



PRIX:

F.F.A.M. n° 873

E O L E

SPECIAL n°02

Revue Modéliste Vélivole



L'AÉROLOGIE



du modélisme vélivole

par Guy SENNEQUIER/EOLE

(Cliché Aérospatiale)

INTRODUCTION

"Le vol à voile est la locomotion aérienne utilisant l'énergie atmosphérique".

Ainsi s'exprimait Eric Nessler, l'un des vélivoles français les plus renommés. Il mettait ainsi clairement en évidence l'importance primordiale que jouent les mouvements atmosphériques dans la pratique du vol à voile.

Il est donc normal et même indispensable, que tout vélivole digne de ce nom ait quelques connaissances météorologiques afin de pouvoir détecter et utiliser les précieux courants ascendants. La science qui étudie ces mouvements atmosphériques à petite et moyenne échelle (aux dimensions d'une ville ou d'une vallée) et qui fait partie de la météorologie, s'appelle l'aérologie.

Si les pilotes de vol à voile grandeur sont généralement très instruits en météorologie et en aérologie, il est étonnant de constater que de nombreux pilotes de pla-

neurs modèles réduits sont ignorants en ce domaine; ils n'ont que peu de connaissances, acquises empiriquement sur le terrain ou au contact de vélivoles pratiquant aussi le modèle réduit.

L'aridité et la complexité des ouvrages de météo en est très probablement une des causes, c'est pourquoi il est apparu opportun de faire une synthèse de toutes les connaissances pouvant être utiles aux modélistes, en bannissant toutes les formules superflues et les termes trop techniques.

Les articles qui suivront révèlent donc l'origine et la nature des sources d'énergie exploitées avec des planeurs modèles réduits. La plupart de ces sources sont connues depuis longtemps en vol à voile grandeur et le lecteur pourra se reporter aux manuels de météo, utilisés à cet usage pour éventuellement approfondir certaines notions. Nous donnerons aussi des indications résultant d'expériences personnelles ou d'observations faites par des modélistes.

Nous terminerons cette longue introduction en souhaitant que ces remarques puissent être complétées prochainement par les observations faites par les modélistes eux-mêmes.

LES ASCENDANCES THERMIQUES

Contrairement à ce qui s'est produit en vol à voile grandeur, où les précurseurs ont tout d'abord découvert l'ascendance de pente, puis l'ascendance thermique, nous commencerons notre étude par cette dernière. Quant à l'ascendance d'onde, qui a été découverte bien plus tard, elle sera étudiée en dernier, après l'ascendance dynamique (de pente). Cette classification permet en effet d'introduire quelques notions de météorologie générale qui sont indispensables pour bien saisir le mécanisme des mouvements atmosphériques.

DEFINITION

L'ascendance thermique est un déplacement d'air du bas vers le haut (en général du sol vers les couches plus élevées de l'atmosphère) qui est provoqué par une différence de température de l'air. Ces ascendances se présentent, soit sous la forme de "bulles" (de dimensions allant de celle d'une montgolfière à celle d'un petit village), soit sous la forme d'une colonne.

Terminologie : une ascendance (thermique), un thermique, une pompe, une bulle...

Il est à noter que le contraire d'une pompe est dit une "dégueulante" (c'est-à-dire une descentance, bien sûr).

Pour expliquer quelles sont les causes de la formation de ces ascendances, et pourquoi elles peuvent avoir diverses formes, il faut tout d'abord considérer deux notions fondamentales en aérologie :

— le transport d'énergie par la convection, qui révélera pour quelles raisons il est normal (et nécessaire) qu'il y ait des ascendances.

— Les différents états de stabilité de l'atmosphère, qui expliqueront pourquoi certains jours les

ascendances montent haut et forment des cumulus, alors que d'autres jours il n'y a que de petites pompes.

NOTION DE BILAN THERMIQUE DE L'ATMOSPHERE ET MODE DE PROPAGATION DE LA CHALEUR

Pour bien saisir l'origine des petites ascendances thermiques que nous exploitons avec nos planeurs modèles réduits, il faut d'abord se placer à l'échelle... du système solaire.

En effet, le grand responsable en est le soleil. C'est lui qui fournit directement ou indirectement toute l'énergie que nous utilisons.

Ce transfert d'énergie s'effectue grâce à un premier mode de propagation qui s'appelle le rayonnement, de nature identique à celle des ondes radioélectriques, mais à des fréquences beaucoup plus élevées. Ce sont des phénomènes d'interférence entre deux rayonnements qui ont permis d'établir cette origine électromagnétique. La lumière, notamment celle du soleil, est aussi un rayonnement électromagnétique.

Il faut aussi savoir que tout corps émet un rayonnement dont la fréquence et la puissance sont proportionnels à sa température. Par exemple, une lampe à filament dont la température est aux environs de 2 000 °C émet un rayonnement dont la fréquence correspond à celle de la lumière visible, alors qu'un homme, dont la température est généralement plus basse, émet dans l'infrarouge, fréquence trop basse pour être perçue par l'œil humain.

Sachant cela, revenons à notre soleil. Il émet un rayonnement de très haute fréquence (puisque sa température est de quelque 6 000 °C) qui arrive sur la terre. Il n'est que très peu absorbé par notre atmosphère, mais par contre le sol l'absorbe en grande partie. Cette énergie fournie au sol est transformée en chaleur, donc la température de celui-ci augmente.

Le sol, à son tour, rayonne un peu d'énergie (dans l'infrarouge) en direction de l'atmosphère, qui absorbe cette fois en quasi-totalité ce rayonnement de basse fréquence.

Si l'on fait le bilan entre ces différents échanges, on s'aperçoit que le sol reçoit plus d'énergie qu'il n'en perd, alors que c'est

l'inverse pour l'atmosphère (car l'atmosphère rayonne elle aussi, en direction de la terre et de l'espace).

Conclusion : le sol devrait normalement s'échauffer jusqu'à des températures caniculaires, alors que l'air devrait se refroidir terriblement, cela jusqu'à ce que chacun reçoive autant d'énergie qu'il en perd.

Heureusement, ce n'est pas le cas sur terre, car il existe d'autres modes de propagation de la chaleur.

Il y a tout d'abord le transfert d'énergie par conduction. C'est ce qui se produit lorsque l'on chauffe au chalumeau une pièce métallique, et qu'au bout de quelques instants la partie que l'on tient devient presque aussi chaude que l'autre.

Mais cela se produit beaucoup moins avec du verre, par exemple. C'est parce que ce dernier est "mauvais conducteur de la chaleur".

Si l'on devait chauffer une "barre" d'atmosphère, en admettant que cela soit possible, on s'apercevrait que l'air est encore plus mauvais conducteur de la chaleur que le verre.

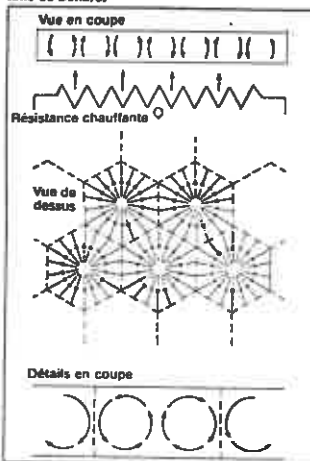
En conséquence, la quantité de chaleur fournie à l'air par le sol est très faible et se limite à la couche qui est directement en contact avec celui-ci (environ 1 m). Cette quantité est un peu plus importante lorsque l'air est agité par une turbulence (mouvements tourbillonnaires désordonnés, parfois violents, se produisant lorsqu'il y a du vent).

Mais dans tous les cas, elle est insuffisante pour assurer les échanges d'énergie autres que par radiation entre le sol et l'atmosphère.

Toutefois, il existe un dernier mode de propagation : la convection thermique.

Il est possible d'en donner une représentation par l'expérience suivante. En chauffant uniformément par la base un liquide au repos le contenant étant délimité par une paroi inférieure et une paroi supérieure, dans lequel on a versé un peu de poudre d'aluminium, on voit apparaître au sein du fluide un certain nombre de tourbillons dits "cellules thermoconvectives" plus ou moins réguliers et de forme sensiblement hexagonale (fig. 1). Chacune de

Fig. 1. - Circulation thermo-convective et tourbillons de Bénard.



ces cellules correspondent à une circulation locale du fluide, caractérisée par une ascendance centrale et des descendes latérales. Cette circulation est appelée circulation de Bénard, du nom de celui qui l'a découverte.

Tel est le phénomène de convection thermique. Bien entendu, si le fluide n'est pas primitivement au repos ou si l'échauffement n'est pas uniforme, la régularité de la circulation disparaît, mais il existe néanmoins avec des zones d'ascendance et des zones de descendance. C'est ce qui se produit le plus souvent dans l'atmosphère.

Nous commençons donc à entrevoir les premières relations entre les échanges d'énergie et nos chères "pompes" ! Ce sont elles qui permettent en grande partie le transfert de chaleur entre le sol et les premiers kilomètres de l'atmosphère.

Pour une ascendance isolée (colonne de quelques dizaines de mètres de diamètre et pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres de hauteur), l'échange d'énergie s'effectue simultanément selon deux processus :

1 — l'air chaud qui est à l'origine du mouvement se mélange progressivement à l'air ambiant et contribue donc à augmenter la température moyenne de l'air.

2 — la vapeur d'eau, abondante au niveau du sol chaud, est transportée vers les couches plus élevées de l'atmosphère, où elle constitue alors une source de chaleur potentielle (c'est-à-dire en "réserve").

On se souvient (ou, voir cours de physique...) que l'eau nécessite une quantité énorme d'énergie pour s'évaporer et qu'inversement la vapeur d'eau libère le même nombre de calories lorsqu'elle se condense et devient liquide. C'est exactement ce qui se passe dans l'atmosphère lorsque la vapeur (invisible) se condense en cette multitude de fines gouttelettes d'eau qui forme un nuage : elle libère une quantité formidable de chaleur, appelée chaleur latente de condensation.

Voilà donc révélée la cause profonde de l'existence des ascendances thermiques. Elles servent à convoyer la chaleur du sol vers l'atmosphère. Le processus du transfert d'énergie que nous venons de décrire est évidemment très simplifié. La réalité est beau-

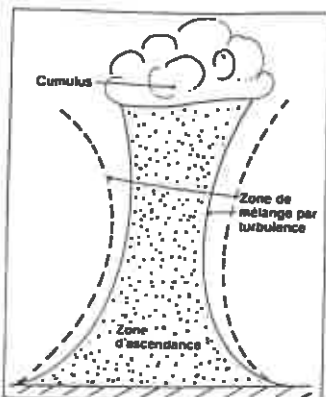


Fig. 2. - Echanges de chaleur dans une ascendance

coup plus complexe, comme c'est presque toujours le cas en météo., et cela sort largement du cadre de nos propos. Il est cependant nécessaire de préciser encore un point important pour la bonne compréhension du mécanisme de formation de l'ascendance : l'équilibre vertical de l'atmosphère.

NOTIONS DE STABILITE DE L'ATMOSPHERE

Les particules d'air qui forment une ascendance thermique suivent le principe bien connu d'Archimède suivant lequel tout corps immergé dans un fluide reçoit de la part de celui-ci une poussée verticale de bas en haut égale au poids de fluide déplacé.

Conclusion : toute particule d'air qui est plus chaude que l'air

ambiant (dont la densité est donc plus faible) a tendance à s'élever. C'est l'exemple même de la montgolfière.

Pour que cette particule d'air puisse continuer à s'élever, il faut qu'elle se trouve dans une atmosphère instable, c'est-à-dire qu'à mesure de son ascension, elle rencontre des températures telles que la différence de température entre le milieu ambiant et elle augmente, et par conséquent qu'elle devienne progressivement encore plus légère que ce milieu ambiant.

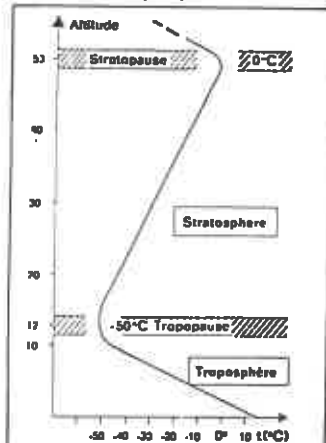
Or, la température de l'air est très variable avec l'altitude et avec le temps. On admet qu'elle diminue en moyenne de $0,65^{\circ}\text{C}$ par 100 mètres jusqu'à une altitude de 11 km, jusqu'à la base de la stratosphère (fig. 3).

Cette couche de décroissance de température s'appelle la troposphère. Sa limite supérieure s'appelle la tropopause. Mais cette valeur de $0,65^{\circ}\text{C}$ par 100 m n'est qu'une valeur moyenne. Dans la réalité, les radiosondages par ballon-sondes effectués chaque jour dans les stations météo du monde entier (mesurant par radio température, humidité et pression jusqu'à une altitude de 30 km) permettent de définir pour chaque région le "profil thermique réel de l'atmosphère". Ce profil comprend des couches où la décroissance de température avec l'altitude (appelée gradient de température) est parfois sensiblement égale à $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, mais souvent bien supérieure (notamment au ras du sol) ou bien inférieure (soit vers 2 000 à 4 000 m, soit vers 11 000 m, à la tropopause). Voir fig. 4.

Par contre, la température d'une particule atmosphérique, telle qu'une ascendance thermique ayant la forme d'une bulle ou d'une montgolfière par exemple, évolue avec l'altitude en fonction de plusieurs facteurs.

Tout d'abord, elle est fonction de sa pression. En effet, lorsque l'on comprime un gaz, sa température augmente et inversement. C'est l'exemple bien connu de la pompe de bicyclette. Une "pompe" (thermique, cette fois) qui s'élève dans l'atmosphère subit une baisse de température, car sa pression diminue. Tout le monde sait que la pression diminue avec l'altitude. Cette décroissance de température (ce gradient) est bien

Fig. 3. - Profil atmosphérique



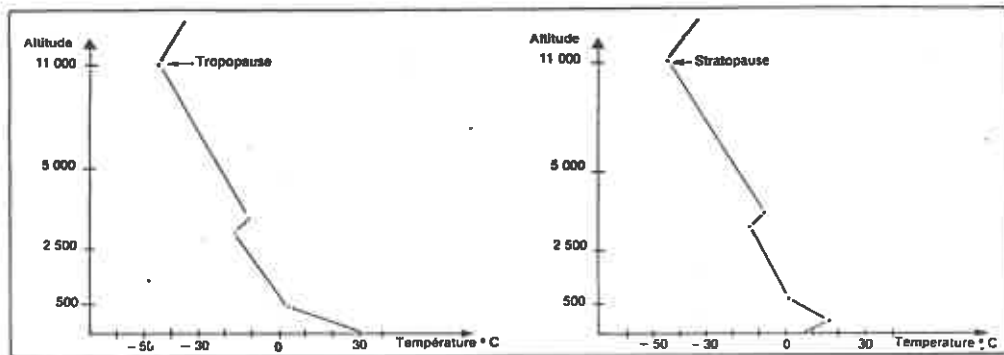


Fig. 4. - Profils thermiques; à gauche : de jour; à droite : de nuit.

connu et fixe : 1°C par 100 m d'élévation, dans les premiers milliers de mètres de l'atmosphère.

Ensuite, si la vapeur d'eau contenue dans cette bulle se condense pour former un nuage (nous verrons comment plus loin), elle dégage la fameuse chaleur latente de condensation et le gradient de température devient alors inférieur à $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (environ $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, mais cette valeur est variable en fonction de l'humidité de l'air et de sa température).

Enfin, la température de cette particule dépend du mélange plus

ou moins important de cette dernière avec l'air ambiant. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, ce mélange est très long et très difficile à réaliser. Si on prend l'exemple de la montgolfière, c'est justement parce qu'une bulle thermique se mélange à peine plus avec l'atmosphère ambiante que ne le fait l'air d'une montgolfière. En effet, les transferts d'énergie par rayonnement et par conduction sont très faibles et seul compte le mélange par turbulence qui se produit à la périphérie de la bulle et qui ressemble à une sorte d'érosion de son contour. Si la bulle est d'un volume important, cette

érosion est négligeable. On considère alors qu'elle n'échange pas de chaleur avec le milieu ambiant. C'est ce que l'on nomme la théorie de l'adiabaticisme, très utilisée en physique de l'atmosphère parce qu'elle simplifie bien les choses.

En conclusion, nous pouvons assimiler notre bulle à un "ballon" dont la température décroît avec l'altitude, suivant un gradient adiabatique sec de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ou un gradient adiabatique humide inférieur à 1°C , s'il y a une condensation de vapeur d'eau.

Un remorqueur quadruple dans le ciel de Beynes, sur fond de Cumulus (Cliché Aéropostale).





Cumulus humilis régulièrement espacés, métrisant les excursions thermiques bien organisées, comme c'est souvent le cas en fin de matinée.

Pour revenir à l'équilibre vertical de l'atmosphère, lorsque l'on veut savoir si une particule d'air peut s'élever de façon appréciable, il suffit de comparer son gradient (adiabatique sec ou humide) à celui de l'atmosphère ambiante (que l'on nomme la masse d'air). Plusieurs cas se présentent alors :

- *Le gradient de la masse d'air est inférieur à celui de la particule (fig. 5).*

C'est-à-dire que la température varie avec l'altitude, suivant la courbe de sondage S, moins vite que la température de la particule qui s'élève ou s'abaisse; une particule P en équilibre de température et de pression avec le milieu ambiant au niveau N va, en montant, se refroidir suivant la courbe adiabatique sèche (représentative d'un gradient adiabatique de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), plus vite que l'air ambiant. Par exemple, en A, elle atteindra une température $T_a = -3\text{ }^{\circ}\text{C}$ inférieure à la température ambiante $T_a = -2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Devenus plus lourde que le milieu ambiant, elle est attirée vers le sol sous l'influence de l'excès de son poids. Elle descend, elle se réchauffe et se retrouve en N dans les mêmes conditions que précédemment. Si elle continue à descendre par inertie, sa température à l'altitude B ou sa température est $T_b = 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ est supérieure à la température ambiante $T_b = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Elle est alors plus légère que le milieu et remonte pour se stabiliser à nouveau à l'altitude N.

Conclusion : une particule d'air écartée de sa position d'équilibre y revient, donc équilibre stable, impossibilité d'ascendances importantes. Dans ce cas, le gradient de la masse d'air déterminé par sondage est dit *sous-adiabatique* puisqu'il est inférieur au taux de refroidissement théorique (par détente) ou de réchauffement (par compression) d'une particule en mouvement vertical.

- *Le gradient de la masse d'air est égal à celui de la particule (fig. 6).*

C'est-à-dire que la température du milieu traversé varie avec l'altitude, aussi vite que la température de la particule en mouvement vertical (suivant la courbe adiabatique). Les deux courbes se confondent lorsque la particule P est portée au niveau A, sa température décroît par détente comme celle du milieu.

A ce niveau $T_a = T_a = -3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aussi lourde que l'air ambiant, elle ne présente aucune tendance à modifier sa nouvelle position. De même si elle est abaissée en B ($T_b = T_b = +1\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Conclusion : l'atmosphère du sondage S est indifférente. La courbe S est parallèle à l'adiabatique. Les mouvements verticaux n'y sont pas très importants.

- *Le gradient de la masse d'air est supérieur à celui de la particule (fig. 7)*

La température du milieu traversé varie avec l'altitude suivant la courbe de sondage S, plus vite que la température de la particule en mouvement vertical. Quand P

est portée en A, sa température $T_a = -3\text{ }^{\circ}\text{C}$ devient supérieure à celle du milieu $T_a = -5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Plus légère que ce dernier elle tend à s'élever et sa force ascensionnelle s'accroît à mesure qu'elle monte. Si elle est portée en B, l'inverse se produit et elle descend de plus en plus vite.

Conclusion : l'atmosphère dont la courbe de sondage est plus inclinée que l'adiabatique, est instable. Les mouvements verticaux vers le bas et surtout vers le haut y prennent une grande ampleur. Les ascendances y sont possibles et elles sont utilisables, non seulement en modèle réduit mais encore en vol à voile.

Encore une fois, tout ce qui vient d'être indiqué est très schématique, car pour simplifier le plus possible ces notions ennuyeuses, il n'a pas été fait état du rôle de l'humidité de l'air dans la stabilité, ni de l'émagramme 761, la bête noire des vélivoles (l'émagramme est un réseau de courbes de températures, pression, adiabatiques sèches et humides, de rapport de mélange,...).

Pour en terminer avec ces connaissances de base, nous résumons ce qu'il est essentiel de retenir; lorsque le gradient de l'air ambiant est plus élevé que celui de la particule (instabilité), tout mouvement de cette dernière, déclenché par un échauffement au contact du sol, par exemple, va en s'amplifiant, et ce jusqu'au moment où le gradient de l'air ambiant devient inférieur ou égal à celui de la particule. Cela signifie en clair que c'est dans l'air instable (air maritime polaire par

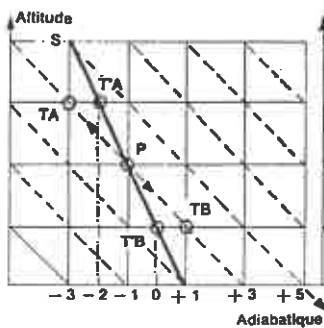


Fig. 5 - Equilibre stable

vent de Nord-Ouest, par exemple) que nous aurons le plus de chances de rencontrer des "pompes", alors que dans l'air stable ces ascendances seront sinon inexistantes du moins très faibles en intensité et en amplitude.

EVOLUTION DIURNE TYPIQUE DE LA CONVECTION THERMIQUE

Nous voilà enfin dans le vif du sujet. Nous allons étudier, grâce aux notions précédentes, les différents types d'ascendances que nous allons trouver tout au long d'une belle journée d'été avec peu ou pas de nuages.

- Au lever du jour

Pendant toute la nuit, le sol s'est bien refroidi, puisqu'il ne recevait plus d'énergie du soleil et qu'il en rayonnait vers l'atmosphère et l'espace. L'air à son tour s'est aussi refroidi, au contact du sol, par conduction et par turbulence s'il y avait un peu de vent.

Un sondage matinal révélera donc le profil thermique atmosphérique suivant (fig. 8) :

- température constante ou même légèrement croissante avec l'altitude entre 0 et 500 m. C'est ce que l'on nomme une couche d'inversion de température.

Température décroissant ensuite de 0,65 °C/100 m environ.

Puis, fréquemment, une nouvelle petite couche d'inversion dans laquelle la température diminue moins ou même augmente. Cela est caractéristique des situations de beau temps lorsque règnent des hautes pressions...

Enfin, nouvelle décroissance de température de 0,65 °C/100 m jusqu'à la stratosphère, vers 11 km

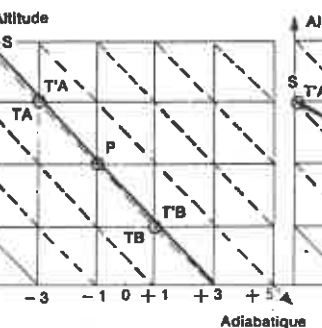


Fig. 6 - Equilibre indifférent

Le soleil se lève alors et s'il y a peu ou pas de nuages, le sol commence à recevoir de l'énergie. Tout d'abord juste assez pour que cela compense son rayonnement propre, puis suffisamment pour que sa température commence à augmenter. Cet instant correspond au minimum de température de la journée, se produisant en été vers 7 heures.

- Dans la matinée

Entre 7 h et 9 h, le sol s'échauffe donc, ainsi qu'une mince pellicule d'air de quelques mètres d'épaisseur, qui est directement en contact avec lui.

Un sondage météo "basses couches", effectué par exemple par un "Rallye" comme cela se fait souvent dans les concours de vol à voile grandeur, donnerait le profil suivant :

- Existence, dans la couche d'inversion nocturne précédemment signalée, d'une couche située au ras du sol, dans laquelle la température décroît très rapidement (gradient suradiabatique) de l'ordre de plusieurs degrés par 10 m.

Ce type d'équilibre est typiquement instable. La moindre turbulence, provoquée par une discontinuité de relief, un arbre... suffit pour déclencher une petite ascendance thermique.

Dans cette couche de quelques mètres, puis quelques dizaines de mètres, appelée couche limite thermique, il se produit un véritable "bouillonnement" d'ascendances et de descendes ayant pour conséquence d'apporter la chaleur du sol à une couche d'épaisseur croissante (fig. 10).

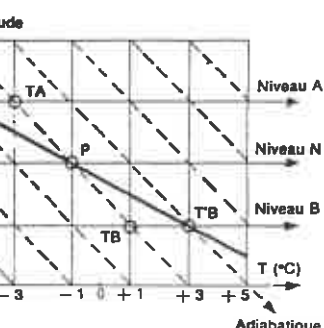


Fig. 7 - Equilibre instable

Ainsi s'expliquent les nombreux petits coups de "pompes" que l'on observe lorsque l'on vole le matin et qui ne durent généralement que quelques secondes. Ce sont bien des ascendances, mais elles sont trop petites et trop fugaces pour être exploitables pour nos planeurs.

A mesure que le temps passe, l'amplitude de ces ascendances croît en raison de l'augmentation continue de la température du sol et il arrive un moment où la couche d'inversion nocturne est complètement réchauffée par la convection, généralement vers 10 h. Le plafond des thermiques, qui s'élevait auparavant assez lentement, s'élève ensuite beaucoup plus rapidement, car pour une même variation de température au sol, une particule ascendante n'atteint son équilibre qu'après une variation d'altitude (donc de pression et par conséquent, de température) beaucoup

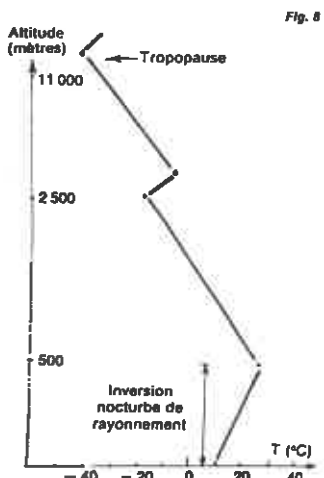


Fig. 8

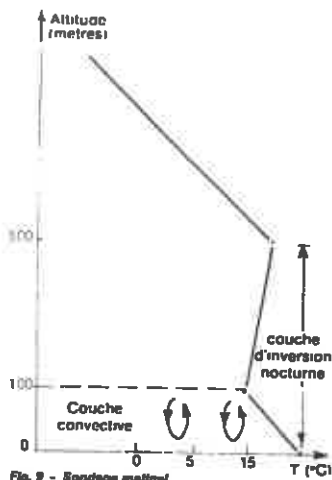


Fig. 9 - Sondage météo

plus importante (voir fig. 11 sur laquelle les points A et B sont comparés).

- Fin de matinée et début d'après-midi :

La température augmentant toujours, le plafond de la convection passe rapidement de 500 à 1 000, 1 500 ou 2 000 m (c'est déjà beau) voire 3 000 m, comme cela s'est produit pendant l'été 1976 (qui a été réellement exceptionnel pour le vol à voile).

Jusqu'où cela montera-t-il ? Eh bien, cela dépend du profil de température de l'atmosphère et de la température maximale à la surface du sol. S'il existe une couche d'inversion comme nous l'avons déjà signalé, vers 3 000 m, les ascendances culmineront probablement à cette altitude.

Très précisément, les particules ascendantes partant du sol et ayant à peu près la température de ce dernier, monteront jusqu'à ce que leur température soit identique à celle de l'atmosphère ambiante.

Sur un graphique, fig. 12, cela correspond au point d'intersection de la courbe du sondage météo avec l'adiabatique sèche issue de l'altitude 0 à la température du sol.

Exemple : si la température du sol atteint 20 °C, les particules monteront jusqu'à 480 m. Pour 25° le plafond passera à 2 500 m, pour 33 ° il sera de 4 000 m et enfin, pour 40 °, les particules attein-

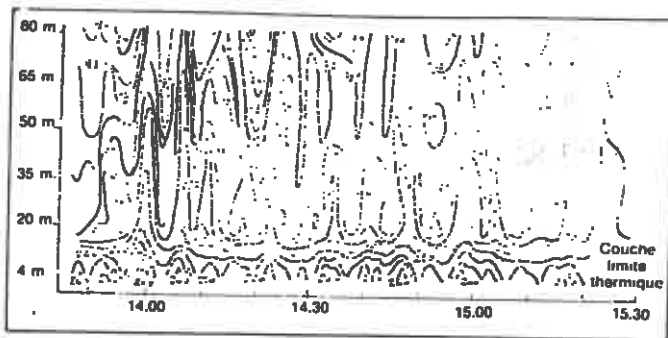


Fig. 10 - Exemple de couche limite

dront l'altitude respectable de 11 000 m, limite inférieure de la stratosphère, avec formation quasi-certaine d'un magnifique nuage appelé Cumulonimbus, générateur d'un non moins magnifique orage.

Le plafond maximum des ascendances est atteint, bien entendu, au moment du maximum de température au sol. A ce sujet, signalons que cela ne se produit pas à midi comme on pourrait le croire, puisque le soleil est à cet instant au zénith et rayonne le plus, mais plutôt vers 15 heures. L'énergie thermique est en effet employée à réchauffer non seulement l'atmosphère, mais aussi à évaporer l'eau, à réchauffer le sol en profondeur, etc. Tout cela crée un décalage (ou inertie thermique) entre le maximum d'insolation et le maximum de température.

- Fin d'après-midi

Après le maximum de température de la journée, un sondage

révélera le profil typique suivant (fig. 13) :

— entre le sol et le plafond des ascendances, le gradient de température est pratiquement adiabatique. L'équilibre atmosphérique devient donc indifférent; puis stable lorsque le sol se refroidit.

Les ascendances subsistent alors pendant un certain temps (environ 1 ou 2 h), pour "figurer", si l'on peut dire, le profil de température, puis elles commencent à disparaître. Il est alors environ 18 h. Quelques pompes se produisent toutefois après cette heure, en des endroits bien exposés aux rayons du soleil (pentes orientées à l'Ouest ou au Sud-Ouest notamment). Et au nom de tous les véli-voles, remercions ces pompes de secours, pour toutes les "vaches" qu'elles ont évitées !

Enfin, vers 19 h ou 20 h, le rayonnement solaire est partout insuffisant pour compenser les pertes par rayonnement du sol, la tempé-

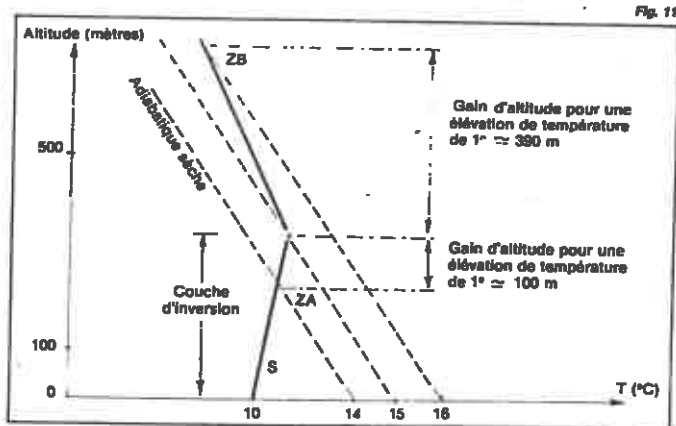


Fig. 11

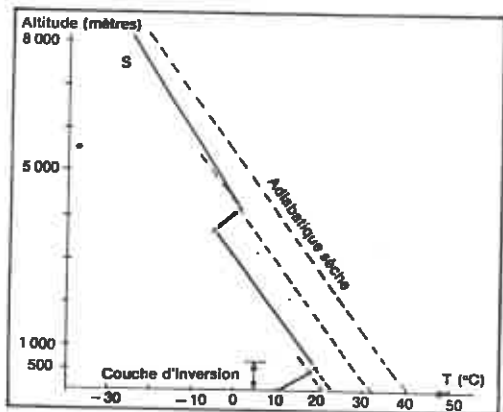


Fig. 12. - Exemple de sondage d'après-midi

rature décroît et les ascendances disparaissent toutes, enfin presque, car il reste encore quelques zones, larges et calmes, où l'air s'élève doucement au-dessus des sols ayant une inertie thermique particulièrement grande : forêts, marécages, grands fleuves, prairies bien humides... C'est ce que l'on nomme le thermique de resti-

tution ou thermique du soir. Nous y reviendrons plus loin.

- La nuit :

Le sol se refroidissant par rayonnement, ainsi que la couche limite d'air qui est à son voisinage, l'équilibre atmosphérique devient de plus en plus stable et interdit

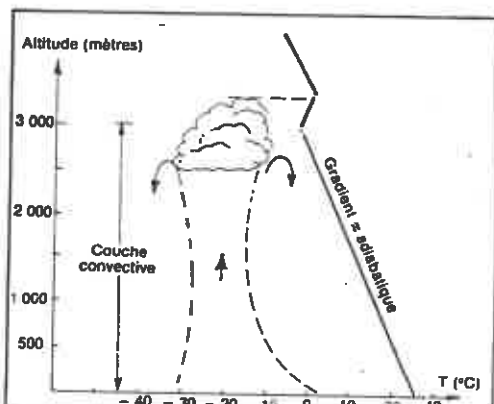
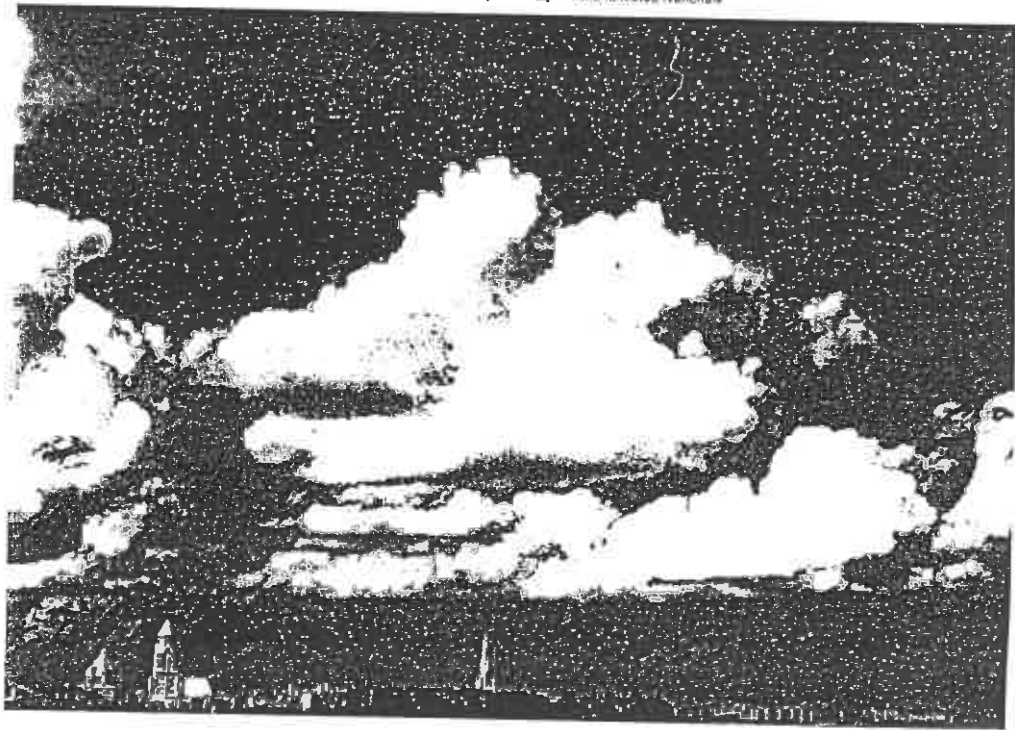


Fig. 13. - Sondage de fin d'après-midi

tout mouvement convectif. L'air ne se refroidit alors que par rayonnement, conduction et turbulence, sur une épaisseur d'environ 500 m. c'est-à-dire qu'il se refroidit moins la nuit qu'il ne s'est réchauffé durant le jour. C'est ainsi que l'atmosphère arrive à "soutirer" de l'énergie à la surface terrestre !

Cumulus médicris bien formés. Moins d'ascendances puissantes (fin d'après-midi) - Centre Météo Nationale





Ci-dessus : formation des cumulus « bouillonnants » dont le sommet perce parfois la couche de nuages.

FORMATION ET EVOLUTION DIURNE DES CUMULUS

“Les cumulus sont des nuages séparés, généralement denses et à contours nets, se développant verticalement en forme de mameçons, de dômes ou de tours, dont la partie supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur. Les parties de ce nuage éclairées par le soleil sont, le plus souvent, d'un blanc éclatant; leur base, relativement sombre, est sensiblement horizontale. Les cumulus sont parfois déchiquetés”

Telle est la définition donnée dans l'atlas international des nuages. Pour être plus clair, on peut considérer que les cumulus sont la matérialisation du sommet des ascendances. Ce sont ces petits nuages, souvent appelés nuages de beau temps.

Quand il n'y a pas de cumulus, cela ne signifie pas qu'il n'y ait pas d'ascendances. Au contraire de ce que beaucoup croient, les nuages résultent en effet des ascendances et non de l'inverse. La présence ou l'absence de cumulus est surtout fonction de l'humidité de l'air, ainsi que d'autres facteurs tels que le plafond des ascendances, l'altitude de l'inversion de température...

- Rappel

L'humidité de l'atmosphère (appelée humidité relative ou état hygrométrique) indique la teneur en vapeur d'eau, qui est invisible mais toujours présente. Cette humidité relative est une fonction de la température. Plus cette dernière est élevée, plus l'air peut contenir de vapeur.

Par contre, pour une température donnée, on ne peut pas ajouter à l'air, de la vapeur d'eau au-delà d'une certaine quantité (appelée tension de vapeur saturante), sans provoquer en contre-partie la condensation en eau liquide de la quantité de vapeur en trop. Dans cet état, l'air est dit saturé et son humidité relative est de 100 pour 100 :

Humidité relative =

$$\frac{\text{quantité de vapeur d'eau réellement contenue dans l'air}}{\text{quantité maximum de vapeur que pourrait contenir l'air à la température donnée}}$$

Puisque l'humidité est fonction de la température, on en conclut qu'il y a deux façons de l'augmenter :

— soit en ajoutant de l'eau ou de la vapeur d'eau,

— soit en diminuant la température de l'air.

Dans le processus de formation des nuages, c'est le second procédé qui intervient.

- Exemple de formation d'un nuage

Imaginons une particule d'air qui s'est échauffée au contact du sol, un champ de blé pas trop humide, par exemple. Au moment où la particule devient suffisamment chaude et importante pour se détacher du sol et commencer son ascension, admettons qu'elle ait une température de 20°C et une humidité relative de 50 %. La décroissance de température de cette ascendance suivant les lois de l'adiabatisation sec (gradient de

1 °C/100 m), la température de cette particule à 500 m d'altitude sera de :

$$20\text{ °C} - (5 \times 1\text{ °C}) = 15\text{ °C}$$

Son humidité relative sera alors de 70 %.

Si ce jour là une couche d'inversion se trouvant particulièrement bas, comme c'est souvent le cas en automne, par exemple, bloque les thermiques vers les 500 m, il n'y aura pas formation de cumulus, car l'air n'atteindra pas la saturation.

Si au contraire, cette particule a la possibilité de monter à 1 000 m, voyons ce qu'elle devient :

— Sa température tombe à :

$$20\text{ °C} - (10 \times 1\text{ °C}) = 10\text{ °C}$$

Son humidité relative est alors de 100 %, c'est-à-dire que si elle monte encore un peu plus, il va y avoir condensation de vapeur d'eau, et formation d'un beau petit cumulus.

- Autre exemple

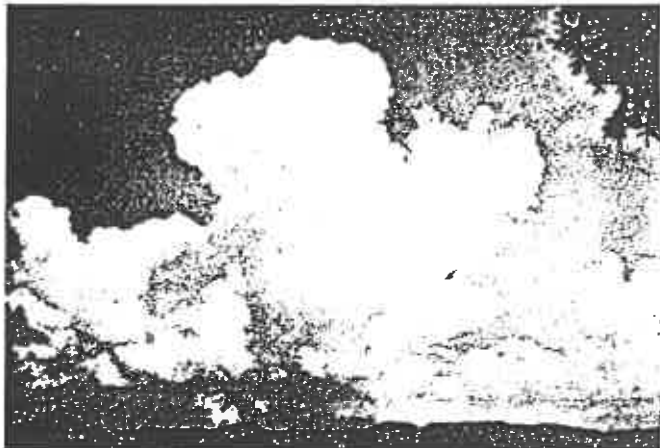
En admettant que la même particule provienne, non d'un champ de blé, mais d'une zone marécageuse, son humidité relative initiale étant alors de 73 %, par exemple, elle aurait alors à 500 m la même température de 15 °C, mais avec une humidité de 100 %, c'est-à-dire qu'il y aurait cette fois formation d'un cumulus dès ce niveau.

Ce n'est pas plus compliqué que cela ! Lorsque le sol et donc l'air sont humides et que le soleil chauffe fortement (comme c'est le cas au printemps), pratiquement chaque ascendance est matérialisée par un cumulus. Au contraire, lorsque le soleil commence à faiblir, que les sols sont secs et que la couche d'inversion est très basse (cas de l'automne), les cumulus sont rares, voire inexistantes. Ce type d'ascendances sans nuages est appelé un *thermique pur*.

Remarque

Il existe un cas intermédiaire entre le thermique pur et l'ascendance avec cumulus. Il est en effet possible de discerner le sommet

Cumulus Congestus, montent déjà très haut (probablement vers 5000 m). Il se forme en atmosphère instable jusqu'à haute altitude et laisse présager l'apparition de Cumulonimbus accompagnés d'averses.



Cliché Météo Nationale

des ascendances lorsqu'il se produit une condensation très faible à ce niveau, insuffisante pour former un nuage. En regardant bien, on distingue alors quelques masses nébuleuses et blanchâtres dans le ciel bleu, qui sont chacune des bulles thermiques. Cela se produit notamment assez souvent le matin des journées "fumantes", juste avant que de véritables cumulus apparaissent. Parfois aussi, cela dure toute la journée. En tout cas, c'est toujours un indice précieux d'ascendance pour les pilotes de planeurs grandeur et cela devrait être également très intéressant pour les modélistes, car ces matérialisations appelées *nuelles* se produisent le plus souvent lorsque le plafond est encore bas, vers 400 ou 500 m, donc à la portée de nos modèles.

- Remarques sur l'apparence des cumulus

- Leur base est toujours plate, car la teneur en eau est généralement assez uniforme dans une même ascendance, ce qui explique que la condensation se produise partout au même niveau.

- Lorsque la base devient moins plate et s'effiloche, c'est que l'ascendance s'est arrêtée et que le nuage est en voie de désagrégation. Inutile d'aller voir en dessous, car ne pompe plus (d'où le nom de "cumulus baisus" donné à ce type de nuage dans le jargon vélivole).

- La base de tous les cumulus est sensiblement à la même altitude pour un même jour et pour une même région, car l'humidité est assez uniforme dans l'ensemble dans une même région géographique. Par contre, on note nettement une différence d'altitude entre certaines régions, notamment entre les champs de blé de la Beauce et la forêt de Fontainebleau ou la Sologne, par exemple.

- La hauteur de la base des cumulus s'élève normalement au cours de la journée, à cause de l'augmentation de température du sol. En effet, la quantité de vapeur d'eau disponible au sol est constante ou même diminue (si l'évaporation a été forte) alors

que simultanément la température de l'air augmente. Conclusion: l'humidité relative diminue; aussi la condensation se produit-elle à température plus basse, donc à altitude plus élevée. La base peut ainsi se former à une hauteur de 500 m le matin, et s'élever à 2000 m ou plus dans l'après-midi. Dans certains cas, cela va même jusqu'à la disparition des cumulus, lorsque l'humidité devient trop faible pour qu'il y ait condensation avant que les particules atteignent leur niveau d'équilibre.

- Le sommet des cumulus par contre est plutôt tourmenté. Cela va de la simple forme hémisphérique, marquant le sommet d'une ascendance complètement bloquée par une couche d'inversion, au gros chou-fleur composé de plusieurs bourgeonnements ou tours.

Ce développement en protubérances s'explique aisément par le fait que la condensation de la vapeur d'eau libère une grande quantité d'énergie (600 calories par gramme d'eau condensée à 0°C). Par conséquent, cela réchauffe l'air de la particule, qui suit alors un gradient adiabatique humide d'environ 0,5 °C/100 m au cours de son ascension, au lieu de 1 °C/100 m normal. Si le gradient de décroissance de température de l'atmosphère est par exemple de 0,7 °C/100 m, on voit alors que si l'air ambiant était stable pour une ascendance "sèche" sans condensation, il devient instable pour une particule ascendante saturée. Lorsqu'il y a formation d'un cumulus, une ascendance se trouve donc "régénérée" ou accélérée. C'est pour cela que l'on rencontre souvent des ascendances

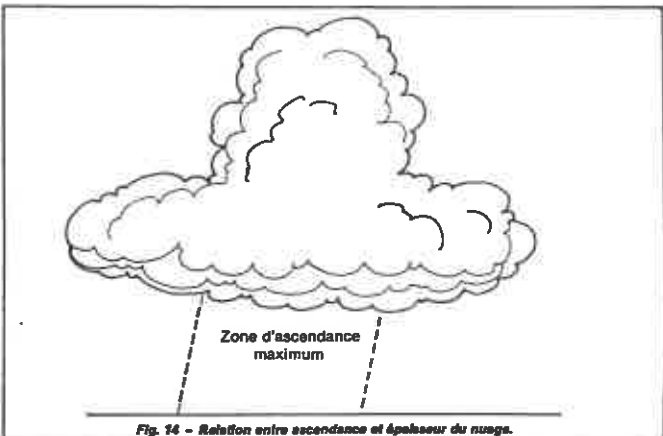
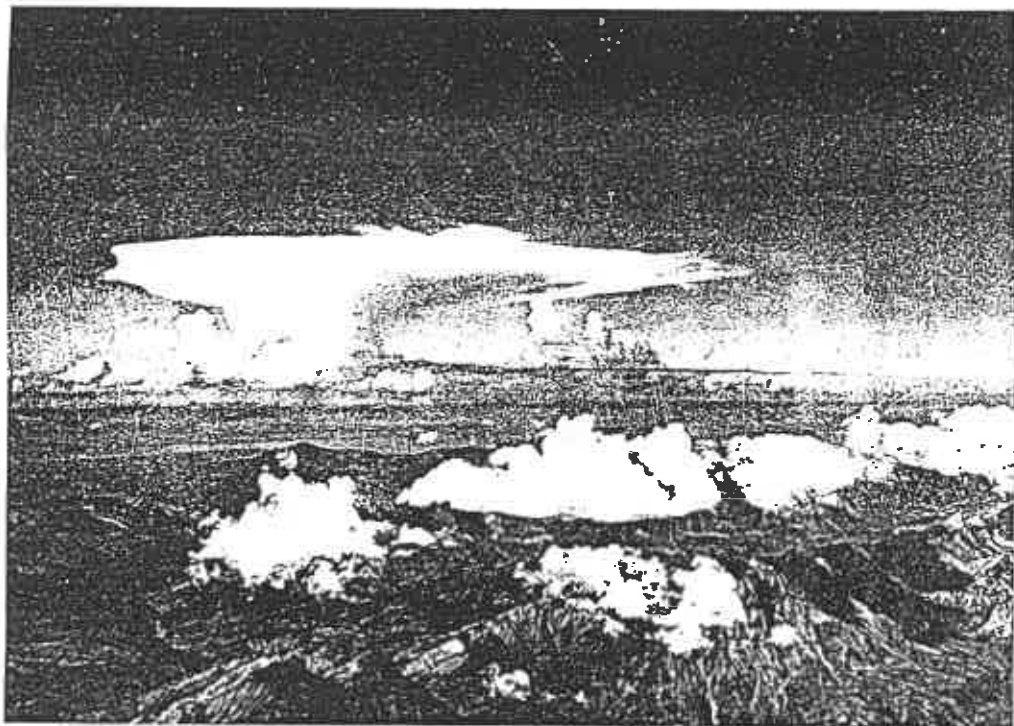


Fig. 14 - Relation entre ascendance et épaisseur du nuage.



Cliché Météo Nationale

plus fortes lorsqu'il y a des cumulus que lorsque les thermiques sont "purs".

D'autre part, la détection des ascendances est alors plus facile puisque l'on trouve les plus puissantes sous les cumulus les mieux formés. Vu du sol, l'emplacement de l'ascendance la plus forte est repéré par l'endroit le plus sombre de la base du nuage, car c'est à cet endroit que son épaisseur est la plus grande (fig. 14). En modèle réduit comme en grandeur, c'est donc à cet endroit qu'il faudra essayer de spiraler, en tenant compte des erreurs de parallaxe, des erreurs d'estimation de la hauteur et de l'obliquité des ascendances par rapport au nuage en fonction du vent.

Lorsqu'un cumulus est très développé, ce qui arrive si aucune couche d'inversion n'est là pour le bloquer, la température peut devenir négative à son sommet et l'eau, liquide, se transforme en glace, ainsi que la vapeur d'eau qui peut se condenser directement sous forme de cristaux de glace (condensation solide). Le sommet du cumulus prend alors un aspect fibreux très typique et devient

Cumulonimbus surmonté de son "anvil" de nuages glacés (célus, vers 8 000 à 10 000 m). Sur ce document, toutes sortes de cumulus sont réduits, du simple "coton" d'un cumulus humilis maternellement une ascendance venant de se former sur la rive montagneuse, aux cumulus congestus de l'arrière-plan, surmontés par un cumulonimbus de forme très pure.

d'un blanc éclatant. Nous sommes dans ce cas en présence d'un Cumulonimbus.

Le passage de l'eau liquide à la glace ainsi que celui de la vapeur à la glace libèrent encore plus d'énergie que la condensation liquide, aussi les cumulonimbus montent-ils généralement très haut grâce à cet apport de chaleur et ne sont arrêtés que par la très forte couche d'inversion qui est à la limite de la stratosphère (tropopause, vers 11 km dans nos régions).

Le nuage prend alors des dimensions énormes, jusqu'à 10 km d'épaisseur et 50 km de diamètre et les mouvements verticaux qui y existent sont formidables : ascendances de 10 à 30 m/s, côtoyant des descendances de même ordre ! Ces mouvements considérables sont générateurs des éclairs, de la pluie et de la grêle. Le cumulonimbus est donc le typique nuage d'orage. Sa traversée par un avion

grandeur est souvent périlleuse alors, que penser de nos modèles réduits ! Si vous vous trouvez un jour "aspirés" par un cumimb (abréviation de cumulonimbus) il faut sans tarder sortir les aérofreins ou descendre en vrille, sinon le planeur fait un record d'altitude mais on le récupérera peut-être en miettes...

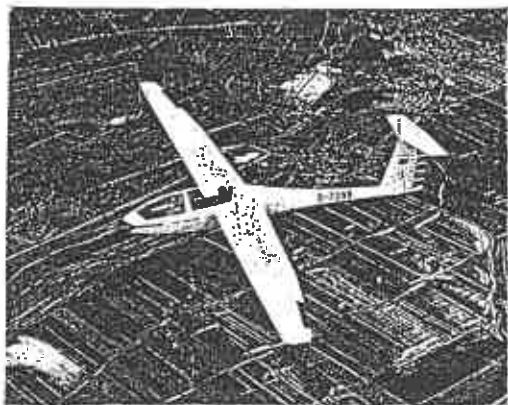
BIBLIOGRAPHIE

— *Manuel de météorologie du vol à voile*, de Bessemoulin et Viaut, éditions Blondel la Rougery 7 rue St Lazare, 75009 Paris. C'est un ouvrage que nous conseillons très vivement.

— *Météorologie Générale*, de Roche et Triplet, Ecole Nationale de la Météorologie, vendu exclusivement à la bibliothèque de la météo Nationale, 1 quai Branly, 75007 Paris.

— *Les bases météorologiques du vol à voile*, de Georgii (introuvable).

— *Cours météo programmé*, de Vaillant, S.F.A., 246 rue Lecourbe, 75015 Paris.



LOCALISATION DES ASCENDANCES THERMIQUES

N'a-t-on jamais rêvé de disposer d'un appareil permettant de voir les ascendances ! Ce serait évidemment parfait pour faire du vol à voile. Malheureusement (ou heureusement, car en fait cela ôterait tout son attrait au vol à voile) cet appareil n'existe pas à l'heure actuelle. Il y a bien eu des tentati-

ves pour "visualiser" les thermiques, mais les solutions ne sont ni très pratiques, ni efficaces à 100% : les générateurs de fumée qui permirent de voir quelques ascendances se déclenchant du sol. D'ailleurs, cela se pratique toujours en vol à voile grandeur ; il est bien connu que nos braves paysans font des feux de chaume pour nous fabriquer et nous baliser de bonnes pompes !

Les machines à "bulles de savon" et les bandes de papier métallisé (mylar aluminisé) au sommet d'une perche, utilisées par les amateurs de vol libre, ainsi que les "thermistors", thermomètres très sensibles permettant de mesurer les faibles variations de température correspondant au déclenchement des thermiques.

Le fait que ces appareils n'ait pas connu le succès démontre que les ascendances sont très difficiles à détecter surtout pour nous modélistes, car le plus souvent nous exploitons les thermiques de basses-couches, qui sont les moins bien organisés et rarement balisés par un nuage.

Pour savoir où aller chercher la pompe, il n'y a qu'une solution : faire travailler son cerveau. Il faut intégrer de nombreux paramètres, des observations, des connaissances aéroplogiques et de l'expérience, beaucoup d'expérience. Le "flair" des pilotes dits "moustachus", c'est cela. C'est également cette raison qui a fait qualifier le vol à voile de... "vol cérébral".

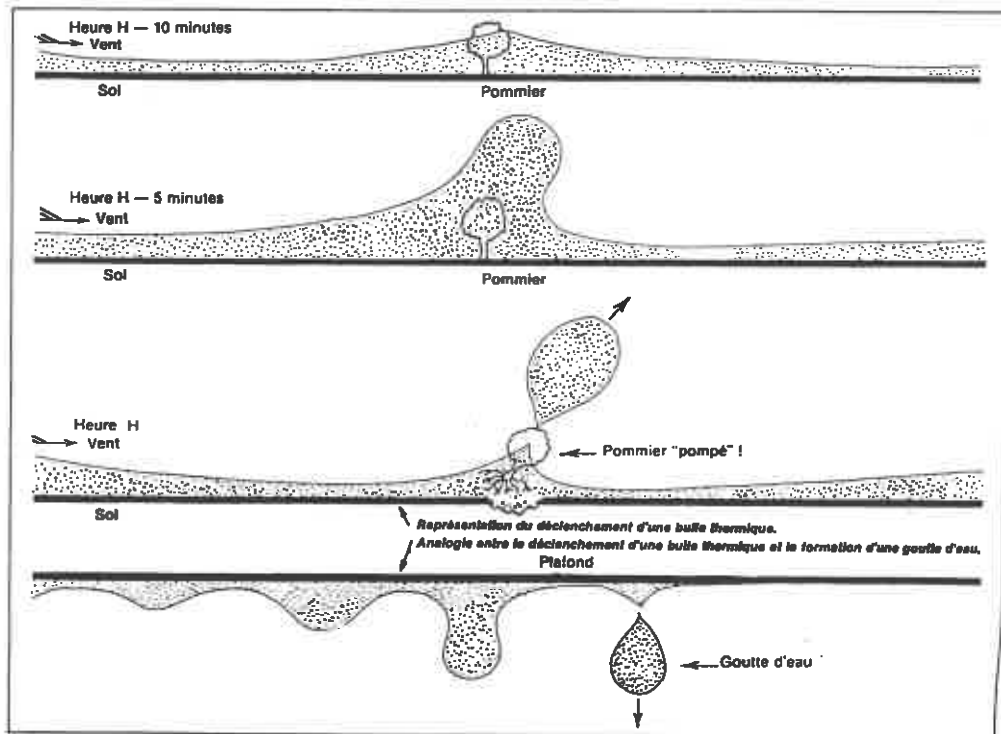


Fig. 16

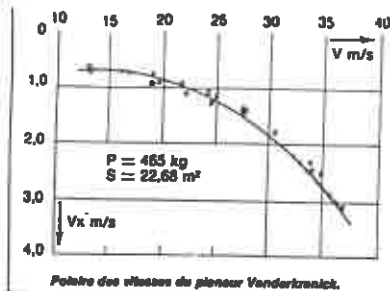


Fig. 17

Nous nous proposons donc d'étudier les différents paramètres conditionnant la formation des ascendances, ainsi que quelques phénomènes caractérisant le déclenchement des thermiques.

ORIGINE ET FORME DES THERMIQUES

Précédemment, nous avons vu que les mouvements de convection thermique ont pour but de transmettre l'énergie solaire captée par le sol, à une couche importante d'atmosphère (11 km environ d'épaisseur). Ces mouvements sont caractérisés par des ascendances d'air chaud assez bien localisées, compensées par des descendances d'air froid à la périphérie.

D'autre part, des descendances et ascendances de grande amplitude (plusieurs centaines ou milliers de mètres) ne peuvent se produire que lorsque l'atmosphère est instable. L'atmosphère sans la convection, tend à devenir instable : les couches supérieures se refroidissent parce qu'elles rayonnent plus d'énergie vers l'espace et la terre qu'elles n'absorbent d'énergie solaire. Les couches inférieures s'échauffent fortement au contact du sol qui absorbe la majeure partie du rayonnement solaire.

Les mouvements de convection tendent donc à annuler cette instabilité en transportant de l'énergie du sol vers les couches d'air supérieures.

Ainsi, les ascendances prennent naissance dans ce que l'on appelle la couche limite thermique, cette mince pellicule d'air (environ 0,5 à 15 m) qui s'échauffe au contact du sol, par conduction.

A titre d'information, cette couche limite dont les caractéristiques diffèrent notablement de celles des couches adjacentes, en particulier la densité et l'indice de réfrac-

tion, est aussi la cause des phénomènes de mirage et de miroitement au ras du sol.

Très curieusement, cette couche limite thermique surchauffée au ras du sol, qui devrait être particulièrement instable, nécessite un petit "coup de pouce" extérieur pour se disloquer et émettre des "bouffées" d'air chaud : les ascendances. Cette aide extérieure peut être apportée par des différences de température, des obstacles, des terrains de rugosité différentes. Ce sera l'objet des prochains chapitres.

Lorsque la couche limite est suffisamment épaisse et que ce coup de pouce est donné, une "particule" d'air chaud se forme, s'élève et finit par se détacher du sol. Ce phénomène est compara-

ble à celui qui se produit sous un plafond ayant une gouttière, à la différence que, dans l'atmosphère, il se produit de bas en haut, et non pas de haut en bas (fig. 16).

Si ce processus de formation fait bien penser à une bulle (d'où le nom) il faut toutefois bien se garder d'imaginer toutes les ascendances sous la forme d'un beau ballon bien sphérique, ce serait une grave erreur. Elles ont en effet les formes les plus étranges, sauf sphérique. Peu de mesures ont été faites à ce sujet mais on comprend intuitivement que la forme de l'obstacle qui a causé le déclenchement de la bulle, la turbulence, les différences de température... influent sur les dimensions, la forme et la puissance de l'ascendance.

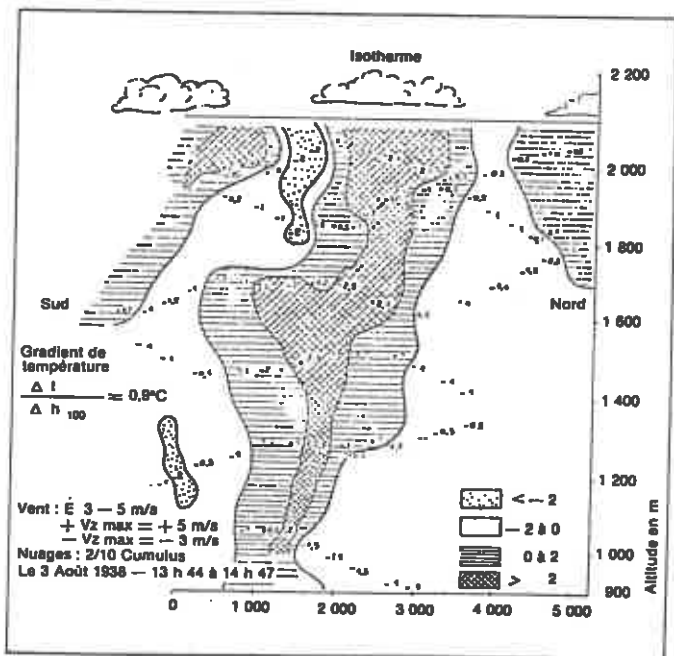


Fig. 18 - Champ de vitesses verticales sous des cumulus optels.

Pour fixer les idées sur la grande variété de contours des thermiques, voici quelques exemples de mesures faites en 1937 et 38 au moyen d'un planeur type Kranich muni, entre autres, d'un enregistreur de vitesses horizontales, vitesses verticales, pression atmosphérique statique et d'accélération verticales (Fig. 18, 19 et 20).

Au vu de ces exemples, on comprend mieux pourquoi, même lorsque l'on s'applique à spiraler correctement et bien circulairement dans une ascendance que l'on croit avoir "centrée", le planeur monte, descend, se fait chahuter ou même "éjecter" de la pompe. La seule méthode possible d'exploitation des thermiques consiste donc à spiraler plus ou moins serré, afin d'obtenir une valeur moyenne de montée la plus forte possible et dans la plupart

des cas sans tenir compte du "contour" exact du thermique.

Sur ces trois exemples, nous voyons également que les bulles peuvent se succéder à intervalles plus ou moins réguliers (Fig. 19) ou même former une sorte de "cheminée" allant du sol jusqu'au nuage (Fig. 18). Cette périodicité d'émission thermique est fonction du lieu considéré (d'où l'intérêt de bien connaître son terrain de vol) ainsi que de l'ensoleillement.

En effet, après le départ de chaque bulle, la couche limite perd une "certaine" quantité d'air chaud, ce qui l'amincit sur une "certaine" distance alentour (navré de ne pouvoir être plus précis, mais c'est impossible). La couche limite s'épaissit ensuite plus ou moins vite et peut donc émettre une nouvelle bulle en fonction :

— de la facilité avec laquelle le sol peut s'échauffer

— de la puissance du rayonnement solaire reçu. Ce dernier est lui-même fonction de la limpidité de l'air, de l'heure, de l'inclinaison du soleil selon le relief et selon la saison. A noter à ce sujet que, bien que l'ensoleillement soit très faible en hiver, il existe tout de même fréquemment des ascendances lorsque le soleil daigne se montrer. Elles sont simplement généralement moins fortes, moins fréquentes et surtout montent moins haut (rarement au-dessus de 600 à 800 m, au lieu de 2 000 à 3 000 en été).

Cette période entre chaque ascendance est en moyenne de 15 à 20 minutes, mais dans certaines conditions, cela peut être moins, par exemple quelques minutes seulement (cas des très petites bulles). Ce sont ces thermiques très rapprochés dans le temps que l'on croit être des "cheminées ascendantes". En fait, les véritables cheminées thermiques sont assez rares. A ma connaissance, il n'y a que quelques cas où cela est possible :

— sur un relief, lorsque l'air chaud remonte une pente bien exposée au vent et au soleil. Nous étudierons ce cas dans l'étude des brises.

— certains thermiques dits de restitution qui se produisent le soir, qui durent effectivement assez longtemps et sont très réguliers.

— sous les cumulus fortement développés, avec précipitations de pluie ou de grêle et orage (éclairs). Effectivement, nous avons vu précédemment que lorsqu'un nuage se forme, la condensation de la vapeur d'eau en eau ou en glace libère beaucoup de chaleur, ce qui a pour conséquence de "régénérer" une ascendance et d'amplifier sa vitesse verticale. Cela crée une aspiration sous le nuage et si ce nuage est très développé (atmosphère instable) il peut même aspirer directement l'air chaud du sol à ses alentours à mesure qu'il avance (car il est emporté par le vent, comme une montgolfière).

Cet effet est renforcé lorsque le nuage est accompagné de précipitations, car l'air, à l'arrière du nuage, est en plus refroidi par l'évaporation de la pluie (Fig. 21).

Les gros cumulus et les cumulonimbus sont donc gigantesques

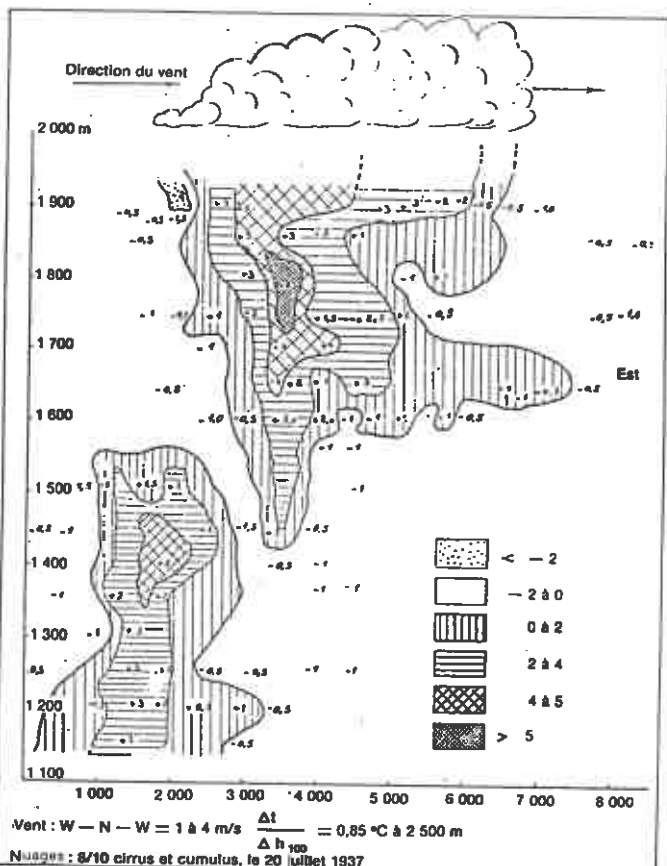


Fig. 19 - Champ de vitesses verticales dans des bulles thermiques et sous un cumulus associé à une de ces bulles.

"aspirateurs à air chaud". Sous les tropiques, cela devient très dangereux car il peut alors se former un magnifique cyclone, qui aspire non seulement l'air chaud, mais aussi les maisons, les voitures... les planeurs...

Revenons à nos modestes ascensions des latitudes tempérées, qui sont souvent bien loin d'être des cyclones, leur origine thermique nous conduit, pour pouvoir le détecter, à étudier les paramètres aérologiques suivants.

INFLUENCE DE LA NATURE DU SOL

Différents facteurs interviennent dans l'échauffement des sols.

L'Albedo

Comme tout corps qui reçoit un rayonnement, la surface terrestre absorbe une partie du rayonnement solaire et renvoie le reste vers l'atmosphère, par réflexion et diffusion.

On appelle "albédo" le rapport de cette énergie réfléchie à l'énergie solaire reçue.

$$a = \frac{R_r}{R_s}$$

R_r = rayonnement réfléchi
 R_s = rayonnement solaire reçu

Il est à noter que l'albédo d'une même matière varie fréquemment avec l'angle d'incidence du rayonnement et sa longueur d'onde. Voici quelques exemples d'albédos moyens, pour différents corps naturels.

- Neige fraîche : 0,8 à 0,9
- Neige ancienne : 0,5 à 0,7
- Pierres - rochers : 0,15 à 0,25
- Sol cultivé : 0,07 à 0,14
- Forêts : 0,06 à 0,20
- Herbes - cultures : 0,12 à 0,25
- Mer : 0,05 à 0,40

Pratiquement, cela signifie que les sols sombres (champs labourés, tourbe, prairies, routes, ...) absorbent plus d'énergie que les sols très clairs (pierres, neige, ...). Les sols sombres devraient donc s'échauffer plus que les sols clairs... si d'autres paramètres n'intervenaient pas.

L'humidité du sol

L'eau nécessite une grande quantité d'énergie pour que sa

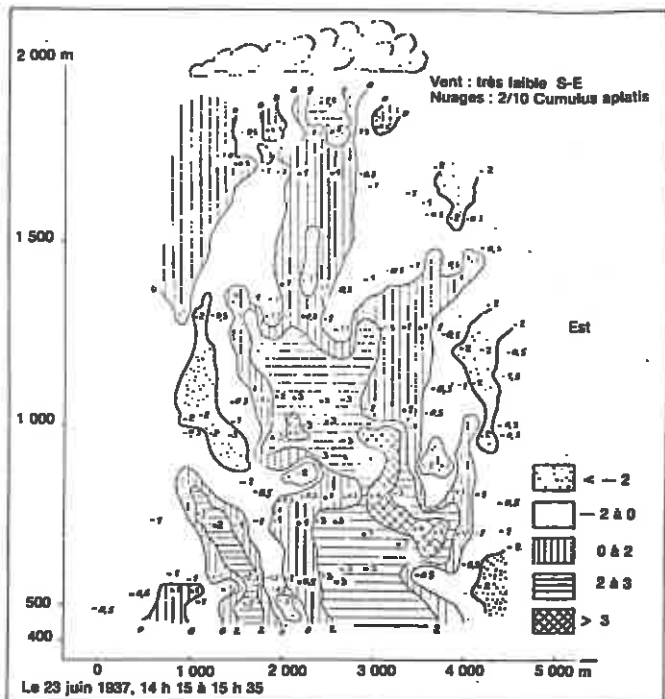


Fig. 26 - Mouvements thermiques typiquement mal organisés.

température augmente ainsi que pour changer d'état (vapeur ↔ liquide → solide). La présence d'eau dans un sol confère à ce dernier ce que l'on appelle une grande "inertie thermique", c'est-à-dire que l'énergie reçue par ce sol non seulement augmente la température de ce dernier, mais aussi celle de l'eau qu'il contient et en partie fait évaporer cette eau.

Conclusion, la température d'un sol humide augmente moins vite que celle d'un sol de même nature, mais sec, tous les deux recevant, bien entendu la même quantité d'énergie.

Le revêtement du sol

Le sol est le plus souvent recouvert de végétation, qui consomme également une bonne partie de l'énergie solaire, essentiellement pour réaliser la photosynthèse et la transpiration des feuilles.

A titre indicatif, certaines végétations peuvent absorber jusqu'à 50 % du rayonnement solaire reçu.

Par contre, lorsque les plantes sont sèches et qu'elles ne réalisent plus la photosynthèse (production

de matière organique et d'oxygène à partir du gaz carbonique), elles n'absorbent que très peu d'énergie pour leur croissance, aussi le rayonnement solaire augmente-t-il presque exclusivement la température du sol et des "feuillages".

Le blé en est un exemple typique : très absorbant d'énergie lorsqu'il est vert, il constitue, l'un des sols les plus chauds en été lorsqu'il est bien mûr et que la moisson approche.

Lorsque la végétation ne couvre pas complètement le sol (vigne,...) l'énergie solaire est captée dans des proportions variables par le sol lui-même et par les plantes; la température de l'ensemble est alors intermédiaire entre celle d'un sol nu et celle d'un sol complètement recouvert de végétation.

Conductivité thermique du sol

Les sols sont plus ou moins bons conducteurs de la chaleur selon leur nature géologique. L'épaisseur sur laquelle un sol s'échauffe est proportionnelle, pour une quantité d'énergie donnée arrivant à sa

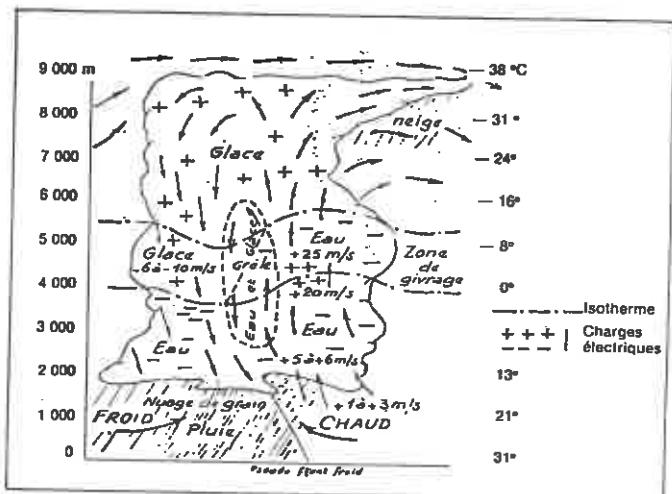


Fig. 21 - Structure d'un cumulus d'orage.

surface, à ce que l'on appelle sa conductivité thermique.

En conséquence, la température d'un corps ayant une grande conductivité thermique augmente moins vite que celle d'un corps ayant une faible conductivité thermique, car la "masse" de

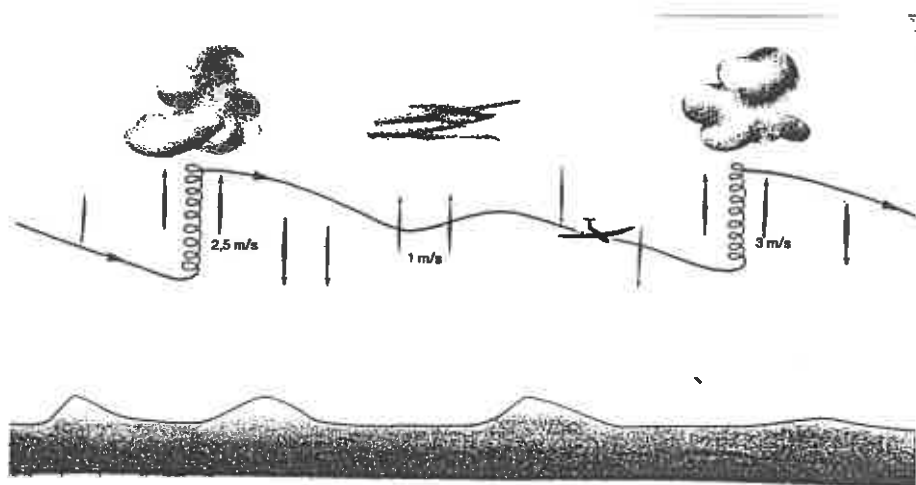
matière à réchauffer est alors plus importante.

Par exemple, lorsqu'ils sont soumis au même rayonnement solaire, un rocher s'échauffe fortement sur une épaisseur de quelques centimètres environ, alors qu'une terre labourée se

réchauffe sur plusieurs dizaines de centimètres, mais moins fortement.

Dans cet exemple, des ascensions se déclencheront plus facilement sur les rochers que sur le sol labouré. C'est d'ailleurs ce qui se produit le plus souvent, car il est effectivement connu que les rochers, bien qu'ayant un albédo en général assez élevé (rochers blancs ou gris très "réfléchissants") s'échauffent toujours fortement et donnent des ascensions en conséquence ! Ceux qui connaissent quelque peu le Semnoz le savent bien, car l'immense falaise exposée à l'ouest (nous verrons plus loin l'influence de l'inclinaison du sol) fournit des pompes étonnantes suivies d'ailleurs de descensions non moins "musclées".

Une dernière précision : la conductivité thermique peut s'estimer assez facilement, car elle est sensiblement fonction de la cohésion de la matière en question, c'est-à-dire de sa dureté.



INFLUENCE DE LA NATURE DU SOL

L'INCLINAISON DU SOL

L'inclinaison du sol est un facteur souvent oublié, mais très important en ce qui concerne l'émission de thermiques.

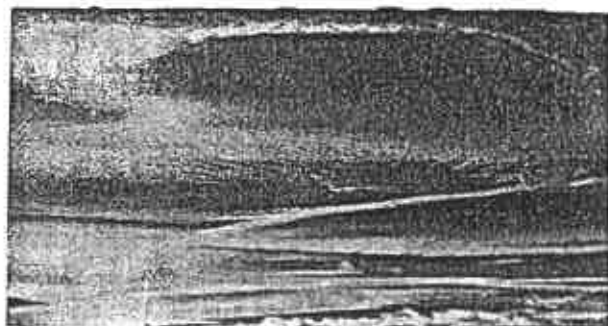
En effet, imaginons un "cylindre d'atmosphère" dont l'axe est parallèle aux rayons du soleil et dont la section perpendiculaire à l'axe a une surface S (fig. 22). Une quantité d'énergie solaire s'écoule à travers ce cylindre.

Si le cylindre frappe un plan $P1$ perpendiculaire à son axe ($\alpha_1 = 90^\circ$) la section du cylindre dans le plan $P1$ a une surface $S1 = S$. Si le cylindre frappe un plan $P2$ non perpendiculaire à son axe ($\alpha_2 < 90^\circ$) la section du cylindre dans le plan $P2$ a une surface $S2$ supérieure à $S1$. Quand $\alpha = 0^\circ$, la surface $S2$ est infinie et l'énergie captée par $S2$ tend vers 0.

L'énergie arrivant à la surface du sol est donc maximale lorsque celui-ci est perpendiculaire aux rayons du soleil, et il en va de même pour le réchauffement.

En plaine, ce facteur n'a pas beaucoup d'influence, car le sol est généralement horizontal, mais en montagne, cela devient très important : en fonction de la position du soleil, les différents versants "donnent" plus ou moins d'ascendances. C'est pour cette raison que la convection thermique dure plus longtemps en montagne qu'en plaine, pratiquement de l'aube au crépuscule, car il y a toujours quelques falaises bien exposées au soleil (pentes Est le matin, pentes Ouest le soir).

Pour nous modélistes et surtout "védépiques", cela est souvent bien utile, car les ascendances déclenchent directement sur la pente lorsque le soleil frappe cette dernière presque perpendiculairement (il peut même s'y déclencher une "brise montante", comme nous le verrons par la suite). Ce phénomène est très courant, même sur nos modestes pentes parisiennes souvent exposées au Sud-Ouest (par exemple, à Beynes).



Alto-cumulus lenticulaires.

INFLUENCE DU VENT

Lorsqu'il y a du vent, il apparaît des remous dans l'atmosphère, que l'on nomme turbulence : turbulence de frottement au contact du sol (même si ce sol est assez lisse), tourbillons derrière les obstacles (arbres, maisons) derrière les montagnes, etc. (fig. 23).

La turbulence est d'autant plus forte et intéressante une épaisseur d'atmosphère d'autant plus importante que le vent est fort et les

obstacles importants. Comme ordre de grandeur, on peut considérer que, en plaine, la turbulence intéresse une couche de quelques dizaines de mètres par vent faible (10 - 15 km/h) et quelques centaines de mètres par vent moyen (30 - 40 km/h).

Cette turbulence a pour effet de mélanger l'air en contact avec le sol, avec une quantité accrue d'air des couches situées immédiatement au-dessus. La couche limite thermique "s'épaissit". On

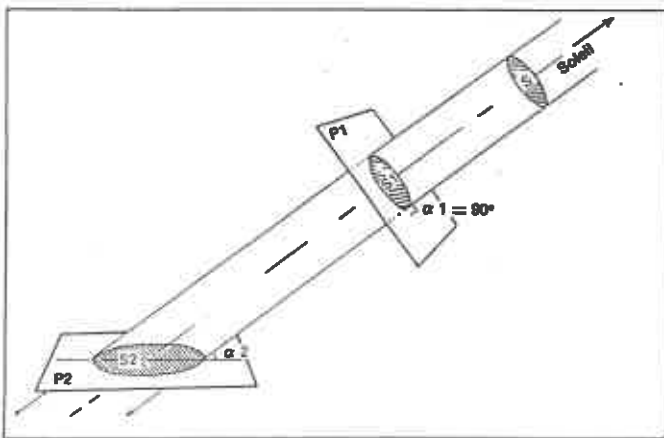
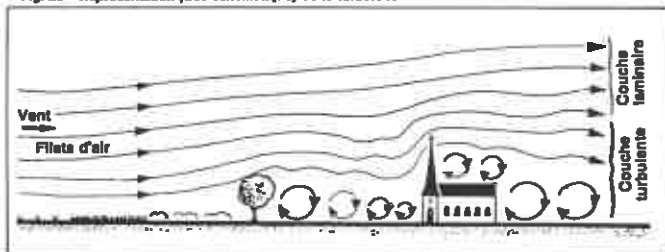


Fig. 22 - Variation de l'énergie solaire reçue en fonction de l'inclinaison du sol

Fig. 23 - Représentation (très schématisée) de la turbulence



voit donc que le sol est obligé de fournir son énergie calorifique à une quantité d'air plus grande lorsqu'il y a du vent que lorsqu'il n'y en a pas, ce qui signifie que le réchauffement de la couche limite est alors moins important.

Dans ce cas, les thermiques sont moins nombreux, moins puissants (car ils se détachent plus vite du sol) et souvent plus hachés que lorsqu'il y a peu ou pas de vent.

En vérité, il est très difficile d'être plus précis à ce sujet, car la topographie du lieu intervient beaucoup. Dans certains cas, un vent un peu soutenu aide les thermiques à se déclencher (création de l'impulsion mécanique initiale nécessaire au déclenchement) alors que dans d'autres cas, ce même vent stopperait net les ascendances... Mais, en règle générale, le vent a pour effet de désorganiser les thermiques et de les rendre plus difficilement exploitables : formes plus tortueuses à cause de la turbulence, ascendances à cause de la turbulence, ascendances couchées par le vent (fig. 24).

En montagne, le problème se complique encore car, en plus de l'apparition de la turbulence déjà citée, il se produit un soulèvement orographique qui peut au contraire favoriser la formation d'une ascendance dite "convectodynamique" (c'est-à-dire ascendance thermique déclenchée par l'ascendance dynamique de pente). En effet, au cours de son ascension le long d'une pente, l'air des basses couches peut se trouver projeté dans une couche d'atmosphère permettant l'établissement d'une ascendance thermique qui n'aurait pas pu se produire plus bas parce que le milieu y était stable (fig. 25).

A noter enfin que ce phénomène peut se produire à plus petite échelle en plaine, lorsque le sol est d'une nature assez discontinue. Par exemple, il peut exister une masse d'air froid au-dessus d'une forêt dense et humide. Cette masse, à cause de sa densité relativement plus élevée que celle de l'air alentour, peut jouer le rôle d'une pente "invisible", car des masses d'air de température différente ne se mélangent presque pas. Comme dans le cas du soulèvement orographique, l'air chaud est dévié vers le haut, au-dessus de cette masse d'air froid et s'il se trouve alors en milieu instable, il peut continuer son ascension (fig. 26).

INFLUENCE DES CONTRASTES

L'exemple précédent met en relief l'importance des "contrastes" de la nature du sol pour la localisation des ascendances. Quel que soit l'échauffement de la couche limite en fonction des différents facteurs étudiés précédemment, s'il n'existe pas de différences d'échauffement au sein même de cette couche limite, ni d'obstacles pouvant favoriser le départ des ascendances, il n'est pas possible de déterminer a priori où vont se déclencher les thermiques.

Par exemple, si une immense superficie était formée d'un champ de blé parfaitement uniforme à tous points de vue (humidité, couleur, inclinaison...), les ascendances s'y déclencheraient un peu n'importe où, à l'occasion de la moindre petite turbulence... Théoriquement, elles devraient d'ailleurs se disposer régulièrement, conformément à la circulation thermoconvective de Bénard. Dans la réalité, ces tourbillons de

Bénard ne peuvent pas se développer normalement, car il y a toujours des endroits privilégiés pour le départ des ascendances (sauf, sur des surfaces marines très uniformes).

Si l'on ne fait pas intervenir les causes mécaniques, comme le vent, la turbulence... ces endroits privilégiés sont ceux qui "contrastent" thermiquement par rapport au sol alentour, c'est-à-dire ceux qui s'échauffent le plus fortement. Ainsi, lorsqu'un champ de blé mûr est entouré de prairies bien drues, il est presque à coup sûr le siège d'ascendances.

Vu d'en haut (du planeur...), ces contrastes thermiques correspondent le plus souvent à des contrastes de couleur : notre champ de blé mûr jaune doré se distingue nettement des prairies bien vertes.

Bien que ce soit moins facile lorsque l'on est au sol, il faut donc aussi rechercher les zones de contrastes, si l'on veut trouver des ascendances.

Après une telle énumération de paramètres intervenant dans le déclenchement d'une ascendance thermique, on peut penser qu'il est bien difficile de prévoir le départ d'une bonne pompe en un point donné (et encore nous n'avons cité que le plus important...). S'il est vrai que le phénomène est complexe, il y a cependant de nombreux cas où la prévision est possible grâce à la connaissance de ces paramètres.

Autre point intéressant dans la longue étude que nous venons de voir est qu'il nous est maintenant possible de comprendre pourquoi une ascendance s'est déclenchée à un endroit précis plutôt qu'à un autre. Et, à notre avis, cette dernière méthode d'analyse constitue la meilleure forme de prévision. En effet, il est difficile de tenir compte de tous les paramètres sans en oublier un seul et surtout, de savoir lesquels sont prépondérants, si bien qu'il est fréquent de dire : "c'est là qu'il doit y avoir une pompe" et, malheureusement, on ne trouve rien !

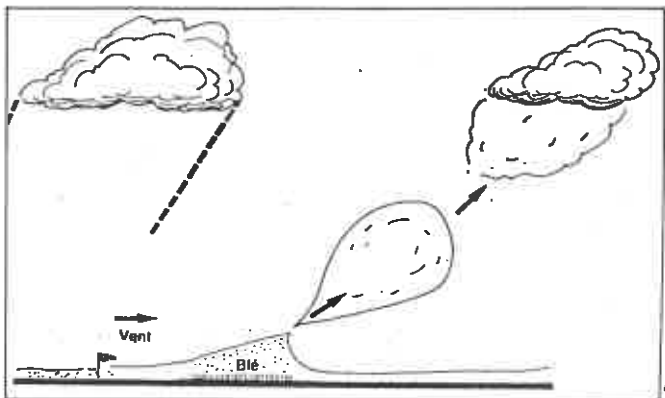


Fig. 24 - Action du vent sur les thermiques.

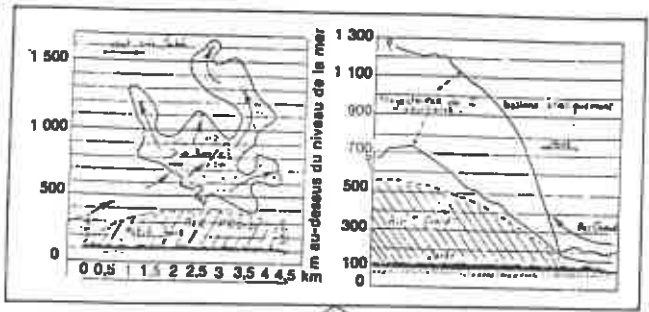
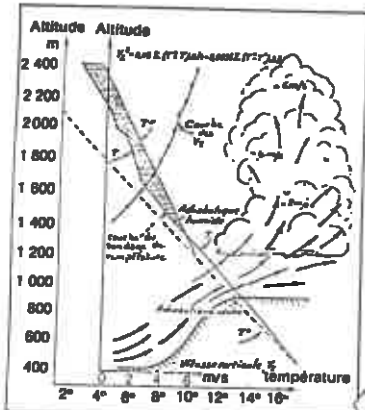


Fig. 26 - Deux exemples de thermiques créés par refroidissement au-dessus de la masse d'air froid.

Fig. 25 - Ascendance convecto-dynamique déclenchée par la relief.

Alors que si l'on constate s'être fait pomper en passant au-dessus de ce champ de blé, c'est normal, du fait que ce blé est mûr, entouré de prairies humides, que le soleil "tape fort" etc, on sait ensuite où aller pour avoir quelques chances de retrouver une autre ascendance.

Pour se familiariser avec ces connaissances aérologiques et cette "analyse" mentale, voici quelques exemples d'ascendances avec l'explication des causes de leur déclenchement.

Ascendances au-dessus des routes, parkings de super-marché, pistes...

Albédo normal ou faible; sol dur, imperméable, ne contenant pas l'eau (ciment, bitume...), pas de végétation, faible conductivité thermique. L'énergie réchauffe seulement une faible épaisseur de matière.

Ascendances au-dessus des hangars d'aérodrome...

Albédo faible (hangars rouillés ou sales); pas d'eau, grande conductivité thermique s'ils sont métalliques, mais l'épaisseur de la tôle étant faible, la quantité de matière à échauffer est faible.

Normalement, pas de végétation pendant on en a déjà vu...), ils terminent l'impulsion initiale de déclenchement des bulles, s'il y a du vent, par "ascendance" de l'air sur le mur et le toit exposés au vent et créant une zone tourbillonnaire "sous le vent" du hangar, produisant ainsi un coin d'air mort s'échauffant plus facilement.

Ascendances au-dessus de fermes, villages, villes...

Albédo faible ou moyen (toitures rouges, noires, routes bitumées) pas d'eau; trop ou peu de végétation; faible conductivité thermique (pierres, bitume, ciment...); effet de "piège à air" créé par l'enchevêtrement des bâtiments et diminution du vent pour la même raison; dégagement de chaleur par les automobiles, les humains ...

Ascendances au-dessus de clairière au milieu d'un bois

Albédo relativement plus fort que celui de la forêt, la cause principale en est la moindre humidité et végétation.

Ascendances créées par falaise ouest, au Semnoz

Effet d'ascendance de pente accentué l'après-midi (bien que les rochers soient clairs : gris blancs, à fort albédo) par la faible conductivité thermique des rochers; rayons du soleil presque perpendiculaires à la falaise; faible humidité et végétation, contrastant avec la forêt du pied et les herbages du sommet.

Manque d'ascendance sur la neige

Albédo très élevé (au moins 80% de réflexion du rayonnement solaire); surface aqueuse : toute l'énergie captée est absorbée pour le changement d'état de la neige, fusion ou sublimation. L'air ne s'échauffe donc pas, puisqu'il ne reste pas d'énergie.

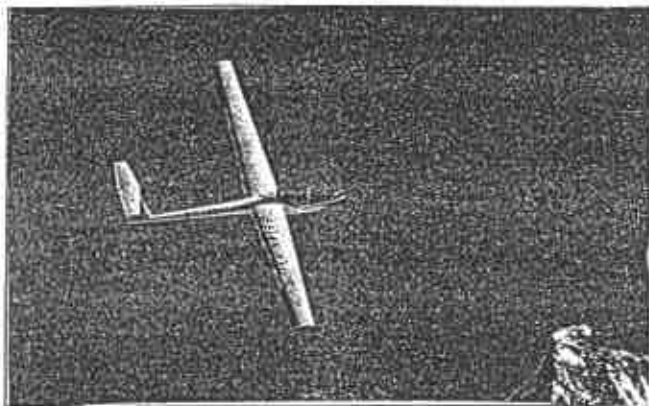
Nous terminerons ce chapitre en traitant le cas particulier des thermiques de restitution.

Les sols à grande inertie thermique (sols humides, meubles, couverts de végétation...) sont longs à s'échauffer dans la journée, mais sont également longs à se refroidir le soir. Il arrive donc que, au coucher du soleil, ces zones qui étaient le siège de descendances dans l'après-midi, deviennent génératrices d'une ascendance assez continue (parfois pendant une demi-heure), large, très calme et de faible vitesse verticale (environ 0,5 à 1 m/s).

On nomme cela un "thermique de restitution" ou "thermique du soir", car il s'agit bien d'une sorte de restitution de la chaleur emmagasinée par le sol durant la journée.

Le plus fréquemment, cela se produit au-dessus des petits bois, des étangs, des marécages, des serres (comme il y en a beaucoup dans le midi), lorsqu'ils contrastent avec les sols voisins devenus plus froids qu'eux (champs de blé fauchés, pierres,...).

A signaler enfin qu'une sorte de restitution peut se produire en pleine journée lorsque le soleil est masqué brutalement par un banc de nuages (arrivée d'un orage, par exemple). L'ensoleillement étant interrompu, la convection s'arrête net, sauf pendant quelques instants, aux endroits qui "restituent".



DETECTION DES ASCENDANCES THERMIQUES

En plus de la prévision "a priori" du site de déclenchement d'une ascendance, soit le départ d'une bulle, soit son passage, grâce aux différents phénomènes qui y sont associés. Et heureusement pour nous modélistes, c'est un peu plus facile que la localisation.

Différences de température de l'air ambiant

Peut être s'est-on déjà demandé pourquoi les gens qui pratiquent le vol libre (Wak, coupe d'hiver, planeur...) ont souvent des tenues légères (en été, bien entendu) : c'est pour essayer de "sentir" le passage des ascendances.

Si l'on a la peau sensible, il est effectivement possible de sentir :

— qu'une "bouffée d'air chaud" est en train de passer si l'on est tout près du lieu où une ascendance vient de se détacher du sol et dans la direction où le vent l'emporte. Evidemment, si la bulle s'est détachée depuis longtemps lorsqu'elle passe à la verticale de l'observateur, ce dernier ne sent plus rien, car le thermique n'a plus de liaison avec le sol.

— que l'air devient plus chaud (1 ou 2 degrés) et plus calme, si l'on est à l'endroit exact où une bulle thermique se forme.

Tout cela, les spécialistes du vol libre le connaissent bien et il serait intéressant qu'ils nous communiquent un peu de leur expérience, car en ce domaine, les pilotes ont encore beaucoup à apprendre.

Par contre, nous pouvons affirmer par expérience que sur une

penne, on "sent" très nettement le passage de la pompe lorsque cette dernière se déclenche sur ladite penne et c'est normal : si l'air est suffisamment instable pour permettre la convection de grande amplitude, cela signifie que la différence de température entre l'air ambiant et celui de la bulle augmente avec l'altitude, donc se "sent" plus en altitude qu'au ras du sol.

En effet, cet été, au Semnoz, il était très aisé de sentir le passage des ascendances et souvent même de les "voir", car elles condensaient avant d'arriver à notre niveau en formant des petits cumulus très diffus et très tourmentés.

Cette sensation de chaud que l'on ressent au passage de la bulle, et de "frais" ensuite, est renforcée par l'effet du vent.

Le vent thermique

Il est possible d'assimiler chaque ascendance à une "minidépession". D'une manière très simpliste, on peut dire en effet que lorsque l'air chaud commence à s'élever, il crée un "vide partiel" à l'endroit où il se trouvait auparavant, c'est-à-dire qu'il crée une petite dépression, au sens météorologique du terme.

A cela s'ajoute d'ailleurs théoriquement le fait que cet air relativement chaud par rapport à l'air ambiant est moins dense et la pression au sol est donc un peu plus faible... mais c'est vraiment négligeable.

Entre la dépression ainsi créée et la haute pression (relativement) de l'air environnant s'établit alors une circulation d'air, que

nous appellerons "vent thermique" (bien que ce terme ait une autre signification en météorologie pure) de la haute vers la basse pression. Si la terre ne tournait pas, l'air irait tout droit des hautes vers les basses pressions (fig. 27); mais elles tourne... Et cela a pour conséquence de faire apparaître une force déviatrice appelée Force de Coriolis, qui tend à dévier vers la droite tout corps se déplaçant dans l'hémisphère Nord (et vers la gauche dans l'hémisphère Sud). La force de Coriolis est maximum aux pôles et nulle à l'équateur.

CONSEQUENCES

Dans l'hémisphère Nord, l'air tourne :

— autour des centres de haute pression dans le sens des aiguilles d'une montre.

— autour des dépressions dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

Dans l'hémisphère Sud, c'est exactement le contraire.

Sous une autre forme, on peut dire qu'un observateur placé face au vent dans l'hémisphère Nord a les basses pressions à sa droite et les hautes pressions à sa gauche. Cette règle est connue sous le nom de loi de Buys Ballot.

Elle s'applique non seulement aux grands courants atmosphériques, (c'est-à-dire le vent normal, appelé vent du gradient par les météorologistes, sous entendu gradient de pression), causés par l'existence des dépressions et des anticyclones atmosphériques (hautes pressions, ainsi nommées par opposition aux cyclones qui sont de très fortes dépressions), mais elle s'applique également aux petites dépressions créées par les thermiques, d'où le nom de vent thermique.

Une petite précision cependant en ce qui concerne ce vent thermique. Comme c'est une circulation d'air au ras du sol (jusqu'à quelques dizaines de mètres de hauteur) elle est soumise à la force de frottement par turbulence.

La combinaison de cette force avec les autres crée une certaine convergence du vent vers le centre de la dépression. Comme d'autre part, la dépression provoquée par un thermique est faible, quoique très localisée, le vent thermique est faible également. La force de Coriolis étant proportionnelle à la

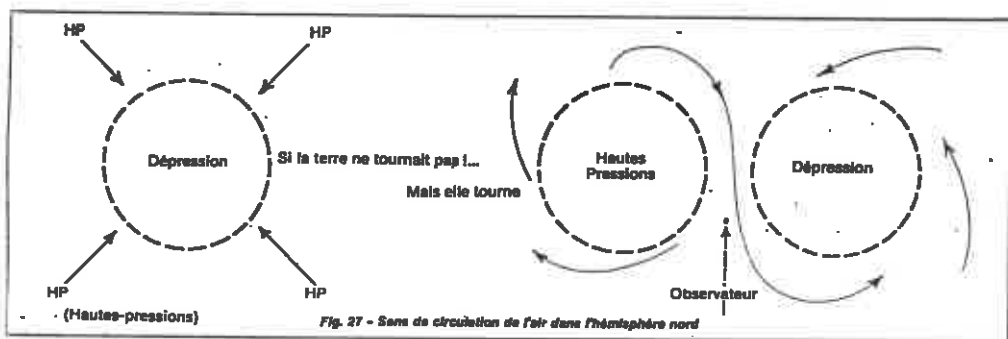


Fig. 27 - Sans de circulation de l'air dans l'hémisphère nord

vitesse de déplacement, elle est donc peu puissante pour la même raison.

En tenant compte de ces remarques, on peut considérer que lorsqu'un thermique se déclenche, le vent qu'il crée converge vers lui sous un angle de 45° environ, tout en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (fig. 28).

Cette valeur de 45° est très théorique, car d'une part elle n'a jamais été vérifiée expérimentalement et d'autre part, la faible puissance des forces qui entrent en jeu a pour conséquence que des paramètres extérieurs peuvent influencer notablement sur cette valeur : par exemple, présence d'obstacles au vent créés par un petit bosquet, un groupe de maisons...

Donc, ne pas s'en rapporter aveuglément à cette valeur, mais plutôt essayer de déduire dans quelle direction approximative une bulle vient de partir, en "affinant" la localisation en fonction des paramètres traitant de la nature du sol et des contrastes.

Enfin, il ne faut pas oublier que le vent thermique se combine avec le vent normal (appelé comme nous l'avons indiqué plus haut vent du gradient).

En pratique, cela signifie plusieurs choses.

Sauts de vent caractéristiques du départ d'un thermique

A — S'il n'y a pas de vent du gradient :

— Le départ de chaque ascendance crée un "petit coup de vent"

— Si l'on est exactement à l'endroit où se forme l'ascendance, on doit normalement ressentir une impression de chaud, sans un

souffle de vent, puis un léger vent chaud quand la bulle commence son ascension; enfin, un vent un peu plus fort et plus frais lorsque le thermique s'est complètement détaché du sol.

— Si l'on n'est pas à l'endroit où se déclenche l'ascendance, son départ se traduit par un simple petit coup de vent plutôt frais. Il faut dans ce cas se dépêcher de diriger le planeur à environ 45° à gauche (théoriquement...) de la direction dans laquelle va le vent.

Ce type de temps rend généralement assez délicat le treuillage des planeurs, car la direction du vent est essentiellement variable, à moins qu'une grosse bulle se déclenche souvent et régulièrement au même endroit.

B — Si le vent du gradient n'est pas nul :

— Ce vent du gradient (Vg) est alors "modulé" par le vent thermique en fonction de l'endroit où se forme chaque ascendance, si l'ascendance se forme en amont de l'observateur par rapport au sens de Vg, ce dernier commence tout d'abord par se calmer (voire s'annuler ou même s'inverser si le vent thermique est plus puissant que lui), lorsque la bulle s'élève mais reste encore attachée au sol (fig. 29).

Lorsque la bulle se détache de la couche limite, le vent thermique disparaît et l'on retrouve Vg au bout de quelques secondes.

Si elle passe en aval de l'observateur, Vg peut même être légèrement renforcé; si elle se forme en aval de l'observateur, son déclenchement se traduit par un simple renforcement temporaire de Vg.

Toutes ces notions semblent probablement bien théoriques, mais sont néanmoins bien utiles, surtout pour déceler le moment de départ d'un thermique, lorsque

l'on connaît bien son terrain de vol et l'emplacement de la pompe de service.

Remarque : lorsque le vent au sol s'inverse dans le cas où le vent thermique est plus puissant que Vg, il faut remarquer que le vent en altitude (à partir de 50 ou 100 m) est par contre toujours Vg. Cela explique un certain nombre de treuillages difficiles, au cours desquels le planeur ne monte pas et le câble fait une belle boucle en son milieu.

Sens de rotation de l'air dans une ascendance

Nous savons que la petite dépression créée par le départ de chaque thermique cause un appel d'air et que cet air circule théoriquement autour de la dépression dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Lorsqu'une bulle se forme, elle aspire donc tout d'abord l'air chaud de la couche limite thermique, qui augmente le volume du thermique et lui confère un mouvement de rotation. Quand la bulle se détache, l'air froid qui prend sa place à lui aussi une vitesse rotationnelle, qui entretient celle du thermique. Enfin, si l'ascendance est suffisamment importante et forme une sorte de colonne, elle entraîne en altitude à sa périphérie une petite quantité d'air froid (entraînement par frottement) ce qui crée aussi une mini-dépression.

Toutes ces raisons expliquent que l'air d'une ascendance doit théoriquement tourner dans le sens dépressionnaire (et cela d'autant plus vite que l'ascendance est forte et localisée) un peu à la manière du tourbillon qui se produit dans un évier ou une baignoire qui se vide.

Une nouvelle fois, peu de recherches ont été entreprises à ce sujet.

Seules quelques observations ont été faites par des vélivoles ou des modélistes. Il en résulte que, assez fréquemment, les ascendances tournent bien "à gauche", mais le plus souvent aucun mouvement circulaire n'est sensible (ce qui ne signifie pas qu'il n'existe pas). Mais il y a eu aussi des cas où l'ascendance tournait "à droite". Ces exceptions qui confirment la règle s'expliquent assez facilement car les forces entrant en jeu sont, comme déjà indiqué, très faibles. Si un obstacle oblige, par exemple l'air à tourner initialement à droite autour de la dépression, ce mouvement peut se poursuivre, d'autant plus qu'il existe une possibilité (que l'on démontre mathématiquement) pour que la circulation autour d'une dépression s'effectue dans le sens des aiguilles d'une montre (dans l'hémisphère nord) et avec une vitesse de rotation nettement plus grande que lorsque l'air tourne dans le "bon sens". Pour les savants, précisons que ce mouvement anormal s'appelle "vent antibarique".

Ce fait a d'ailleurs été confirmé par des météorologistes, à propos des trombes et des tourbillons de poussière (les "dust devils" américains).

Ces minitornades (ou minicyclones) ne sont en fait que des ascendances, très fortes et très localisées, qui se produisent lorsque le sol est surchauffé par le soleil, sur une grande étendue assez uniforme. (par exemple désert, aérodromes, champs de blé fauchés...). Les trombes se produisent également sous certains cumulonimbus vraiment très développés, où les mouvements ascendants sont exceptionnellement puissants.

Les observations faites à ce sujet ont donc révélé qu'une proportion notable de ces tourbillons tourne dans le "mauvais sens", dans le sens des aiguilles d'une montre. Cela confirme donc bien qu'il est possible que des ascendances moins fortes puissent tourner également dans ce sens.

Cette question de sens de rotation de l'air dans les ascendances n'a pas une grande importance pour la technique du vol à voile, car les mouvements sont très faibles, parfois indécélables. Cependant, il est préférable de spiraler en sens inverse du sens de rotation de l'air dans l'ascendance, mais la difficulté est de

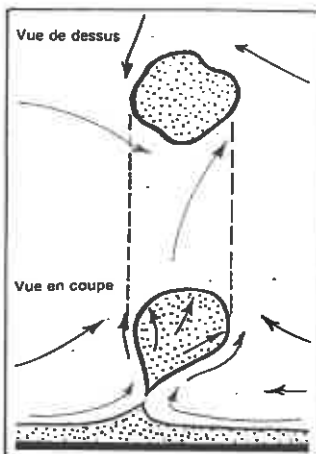


Fig. 28 - Vent thermique, vue de dessus et vue de face.

déterminer ce sens ! Il est parfois évident, notamment lorsque des papiers, des feuilles ou de la paille sont entraînés par la pompe ou lorsque des planeurs en vol spirant dans des sens différents ont manifestement des vitesses différentes (cela se voit surtout en vol libre, où les planeurs qui tournent dans le même sens que l'ascendance vont beaucoup plus vite par rapport au sol que les planeurs qui tournent en sens inverse). Mais il faut bien reconnaître que, souvent, il n'est pas facile de savoir dans quel sens spiraler. Il arrive même que les oiseaux eux-mêmes s'y perdent, car il est fréquent de voir une partie d'entre eux spiraler dans un sens et les autres dans le sens inverse, tous montant sensiblement à la même vitesse. Est-ce par jeu, par esprit de contradiction... ou bien parce que l'air ne tourne pas ? Nous n'en savons encore rien.

Visualisation des ascendances par les oiseaux

S'ils ne nous renseignent pas complètement sur le sens de rotation des thermiques, les oiseaux sont par contre des indicateurs infaillibles d'ascendances. Si on voit une buse, des corbeaux... en train de spiraler, allez avec eux et imitez-les, vous serez alors parfaitement centrés dans la pompe. Peut-être ne monterez-vous pas aussi bien qu'eux (c'est même sûr) et peut-être descendrez-vous ! C'est parce que les oiseaux "pilotent" mieux, sont plus maniables et spiralent donc plus serré et ont

une vitesse de chute plus faible que celle du planeur.

Les oiseaux utilisent les courants ascendants pour satisfaire à différentes conditions.

— Les oiseaux dits "voiliers", comme les buses, les aigles, les vautours... utilisent ces courants pour voyager (c'est réellement du vol à voile) et pour rester à une altitude assez importante, afin de localiser une éventuelle proie au sol.

— Certains, comme les corbeaux, semblent utiliser ces courants ascendants pour voyager aussi, mais surtout semble-t-il pour se divertir. Par exemple, nous nous rappelons avoir vu des corbeaux faire du vol de pente pendant 5 ou 10 minutes, en vol rigoureusement stationnaire devant un mur de seulement 4 ou 5 mètres de haut. Après avoir bien "crossé", ils se posaient à nouveau sur le mur pour laisser la place aux autres. Dans d'autres cas, ils utilisent également une bonne pompe pour effectuer tout un programme de voltige.

— Enfin, les hirondelles et les martinets utilisent les ascendances comme des "réserves de moucheron".

En effet, lorsque le thermique part du sol, il entraîne avec lui une multitude d'insectes. C'est pour cela que l'on voit souvent en été, des dizaines d'hirondelles voltiger dans un volume d'air bien défini et monter ensuite très haut, balisant ainsi très bien les ascendances.

C'est aussi à cause des mouchérons se trouvant dans les pompes qu'il faut nettoyer les bords d'attaque des planeurs grandeur après chaque séance de vol, car ces bords en sont généralement criblés !

Cela nous remet en mémoire une "colle" posée par une monitrice de vol à voile : "Savez-vous pourquoi on trouve presque toujours une pompe au-dessus d'un troupeau de vaches bien groupé en cercle ?"

Les élèves que nous étions, avions alors répondu que ce devait être à cause de la chaleur dégagée par les animaux.

Eh bien non, collé.

C'est parce que les vaches se mettent aux endroits où se déclenchent les ascendances, afin que ces dernières les débarrassent des

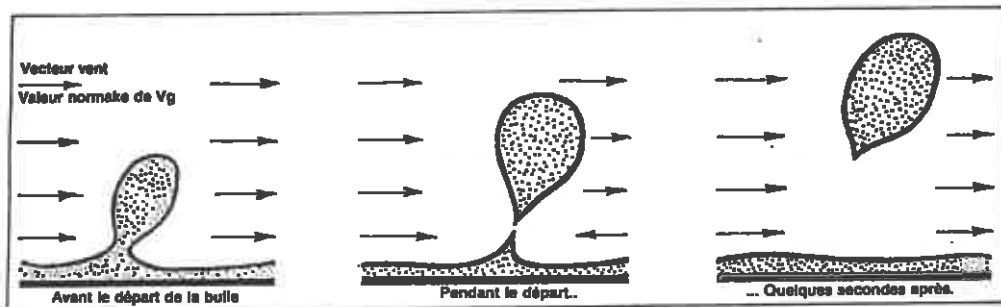


Fig. 29

mouches, taons, moustiques... (il faudrait peut être vérifier cette théorie avec nos planeurs modèles réduits).

CONCLUSION

Nous en avons fini avec les différents critères qui permettent de décaler le départ d'une ascendance.

Avec toutes ces connaissances, on doit pouvoir se tirer des situations les plus embarrassantes. Cependant, insistons encore une fois sur l'intérêt qu'il y a à bien connaître le terrain de vol ou tout au moins à observer attentivement les oiseaux, les nuages, les planeurs en vol... avant de voler à son tour. Cela évitera beaucoup de départs et de vols entiers dans la descendance.

Terminons par une remarque pratique, qui peut permettre de continuer un vol paraissant bien compromis. Dans certains cas, on sent qu'une ascendance est en train de se déclencher, mais le planeur descend tout de même ou reste au même niveau sans qu'il soit possible de monter. Souvent même, le planeur est chahuté et il est difficile de le faire spiraler convenablement. C'est alors le signe qu'une bulle thermique se forme, mais n'a pas encore suffisamment de force pour se détacher du sol. La turbulence que l'on ressent est due au bouillonnement qui se produit dans la couche limite, que l'on peut d'ailleurs voir en regardant l'horizon (ce dernier est flou, les images dansent... c'est ce que l'on nomme la scintillation ou le papillotage).

Il suffit alors de fournir très peu d'énergie pour faire partir cette bulle. C'est ce que font les amis du vol libre, en s'agitant tous au-dessous des planeurs qui stagnent à quelques mètres du sol ! A force de produire de la turbulence, ils arrivent parfois à déclencher l'ascendance juste à temps et le planeur remonte. En planeur R.C., il doit être possible d'obtenir le même résultat en agitant l'air chaud, afin de lui fournir ce que nous appelons plus haut, l'impulsion mécanique initiale, indispensable au départ des ascendances.

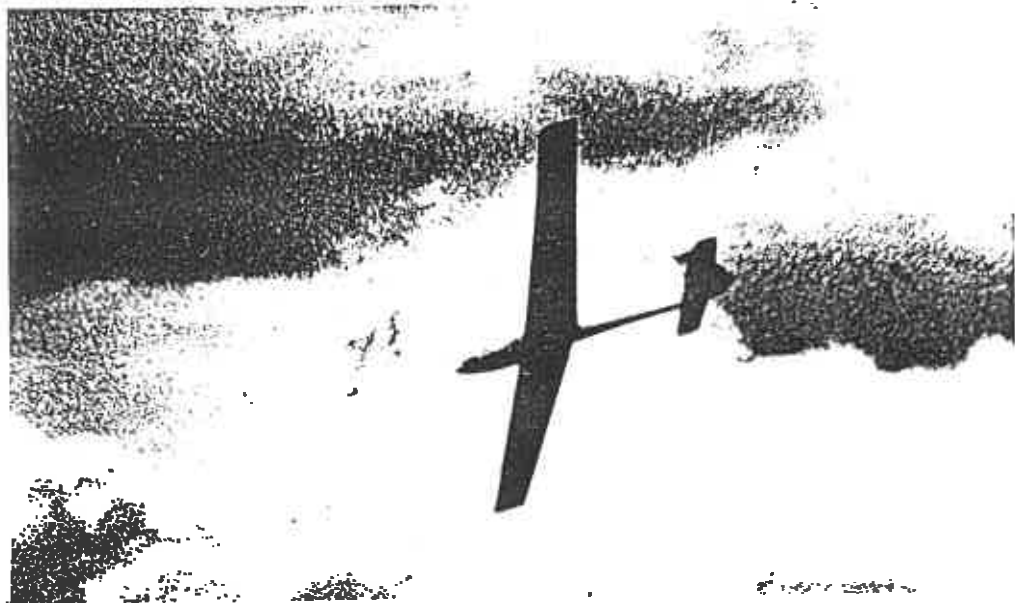


TABLEAU DES NUAGES

NOM ET COMPOSITION	CARACTÉRISTIQUES	INDICATIONS
<p><i>Cirrus</i> (Ci).</p> <p>Cristaux de glace.</p>	<p>passent devant le soleil, ils affaiblissent à peine son éclat. Lorsqu'ils sont épais, ils diffusent la lumière de l'astre comme le ferait un écran de verre dépoli. Avant ou après le soleil, ils se teintent parfois de rose ou de rouge et s'éteignent plus tard que les autres nuages.</p>	<p>En transformation incessante : <i>Marge</i> d'un système nuageux ; on échappera au mauvais temps. Floconneux ou irréguliers, épais, opaques. Système nuageux <i>orageux</i>, donc temps à orage dans la région.</p>
<p><i>Cirrocumulus</i> (CiCu).</p> <p>Gouttelettes d'eau ou cristaux de neige.</p>	<p>Petites balles ou petits flocons blancs à peu près sans ombres, qui sont disposés en groupes et souvent en files. On les désigne vulgairement sous le nom de « moutons » (ciel moutonné). Ils rappellent les rides que présente le sable des plages.</p>	<p>Se rencontrent dans le <i>front</i> des systèmes nuageux dépressionnaires et présagent, par conséquent, vent ou pluie ; <i>quelquefois en marge</i> : le mauvais temps passe alors à côté du point d'observation.</p>
<p><i>Cirrostratus</i> (CiSt).</p> <p>Cristaux de glace.</p>	<p>Voile fin, blanchâtre, tantôt tout à fait diffus et donnant seulement au ciel un aspect blanchâtre, tantôt montrant plus ou moins nettement la structure fibreuse de filaments embrouillés. Le CiSt ne supprime pas les ombres portées des objets sur le sol.</p>	<p>Voile de cirro-stratus continu (<i>front</i> de système nuageux dépressionnaire, donc : pluie prochaine).</p>
<p><i>Alto-cumulus</i> (ACu).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Lamelles ou balles plus grosses que les cirro-cumulus, blanches ou grisâtres avec des parties ombrées, disposées en groupes ou en files, et rouleaux suivant une ou deux directions, souvent si serrées que leurs bords se rejoignent. Apparence connue sous le nom de <i>ciel pommelé</i>.</p>	<p><i>Marge</i> d'un système nuageux dépressionnaire, donc : le mauvais temps passe à côté du point d'observation sans l'atteindre.</p>

NOM ET COMPOSITION	CARACTÉRISTIQUES	INDICATIONS
<p><i>Allostratus</i> (ASt).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Voile fibreux épais, de couleur grise ou bleuâtre; tantôt il est formé d'une masse compacte gris sombre de structure fibreuse; tantôt il est mince, ressemblant à un CiSt épais et laissant voir vaguement le soleil ou la lune sous l'aspect d'une lueur trouble, comme à travers un verre dépoli. Cette forme montre toutes les transitions entre l'AST et le CiSt, mais, d'après les mesures, son altitude est moitié de celle de ce dernier. L'AST résulte soit</p>	<p>Nuage caractéristique du corps de système nuageux dépressionnaire. Au centre du corps, il s'abaisse et se transforme en une couche basse appelée nimbostratus (NbSt). L'AST peut donner de la pluie faible. Il donne parfois de la neige abondante.</p> <p>de l'abaissement et de l'épaississement du CiSt, soit de la soudure d'ACu entre eux.</p>
<p><i>Strato-cumulus</i> (StCu).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Couche (ou bancs) composée de galets ou bourrelets, les plus petits éléments de la couche encore disposés régulièrement étant assez gros, fous et gris, avec parties sombres.</p>	<p>En toutes saisons : dans les trains de systèmes nuageux dépressionnaires et dans les systèmes orageux.</p> <p>En hiver, dans les intervalles entre systèmes nuageux. Ces nuages tendent pas à la pluie.</p>
<p><i>Stratus</i> (St).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Couche nuageuse uniforme, analogue à un brouillard, mais qui ne repose pas sur le sol. Ne donne jamais de pluie, mais parfois de la bruine, c'est-à-dire une précipitation composée de très petites gouttes serrées.</p> <p>Fréquemment, le stratus est un nuage local et, lorsqu'il se déchire, on aperçoit le bleu du ciel.</p>	<p>Nuage local dans les intervalles entre deux systèmes nuageux. C'est une sorte de brouillard ne touchant pas le sol et pouvant donner de la bruine. Le stratus est dû à une inversion de température à son altitude.</p>
<p><i>Nimbostratus</i> (NbSt).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Couche basse, amorphe et pluvieuse, d'une couleur gris sombre, mais comme faiblement illuminée par l'intérieur. Quand elle donne de la précipitation, c'est sous forme de pluie ou neige continue. Elle se double souvent de</p>	<p>Corps, donc pluie continue ou neige.</p> <p>nuages très bas, déchiquetés (nimbus ou fracto-nimbus), comme on en remarque après les orages.</p>

NOM ET COMPOSITION	CARACTÉRISTIQUES.	INDICATIONS
<p><i>Cumulus</i> (Cu).</p> <p>Gouttelettes d'eau.</p>	<p>Nuages épais, à développement vertical, dont le sommet forme dôme et est garni de protubérances arrondies, tandis que la base est presque horizontale.</p> <p>Deux espèces remarquables : 1° <i>Cumulus humilis</i> : cumulus peu développés en hauteur. Ils s'observent généralement par beau temps, se développent par temps clair et doivent leur naissance aux courants diurnes de convection ; ils apparaissent le matin, se gonflent ensuite et se résorbent plus ou moins en fin de journée ;</p>	<p><i>Cumulus humilis</i>. Intervalle entre systèmes nuageux, donc beau temps.</p> <p><i>Cumulus congestus</i>. Trains, donc mauvais temps, mais sans fortes précipitations.</p> <p>2° <i>Cumulus congestus</i> : cumulus très gonflés, bourgeonnants, dont les dômes ont l'aspect de chou-fleur.</p> <p>Même très développés, les cumulus ne donnent que de faibles précipitations.</p>
<p><i>Cumulo-nimbus</i> (CuNb).</p> <p>Gouttelettes d'eau et cristaux de glace (parties supérieures).</p>	<p>Masses puissantes de nuages, à grand développement vertical, dont les assises cumuliformes s'élèvent en forme de montagnes ou de tours, et dont la partie supérieure est de texture fibreuse et s'étale parfois en forme d'enclume.</p>	<p>Nuages caractéristiques de la <i>traine des systèmes dépressionnaires et des systèmes orageux</i>, donc averses de pluie ou de neige (parfois de grêle ou de grésil) et souvent aussi orages.</p>

Les quatre familles comprennent ainsi dix genres de nuages :

FAMILLE	ALTITUDE moyenne	FORME	GENRE
I. Nuages supérieurs.	Au-dessus de 6 000 m.	Étalés. Voile.	1. Cirrus. 2. Cirro-cumulus. 3. Cirro-stratus.
II. Nuages moyens.	De 6 000 m à 2 000 m.	Isolés ou étalés. Voile.	4. Altocumulus. 5. Altostratus.
III. Nuages inférieurs.	De 2 000 m au voisinage du sol.	Isolés ou étalés. Voile.	6. Strato-cumulus. 7. Stratus. 8. Nimbo-stratus.
IV. Nuages verticaux.	Du niveau des cirrus jusqu'à 500 m.	Isolés.	9. Cumulus. 10. Cumulo-nimbus.

E O L E



23 Rue Decamps
75116 PARIS.FRANCE

Destinataire

ÉCHELLE TERRESTRE	VENT	EFFETS DU VENT
0	Calme.	Fumées verticales. Feuillages immobiles.
1	Faible.	Sensible au visage. Remue un drapeau. Agite les feuilles.
2	Modéré.	Fait flotter un drapeau. Agite les feuilles et les petites branches.
3	Assez fort.	Agite les grosses branches.
4	Fort.	Ploie les grosses branches.
5	Violent.	Secoue les arbres. Brise les petites branches.
6	Ouragan.	Brise les grosses branches. Renverse les arbres et les cheminées.

ÉCHELLE DE BEAUFORT	VENT	VITESSE	
		m/s	km/h
0	Calme.	0 à 1	
1	Presque calme.	1 à 2	
2	Brise légère.	2 à 4	6 à 12
3	Petite brise.	4 à 6	
4	Jolie brise.	6 à 8	
5	Bonne brise.	8 à 10	27 à 36
6	Bon frais.	10 à 12	36 à 45
7	Grand frais.	12 à 15	45 à 55
8	Petit coup de vent.	15 à 18	
9	Coup de vent.	18 à 21	66 à 77
10	Fort coup de vent.	21 à 25	
11	Tempête.	25 à 30	90 à 105
12	Ouragan.	+ 30	+ de 105