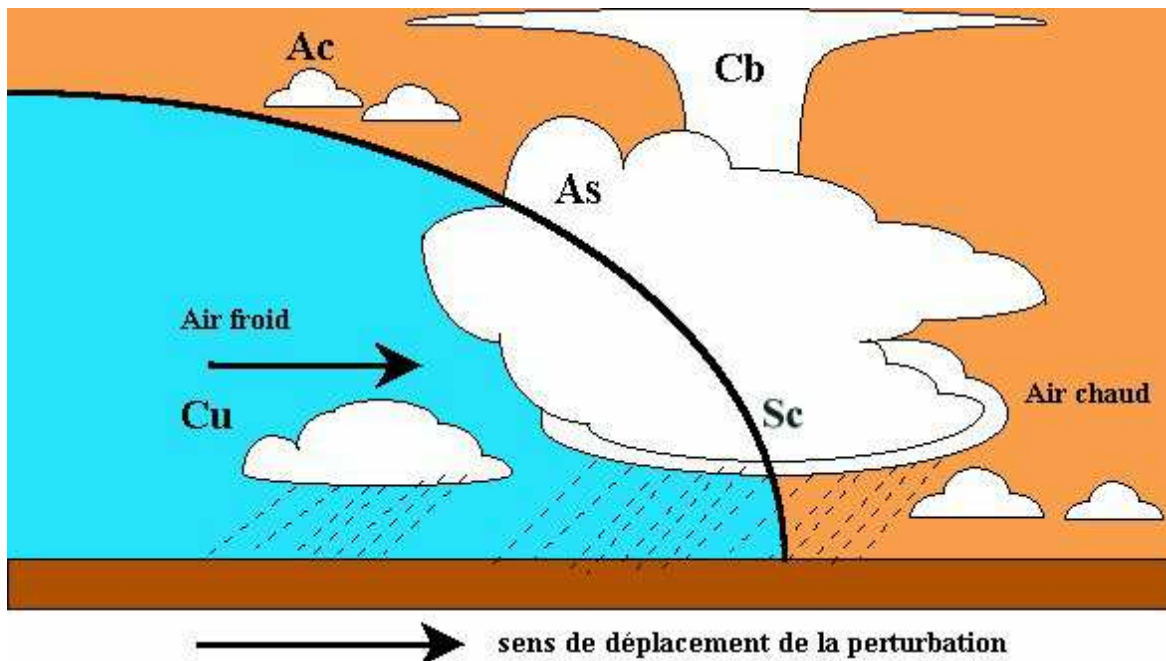
Au fur et à mesure que le front avance, on voit se développer des nuages d'étage moyen et supérieur **cirrostratus**, **altocumulus**, **altostratus** et surtout des **cumulus congestus** ou des **cumulonimbus** si le front est très actif. De nouvelles précipitations peuvent apparaître avec parfois des orages.

Des stratocumulus et des stratus complètent les nuages dans l'étage inférieur.

Lorsque la trace au sol est passée, nous sommes dans la traîne de la perturbation. La nébulosité est essentiellement constituée de **cumulus** résultant de la reprise de la convection sur le sol humide.

Les précipitations peuvent alors cesser ou se présenter sous formes d'averses locales.

Le schéma de la page suivante représente la coupe schématique d'un front froid :



Le tableau ci-dessous résume l'évolution des paramètres météo au passage d'un front froid :

Paramètre	FRONT	FROID
	Pendant	Après
Vent	Passé Ouest ou Nord-Ouest en rafales	Passé au Nord en faiblissant
Température	Baisse rapide	Stationnaire ou baisse
Pression	Augmente rapidement	Augmente lentement
Nébulosité	St, Cu, Sc, Cb	Cu
Précipitations	Averses et orages	Averses
Visibilité	Assez bonne	Bonne

7.4 L'OCCLUSION

L'occlusion est une zone où le front froid rejoint le front chaud.

Elle marque le début de la désagrégation de la perturbation car la dépression se comble alors. L'occlusion donne un temps perturbé à plus longue échéance qu'un front chaud ou un front froid (nuages, pluie et plafonds bas). Il existe des occlusions à caractère froid (le front froid passe sous le front chaud) ou à caractère chaud (le front froid passe au dessus du front chaud dans son élan). Elles se représentent comme indiqué ci-dessous sur les cartes météo :



8 LES PHENOMENES DANGEREUX POUR LES AERONEFS

Certains phénomènes météorologiques présentent des dangers particuliers pour l'aéronautique. Même très bien équipés, les aéronefs ne peuvent pas voler dans n'importe quelles conditions. Notamment, il faut toujours que le pilote puisse distinguer la piste avant de se poser. Le givrage reste un phénomène dangereux par ses effets sur la cellule et les moteurs. Des turbulences violentes peuvent endommager les aéronefs,...

Le pilote doit toujours s'informer de l'évolution de la météo pour contourner les zones dangereuses et s'il le faut, en cas d'aggravation, se dérouter ou faire demi-tour.

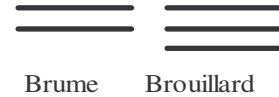
8.1 LA BRUME ET LE BROUILLARD

La brume et le brouillard sont des phénomènes météorologiques analogues qui diffèrent essentiellement par leur intensité.

Le brouillard est une suspension de fines gouttelettes d'eau réduisant la visibilité à moins d'1 km.

La brume, moins intense, laisse une visibilité réduite, inférieure à 5km mais supérieure à 1 km.

Ils se notent par deux ou trois traits horizontaux sur les cartes météo :



Les conditions favorables à la formation de brouillard sont :

- pression élevée
- température en rapide diminution le soir
- forte humidité
- pas ou peu de vent

8.1.1 La brume

La brume peut se former en pleine journée s'il fait très chaud et très humide.

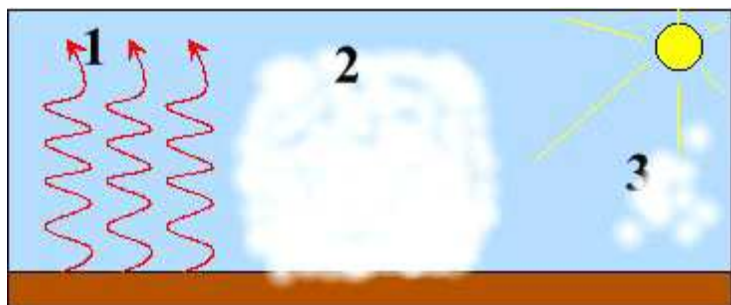
L'évaporation engendre alors la saturation de la masse d'air. De l'eau se condense en faible quantité sur de grandes étendues et donne une impression de voile. La visibilité est alors réduite, parfois de façon importante.

Bien qu'il fasse beau depuis le sol, les conditions en vol ne sont pas très favorables en basse altitude.

Il existe un phénomène dit de **brume sèche**, qui se compose non pas de gouttelettes d'eau mais de **poussières** en suspension. Souvent due à **la pollution**, elle est bien visible en été à l'approche des grandes agglomérations.

8.1.2 Le brouillard de radiation

Ce brouillard apparaît la nuit lorsque l'air est très humide, qu'il n'y a pas de vent et que la température chute rapidement.



Si le ciel est dégagé, le sol perd rapidement la chaleur qu'il a emmagasinée dans la journée par radiation (1).

Cela entraîne une diminution rapide de la température de l'air humide. On atteint alors le point de rosée et des gouttelettes d'eau se condensent en formant un brouillard au niveau du sol (2).

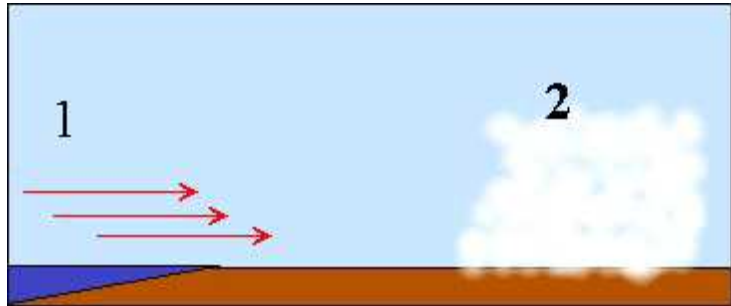
Dans la matinée, le soleil réchauffe le sol et l'air à son contact se réchauffe à son tour. Le brouillard se dissipe (3).

S'il est très dense (en hiver) il est possible que le soleil ne suffise pas pour le dissiper. Il faut en plus que **le vent se lève** (arrivée d'une perturbation).

En se dissipant, le brouillard peut donner naissance à **des stratus**.

8.1.3 Le brouillard d'advection

C'est un brouillard qui se forme lorsqu'une masse d'air **chaud et humide** est poussée par un vent faible sur un sol plus froid (1).



Dans son déplacement l'air se refroidit et finit par atteindre son point de rosée (2).

Il y a alors condensation d'un brouillard qui **se déplace** avec le vent.

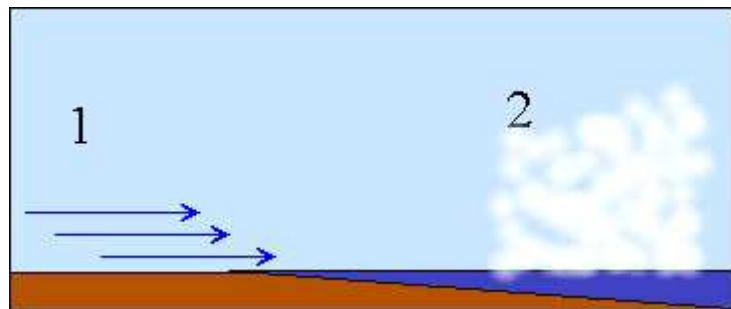
Ce type de brouillard apparaît suite à des entrées maritimes en hiver ou au printemps lorsque le vent du sud amène des masses d'air humide sur des sols plus froids au nord.

8.1.4 Le brouillard d'évaporation

C'est un brouillard qui se forme sur les grandes étendues d'eau (lacs ou mers).

Un vent faible mais froid souffle depuis la terre vers la mer (1).

Cet air froid et sec se charge en humidité par **évaporation** de l'eau au-dessus de laquelle il passe.



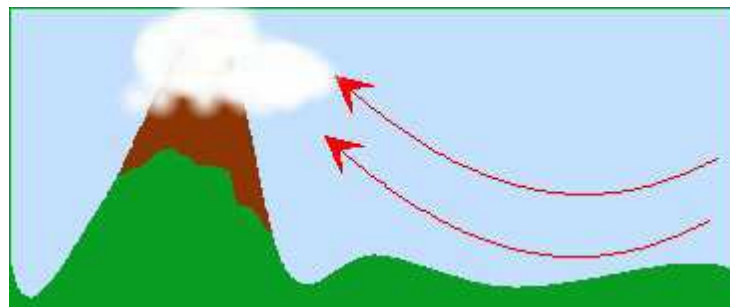
Il atteint alors la **saturation** (point de rosée) et des gouttelettes d'eau se condensent au-dessus de la mer (2).

Le même mécanisme peut se produire au-dessus d'un lac ou d'étendues marécageuses.

8.1.5 Le brouillard de pente

Dans les régions présentant un relief marqué, il est possible d'observer un brouillard se formant le long des pentes et laissant la vallée dégagée.

Cela se produit lorsqu'un vent **faible** pousse de l'air **chaud et humide** provenant de la vallée à l'assaut du relief.



En s'élevant l'air se refroidit par détente adiabatique et atteint son point de **condensation**.

Un brouillard se condense alors le long de la pente.

8.1.6 Les dangers du brouillard

Le brouillard est un phénomène météorologique très dangereux pour l'aéronautique. Il est impossible pour un pilote d'assurer la sécurité dans le brouillard.

La réduction de visibilité qu'il entraîne empêche tout vol à vue. Le sol n'est pas toujours visible et les obstacles de grandes dimensions verticales ne sont aperçus que trop tard pour être évités.

Dans le cas de la brume, il est possible que les conditions météo minimales légales pour le vol à vue soient réunies mais la plus grande prudence s'impose et il est préférable de bien connaître la région survolée pour ne pas se perdre et assurer la sécurité.

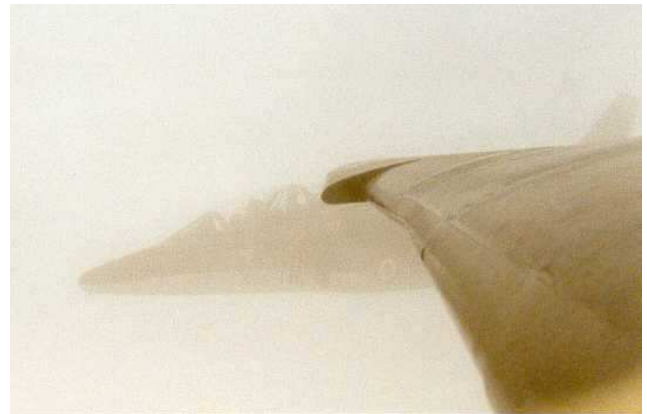
Si le brouillard est très dense, il est possible que les vols aux instruments ne soient pas possibles non plus. En effet, il faut une visibilité minimale au pilote pour s'assurer que son avion ne va pas quitter la piste au décollage. A l'atterrissage il faut pouvoir apercevoir la piste (ou au moins son balisage) pour poser correctement l'avion.

De plus si le brouillard est givrant, on ajoute les risques liés au givre.

Les photos ci-dessous sont prises lors de vols en formation à bord d'Alphajets de l'école de chasse à TOURS.

Celle de gauche est prise par temps de brume : l'ailier est bien visible et le sol se devine (l'altitude est d'environ 1500ft).

Celle de droite est prise par temps de brouillard : l'ailier est difficilement distinguable alors qu'il n'est qu'à une dizaine de mètres du leader).



8.2 LE GIVRE

8.2.1 Définition du givre

Le givre est un dépôt de **glace** qui se forme à la surface du sol ou des objets.

Selon son épaisseur et les conditions dans lesquelles il s'est formé, le givre peut être **transparent** ou **opaque**.

Sur les aéronefs il se formera en priorité sur les parties exposées au vent relatif (bords d'attaque, pare-brise,...) et les éléments pointus.

Les risques de givrage sont notés sur les cartes météo. Ils sont évalués en fonction de leur intensité (faible, modéré ou fort).



Les conditions de givrage faible se rencontrent dans les nuages **stables** et les brouillards **peu denses**.

Faible Modéré Fort

Celles de givrage modéré dans les nuages **instables** et les brouillards **denses**.

Le givrage fort n'apparaît quasiment que dans les nuages **très instables** et avec les précipitations surfondues.

8.2.2 Formation du givre

Le givre qui peut se former sur un aéronef peut avoir plusieurs origines :

- il peut provenir de la **solidification** d'eau présente sur l'aéronef au sol.

Lorsque celui-ci monte en altitude, l'eau présente sur la cellule **va geler**.

- il peut se former un dépôt de givre sur les parties froides exposées au vent relatif par **condensation solide** de la vapeur d'eau contenue dans l'air si la cellule de l'avion est à température négative.

- il peut enfin se former par solidification des gouttelettes d'eau formant **les nuages** .

Dans ceux-ci, il est fréquent de rencontrer des gouttelettes d'eau en état de **surfusion**.

Il s'agit d'eau liquide à température **négative**. La présence d'impuretés (à plus forte raison la cellule d'un aéronef) fait cesser l'état de surfusion et un dépôt de glace apparaît.

8.2.3 Classification du givre

Le givre est classé selon deux critères : **son intensité et son aspect**. Les deux étant souvent liés.

8.2.3.1 La gelée blanche

Elle se forme par condensation directe de l'état **gazeux** à l'état solide.

Elle survient au sol ou en vol hors nuage.

Givrage faible mais pouvant gêner la visibilité à travers le pare-brise.

8.2.3.2 Le givre blanc

Il se forme par solidification rapide de gouttelettes en **surfusion**.

Il survient en milieu nuageux instable et le dépôt peut être rapidement important.

8.2.3.3 Le givre transparent

Il se forme par solidification lente de gouttelettes en surfusion.

Il survient en milieu nuageux généralement **instable**.

Il se forme essentiellement pour des températures entre **0 et -15°C**.

La formation lente permet un étalement du dépôt qui peut être très important.

Il est très dangereux car sa transparence peut rendre sa détection **tardive**.

8.2.3.4 Le verglas

Il se forme par congélation d'une pluie ou d'une bruine surfondue à l'impact avec le sol ou un obstacle.

Le dépôt transparent se forme très rapidement sur **toute la surface** de l'avion.

Son **épaisseur** peut très vite être importante.

8.2.4 Les effets du givrage

Les effets du givrage vont avoir des conséquences sur la cellule et sur les moteurs. Dans le cas d'un givrage faible, il n'y a pas de réel danger si on prend les mesures pour éviter qu'il ne s'aggrave. Les effets d'un givrage modéré peuvent être contrôlés par les dispositifs anti-givrage des aéronefs. En revanche, il faut toujours éviter soigneusement les zones de fort givrage.

Les effets sur la cellule :

- augmentation de **la masse** de l'appareil
- **déformation** du profil aérodynamique par le dépôt de givre (diminution des performances)
- mise hors service des instruments par givrage **des sondes** (tube de Pitot, prises statiques,...)
- perturbation des moyens de radionavigation par givrage **des antennes**
- risques de blocage des parties **mobiles** (gouvernes, volets, becs, train d'atterrissage)
- visibilité **nulle** à travers le pare-brise.

Les effets sur les moteurs :

- givrage **carburateur** sur les moteurs à pistons (baisse de puissance ou arrêt moteur)
- baisse de rendement de **l'hélice**
- givrage des **entrées d'air** des réacteurs (baisse de rendement)
- passage de **glace** dans les réacteurs (détachement dans l'entrée d'air puis aspiration par le moteur. Dommages possibles au compresseurs ou extinction due à la glace dans la chambre de combustion).

Pour lutter contre le givrage, la meilleure solution est d'essayer de l'éviter en évoluant le moins possible en conditions givrantes.

Toutefois pour éviter de givrer l'appareil dans les nuages, il existe des dispositifs permettant de dégivrer les bords d'attaque des ailes, de réchauffer les sondes de mesure ou les antennes et les pare-brises.

8.3 LES PRECIPITATIONS A CARACTERE DANGEREUX

Certaines précipitations présentent un caractère particulièrement dangereux pour les aéronefs qui les traversent. Les risques essentiels qu'ils entraînent sont liés à la forte baisse de visibilité que l'on constate en dessous.

Les grains (fortes averses) ne constituent pas de risque majeur du fait de leur nature (pluie) mais ils obligent le pilote à voler très bas s'il veut éviter de pénétrer dans les nuages. La visibilité étant médiocre dans le grain, les risques de collision avec le sol ou des obstacles élevés deviennent importants.

Il en est de même sous les averses de neige. Dans ce cas il peut s'ajouter un risque de givrage (accumulation de glace en certains endroits de la cellule ou des moteurs) comme c'est le cas avec le verglas.

8.4 LES TURBULENCES

Les aéronefs modernes sont calculés et équipés pour résister à de nombreuses contraintes mais la résistance mécanique de la cellule a des limites à ne pas franchir. Celles-ci sont établies par le constructeur au cours de la conception de l'avion et vérifiées par des essais statiques sur une cellule.

Un dépassement de ces contraintes peut déformer l'appareil. Ses performances sont alors dégradées. Certains systèmes peuvent être mis hors service, posant de sérieux problèmes de sécurité.

Dans certains nuages (cumulonimbus) les courants de convections sont si violents que les aéronefs peuvent être soumis à des contraintes dépassant leurs limites. Il est vital d'éviter de traverser de tels nuages. L'avion peut être gravement endommagé et la sécurité de ses passagers peut être engagée.

De violentes turbulences peuvent également être rencontrées lorsqu'un vent fort aborde des reliefs marqués. Il faut éviter de survoler le relief de trop près par grand vent. Dans les rotors derrière un relief les turbulences peuvent engendrer une perte de contrôle.

Il est possible de rencontrer des turbulences en air clair : CAT (Clear Air Turbulence). Celles-ci surviennent en haute altitude dans des zones de fort gradient de température et de pression. Il se crée alors de violents mouvements verticaux qui secouent rudement l'avion. Elles peuvent se produire sur des zones assez étendues mais leur développement vertical reste assez limité. Il est donc assez facile de les éviter en changeant d'altitude .

8.5 L'ORAGE

Les orages se forment au sein des cumulonimbus.

Ces nuages à très grand développement vertical résultent de mouvements de convection très puissants.

Ils peuvent se développer sous le fait d'un très grand échauffement du sol les journées d'été. Ils sont alors isolés et éclatent en fin d'après-midi la plupart du temps.

Ils peuvent également se former dans les fronts froids des perturbations lorsque l'air chaud et humide est fortement soulevé par l'air froid qui le pousse. Ils forment dans ce cas une barrière de cumulonimbus noyée dans la masse.

Les orages sont très violents et très fréquents à l'équateur. Leur force et leur fréquence diminuent lorsque l'on se déplace vers les pôles. Ils y sont d'ailleurs inexistant car il n'y a ni la chaleur ni l'humidité nécessaire au développement des cumulonimbus aux pôles.

En fin d'orage, le cumulonimbus se désagrège. C'est un système si puissant qu'il est impossible de le régénérer comme dans le cas des autres nuages donnant lieu à des précipitations.

La durée des orages va de quelques minutes à quelques dizaines de minutes mais les précipitations qui les accompagnent sont très violentes et très dangereuses pour les avions.

D'autre part au sein du nuage lui-même, on rencontre non seulement de la pluie mais aussi de la neige et de la grêle.

Il est possible de rencontrer des grêlons de plusieurs dizaines voire centaines de grammes. Le record enregistré atteint le kilogramme! De tels météores font autant de dégâts sur un avion que des projectiles de DCA de petit calibre...

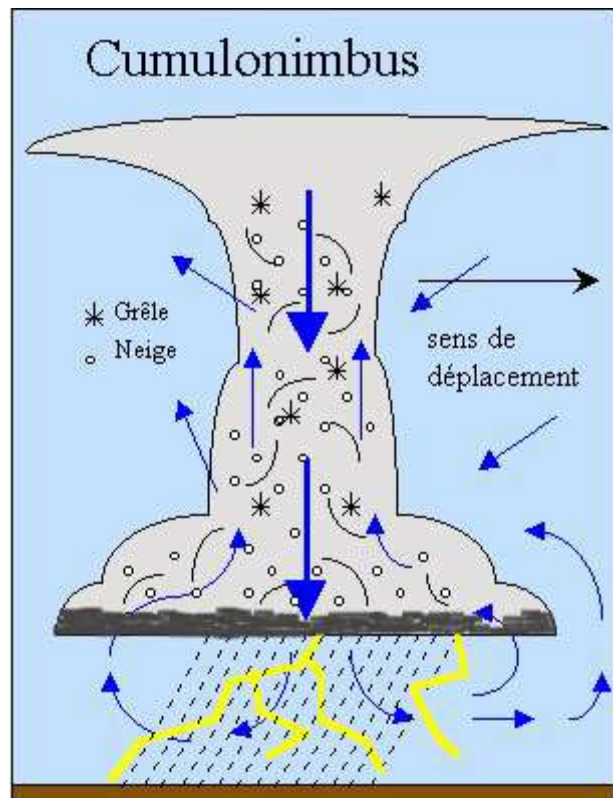
Les mouvements de convection au sein et aux abords des cumulonimbus (y compris au stade de formation) sont d'une très grande violence. **Un avion traversant un cumulonimbus y subit des turbulences importantes pouvant mettre en péril l'appareil et ses occupants.**

Les frottements entre les particules au sein du nuage entraînent une séparation des charges électriques. Le bas du nuage se charge négativement tandis que le haut se charge positivement.

Quand les charges sont très importantes, il se produit une décharge violente accompagné d'un phénomène lumineux (éclair ou foudre) et d'un phénomène acoustique (tonnerre).

Cette décharge peut avoir lieu entre la base du nuage et le sol (éclair de trait) ou entre la base et le sommet du nuage (éclair de masse). Un avion atteint par la foudre peut voir certaines parties de sa structure endommagées ou certains de ces instruments et circuits électriques mis hors service. De plus la foudre peut aveugler temporairement l'équipage.

Il est donc primordial de ne pas voler dans ou sous les cumulonimbus pour éviter tous les risques liés à l'orage.



9 L'INFORMATION METEO POUR L'AERONAUTIQUE

9.1 LES METAR ET LES SPECI

Les **METAR** sont des messages destinés à fournir les informations météo observées régulièrement par la station de l'aéroport (**METAR = METéo d'Arrivée**).

Ces messages sont rédigés selon un modèle type et donnent les indications suivantes : type de message, terrain d'observation, heure TU (Zoulou) de l'observation, direction et force du vent (éventuellement des rafales), visibilité, météores, nuages (nébulosité, hauteur de base et genres), température et température du point de rosée, pression (QNH et en général QFE), pistes en service pour les décollages et les atterrissages et les phénomènes significatifs récents (mais pas au moment de l'observation). Le tout est donné dans un langage codé que les pilotes connaissent et dont les codes sont rappelés dans les dossiers de protection météo demandés par les pilotes avant les vols.

Exemple de code : CAVOK signifie Ceiling And Visibility OK (plus de 10km de visibilité, pas de nuages significatifs (notamment cumulonimbus) sous 1500m.

Exemple de METAR :

LFPO 0930Z 20010G20kt 0800 +SHSN SCT010St BKN025Sc M04/M05 Q1002 NOSIG

Signification :

LFPO : Paris Orly

0930Z : 09h30 TU

20010G20kt : vent du 200 pour 10 kt rafales à 20kt

0800 : visibilité 800m

+SHSN : fortes averses de neige

SCT010St : 1 à 4 8^{èmes} de stratus à 1000 ft

BKN025Sc : et 5 à 7 8^{èmes} de stratocumulus à 2500ft

M04/M05 : température -4°C et température du point de rosée -5°C

Q1002 : QNH 1002 hPa

NOSIG : pas de changements significatifs prévus.

Les SPECI (**SPEC**ifique) sont émis en cas d'une brusque variation des phénomènes météo entre les observations régulières si les changements peuvent jouer sur la sécurité ou la possibilité de se poser pour les avions en route vers le terrain.

9.2 LES TEND, LES TAF ET LES SIGMET

Les **TEND** (**TEND**ances) suivent toujours un METAR ou un SPECI.

Ils constituent une information supplémentaire si une évolution notable est attendue entre deux observations régulières. Ils indiquent la plage horaire des évolutions, leur rythme, et la nature des changements (visibilité, nébulosité, précipitations,...)

Exemple de METAR avec TEND :

LFPO 0530Z 20004kt 0250 R07/0300V0400U R26/0450U FG VV/// 08/08 Q1028 BECMG FM0630 0600 OVC020

Signification :

LFPO : Paris Orly

0530Z : 05h30 TU

20004kt : vent du 200 pour 4 kt

0250 : visibilité 250 m

R07/0300V0400U : sur la piste 07R de 300 à 400 m en augmentation

R26/0450U : et sur la piste 26R 450 m en augmentation

FG : brouillard

VV/// : visibilité verticale nulle

08/08 : température +08°C et température du point de rosée +08°C

Q1028 : QNH 1028 hPa

TEND :

BECMG FM0630 : devenant à partir de 06h30 TU

0600 : visibilité 600m

OVC020 : et 8 8^{ème} à 2000ft.

Les **TAF** (**Terrain Arrival Forecast** = prévisions sur le terrain d'arrivée) sont des messages faisant état des prévisions établies pour une période de 9 heures.

Ils indiquent le terrain concerné, l'heure à laquelle la prévision a été établie, la période pour laquelle elle a été établie, le temps observé et son évolution prévue (vent, visibilité, précipitations, nuages).

Exemple de TAF :

LFPO 210145Z 0312 22010G20kt 3000 +RA OVC015 SCT060 TEMPO 0307 7000 -RA
OVC020 FM11 28015kt 9999 NSW BKN020

Signification :

LFPO : Paris Orly

210145Z : le 21 à 01h45 TU

0312 : validité entre 03 et 12h00 TU

22010G20kt : vent du 220 pour 10 kt rafales à 20 kt

3000 : visibilité 3000 m

+RA : forte pluie

OVC015 : 8 8^{ème} à 1500 ft

SCT060 : et 1 à 4 8^{ème} à 6000 ft

TEMPO : temporairement entre 03h00 et 07h00 TU

7000 : visibilité de 7000 m

-RA : pluie faible

OVC020 : 8 8^{ème} à 2000 ft

FM11 : à partir de 11h00 TU

28015kt : vent du 280 pour 15 kt

9999 : visibilité supérieure à 10 km

NSW : pas de temps significatif

BKN020 : 5 à 7 8^{ème} à 2000 ft.

Les **SIGMET** (**SIGnificatif METéo**) sont des messages rédigés par un centre de veille météorologique et émis par les services de la navigation aérienne.

Ils signalent des phénomènes météorologiques dangereux hors des zones d'approche des terrains pour attirer la vigilance des équipages au cours de leur vol de croisière.

Exemple de SIGMET :

LFFF SIGMET 3 VALABLE 160800/161200 LFML - SEV TURB FCST FIR MARSEILLE BTN
GND AND FL160 STNR WKN

Signification :

LFFF : Région d'information de Marseille

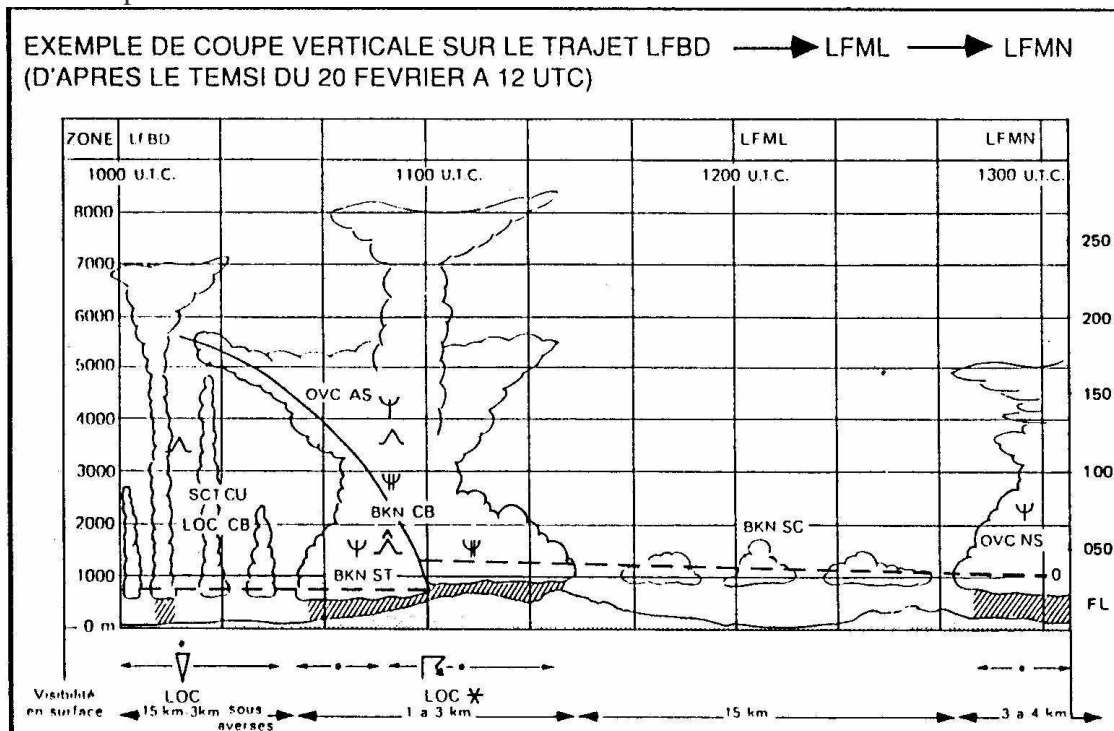
SIGMET 3 : 3ème SIGMET pour vols subsoniques

VALABLE 160800/161200 LFML : valable le 16 entre 08h00 et 12h00 TU en provenance du centre de veille météorologique de Marignane.

SEV TURB FCST FIR MARSEILLE BTN GND AND FL160 : Fortes turbulences prévues dans la zone de Marseille entre le sol et le niveau de vol 160

STNR WKN : Phénomène stationnaire et faiblissant.

Exemple de coupe verticale :



Ce document a été réalisé par les coordonnateurs du CIRAS de l'Académie de LILLE (Frédéric WILLOT et Didier VANDERPERRE) à l'intention des animateurs des BIA. Il peut être reproduit et diffusé librement à des fins pédagogiques et non lucratives.

Crédits photographiques :

Les photos de nuages et les cartes météo proviennent de documents produits par Météo France. La carte des températures page 8 provient du site Previmeteo.com.

Les autres illustrations ont été réalisées par les auteurs.

Bibliographie :

« Initiation à l'aéronautique » T. du PUY de GOYNE, Y. PLAYS, P. LEPOURRY, J. BESSE Editions CEPADUES.

Cours de météorologie de l'Ecole de l'Air

« Manuel du pilote d'avion – vol à vue », SFACT Editions CEPADUES

« Manuel du pilote – vol à voile », SFACT Editions CEPADUES