

RÉPONSES COMMENTÉES DE L'EXAMEN
THÉORIQUE FSVL POUR PILOTES DE PARAPENTE

PARTIE 2 : MÉTÉO

CAMILLE LENEUF

2025

ADAPTÉ ET MIS À JOUR SELON LES DOCUMENTS DE J.
OBERSON, 2^E ÉDITION 2005

ATMOSPHÈRE ET PRESSION ATMOSPHÉRIQUE	3
TEMPÉRATURE	5
ÉTATS PHYSIQUES DE L'EAU	10
NUAGES	12
CENTRES D'ACTION	16
VENT	19
MASSES D'AIR, FRONTS, PERTURBATIONS	23
IMPACT DE LA CHALEUR	25
CARTES SYNOPTIQUES	27
QUELQUES SITUATIONS MÉTÉO TYPIQUES POUR LA SUISSE	28

ATMOSPHÈRE ET PRESSION ATMOSPHÉRIQUE

GÉNÉRALITÉS

Q1 Composition chimique de l'air :

- 78% d'azote
- 21% d'oxygène
- 1% restant : gaz carbonique, vapeur d'eau, gaz rares comme l'hélium.

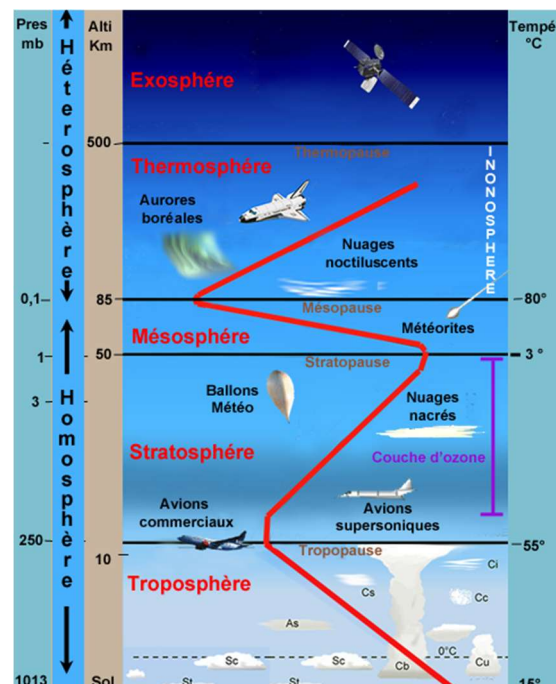
Cette composition reste valable sur l'ensemble de la troposphère.

L'atmosphère est l'enveloppe (« un océan ») d'air qui entoure le globe terrestre et qui est formée de plusieurs couches

Q12 La seule qui nous intéresse ici c'est la troposphère, directement au contact du sol et dans laquelle se produisent les phénomènes météorologiques qui dictent la pratique de notre sport.

Q4 La troposphère est limitée supérieurement par la tropopause. Cette limite se situe, à nos latitudes, à environ 11000 m. d'altitude (au-dessus du niveau de la mer). Elle est un peu plus basse en hiver (l'air est plus froid, plus dense et donc de volume plus réduit) et un peu plus haute en été (l'air plus chaud est moins dense et de volume plus grand).

Les autres couches plus élevées comme la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère ne nous concernent pas directement.



Parmi plusieurs paramètres, la pression exercée par le poids de l'air, ou pression atmosphérique et la température de l'air sont parmi les plus importants. Pour mesurer la pression atmosphérique, on utilise actuellement comme unité l'hectopascal (hPa) ou l'atmosphère. 1 atmosphère = environ 1000 hPa = pression au niveau de la mer.

Q5 La pression atmosphérique est due à la masse de l'air qui est soumise, comme toute autre masse de matière, à la gravité terrestre.

VARIATIONS DE LA PRESSION

Puisque l'air est un gaz (fluide compressible), plus on prend de l'altitude et moins la pression atmosphérique est grande. Cette diminution n'est pas linéaire.

Q6 L'atmosphère diminue de moitié environ tous les 5500m. Il existe 2 points de repère (en prenant une atmosphère au niveau de la mer à 980 hPa).

- **Q10** à 5500 m : la pression atmosphérique est d'environ la moitié de celle au niveau de la mer, soit :
 - 490 hPa
 - 0,5 a (atmosphère)

- À 11000 m elle est d'environ le quart, soit :
 - 245 hPa
 - 0,25 a

La loi des gaz

- **Q11** Si la pression d'une masse d'air diminue de moitié → son volume augmente du double.
Ex : un ballon de 5m³ fera 10m³ à 5500m
- Si la pression d'une masse d'air diminue d'un facteur 4 → son volume augmente de 4 fois.
Ex : un ballon de 5m³ fera 20m³ à 11'000m

Q8 Si la pression atmosphérique diminue de façon régulière et prévisible avec l'altitude, ça ne veut pas dire que la pression ne varie pas d'un lieu à l'autre, d'altitude identique, ou d'un moment à l'autre. La pression atmosphérique varie :

- S'un lieu à l'autre (de même altitude)
- D'un moment à l'autre en un point précis

Q9 Selon

- La répartition globale de l'air autour de la terre
- Les conditions météorologiques.

Q3, Q7 Pour permettre de régler uniformément les altimètres, on standardise les valeurs de l'atmosphère. C'est ce qu'on appelle aussi l'atmosphère standard ICAO. Elles correspondent à peu près aux valeurs moyennes de la troposphère, au niveau de la mer.

- Pression 1013,25 hPa
- Température 15 °C
- **Q26** Gradient de température (taux de diminution de la température avec l'altitude). L'ICAO le définit comme de 0,65°/100m.

TEMPÉRATURE

VARIATIONS

Q2 La température diminue aussi avec l'altitude mais de façon moins régulière que la pression. En moyenne elle diminue de 0,65°C par 100 m. Mais selon les couches, elle peut diminuer plus, rester constante ou même augmenter.

Q13 L'air au contact du sol se réchauffe principalement par le sol, lui-même réchauffé par le rayonnement solaire qui traverse l'atmosphère. En effet, l'air éloigné du sol n'est pas réchauffé directement et significativement par le rayonnement solaire.

Les sols n'offrent pas tous la même efficacité pour réchauffer l'air à son contact.

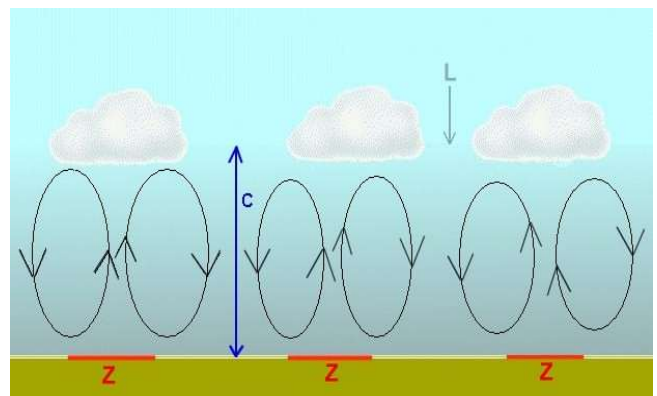
- **Q14** Ce sont les sols sombres et secs (par exemple une prairie sèche) qui sont les plus efficaces.
- Des sols humides (par exemple un marécage ou une forêt de feuillus) absorbent une grande partie de l'énergie solaire pour l'évaporation de l'eau.
Il n'y a plus que la partie restante de l'énergie solaire pour réchauffer sensiblement l'air au contact du sol dont la température s'élève donc moins et plus lentement.
- Contrairement aux sols sombres, un sol clair et lisse (par exemple un sol rocheux), réfléchit une part importante du rayonnement solaire.
Cette dernière sera perdue pour le réchauffement de l'air au contact du sol.

Q15 À altitude identique, l'air chaud est moins dense (et donc plus léger) que l'air froid.

- Au niveau du sol, les sources de réchauffement efficace de l'air entraînent donc la formation de poches d'air plates, chaudes et légères.
- Ces poches vont finalement se détacher du sol pour s'élever et réchauffer progressivement l'air à plusieurs dizaines voire centaines de mètres au-dessus du sol tandis que de l'air frais en altitude va descendre vers le sol pour se réchauffer à son tour.

Ce mouvement vertical de va-et-vient d'air s'appelle convection. La couche d'air de la basse troposphère où a lieu ce phénomène de convection s'appelle la couche convective ou couche limite. Lors de journée ensoleillée, son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres (hiver) à 2-3 Km (journée chaude d'été).

Lors de beau temps, la couche convective est marquée très souvent par une brume (brassage convectif de l'air pollué) dont la limite supérieure est bien visible en altitude et par des petits cumulus qui se développent au-dessus des courants ascendants. Plus la couche convective est épaisse et plus fortes sont les ascendances thermiques exploitables par le planeur de pente.



Mouvements convectifs et C = couche convective brumeuse. L = limite supérieure de C. Z = source au sol particulièrement efficace dans l'échauffement de l'air

Q19 En résumé, le soleil réchauffe l'atmosphère indirectement en 3 phases

1. Le rayonnement solaire traverse l'atmosphère sans la réchauffer directement de façon significative puis frappe et chauffe le sol.

2. Le sol chauffé entraîne une élévation de la température d'une fine (quelques cm. à m.) couche (poche) d'air au contact du sol.
3. Ces poches d'air légères vont finir par s'élever et créer ainsi des mouvements convectifs pour réchauffer l'atmosphère en altitude.

ÉVOLUTION DE LA MASSE D'AIR EN MOUVEMENT VERTICAL

TRANSFORMATION ADIABATIQUE

L'air est un mauvais conducteur de chaleur, on considère qu'une masse d'air qui monte ou qui descend va subir des changements de température sans échange d'énergie avec l'air environnant. On parle de transformation adiabatique.

Q18 D'après la loi des gaz, une masse d'air qui descend, donc augmente de pression atmosphérique subit une diminution de volume. En diminuant de volume, l'air gagne de l'énergie calorifique interne en se contractant (mais sans échange avec l'extérieur). La température de cette masse d'air va donc augmenter.

Q16, Q17 Inversement, une masse d'air qui monte (pression qui diminue) subit une augmentation de volume (détente) avec une perte d'énergie, donc une baisse de sa température.

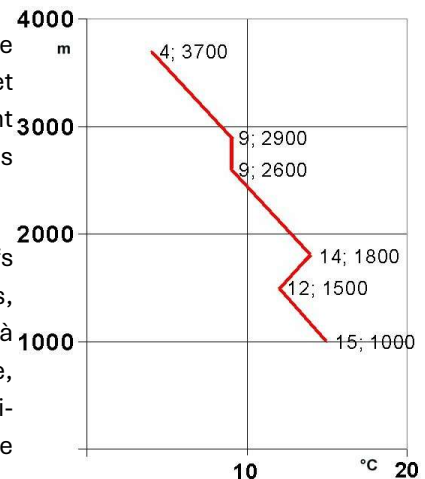
Le taux de diminution ou d'augmentation de température (gradient adiabatique) d'une masse d'air en mouvement vertical reste constant quelle que soit la température de l'air ambiant. Ce gradient adiabatique vaut en effet toujours 1°C par 100m si l'air est sec.

COURBE D'ÉTAT DES TEMPÉRATURES

La courbe d'état des températures est une représentation graphique des températures mesurées à différentes altitudes à un instant donné (cliché instantané réel) d'une portion de troposphère, sans mouvement vertical significatif.

Alors que la pression et la courbe de température adiabatique (masse d'air en mouvement vertical) varient avec l'altitude de façon régulière et selon des règles bien précises, les courbes d'état de températures sont totalement irrégulières, inconstantes, imprévisibles par des règles simples et varient d'un moment et d'un lieu aux autres.

Les courbes d'état sont obtenues à l'aide de radiosondes, dispositifs qui comprennent un ballon ascensionnel et un appareil de mesures, envoyés régulièrement (minuit et midi en général) dans l'atmosphère à partir de quelques stations météo répartis dans le monde. En Suisse, cette station, unique, se trouve à l'aéroport de Payerne. La figure ci-contre montre un exemple de courbe d'état des températures dans une portion de troposphère.



En pratique réelle, il existe deux grands types de courbe d'état de température lors de situation météo sans importante nébulosité ni vent fort : La courbe de la nuit et la courbe du jour.

- Durant une nuit claire,
 - Le sol émet un rayonnement infrarouge vers l'espace qui entraîne un refroidissement du sol puis de l'atmosphère environnante sur plusieurs dizaines de mètres d'altitude par un phénomène de convection inverse.

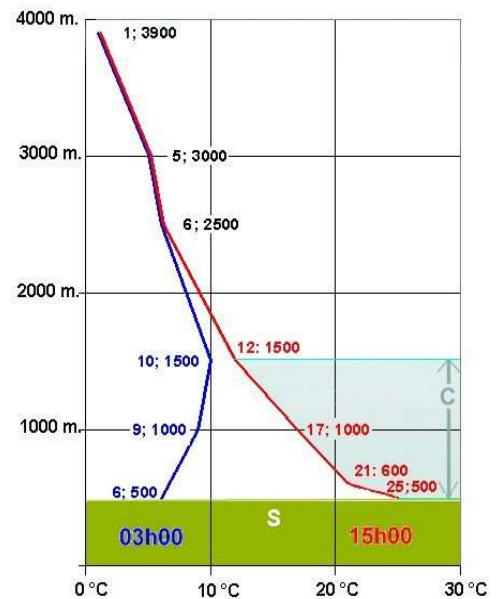
- L'air près du sol devient donc plus froid que l'air 500 m au-dessus du sol. Il se développe ainsi une couche nocturne d'inversion de température près du sol (courbe bleue).
Par exemple sur notre graphique, on trouve de l'air à 6°C au-dessus du sol (altitude 500 m.). A 1000 m, l'air présente 3°C de plus, il fait 9°C. Il s'agit bien d'une inversion de température au sol.
Plus haut, dans l'exemple à partir de 1500 m. la température décroît progressivement avec des gradients qui peuvent varier entre 0,4 à 0,8 °C par 100 m.
- En altitude, on peut rencontrer des couches d'inversion ou d'isothermie suivant la situation météorologique, mais pas forcément.
- Par ciel couvert durant la nuit
 - Le rayonnement infrarouge du sol est réfléchi vers le bas par les nuages.
 - La perte de chaleur par le sol sera moins grande. L'inversion de température au sol sera moins importante.
 - Par grand vent, à cause du brassage de l'air, le refroidissement de l'air au sol sera réparti sur une plus haute altitude. Le gradient de température au sol restera faible mais l'inversion au sol sera fortement réduite.

Q131 Dès le lever du soleil, le gain de chaleur reçu par le rayonnement solaire dépasse la perte de chaleur due au rayonnement infrarouge du sol terrestre. Le sol et l'air sus-jacents, puis l'air plus haut par convection, vont vite se réchauffer. L'inversion au sol va ainsi disparaître progressivement durant la matinée.

Au cours de l'après-midi la courbe d'état de température va ressembler à la courbe rouge de la figure ci-contre. Au sol, la température de l'air sera nettement plus élevée la journée que la nuit. Dans notre exemple, près de 20 °C de plus, soit 25 à 26 °C. Plus on monte en altitude et plus la différence de température entre la nuit (courbe bleue) et le jour s'estompe.

Regardons attentivement l'exemple de la figure ci-contre.

- Sur quelques dizaines de mètres, depuis le sol surchauffé, (entre 500 et 600 m.), la température va décroître très vite (de 25 à 21 °C sur 100 m.) soit un gradient de température de 4°C /100m. C'est beaucoup plus que le gradient adiabatique de 1°C/100m.
- Plus haut, entre 600 et 1500 m. le gradient de température est de 1°C/ 100 m. (9°C/900 m.), comme la courbe adiabatique. C'est une caractéristique thermique presque immuable de la couche convective.
Ce n'est pas étonnant puisque dans cette couche on trouve les mouvements verticaux convectifs incessants.
- Plus haut encore, à partir de 1500 m. la température rejoint progressivement la courbe nocturne, avec un gradient toujours inférieur à 1°C/100 m.



COUCHES PARTICULIÈRES

- **Q21, Q24, Q28** Une température identique sur une portion de la troposphère (généralement sous l'influence de la stratification) s'appelle isothermie. Son gradient est donc de 0°/100m.

- **Q23, Q28** Si la température d'une couche supérieure est supérieure à celle d'une couche inférieure, on parle d'inversion. On les rencontre souvent en automne et en hiver, à la limite entre l'air brumeux proche du sol et l'air limpide en altitude.

Exemples

1)	2)	3)	4)
500 m + 15 °C	500 m + 16 °C	500 m + 14 °C	500 m + 15 °C
800 m + 16 °C	800 m + 14 °C	800 m + 13 °C	800 m + 14 °C
1200 m + 13 °C	1100 m + 12 °C	1200 m + 11 °C	1200 m + 11 °C
1700 m + 10 °C	1900 m + 6 °C	1900 m + 6 °C	1800 m + 8 °C
2100 m + 7 °C	2400 m + 3 °C	2100 m + 7 °C	2000 m + 8 °C
3000 m + 1 °C	2900 m - 1 °C	2700 m + 3 °C	2800 m + 2 °C

- **Q30** : la partie surlignée en rouge laisse présumer d'une inversion en altitude, car la température à 2100m est supérieure à celle mesurée à 1900m.
- **Q31** : on voit une inversion au sol en vert, car la température à 800m est supérieure à celle mesurée à 500m.
- **Q32** : on voit une isothermie en bleu entre 1800 et 2000m, car la température reste identique malgré l'augmentation de l'altitude.

BULLES THERMIQUES

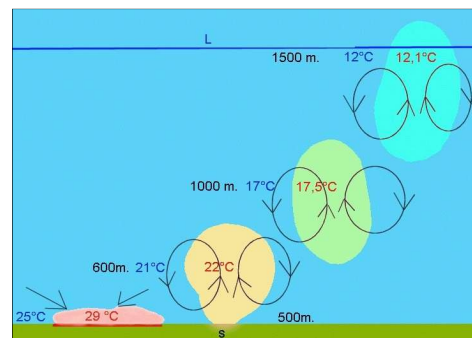
Imaginons maintenant, dans l'atmosphère d'après-midi de notre figure précédente, une bulle d'air thermique qui se surchauffe au sol, sur une surface chauffante très efficace. La température de cette bulle sera de quelques degrés de plus que l'air au sol avoisinant.

Q22 Exemple : en hiver, on a plus de chance de trouver des thermiques sur un versant sud abrupt composé de roches et de sapins qu'au-dessus d'un terrain plat en déneigé.

Tant que la bulle d'air thermique est plus chaude, donc moins dense et plus légère, que l'air ambiant, elle monte. Dès que la différence de température est nulle, l'ascendance thermique s'arrête de monter.

Q41 La gradient de température de l'air humide ascendant dépend en particulier de la quantité de vapeur d'eau qui se condense. Lorsqu'une masse d'air humide monte, son gradient de température est plus faible que celui de l'air sec car la chaleur libérée par la condensation influence la température de la masse d'air.

Lors d'un petit mouvement catalyseur¹ près de la source thermique (passage d'une voiture, petite brise locale, ombre d'un nuage...) la bulle d'air surchauffée va se détacher du sol ce qui va créer une aspiration de l'air ambiant pour remplacer l'air qui s'élève. Un important brassage d'air va s'ensuivre. La bulle se refroidit ainsi très vite avec l'altitude :



- 100 m. au-dessus du sol, à 600 m. dans notre exemple), il n'y a plus que 1°C de différence entre la bulle thermique et l'air ambiant (22 versus 21 °C).
- Encore plus haut il n'y a que quelques dixièmes de degrés de différence.
- A la limite supérieure de la couche convective (L), la différence de température est quasi nulle.

¹ Ce qui déclenche une réaction par sa seule présence.

On peut résumer cette évolution et ces différences des températures par des courbes.

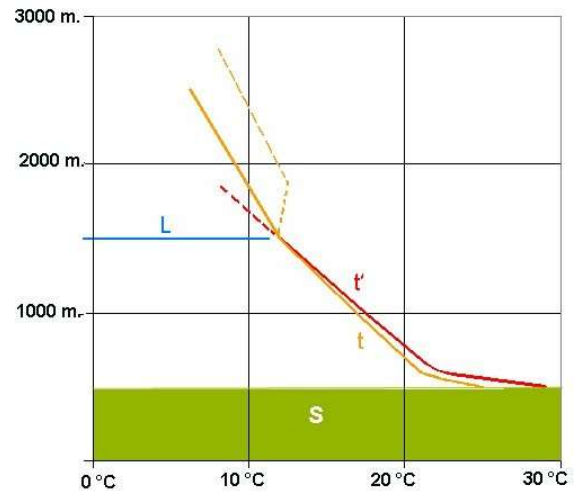
- Au-dessus de la couche convective, l'air ascendant de la bulle thermique ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$) devient rapidement plus froid est donc moins léger que l'air ambiant dont le gradient de température évolue de façon moins marquée.
- Les choses sont encore plus nettes si la couche convective est limitée par une inversion ou une isothermie, ce qui est assez fréquent mais pas constant (courbe pointillée orange).

Q25 Inversion et isothermie sont donc des couches de blocage très fort pour les ascendances thermiques.

Plus la couche convective est épaisse (différence d'altitude) meilleures (bien organisées et plafond haut) et plus fortes sont les ascendances thermiques. Et pour que la couche convective soit épaisse, il faut que le contraste de température entre la haute et la basse atmosphère soit assez important. Autrement dit, il faut que le gradient de température général (fonction de la situation météo) dans la fourchette d'altitude du sommet de la couche convective soit important et qu'il n'y ait pas de forte inversion ou isothermie.

- **Q40** Un gradient de température entre $0,3$ et $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m.}$ est considéré comme faible entraînant donc des convections plutôt faibles.
- Un gradient entre $0,6$ et $0,8$ est considéré comme fort avec de bons thermiques.

Pour le plateau suisse, le Jura et les Préalpes, c'est entre 1000 et 3000m qu'il faut juger ce gradient alors que pour les Alpes, il faut considérer la fourchette située entre 2000 et 4000m environ.



Graphique comparant les températures de l'air ambiant par rapport à celles de l'air dans l'ascendance thermique, en fonction de l'altitude. L = limite supérieure de la couche convective. t = courbe d'état des températures. t' = courbe de température dans l'ascendance.

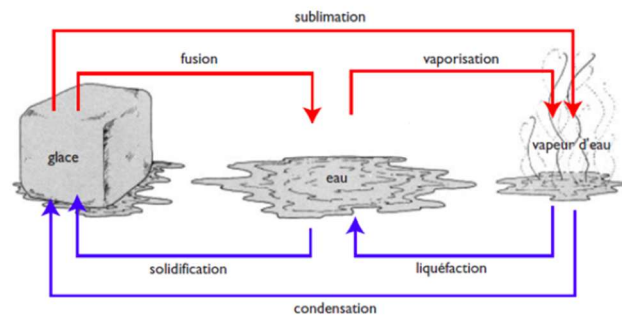
ÉTATS PHYSIQUES DE L'EAU

L'eau existe sous trois formes physiques (états)

- La glace (eau solide)
- L'eau (liquide)
- La vapeur d'eau (eau sous forme de gaz).

À remarquer que la vapeur d'eau est invisible (transparente comme l'air). La « vapeur » des hammams est donc en fait un nuage (fines gouttelettes d'eau en suspension dans l'air) chaud.

Q34, Q35, Q36, Q37, Q38 La condensation (G-S), la liquéfaction (G-L) et la solidification (L-S), libèrent de l'énergie. La fusion (S-L), vaporisation (L-G) et sublimation (S-G) nécessitent de l'énergie.



Le point de condensation est la température à laquelle il faut baisser l'air pour que sa vapeur d'eau se condense en liquide.

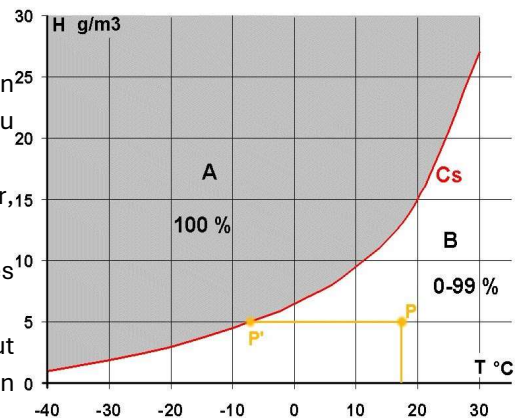
La buée respectivement le givre est une fine couche d'eau liquide respectivement de glace sur une surface solide. La grêle et la neige sont une autre forme d'eau solide.

HUMIDITÉ

L'humidité d'une masse d'air est la mesure de la quantité de vapeur d'eau (invisible) dans cette masse d'air. On peut la mesurer en masse d'eau gazeuse (en grammes) par unité de volume (en m³). C'est l'humidité absolue. Plus l'air est chaud et plus il peut contenir de vapeur d'eau avant condensation.

Figure ci-contre :

- A gauche et en haut de la courbe de saturation (Cs), on a la zone où l'on trouve de l'air saturé de vapeur d'eau (A)
 - Il ne peut pas contenir davantage de vapeur, l'air contient donc 100 % de vapeur d'eau.
 - Présence de brouillard (fines gouttelettes d'eau liquide en suspension)
 - Tout surplus d'humidité ou tout refroidissement de l'air entraîne la formation d'eau liquide supplémentaire.
- A droite et en bas de la courbe, on a la zone où l'on trouve de l'air non saturé de vapeur d'eau (B)
 - Il peut contenir davantage de vapeur, l'air contient donc entre 0-99% de vapeur d'eau
 - Pas de brouillard
 - Tout surplus d'humidité ou tout refroidissement de l'air n'entraîne pas la formation d'eau liquide supplémentaire, sauf si la saturation est atteinte.



Exemple : Prenons une masse d'air dont les caractéristiques (température et humidité) se situent au point P. Elle a donc 17 °C et contient 5 g de vapeur d'eau par m³.

- *A cette température elle est donc relativement sèche.*

- *Abaissons maintenant sa température à -7°C (point P'). Elle aura toujours 5 g d'eau par m^3 mais elle sera saturée de vapeur d'eau (elle aura 100% de vapeur d'eau)*
- *C'est-à-dire que depuis P' , tout abaissement de température ou toute augmentation d'humidité entraînera la formation d'eau liquide (nuage, brouillard, buée, gouttes) par condensation.*

On peut refaire le raisonnement avec différents points ailleurs sur le graphique. On obtient ainsi la courbe de saturation (en rouge) qui est l'ensemble des points qui définissent la condensation de la vapeur d'eau.

CHANGEMENTS D'ÉTATS

- Pour passer de l'état de glace, à l'état d'eau puis de vapeur, il faut chauffer la matière eau, donc lui donner de l'énergie, pour vaincre progressivement les forces intermoléculaires qui lient les particules d'eau. Les changements d'état en rouge sur le premier schéma nécessitent donc de l'énergie sous forme de chaleur qui doit être fournie par l'extérieur.
- L'inverse est plus abstrait. Quand l'eau passe de l'état de vapeur à celui de liquide puis à l'état de glace, il y a chaque fois restitution d'énergie sous forme de chaleur à l'environnement adjacent qui se réchauffe. Les changements d'état en bleu sur le premier schéma donnent donc de l'énergie qui est restituée à l'extérieur.

Pour bien comprendre concrètement cette notion de restitution d'énergie, prenons un exemple pratique important pour les ascendances thermiques (convections). On se souvient qu'une masse d'air non saturée de vapeur d'eau, dite « sèche », subit un changement de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ lorsqu'elle se déplace verticalement (gradient adiabatique).

Une masse d'air saturée de vapeur, contenant par conséquent du brouillard (eau liquide), va subir un refroidissement par détente si elle monte, donc une condensation supplémentaire de sa vapeur. Ce phénomène de condensation va réchauffer l'air ambiant par restitution (libération) d'énergie.

La décroissance de température dans cette masse d'air saturée sera par conséquent moins importante que le gradient adiabatique ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) de l'air non saturé dit « sec ». Si cette même masse d'air saturée descend, elle va se réchauffer. Elle pourra contenir plus de vapeur d'eau. Il y aura donc évaporation qui a besoin d'énergie (chaleur). Le taux d'augmentation de température dans cette masse d'air saturée sera par conséquent moins important que le gradient adiabatique ($1^{\circ}/100\text{m}$) de l'air non saturé dit « sec ».

Le gradient de température dans une masse d'air saturée de vapeur d'eau, en ascension ou respectivement en descente, dépend donc de la quantité de vapeur d'eau qui se condense respectivement s'évapore.

NUAGES

Un nuage est une portion d'atmosphère contenant d'innombrables fines gouttelettes d'eau liquide en suspension dans l'air, un peu comme de la poussière. On parle de nuage quand on voit cet ensemble depuis l'extérieur tandis qu'on parle de brouillard quand on se trouve à l'intérieur de ce nuage.

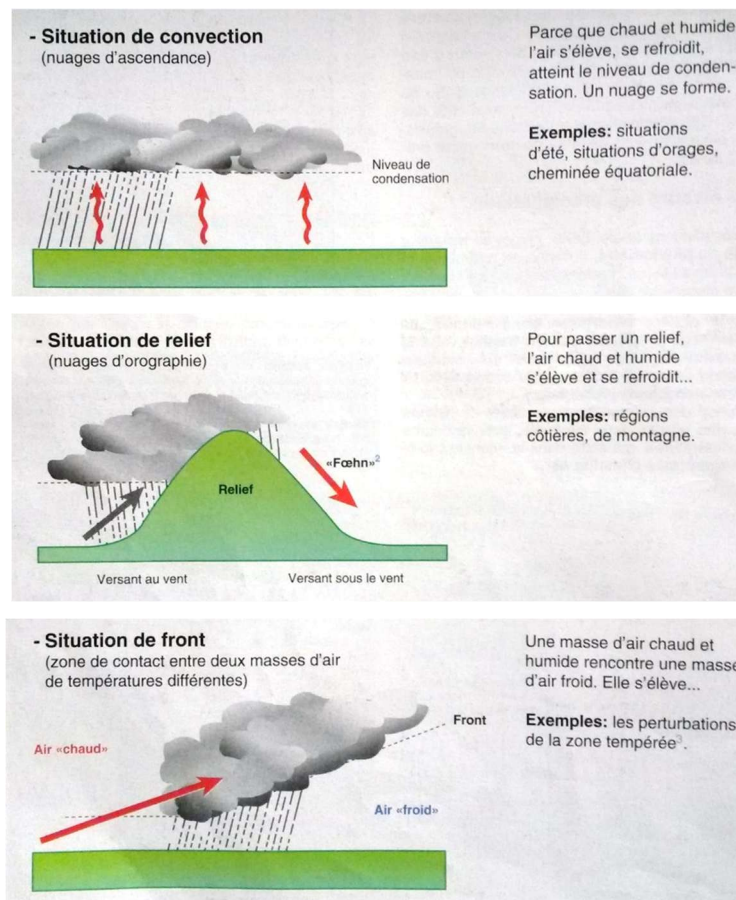
- On définit plus exactement le brouillard lorsque la visibilité est inférieure à 1 km.
- La brume (suspension de particules diverses) est nettement moins épaisse. On la définit lorsque la visibilité se situe entre 1 et 10 km.

FORMATION

Q47 Un nuage se forme dans plusieurs circonstances. Dans tous les cas, il se forme lorsque l'air se refroidit et atteint son point de condensation.

On relève 2 causes principales :

- Lors des nuits longues (automne et hiver), le sol terrestre qui émet des rayons infrarouges se refroidit progressivement. La couche d'air à proximité va aussi se refroidir. **Q39** Si la température de cet air atteint la température de condensation (température de point de rosée) du brouillard peut se former près du sol. On parle de brouillard de rayonnement, typique des hivers et des automnes.
- Un nuage peut aussi se former lorsqu'une masse d'air présente un mouvement ascensionnel. Elle se refroidit progressivement jusqu'à atteindre le point de condensation. Il y a 3 phénomènes principaux qui illustrent ce fait.



Q48 La base de ces nuages est alors la limite inférieure de ces nuages qui se trouve à l'altitude du point de condensation de l'air ascendant. De façon générale, plus l'atmosphère est humide et plus la formation de

nuages est probable. Avec une atmosphère très humide, il faut s'attendre à beaucoup de nuages bas. Inversement, une atmosphère sèche donnera peu de nuages haut situés voire aucun nuage.

TYPES DE NUAGES

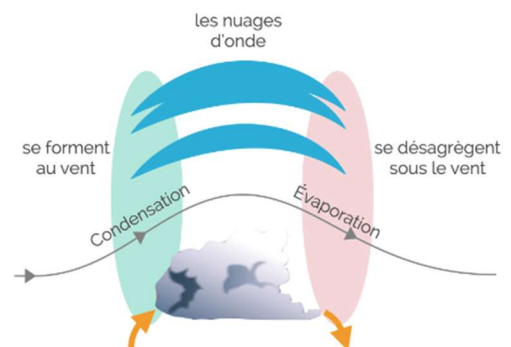
Les nuages ont diverses formes et altitudes selon leur circonstance d'apparition. Le principe de syntaxe des noms de nuages est le suivant :

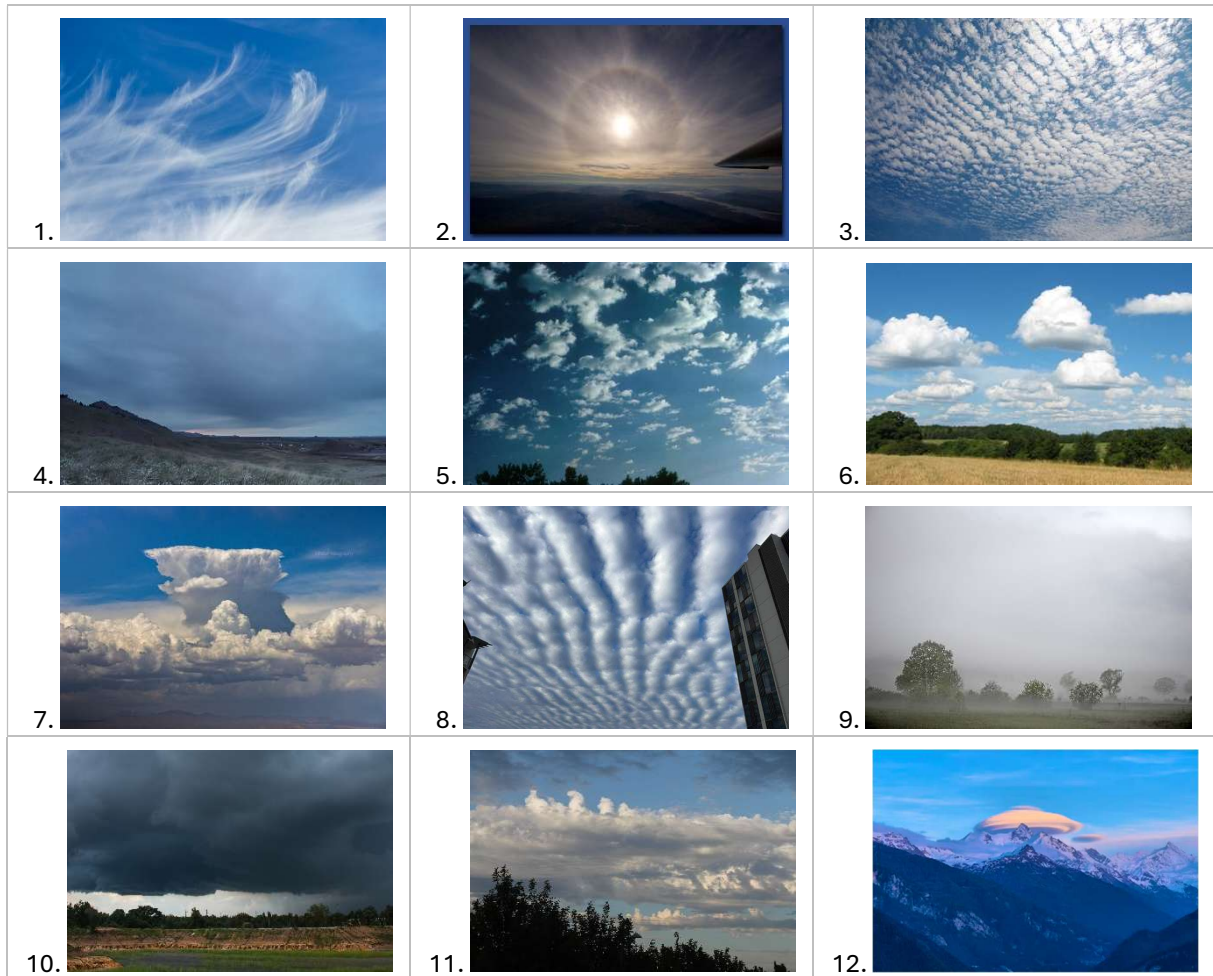
- **Q52, Q53** Les cirrus (préfixe cirro-) sont des nuages très élevés (entre 6000 et 10000m. d'altitude) et en général pas très épais.
- Les nuages avec préfixe alto- sont des nuages un peu plus épais situés entre 3000 et 6000 m.
- Les cumulus (préfixe cumulo-) sont des nuages en forme de boule ou de « chou- fleur ».
- Les stratus (préfixe strato-) sont des nuages en couche close qui s'étalent.
- Les nimbus (préfixe nimbo-), par exemple le nimbostratus, sont des nuages qui engendrent des précipitations.

Il y a encore quelques termes plus spécifiques, employés dans des circonstances particulières, comme les nuages lenticulaires (nuages en forme de lentille) et les nuages castellanus (en forme de château avec des tours).

1. Cirrus (Ci)
 - Petits nuages fins en forme de mèches
 - Situé à très haute altitude (entre 6000 et 10000m).
2. Cirrostratus (Cs)
 - Couche close et fine de nuages
 - Situé à très haute altitude (entre 6000 et 10000m).
 - Cette couche est translucide et l'on peut voir le soleil d'intensité atténuée au travers de cette couche nuageuse avec un halo de couleurs autour du soleil.
3. Cirrocumulus (Cc)
 - Ensemble de petits nuages amoncelés (flocons)
 - Leur base se trouve à plus de 6000 m. d'altitude.
 - C'est, parmi la famille des cumulus, les nuages dont la base est la plus élevée.
 - **Q55** Ces nuages sont toujours constitués de fins cristaux de glace en suspension dans l'air, comme de la poussière.
4. Altostratus (As)
 - **Q49** Nuages en couche close
 - Leur base se trouve à environ 4000m d'altitude.
5. Altcumulus (Ac)
 - **Q50** Ensemble de petits nuages amoncelés (flocons)
 - Leur base se trouve à environ 4500 m. d'altitude.
6. Cumulus (Cu)
 - **Q43** Sont le signe de bons courants ascendants (convections).
 - On distingue 3 cas principaux :
 - **Q56 Q43** Les cumulus humilis, très petits (sur l'image)
 - Les cumulus médiocris, de taille moyenne
 - Les cumulus congestus, de grosse taille, à base sombre et pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de mètres de hauteur. Ces derniers peuvent engendrer de petites averses locales ou continuer en cumulonimbus (nuage d'orage).
 - La base des cumulus se situe en général entre 1000 et 4000 m d'altitude suivant le lieu et la situation météorologique. Elle est donc toujours plus basse que celle de la famille des cirrus.

- Les cumulus humilis et mediocris, surtout s'ils sont élevés, sont les indicateurs de bonnes ascendances thermiques.
7. Cumulonimbus (Cb)
- Ils font suite aux cumulus congestus qui se développent en énormes nuages d'orage, souvent en forme de champignon, atteignant des altitudes très élevées (environ 10000 m.).
 - **Q57** Les courants (vents), d'abord ascendant puis descendant et horizontaux sont très forts (beaucoup plus rapides que la vitesse des parapentes) ce qui est très dangereux pour ces aéronefs.
 - Ces nuages peuvent déverser de la grêle mais pas toujours.
- Q61** Dès qu'il y a précipitations des phénomènes d'évaporation se produisent en altitude ce qui refroidit localement l'air, expliquant les forts courants descendants durant les précipitations.
- Q60** Un rideau gris de stries verticales, voire légèrement obliques, s'étendant de la base sombre de Cu cong. ou de Cb jusqu'au sol est un signe, visible de loin, de précipitations.
8. Stratocumulus (Sc)
- Cumulus rapprochés et formant des bandes
 - En général près du sol.
 - Ils sont fréquents après la pluie.
9. Stratus (St)
- Couche de nuages close
 - Souvent en contact du sol et entraînant, pour les observateurs au sol, du brouillard.
 - **Q45, Q46** Ce sont des nuages typiques de l'automne et de l'hiver, surtout durant la nuit et le matin lorsqu'il existe une forte inversion de température vers 1000-1500 (autrement dit une grande stabilité de la stratification dans la partie basse de l'atmosphère).
→ On peut alors observer un temps ensoleillé en altitude et du brouillard au sol.
10. Nimbostratus (Ns) :
- **Q51** Couche de nuages très épaisse et close
 - La base se situe à environ 1000 m d'altitude. Ces nuages peuvent se développer jusqu'à une très haute altitude.
 - **Q54** Engendrent des précipitations.
11. Altocumulus castellanus (Ac cas)
- Ils ont une forme de château avec rempart et tours.
 - **Q44** Ils se développent tôt le matin et signale une atmosphère humide, instable et propice au développement d'orages dans l'après-midi.
12. Altocumulus lenticulaires (Ac len)
- Ces nuages se développent à des altitudes supérieures à 3500 m
 - **Q58** Se développent lorsque les vents soufflent modérément à fort sur les reliefs ce qui crée des mouvements d'ondulation du vent.
 - **Q59** Malgré le vent, ces nuages restent stationnaires puisqu'il y a condensation par refroidissement sur la partie ascendante, au vent, de l'onde et évaporation par réchauffement sur la partie descendante, sous le vent.





CENTRES D'ACTION

Dans ce chapitre on ne parlera que de cette pression atmosphérique réduite au niveau de la mer.

ANTICYCLONES ET DÉPRESSIONS

Les surfaces de la terre ne sont pas à la même altitude. Il est donc difficile de comparer les pressions atmosphériques au sol d'un endroit à l'autre, puisque le point le plus élevé aura toujours la pression la plus basse. Par des calculs sophistiqués, qu'on ne développera pas ici, on peut calculer (réduire) la pression atmosphérique à l'altitude 0 mètre (niveau de la mer) à partir des valeurs de pression et de température mesurées d'un point situé à une altitude plus élevée.

Q63 La pression atmosphérique au niveau de la mer n'est pas identique d'un lieu à l'autre ni d'un moment à l'autre, comme on peut l'observer sur un baromètre heure après heure. Les variations de températures des surfaces du sol produisent soit un réchauffement soit un refroidissement de l'air au contact de ce sol, ce qui provoque des variations de la densité, et par conséquent de pression, de l'air.

- **Q64** Une zone de haute pression ou anticyclone peut se former sur une zone qui durant une longue période est plus froide que son entourage,
Par exemple : le pôle Nord, la Sibérie ou autre continent en hiver (soleil bas sur l'horizon), un océan durant l'été (Atlantique nord) qui est plus frais en comparaison d'un continent surchauffé à la même latitude (Europe).
- **Q65** Une zone de basse pression ou dépression peut se former sur une zone qui durant une longue période est plus chaude que son entourage
Par exemple l'équateur, le Sahara en été, l'océan Atlantique durant l'hiver en comparaison de l'Europe continentale froide.

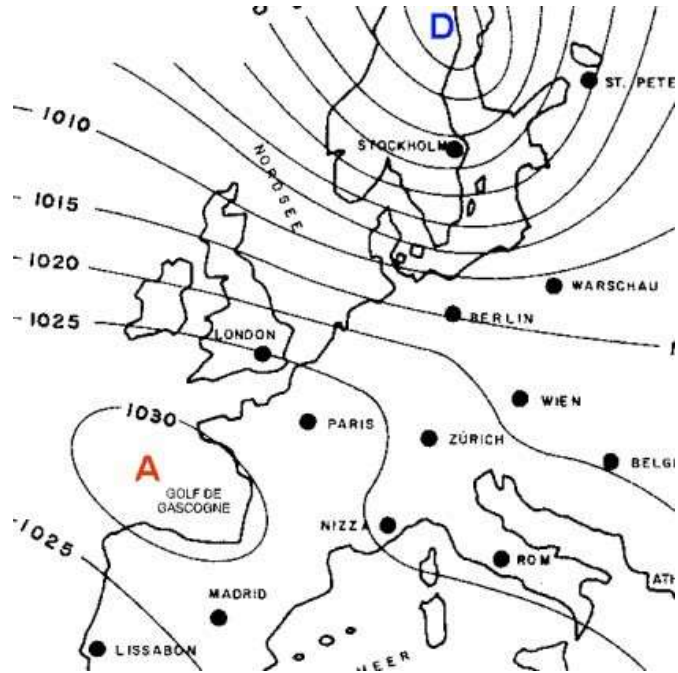
Les basses pressions et les anticyclones sont appelés centres d'action car ils sont à l'origine de la circulation atmosphérique générale.

La pression atmosphérique est mesurée actuellement en hectopascal (hPa). On a vu que la valeur moyenne de pression atmosphérique au niveau de la mer est, sur la terre, de 1015 hPa. Lorsqu'elle est plus haute on parle d'une zone de haute pression, lorsqu'elle est plus basse, de dépression.

- **Q67** Dans nos régions, la valeur de 1035 hPa correspond typiquement à un puissant anticyclone d'hiver. Cette valeur est rarement dépassée.
En été, les valeurs de pression pour un anticyclone sont en général un peu plus basses, entre 1020 et 1025 hPa.
- **Q66** La valeur de 955 hPa correspond quant à elle typiquement à une zone dépressionnaire.

Q70 Pour se représenter en un coup d'œil la répartition de la pression sur une carte synoptique (géographique), on relie les valeurs de pression identique (réduite au niveau de la mer) par des lignes courbes : les isobares.

Q145, Q146, Q147, Q148, Q149, Q150 Sur cette carte, grâce aux isobares, on voit immédiatement où se trouvent l'anticyclone (golfe de Gascogne) et la dépression (Scandinavie). Les isobares sont espacées de 5 hPa et prennent ainsi les valeurs de 1000, 1005, 1010, 1015, etc. hPa. Londres et Nice se trouvent presque sur la même isobare 1025 hPa. Zürich se trouve à mi-chemin entre 1020 et 1025 hPa, soit à environ 1023 hPa. Au centre de l'anticyclone on a un peu plus de 1030 hPa puisque cette zone est entourée de l'isobare 1030 hPa.



MOUVEMENT DES MASSES D'AIR

Tous les fluides (liquides et gaz) se déplacent d'un endroit où la pression est forte à l'autre où la pression est plus faible. Le mouvement de ces masses d'air donne lieu au vent.

Plus la différence de pression est grande et plus la vitesse de déplacement du fluide sera grande. Cette loi reste valable pour nos centres d'action. Plus la différence de pression entre un anticyclone et une dépression est grande (autrement dit plus les isobares sont serrées et nombreuses) et plus les vents au sol seront forts.

Cependant, à cause de la rotation de la terre sur elle-même, les vents sont soumis aussi à une force virtuelle, appelée force de Coriolis, qui empêche les flux d'air de se déplacer directement en ligne droite des centres de haute pression (anticyclone) aux centres de basse pression.

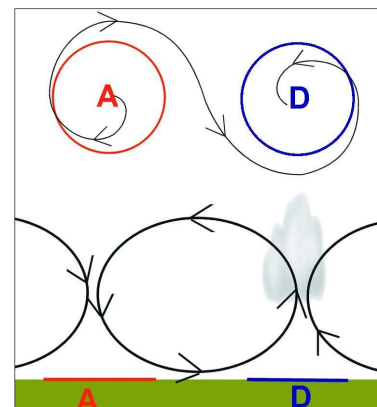
Q72 Les vents au sol soufflent donc plus ou moins parallèlement aux isobares du centre d'action de la haute pression à la dépression, comme le mouvement tourbillonnaire de l'eau autour de l'orifice de vidange d'une baignoire qui se vide.

Dans l'hémisphère nord, les masses d'air

- **Q68** S'élèvent en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour du centre des dépressions
- **Q69** S'abaissent en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre autour du centre des anticyclones.

Dans l'hémisphère sud, c'est l'inverse.

Q71 A partir du tracé des isobares, de leur répartition et de la disposition des centres d'action, on peut donc se prononcer sur la direction principale et la force du vent. Ce vent général, appelé aussi vent géostrophique, dû aux centres d'action, est déterminé selon les 3 principes suivants :



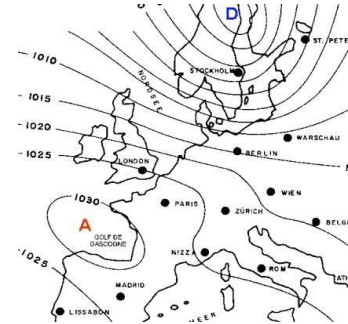
1. La direction du vent est parallèle aux isobares.

2. Le sens du vent est celui des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone et est inverse à celui des aiguilles d'une montre autour d'une dépression (pour l'hémisphère nord). Pour l'hémisphère sud c'est l'inverse.
3. La force du vent est déterminée par l'espacement (=gradient horizontal de pression) entre les isobares. Plus l'espacement est petit (=fort gradient de pression) et plus le vent est fort et vice-versa.

Exemples

Si on reprend la figure précédente :

- On voit qu'à Stockholm, les vents soufflent fort d'ouest, parallèles aux isobares serrées, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la dépression plus au nord
- À Paris les vents sont faibles du nord-ouest, parallèles aux isobares espacées, dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'anticyclone du Golfe de Gascogne.



Q73 Si l'écart entre les isobares sur une carte météo est peu important (isobares serrées), on parle donc chute de pression abrupte et on prévoit des vents forts.

Q74 Inversement, si l'écart entre les isobares sur une carte météo est important (isobares espacées), on parle d'une répartition plate de la pression et on prévoit des vents faibles.

Nous avons décrit les deux types de centres d'action : les anticyclones et les dépressions.

- Dans les anticyclones, l'atmosphère s'affaisse, donc s'échauffe et s'assèche. Dans nos régions, on trouve d'ailleurs assez souvent une inversion de température notamment vers 1500-2000 m. lors de situation anticyclonique.
- Au contraire, dans une dépression, l'air se soulève, donc se refroidit et s'humidifie. C'est pourquoi on trouve plutôt du beau temps stable avec une couche convective en général pas très épaisse dans les situations anticycloniques et du mauvais temps dans les situations dépressionnaires.

Entre ces deux types de centres d'action, il peut exister une zone de pression intermédiaire (1010 à 1020 hPa) de répartition très plate, c'est-à-dire avec des isobares très espacées et peu nombreuses. On parle alors de marais barométrique.

Q75 Dans un marais barométrique l'affaissement d'air est peu ou pas présent si bien que l'atmosphère est un peu moins sèche et un peu plus instable que dans un anticyclone. D'autre part les vents sont faibles puisque le gradient de pression est faible ou nul. C'est donc dans une telle situation que les convections sont les meilleures pour nos vols en parapente.

Mais attention cependant au développement d'orages locaux.

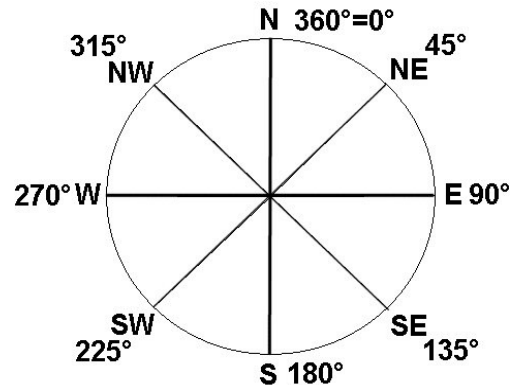
VENT

FORCE ET DIRECTION

On définit la direction du vent par son origine (=d'où vient le vent) au moyen des points cardinaux (nord – est – sud - ouest) ou du nombre de degrés sur le compas de la rose des vents. Un vent du nord vient donc du nord même s'il se dirige vers le sud.

Par exemple :

- **Q76** Un vent de 135° est un vent du SE (sud-est), qui vient du SE (et donc ne va pas vers le SE).
- **Q77** Un vent du NW (nord-ouest) est un vent de direction 315°.



On définit la force du vent en km/h, en m/s ou en nœuds.

Pour trouver la valeur en Km/h d'une vitesse de vent mesurée en nœuds, il faut multiplier cette dernière par 2 et soustraire au résultat 10% environ de celui-ci.

Par exemple :

- **Q78** Un vent de 25 nœuds souffle à 45 Km/h : en détails, $2 \times 25 = 50$, $50 - (10\% \text{ de } 50) = 45$.
- **Q79** Un vent de 270°/10 nœuds est un vent d'ouest soufflant à 18 Km/h : en détails $2 \times 10 = 20$, $20 - 2 = 18$.
- **Q82** On donne dans l'énoncé, l'extrait du radiosondage suivant : 1000 m : 070°/15 nœuds, 2000 m : 080°/10 nœuds, 3000 m : 230°/10 nœuds, 4000 m : 240°/10 nœuds.
On demande le vent à 1000 m. d'altitude : On lit bien sûr 070°/15 nœuds, ce qui correspond à un vent du NE (plus exactement ENE) de 28 Km/h.

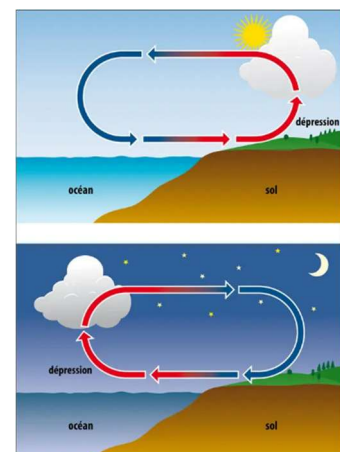
BRISES LOCALES

A côté de la circulation générale ou géostrophique (macro-échelle) due aux centres d'action, on trouve une circulation d'air régionale à méso échelle et à micro-échelle.

BRISE DE MER ET BRISE DE TERRE

Le premier exemple est celui de l'alternance des brises entre les grandes surfaces d'eau (lac, mer) et leurs littoraux.

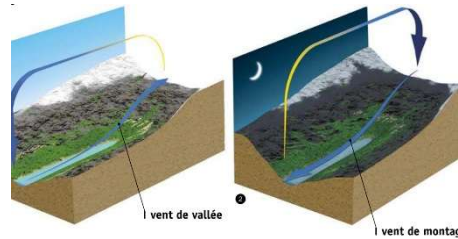
- Pendant une journée ensoleillée, les littoraux se réchauffent plus vite et plus que l'atmosphère lacustre adjacente.
- Ceci entraîne une circulation d'air du lac vers les côtes (vent du lac, de mer). Durant la nuit, c'est l'inverse.
- Les côtes sont plus fraîches que le lac qui a emmagasiné de la chaleur à cause de la grande capacité calorifique (accumulation de chaleur) de l'eau.
- Le flux d'air va du littoral au lac (vent de terre).



VENT DE MONTAGNE ET VENT DE VALLÉE

Le deuxième exemple, comparable au précédent, mais qui nous concerne plus, est celui de l'alternance des vents de montagne et de vallée.

- **Q85, Q88** Le vent de vallée (ou vent d'aval ou brise montante) est un vent qui souffle, durant le jour (soleil), de la partie aval et large (et fraîche) d'une vallée vers sa partie amont avec ses petites vallées suspendues et ses sommets qui se réchauffent plus vite.
- **Q92** Puisque que la brise de vallée dépend de la puissance du soleil et de la surface du sol sans neige, elle est plus forte en juillet et août et minimale en décembre et en janvier.
- **Q90, Q91** Elle est aussi plus forte en milieu d'après-midi et lorsque le ciel n'est pas couvert. En été la brise de vallée débute en fin de matinée et le vent de montagne en général en soirée (18-19h00).
- **Q30** Avec l'altitude, le vent de vallée forcit. Mais dans les larges vallées le vent de vallée disparaît progressivement vers 2000 m. d'altitude et laisse la place au vent météo général.
- **Q84, Q89** Le vent de montagne (ou vent d'amont ou brise descendante) est un vent qui souffle durant la nuit (arrêt de l'ensoleillement), des sommets et des petites vallées suspendues d'amont, qui se refroidissent plus vite, vers la large et profonde vallée principale d'aval, qui se refroidit plus lentement.



Q94 Exemple : dans les vallées alpines, on peut s'attendre à un vent de vallée plus prononcé par un ciel découvert (ou partiellement découvert) en milieu d'après-midi.

Chaque paroi ensoleillée présente une couche d'une petite brise de pente ascendante, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, léchant la pente à ne pas confondre avec les ascendances thermiques de montagne qui s'étendent jusqu'au sommet de la couche convective et qui sont en général un peu éloignées de la paroi, plus espacées les unes des autres, plus cylindriques et ne se développant que sur des zones particulièrement propices à l'échauffement du sol par le soleil (donc aussi à l'abri du vent de vallée principal). Cette brise de pente est le léger vent thermique de face qui nous permet de décoller plus facilement.

Durant la nuit, chaque paroi se refroidit (rayonnement nocturne) et entraîne la formation d'une fine couche de brise descendante. Ces vents se rassemblent finalement et forment le vent descendant (de montagne) au fond de la vallée

THERMIQUES

Les thermiques de montagne peuvent être pourtant considérés comme une variante de la brise de pente (aussi d'origine convective).

Contrairement à la brise de pente, ces ascendances finissent par se détacher de la paroi et évoluer indépendamment dans l'atmosphère libre comme en plaine. En général, les thermiques de montagne sont cependant plus forts et plus constants (colonne plutôt que bulle ascendante) que les thermiques de plaine.

Si on dessine un plan de section perpendiculaire à la vallée, on peut se représenter la composante perpendiculaire du système de brise de montagne.

RESTITUTION

Q140 Durant le jour, les brises de pentes montent au-dessus de celles-ci puis l'air retourne au centre de la vallée où il redescend lentement (affaissement comme dans un anticyclone). On trouve donc les ascendances surtout dans la partie supérieure des flancs de vallée.

Q86, Q87 La partie inférieure des flancs est balayée de travers par le vent de vallée qui détruit les ascendances à ce niveau. Durant le début de la nuit, les brises de pentes descendantes rejoignent le centre et le fond de la vallée puis présentent un léger mouvement ascensionnel au milieu de la vallée.

En soirée, ce mouvement ascendant peut être assez fort pour maintenir les planeurs un moment en altitude. On parle alors de « restitution ». Cependant, cette restitution ne dure que quelques dizaines de minutes.

TURBULENCES

Les turbulences (variations locales et brusques de direction et de force du vent, tourbillonnements d'air) sont dues aux vents. Plus il est fort et plus elles sont probables, violentes et dangereuses. C'est pourquoi il est déconseillé de voler par vent fort ou de voler dans des zones propices au vent fort (rétrécissement ou courbure d'une vallée). De même, il faudrait atterrir rapidement lorsque le temps devient orageux. Un orage proche est souvent associé à des épisodes de rafales de vent particulièrement fortes et irrégulières.

On classe les turbulences en 3 types selon leur origine :

- Les turbulences mécaniques
- Les turbulences de cisaillement
- Les turbulences thermiques

TURBULENCES MÉCANIQUES

Q95 Les turbulences mécaniques résultent du conflit entre les obstacles solides du sol et le vent. On dit que la partie de l'atmosphère devant respectivement derrière l'obstacle ou le relief est située au vent respectivement sous le vent, de cet obstacle ou de ce relief.

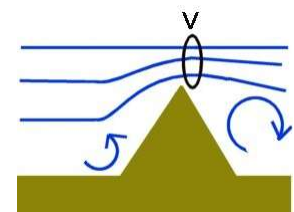
Q82, Q83 Lorsqu'on compare le vent au sol avec celui à 300m/sol, le vent au sol sera en général plus faible et plus turbulent, car freiné par les obstacles.



C'est sous le vent d'un relief ou d'un obstacle que les turbulences sont les plus marquées. Il faut donc éviter à tout prix de voler sous le vent d'une montagne ou d'un obstacle (choix de l'atterrissage notamment). Les turbulences peuvent s'étendre horizontalement derrière l'obstacle jusqu'à dix fois la hauteur de celui-ci.

Lorsqu'il s'agit d'un relief imposant, le vent devant la pente est forcé de monter. Au-dessus de l'arête il y a donc une diminution de la section d'écoulement du vent. Pour un débit d'air (vent) qui doit rester identique, le vent est donc obligé d'augmenter sa vitesse au-dessus de l'arête.

Ce phénomène d'augmentation de la vitesse lors de la diminution de la section d'écoulement, et vice-versa, s'appelle l'effet Venturi (nom d'un physicien). L'effet Venturi et ses turbulences associées sous le vent ne se rencontrent pas seulement au-dessus et derrière les crêtes mais aussi à côté d'un relief, lorsque le vent contourne celui-ci ou lors de rétrécissement d'une vallée.

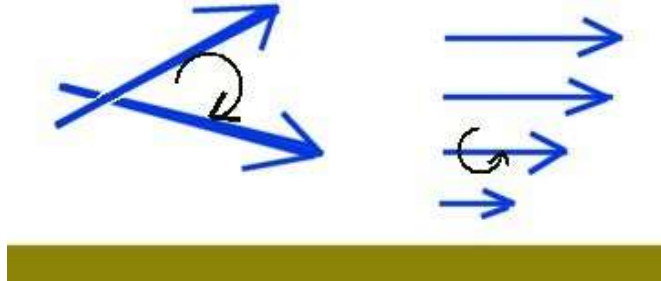


TURBULENCES DE CISAILLEMENT

Q96 turbulences de cisaillement apparaissent au voisinage de la frontière entre deux masses d'air soumis à des vents de direction et/ou de force différentes.

Exemples

- **Q81** On donne des vents de nord-est d'environ 10-15 nœuds à 1000 et 2000 m. et des vents du sud-ouest d'environ 10 nœuds à 3000 et 4000 m.
- C'est donc entre 2000 et 3000 m. où se produit le changement de direction qu'on risque de trouver des turbulences de cisaillement.

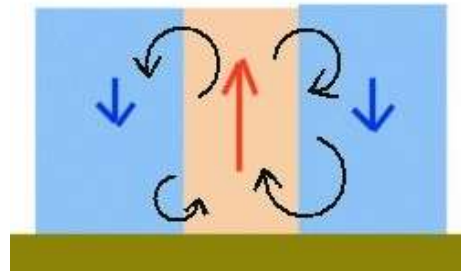


Lorsque le vent diminue de vitesse sans changer de direction, on parle de gradient de vent. Cela se passe surtout près d'un sol plat car le vent à quelques mètres (ou centimètres) du sol est freiné par l'étendue solide contrairement au vent libre quelques dizaines de mètres au-dessus.

TURBULENCES THERMIQUES

Q97 Les turbulences thermiques apparaissent lors des convections, surtout à la limite entre l'air ascendant et l'air descendant ou calme, et aussi au sommet de la couche convective.

Q101, Q102 Les conditions les plus calmes au mois de juillet sont présentes en début de journée, avant que le thermique s'installe (vers 9h). Les turbulences seront le plus fort vers 15h.



Il s'agit donc d'une variante de turbulences de cisaillement.

Exemples

- **Q98** En été à 14h, après le passage d'un front froid et par un vent météo de nord-ouest, un vent de 25km/h souffle au fond d'une vallées des Alpes par beau temps. Au milieu de la vallée à 500m/sol, le libériste doit s'attendre principalement à des turbulences de cisaillement.
- **Q99** Dans les mêmes conditions à 20m/sol, le libériste peut s'attendre à des turbulences mécaniques.
- **Q100** En été, à 13h et par beau temps, un libériste qui vole au-dessus d'un versant sud à 2800m d'altitude peut s'attendre à des turbulences thermiques.
- **Q103** Vers 11h, un libériste qui vole dans un secteur fortement sujet au vent de vallée peut s'attendre à rencontrer encore des turbulences thermiques, mais moins à des turbulences mécaniques ou de cisaillement. Le vent de vallée, à cette heure-ci, n'est pas encore fortement installé.

MASSES D'AIR, FRONTS, PERTURBATIONS

Q104 Une masse d'air est une vaste (échelle continentale) étendue horizontale d'atmosphère présentant des caractéristiques (en particulier température et humidité) homogènes.

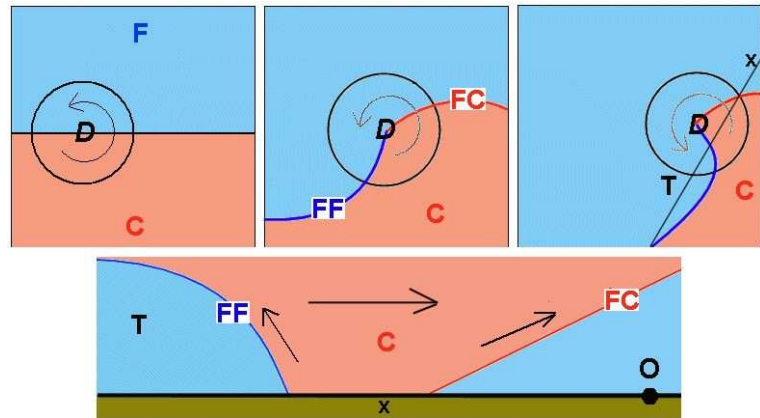
Q105 On parle de masse d'air polaire maritime (froide et humide) ou bien tropicale continentale (chaude et sèche). On dit que la masse d'air est chaude si elle présente une température supérieure à la masse d'air voisine. Les masses d'air ne se mélangent que difficilement. Il existe donc une surface de séparation relativement nette entre deux masses d'air distinctes.

Q106 La surface de séparation entre deux masses d'air différentes s'appelle surface frontale. Les surfaces frontales (ou tout simplement fronts) se trouvent essentiellement dans les régions tempérées (Europe) car celles-ci sont à mi-chemin entre les régions polaires froides et les régions tropicales chaudes.

On parle de

- Front chaud lorsque la masse d'air chaud moins dense et plus légère glisse sur la masse d'air froid
- Front froid lorsque la masse d'air froid, plus dense, glisse sous la masse d'air chaud.

En principe il n'y a pas de front dans les régions polaires ni dans les régions équatoriales et même tropicales. Le développement des dépressions polaires (par exemple au nord et au centre de l'Europe) et celui des fronts sont intimement liés. Voir schéma d'un système dépressionnaire et frontal sur la figure ci-contre.



Au commencement, le centre de la dépression se situe sur la surface frontale.

A nos latitudes, les systèmes dépressionnaires et frontaux se déplacent lentement (quelques km/h), en général d'ouest en est. Puisque les vents tournent à l'inverse du sens des aiguilles d'une montre dans les dépressions, un front froid se forme au sud-ouest de la dépression et se dirige vers le sud-est tandis qu'un front chaud se forme à l'est, sur la surface de séparation entre la masse d'air froid et la masse d'air chaud, et se dirige vers le nord.

Q108 Le front froid va un peu plus vite que le front chaud et peut le rattraper pour former un front occlus ou une occlusion. Si on trace un plan de section vertical passant par la droite x, on peut se représenter ce système en coupe verticale. On peut alors observer que les deux surfaces frontales chaude et froide sont inclinées du côté de l'air froid.

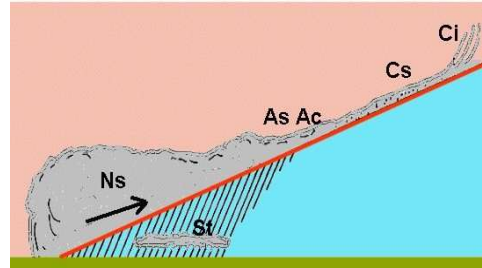
Q107 Pour un observateur O au sol, il voit d'abord le front chaud en altitude puis au sol ensuite le front froid se manifeste d'abord au sol puis en altitude.

DÉROULEMENT

FRONT CHAUD

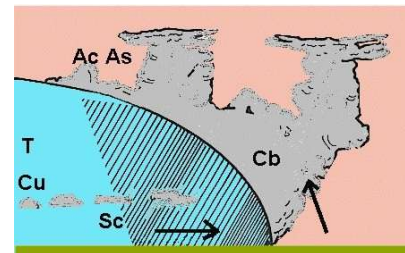
1. **Q120** L'air chaud glisse et monte au-dessus de l'air froid, lentement pour le front chaud et plus brutalement et rapidement pour le front froid.

2. Cet air chaud se refroidit par détente. Son humidité relative baisse et l'air se sature de vapeur d'eau.
3. Nuages nombreux et pluies abondantes s'ensuivent. C'est pourquoi les fronts sont aussi appelés perturbations.
4. **Q109** Puisqu'un front chaud est plus progressif et lent, on verra apparaître des cirrus puis des cirrostratus des altostratus et altostratus et finalement des nimbostratus avec des pluies fines.
5. **Q110** Juste avant l'arrivée du front chaud au sol, les nuages (Ns) sont bas et il pleut, la visibilité est mauvaise et le vent se renforce.



FRONT FROID

6. **Q118** L'arrivée du front froid est plus brusque.
7. Il s'annonce par une barrière de cumulonimbus arrivant de l'ouest.
8. Le temps une à deux heures avant peut être calme et assez ensoleillé, mais pas toujours. Il peut se développer des rafales d'orage ou une augmentation de la nébulosité par extension horizontale vers l'est du sommet des cumulonimbus.
9. Les ascendances se renforcent à cause de l'ascension générale de la masse d'air chaud devant le front ce qui rend l'atmosphère plus instable.
10. **Q115** Derrière le front froid on trouve le ciel de traîne, plus frais, avec une bonne visibilité et des stratocumulus puis des cumulus assez bas et de faible extension verticale.
11. **Q122** En raison de la température élevée de la basse atmosphère, les cumulonimbus (avec orages) d'un front froid sont plus probables en été qu'en hiver.

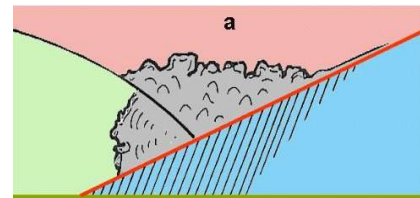


Q123, Q125 Quand les services de prévisions météorologiques annoncent l'arrivée d'air polaire frais en été alors que l'air actuel est chaud et étouffant (humide), ils veulent sous-entendre l'arrivée d'un front froid avec orages s'accompagnant souvent de grêles et de rafales de vents. L'heure n'a pas d'influence sur la formation des orages frontaux.

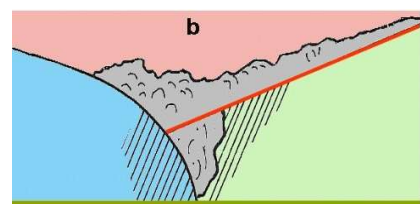
OCCLUSION

Q116 Une occlusion se produit lorsque le front froid a rattrapé le front chaud, qui le précède au niveau du sol, puis se confond avec lui. Selon la température de l'air froid derrière le front froid, une occlusion peut présenter soit les caractéristiques d'un front chaud soit celles d'un front froid.

Q117, Q119 a) Si l'air froid derrière le front froid est devenu moins frais que l'air froid devant le front chaud, le front froid glisse au-dessus du front chaud, qui maintient alors sa limite inférieure au sol. On parle alors d'occlusion à caractère de front chaud.



Q121 b) Inversement, si l'air froid devant le front chaud est devenu moins frais que l'air froid derrière le front froid, le front froid glisse en dessous du front chaud. Le front froid maintient donc sa limite inférieure au sol. On parle alors d'occlusion à caractère de front froid.



IMPACT DE LA CHALEUR

THERMIQUES

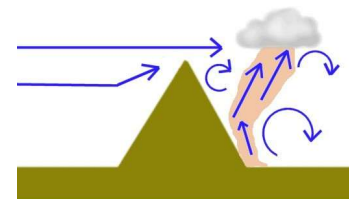
Ndlr. : fait référence aux chapitres sur la température de l'air et des courbes de températures.

Q132, Q133 Pour qu'apparaisse une ascendance thermique au-dessus d'une surface terrestre, il faut

- Un rayonnement solaire puissant, arrivant le plus perpendiculairement à la surface.
Par exemple les faces est d'un relief le matin, les pentes sud ou plates vers midi et les pentes ouest l'après-midi.
- Que le rayonnement solaire soit le plus possible absorbé par la surface, par exemple sombre et rugueuse, pour qu'elle puisse se réchauffer efficacement puis à son tour réchauffer l'air sus-jacent par conduction puis par convection.
Si le rayonnement solaire est trop réfléchi, par exemple sur une surface claire et lisse, l'énergie solaire est « perdue » pour le réchauffement de la surface.
- Il faut encore que cette surface soit protégée du vent et sèche.

Une surface balayée par le vent, surtout latéral, ne permet pas la formation d'une poche d'air chaud au sol qui aurait été initiatrice d'une convection bien organisée. Par ailleurs, un sol humide est soumis à une forte évaporation, elle-même consommatrice d'énergie (chaleur), ne permettant pas un réchauffement maximal du sol, donc de l'air sus-jacent.

Q134, Q135 Les ascendances sont les plus marquées dans les Préalpes en mai (grande différence de température entre le sol et l'atmosphère), mais montent le plus haut en août (rayonnement plus important) dans les Alpes.



Q136 Thermique sous le vent

- C'est un thermique qui se déclenche sur les pentes non exposées au vent (= sous le vent) d'une montagne.
- Suivant la configuration du relief, la force du vent et celle du thermique, les ascendances sous le vent peuvent être difficiles, turbulentes voire dangereuses.
- **Q137** Puisque ce sont les pentes sud qui sont les plus ensoleillées, les thermiques sous le vent se rencontrent principalement sur ces pentes par vent du nord.

Q138 Thermique bleu

- C'est une ascendance convective qui n'entraîne pas la formation de nuage cumuliforme à son sommet.
- **Q139** Ces thermiques se produisent lorsque l'air est très sec (faible humidité ou différence importante entre la température et la température de point de rosée) si bien que la condensation ne peut se produire, autrement dit que le point de rosée au sommet du thermique ne peut être atteint.

En général, l'activité convective est meilleure en Europe d'avril à août, car le rayonnement solaire est plus puissant et plus long (jours longs) à cette période.

A cause de la fonte des neiges plus précoces dans les Préalpes que dans les Alpes (altitudes moyennes différentes), les thermiques sont meilleures au mois de mai dans les Préalpes et meilleurs au mois d'août dans les Alpes.

ORAGES

Une convection puissante dans une atmosphère humide peut entraîner la formation d'un cumulus congestus puis d'un cumulonimbus (pluies, rafales et orages).

On parle d'orage

- De chaleur
- D'orage local
- D'orage thermique.

Q124 Il est donc logique que ce type d'orage survienne en général en fin d'après-midi quand il fait le plus chaud. Les nuages d'orage de front froid sont plus étendus (orages généralisés) et peuvent survenir en principe à n'importe quelle heure du jour et de la nuit, lorsque le front traverse la Suisse.

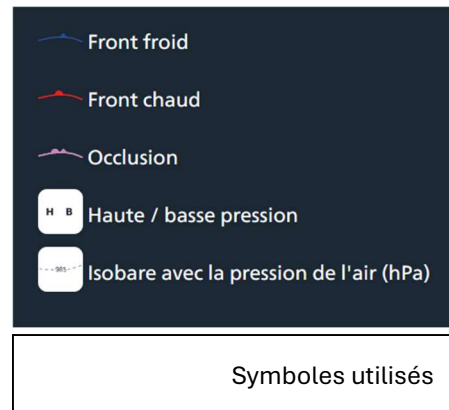
CARTES SYNOPTIQUES

Q141, Q142, Q143, Q144 Les cartes synoptiques sont des cartes géographiques sur lesquelles est résumé graphiquement l'état des différents paramètres météorologiques en un instant donné.

Classiquement on représente la pression, sous la forme d'isobares, et les fronts. Mais on peut aussi représenter les vents, la température, la nébulosité, etc.

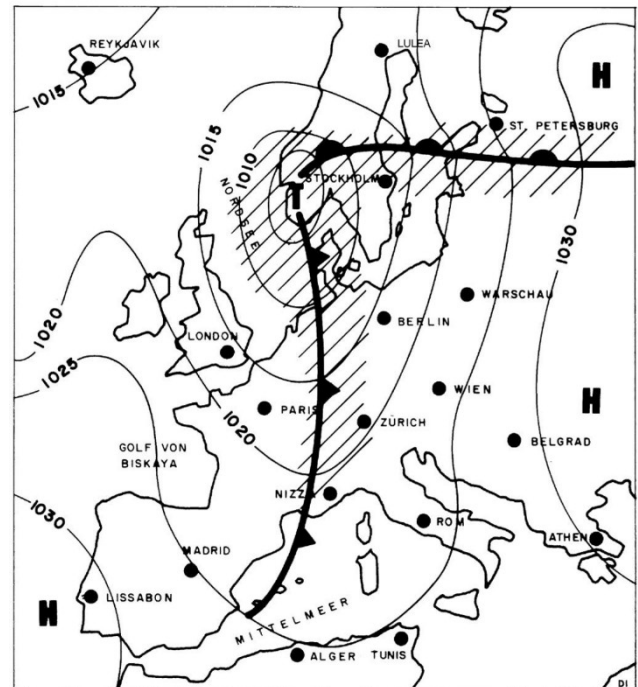
Rappels

- Les valeurs de pression, pour qu'elles aient un sens, sont réduites au niveau de la mer.
- Plus les isobares sont serrées, plus la différence (le gradient) horizontale de pression est grande et plus le vent, parallèle aux isobares, est fort.
- Les vents tournent dans le sens des aiguilles d'une montre autour des anticyclones et inversement autour des dépressions (hémisphère nord).



Exemples

- **Q151** À Alger, le vent souffle à 280° (secteur ouest)
- **Q152** À Londres, le vent souffle à 310° (secteur nord-ouest)
- **Q153** À Athènes, le vent souffle à 130° (secteur sud-est)
- **Q154** À Zürich, le vent souffle à 210° (secteur sud-ouest)
- **Q155** À Lisbonne, le vent souffle à 320° (secteur nord-ouest)
- **Q158** Les villes de Lulea et St-Pétersbourg ressentent l'arrivée du front chaud (devant le front chaud)
- **Q156** Les villes de Zürich et Stockholm se situent dans le secteur chaud (derrière le front chaud)
- **Q157** Les villes de Paris et Londres se situent dans le secteur de traîne (derrière le front froid)
- **Q159** Les villes de Lisbonne et Athènes sont sous l'influence d'une haute pression
- **Q160** À Lulea, la nébulosité la plus vraisemblable est de 5/8 à 7/8 de cirrostratus, étant donné que le front chaud s'annonce en premier en altitude.
- **Q161** À Paris, juste après le front froid, on peut s'attendre à une couverture partielle de cumulus.
- **Q162** Au nord-est de la Suisse, il faut s'attendre à l'arrivée de cumulonimbus, annonceurs du front froid. À l'est, on voit des lenticulaire épars.
- **Q163** À St-Pétersbourg, lors du passage du front chaud, il faut s'attendre à des nimbostratus et des précipitations.
- **Q164** La situation générale présentée, avec une dépression sur la Scandinavie et une haute pression sur les Açores, annonce un temps nuageux à l'ouest et au sud, avec un temps globalement ensoleillé à l'est sous l'influence de foehn du sud.



QUELQUES SITUATIONS MÉTÉO TYPIQUES POUR LA SUISSE

A partir des cartes synoptiques de l'Europe, on peut définir 6 situations météorologiques typiques et fréquentes pour la Suisse. Toute situation météorologique est en fait unique mais on peut toutefois dresser des tendances typiques.

SITUATION ANTICYCLONIQUE

Un anticyclone est centré sur les Alpes.

En hiver (air froid et dense)

- On peut trouver des valeurs d'environ 1030 à 1040 hPa.
- L'air au sol est souvent très humide et il existe une forte inversion de température (subsidence) vers 1000-2000 m. d'altitude. Ceci entraîne fréquemment un stratus épais sur le Plateau.



En été (air chaud)

- Les valeurs se situent vers 1020-1025 hPa.
- Les ascendances exploitables se rencontrent surtout dans les Alpes car le gradient de température n'est en général pas très élevé mais il suffit que la pression baisse un peu et que l'atmosphère s'humidifie pour que le développement d'orages locaux (Cb) soit possible.
- Sauf rafales d'orage possible, les vents sont faibles même en altitude.

Par conséquent, mis à part les risques liés au stratus dense (perte de visibilité) l'hiver et aux possibles orages de chaleur l'été, c'est une situation très favorable à la pratique du parapente.

MARAIS BAROMÉTRIQUE

On parle aussi de répartition plate de la pression. En effet, dans une telle situation, il n'y a presque pas de différence horizontale de pression sur une large étendue de l'Europe.

Les vents sont faibles.

La pression au sol vaut en générale entre 1010 et 1020 hPa.

Il n'y a pas de subsidence, donc l'atmosphère est plus instable, plus humide et avec un gradient vertical de température plus prononcé que lors des situations anticycloniques.



C'est une situation typique d'été lorsqu'un anticyclone s'affaiblit (légère baisse de pression) par surchauffe de l'atmosphère.

Q129 Les thermiques sont souvent bons et de grande amplitude verticale (plafond haut) mais le risque d'orages locaux l'après-midi est assez élevé.

BISE

Il y a typiquement un vent prononcé du nord-est sur le Plateau et à partir de 2000 m. environ, un vent du nord-est à nord-ouest.

Q126 Un anticyclone souvent prononcé dont le centre se situe en général sur l'Allemagne du nord est à l'origine de ce courant.

Les dangers sont la force du vent (turbulences) et le stratus sur le Plateau en hiver (visibilité).

Si l'anticyclone se déplace ensuite vers l'est ou le sud-est, les vents peuvent s'affaiblir et tourner en est à sud-est ou sud.

Les conditions de vol peuvent devenir excellentes si les vents ne sont pas forts et la différence de pression de part et d'autre des Alpes est faible.



FOEHN DU NORD

Q127, Q128 Un courant de secteur nord, souvent humide souffle sur les Alpes en raison d'un anticyclone venant de l'ouest (Açores) et s'étendant sur l'Europe.

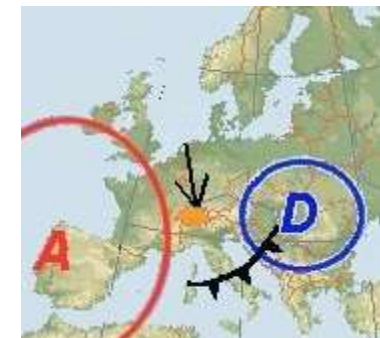
Q113 La Suisse se trouve alors derrière un front froid, de l'air froid modérément humide arrive du nord-ouest vers les Alpes.

Une dépression est souvent associée à l'est de l'Europe et la Suisse se trouve en général derrière une perturbation.

Au sol on remarque une forte différence horizontale de pression nord-sud qui dépasse 5 hPa, par exemple 1023 hPa à Zürich et 1015 hPa à Lugano.

Il y a effet foehn du nord au sud des Alpes (voir ci-dessous) avec nuages de barrage et pluies sur le versant nord et vents forts, température élevée et beau temps au sud.

Le grand danger de cette situation sont les vents violents et turbulents, surtout au sud des Alpes où le beau temps trompeur pourrait encourager à voler.



FOEHN DU SUD

Un courant de secteur sud, souvent humide souffle sur les Alpes en raison d'une dépression sur le nord-ouest de l'Europe et une zone de pression plus élevée sur le nord de l'Italie.

La Suisse peut se trouver devant une perturbation, elle-même située par exemple sur le Jura, dans le secteur chaud. La figure ci-contre montre une situation de foehn du sud.

Q114 Au sol on remarque une forte différence horizontale de pression sud-nord qui dépasse 5 hPa, par exemple 1010 hPa à Zürich et 1019 hPa à Lugano.

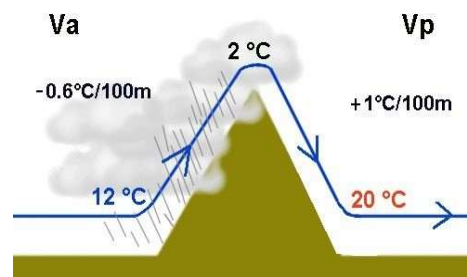
Il y a effet foehn du sud au nord des Alpes (voir ci-dessous) avec nuages de barrage et importantes pluies sur le versant sud et vents forts, température élevée, temps sec et relativement ensoleillé au nord.



Q111 Le grand danger de cette situation sont les vents violents, irréguliers et turbulents, surtout dans les vallées alpines où le beau temps trompeur pourrait encourager à voler. Les vents d'altitudes provoquent souvent des ondes donc des nuages lenticulaires typiques d'un ciel de foehn.

L'effet foehn se rencontre chaque fois qu'un courant humide traverse un massif montagneux.

- *Au vent du massif, il y a condensation avec nombreux nuages et pluies. Cette nébulosité qui s'accroche au relief et forme une bande compacte aux sommets s'appelle le barrage.*
- *L'air humide qui monte se condense rapidement et se refroidit donc lentement selon l'adiabatique humide (env. 0,6 °C/100 m).*
- *Au sommet le courant d'air a perdu de son humidité à cause de la pluie.*
- *Par conséquent, sous le vent, l'air qui descend est sec et se réchauffe vite selon l'adiabatique sèche (1°C/100 m).*
- *C'est pourquoi, le côté au vent de la montagne est nettement plus frais et humide que le côté sous le vent.*



Une autre caractéristique du foehn est le vent fort et irrégulier avec de violentes turbulences, donc souvent très dangereuses pour le parapente, sous le vent de la montagne. Conclusions : Foehn bien établi = ne pas voler même s'il fait « beau temps ».

SITUATION D'OUEST

A cause d'une dépression sur la Scandinavie, un courant d'ouest, parfois fort, règne sur la Suisse, avec succession de courtes périodes de beaux temps (anticyclones mobiles) entrecoupées de périodes de mauvais temps (perturbations). En plus du mauvais temps fréquent, les vents forts et turbulents peuvent être dangereux pour nos parapentes.

