



Les quelques feuillets qui suivent, sont en grande partie le résultat d'un travail de synthèse, appuyé sur quelques publications, thèses et ouvrages, citées non exhaustivement dans la partie bibliographie.

Au cours de ces lectures, il m'est apparu que l'on pouvait s'affranchir de toutes connaissances plus ou moins ardues de thermodynamique, éviter tout vocabulaire compliqué, et traiter le sujet en appliquant des règles simples, compréhensibles par tous.

Afin d'« interpréter » au mieux le fluide dans lequel se déplace le pilote de vol libre, et gagner en efficacité et sécurité dans sa pratique, celui-ci doit impérativement utiliser l'outil par excellence pour la prévision des bonnes ou mauvaises journées de vol, à savoir l'« émagramme ». Ce dernier peut être lu et appréhendé de bien des manières, de la plus rebutante à la plus simple.

Je vous propose ici, dans une première partie, d'en faire une lecture simplifiée, essentiellement visuelle, mais suffisante pour que vous décidiez, lecture faite, de mettre ou non la voile sur le dos.

En allant un tout petit peu plus loin, une deuxième partie vous montrera que ce graphique est plus riche en informations qu'il n'y paraît, et les assimiler sera utile pour « savoir » s'il y aura des ascendances, « estimer » l'altitude à laquelle on pourra monter, et se « garder » d'éventuels débordements météorologiques, à savoir les orages.

Enfin, une troisième et dernière partie, fruit d'un travail plus personnel, sera une application pondérée de ce que nous aurons appris au massif du Pilat, et nous découvrirons la complexité des « modèles numériques », la façon de les utiliser et leurs limites.

Pour ne pas alourdir ce cours, de nombreuses notions ont été simplifiées, d'autres ont été passées sous silence. Elles seront peut-être incluses dans la troisième partie.

En fin de chaque partie vous trouverez :

Un **Glossaire** contenant les termes pouvant justifier d'une définition ou explication. Ils apparaissent dans le texte en caractères gras.

Une **Bibliographie** rassemblant des références Internet où des ouvrages de la littérature qui m'ont servi ou qui apportent des compléments d'informations.

Lecture d'un émagramme - *Première partie*

Table des matières

1. Introduction	2
2. Rappels élémentaires de physique des gaz	2
3. Constitution de l'atmosphère	3
3.1. L'atmosphère vue sous l'angle de la pression	4
3.2. L'atmosphère vue sous l'angle de la température	5
3.3. L'atmosphère vue sous l'angle de l'humidité	5
4. Structure verticale de l'atmosphère	6
4.1. Radiosondages	6
4.2. Courbe d'état ou des températures	7
4.3. Courbe d'humidité ou des points de rosée	8
4.4. Vitesse et direction du vent	8
5. Les premières lectures de l'émagramme... vais-je pouvoir voler ?	9
5.1. Le vent	9
5.2. Nébulosité	9
5.2.1. Les Inversions	10
• L'Inversion de la tropopause	10
• L'inversion de rayonnement	10
• Inversion de subsidence	11
• Inversion de front	11
5.2.2. Nuages en strates	11
5.3. Absence de nuages	13
5.4. Alors ?... thermiques ou pas ?	14
Résumé	16
Glossaire	17
Bibliographie	18

1 Introduction.

Au cours de cette première partie, nous rappellerons quelques notions élémentaires sur la physique des gaz, notions indispensables si l'on veut comprendre sereinement les émagrammes. Ensuite nous aborderons l'atmosphère par ses 3 principales caractéristiques : pression, température et humidité.

Enfin, à la lumière des radiosondages, nous pourrons décrire précisément le profil vertical de l'atmosphère sur un graphique nommé émagramme, et y trouver par un simple regard un premier lot d'informations tels que le vent, la nébulosité, et les premiers indices sur la présence de thermiques.

2 Rappels élémentaires de physique des gaz.

Un gaz est constitué de molécules animées d'un mouvement aléatoire perpétuel à grande vitesse. Ces molécules se déplacent en ligne droite jusqu'à ce qu'elles entrent en collision avec une autre molécule ou une surface (Fig.1).

La température d'un gaz est due aux chocs de ses molécules entre elles (flèches rouges), et à leur vitesse.

La pression d'un gaz est due aux chocs de ses molécules sur une surface (flèches vertes), et à leur vitesse.

Lorsqu'un gaz se dilate, ses molécules s'éloignent les unes des autres. Comme la distance qu'elles ont à parcourir pour s'entrechoquer augmente, les chocs sont moins nombreux, et il en résulte un abaissement de sa pression et de sa température.

Inversement, lors de la compression d'un gaz, les molécules se rapprochent, le nombre de collisions augmente, entraînant une augmentation de pression et de température.

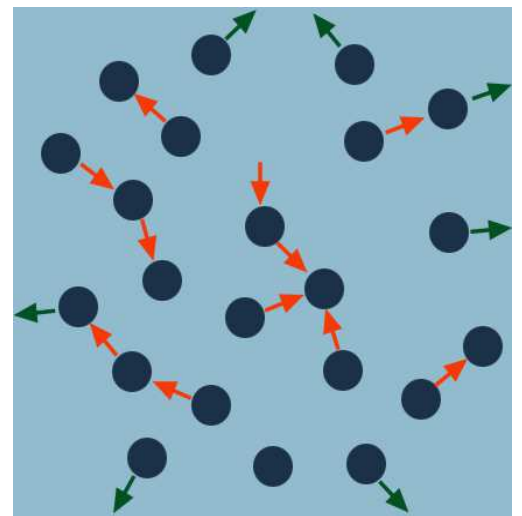


Fig. 1 Molécules de gaz dans une enceinte.
La vitesse moyenne des molécules du gaz azote est voisine de 1800 km/h. !

Un gaz s'échauffe par compression, et se refroidit par détente.

On retiendra donc 2 choses fondamentales pour la suite :

(Deux exemples simples : l'air s'échauffe quand on actionne une pompe à vélo, l'air qui sort d'un pneu que l'on dégonfle est froid).

Nous allons voir, dans le chapitre suivant, de quoi est composée l'atmosphère, et quelles en sont les caractéristiques qui seront utiles dans notre quotidien de parapentiste.

3 Constitution de l'atmosphère.

L'enveloppe gazeuse qui entoure la terre n'est, toutes proportions gardées, pas plus épaisse que la peau d'une pomme. Cette enveloppe est retenue par **gravité** et tourne avec la terre. La limite supérieure de l'atmosphère est celle où l'effet de gravité ne se fait plus sentir sur les molécules d'air. Le passage de l'atmosphère à « l'espace intersidéral » étant flou car progressif, on a fixé arbitrairement l'épaisseur limite de l'atmosphère terrestre à 1000 kilomètres.

Compte tenu de divers effets physiques (champ magnétique, gravitation terrestre, attraction lunaire, vent solaire...) son épaisseur varie en temps et en lieu.

L'air est un mélange de gaz dont les constituants principaux sont l'azote (78%) et l'oxygène (21%), le reste étant représenté par des gaz rares (Argon, néon,...), du gaz carbonique, et de la vapeur d'eau en quantités très variables.

La moitié de la masse de l'atmosphère est contenue dans les 5 premiers kilomètres, et 90% de celle-ci dans la tranche des 15 premiers kilomètres.

La couche allant du sol à 10 km (à notre latitude) s'appelle la TROPOSPHERE. Contenant une importante quantité de vapeur d'eau, c'est à l'intérieur de celle-ci qu'ont lieu les principaux phénomènes météorologiques nous concernant : échanges de chaleur, mouvements verticaux et horizontaux de l'air, formation des nuages, orages...

L'atmosphère terrestre est caractérisée par 3 paramètres essentiels que nous allons étudier : sa pression, sa température, son humidité.

3.1 L'atmosphère vue sous l'angle de la pression.

Au-dessus de notre tête on compte environ 50 km d'air atmosphérique (99,9% de l'atmosphère terrestre est située dans cette couche) !

Cet air est pesant, et pour s'en convaincre il suffit de faire le vide à l'intérieur d'une cloche en verre, puis d'essayer de la soulever ! Comme il n'y a aucun gaz à l'intérieur (absence d'air), c'est l'air extérieur qui pèse sur la cloche.

On nomme pression la force avec laquelle l'air appuie sur une surface. La pression atmosphérique s'exprime en hectopascals (symbole hPa). Un hectopascal est la pression qu'exerce un poids de 10 kg sur une surface de 1 m² (soit 1 g/cm²). Pour fixer les idées, la pression moyenne constatée au niveau de la mer est d'environ 1015 hPa, au sommet du Mont-Blanc elle est d'environ 500 hPa.

Lorsqu'on s'élève, le poids de la colonne d'air au-dessus de notre tête diminue, donc la pression diminue également (Fig.2).

On retiendra que la pression atmosphérique est environ divisée par deux chaque fois que l'on s'élève de 5000 m.

Certaines valeurs standards, seront à mémoriser :

400 hPa -> 7000 m
700 hPa -> 3000 m
850 hPa -> 1500 m
900 hPa -> 1000 m

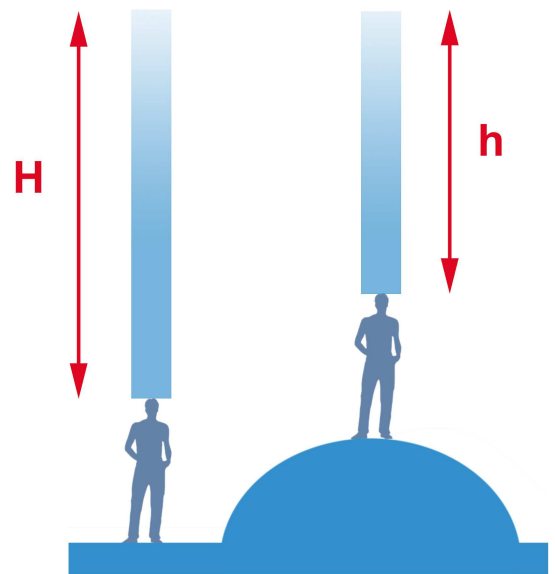


Fig.2 Le poids de la colonne d'air est proportionnel à la hauteur de l'atmosphère au-dessus de nos têtes (h plus petit que H).

Elles nous serviront souvent dans l'étude des émagrammes, car les données qui y sont représentées, le sont presque toujours en fonction de la pression atmosphérique et non de l'altitude.

On peut également utiliser, pour des pressions allant jusqu'à 700 hPa, l'astuce du complément à 1000.

Question : Quelle est l'altitude correspondant à 925 hPa ?

Réponse : On soustrait de 1000 cette pression et on la multiplie par 10. Soit : $1000-925=75$ puis $75 \times 10=750$ m.

Internet nous offre aussi des convertisseurs bien pratiques (Cf. Biblio).

La pression atmosphérique est un paramètre important dans la prévision du temps.

Le tableau 1 rassemble les 2 principales caractéristiques de la troposphère, à savoir la pression et la température en fonction de l'altitude.

Il est à noter que la pression varie aussi horizontalement en fonction des dépressions et des anti-cyclones^A, du lieu^B, de l'heure^C, de la température^D, du relief^E, de l'humidité^F.

3.2 L'atmosphère vue sous l'angle des températures.

Nous avons tous constaté que la température de l'atmosphère variait en fonction de l'altitude, et qu'en s'élevant il faisait plus froid (Par exemple : la température au sommet du Mont Blanc est en moyenne de -17°C, alors qu'à Chamonix elle est de +8°C). Pourquoi ?

Contrairement avec ce que l'on pourrait penser, l'air ne se refroidit pas avec l'altitude, c'est l'air des basses couches qui est réchauffé par **convection** du sol le jour et par le **rayonnement infrarouge** de ce dernier la nuit. Sans atmosphère terrestre, la température à la surface de la terre serait de l'ordre de -18°C.

Après de nombreux tests et observations autour de la planète, on s'est accordé à constater que la température dans la troposphère perdait environ 0,65°C par tranche de 100 m.

Ceci est une constatation et non une loi !

Mais... en raison du réchauffement dû au soleil, des saisons, de la topographie des lieux, de la nature du sol, et des grands mouvements de l'atmosphère (fronts, cyclones, anti-cyclones,...), la variation de température en fonction de l'altitude peut être parfois constante, croissante ou décroissante dans la troposphère. Nous verrons cela au chapitre 4.

3.3 L'atmosphère vue sous l'angle de l'humidité.

L'air contient toujours une certaine proportion d'eau sous forme de vapeur, y compris en plein désert !

La vapeur d'eau n'est pas visible, c'est un gaz. A contrario, un nuage n'est pas de la vapeur d'eau, c'est de l'eau liquide sous forme de très petites gouttes (de 0,002 à 0,2 mm) en suspension dans l'air.

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

Tableau 1. *Caractéristiques (pression et température) de la troposphère en fonction de l'altitude.*

^A Ces variations sont responsables du vent météo.

^B Les zones de hautes pressions sont plutôt les zones polaires et subtropicales. Les zones de basses pressions sont plutôt les zones équatoriales et tempérées. Ces zones ne sont pas des ceintures mais plutôt des îlots.

^C On observe une variation diurne faible avec des maxima à 10h et 22h.

^D Une arrivée d'air chaud engendre une baisse de pression, une arrivée d'air froid une hausse.

^E La pression est supérieure si on est au vent du relief, inférieure si on est sous le vent du relief.

^F La pression diminue avec l'augmentation de l'humidité, car l'air humide est plus léger que l'air sec.

La quantité d'eau que peut contenir un air sec (par exemple 1 m^3), sous forme de vapeur d'eau, varie de quelques grammes à quelques décigrammes. Plus l'air est chaud, plus il peut en contenir et, vice-versa, plus on refroidit de l'air, et moins il peut en contenir.

Quelques chiffres : A la pression de 1013 hPa, et à 30°C , on peut rajouter 27,18 g d'eau liquide dans 1 m^3 d'air sec. Cette eau se transformera en vapeur d'eau invisible. A 20°C on peut ajouter 14,68 g, à 0°C 3,77 g et à -10°C 1,76 g seulement...

Et si l'on essaie d'en mettre plus, l'excédent apparaît aussitôt sous forme de gouttelettes (brouillard, buée...).

Sachant que l'air froid peut contenir moins de vapeur d'eau que l'air chaud, on en déduit que si l'on refroidit un volume d'air (sans faire varier la pression) contenant une certaine quantité d'eau vapeur, à un moment donné ce volume d'air va se trouver à saturation, et la vapeur d'eau se condenser en gouttelettes. On est arrivé à ce que l'on appelle **le point de rosée** (Nous reparlerons plus loin de cette importante notion).

La propriété qu'à l'air froid de moins accepter la vapeur d'eau que l'air chaud, explique la décroissance de l'humidité de l'air atmosphérique en fonction de l'altitude. L'humidité atmosphérique est donc un paramètre qui est en grande partie contrôlé par la température.

Comme la température et la pression, l'humidité de la couche atmosphérique varie, comme on vient de le dire, en fonction de l'altitude mais aussi quotidiennement en fonction du lieu et de l'heure.

4 Structure verticale de l'atmosphère.

Les fluctuations des grandeurs physiques évoquées au chapitre 3 (pression, température et humidité) sont à l'origine de nombreuses discontinuités à l'échelle de la troposphère. Elles sont responsables de la plupart de phénomènes météorologiques observés sur terre.

Nous allons voir d'abord, comment sont effectuées les mesures de ces grandeurs, puis nous examinerons leur représentation graphique à des fins de prévisions.

4.1 Radiosondages.

Depuis près de 200 ans, les « savants » (physiciens, météorologues...) mesurent les caractéristiques de l'atmosphère, à savoir : pression, température, humidité, vitesse et direction du vent. Au fil du temps, les mesures se sont modernisées, et aujourd'hui les résultats sont transmis en temps réel.

Près de 1200 sondages sont réalisés chaque jour sur toute la planète, à l'aide de ballons ascensionnels munis d'un émetteur radio (d'où le terme de radiosondage). Ils emportent divers appareils de mesure jusqu'à une altitude élevée (environ 25 km). Les données récupérées sont la température, le point de rosée, la vitesse du vent, à différentes altitudes. Actuellement, les modèles mathématiques tendent à remplacer les radiosondages, et en France, seulement 4 stations les pratiquent encore.

Les données récupérées sont mises sous forme d'un graphique que l'on nomme **émagramme**. Sur celui-ci on a une représentation verticale de la température (appelée courbe de température ou courbe d'état), de l'humidité (appelée courbe d'humidité ou des points de rosée), de la vitesse et de la direction du vent, le tout en fonction de l'altitude. Comme nous ne travaillerons à l'avenir que sur les émagrammes calculés d'un modèle américain (**NOAA**), les différents graphiques utilisés à des fins pédagogiques dans ce document reprennent approximativement ce modèle.

4.2 Courbe d'état ou des températures.

La Fig.2 est une représentation simplifiée d'un émagramme classique. Les lignes obliques, sont les lignes d'égalité température, dont les valeurs exprimées en **degrés Celcius** ($^{\circ}\text{C}$) sont notées aux extrémités (en rouge). La ligne de « l'isotherme zéro degré », qui termine tout bon bulletin météo qui se respecte, partage en gros le graphique en 2 zones, les températures positives à droite (en jaune), les négatives à gauche (en bleu).

Les lignes horizontales sont les lignes d'égalité pression, notées sur l'axe vertical à gauche en hecto-pascals. Les valeurs croissent de haut en bas à l'inverse des altitudes. On se souviendra qu'à une pression correspond une altitude (voir § 3.1).

La courbe d'état qui apparait sur l'émagramme (souvent représentée en rouge) décrit l'évolution de la température en fonction de l'altitude. C'est une ligne discontinue, qui peut-être courbe, droite, brisée et présenter des pentes multiples.

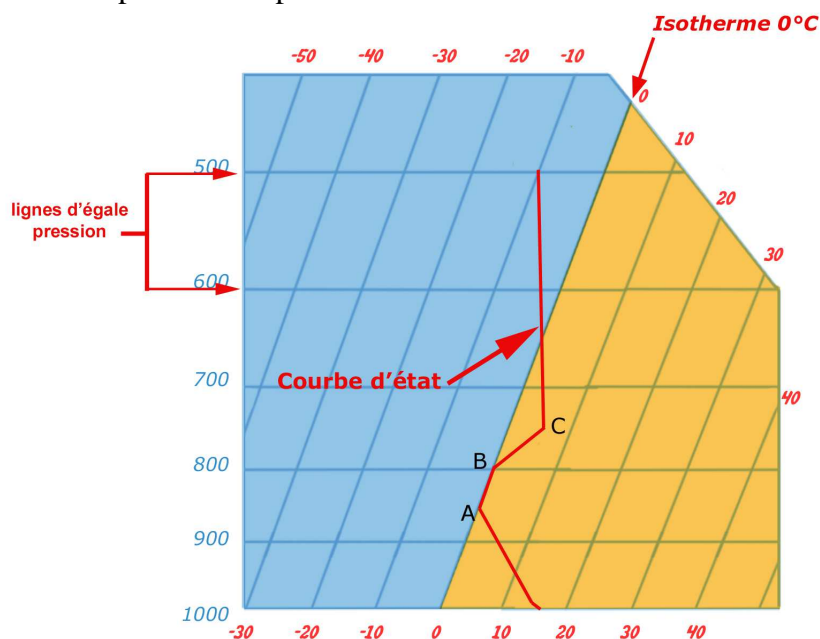


Fig.2 Courbe des températures ou courbe d'état.

Elle varie en fonction du lieu et de l'heure du radiosondage. Pourquoi ? A cause de la topographie du lieu, des saisons, de l'ensoleillement et des grands mouvements atmosphériques tels que dépressions, anticyclones, fronts ... nous en parlerons plus tard.

Retenir que la courbe d'état est la seule courbe qui nous renseignera sur la capacité de la masse d'air à engendrer des thermiques.

On remarquera sur la Fig.2, que notre courbe d'état présente des intervalles particuliers. L'intervalle A-B, où la température reste identique entre 1500 et 2000 m, et égale à 0°C . Il s'agit d'un profil que l'on nomme **isotherme**.

Et l'intervalle B-C, entre 2000 et 2500 m, où la température augmente avec l'altitude, alors qu'elle devrait décroître. On appelle cela une **inversion** de température. Dans ces 2 intervalles, on qualifie l'atmosphère de très stable. Des précisions seront apportées sur cette notion dans la deuxième partie de ce cours.

4.3 Courbe d'humidité ou des points de rosée.

C'est une donnée d'observation recueillie par radiosondage, qui indique la variation de l'humidité en fonction de l'altitude. A chaque point d'altitude on associe un point de rosée (qui est la température de condensation de la masse d'air cf. § 3.3) et l'ensemble forme la « courbe d'humidité » ou « courbe des points de rosée ». C'est aussi une ligne discontinue à pentes parfois multiples. Sur l'épigramme elle se situe toujours à gauche de la courbe des températures, et est souvent représentée en bleu (Fig.3). De la même manière que la courbe d'état, elle varie lieu et en temps. A une même altitude (ou même pression), l'écart entre les courbes d'état et de rosée traduit l'humidité de la masse d'air. Cet écart est aussi nommé « **spread** » par les anglo-saxons (Fig.3 à droite). On retiendra les correspondances suivantes :

- Ecart de 15 °C -> humidité très faible.
- Ecart de 7-8 °C -> humidité moyenne.
- Ecart de 2-3 °C -> humidité forte.
- Ecart de 0 °C -> Condensation et présence de brouillard ou nuage.

Ces écarts vont nous être d'une grande utilité dans l'apparition ou non des couches nuageuses et de leur développement.

Attention ! Si à 500 m et à 5000 m on a le même « spread », cela ne signifie pas pour autant que l'on a la même humidité ! En effet on se souviendra que l'air froid accepte moins l'humidité que l'air chaud^A.

4.4 Vitesse et direction du vent.

L'épigramme serait incomplet s'il se limitait aux seules courbes d'état et de rosée en fonction de l'altitude. Heureusement, les radiosondages nous informent sur la composante horizontale de la masse d'air, à savoir le vent défini par 2 paramètres : vitesse et orientation.

Ces données, apparaissent toujours à droite de l'épigramme (Fig.4 à droite).

L'axe principal, dont le haut pointe le nord et le bas le sud, détermine 2 secteurs : à gauche de l'axe on a les vents ayant dans leur appellation la tendance ouest (nord-ouest, sud-sud-ouest, ouest, ...), à droite

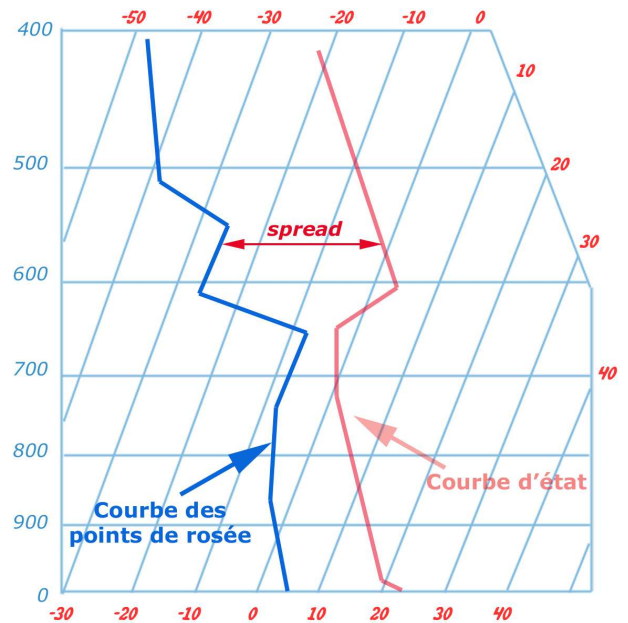


Fig.3 Courbe d'humidité ou des points de rosée.

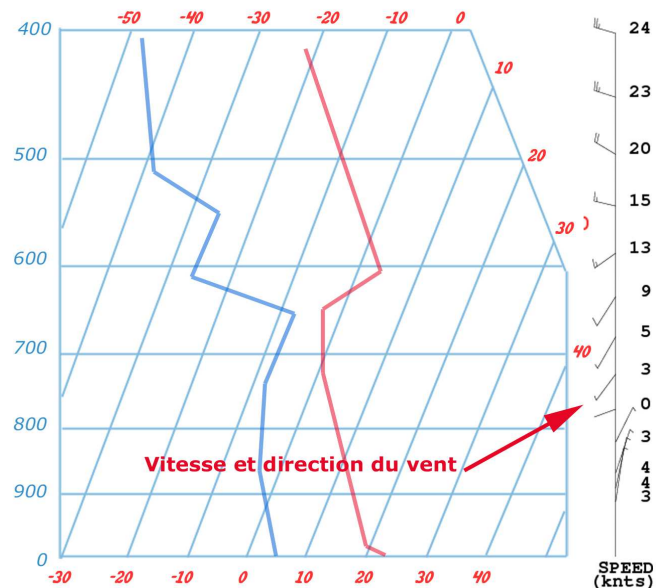


Fig.4 Vitesse et direction du vent - Axe de droite

^A Exemple : à 500 m Température = 18°C Point rosée = 8°C Différence = spread = 10°C Humidité = 52%
 À 5000 m Température = -11°C Point rosée = -21°C Différence=spread = 10°C Humidité = 39%

les vents incluant la tendance est (est-sud-est, sud-est, nord-nord-est, ...). Les symboles de part et d'autres de l'axe sont appelés des «barbules», constituées d'une hampe plantée sur l'axe, hampe pouvant comporter à son l'extrémité libre un ou plusieurs petits traits ou triangles, voire rien en cas de vent faible (Fig.4 bis). L'extrémité libre de la hampe pointe l'orientation d'où vient le vent. Les traits déterminent la vitesse du vent. La valeur qu'ils représentent est exprimée en nœuds dont le symbole est le knot (kt). Un nœud vaut 1 mile marin par heure, soit 1,852 km/h. En gros, il faut multiplier par 2 pour passer en km/h. :

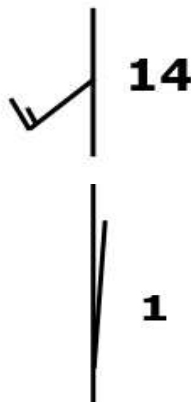


- Un trait long = 10 kts
- Un trait court : 5 kts
- Un triangle noir ou drapeau = 50 kts

Fig.4 bis *Barbule et ses traits.*

S'il y a plusieurs traits, il suffit de les additionner pour avoir la vitesse du vent. A hauteur de chaque jonction de hampe avec l'axe principal, la vitesse est précisée en chiffres.

Exemples :



Vent ouest-sud-ouest, 1 barre longue + 1 courte, soit 15 kts.
L'émagramme précise une vitesse plus faible que celle donnée par les traits de la barbule, 14 kts soit environ 26 km/h.

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

5. Les premières lectures de l'émagramme ... vais-je pouvoir voler ?

5.1 Le vent.

Une lecture de l'échelle du vent sur l'émagramme, nous renseignera rapidement sur la direction et la vitesse du vent à toutes altitudes. A chacun de voir en fonction de l'orientation des décollages pratiqués et de leur altitude, et des limites qu'il s'autorise concernant la vitesse du vent.

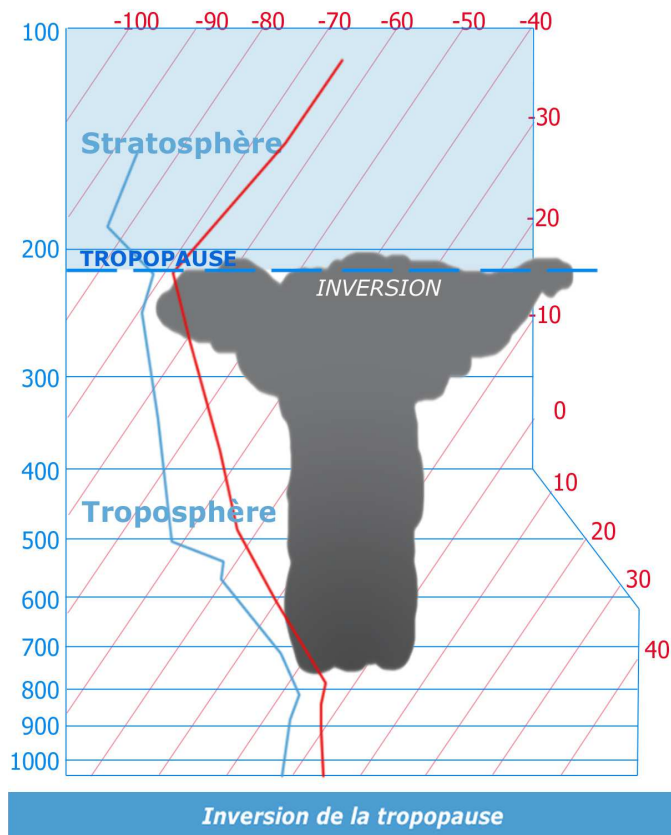
On n'oubliera pas que la turbulence varie comme le carré de la vitesse du vent ! Autrement dit si le vent passe dans la journée de 10 à 20 km/h (x2), la turbulence sera multipliée par 4. On peut aussi aisément repérer sur l'échelle les changements radicaux de directions du vent, et déterminer l'altitude où il y aura des cisaillements, donc des turbulences. Si le vent est OK on poursuit en jetant un œil à la **nébulosité**.

5.2 Nébulosité.

Avant de voir si la journée sera avec ou sans nuages, il nous faut revenir rapidement sur la notion « d'inversion » entrevue au § 4.2, car certaines inversions de température sur la courbe d'état sont responsables de l'étalement en couches de nombreux nuages néfastes pour l'ensoleillement et les thermiques. Avant d'aborder la suite, il est nécessaire que le lecteur possède ou acquière personnellement quelques notions concernant la classification des nuages.

5.2.1 Inversions.

On peut repérer sur les émagrammes 4 grands types d'inversions :

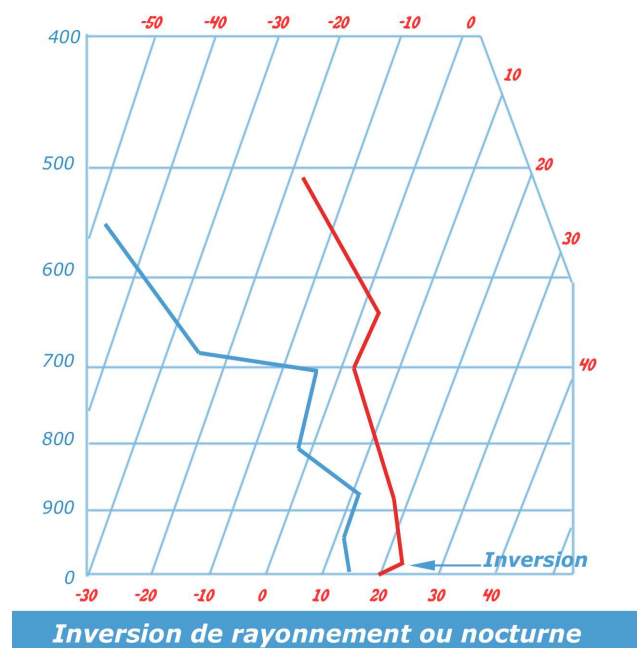


• L'inversion de la tropopause.

La tropopause est la ligne imaginaire qui sépare la troposphère, culminant vers 11 à 12000 m (200 hPa) à notre latitude, de la couche supérieure appelée **stratosphère**. Au niveau de la tropopause, la température qui décroissait devient constante et voisine de -60°C . Cette limite est assez facile à observer lorsque se développent les cumulonimbus, car c'est à ce niveau qu'ils arrêtent leur développement et s'étalent, de manière très caractéristique, en forme d'enclume (Fig. de gauche).

• L'inversion de rayonnement.

Elle se forme près du sol (couche de 100 à 200 m), par nuit très claire et sans vent. Le sol perd la chaleur accumulée au cours de la journée par rayonnement infrarouge. Elle caractérise souvent l'émagramme matinal. Vous aurez donc peu de chance de la trouver sur l'émagramme calculé de 13 ou 14 heures que vous utiliserez régulièrement. On l'appelle aussi « inversion nocturne » (Fig. de droite).

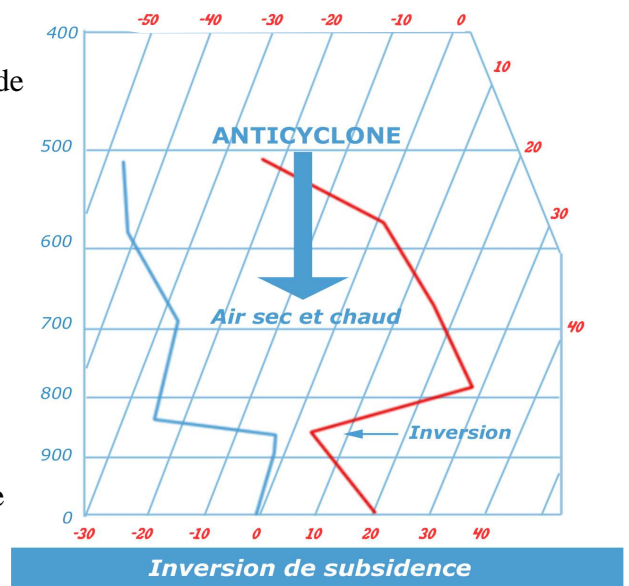


• Inversion de subsidence.

Elle est assez fréquente. En météorologie, on appelle « subsidence » un mouvement descendant de masse d'air à grande échelle. Elle est due à des arrivées anticycloniques et affecte la couche située entre 2000 m et 6000 m.

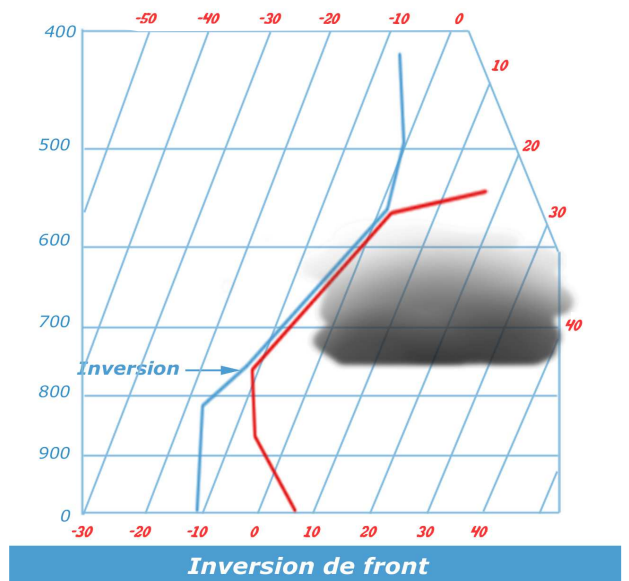
En descendant, l'air se comprime, donc s'échauffe et s'assèche. En période hivernale, cette inversion peut descendre très bas, et s'il y a assez d'humidité sous l'inversion, on a formation de brouillard. Au-dessus du brouillard, l'air est très sec, la température relativement douce, et la visibilité est excellente.

Un exemple bien connu est celui des brouillards de novembre sur la vallée du Rhône, que l'on peut admirer du sommet du Pilat au travers d'une atmosphère ensoleillée et limpide.



• Inversion de front.

Se produit lorsque de l'air chaud et humide (front chaud) passe au-dessus d'une masse d'air froid immobile. L'inversion apparaît au niveau de la surface frontale avec une couche saturée en humidité, donc présence de nuages qui s'étalent (Fig. de droite).



Les inversions, bien qu'ayant été vues de manière succincte, vont cependant nous aider dans la détermination de la présence de nuages en couches ou strates.

5.2.2 Nuages en strates.

La présence de nuages se repère facilement sur l'émagramme, par le simple fait que les courbes d'état et de points de rosée sont confondues.

Si au-dessus de la zone se chevauchant il y a une inversion de température, l'atmosphère sera considérée comme stable, freinant le développement vertical des nuages, et nous aurons des nuages stratiformes, c'est-à-dire en couches pouvant être assez étendues, dont le nom comporte le terme stratus ou strato.

Exemples :

Fig.A à droite : L'air est sec en basses couches et au-delà de 2500m avec une inversion marquée à ce niveau. Vers 2500 m, l'écart de 2 à 3°C caractérisant un air très humide, peut conduire à une couche nuageuse étalée d'Alto cumulus.

Cette couche ralentit la convection. On peut voler mais on peut craindre un affaiblissement significatif des thermiques !

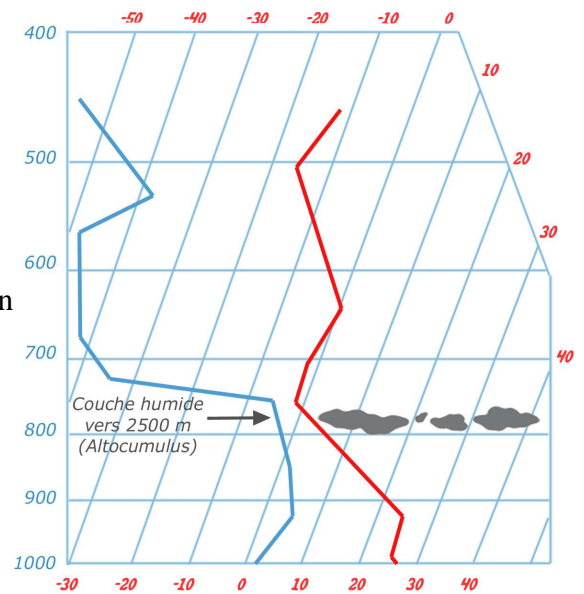


Fig. A - Alto cumulus.

Fig.B à droite : L'air est peu humide en basses couches, très humide vers 1500 m, et très sec au-delà avec inversion de température marquée. On aura probablement une couche nuageuse étalée de Stratocumulus. D'épaisseur irrégulière, ils donnent rarement de la pluie. Vol balistique envisagé...

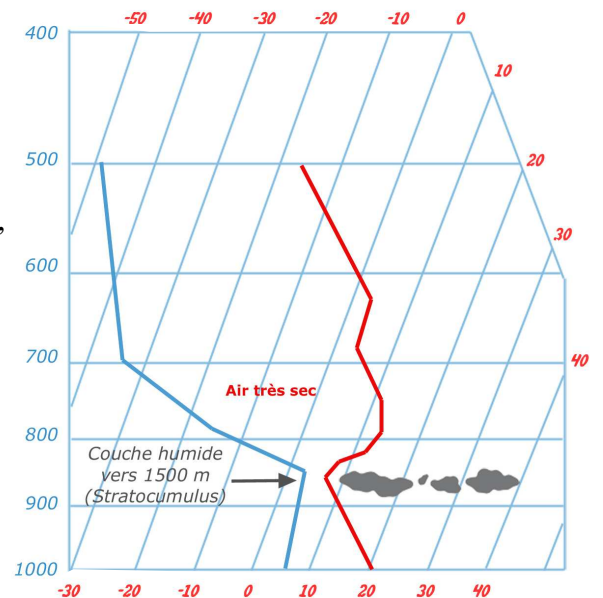


Fig.B - Stratocumulus.

Fig.C à droite : L'atmosphère est saturée d'humidité entre 1000 et 7000 m. Il est probable qu'un Nimbostratus viendra occuper cet espace. Pluie faible à modérée ... cherchez une autre activité que le vol libre !

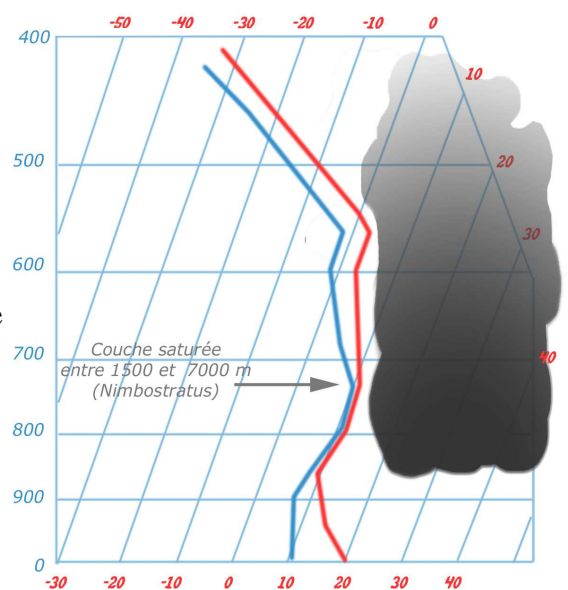


Fig.C - Nimbostratus

Fig.D à droite: La couche humide se situe à haute altitude. Un voile de cirrus masque une partie du ciel à 6000m.

La convection est limitée selon l'opacité. Le vol thermique reste possible.

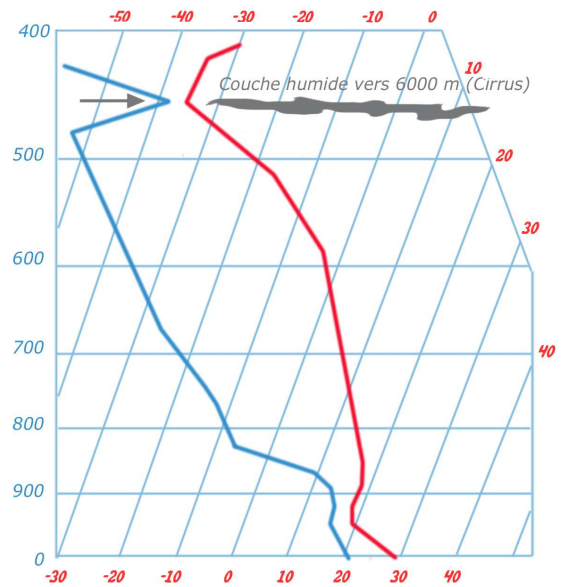


Fig.D - Cirrus

Fig.E à droite : Une couche d'atmosphère est saturée d'humidité entre 3000 et 3700 m. On a un Altostratus de forte épaisseur. Le soleil est bien voilé. Vol balistique probable...

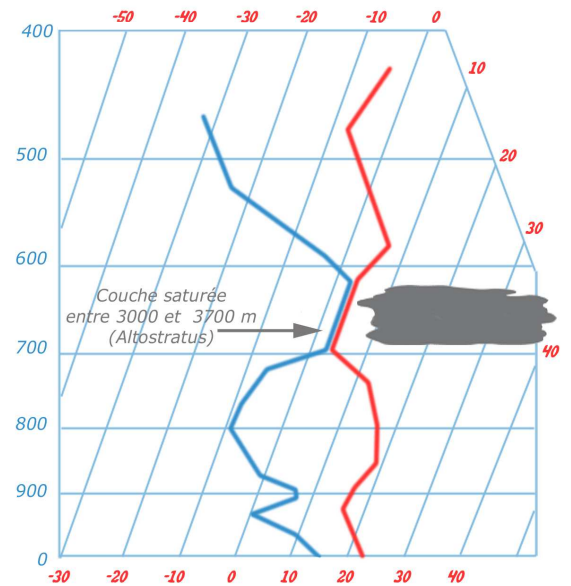


Fig.E - Altostratus

5.3 Absence de nuages.

Dans le cas où un émagramme (Fig.F à droite) montre un air sec à toutes les altitudes (écarts > à 15-20°C Cf. § 4.3), on peut être pratiquement certain qu'il n'y aura pas de nuage. Si les thermiques sont de la partie, ils seront dits « bleus ».

Je tente ma chance.... Et tant pis pour les petits joueurs qui ont besoin de cumuli pour repérer les thermiques !

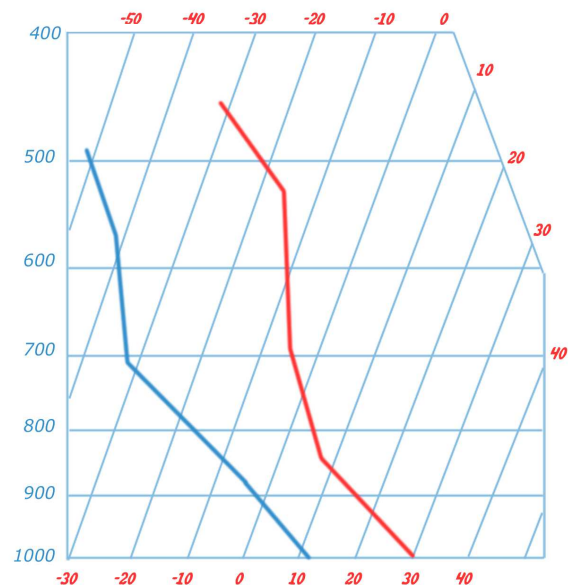


Fig.F - Air sec à toute altitude.

5.4 Alors ?... Thermiques ou pas ?

Considérons l'émagramme (celui de 15h) d'un jour où vous êtes disponible (Fig.5). Vous avez déjà observé qu'il y aura peu de vent, que celui-ci sera bien orienté à votre décollage habituel, et que les stratus seront absents. Comme vous avez l'œil aiguisé, vous avez noté que l'isotherme 0° sera vers 3900 m, donc pas de veste polaire (Fig.5A) ! C'est positif, mais incomplet, car vous souhaiteriez faire autre chose qu'un plouf !

- Premièrement, regardez donc l'humidité de la basse couche. Si elle est importante (« spread » entre 4-5°C), la base d'éventuels nuages cumuliformes sera peu élevée (Fig.5A). A contrario, une faible humidité (« spread » de 8-10°C), sera signe de cumuli plus élevés (Fig.5B).

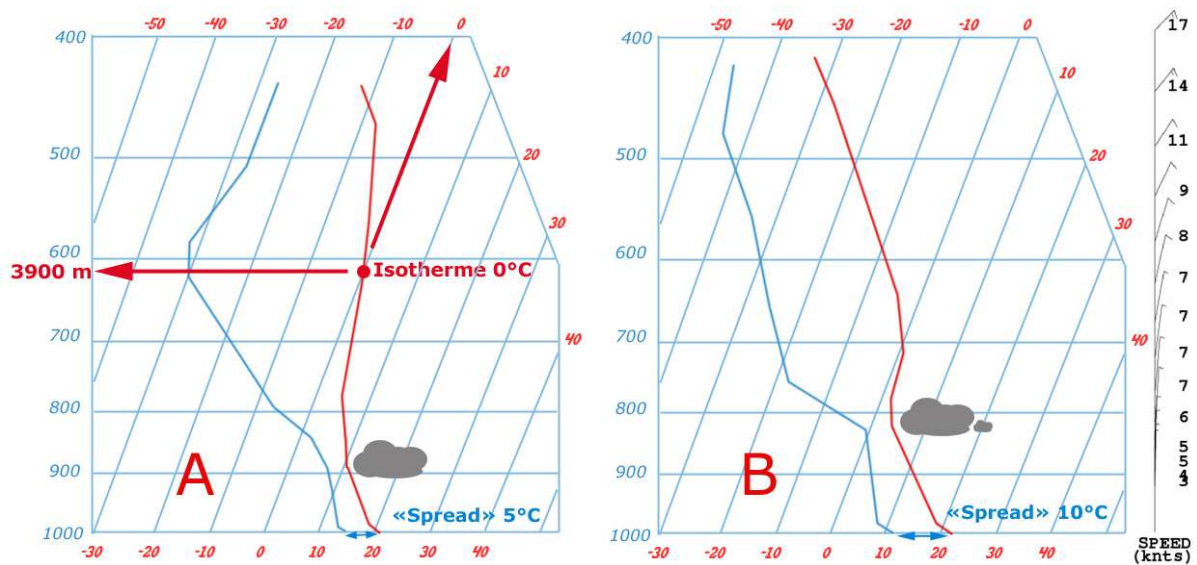


Fig.5 Hauteur des cumuli en fonction de l'humidité des basses couches.

- Deuxièmement, si en altitude une forte humidité est présente, ce n'est pas bon signe car on peut craindre un développement important des nuages, de type congestus, voire cumulonimbus, chose peu sympathique s'il en est (Fig.6) !

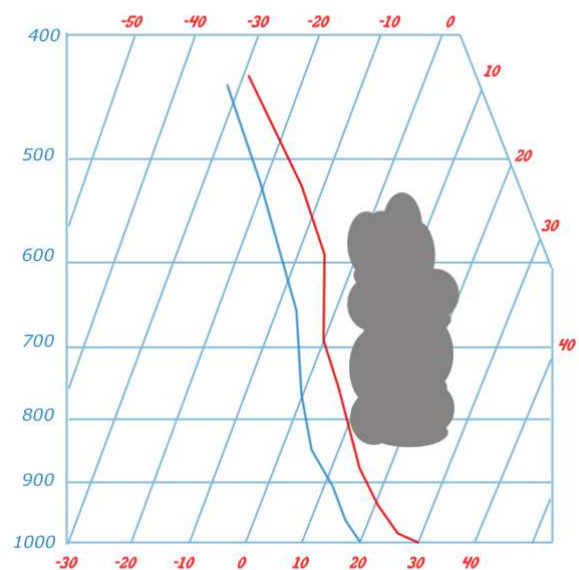


Fig.6 Développement de congestus.

- Troisièmement, sur l'émagramme (celui de la NOAA) vous devriez repérer assez facilement un réseau de lignes courbes en pointillé de couleur bistre ou grise (Fig.7).

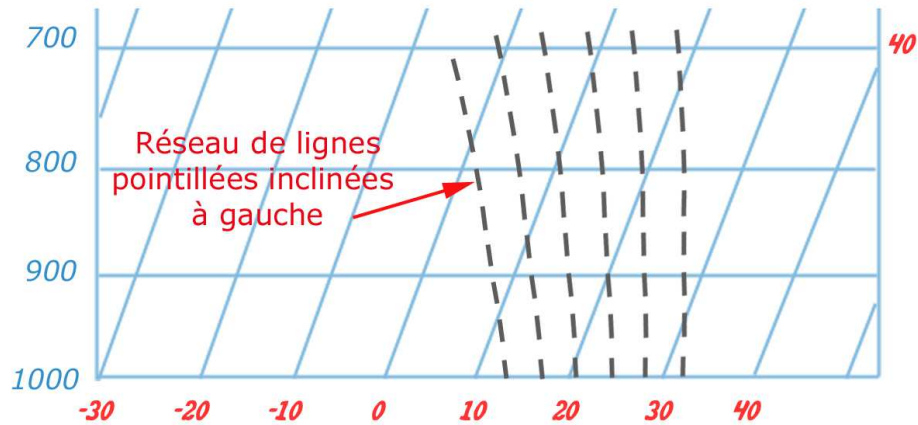


Fig.7 Réseau de lignes pointillées

Il existe d'autres réseaux de courbes qui peuvent brouiller le repérage, mais celui-ci est le seul qui soit en pointillé.

Ceci fait, avec l'œil si vous êtes bon ou avec un crayon, tracez une parallèle à une de ces lignes en la faisant passer par le point d'origine de la courbe d'état. Si la courbe d'état est à gauche de cette ligne imaginaire (Fig. 7A), vous devriez avoir quelques chances de croiser des thermiques, si elle est à droite (Fig. 7B) il faudra vous contenter d'un vol balistique !

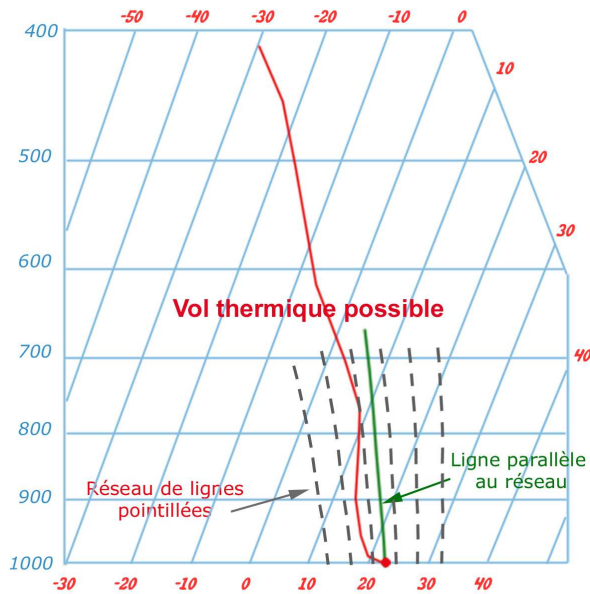


Fig.7A Bon. Courbe de température à gauche.

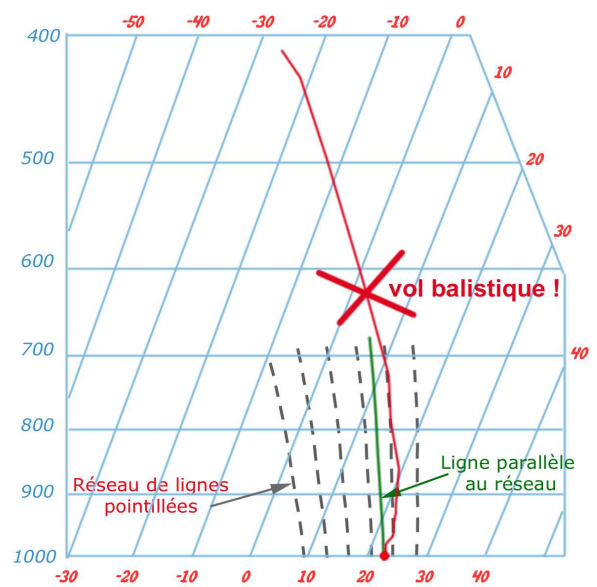


Fig.7B Mauvais. Courbe de température à droite.

Admettez ce qui vient d'être dit, nous détaillerons plus amplement les allures de courbes favorables au vol thermique dans la deuxième partie.

Résumé de la première partie.

Trois paramètres physiques caractérisent la masse d'air dans laquelle nous sommes appelés à évoluer : sa pression, sa température et son humidité. Tous les 3 varient en temps et en lieu, et leurs interactions sont à l'origine des phénomènes météorologiques complexes qui nous affectent. Pression, température et humidité subissent, dans leur grandeur et à l'intérieur de la troposphère, des variations verticales de même sens :

- La pression baisse avec l'altitude, mais de manière irrégulière, car cette baisse est plus rapide dans les basses couches qu'à haute altitude.
- La température décroît globalement de 0,65°C pour 100 m d'élévation, jusqu'à une limite nommée tropopause située à environ 11000 m d'altitude, où la température voisine de -60°C, stagne puis augmente.
- L'humidité, qui est un facteur essentiel de la climatologie, diminue aussi en fonction de l'altitude, pour disparaître complètement au-delà de la tropopause.

Dans la portion d'atmosphère (troposphère) qui intéresse le météorologue amateur que nous sommes devenus, il est possible grâce à des radiosondages, d'obtenir une représentation graphique de ces paramètres, au dessus d'un lieu géographique et à un moment donné. C'est l'émagramme. Il s'agit d'un graphique où sont reportées température et humidité en fonction de la pression atmosphérique, auxquelles on a rajouté direction et vitesse du vent. Les variations de la température avec l'altitude, sont représentées par une courbe dite courbe « d'état », celles de l'humidité par une courbe dite des « points de rosée », toujours située, sur l'émagramme, à gauche de la courbe d'état. Les 2 courbes, dont les profils sont souvent différents, montrent en fonction de l'altitude, des discontinuités qui témoignent de masses d'air différentes, tant côté température que côté humidité. Le rapprochement des 2 courbes, où qu'il se situe sur l'émagramme, est le signe que l'atmosphère à cet endroit contient beaucoup de vapeur d'eau. Dans ce cas, la probabilité pour qu'il y ait présence de nuages ou de brouillard selon l'altitude, augmente sensiblement. S'il y a superposition des 2 courbes, la masse d'air est arrivée à saturation (on a atteint le point de rosée) et il y a condensation en gouttelettes avec apparition de nuages. Selon l'altitude et la longueur de la superposition, on saura déterminer avec un peu d'habitude, le type de nuage auquel on a affaire : brouillard - cirrus - stratus et ainsi en déduire une possible occlusion du soleil, carburant des thermiques. Si les courbes d'état et de points de rosée sont éloignées à toutes les altitudes, l'atmosphère est « sèche », il n'y aura pas de nuage.

Plusieurs réseaux de courbes ou droites « tapissent » l'émagramme sur lequel viennent se placer les courbes d'état et de rosée. Nous aborderons leur étude dans la deuxième partie de ce cours.

En attendant, un de ces réseaux, facilement repérable car dessiné en pointillé, peut nous servir utilement de repère, afin de valider ou invalider la présence de thermiques.

Une simple ligne issue du point de départ de la courbe d'état et parallèle à une des lignes en pointillé, délimite une frontière virtuelle. Selon la position de la courbe d'état par rapport à cette ligne imaginaire, on saura dire si la journée sera propice ou non aux thermiques.

Nous avons donc vu dans cette première partie, qu'un émagramme pouvait être analysé très succinctement, sans connaissance particulière, et nous apporter suffisamment de renseignements pour que l'on décide d'aller voler ou non.

Il est bien évident que si vous souhaitez vous lancer dans les vols de distance, cette approche ne sera pas suffisante, et la deuxième partie de ce cours sera absolument nécessaire à l'acquisition de connaissances plus étendues qui, vous le verrez, ne sont pas si compliquées que ça !

A bientôt.

Glossaire

Adiabatique : Qualifie tout processus entre 2 systèmes n'échangeant pas de chaleur.

Convection : Transfert d'énergie (chaleur) entre un solide et un liquide ou un gaz.

Couche convective : C'est la couche atmosphérique dans laquelle se développent les phénomènes convectifs turbulents. Son épaisseur varie de 500 à 3000 m, hormis phénomènes orageux. La couche convective est souvent marquée en son sommet par une inversion.

Degré Celsius : Unité de l'échelle de température due au physicien Celsius. L'échelle Celsius est différente de l'échelle centigrade.

Emagramme : Graphique utilisé pour représenter les données thermodynamiques de l'atmosphère provenant d'un radiosondage ou de calculs en fonction de l'altitude. Sont représentées : température, points de rosée, vitesse et direction du vent.

Gradient : Variation progressive d'une grandeur physique. Ex : température, vitesse du vent, etc.

Gravité : Phénomène d'attraction entre 2 corps massifs. Dans le cas cité, il s'agit de l'attraction terrestre sur les molécules d'air.

Isotherme : Constance de la température sur une épaisseur d'atmosphère donnée.

Inversion : Couche d'air voyant sa température augmenter avec l'altitude.

NOAA ou **National Oceanic and Atmospheric Administration**. Autrement dit l'Agence Américaine pour l'étude des Océans et de l'Atmosphère

Nébulosité : Ensemble des nuages présents dans le ciel.

Rayonnement infrarouge : Radiation électromagnétique comprise entre 0,8 μm et 1000 μm . Tout corps dont la température est supérieure à -273 kelvin émet un rayonnement infrarouge en perdant de l'énergie.

Le sol, chauffé par le soleil dans la journée, réémet cette énergie la nuit sous forme de chaleur et se refroidit.

Spread : Différentiel entre le point de rosée et le point d'état pour une même altitude ou pression. Le spread s'exprime donc en degrés Celsius.

Stratosphère : Couche atmosphérique surmontant la troposphère. Elle s'étend de 10 à 50 km d'altitude.

Bibliographie

Bulletin de l'Union des Physiciens : L'émagrammes 761 des météorologues :
udppc.asso.fr/bupdoc/textes/1999/0815D093.PDF

Conditions de vol. Denis Pagen.

Convertisseur d'unités atmosphériques m -> hPa : <http://la.climatologie.free.fr/convertisseur.htm>

Convertisseur d'unités atmosphériques hPa -> m : <http://www.csqnetwork.com/pressurealtcalc.html>

Interprétation pratique du sondage RASP - Jean Oberson.
www.soaringmeteo.ch/SG_RASPsond.pdf

Introduction à la thermodynamique de l'atmosphère : Enrico Torlaschi, Eva Montero UQAM.
people.sca.uqam.ca/.../Cours_Thermodynamique_Avancee-2011.pdf

La prévision du temps. Miniguide Nathan tout terrain. E. Neukamp.

La stabilité verticale : people.sca.uqam.ca/~eva/SCA5002/.../cours12-StabiliteVertical2.pdf

Les visiteurs du ciel. Editions Rétine. Hubert Aupetit.

Masses volumiques de l'air humide : <http://www.thermexcel.com/french/tables/massair.htm>

Masses volumiques de l'air sec :
http://fr.wikipedia.org/wiki/Masse_volumique_de_l%27air#Masse_volumique_de_l%27air_humide

Modélisation de la pollution atmosphérique. Cours de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées :
cerea.enpc.fr/fich/doc_ENPC_modelling.pdf

Radiosondes : <http://www.radiosonde.eu/index.html>

Radiosondages : http://www.mission-polaire.ac-versailles.fr/IMG/pdf/M_M_Parametre_altitude-2.pdf

Thèse Catherine Rio. Paramétrisation de la couche limite atmosphérique convective et représentation du cycle diurne des nuages dans un modèle de climat :
www.imprimerie.polytechnique.fr/Theses/Files/Rio.pdf

Types de nuages : <http://la.climatologie.free.fr/nuages/nuage.htm#type> +