

Météorologie locale et aérologie en montagne

Application au vol libre



**Benoit Leprettre
Mai 1995**

Ce document, téléchargé depuis le site Web du GUM <http://perso.club-internet.fr/~gum38> est réservé à un usage personnel et gratuit. Sa diffusion ne peut faire l'objet d'une quelconque rémunération sans autorisation.

1. GENERALITES SUR LES MASSES D'AIR

La compréhension des phénomènes décrits dans cette brochure nécessite quelques rappels théoriques. Nous aborderons tout à tour la notion d'humidité et de condensation, la notion de gradient de température, et enfin la notion de stabilité d'une masse d'air.

1.1. L'humidité de l'air

L'air qui nous entoure est essentiellement constitué d'oxygène (O_2) et d'azote (N_2). Il contient aussi une quantité variable de vapeur d'eau (H_2O), gaz transparent et donc invisible. La quantité maximale de vapeur d'eau M_{H_2Omax} que peut contenir un volume donné d'air dépend fortement de sa température. On l'exprime en grammes de vapeur d'eau par mètre cube d'air (g/m^3). Quelques exemples :

Température de l'air	M_{H_2Omax}
20°C	17.15 g/m^3
10°C	9.36 g/m^3
0°C	4.83 g/m^3

Par conséquent, **plus un volume donné d'air est froid, moins il peut contenir de vapeur d'eau.**

Si la quantité de vapeur d'eau contenue dans un volume d'air est inférieure à la quantité maximale qu'il peut contenir, l'air reste limpide, transparent. On dit qu'il est sec, ou **insaturé**.

Par contre si la quantité de vapeur d'eau contenue dans un volume d'air est supérieure à la quantité maximale qu'il peut contenir, l'excédent de vapeur d'eau se **condense** sous la forme de fines gouttelettes d'eau liquide en suspension dans l'air. Ces gouttelettes sont, elles, visibles : elles forment les **nuages**. Dans ce cas l'air est dit **saturé**.

1.2. Température de l'air

La densité de l'air, c'est à dire son poids pour un volume d'air donné, dépend de la température. Plus l'air est chaud plus sa densité est faible. On dit en langage courant que **l'air chaud est 'plus léger' que l'air froid**.

Une conséquence importante : **si on place une petite masse d'air chaud dans une grosse masse d'air plus froid, elle aura naturellement tendance à monter** puisqu'elle est plus légère que le milieu qui l'entoure. C'est le principe de la montgolfière. La force qui tend à faire monter la bulle d'air s'appelle la **poussée d'Archimède**.

Inversement si on place une petite masse d'air froid au milieu d'air plus chaud, elle aura tendance à tomber.

1.3. Gradient de température au sein d'une masse d'air (gradient statique)

Aux altitudes qui nous concernent la température diminue généralement lorsqu'on s'élève en altitude. On appelle **gradient de température** de la masse d'air la variation de la température de l'air pour une dénivellation donnée. On l'exprime en général en degrés Celsius par 100 mètres de dénivellée ($^{\circ}C/100m$).

Par exemple si une masse d'air donnée à un gradient de température de $0.8^{\circ}C/100m$, cela signifie que lorsqu'on s'élève de 100m vers le haut de la masse d'air la température chute de 0.8 degrés Celsius.

Selon les masses d'air, ce gradient statique (GS) varie de 0.3°C/100m à 1.5 °C/100m. Lorsque la masse d'air est réchauffé par sa base ou refroidie par son sommet son gradient de température augmente. Nous verrons plus loin les conséquences que cela peut avoir.

1.4. Gradient de température dynamique (adiabatique et pseudo-adiabatique)

Le gradient défini au paragraphe précédent concerne une masse d'air donnée immobile. C'est une caractéristique physique d'une masse d'air donnée. Nous allons définir un autre type de gradient : le gradient dynamique qui lui ne dépend pas de la masse d'air considérée.

Supposons que l'on oblige une petite masse d'air isolée à s'élever dans l'air verticalement depuis le sol. Au fur et à mesure qu'elle prend de l'altitude sa pression diminue, on dit qu'elle se **détend**. La thermodynamique nous enseigne que cette détente provoque un **refroidissement**.

Par conséquent on peut définir un gradient de température **dynamique** : c'est la variation de température d'une petite masse d'air s'élevant verticalement d'une certaine dénivellation. On l'exprime également en degrés Celsius par 100 mètres de dénivellée. Le terme exact de ce gradient dynamique est **gradient adiabatique**. Cela signifie que la variation de température de la petite masse d'air ne donne lieu à aucun échange de chaleur avec le milieu extérieur.

Contrairement au gradient statique, qui varie d'une masse d'air à l'autre, le gradient dynamique (GD) est une constante physique. Il peut prendre deux valeur, selon que la petite masse d'air considérée est sèche ou saturée.

Pour un air sec : $GD_{\text{sec}} = 1^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Si l'air est saturé, le refroidissement provoque la transformation d'une partie de la vapeur d'eau en eau liquide. Ceci s'accompagne de la libération dans la masse d'air d'une petite quantité de chaleur (dite chaleur latente de condensation) qui tempère son refroidissement. Le gradient dynamique d'une petite masse d'air saturé en mouvement est dit pseudo-adiabatique.

Pour un air saturé : $GD_{\text{sat}} = 0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$.

1.5. Stabilité, Instabilité

Les notions de gradient statique GS (caractéristique d'une masse d'air donnée) et de gradient dynamique GD (indépendant de la masse d'air) expliquent que certaines masses d'air puissent être considérées comme stables, d'autres comme instables. Supposons une masse d'air de gradient de température statique GS donné.

Masse d'air stable : On dit qu'une masse d'air est stable si son gradient statique de température GS est inférieur au gradient adiabatique dynamique saturé GD_{sat} .

Masse d'air instable : On dit qu'une masse d'air est instable si son gradient statique de température GS est supérieur au gradient adiabatique dynamique sec GD_{sec} .

Masse d'air conditionnellement stable : On dit qu'une masse d'air est conditionnellement stable si son gradient statique de température GS est compris entre les gradients dynamiques saturé et sec GD_{sat} et GD_{sec}

Pas de panique, expliquons...

Masse d'air stable : Supposons que la masse d'air en question soit saturée et que son gradient statique de température soit $GS = 0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$. Supposons qu'une petite bulle de cet air, initialement à 10°C par exemple, s'élève de 1000 mètres à la verticale. Au cours de ce voyage elle va se détendre, donc se refroidir selon le

gradient dynamique saturé $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (puisque la masse d'air est supposée saturée). Parallèlement la masse d'air voit sa température varier selon le gradient statique. Par conséquent :

Au départ :	Température de la bulle	= 10°C	Température de l'air ambiant	= 10°C
A l'arrivée :	"	"	"	= 6°C

Après un mouvement ascendant forcé la bulle d'air qui a monté se retrouve donc plus froide que le milieu ambiant. Elle a donc tendance à retomber à des altitudes plus basses. Une ascendance forcée a donc tendance à être naturellement amortie.

Masse d'air instable : A l'inverse si le gradient GS est supérieur au gradient dynamique sec une bulle d'air subissant une ascendance forcée se retrouvera plus chaude que l'air qui l'entoure. Elle aura donc une tendance naturelle à monter encore davantage. Dans ce cas les moindres ascendances fortuites sont naturellement amplifiées : l'air est instable. Tout ce qui tend à augmenter le gradient d'une masse d'air tend donc à la rendre instable : réchauffement de sa base par exemple (cf Chapitre 2).

Masse d'air conditionnellement stable : En poursuivant ce raisonnement dans le cas d'une masse dont le Gradient Statique est compris entre les deux gradients dynamiques saturé et sec, on voit aisément qu'une telle masse d'air est stable tant qu'elle reste sèche (insaturée), mais devient instable dès lors qu'elle devient saturée. Cela peut être le cas notamment si l'air est amené à franchir un obstacle très élevé (massif montagneux) ou s'il est assez humide.

Voilà, c'est enfin fini pour la partie thermodynamique de cette brochure. Nous allons maintenant appliquer ces principes à la compréhension des phénomènes météorologiques locaux.

2. PHENOMENES THERMIQUES

Les phénomènes dits thermiques ne concernent pas une masse d'air arrivant sur un relief. Ce sont des phénomènes se produisant au sein d'une masse d'air en place au dessus d'un terrain donné. Nous verrons successivement : les brises de pente et de vallée, les thermiques, les 'orages de chaleur', et les inversions de température.

2.1. Les brises de pente et de vallée

On confond souvent ces deux termes car ils sont parfaitement complémentaires et interdépendants.

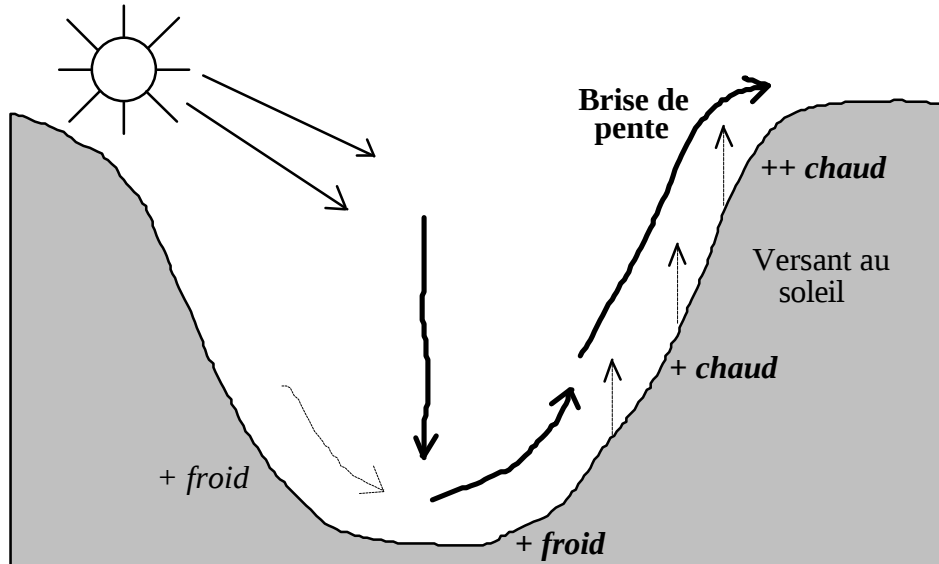
Brise diurne montante

Il s'agit d'une brise s'établissant dans la journée sous l'effet du rayonnement solaire. Les pentes qui dominent les vallées, sous l'action du soleil montant, chauffent et transmettent une partie de cette chaleur par **conduction** aux basses couches d'air qui les surmontent, comme une plaque chauffante. Cet air se trouve donc plus chaud, donc plus 'léger' que l'air situé au dessus ou dans les vallées moins ensoleillée. Il a donc tendance à remonter la pente (voir dessin), formant la **brise de pente**. L'air de la vallée, bien que plus froid, est alors obligé de monter lui aussi afin de combler le vide laissé par l'air chaud des pentes qui s'est échappé par le haut (phénomène de **convection**). C'est la **brise de vallée**. On obtient donc une brise qui remonte les pentes et les vallées pendant la journée, tant que le soleil chauffe les pentes. Bien entendu si une épaisse couverture nuageuse masque le soleil les pentes ne chauffent pas et la brise diurne montante ne peut s'établir.

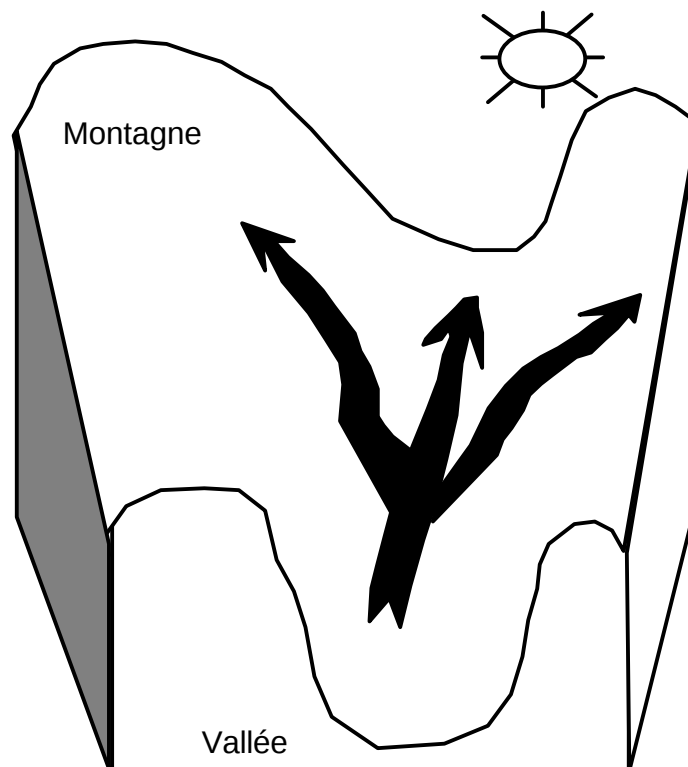
Cette brise de pente peut atteindre quelques dizaines de km/h dans les vallées étroites. Elle entre en concurrence avec les courants de circulation générale (vent météo). Elle peut soit le renforcer si le vent météo remonte également la vallée, soit le contrer dans le cas contraire (bonjour les turbulences !). Le sens de la brise et sa vitesse dépendent de l'altitude. Elle se fait surtout sentir dans les basses couches. Conséquence directe : ce

n'est pas parce que l'air est calme au décollage qu'il le sera à l'atterro, surtout si celui-ci se trouve dans une vallée étroite formant un effet Venturi (cf chapitre 3).

La brise est un phénomène progressif dépendant de la nature et de l'exposition du terrain, de l'ensoleillement. Il est donc difficile de donner un timing précis. Cependant tant que le soleil monte, donc jusque vers 14 heures, elle est susceptible de se renforcer. Son maximum est généralement atteint en début d'après-midi. Les brises de pente provenant des différents versants se rencontrent sur les lignes de crêtes et s'affrontent en créant des turbulences.



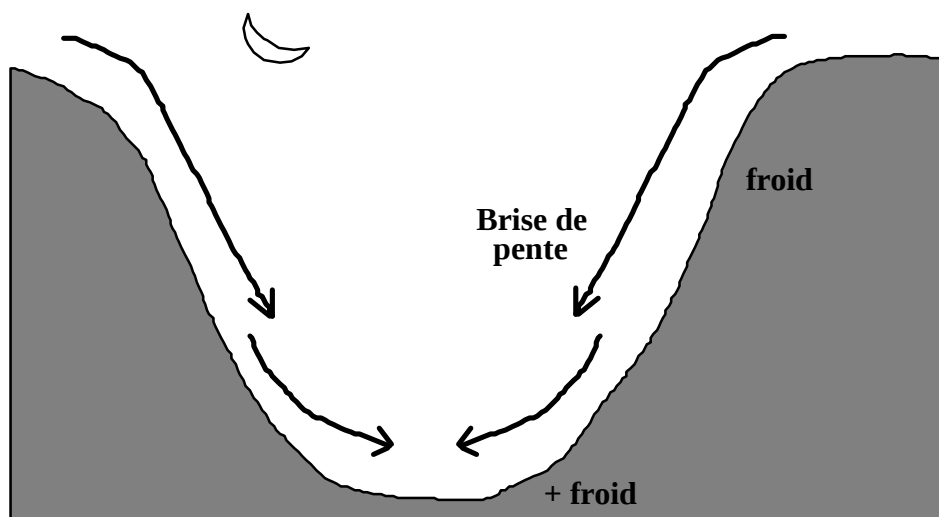
Le jour l'action du soleil provoque une brise montante



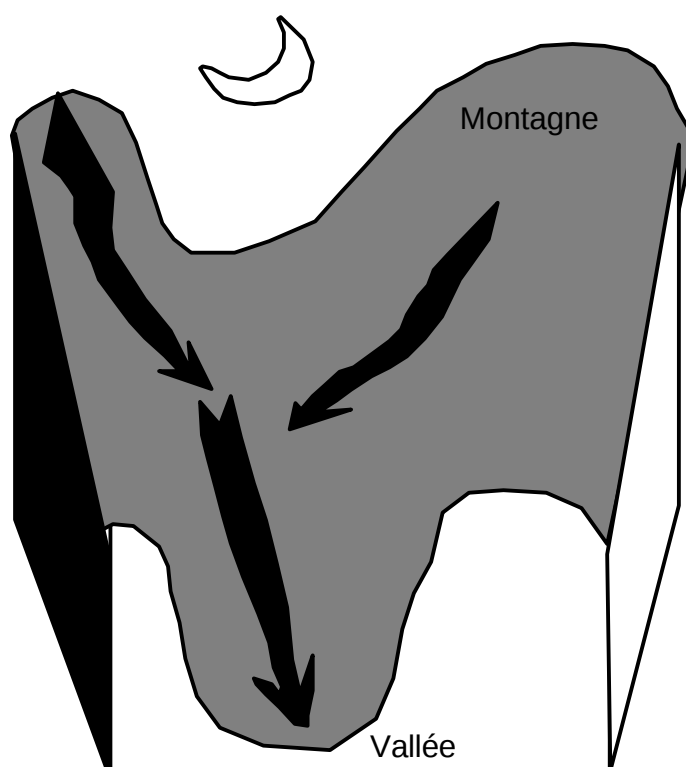
Lors d'une journée ensoleillée la brise remonte la vallée

Brise descendante de soirée

A l'inverse lorsque le soleil cesse de chauffer les pentes en fin d'après-midi, le sol se refroidit rapidement. L'air de la vallée, refroidi, tend à s'écrouler vers le fond de la vallée. L'air des pentes n'a pas d'autre choix que de suivre le mouvement descendant puisque le soleil ne chauffe plus assez pour le faire monter. Par conséquent **la brise s'inverse et devient descendante**. Bien sur ce phénomène est lui aussi progressif. Il est plus ou moins marqué selon la nature du terrain, la température des basses couches en vallée.



En soirée le refroidissement des basses couches provoque une brise descendante



Le soir la brise descend la vallée

La bonne alternance des brises montante en journée et descendante le soir est caractéristique de conditions météorologiques stables. Les brises peuvent donner lieu à des nuages dits orographiques (dus au relief) : voir chapitre 3. On parle de **cumulification** des sommets.

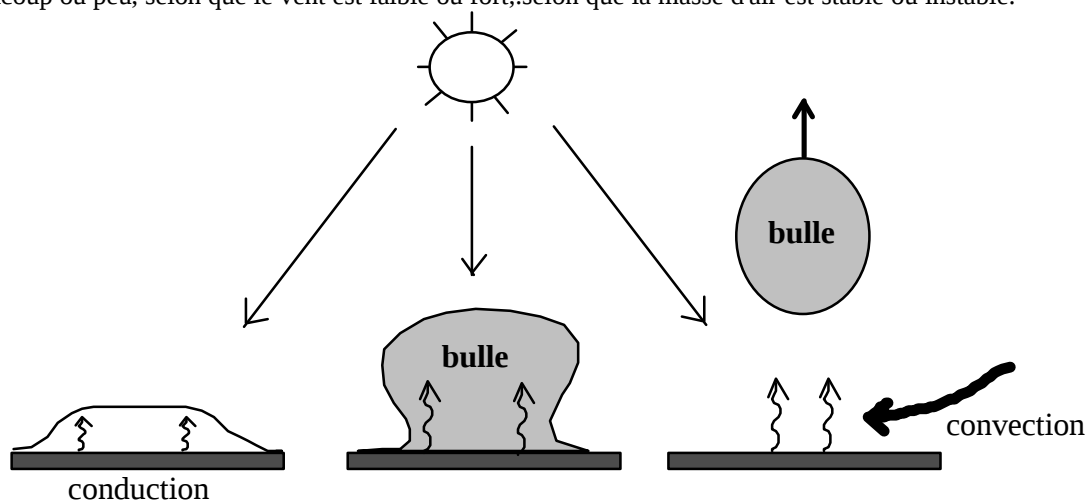
La restitution

La façon dont le sol chauffe dépend fortement de sa nature. Un terrain caillouteux ou sableux, chauffe et se refroidit rapidement, donnant des brises marquées. En revanche les forêts, la neige, les lacs, la mer, les terrains humides se réchauffent et se refroidissent plus lentement que la moyenne. Première conséquence : les brises sont moins marquées. Deuxième conséquence : le soir ces terrains se refroidissent plus lentement que l'air qui les recouvre. Ils sont donc un peu plus chauds et produisent des ascendances. On peut profiter de ces ascendances du soir pour voler au dessus des forêts. On parle de **vols de restitution**. Ce phénomène est aussi responsable des brises de mer et brises de terre qui s'établissent sur le littoral. Nous n'en parlerons pas ici, cette brochure étant consacrée à la météo montagne.

2.2. Les thermiques, les 'orages de chaleur'

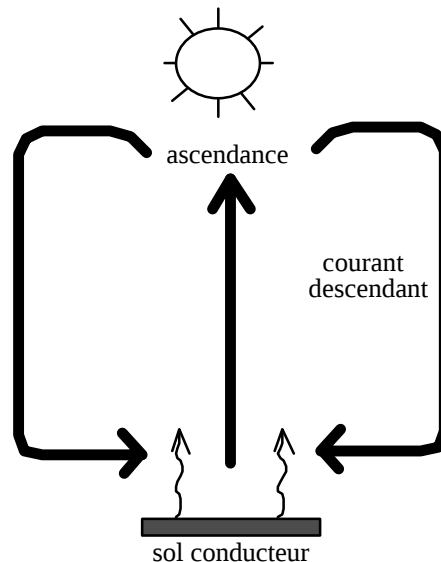
Nous avons vu que la transmission de chaleur du sol à l'air ambiant par conduction est responsable de la brise montante diurne. Elle génère aussi les fameux 'thermiques' qui permettent aux parapentistes que gagner de l'altitude.

Considérons un sol bon conducteur de chaleur (pierrier, sable, champ clair,...). Le soleil est haut et chauffe énormément le sol. Celui-ci cède une bonne partie de sa chaleur à l'air sec qui le surmonte. Cet air chaud ne se dilue pas bien dans l'air plus froid qui l'entoure. On va donc avoir formation d'une **bulle d'air chaud**, donc léger, qui va chercher à monter. Lorsque la bulle est suffisamment importante, elle s'élève comme une mongolfière. De l'air plus froid la remplace au niveau du sol, chauffe à son tour, et c'est reparti. On peut donc avoir création d'un **courant ascendant thermique** plus ou moins régulier selon que le sol chauffe beaucoup ou peu, selon que le vent est faible ou fort, selon que la masse d'air est stable ou instable.

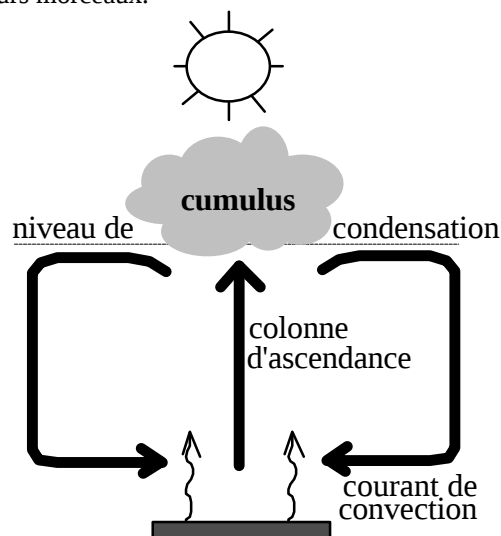


En montant cette bulle d'air se détend, donc se refroidit (cf chap. 1) selon le gradient dynamique sec. Si la masse d'air est stable (cf chap. 1) le mouvement ascendant a tendance à être freiné. L'ascendance thermique est faible.

Si l'air est instable, le mouvement ascendant initial de la bulle d'air a tendance à s'amplifier naturellement. Il se crée alors un véritable courant de convection, appelé **cellule**.



Au cours de son ascension, favorisée par son instabilité, l'air se détend, donc se refroidit. Si il est assez humide, ou si sa température devient suffisamment faible, il va devenir saturé à partir d'une certaine altitude appelée **niveau de condensation** ou niveau de saturation. Des gouttelettes d'eau liquide apparaissent, formant un nuage bourgeonnant : le **cumulus**. Sous le nuage l'air a un mouvement ascendant vertical (si le vent météo est nul) qui peut atteindre plusieurs mètres par secondes. Si le vent météo n'est pas trop fort cette ascendance est entraînée par le vent : elle est oblique. Par contre un vent fort peut rendre l'ascendance irrégulière, briser la colonne d'ascendance en plusieurs morceaux.



Au voisinage du sol, autour de la zone d'ascendance, on trouve un courant de convection dirigé radialement vers la zone d'ascendance (partie basse de la cellule). Ce courant peut être suffisamment fort pour entraîner une voile de la zone périphérique vers la zone d'ascendance.

Si l'instabilité est très marquée et que l'échauffement du sol est important, le cumulus *humilis* continue à se développer verticalement (*cumulus congestus* ou gros jouflu). Il se transforme peu à peu en **cumulonimbus** (cunimb' pour les initiés). C'est un gros nuage gris, très développé verticalement (jusqu'à dix ou douze mille mètres). Son sommet est souvent formé de cristaux de glace et élargi : *cumulonimbus capillaris* (on parle souvent de forme d'enclume pour ces nuages). Les ascendances sous ce nuage, ainsi que les courants de convection qui en résultent, sont énormes, bien supérieurs à la vitesse maximum d'un parapente. L'influence de ces nuages peut se faire sentir jusqu'à quelques dizaines de kilomètres de la zone d'ascendance. Un cumulonimbus présent dans une vallée voisine peut donc être parfaitement invisible mais rendre le vol dangereux une dizaine de km à la ronde voire plus en entraînant les voiles vers la zone d'ascendance. Et dans l'ascendance d'un cumulonimbus un parapentiste ne pèse pas lourd ! En cas de forte instabilité il importe donc

de se renseigner sur la présence alentour de tels nuages, y compris dans les vallées invisibles depuis le site de décollage.

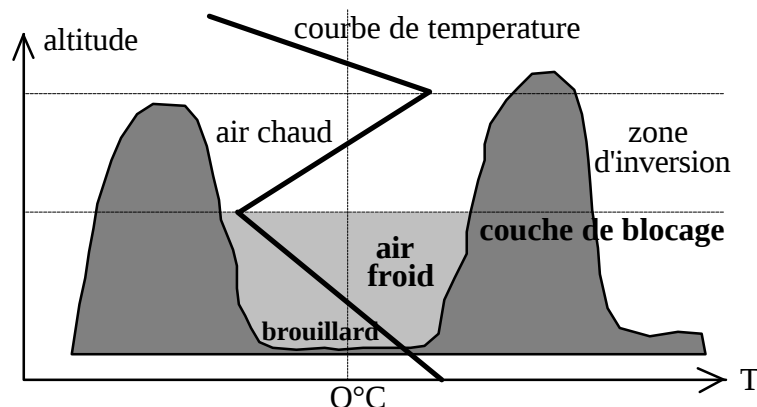
A l'intérieur du cumulonimbus les courants verticaux sont tels qu'ils provoquent une séparation des charges électriques. Une différence de potentiel se forme entre le sommet du nuage et sa base ainsi que le sol. Quand elle dépasse la tension de claquage de l'air il se forme une étincelle (éclair) accompagné d'une forte vibration de l'air (tonnerre). C'est l'**orage** thermique, classique en fin de journée chaude et lourde.

A noter que le développement orageux est favorisé par une source d'humidité (lac, mer, forêt,...) à proximité de la zone d'ascendance. L'évaporation provoque en effet une augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'air ambiant donc un abaissement de l'altitude du niveau de condensation.

Lorsque le soir arrive les ascendances se calment, le nuage cesse de se développer, il s'effondre.

2.3. L'inversion de température

C'est un phénomène assez fréquent en hiver dans les vallées. Une strate d'air froid est présente dans la vallée, formant une sorte de lac d'air froid. Au dessus se trouve une couche d'air plus chaud. L'air froid, réchauffé par son sommet, tend donc à être très stable (diminution de son gradient statique) et à stagner dans la vallée. Si elle est humide et/ou froide, les conditions de saturation peuvent être atteintes. Il se forme alors un **stratus**, nuage lisse et gris, qui peut atteindre le sol (**brouillard**). C'est la mer de nuage... La couche intermédiaire entre le lac d'air froid et la couche supérieure plus chaude est appelée **couche de blocage** ou couche d'inversion. Elle empêche tout échange entre les deux masses d'air. Conséquence : augmentation de la pollution dans la vallée, basse température. La différence de température peut atteindre plus de 10°C. Cas typique : froid, brouillard et pollution à Grenoble en hiver, beau temps doux en Vercors, Belledonne, Chartreuse,...



Une curiosité : le phénomène d'inversion peut donner lieu à l'existence de plusieurs isothermes 0°C.

3. PHENOMENES DYNAMIQUES

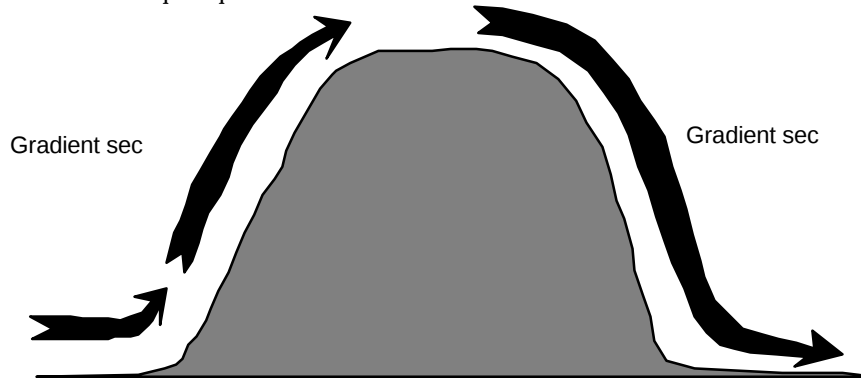
Le but de ce chapitre est d'étudier la façon dont l'air peut franchir un obstacle (massif, montagne, col, gorge, falaise...). Dans un premier temps nous ne nous intéresserons pas aux phénomènes de turbulences. Nous étudierons d'abord le franchissement forcé d'une montagne par une masse d'air, qui peut sous certaines conditions donner lieu à un effet de foehn. Puis nous évoquerons les modifications de l'écoulement de l'air que peuvent provoquer les obstacles : effet venturi, turbulences...

3.1. Comportement d'une masse d'air franchissant un massif

Sous l'effet de la circulation atmosphérique les masses d'air sont amenées à escalader les massifs montagneux. ceci peut induire une modification de ses paramètres physiques. Tout dépend des caractéristiques de l'air avant d'aborder l'obstacle et de la dénivellation qu'il a à accomplir.

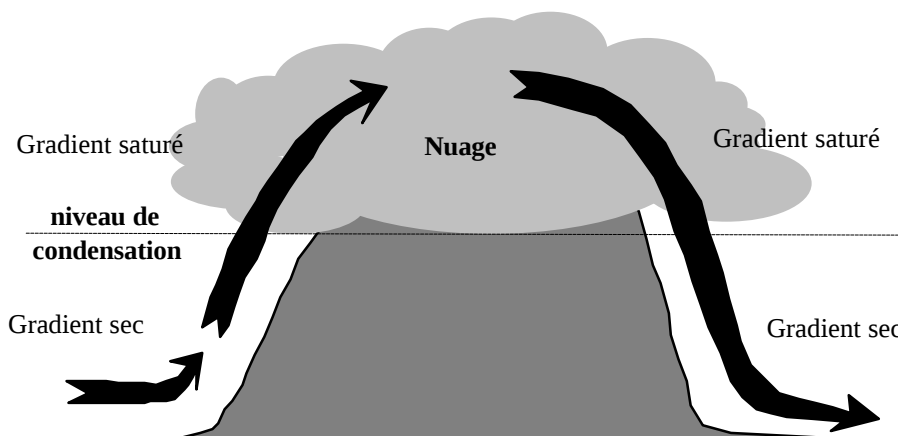
1er cas : air peu humide, et/ou dénivellation faible.

A la montée l'air se détend, donc se refroidit selon le gradient dynamique sec. A la descente le réchauffement par compression s'effectue avec le même gradient. Donc après l'obstacle, à altitude égale, l'air possède les mêmes caractéristiques qu'avant l'obstacle.



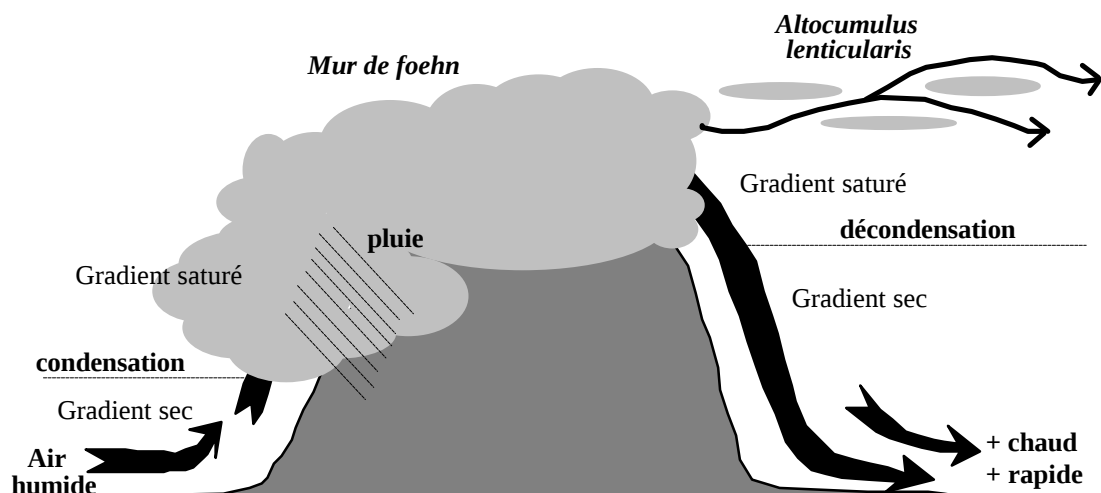
2ème cas : air plus humide, et/ou dénivellation plus importante

Si l'air est un peu plus humide, ou si le relief est un peu plus élevé, il y a formation d'un nuage. La température de la masse d'air chute au cours de l'ascension. A partir d'une certaine température il ne peut plus contenir toute sa vapeur d'eau. Une partie de cette vapeur se condense sous la forme de gouttelettes d'eau liquide : c'est le nuage. Le gradient de température est sec sauf au dessus du niveau de condensation où il est saturé. A la descente le réchauffement s'opère de la même façon que le refroidissement à la montée. là encore les caractéristiques physiques de l'air n'ont pas été modifiées.



3ème cas : air très humide et/ou dénivellation très importante

Si l'air est très humide, ou si la dénivellation est très importante, une partie de l'eau liquide formée au dessus du niveau de condensation tombe au sol sous forme de **pluie**. Passé le sommet l'air est donc moins humide. Le niveau de décondensation est donc atteint rapidement. Par conséquent au cours de sa descente l'air se réchauffe plus qu'il ne s'est refroidi à la montée, puisque le gradient dynamique sec est plus élevé que le gradient dynamique saturé (cf chap.1). Il arrive donc en bas plus chaud (donc plus 'léger') qu'avant d'aborder l'obstacle. Comme il est plus léger il doit accélérer pour conserver son débit (loi fondamentale). Passé la montagne nous sommes donc en présence d'un vent plus chaud, plus rapide, très turbulent : le **foehn**. (foehn = vent fort en suisse allemand). Le gain de température peut atteindre une bonne dizaine de degrés.



Une situation de foehn se distingue par des nuages en rouleaux au versant sous le vent (versant de descente) : le **mur de foehn**. L'onde produite par l'écoulement au sommet de la montagne donne lieu sous le vent à des nuages typiques en forme de lentille (ou de poisson, chacun ses goûts) : *altocumulus lenticularis* ou plus simplement **lenticulaires**.

Dans le secteur exposé au vent le temps est maussade, pluvieux. Sous le vent il peut être très beau et doux. Dans les situations de foehn marquées le vent chaud se sent très bien, il fait même parfois un 'bruit de chaudière' du fait de sa violence et de sa turbulence. Il est capable de provoquer une fonte du manteau neigeux de plusieurs dizaines de centimètres par jour, contre quelques cm/jour sous la seule action du rayonnement solaire. Les statistiques donnent environ 40 journées de foehn, léger ou violent, par an en moyenne sur les Alpes.

Cas typiques de foehn : foehn du Sud perceptible à Grenoble, foehn dû au massif du Mont-Blanc à Chamonix, etc... L'effet de foehn peut jouer à l'échelle d'une montagne, d'un massif, ou des Alpes en entier.

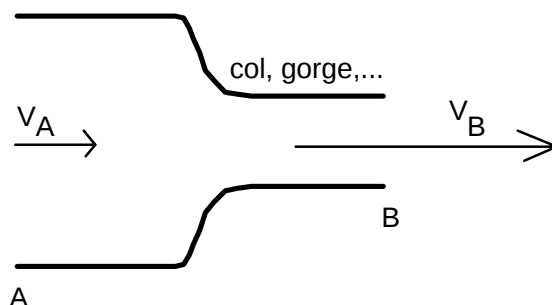
3.2. L'effet Venturi

La conservation du débit

C'est une loi fondamentale de l'hydrodynamique : à chaque niveau d'un écoulement le débit doit être le même. Le débit est la quantité de fluide (en l'occurrence de l'air) qui s'écoule en une seconde à un endroit donné de son chemin d'écoulement.

L'effet Venturi

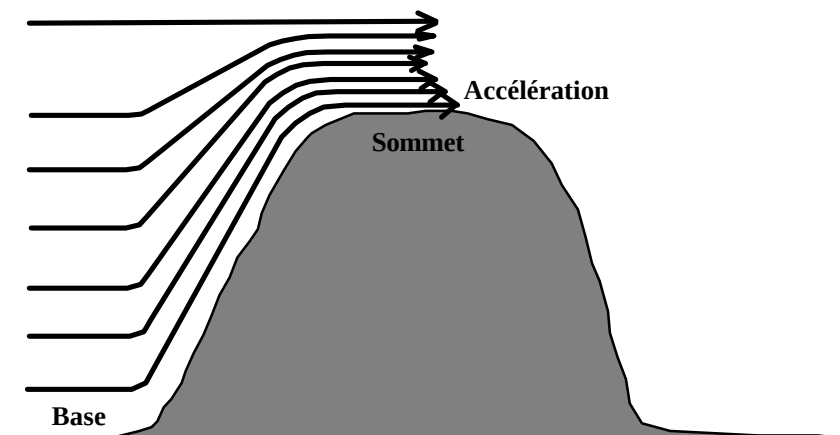
Conséquence directe : si l'air rencontre un **étranglement** (col, gorge, vallée,...) il est obligé d'**accélérer** pour conserver le même débit qu'avant l'étranglement. Penser à un torrent de montagne passant dans une gorge...



La section d'écoulement de l'air est plus petite en B qu'en A.
Pour conserver le débit, l'air doit donc accélérer dans la section étroite.

C'est cette **accélération de l'air dans les passages étroits** qu'on appelle un **Venturi**. Elle est nettement perceptible dans les vallées étroites et aux abords des cols et des brèches. Une petite brise de vallée passant dans une vallée étroite peut donc accélérer au point de rendre l'atterrissage problématique. D'où l'intérêt d'observer la configuration du terrain autour de l'atterro et la manche à air.

Paradoxalement l'effet Venturi se produit aussi lors du franchissement d'un sommet ou d'une crête :



En effet l'air qui arrive sur la montagne ou la crête a tendance à "s'écraser" dessus. La section d'écoulement de l'air au sommet est donc plus faible qu'à la base. Il se produit donc également un effet Venturi : **la vitesse du vent est plus élevée sur les sommets et les crêtes qu'en bas.**

3.3. Les turbulences

Vaste programme ! Prétendre connaître parfaitement ces phénomènes est illusoire. Quelques éléments de base sont donnés, introduisant les notions de cisaillement, de gradient de vent, de rouleaux, etc.

De manière générale il y a **turbulence** lorsqu'il y a :

- **conflit entre deux masses d'air.**

Ce conflit peut se jouer entre deux masses d'air de très grande taille (turbulences au voisinage des fronts météo) ou bien au contraire de petite taille (aux abords d'un thermique par exemple).

Elle produit des **cisaillements**.

- ou **conflit entre une masse d'air et un obstacle** : montagne, maison, arbre; sol rugueux,...

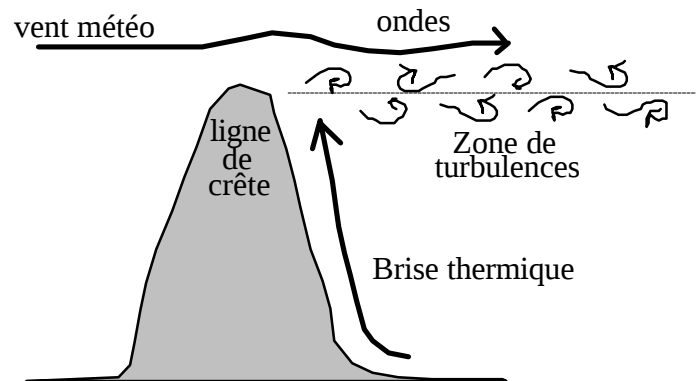
Phénomène non moins complexe produisant des remous, rotors, rouleaux,...

3.3.1. Turbulence de cisaillement

On appelle cisaillement toute **différence de vitesse ou de direction du vent entre deux masses d'air voisines**. La zone où ces deux masses d'air s'affrontent est le siège de courants désorganisés plus ou moins importants : les turbulences. Cette zone de turbulence peut avoir une épaisseur et une violence très variable, difficile à prévoir. On distingue deux cas particuliers : le cisaillement horizontal et le cisaillement vertical.

Cisaillement horizontal

Lorsque deux couches d'air placées l'une au dessus de l'autre ont des vents différents en direction ou en vitesse, le cisaillement est dit horizontal. Un exemple intéressant : la journée est ensoleillée et provoque de forts thermiques, mais le vent météo n'est pas négligeable.

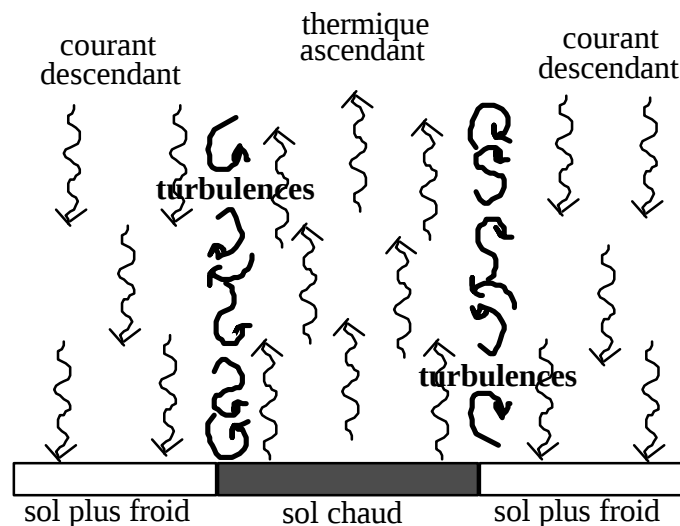


Ces courants ascendants s'élèvent et entrent en conflit avec le vent météo dont la vitesse et la direction sont différentes. Il se crée donc à la hauteur des lignes de crêtes une zone de cisaillement qui peut être dangereuse près du relief.

Cisaillement vertical

Nous avons évoqué au Chapitre 2 les cellules de convection thermique, appelées plus simplement thermiques. Nous avons vu que ces cellules produisent des courants ascendants par conduction (au dessus de sols conducteurs chauds) et des courants latéraux et descendants de convection aux abords des zones s'échauffant moins. Ces courants s'affrontent en créant des zones de cisaillement vertical.

L'entrée dans une zone ascendante se signale donc par la traversée d'une zone turbulente plus ou moins marquée.



La turbulence de cisaillement est donc un phénomène complexe et général : dès lors que deux masses d'air ont des caractéristiques différentes (vitesse, direction,...) il faut s'attendre à des turbulences de part et d'autre de la zone de contact. Nous avons évoqué quelques cas particuliers auxquels il faut faire attention : conflit entre la brise de pente et le vent météo, entre les zones descendantes et ascendantes. Il y en a d'autres : conflit entre les brises montant sur chaque versant d'une montagne => turbulences vers les lignes de crêtes, conflit entre deux masses d'air (arrivée d'un front),...

3.3.2. Turbulences d'obstacle

Une masse d'air en mouvement en l'absence d'obstacles à un écoulement dit **laminaire**. Cela veut dire que l'air s'écoule sans aucun problème, rien ne freine ni ne perturbe son passage.

Lorsque l'air vient buter contre un obstacle sous l'effet du vent il est freiné, cherche à contourner l'obstacle et à l'escalader. L'obstacle peut être de taille et de forme variée : un massif, une montagne, un arbre, une maison, une falaise, un gros rocher, un autre parapente, un sol rugueux,...

La perturbation engendrée par l'interaction de l'air et de l'obstacle peut donner lieu à deux phénomènes :

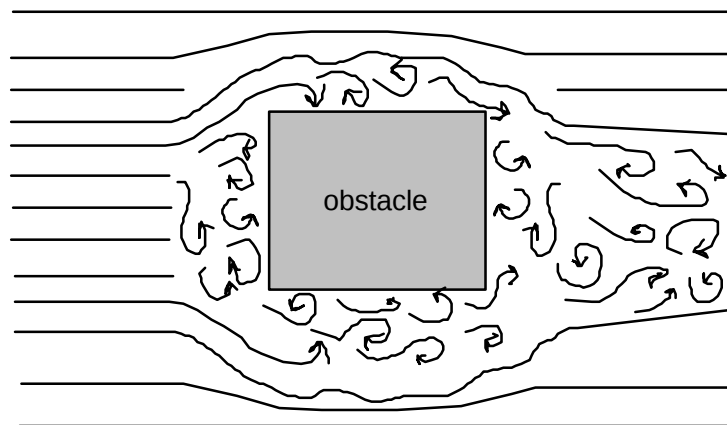
une **turbulence** si l'obstacle est assez perpendiculaire à l'écoulement de l'air,

un **gradient** si l'obstacle est très allongé parallèlement à l'écoulement.

L'effet de gradient sera étudié plus tard.

Dans le cas où l'obstacle est disposé perpendiculairement à l'écoulement, son franchissement provoque une désorganisation de l'écoulement

à l'avant de l'obstacle,	là où l'air vient buter
sur les cotés,	là où l'air s'écoule pour contourner l'obstacle
au sommet,	lorsque l'air escalade l'obstacle,
derrière l'obstacle,	lorsque l'air cherche à reprendre son écoulement normal.



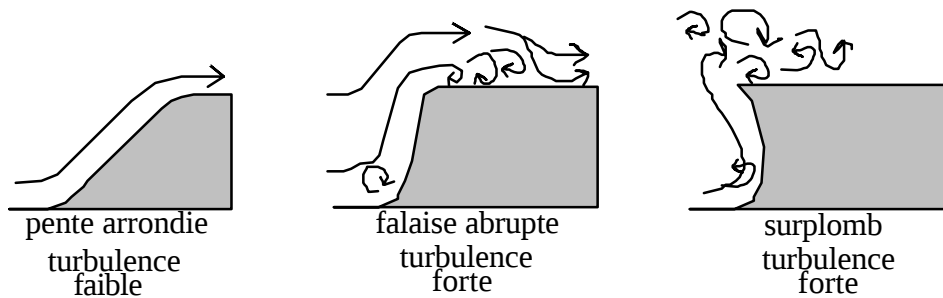
Pour s'en convaincre il suffit d'observer l'eau d'un torrent contourner un rocher pas trop lisse, les remous signalent les zones de turbulences.

Il faut donc à tout prix éviter de se poser à proximité et a fortiori derrière une maison, un arbre, un gros bloc de rocher. Le simple fait de survoler une haie d'arbres expose le pilote à une zone de turbulences plus ou moins fortes.

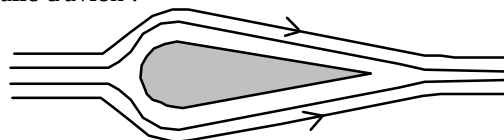
Bien entendu l'étendue des zones turbulentes et leur importance dépendent de plusieurs facteurs :

- la **vitesse** du vent : plus elle est élevée, plus il y a de turbulence
- la **température** de l'air. Un air froid engendre plus de turbulence qu'un air chaud car il est plus dense.
- la **forme** de l'obstacle : surface apparente à l'écoulement, forme, profil.

En effet si l'obstacle présente face à l'écoulement une surface importante et raide (immeuble, falaise,...) la turbulence sera plus importante que pour un obstacle plus petit ou moins raide (arbuste, colline douce,...). De manière plus générale, **toute forme anguleuse, toute rupture de pente, en n'accompagnant pas correctement l'écoulement des filets d'air, est génératrice de turbulences** :



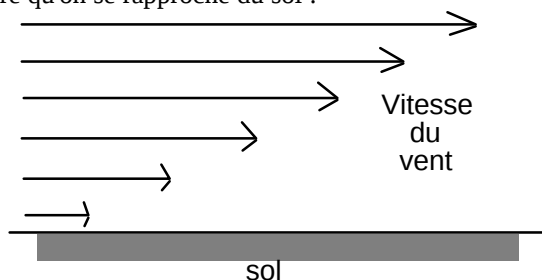
Un contre-exemple : la forme d'aile d'avion :



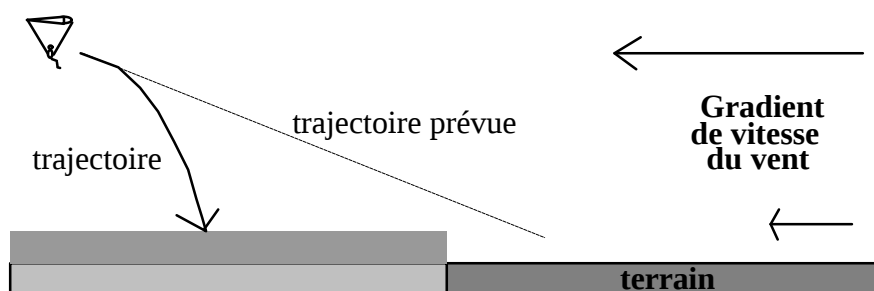
La forme arrondie au bord d'attaque permet la bonne séparation des filets d'air. La forme du fuseau au bord de fuite permet leur accompagnement régulier hors de la zone d'influence de l'obstacle. Le régime laminaire est très peu perturbé, la turbulence est très faible. C'est la forme générale adoptée pour un parapente car le fait d'avoir peu de turbulence stabilise l'aile et évite les dissipations d'énergie.

3.3.3. L'effet de gradient de vent

Même un sol lisse (terrain d'atterrissage notamment !) influence sur l'écoulement de l'air. Le frottement de la masse d'air sur le sol dissipe une partie de l'énergie du vent. Par conséquent la vitesse du vent va être de plus en plus faible au fur et à mesure qu'on se rapproche du sol :



Il faut donc s'attendre en approche terminale à une diminution de la vitesse du vent, donc de la portance. Si l'aile est loin du début du terrain, elle risque en cas de gradient de ne pas l'atteindre :



Tous les phénomènes aérologiques brièvement décrits ici sont bien sur 'idéalisés'. L'aérologie réelle à un instant donné est une combinaison de tous ces phénomènes : brises de pentes sur différents versants, vent météo, ascendances, cisaillements, turbulences, Venturi, gradients,... Si ces quelques éléments théoriques forment un minimum à connaître, rien ne saurait remplacer l'expérience.

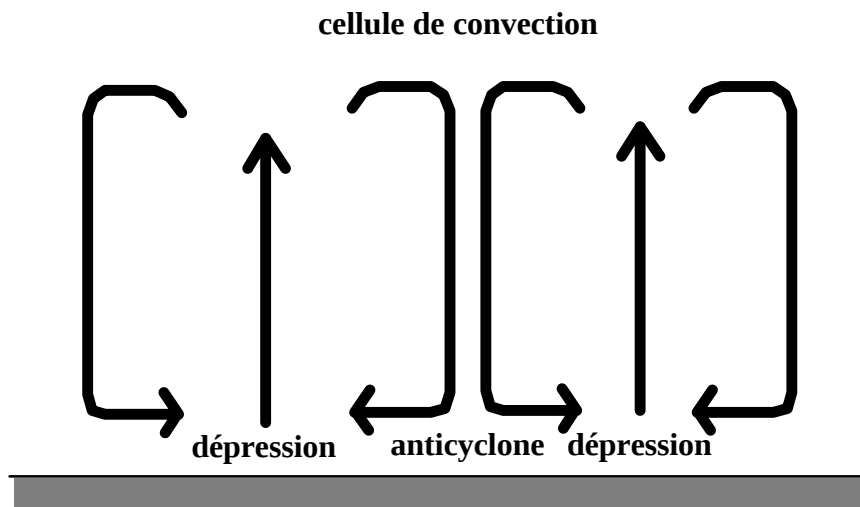
4. NOTIONS DE METEOROLOGIE

Bien que l'alpiniste ou le parapentiste soit plutôt concerné par la micro-météorologie, c'est à dire la météo à l'échelle d'un massif ou d'une montagne, il n'est pas inutile d'avoir quelques notions de météorologie plus générale. Seront abordé tour à tour : la circulation atmosphérique, la formation des fronts, leur composition. Nous nous intéresserons plus particulièrement ensuite aux nuages et aux informations qu'ils peuvent fournir pour une prévision à court terme.

4.1. Dépressions, anticyclones

Dans le chapitre sur les phénomènes thermiques nous avons vu que de l'air réchauffé par le sol s'élevait pour laisser la place à de l'air plus froid. Ce phénomène est responsable pour une bonne part des conditions météo à l'échelle du globe. En effet compte tenu de la forme sphérique de la terre, de son inclinaison sur son axe, et du cycle jour-nuit, le soleil ne réchauffe pas le sol de la même manière. Vers l'équateur par exemple l'ensoleillement est plus élevé qu'à notre latitude.

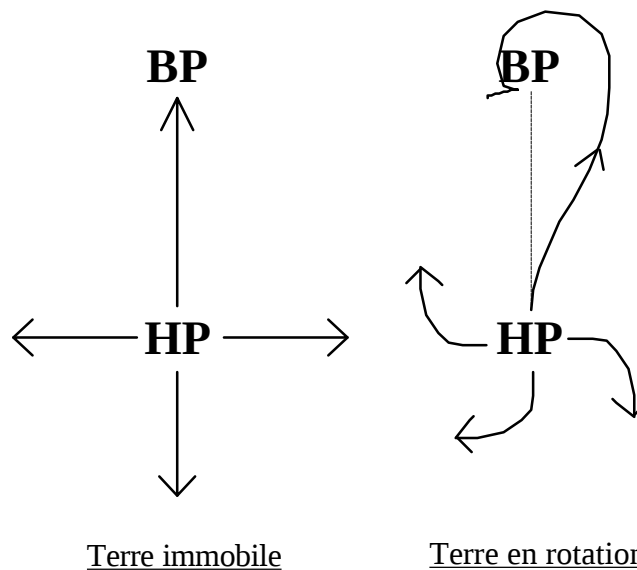
L'air a donc tendance à s'élever au dessus des endroits où l'échauffement du sol est important (comme pour la brise de pente). Ce mouvement de l'air vers le haut fait baisser la pression à la base. On parle donc d'une **zone de basse pression** ou **dépression**. Comme dans le phénomène des thermiques, un courant de **convection** se crée autour de cette zone afin de remplacer l'air qui s'est échappé par le haut. Cette cellule de convection comporte une partie descendante où la pression est plus élevée que dans la dépression. On parle d'une **zone de haute pression** ou **anticyclone**.



4.2. Circulation atmosphérique

Nous avons donc ainsi, réparties sur le globe terrestre, des zones de hautes pression (HP) : les anticyclones, qui voisinent avec les zones de basse pression (BP) : les dépressions. Or, c'est un principe que nous avons déjà évoqué, la pression tend à s'équilibrer par des échanges d'air. C'est à dire que **les dépressions vont chercher à aspirer de l'air des anticyclones**. Il y a donc en permanence mouvement de l'air des zones HP vers les zones BP à la recherche de l'équilibre.

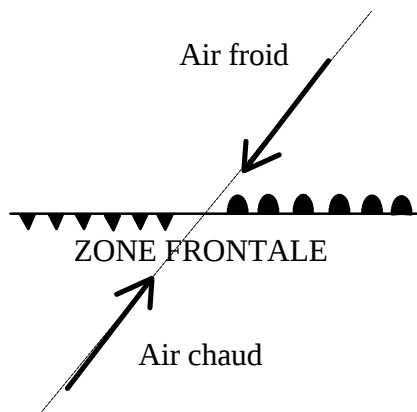
Ces transfert d'air s'opèrent sur de grandes distances. Si la Terre était immobile, ils auraient lieu en ligne droite. Mais la Terre tourne, et ce mouvement rotatif produit sur tout objet en mouvement à la surface de la Terre une force appelée **force de Coriolis**. Dans l'hémisphère Nord elle tend à faire dévier les trajectoires vers la droite (gauche dans l'hémisphère Sud). Le mouvement de l'air va donc s'opérer selon un mouvement de **spirale**.



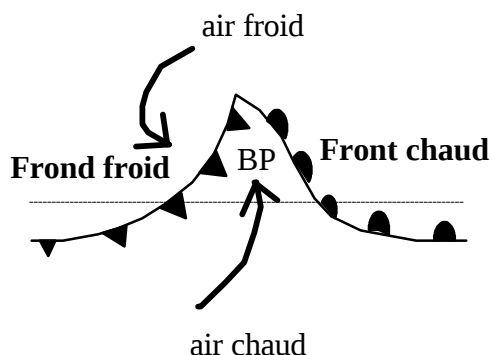
L'air en mouvement forme donc des tourbillons : l'anticyclone (HP) cède son air en formant une spirale dans le sens des aiguilles d'une montre, la dépression (BP) le récupère en formant un tourbillon dans le sens contraire.

L'Europe occidentale est principalement sous l'influence de l'anticyclone des Açores et de dépressions situées vers l'Irlande ou le cercle polaire. La rencontre de ces masses d'air aux caractéristiques physiques fort différentes explique pour une bonne part les conditions météo que l'on rencontre le plus souvent en France.

4.3. Les fronts



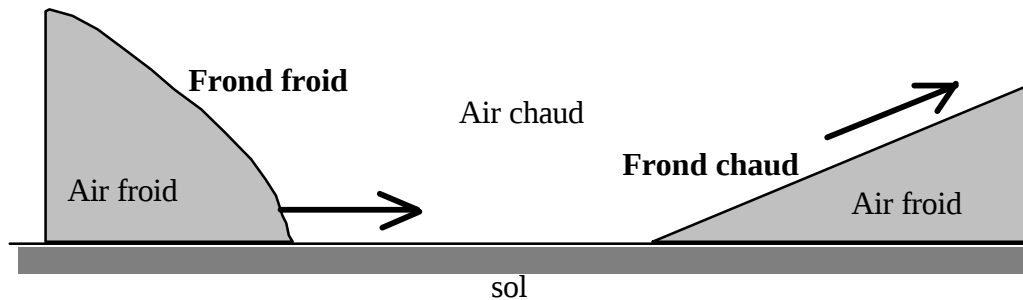
Il circule dans l'atmosphère quantités de masses d'air ayant chacune leurs propriétés. Supposons qu'une masse d'air chaud venant du Sud rencontre une masse d'air plus froid venant de la zone polaire. C'est un cas assez classique intéressant la France. Ces deux masses d'air s'affrontent, frottent l'une sur l'autre en tourbillonnant sous l'effet de la force de Coriolis. La frontière entre les deux masses d'air est appelée surface frontale. Au voisinage du sol on parle de **front**.



Une pointe d'air chaud essaie d'escalader l'air froid. Un mouvement tournant en résulte autour d'une pointe. Le front se sépare en deux demi-fronts de nature différente. Le front auquel l'air chaud pousse est le **front chaud**, celui où l'air froid pousse est le **front froid**. Ils sont symbolisés comme sur le dessin : triangles = front froid, demi-disques = front chaud. Dans le coude l'air cherche à éviter le conflit en s'échappant par le haut. Il se crée donc dans le coude une **zone dépressionnaire** BP autour de laquelle l'air chaud et l'air froid s'enroulent en spirale. Le mouvement ascendant de l'air dans cette zone fait baisser sa pression (détente), donc sa température. Lorsque les conditions

de saturation sont atteintes il y a formation de **nuages**. Nous avons déjà évoqué ce phénomène : inutile d'y revenir. Les dépressions et les fronts sont donc généralement visibles, notamment sur les photos satellites, grâce aux nuages qui y sont associés (grandes spirales nuageuses bien connues).

Regardons les fronts plus en détail, car leur structure est très différente. Sur la figure le mouvement de l'air au voisinage de la dépression se fait globalement d'Ouest en Est. Au front chaud l'air chaud, plus léger que l'air froid, a du mal à se mélanger. Il cherche à s'échapper par le haut en grimpant sur l'air froid. La surface de contact entre les deux masses d'air est peu inclinée. A l'inverse au front froid, l'air froid poussé vers l'Est, qui pèse plus lourd que l'air chaud, reste près du sol. Il s'enfonce en coin sous l'air chaud. Ce front présente une surface nettement plus raide que le front chaud. Si l'on fait une coupe verticale selon la ligne en pointillés, on a donc la structure suivante :



Les deux fronts n'ont donc pas la même forme. Ils ne se déplacent pas non plus suivant la même direction : le front chaud se déplace à peu près vers le Nord-Est, le front froid vers le Sud-Est.

4.4. Chronologie du passage d'une perturbation

La perturbation représentée ci-dessus se déplace vers nous d'Ouest en Est. Nous voyons donc en premier le front chaud, caractérisé par des vents soufflant du Sud-ouest, une baisse de la pression atmosphérique à l'approche de la zone de basse pression, et une succession de nuages que nous détaillerons plus loin. Puis on entre dans la zone dépressionnaire, corps de la perturbation, appelée **secteur chaud**. Le baromètre chute brutalement à l'entrée du secteur chaud, le temps est couvert, les précipitations abondantes. Enfin le front froid nous aborde, les températures chutent, la pression remonte, mais le ciel reste couvert et les précipitations restent importantes. Le vent tourne au Nord-Ouest. Après le passage du front froid on se trouve dans la zone de haute pression, les températures sont froides, le ciel se dégage, laissant de gros cumulus : c'est le **ciel de traine**.

Bien entendu lorsque la masse d'air froid venant du Nord rencadre la masse d'air chaud venant du Sud, plusieurs dépressions du type de celle décrite ci-dessus peuvent se former. Il est donc fréquent que nous subissions non pas une, mais plusieurs perturbations à la suite. Dans ce cas le temps de traine ne dure pas longtemps, et souvent les premiers signes de l'arrivée du front chaud suivant sont visibles dès l'entrée dans le secteur arrière de la perturbation. Il arrive aussi que le front froid rejoigne le front chaud, ne formant plus qu'un seul front, l'air chaud étant relégué au dessus des masses d'air froid. On parle alors d'**occlusion**, la nébulosité est importante du fait de l'élévation de l'air chaud.

L'aspect et la taille des nuages peuvent renseigner sur l'arrivée d'un front. Il est donc important pour le montagnard de savoir le repérer, surtout en cas de raid de plusieurs jours, afin de pouvoir prendre à temps les bonnes mesures : changement d'itinéraire, renoncement. Par ailleurs l'observation des nuages peut renseigner directement sur la situation présente : vent en altitude, humidité, présence de thermiques, etc...

5. LES NUAGES

Le but de cette partie est de donner quelques éléments permettant de reconnaître les nuages et de faire des déductions quant à l'évolution des conditions météorologiques. Les nuages présents lors du passage d'une perturbation sont décrits. On pourra se reporter également au chapitre 2 pour le cas particulier des nuages d'orage (cumulonimbus).

5.1. Classification

Pour savoir de quoi on parle, il faut bien donner un nom à chaque type de nuage. Il y a des nuages plats, d'autres joufflus, certains sont bas, d'autres plus hauts, d'autres encore très hauts. Pour y voir clair une classification a été établie afin que les différents services météorologiques puissent s'accorder. Chaque nom de nuage comporte

- un **préfixe** qui désigne son domaine d'altitude, (**étage**)
- un **nom** qui décrit sa forme.

La forme :

Nuages bourgeonnants, en forme de chou-fleur : CUMULUS
Nuage en nappes, en couches, en strates : STRATUS

L'étage :

L'étage désigne la tranche d'altitude dans laquelle un nuage se retrouve le plus souvent :

étage	altitude	préfixe
inférieur	0-2000m	-
moyen	2000m-6000m	ALTO
supérieur	6000m-12000m	CIRRUS

A l'aide de ces éléments il est possible de retrouver le nom de la majorité des nuages. Il existe dix dénominations :

Etage	Description	Nom	Symbole
Supérieur	virgules, filaments très blanc (glace)	Cirrus	Ci
"	petits flocons groupés très blancs	Cirro-cumulus	Cc
"	voile blanc élevé et peu épais	Cirro-stratus	Cs
Moyen	gros moutons + ou - gris rouleaux, lenticulaires,...	Alto-cumulus	Ac
"	couche grise homogène assez épaisse	Altostratus	As
"	couche grise foncée épaisse cachant le soleil	Nimbostratus	Ns
Inférieur	gros moutons gris en rouleaux ou paquets	Strato-cumulus	Sc
"	couche grise très uniforme (type brouillard)	Stratus	St
"	Nuage bourgeonnant	Cumulus	Cu
"	très développé verticalement sommet glacé, strié, élargi	Cumulonimbus	Cb

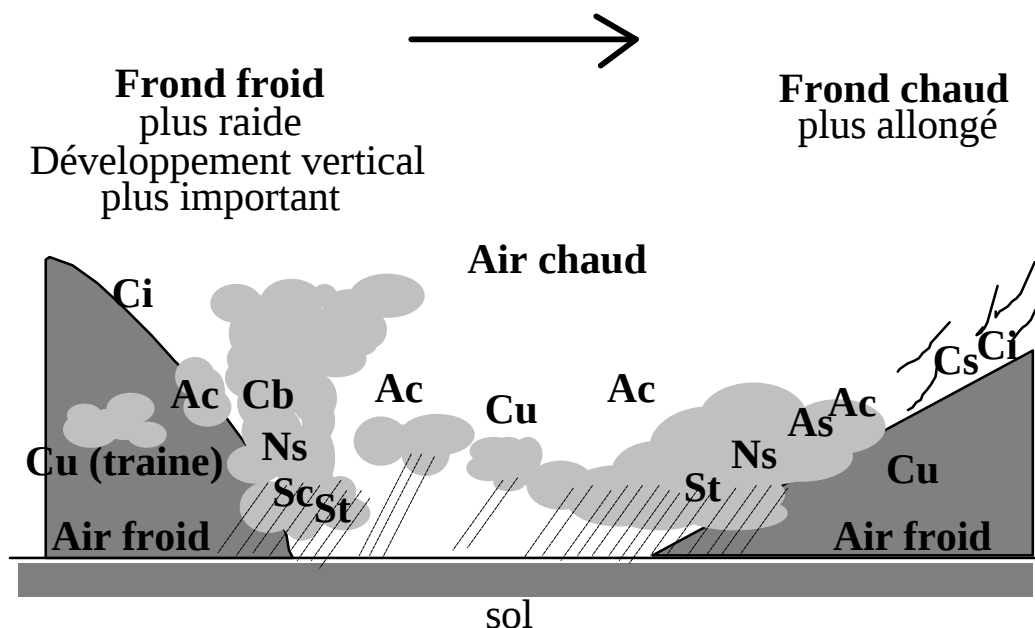
Pour préciser davantage l'aspect d'un nuage particulier un second nom peut être ajouté.

Exemples :

Cumulus	humilis	: petit (au dessus des thermiques)
	congestus	: développé verticalement (en tour)
Cumulonimbus	calvus	: la partie supérieure commence à s'élargir
	capillatus	: forme d'enclume marquée (sommet très élargi)

5.2. Nuages au voisinage des fronts

Nous avons vu la structure verticale d'une perturbation typique. Divers nuages vont se succéder au dessus de nous selon l'altitude du front à notre verticale. Typiquement :



Il s'agit là bien sûr d'une description succincte et 'idéalisée' des fronts. La réalité est souvent plus complexe : marges, occlusions, marais barométriques, retours d'Est sont autant de situations météorologiques différentes

qui peuvent intéresser l'Europe. Il est hors de question de les décrire ici, cela a déjà été fait, et bien fait, par de nombreux auteurs. On pourra par exemple se reporter à l'excellent livre extrait du cours de navigation des Glénans, et présenté dans la bibliographie. Le but de cette brochure est uniquement de fournir quelques bases et surtout de donner envie d'en apprendre plus sur la météo. Bons vols !

B.Leprettre, Mai 1995

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Météorologie générale

Le temps qu'il fera - Météo-Glénans - Points pratique - 190 p.
extrait du cours de navigation des Glénans. Très complet. Cartes météo commentées.

Météorologie générale - J.P. Triplet, G.Roche - Ecole Nationale de la Météorologie - 320p.
un classique, mais plus technique : thermodynamique à profusion !

Météorologie de montagne

Précis de météorologie pour l'alpiniste - Club alpin Suisse - 100 p.
Petit livre clair, très orienté vers la pratique et l'observation sur le terrain

La prévision du temps - E.Neukamp - Miniguide Nathan, Paris, 1985 - 80 p.
centré sur l'identification et l'interprétation des nuages

Parapente / Vol libre

Les visiteurs du ciel - H. Aupetit - Ed. Rétine, 1989
Bonne partie météo générale, nombreux schémas, très complet - Assez techniques - récits de vol

Volez en parapente - G. Delorme - Edité par l'auteur Chemin de la Cornaz 73190 St Baldolph - 79.28.26.75
Egalement un classique. Partie météo succincte mais complète, nombreux schémas.

Parapente Passion - G. Delorme - Edité par l'auteur Chemin de la Cornaz 73190 St Baldolph - 79.28.26.75
La suite du précédent - Egalement indispensable !.