6 La météorologie pour l'aviation

«L'homme vit au fond d'un océan d'air invisible qui porte le nom d'atmosphère.» - Pick.

Cette atmosphère, perpétuellement en état d'agitation et de mutation, donne lieu à des phénomènes météorologiques d'une très grande diversité. Non seulement le pilote fait-il partie intégrante de cet océan d'air, mais il doit aussi y naviguer. La météo revêt donc pour lui une importance capitale. Le brouillard, le givrage, les orages et les lignes de grains sont tous des **phénomènes dangereux** pour le pilote.

Afin de minimiser les dangers que représentent certains facteurs météorologiques pour la navigation aérienne, une vaste organisation mondiale a été mise sur pied pour rassembler, analyser et diffuser les informations relatives aux phénomènes toujours changeants de la haute atmosphère.

Aujourd'hui, le pilote bénéficie de bulletins et de prévisions météorologiques de dernière heure se rapportant à l'ensemble des routes aériennes établies. En outre, il peut se procurer quantité de renseignements précieux concernant les régions à l'écart des voies aériennes organisées. Cependant, il doit posséder un «instinct météo» suffisant pour être capable d'évaluer et de réagir correctement à tout changement imprévu survenant en cours de route. Les explications qui suivent ne font que survoler les grandes lignes du sujet. L'étudiant en aéronautique fera bien d'inscrire la météorologie sur la liste des sujets qui valent la peine d'être approfondis en se procurant quelques excellents ouvrages sur le sujet.

Au-delà de l'atmosphère s'étend l'espace, le plus grand défi jamais imaginé par l'homme. Certains d'entre vous qui lisez ces lignes serez peut-être appelés un jour à jouer un rôle actif dans la conquête de l'espace. Or, le chemin menant au royaume des étoiles traverse d'abord celui de l'atmosphère. Apprendre à naviguer à travers cette atmosphère est l'objet premier de ce chapitre sur la météorologie.

6.1 L'atmosphère

L'air, substance de l'atmosphère, est un mélange de gaz invisibles. Jusqu'à des altitudes de 250 000 pi, l'atmosphère se compose approximativement de 78% d'azote, 21% d'oxygène et de 1% de mélange de plusieurs gaz dont de l'argon, du dioxyde de carbone et de la vapeur d'eau. La vapeur d'eau se comporte comme un gaz autonome mélangé à de l'air.

La vapeur d'eau se rencontre seulement dans les bas niveaux de l'atmosphère. Cependant, du point de vue de la météo, il s'agit de la composante la plus importante de l'air. La vapeur d'eau est responsable de la formation des nuages et du brouillard parce qu'elle peut se transformer en gouttelettes d'eau ou en cristaux de glace sous des conditions atmosphériques normales de température et de pression. Il est toutefois difficile de prédire exactement quand et à la suite de quelles circonstances la vapeur d'eau deviendra visible, la situation se compliquant du fait que la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air n'est jamais constante, elle varie de jour en jour, voire même d'heure en heure.

La couche inférieure de l'atmosphère renferme une quantité phénoménale d'impuretés microscopiques, telles que des particules de sel, de poussière et de fumée. Ces particules ont une grande importance pour l'aviation car, en quantité suffisante, elles réduisent la visibilité. Elles jouent aussi un rôle dans le processus de condensation.

Les couches supérieures de l'atmosphère sont pures. Elles ne contiennent pas de poussières ni d'impuretés capables de réfléchir la lumière du soleil et c'est pour cette raison qu'elles semblent d'une couleur allant du bleu cobalt au noir.

L'atmosphère a un poids. Bien que le poids de l'atmosphère représente seulement 1 millionième du poids de la terre, il exerce néanmoins une force (ou pression) sur la surface terrestre. Au niveau de la mer (ASL), une colonne d'air de 1 po² pèse approximativement 14,7 lb. Ce poids diminue avec la hauteur. À 20 000 pi, une colonne d'air de 1 po² pèse seulement 6,75 lb.

Les caractéristiques de l'atmosphère varient en fonction de l'heure, de la saison et de la latitude. Par conséquent, seules les valeurs moyennes servent de référence dans ce manuel.

6.1.1 Les propriétés de l'atmosphère

Mobilité, expansibilité (détente) et compressibilité sont les principales propriétés de l'atmosphère. Ces caractéristiques sont primordiales dans l'étude de la météo car une fois combinées, elles sont la cause de la plupart des phénomènes météorologiques. L'expansibilité est particulièrement importante. L'air est souvent forcé de monter sous l'impulsion de différents agents de soulèvement (thermiques, frontaux ou mécaniques). En s'élevant vers des régions de pression décroissante, l'air se dilate. En se dilatant, il se refroidit. Le processus de refroidissement peut faire baisser sa température jusqu'à la température où la condensation se produit. Ainsi, les nuages apparaissent et les précipitations deviennent possibles. Inversement, à mesure que la pression externe augmente, l'air qui descend diminue de volume, avec une augmentation correspondante de la température.

6.1.2 Les divisions de l'atmosphère

L'atmosphère entourant la terre se divise en quatre couches distinctes qui s'étendent en altitude sur plusieurs centaines de milles. Les voici en ordre ascendant : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère.

La troposphère

La troposphère est la couche inférieure de l'atmosphère. Sa hauteur varie selon l'endroit; elle atteint environ 36 000 pi (11 km) ASL aux pôles, et environ 56 000 pi (17 km) ASL à l'équateur. Dans la troposphère, la pression, la densité et la température diminuent rapidement avec la hauteur. La plupart des phénomènes météorologiques prennent place dans la troposphère parce que c'est là qu'on retrouve la vapeur d'eau et de forts courants verticaux. Dans les hauts niveaux de la troposphère, les vents sont forts et les courants-jets au déplacement rapide se produisent.

Le sommet de la troposphère porte le nom de tropopause. Ici, la température cesse de diminuer et demeure relativement constante aux environs de -56 °C. Tel que mentionné précédemment, la hauteur de la tropopause varie aux pôles et à l'équateur, mais également en hiver et en été.

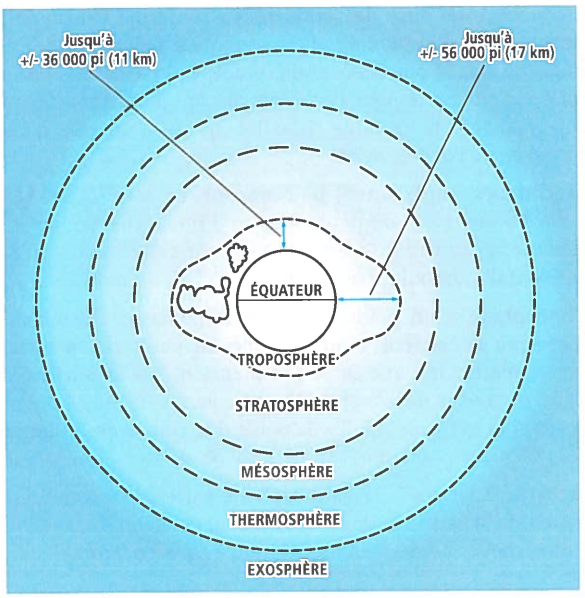


Image 1 – Divisions de l'atmosphère

La stratosphère

La stratosphère commence à partir de la partie supérieure de la troposphère (soit entre environ 33 000 pi (10 km) et 56 000 pi (17 km) ASL et s'étend jusqu'à la partie inférieure de la mésosphère, soit à environ 164 000 pi (50 km) ASL. La pression continue de diminuer, mais la température continue d'augmenter graduellement jusqu'à 0 °C. La hauteur de la stratosphère varie également; elle est plus épaisse au-dessus des pôles et plus mince à l'équateur. La vapeur d'eau y est presqu'inexistante et les courants d'air sont minimaux. Une couche d'ozone est présente dans la stratosphère, elle absorbe les rayons ultraviolets du soleil ce qui, par conséquent, crée une élévation de la température. La couche supérieure de la stratosphère s'appelle la stratopause à l'intérieur de laquelle, une fois de plus, la température recommence à baisser.

La mésosphère

La mésosphère est caractérisée par une diminution marquée de la température par le biais de la stratopause. C'est dans la mésosphère que les météorites se consument lorsqu'ils entrent dans l'atmosphère. Dans la couche supérieure de la mésosphère, appelée la mésopause, la température atteint un creux d'environ -100 °C à 275 000 pi au-dessus de la terre, puis commence à augmenter à nouveau avec une plus grande altitude.

La thermosphère

La température continue de monter dans la thermosphère et continue d'augmenter au-delà de celle-ci sur une distance indéfinie dans l'espace. Les molécules d'air sont rares dans cette couche qui s'étend vers le haut à partir d'un point à 100 km au-dessus de la surface de la terre.

L'exosphère

Au-delà de la thermosphère se trouve une couche si mince que la pression chute presqu'au point de devenir un vide. Cette mince couche porte le nom d'exosphère. Dans ces conditions, le concept même de température a peu de signification; il est habituellement remplacé par des définitions sur l'état énergétique des molécules individuelles. Sa couche inférieure se trouvant à 500 km au-dessus de la surface de la terre, des aurores spectaculaires se forment dans les régions de l'exosphère.

L'espace

L'air devenant de plus en plus rare à mesure que l'altitude augmente, la limite supérieure de l'atmosphère est, à toutes fins pratiques, difficile à déterminer. La température dans l'espace peut augmenter jusqu'à 3000 °C à 600 km. Cela ne signifie pas qu'un vaisseau spatial en croisière à cette altitude subirait une température de 3000 °C dans cet environnement. La seule chaleur que subirait le vaisseau spatial serait celle du rayonnement du soleil.

Maintenant que l'homme a franchi les frontières du cosmos, pouvons-nous dire où se situe exactement le seuil de l'espace? À une altitude de 140 à 160 km, nous pénétrons dans le royaume des satellites. Ici, la portance aérodynamique n'est plus une condition préalable pour maintenir une altitude donnée. Cette région a été désignée par certaines autorités comme étant le seuil de l'espace. La hauteur de 90 milles est reconnue comme étant la limite de souveraineté nationale.

6.1.3 L'atmosphère-type

Les diminutions de pression, de densité et de température qui surviennent dans les bas niveaux de l'atmosphère à la suite d'une augmentation d'altitude ne sont pas constantes. Elles varient en fonction des conditions locales. Toutefois, pour l'aéronautique, il est nécessaire de définir une atmosphère «type». Il existe plusieurs «modèles» d'atmosphères, mais en réalité, ils varient très peu.

ALTITUDE	PRESSION inHg	TEMPÉRATURE °C	DENSITÉ RELATIVE
Niveau mer	29,92	+15	1,00
5000 pi	24,89	+ 5,1	0,86
10 000 pi	20,58	- 4,8	0,74
15 000 pi	16,88	- 14,7	0,63
20 000 pi	13,75	- 24,6	0,53
30 000 pi	8,88	- 44,4	0,37
40 000 pi	5,54	- 56,5	0,24
50 000 pi	3,44	- 56,5	0,15

Image 2 – Atmosphère-type

L'atmosphère type OACI pour le continent nord-américain repose sur les moyennes hivernales et estivales à 40° de latitude. Elle assume les conditions suivantes :

1. L'air est un gaz parfaitement sec
2. La pression au NMM est de 29,92 inHg (1013,25 hPa)
3. La température au NMM est de 15 °C
4. Le taux de diminution de la température avec l'altitude est de 1,98 °C par 1000 pi.

Le tableau de l'image 2 retrace l'atmosphère-type à différents niveaux.

6.2 Les nuages

Pour le pilote versé en météorologie, les nuages sont l'expression visible de ce qui se trame dans l'atmosphère. L'emplacement et le type de nuage signalent l'existence de phénomènes météorologiques, tels que les fronts, la turbulence et les orages. Ils avertissent le pilote des conditions susceptibles de se présenter en vol.

6.2.1 La classification des nuages

On regroupe les nuages en quatre types :

1. Les nuages hauts
2. Les nuages moyens
3. Les nuages bas
4. Les nuages à extension verticale.

Identifiables par leur aspect, il existe deux formes de base :

1. Le cumuliforme (en monceaux)
2. Le stratiforme (étalé).

Cumuliformes : ces nuages prennent naissance dans les courants d'air ascendant et témoignent de la présence d'air instable.

Stratiformes : ces nuages apparaissent en couches horizontales, généralement lorsqu'une couche d'air humide est refroidie en dessous de son point de saturation.

Nimbus : ces nuages occasionnent des précipitations.

Les hauteurs mentionnées ci-après concernent les régions tempérées. Les nuages des régions polaires ont tendance à se former plus bas tandis que les nuages des régions tropicales se forment plus haut.

Hauteur à la base	Régions de température	Régions polaires	Régions tropicales
Nuages hauts	16 500 pi à 45 000 pi	10 000 pi à 25 000 pi	20 000 pi à 60 000 pi
Nuages moyens	6500 pi à 23 000 pi	6500 pi à 13 000 pi	6500 pi à 25 000 pi
Nuages bas	jusqu'à 6500 pi	jusqu'à 6500 pi	jusqu'à 6500 pi

Les nuages hauts (ou de l'étage supérieur)

La base des nuages de l'étage supérieur se situe entre 16 500 pi et 45 000 pi, la moyenne étant d'environ 25 000 pi dans les régions tempérées. Ils se composent de cristaux de glace.



Image 3 – Cirrus

Cirrus (Ci) : très hauts. Traînées de fins nuages blancs, d'aspect fibreux et délicat. Prennent quelquefois l'apparence de plumes, de filaments ou de bandes fibreuses et délicates. Familièrement appelés «moustaches de chat» ou «queues de cheval».

Cirrocumulus (Cc) : nuages minces, ressemblant à des bourres de coton ou à des flocons. Apparence de «ciel pommelé». N'offrent pratiquement aucune indication quant aux conditions atmosphériques futures.

Cirrostratus (Cs) : très fin voile de nuages, à travers lequel on peut voir le soleil ou la lune, produisant l'effet d'une «auréole». Le cirrostratus indique fréquemment l'approche d'un front chaud ou d'une occlusion; il annonce donc une détérioration du temps.

Les nuages élevés n'ont pratiquement aucun effet sur le vol. Quelques turbulences modérées sont possibles.

Les nuages moyens (ou de l'étage moyen)

La base des nuages de l'étage moyen se situe entre 6500 pi et 23 000 pi. Ils se composent de cristaux de glace ou de gouttelettes d'eau, ces dernières pouvant être à des températures supérieures au point de congélation ou surfondues.



Image 4 – Altocumulus

Altocumulus (Ac) : ce sont des couches ou des plaques de nuages arrondies qui se présentent en groupes ou en lignes ondulées. Ils indiquent parfois l'approche d'un front, mais en général, ils n'apportent que très peu d'information sur les conditions météorologiques à venir.

Altocumulus castellanus (Ac cas) : un altocumulus ayant l'apparence d'une tourelle. L'instabilité, la turbulence et les averses en sont des caractéristiques. L'altocumulus castellanus peut devenir cumulonimbus.

Altostratus (As) : voile épais de nuages gris qui masque généralement le ciel tout entier. Au début, on aperçoit le soleil et la lune au travers, mais ils disparaissent à mesure que le nuage s'épaissit. La présence d'altostratus indique l'approche imminente d'un front chaud. Des précipitations de pluie fine ou de neige sont possibles lorsque le nuage est épais. Il peut y avoir givrage à l'intérieur de ce nuage.

On associe généralement peu de turbulence aux nuages moyens à moins qu'ils ne dissimulent des nuages cumulus ou des altocumulus castellanus en formation.

Les nuages bas (ou de l'étage inférieur)

La base des nuages de l'étage inférieur se situe entre le sol et 6500 pi environ. Ils se composent de gouttelettes d'eau, possiblement surfondues, et quelquefois de cristaux de glace.



Image 5 – Stratus

Stratus (St) : couche nuageuse uniforme, ressemblant à du brouillard, mais qui ne touche pas le sol. La bruine tombe souvent des stratus. Lorsque le stratus est déchiré par le vent, on l'appelle stratus fractus (St fr.).

Stratocumulus (Sc) : couches ou plaques de nuages arrondies ou larges rouleaux de nuages. Souvent très mince, on aperçoit le ciel bleu par les brèches qui percent çà et là. On le retrouve fréquemment dans les régions de haute pression en hiver et il donne quelquefois de légères précipitations.

Nimbostratus (Ns) : couche basse et uniforme de nuages gris sombre. Lorsqu'il donne des précipitations, elles se présentent sous forme de pluie ou de neige continue. Son épaisseur peut atteindre plus de 15 000 pi. Il est généralement associé aux fronts chauds.

Il y a peu de turbulence dans les stratus, mais parce qu'ils débutent très près du sol et qu'ils sont accompagnés d'une mauvaise visibilité, le vol à vue (VFR) est difficile, voire impossible.

Les nuages à extension verticale

La base de ces nuages peut se trouver à une altitude aussi basse que 1500 pi. Quand la température est supérieure au point de congélation, les nuages se composent de gouttelettes d'eau et, quand elle est inférieure au point de congélation, ils sont faits de cristaux de glace et de gouttelettes d'eau surfondues. Ces nuages apparaissent soit de façon isolée ou encore, ils peuvent être dissimulés à l'intérieur de nuages stratiformes (étalés).



Image 6 – Cumulus

Cumulus (Cu) : nuages denses à développement vertical. Ils sont épais, arrondis et bosselés, et ressemblent à des balles de coton. Règle générale, leur base est horizontale et leur sommet arrondi. Les cumulus jettent une ombre dense. Ils sont très abondants durant la période la plus chaude de la journée et se dissipent la nuit. Lorsque ces nuages se composent de fragments déchirés, on les appelle cumulus fractus (Cf fr.). Les conditions de vol en dessous des cumulus sont généralement agitées.

Cumulus bourgeonnants (Congestus) (TCu) : nuages cumulus à extension verticale de plus grande envergure et présentant de hautes tours au sommet. Ils progressent souvent au stade de cumulonimbus. On rencontre de l'air turbulent en dessous de ce nuage. Le givrage peut être sévère à l'intérieur du nuage.

Cumulonimbus (Cb) : masses géantes de cumulus qui se prolongent bien au-delà du niveau de congélation. Les sommets s'étalent souvent sous forme d'enclume, caractéristique des orages et des averses qui les accompagnent. De violents courants verticaux existent à l'intérieur de ce nuage.



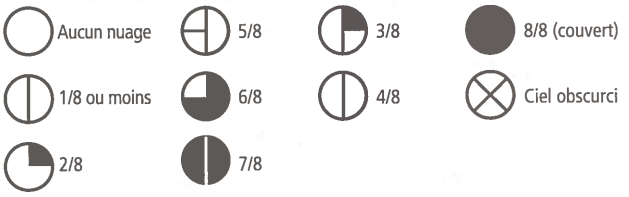
Image 7 – Cumulonimbus

La grêle se retrouve très souvent à l'intérieur du nuage même, mais occasionnellement elle s'en échappe. Une ligne de cumulonimbus indique fréquemment un front froid. On doit éviter ce nuage en raison de la turbulence qu'il engendre, des dangers de givrage sévère et de l'activité électrique violente. Les cumulonimbus peuvent se dissimuler dans des nuages stratiformes.

6.2.2 L'état du ciel

Selon le METAR (Meteorological Aerodrome Report), le ciel est divisé en 8 octas (unités), 1 octa correspondant à une fraction de 1/8e de la voûte céleste.

NÉBULOSITÉ



Il existe 5 degrés de couverture nuageuse du ciel.

Termes de couverture nuageuse	Valeur en octas de la couverture nuageuse de la voûte céleste
1. Clair (Clear)	0 octa = Ciel clair, aucun nuage 1 à 2 octas = 10% de la voûte céleste est recouverte de nuages
2. Peu (Few)	3 à 4 octas = 10% à 50% de la voûte céleste est recouverte de nuages
3. Épars (Scattered)	5 à 7 octas = 50% à 90% de la voûte céleste est recouverte de nuages
4. Fragmenté (Broken)	8 octas = >90% de la voûte céleste est recouverte de nuages
5. Couvert (Overcast) Impossible d'observer le ciel (Obscured)	9 octas = visibilité nulle, ex. brouillard, fumée, poudrerie ou smog

6.2.3 La formation des nuages

Les nuages apparaissent lorsque la vapeur d'eau invisible présente dans l'air se transforme en gouttelettes d'eau ou en cristaux de glace visibles.

Le processus par lequel la vapeur d'eau se transforme en gouttelettes d'eau est appelé la condensation. Elle se produit quand l'humidité relative est élevée, qu'il y a des noyaux de condensation et que l'air se refroidit.

Le niveau auquel la vapeur d'eau se condense et devient visible s'appelle le niveau de condensation. En pratique, ce niveau correspond à la base des nuages. Quand les nuages se forment au sol, on parle de brouillard plutôt que de nuages.

Sauf lorsque la température est bien inférieure au point de congélation, les nuages se composent de minuscules gouttelettes d'eau. Ces gouttelettes d'eau microscopiques renferment des particules de matières solides (telles que le sel provenant de l'évaporation de la mer, la poussière et les particules de fumée). L'abondance de ces particules, appelées noyaux de condensation, favorise la condensation dès que l'air atteint son point de saturation. Si les noyaux de condensation sont particulièrement abondants, la condensation pourra se produire même si l'humidité relative n'atteint pas 100%.

Les nuages formés à une température bien en dessous du point de congélation se composent ordinairement de petites particules de glace appelées cristaux de glace. Ces cristaux se forment directement à partir de la vapeur d'eau par sublimation. Lorsque la température se situe entre le point de congélation et environ -15 °C, les nuages se composent surtout de grosses gouttelettes d'eau surfondues et d'une certaine quantité de cristaux de glace, voir 6.5 – **L'humidité, la température et la stabilité/Les gouttelettes d'eau surfondues**.

L'air chaud saturé renferme beaucoup plus de vapeur d'eau que l'air froid saturé. Le refroidissement d'une masse d'air chaud saturée entraîne une plus grande condensation de vapeur d'eau en gouttelettes d'eau visibles que le refroidissement d'une masse d'air froid saturée. Les formations nuageuses plus denses et plus épaisses sont dues à la condensation qui prend place dans une masse d'air chaud.

Les nuages sont formés de deux façons :

1. L'air qui contient de la vapeur d'eau est refroidi jusqu'à son point de saturation et la condensation se produit. Le processus de refroidissement se déclenche quand l'air chaud entre en contact avec une surface froide ou une surface qui se refroidit par rayonnement, ou encore lorsque l'air se dilate adiabatiquement.
2. Sans aucune variation de la température, l'air peut absorber une quantité additionnelle de vapeur d'eau jusqu'à son point de saturation, de sorte qu'il y a formation de nuages.

Des deux, la plus courante est l'expansion adiabatique, c'est-à-dire le refroidissement dû à l'expansion résultant du soulèvement d'une masse d'air.

La stabilité de l'air est évidemment l'un des facteurs principaux qui déterminent l'intensité et l'étendue du mouvement vertical et, par conséquent, de la formation des nuages. Dans l'air stable, les nuages apparaissent sous forme de stratus en nappes horizontales. Dans l'air instable, les nuages cumulus se développent.

Le processus d'ascendance (ou soulèvement) relève de plusieurs phénomènes.

Le soulèvement orographique (ascendance)

L'air soufflant contre une chaîne de collines ou de montagnes est forcé de monter. En montant, il atteint une région où la pression est plus basse, il se dilate et se refroidit. La condensation se produit lorsque le point de rosée est atteint. Le type de nuage qui en résulte dépend de la quantité d'humidité présente et de la stabilité de l'air. La pente et la hauteur du terrain, de même que l'intensité de la composante vent qui déclenche l'ascendance, ont également une influence.

Si l'air est sec, il y aura très peu de nuages. Si l'air est humide et stable, les nuages stratiformes feront leur apparition. Si l'air est humide et instable, ce seront les nuages cumuliformes et les cumulonimbus.

Un vaste banc de nuages, annonçant la possibilité de précipitations sous forme de pluie, se développe du côté au vent et dans la partie supérieure des collines ou des montagnes. Puisque le sol en pente ne change jamais de place, les nuages orographiques et la pluie sont typiquement persistants et fort étendus. L'air descendant du côté sous le vent des montagnes se comprime et se réchauffe, ce qui entraîne la disparition des nuages.

La convection

L'air chaud monte. Parce que le soleil réchauffe le sol, des courants d'air ascendant apparaissent. Le mouvement ascendant de l'air s'appelle la convection. (Le mouvement descendant porte le nom de subsidence.) À mesure que les courants d'air s'élèvent par convection, ils se dilatent. Cette expansion s'accompagne d'un refroidissement. À son tour, le refroidissement entraîne la condensation et la formation de nuages cumuliformes au sommet de chaque colonne d'air. Le nuage continuera de se développer en hauteur aussi longtemps que l'air montant à l'intérieur de la colonne est plus chaud que l'air ambiant. La hauteur du nuage, toutefois, dépend aussi de la stabilité de l'air dans les niveaux moyens de la troposphère. Si l'air est stable, des cumulus de beau temps apparaîtront, épais de quelques milliers de pieds seulement. Si l'air est instable à travers toute la troposphère (jusqu'à la tropopause), des cumulus bourgeonnants et des cumulonimbus apparaîtront. Des averses de pluie très abondantes et des orages sont typiquement associés aux nuages convectifs.

La convection survient également lorsque de l'air se déplace au-dessus d'une surface plus chaude. L'air se réchauffe par advection et des courants convectifs se créent. Le réchauffement de l'air par advection ne dépend pas du réchauffement diurne. Par conséquent, la convection se poursuivra, de jour comme de nuit, aussi longtemps que la circulation de l'air restera inchangée.

Le soulèvement frontal (ascendance)

Lorsqu'une masse d'air chaud avance sur une masse d'air plus froid, l'air chaud s'élève au-dessus de l'air froid en suivant une pente longue et graduelle. Cette pente s'appelle la surface frontale chaude. L'ascension de l'air chaud entraîne son refroidissement. Des nuages apparaissent. Dans l'ordre, on retrouvera des cirrus hauts, des altostratus et des nimbostratus épais amenant de la pluie continue sur une très vaste région.

Lorsqu'une masse d'air froid avance sur une masse d'air chaud, l'air froid glisse en dessous de l'air chaud le forçant à s'élever. La pente de cette masse d'air froid qui avance s'appelle la surface frontale froide. Des cumulus bourgeonnants et des cumulonimbus se forment. La pluie abondante, les orages, la turbulence et le givrage sont tous associés aux cumulonimbus.

La turbulence

Quand un fort vent souffle sur une surface accidentée, le frottement entre le sol et l'air donne naissance à la turbulence mécanique (ou «tourbillonnement»). L'intensité de la turbulence dépend de la rugosité du terrain sous-jacent, de la force du vent et de l'instabilité de l'air.

Le tourbillonnement consiste en des courants verticaux irréguliers. Dans les courants ascendants, l'air se refroidit. S'il y a suffisamment d'humidité et si la turbulence est forte, la condensation pourra se produire dans la partie supérieure de la couche turbulente. La couche nuageuse présente une base ondulée, plus basse dans les tourbillons ascendants que descendants. Le sommet du nuage indique la limite supérieure de la couche turbulente. Il est généralement très plat. On rencontre souvent une inversion au-dessus de la couche turbulente. Cette inversion empêche les courants verticaux d'aller plus haut. Les couches nuageuses sont souvent de type stratocumulus.

Il arrive parfois que la convection survienne en même temps que la turbulence mécanique et on assiste alors à la formation de nuages cumulus qui seront disséminés à l'intérieur de la couche de stratocumulus.

Si l'air est très stable, la turbulence mécanique est amortie et confinée aux très bas niveaux. Dans ce léger soulèvement, les stratus ne se formeront que si l'air est très humide. Des stratus fractus s'associeront possiblement aux stratus si le vent est fort.

La convergence

Lorsque l'air s'accumule au-dessus d'une région, par exemple au centre d'une basse pression, on dit qu'il y a convergence. Le surplus d'air est forcé de monter; il se dilate et se refroidit.

Lorsque le niveau de condensation est atteint, les nuages apparaissent. Puisque tous les fronts se trouvent dans des régions de basse pression, la convergence est souvent un facteur contribuant aux conditions météorologiques frontales.

6.3 La pression

La pression atmosphérique importe au pilote pour deux raisons. Premièrement, l'altimètre de l'avion fonctionne sur la pression atmosphérique et il doit être réglé correctement pour donner une lecture précise. Deuxièmement, la distribution de la pression atmosphérique contrôle les vents qui ont une grande importance dans la planification des vols-voyages.

6.3.1 La pression atmosphérique

La pression qu'exerce l'atmosphère à un endroit quelconque est due au poids de l'air qui se trouve au-dessus. La pression à la surface se mesure ordinairement à l'aide d'un baromètre à mercure; elle est exprimée en pouces de mercure (inHg). Le baromètre à mercure consiste en un réservoir ouvert rempli de mercure dans lequel on a plongé l'extrémité libre d'une éprouvette. La pression atmosphérique force le mercure à monter dans le tube de verre. Plus la pression est forte, plus la colonne monte. La mesure exprimée en pouces indique en réalité la longueur de la colonne de mercure dont le poids équilibre une colonne d'air qui origine au sol et se prolonge en altitude jusqu'au sommet de l'atmosphère (voir image 8).

La pression est en fait une force. En météorologie, on utilise généralement une unité, le hectopascal (hPa), pour la mesurer. Un hectopascal représente la pression exercée sur une superficie d'un centimètre carré par une force de 1000 dynes.

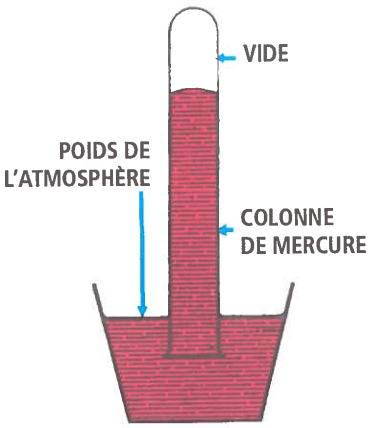


Image 8 – Principe du baromètre à mercure

Un hectopascal est égal à un millibar, terme autrefois en usage avant l'adoption de la terminologie métrique.

Une pression de 29,92 inHg équivaut à 1013,2 hPa.

Dans les informations météorologiques diffusées par les postes de radio et de télévision publiques au Canada, la pression atmosphérique est exprimée en kilopascals (kPa).

Ex. : 1 kilopascal = 10 hectopascals.

Une pression de 103,32 kPa équivaut à 1033,2 hPa.

6.3.2 La pression à la station et la pression au niveau de la mer

La pression à la station est la pression atmosphérique réelle à l'élévation de la station d'observation. En d'autres mots, il s'agit du poids réel d'une colonne d'air originant à la station même et se prolongeant en altitude jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère. On obtient la valeur de cette pression directement du baromètre à mercure de la station d'observation. Puisque le poids de l'atmosphère diminue avec l'altitude, il s'ensuit que la pression atmosphérique enregistrée à une station située à 5000 pi d'élévation sera moins grande que celle d'une station située à seulement 1000 pi, et encore moins que celle d'une station au niveau de la mer.

Afin d'obtenir une annotation constante de la distribution de la pression, on a dû ramener à un niveau commun les différentes pressions à la station. Ce niveau s'appelle la pression au niveau moyen de la mer (MSLP). Pour ramener la pression à la station au NMM, on y ajoute le poids d'une colonne imaginaire d'air partant de la station et descendant jusqu'au NMM. Pour déterminer la pression au NMM, on doit tenir compte de la température locale. La température utilisée représente la moyenne des températures de surface au moment de l'observation et des 12 heures précédant cette observation. La pression au NMM est exprimée en hPa.

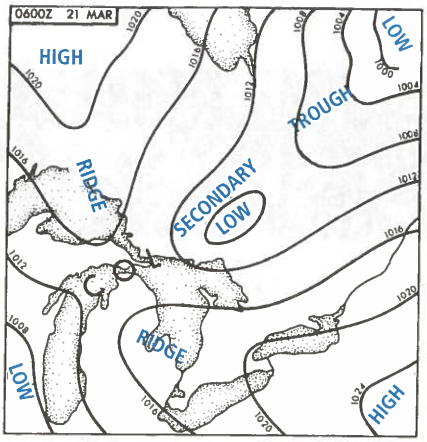
Pour que l'altimètre affiche réellement la hauteur de l'avion par rapport au NMM, il doit être réglé à une pression atmosphérique normalisée. Cette pression est le calage altimétrique. Elle diffère légèrement de la pression au NMM. En ramenant la pression à la station au NMM pour obtenir le calage altimétrique, on utilise la température standard au niveau de la mer, 15 °C, et le taux standard de diminution de température, c'est-à-dire 1,98 °C par 1000 pi. S'il est bien réglé, l'altimètre indiquera alors l'élévation exacte de l'aéroport où l'avion se trouve. (Réciproquement, si le pilote ignore le calage altimétrique mais connaît l'élévation de l'aéroport où il se trouve, il peut afficher cette élévation sur son altimètre et obtenir du même coup le bon calage altimétrique.) Le calage altimétrique est donné en pouces de mercure (inHg).

6.3.3 Les systèmes de pression

Les pressions relevées aux différentes stations météorologiques partout à travers l'Amérique du Nord sont transmises aux bureaux de prévisions qui les consignent sur des cartes spéciales. Les régions de pression identique sont reliées par des lignes, on ajoute des flèches pour indiquer la direction du vent et la carte devient alors une carte météorologique (ou carte du temps) dont le rôle est de fournir au météorologiste une représentation symbolique du temps qu'il fait sur tout le continent.

Les lignes reliant les régions de pression barométrique égale sont des isobares. Ces courbes sont tracées sur la carte à intervalles de 4 hPa au-dessus et en dessous de la valeur de 1000 hPa. Lorsqu'elles sont tracées, les isobares présentent une configuration bien précise. Les isobares ne se croisent jamais, mais forment des cercles, plutôt concentriques, se divisant d'elles-mêmes en régions distinctes de haute et de basse pression.

Les différents types de systèmes de pression sont : les basses pressions (dépressions), les dépressions secondaires, les creux barométriques, les hautes pressions, les crêtes et les cols barométriques. Ils sont illustrés à l'image 9, tels qu'ils apparaissent sur une carte météorologique typique.



NOTE :

Haute pression (HIGH)
Basse pression (LOW)
Basse pression secondaire (SECONDARY LOW)
Crête de haute pression (RIDGE)
Creux de basse pression (TROUGH)

Image 9 – Systèmes de pression

Les tracés de pression sur la carte du temps ressemblent beaucoup aux courbes de niveau d'une carte topographique. Les régions de haute pression correspondent aux collines et les régions de basse pression aux vallées. Il est important de comprendre que les systèmes de pression sont relatifs à la pression qui les entoure. Une région de haute pression dont la pression au centre est, disons, de 1000 hPa, est classée haute pression parce que la pression qui l'entoure est inférieure à 1000 hPa. Une région affichant une pression identique de 1000 hPa sera classée basse pression si la pression environnante est supérieure à 1000 hPa.

Ces systèmes de pression se déplacent ou changent d'apparence continuellement. Les dépressions peuvent se creuser davantage ou se combler, et les anticyclones s'intensifier ou s'affaiblir. La plupart des systèmes se déplacent d'ouest en est.

Si, en plus d'afficher les pressions barométriques et les flèches de vent, on inscrit également l'état du temps sur la carte, on s'aperçoit que la météo est généralement bonne, le temps clair et la température fraîche dans les régions de haute pression, tandis que dans les régions de basse pression, le temps est habituellement pluvieux et nuageux à l'est et beau à l'ouest. Les conditions météorologiques sont intimement liées à la forme des isobares.

Les régions de basse pression

Les régions de basse pression portent le nom de cyclones, dépressions, ou simplement de basses pressions. Une dépression est une région où la pression est relativement basse et dont la valeur minimale est au centre.

Une dépression peut couvrir une toute petite région, par exemple un comté, ou la moitié d'un continent. Certaines sont plus creuses que d'autres. Ainsi, une tornade est une dépression très creuse, peu étendue, mais fortement concentrée. On dit qu'une dépression est creuse lorsque la pression est très basse au centre et les isobares rapprochées les unes des autres. Un marais barométrique est une région où la pression est basse au centre, mais pas beaucoup plus basse que la pression environnante.

Les dépressions sont rarement stationnaires. Règle générale, elles se déplacent vers l'est. Leur taux de progression moyen est de 500 milles (environ 800 km) par jour en été et 700 milles (environ 1100 km) par jour en hiver. Elles dérivent ordinairement en direction du nord-est ou du sud-est. Les dépressions dérogent très rarement à cette règle.

La dépression secondaire

La dépression secondaire est une petite perturbation de nature cyclonique qui se développe à l'intérieur de la région dominée par la dépression principale. Le centre secondaire tourne autour du centre principal dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. En été, les dépressions secondaires sont fréquemment associées aux orages et en hiver, aux coups de vent ou à de fortes précipitations.

Le creux barométrique

Le creux barométrique est une région de basse pression en forme de U allongé, flanqué de part et d'autre d'une pression plus élevée; il pourra être accompagné d'un changement de vent graduel.

«Creux» s'emploie aussi pour désigner le V formé par le recourbement prononcé des isobares le long d'une surface frontale. On l'appelle quelquefois dépression en V, voir 6.7 – **Les fronts**. On peut s'attendre à des sautes de vent soudaines, accompagnées du temps généralement associé aux fronts.

Le col

Le col est une région neutre située entre deux hautes et deux basses pressions. Les conditions atmosphériques y sont incertaines. En hiver, ce mélange de masses d'air dissemblables produit fréquemment du brouillard. En été, on rencontrera des averses ou des orages. Bien que les conditions atmosphériques peuvent être assez bonnes, on considère en général le col barométrique comme une source de temps incertain.

Les régions de haute pression

La haute pression, ou anticyclone, est une région où la pression est relativement élevée, c'est-à-dire plus élevée que la pression des régions environnantes. La pression est la plus élevée au centre et diminue en s'éloignant vers l'extérieur. Le temps qui l'accompagne est généralement bon à passable, clair et ensoleillé, avec de légères brises modérément fraîches. Les températures se refroidissent la nuit avec un léger risque de givre. En hiver, une haute pression amène très souvent du temps clair, mais froid.

Cependant, un anticyclone sera occasionnellement accompagné d'une couche persistante de nuages, donnant un temps sombre et triste.

Règle générale, les vents associés aux hautes pressions sont légers et quelque peu variables. Ils circulent autour du centre dans le sens horaire et soufflent vers l'extérieur en direction des basses pressions.

Les anticyclones se déplacent beaucoup plus lentement que les dépressions. Ils demeurent parfois quasi stationnaires pendant plusieurs jours.

La crête de haute pression

La crête barométrique (ou dorsale de haute pression) est le prolongement d'une haute pression, entourée de part et d'autre d'une ceinture de pression plus basse. Le temps associé à une crête oscille généralement entre passable et bon.

6.3.4 Les variations de la pression

Les stations météorologiques procèdent à l'enregistrement de la pression à intervalles réguliers (généralement à toutes les heures). Les cartes météorologiques sont préparées quatre fois par jour, à six heures d'intervalle. Les lectures, plus les cartes, permettent d'observer les variations de la pression et de prévoir le temps à venir. Par exemple, si une dépression s'approche de

la station, la pression diminuera progressivement. Une fois le centre passé, elle remontera de nouveau. Ce schéma des variations de la pression s'appelle la tendance de la pression.

6.3.5 Le gradient de pression

Si on retirait une partie de l'air enfermé dans une chambre, la pression diminuerait. Toutefois, la pression existant à l'extérieur de la chambre forcerait une certaine quantité d'air à entrer par les portes et les fenêtres jusqu'à ce que la chambre contienne à nouveau la quantité normale d'air. Pareillement, dans le cas des régions de haute et de basse pression, l'air de la zone où la pression est la plus élevée tend à se diriger vers la zone où la pression est la plus basse.

La vitesse à laquelle ce déplacement d'air s'effectue dépend du gradient de pression. Le gradient de pression se définit comme le taux de variation de la pression sur une distance donnée, mesuré à angle droit par rapport aux isobares.

L'intensité du gradient de pression s'évalue par la proximité des isobares. Lorsque les isobares sont très espacées, le gradient est faible et le déplacement de l'air (vent) est lent ou léger. Lorsque les isobares sont très rapprochées, le gradient est fort et le vent aussi.

6.3.6 La force de Coriolis

L'air en provenance d'une haute pression ne se dirige pas directement vers une basse pression. Dans **l'hémisphère Nord**, une force, la force de Coriolis, le fait dévier d'abord vers la droite; conséquemment, il circule parallèlement aux isobares.

Tout objet se déplaçant au-dessus de la surface terrestre continuera de se déplacer en ligne droite si on ne fait intervenir aucune force. Cependant, la terre dans sa rotation se déplace en dessous du corps en mouvement. Le corps en mouvement subit donc une déviation apparente vers la droite dans **l'hémisphère Nord**. Dans l'hémisphère sud, la déviation apparente est vers la gauche. C'est ce qu'on appelle la loi de Ferrel. La force de déviation apparente est la force de Coriolis (voir image 10).

Par conséquent, le vent ne s'engouffre pas de toute part directement dans la basse pression. Dans **l'hémisphère Nord**, il est dévié vers la droite et circule autour de la dépression dans le sens antihoraire.

C'est la force de Coriolis qui fait tourbillonner l'eau dans le sens antihoraire quand on enlève le bouchon de la baignoire.

Dans le cas d'une haute pression, l'air s'éloigne du centre de la haute pression mais, en raison de la force de Coriolis, dévie vers la droite. Le vent souffle donc dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord.

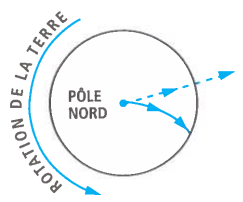


Image 10 – Force de Coriolis

1. *Découpez un disque de papier pour représenter la terre.*
2. *Piquez une aiguille à travers le centre pour représenter le pôle Nord.*
3. *Tout en tournant le disque dans le sens antihoraire (pour représenter la rotation de la terre), essayez de tracer une ligne droite (voir ligne pointillée de l'image) représentant le vent qui souffle du nord au sud.*
4. *Résultat : vous obtiendrez une ligne courbée. Autrement dit, elle déviera vers la droite.*

Dans les deux cas, si vous vous placez dos au vent, la basse pression se trouvera sur votre gauche. C'est ce qu'on appelle la règle de Buys Ballot. Dans l'hémisphère sud, le contraire se produit.

6.3.7 Le frottement de surface

Dans les niveaux inférieurs de l'atmosphère, une troisième force influence la vitesse et la direction de l'air circulant à partir des régions de haute pression vers les régions de basse pression. Cette force est le frottement de surface. Le frottement qui existe entre les masses d'air et la surface terrestre tend à ralentir le mouvement de l'air, réduisant ainsi la vitesse du vent. Ceci a pour effet de retarder la force de Coriolis. Par conséquent, l'air qui se dirige vers le centre des basses pressions ou qui s'éloigne

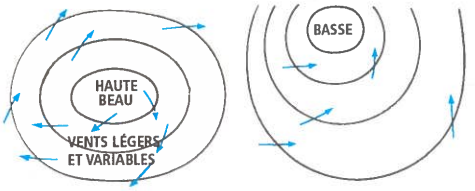


Image 11 – Effet de frottement de surface sur le déplacement de l'air à travers les isobares

du centre des hautes pressions a tendance à se déplacer en croisant les isobares à un angle relativement faible.

Plus le frottement de surface est fort, plus l'angle de déviation de l'air par rapport aux isobares est grand. Il est moins fort au-dessus de l'eau qu'au-dessus du sol où la rugosité du terrain occasionne parfois une déviation de plus de 40°. Au-dessus de l'eau, la déviation excède rarement 10°. L'effet de frottement est maximal près de la surface terrestre, mais on peut le retrouver jusqu'à une hauteur de 2000 pi lorsqu'il est entraîné en altitude par la turbulence. Passé cette altitude, il est à toute fin pratique négligeable et le vent tend alors à souffler parallèlement aux isobares à cause de la force de Coriolis.

6.3.8 La force centrifuge

La force centrifuge qui agit sur la circulation de l'air autour des hautes et des basses pressions, tend à accroître la vitesse du vent dans les régions de haute pression et à la diminuer dans les régions de basse pression.

6.3.9 La convergence et la divergence

Convergence : l'écoulement de l'air **vers l'intérieur** d'une région s'appelle la convergence. Elle est habituellement accompagnée d'un mouvement ascendant qui permet à l'excédent d'air de s'échapper. Les régions de vents convergents sont favorables aux précipitations sous forme d'orages, de pluie, de grêle ou de neige.

Divergence : lorsque l'air s'éloigne d'une région, on dit qu'il y a divergence. Cet écoulement **vers l'extérieur** est compensé par un mouvement d'air descendant. Les régions de vents divergents ne sont pas favorables aux précipitations.

6.4 Les vents

Le déplacement horizontal de l'air, appelé vent, est un facteur de grande importance dans la planification des vols. Les vents en altitude rencontrés en route affecteront, favorablement ou non, la vitesse-sol et influenceront le temps en route ainsi que la consommation de carburant. Les vents de surface sont importants à l'atterrissage et au décollage.

6.4.1 Les vents dominants de l'hémisphère

Étant donné que l'atmosphère est clouée au sol par la gravité et que, par conséquent, elle tourne avec la terre, il n'y aurait pas de circulation si aucune force ne venait bouleverser l'équilibre de l'atmosphère. Le réchauffement de la terre par le soleil est la force responsable de l'existence du système de circulation des vents.

En raison de la courbure terrestre, les rayons les plus directs du soleil frappent la terre aux environs de l'équateur. C'est donc à l'équateur qu'on retrouve la plus grande concentration de chaleur, la plus grande quantité de rayonnement réfléchi. C'est là que l'atmosphère est réchauffée au maximum. En même temps, les rayons du soleil parviennent aux pôles à un angle très incliné. Les pôles sont donc des régions présentant une concentration minimale de chaleur et un rayonnement très faible, de sorte que l'atmosphère y est très peu réchauffée et les températures sont très basses.

Étant plus dense, l'air froid descend. L'air chaud, moins dense, monte. Ainsi, la densité de l'air chaud qui s'élève à l'équateur diminue encore plus à mesure qu'il monte et la pression diminue. Une région de basse pression existe donc au-dessus de l'équateur.

L'air chaud s'élève jusqu'à une certaine hauteur, à partir de laquelle il commence à s'étendre latéralement pour déborder dans les régions environnantes. Aux pôles, l'air froid et dense descend. L'air des niveaux supérieurs de l'atmosphère glisse par-dessus cet air et en augmente le poids. Ce phénomène crée une région de haute pression aux pôles.

L'air s'élevant à l'équateur ne se rend pas directement aux pôles. À cause de la rotation de la terre, il y a accumulation d'air à environ 30° de latitude nord. (Le même phénomène se produit dans l'hémisphère Sud.) Une partie de l'air descend, créant ainsi une ceinture de haute pression à cette latitude.

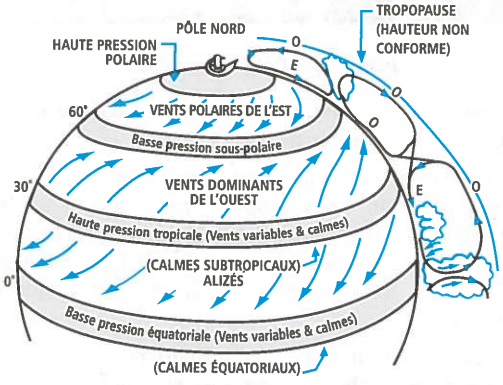


Image 12 – Circulation des vents

L'air descendant atteint la surface et se disperse en direction du nord et du sud. L'air se dirigeant vers le sud complète une cellule du système de circulation terrestre, tel qu'illustré à l'image 12. L'air se dirigeant vers le nord vient constituer une autre cellule du système entre les latitudes 30° et 60° nord. En même temps, l'air descendant au pôle Nord se déplace vers le sud, où il se heurte à l'air en provenance de la haute pression située à 30°. La collision entre ces deux courants force l'air à s'élever et une région de basse pression est ainsi créée près de la latitude 60° nord. La troisième cellule du système se situe entre le pôle Nord et la latitude 60° nord.

En raison de la rotation de la terre et de la force de Coriolis, l'air est dévié vers la droite dans l'hémisphère Nord. À cause de cela, le mouvement de l'air dans la cellule polaire du système de circulation engendre les vents d'est polaires. Dans la cellule qui existe entre les latitudes 60° et 30° nord, le déplacement de l'air produit les vents d'ouest prédominants. Dans la cellule tropicale, ce sont les alizés boréales (ou alizés du Nord-Est) qui sont créés. Ce sont les soi-disant systèmes de vents permanents de la terre (voir image 12).

6.4.2 Les vents supérieurs

Deux forces principales affectent le déplacement de l'air dans les hauts niveaux. Le gradient de pression entraîne le déplacement horizontal de l'air, forçant le passage de celui-ci d'une région de haute pression dans une région de basse pression. Toutefois, la force de Coriolis fait dévier la trajectoire de l'air (vers la droite dans l'hémisphère Nord), de sorte qu'il circulera parallèlement aux isobares, ou courbe de niveau, c'est-à-dire les lignes reliant les points de pression égale sur les cartes de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL).

En altitude, les vents soufflent dans le sens horaire autour des hautes pressions et dans le sens antihoraire autour des basses pressions.

La vélocité du vent dépend du gradient de pression. Les vents les plus forts se rencontrent là où les isobares sont rapprochées et où le gradient de pression est le plus élevé.

6.4.3 Les vents de surface

Le frottement de surface joue un rôle prépondérant dans la vélocité et dans la trajectoire des vents de surface. En raison du ralentissement de l'air dans son déplacement au-dessus du sol, la vitesse du vent est inférieure à celle qu'on s'attendrait de rencontrer en observant le gradient de pression sur une carte du temps. La direction du vent est également modifiée. Elle croise les isobares en se dirigeant vers le centre d'une basse pression, ou en s'éloignant d'une haute pression.

Généralement, les effets du frottement ne se font pas sentir au-delà de 2000 pi. À 3000 pi et plus, le vent souffle parallèlement aux isobares à une vitesse proportionnelle au gradient de pression.

Même en tenant compte du frottement de surface, les vents locaux ne se conforment pas toujours à la vitesse et à la direction annoncées par la configuration des isobares sur les cartes de surface. Ces variations sont habituellement dues aux accidents géographiques, comme les collines, les montagnes et les vastes étendues d'eau. À l'exception des régions montagneuses, l'effet produit par les particularités du terrain, qui causent des variations locales de vent, ne se rencontre généralement pas au-dessus de 2000 pi/sol.

Les brises de terre et les brises de mer

Les brises de terre et les brises de mer sont causées par les différences de température qui existent au-dessus de la terre et de l'eau. La brise de mer survient le jour lorsque la terre se

réchauffe plus vite que l'eau. La pression au-dessus de la terre est alors plus basse que celle au-dessus de la mer. Le gradient de pression est souvent assez fort pour qu'un vent se lève et souffle de la mer vers la terre.

La brise de terre souffle la nuit lorsque la terre se refroidit. Le vent souffle alors vers la chaude région de basse pression se trouvant au-dessus de l'eau.

Les brises de terre et les brises de mer sont très localisées et affectent seulement une étroite région le long de la côte.

Les vents de montagne

Les collines et les vallées dérangent considérablement l'écoulement associé au système de pression dominant et au gradient de pression. De forts courants ascendants et descendants et des tourbillons de turbulence se développent alors que l'air monte et descend au gré des collines et des vallées. La direction du vent change quand l'air contourne les collines. Des rangées de collines ou des chaînes de montagnes agissent parfois comme une barrière, retenant le vent et le faisant dévier de façon à ce qu'il devienne parallèle à la chaîne. Si une brèche se présente dans la chaîne de montagnes, le vent s'y précipite à une vitesse considérable, tout comme s'il s'agissait d'un entonnoir. On doit s'attendre à ce que l'écoulement d'air reste turbulent et imprévisible jusqu'à une certaine distance de la région montagneuse, où le terrain est plus plat.

Le réchauffement des versants le jour et leur refroidissement la nuit occasionnent les variations diurnes et nocturnes de l'écoulement d'air. La nuit, les versants se refroidissent par rayonnement. L'air avec lequel ils entrent en contact se refroidit aussi, devient plus dense, et se met à dévaler les pentes en direction des vallées. C'est ce qu'on appelle le vent catabatique (appelé quelquefois la brise de montagne). Si les versants sont recouverts de glace ou de neige, le vent catabatique soufflera non seulement la nuit, mais aussi le jour entraînant l'air froid et dense en direction des chaudes vallées. Les pentes non recouvertes de neige se réchauffent le jour. À leur contact, l'air devient plus chaud et moins dense. Résultat, il se met à remonter le long des pentes. C'est le vent anabatique (ou la brise de vallée).

Dans les régions montagneuses, les perturbations locales de l'écoulement d'air sont encore plus prononcées. Les surfaces rocheuses, les hauts sommets, les falaises à pic et les vallées abruptes conjuguent leurs efforts pour produire des courants imprévisibles et de la turbulence. Cependant, le plus traître des systèmes de vents locaux associés aux montagnes est l'onde orographique.

L'ONDE OROGRAPHIQUE (ONDE DE RELIEF OU ONDE DE MONTAGNE)

Règle générale, l'air qui souffle contre une chaîne de montagnes s'élève assez régulièrement le long de la pente, mais une fois passé le sommet, il dévale l'autre versant avec une force considérable, en rebondissant et en générant des tourbillons et de la turbulence, en plus de donner naissance à de puissantes ondes verticales qui peuvent se propager jusqu'à une très grande distance de la chaîne de montagnes du côté sous le vent. Ce phénomène s'appelle l'onde orographique. L'image 13 illustre quel type d'onde un vent très fort peut déclencher. Remarquez les courants ascendants et descendants, ainsi que les tourbillons formés en aval.

Si la masse d'air contient beaucoup d'humidité, des nuages d'une apparence très particulière se développeront.

Nuages en capuchon : le soulèvement orographique entraîne la formation de nuages sur les sommets de la chaîne. Le vent entraîne ces nuages dans sa descente le long des pentes sous le vent où ils se dissipent enfin par réchauffement adiabatique. La base de ces nuages repose près, ou juste en dessous des pics; leur sommet peut atteindre quelques milliers de pieds au-dessus des pics.

Nuages lenticulaires (ou lenticularis) : ces nuages apparaissent sur les crêtes des ondes en altitude, où ils peuvent s'étaler verticalement en couches superposées jusqu'à des altitudes pouvant dépasser 40 000 pi.

Nuages de tourbillons d'aval : ces nuages se forment dans les tourbillons de turbulence rencontrés en aval de la chaîne. Ils ressemblent à une longue rangée de stratocumulus dont la base repose plus bas que les pics montagneux et le sommet dépasse parfois considérablement les sommets montagneux. Occasionnellement, ces nuages progressent au stade d'orage.

Tous ces nuages ont une forme caractéristique et sont visibles à une grande distance. Ils fournissent donc un avertissement visuel de la présence d'une onde orographique. Malheureusement, ils se trouvent quelquefois mélangés à d'autres formations nuageuses qui les masquent alors à la vue. Parfois, la masse d'air est très sèche et aucun nuage n'apparaît.

L'intensité de l'onde orographique, ainsi que la hauteur jusqu'à laquelle l'air est perturbé, dépend de la force du vent, de l'angle qu'il fait par rapport à la chaîne, et de la stabilité ou de l'instabilité de l'air. Les ondes orographiques les plus fortes sont générées lorsque de puissants courants d'air soufflent à angle droit par rapport à la chaîne de montagnes et que l'air est très instable. La présence d'un courant-jet circulant presque perpendiculairement à la chaîne de montagnes augmentera la sévérité de l'onde de relief.

Le phénomène de l'onde orographique n'est pas limité aux chaînes de montagnes élevées comme les Rocheuses, mais il existe aussi, à un degré moindre, dans les regroupements montagneux plus petits et même dans les rangées de collines relativement basses.

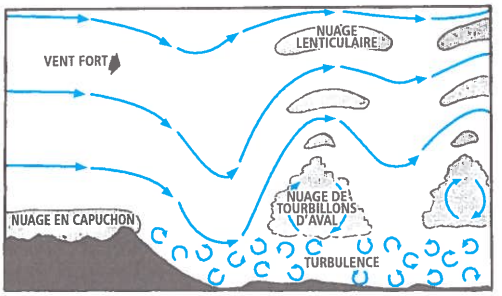


Image 13 – Onde orographique

Les ondes orographiques sont une source d'ennuis pour les pilotes, et cela de bien des manières.

Courants verticaux : des courants descendants de 2000 pi/min sont fréquents. On en a rapporté certains qui excédaient 5000 pi/min. Ils surgissent le long du versant sous le vent et atteignent leur paroxysme à une hauteur égale au sommet. L'avion surpris dans un courant descendant risque d'être plaqué au sol.

Turbulence : la turbulence est ordinairement d'une extrême sévérité dans la couche d'air comprise entre le sol et le sommet des nuages de tourbillons d'aval.

Cisaillement : la vitesse du vent varie considérablement entre les crêtes et les creux de l'onde de relief. La variation de la vitesse du vent est généralement la plus marquée près de la chaîne montagneuse et provoque un cisaillement sévère.

Erreur de l'altimètre : l'augmentation de la vitesse du vent occasionne une réduction correspondante de la pression, qui à son tour affecte la précision de l'altimètre barométrique, voir aussi 2.2.1 – **Les instruments anémométriques/Les erreurs d'effet de montagne de l'altimètre**.

Givrage : le niveau de congélation varie considérablement de la crête au creux de l'onde. Les grosses gouttelettes surfondues retenues par les forts courants verticaux peuvent être la cause d'un givrage sévère.

En survolant une chaîne de montagnes où des conditions d'onde orographique existent :

1. Évitez les nuages de forme irrégulière et déchirée - l'irrégularité trahit de la turbulence.
2. Approchez-vous de la chaîne à un angle de 45°. Si vous deviez subitement rebrousser chemin, il vous serait possible d'exécuter rapidement un virage d'éloignement.
3. Évitez de traverser le nuage situé au sommet des montagnes (nuage en capuchon) en raison des forts courants descendants et de la turbulence.
4. Conservez une hauteur plus que suffisante par rapport aux sommets, afin d'éviter les courants descendants et les tourbillons du versant sous le vent.
5. **RAPPELEZ-VOUS TOUJOURS que dans une onde orographique, votre altimètre peut vous donner une lecture surestimée de plus de 3000 pi.**

Les rafales

La rafale est une fluctuation rapide et irrégulière, d'intensité variable, des mouvements associés aux courants ascendants et descendants. Elle peut être accompagnée d'un changement rapide de la direction du vent. Les rafales sont causées par la turbulence mécanique résultant du frottement entre l'air et le sol, et du réchauffement inégal de la surface terrestre, particulièrement les chauds après-midis d'été.

Le grain

Le grain est une augmentation soudaine de la force du vent, d'une durée plus longue que la rafale. Il peut être causé par le passage d'un front froid rapide ou d'un orage. Tout comme la rafale, le grain peut être accompagné d'un changement rapide de la direction du vent.

Les variations diurnes

En présence d'une configuration isobarique et d'un gradient de pression fondamentalement identiques, on peut généralement s'attendre à ce que les vents de surface soient plus forts et plus turbulents le jour que la nuit. Dans l'air instable, des courants ascendants et descendants créent un lien vertical entre les vents des différents niveaux présents dans la couche convective. Dans l'air stable, particulièrement en présence d'une inversion nocturne typique, ce lien n'existe pas et les vents peuvent être très différents au-dessus et en dessous de l'inversion.

Lorsque le soleil se couche et que la nuit tombe, l'inversion nocturne apparaît (l'air en surface se refroidit par rayonnement et il y a de l'air chaud au-dessus de la couche de surface refroidie). En l'absence de réchauffement en surface, la turbulence diminue et le lien du courant convectif entre l'air du bas niveau affecté par la surface terrestre et l'air qui circule librement au-dessus disparaît. La couche d'air en surface tombe davantage sous l'influence des effets du frottement de surface. Les vents de surface diminuent de vitesse et reculent, voir 6.4.4 – **La vitesse et la direction du vent/Le vent dextrogyre et le vent lévogyre**.

Lorsque le soleil se lève, le réchauffement met fin à l'inversion nocturne et des courants verticaux apparaissent. La turbulence qui en résulte entraîne vers le sol l'air plus rapide présent en altitude, et transporte l'air de surface plus lent en altitude. Étant donné que la direction du vent en altitude est parallèle aux isobares et que sa vitesse est plus élevée que celle du vent de surface ralenti par le frottement, ce mélange entraîne une augmentation de la vitesse du vent de surface qui change de direction pour devenir dextrogyre (il vire ou avance) et souffle par bourrasques. Il atteint sa vitesse maximale au cours de l'après-midi alors que la température est la plus élevée.

Les variations diurnes ne se produisent pas au-dessus des grands lacs et des océans parce qu'il n'y a pas d'inversions nocturnes au-dessus de l'eau.

Les tourbillons - turbulence mécanique

Le frottement qui existe entre la masse d'air en mouvement et les particularités du terrain (collines, montagnes, vallées, arbres, édifices, etc.) est responsable des tourbillons d'air. Leur dimension et leur intensité varient considérablement en fonction de la taille et de la rugosité de l'obstacle au sol, ainsi que de la vitesse du vent et de la stabilité de l'air. Le plan de rotation des tourbillons peut être aussi bien horizontal que vertical. L'air instable et les vents forts engendrent des tourbillons plus vigoureux. Dans l'air stable, les tourbillons ont tendance à se dissiper rapidement. Les tourbillons créés en région montagneuse sont particulièrement puissants.

Les soubresauts qui signalent la présence des tourbillons rendent difficile la tâche de maintenir l'avion en palier. Prédominants dans les bas niveaux, le pilote rencontre les tourbillons au décollage et à l'atterrissage, au moment où la turbulence et les variations soudaines de vitesse et de direction du vent peuvent s'avérer critiques.

Les tempêtes de poussière

La tempête (ou le tourbillon) de poussière est un phénomène qui se rencontre fréquemment sur les plaines chaudes et sèches du centre-ouest américain. Elle peut être assez forte pour présenter un danger aux avions légers volant à basse vitesse.

Les tempêtes de poussière sont de petites dépressions de chaleur qui apparaissent par temps chaud et clair. Étant donné le fort gradient vertical résultant de la présence d'une masse d'air froid en altitude au-dessus d'une surface très chaude, le manque de circulation horizontale de l'air, l'absence totale ou presque de nuages, ainsi que le soleil du midi réchauffant intensément les sols plats et arides, l'air qui se trouve en contact avec le sol devient surchauffé et extrêmement instable. Cette couche d'air en surface continue de se développer jusqu'à ce qu'un événement quelconque vienne déclencher un mouvement ascendant. Une fois le mouvement amorcé, l'air chaud s'élève pareil à une colonne. Il est remplacé par un nouvel apport d'air chaud à la base de la colonne. Une circulation se crée autour de cette dépression de chaleur. Elle augmente de vélocité jusqu'à ce qu'un vigoureux tourbillon se crée. Les tempêtes de poussière sont généralement de courte durée. On les appelle ainsi parce qu'elles sont rendues visibles par la poussière, le sable et les débris qu'elles ramassent au sol.

Les tourbillons de poussière présentent le plus grand danger à proximité du sol, là où ils sont les plus violents. Les pilotes qui doivent se poser sur les pistes surchauffées du centre-ouest américain où ce phénomène est courant, feront bien de scruter l'aéroport attentivement. La présence de tourbillons de poussière ou de spirales dans l'herbe signale l'existence de ce danger.

Les tornades

Les tornades sont de violentes trombes circulaires, associées aux orages sévères. Ce sont en fait des dépressions très creuses et concentrées. Elles ressemblent à des entonnoirs suspendus en dessous d'un cumulonimbus. Les tornades ont une couleur très sombre à cause de la poussière et des débris aspirés par leurs tourbillons. D'un diamètre variant entre 100 pi et 1/2 mille environ, leur vitesse de déplacement est de 25 à 50 kt et leur parcours limité est généralement de quelques milles seulement, bien qu'on ait déjà rapporté des trombes dont les méfaits se propageaient sur une distance de plus de 100 milles. La puissance destructrice phénoménale d'une tornade provient de la très basse pression qui existe en son centre et des vents très forts qui peuvent atteindre, croit-on, 300 kt.

6.4.4 La vitesse et la direction du vent

Pour les besoins de l'aviation, la vitesse du vent est exprimée en kt (nœuds) (NM/h). Cependant, les rapports météorologiques diffusés par les stations de radio et de télévision canadiennes rapportent la vitesse du vent en km/h tandis qu'aux États-Unis, ils sont donnés en mi/h.

Quand on parle de la direction du vent, on parle de sa provenance, c'est-à-dire de quelle direction il souffle. Un vent du nord souffle donc du nord vers le sud. Dans les bulletins météorologiques, les prévisions régionales et les prévisions d'aérodromes destinés à l'aviation, le vent est toujours donné en degrés vrais. Les messages ATIS et les renseignements donnés par la tour de contrôle au décollage et à l'atterrissage donnent toutefois le vent en degrés magnétiques.

Le vent dextrogyre et le vent lévogyre

On dit du vent qu'il vire (ou avance) lorsqu'il change de direction dans le sens horaire.

Exemple : Le vent de surface souffle du **270° V (vrais)**. À 2000 pi, il souffle du 280° V. Il a donc changé de direction vers la droite, soit dans le sens horaire. C'est un vent dextrogyre (dexter = droite).

Le vent recule lorsqu'il change de direction dans le sens antihoraire.

Exemple : à 2000 pi le vent est du 090° V. À 3000 pi, du 085° V. Il a changé de direction vers la gauche, soit dans le sens antihoraire. C'est un vent lévogyre (laevus = gauche).

Règle générale, en descendant de plusieurs milliers de pieds jusqu'au sol, le vent recule et diminue de vélocité alors que l'effet du frottement de surface devient apparent. En montée, du sol jusqu'à quelques milliers de pieds, il vire et augmente d'intensité. Au-dessus de la couche de frottement de surface (2000 pi à 4000 pi), le gradient de pression et la force de Coriolis s'équilibrent et l'air circule parallèlement aux isobares. Dans la couche de frottement près du sol, le vent se met à diminuer en raison du frottement. Parce que la vitesse du vent est moindre, la force de Coriolis est également plus faible et l'air n'est donc pas dévié autant vers la droite. Inversement, en montant du sol jusqu'à plusieurs milliers de pieds au-dessus du sol (AGL), le vent avancera et augmentera d'intensité.

La vitesse du vent

Le pilote dispose de plusieurs indices pour estimer la vitesse du vent.

Vitesse du vent	Indices de la vitesse du vent
Vent de 1 à 2 kt	La fumée se déplace et l'eau frémit.
Vent de 4 à 6 kt	Les feuilles bruissent; des vaguelettes brisent la surface des plans d'eau mais il n'y a pas d'écume.
Vent de 7 à 10 kt	Les feuilles et les brindilles bougent, tout comme les drapeaux; quelques moutons blancs marquent la surface des plans d'eau.
Vent de 11 à 16 kt	Les petites branches bougent; de longues vagues et des moutons marquent fréquemment la surface des plans d'eau.
Vent de 17 à 24 kt	Les petits arbres fléchissent; plusieurs lignes d'écume brisent la surface des plans d'eau.
Vent fort de 25 à 31 kt	Les grosses branches bougent; la surface des plans d'eau est couverte de grosses vagues, de buée et d'écume.

6.4.5 Le cisaillement du vent

Le cisaillement réfère à l'effet de «déchirement» soudain rencontré à la limite d'une zone dans laquelle survient un changement violent dans la direction et la vitesse du vent. On peut le rencontrer aux basses et hautes altitudes. Il est le plus souvent associé aux fortes inversions de température ou aux gradients de densité élevés. Il provoque un certain brassage, donc de la turbulence. Dans certains cas, on a enregistré des changements de direction de plus de 180° et des variations de vitesse atteignant 80 kt.

L'effet du cisaillement sur les performances de l'avion s'explique par le fait que le vent peut varier beaucoup plus rapidement qu'il n'est possible d'accélérer ou de décélérer la masse de l'avion. Un cisaillement sévère peut tellement taxer les performances de l'avion que ce dernier sera incapable d'en compenser les effets, particulièrement à l'atterrissage et au décollage, les phases critiques du vol.

Le cisaillement en croisière

En vol de croisière, le cisaillement se rencontrera probablement dans la zone de transition entre le vent résultant du gradient de pression et les vents locaux des bas niveaux. Il se rencontrera aussi au cours d'une montée ou d'une descente à travers une inversion de température ou encore au passage d'une surface frontale. Le cisaillement est également associé au courant-jet, voir 6.4.6 – **Le courant-jet**. Les avions qui rencontrent du cisaillement doivent s'attendre à une succession de courants ascendants et descendants, à subir des gains ou des pertes de vent debout ou encore des changements soudains dans la direction du vent qui l'éloigneront de sa trajectoire de vol. Normalement, cela ne pose pas un problème majeur car les marges d'altitude et de vitesse sont adéquates pour neutraliser les effets adverses du cisaillement. Occasionnellement, par contre, le cisaillement pourra être assez sévère pour occasionner une augmentation abrupte du facteur de charge, entraînant soit le décrochage, soit des dommages structuraux.

Le cisaillement près du sol

Le cisaillement près du sol est plus grave et potentiellement très dangereux. Il existe quatre sources principales de cisaillement à proximité du sol : l'activité frontale, le cisaillement dans les bas niveaux associé aux orages, les inversions de température et les forts vents de surface contournant les obstacles, naturels ou autres.

LE CISAILLEMENT FRONTAL

Ordinairement, ce type de cisaillement présente un problème seulement aux fronts caractérisés par de forts gradients de vent. En surface, si la différence de température entre les deux côtés du front est égale à ou excède 5 °C, et si le front se déplace à une vitesse approximative de 30 kt ou plus, il y aura presque

certainement du cisaillement. Le cisaillement frontal est un phénomène associé aux fronts froids qui se déplacent rapidement, mais il se rencontre aussi aux fronts chauds.

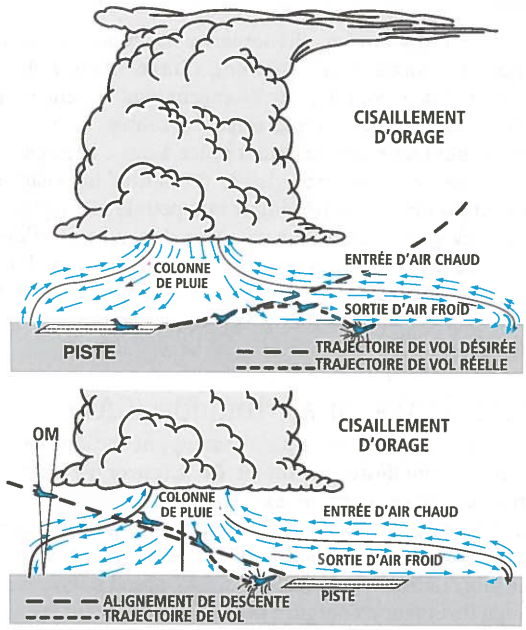


Image 14 – Cisaillement d'orage

LE CISAILLEMENT DES BAS NIVEAUX

Lorsqu'il est associé aux orages, le cisaillement est dû à deux phénomènes : le front de rafale et les rabattants de temps violents. À mesure que l'orage approche de sa maturité, de forts courants descendants se développent et viennent percuter le sol pour s'étaler horizontalement loin devant l'orage. C'est le front de rafale. Les variations dans la direction du vent peuvent atteindre 180° et les vitesses dépasser 100 kt et ce, jusqu'à 10 milles devant l'orage. Le rabattant de temps violent est un courant descendant local extrêmement intense qui provient d'un orage. La puissance du rabattant peut excéder les capacités ascensionnelles de l'avion. Le rabattant de temps violent (il y en a deux sortes : les macrorabattants, aussi macrorafales, et les microrabattants, aussi microrafales) se trouve ordinairement beaucoup plus près de l'orage que le front de rafale. Les nuages de poussière, les nuages en rouleaux, les précipitations de pluie intense, le virga (pluie qui s'évapore avant d'atteindre le sol) sont des indices de ce type d'activité, mais il n'existe aucun moyen de prédire son apparition, voir aussi 6.9 – **Les orages**. Les deux croquis de l'image 14 illustrent la suite possible des événements pouvant mener à un accident lorsqu'un avion rencontre un fort cisaillement au décollage et à l'atterrissage.

LES INVERSIONS DE TEMPÉRATURE

Le refroidissement nocturne crée une inversion de température quelques centaines de pieds au-dessus du sol. L'inversion peut donner lieu à un cisaillement important, particulièrement si elle est jumelée à un courant-jet relativement bas.

À mesure que l'inversion nocturne progresse, le cisaillement près du sommet de l'inversion s'intensifie. Il atteint son paroxysme peu après minuit et diminue le matin quand le réchauffement diurne fait disparaître l'inversion. Ce phénomène est connu sous l'appellation de courant-jet nocturne de basse altitude. Le courant-jet à basse altitude est une nappe de vents forts, plusieurs milliers de milles de longueur, des centaines de milles de largeur et plusieurs centaines de pieds d'épaisseur, qui prend naissance au-dessus d'un terrain plat, par exemple les prairies. Des vents de 40 kt sont fréquents, mais on en a mesuré de plus forts. Les courants-jets de basse altitude sont responsables du cisaillement dangereux dans les bas niveaux.

Au moment où l'inversion se dissipe le matin, le plan de cisaillement et les bourrasques de vent se rapprochent du sol, occasionnant des sautes de vent et une augmentation de la vitesse du vent près du sol.

LES OBSTACLES EN SURFACE

L'écoulement irrégulier et turbulent de l'air autour des montagnes et des collines, ainsi qu'à l'intérieur des cols montagneux, causent de sérieux problèmes de cisaillement aux avions à l'approche sur des terrains situés à proximité des chaînes de montagnes. Le cisaillement est un phénomène associé aux ondes de relief, voir 6.4.3 – **Les vents de surface/L'onde orographique (onde de relief ou onde de montagne)**. Un tel cisaillement est presque totalement imprévisible, mais on doit néanmoins l'anticiper chaque fois que les vents en surface sont forts.

Le cisaillement est également associé à la présence de hangars et autres édifices sur les aéroports. Alors que l'air circule autour de ces vastes structures, le vent change de direction et s'intensifie, ce qui provoque le cisaillement.

Le cisaillement peut être horizontal ou vertical. Le cisaillement vertical se rencontre le plus souvent près du sol et constitue un grave danger pour les aéronefs au décollage et à l'atterrissage, alors que l'avion vole à des vitesses relativement basses et dans une configuration susceptible d'engendrer une traînée appréciable. On dispose de peu d'altitude pour les recouvrements et les marges de décrochage et de manoeuvre sont fort réduites. L'avion aux prises avec le cisaillement risque de perdre beaucoup de vitesse suite à une variation subite de l'écoulement relatif au moment même où l'avion pénètre dans une nouvelle masse d'air en mouvement. La réduction soudaine de vitesse peut conduire au décrochage, situation fort dangereuse quand l'avion se trouve à quelques centaines de pieds seulement au-dessus du sol, là où il est très vulnérable.

Les aspects opérationnels du vol dans les zones de cisaillement sont discutés à la section 10 – **La discipline aéronautique**.

6.4.6 Le courant-jet

D'étroites bandes de vents excessivement forts existent dans la haute atmosphère, entre 20 000 pi et 40 000 pi (ou plus). On les appelle courant-jet. Trois courants-jets majeurs peuvent sillonner simultanément le continent nord-américain. Un circule dans le nord du Canada et un autre traverse les États-Unis. Relativement rare, le troisième pourra se trouver assez loin vers le sud, aux latitudes subtropicales. Le courant-jet des latitudes moyennes est généralement le plus fort.

Le courant-jet semble étroitement lié à la tropopause et au front polaire. Typiquement, il prend naissance dans la zone de transition entre la tropopause polaire et la tropopause tropicale, là où les gradients de température s'intensifient (voir image 15). L'emplacement moyen du courant-jet se déplace vers le sud en hiver et vers le nord en été, au gré de la migration saisonnière du front polaire. Parce que la troposphère est plus épaisse en été qu'en hiver, la tropopause et les courants-jets se trouvent normalement à des altitudes plus élevées en été.

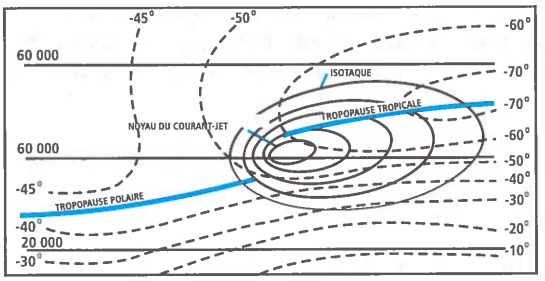


Image 15 – Courant-jet et tropopause

Les courants-jets longs et puissants sont aussi généralement associés aux dépressions de surface bien développées qui se trouvent en dessous des creux et des dépressions en altitude. Une dépression qui prend son origine dans la vague le long de la surface frontale sera localisée au sud du courant-jet. À mesure qu'elle se creuse, la dépression se rapproche du courant-jet. Lorsqu'elle évolue vers le stade d'occlusion, la dépression se déplace au nord du courant-jet qui croise le système frontal près du point d'occlusion. Le courant-jet circule à peu près parallèlement au front (voir image 16).

Le courant-jet subtropical n'est pas associé aux fronts. Il est dû au réchauffement solaire intense des régions équatoriales. L'air ascendant prend la direction du pôle Nord à très haute altitude, mais la force de Coriolis le fait dévier de sorte qu'il se transforme en un fort courant-jet en provenance de l'ouest. Le courant-jet subtropical domine l'hiver.

Les courants-jets circulent d'ouest en est et leur trajectoire peut encercler toute l'hémisphère. Plus forts en certains endroits qu'à d'autres, ils se divisent le plus souvent en segments d'une longueur de 1000 NM à 3000 NM. Ils ont normalement une largeur de 300 NM environ et 3000 pi à 7000 pi d'épaisseur. Ces segments se dirigent en direction de l'est en suivant le déplacement des crêtes et des creux de la haute atmosphère.

Les vents au coeur du courant-jet sont les plus forts, pouvant atteindre 250 kt, bien qu'en général leur vitesse se situe entre 100 et 150 kt. En bordure du courant-jet, le vent diminue. Sa vitesse peut n'atteindre que 25 kt. Le taux de diminution de la vitesse du vent est considérablement plus élevé du côté nord du courant-jet que du côté sud. Remarquez le rapprochement des **isotaques** - lignes reliant les points d'égale intensité de vent - du côté polaire du courant-jet à l'image 15. En moyenne, la vitesse du vent à l'intérieur du courant-jet est beaucoup plus élevée en hiver qu'en été.

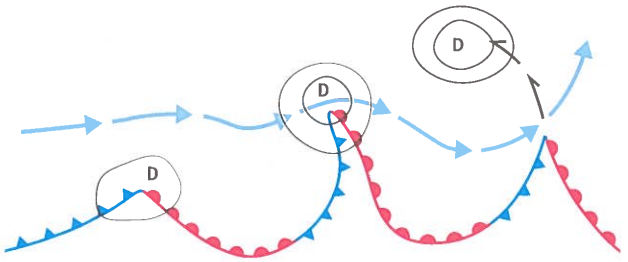


Image 16 – Courant-jet par rapport à un système frontal

L'air à l'intérieur du courant gravite lentement autour du noyau en remontant du côté équatorial. Si l'air est humide, des nuages cirrus apparaissent dans l'air ascendant. Leur apparence déchiquetée et balayée par le vent signale toujours la présence de vents très forts. Parfois, un cirrostratus très dense se forme en larges bandes au sommet du courant-jet dont il suit la trajectoire. Leur épaisseur peut atteindre 10 000 pi à 12 000 pi. Les nuages s'amincissent, quelquefois abruptement, à l'extrémité polaire du courant-jet. Les denses nuages cirriformes du courant-jet prédominent dans les courants-jets des latitudes moyennes ou polaires.

Tout comme les autres phénomènes météorologiques, les courants-jets croissent, se déplacent, s'intensifient, faiblissent et meurent. Étant donné qu'ils changent rapidement de position d'un jour à l'autre, d'une saison à l'autre, on détermine plus facilement leur emplacement grâce à des cartes spéciales préparées par les météorologistes. Connaître la position du courant-jet est un facteur très important pour le pilote planifiant de longs voyages à haute altitude. Pour des raisons évidentes, il souhaitera prendre avantage des excellents vents arrières du courant-jet au cours de ses voyages en direction de l'est, mais voudra éviter ces vents à tout prix lorsqu'il voyagera en direction de l'ouest.

La turbulence en air limpide (CAT)

La turbulence en air limpide (CAT) est un phénomène de turbulence étroitement lié au courant-jet. On la rencontre dans un ciel sans nuage. Elle peut être assez forte pour poser un risque aux avions modernes de haute performance. Elle survient à haute altitude, ordinairement au-dessus de 15 000 pi, et atteint son apogée aux environs de 30 000 pi. La CAT prend naissance dans l'échange turbulent d'énergie à la frontière séparant les masses contrastantes d'air froid et d'air chaud. De telles advections chaudes et froides, accompagnées d'un fort cisaillement, se développent à proximité du courant-jet, plus particulièrement à l'endroit où la courbe du courant-jet s'accentue brusquement.

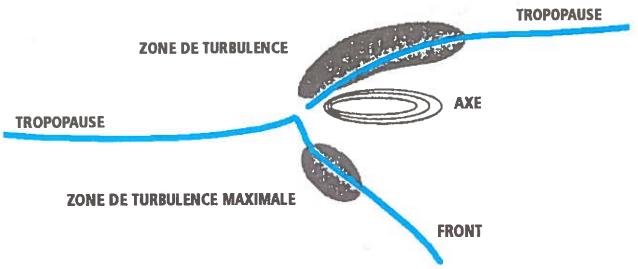


Image 17 – Turbulence associée au courant-jet

Les endroits où l'on risque le plus de rencontrer la CAT se situent juste au-dessus du noyau central du courant-jet, près de la tropopause polaire, et juste en dessous du noyau. La CAT ne se rencontre pas à l'intérieur du noyau. Ce type de turbulence surgit plus fréquemment en hiver alors que les vents du courant-jet sont les plus forts. Néanmoins, la CAT n'est pas toujours présente dans le courant-jet. De nature élusive et passagère, il est virtuellement impossible de la prévoir.

La CAT peut être associée à d'autres phénomènes météorologiques, particulièrement le cisaillement associé aux courbes très accentuées des contours délimitant les fortes dépressions, les creux et les crêtes se prolongeant en altitude au niveau de la tropopause, ou juste en dessous, et dans les zones de forte advection d'air froid et d'air chaud. Les ondes orographiques peuvent engendrer de la turbulence en air limpide sévère à partir des sommets jusqu'à une hauteur pouvant atteindre 5000 pi au-dessus de la tropopause. Une autre forme de turbulence en air limpide, rencontrée celle-ci à basse altitude, porte le nom de tourbillons de bout d'aile. Les tourbillons de bout d'aile sont explorés à la section 10.4 – **La turbulence de sillage**.

Étant donné le danger que présente pour les avions la CAT sévère, le pilote doit essayer de l'éviter ou tout au moins d'en minimiser les effets. Les conseils suivants vous y aideront :

- évitez les courants-jets caractérisés par de forts vents (150 kt) à l'intérieur du noyau. Il existe probablement un cisaillement intense au-dessus et en dessous du noyau;
- à l'intérieur d'un courant-jet, la CAT est plus intense au-dessus, et du côté sous le vent des chaînes de montagnes;
- si les isotaques (lignes reliant les régions d'égale vitesse de vent), apparaissant sur les cartes illustrant la position des courants-jets à intervalles de 20 kt, ne sont éloignées que de 60 NM ou moins, le cisaillement et la turbulence en air limpide sont possibles;
- la turbulence est aussi reliée au cisaillement vertical. Si le vent augmente de plus de 5 kt par 1000 pi, la turbulence est probable. Le cisaillement vertical est également relié au gradient de température. Si les isothermes à intervalles de 5 °C sont espacés de moins de 120 NM (2° de latitude) sur les cartes des hauts niveaux, il y a généralement de la turbulence;
- les zones de sautes de vent associées aux creux de pression sont souvent turbulentes. La brusquerie de la saute de vent influence le degré de turbulence;
- la turbulence sera probablement présente en bordure des courants-jets sinueux, particulièrement s'ils contournent des creux dépressionnaires très profonds;
- lorsqu'on rapporte ou qu'on annonce de la turbulence en air limpide forte ou modérée, accordez sans retard votre vitesse à celle recommandée pour le vol en air turbulent dès que vous ressentez les premières secousses, ou même avant, pour éviter des dommages à la structure de l'avion;
- les zones de turbulence en air limpide sont généralement peu profondes, relativement étroites et étirées par le vent. Si la turbulence de courant-jet est accompagnée d'un vent debout ou arrière, un virage à droite révèlera de l'air plus calme et des vents plus favorables. Si la turbulence en air limpide se rencontre par vent traversier, un changement de route n'est pas aussi important, étant donné que la zone de secousse sera étroite;
- si vous rencontrez de la turbulence dans une saute de vent abrupte associée à un creux, planifiez votre route de manière à venir couper ce creux plutôt que de voler parallèlement à celui-ci;
- les ondes de relief favorisent des cisaillements horizontaux et verticaux intenses. Si la trajectoire de vol croise une chaîne de montagnes où une onde de relief existe, adoptez la vitesse suggérée pour pénétrer dans de l'air turbulent et évitez les endroits où le terrain descend abruptement.

6.5 L'humidité, la température et la stabilité

6.5.1 L'humidité

De tous les éléments qui composent la basse atmosphère, la vapeur d'eau varie le plus. Bien qu'elle n'occupe qu'une infime portion de la masse d'air totale à un moment donné, du point de vue aéronautique, ses effets revêtent une grande importance. Il s'agit du seul gaz qui puisse se transformer en liquide ou en solide dans des conditions atmosphériques normales. C'est à cause de cette particularité que la plupart des **phénomènes météorologiques** ont lieu.

L'humidité présente dans l'atmosphère a pour origine l'évaporation de l'eau en provenance des océans, des lacs, des rivières, etc., et la transpiration de la végétation terrestre. On la retrouve dans l'atmosphère sous deux formes : 1) dans sa forme invisible, elle porte le nom de vapeur d'eau, 2) dans sa forme visible, elle prend l'apparence de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace.

La vapeur d'eau se transforme en gouttelettes d'eau par un processus appelé condensation. Et c'est par le processus de la sublimation que la vapeur d'eau se transforme directement en cristaux de glace. Sous ces formes visibles, l'humidité devient nuage et brouillard. Toute transformation ultérieure à l'intérieur du nuage peut mener à la précipitation.

La quantité de vapeur d'eau qu'un volume d'air donné peut contenir est régie par sa température. L'air chaud peut contenir plus d'humidité que l'air froid. Lorsqu'une masse d'air contient la quantité maximale de vapeur d'eau qu'elle est capable contenir à une **température donnée**, on dit qu'elle est saturée. Une fois l'air saturé, si la température baisse davantage, une certaine quantité de vapeur d'eau invisible se condensera sous forme de gouttelettes d'eau visibles. C'est par ce processus de condensation que se forment les nuages, le brouillard et la rosée.

Si la température est inférieure au point de congélation lorsque la saturation survient, la vapeur d'eau se transforme directement en cristaux de glace, sans passer par le stade de gouttelettes d'eau. Ce processus s'appelle la sublimation.

Le processus est réversible. Si les gouttelettes d'eau ou cristaux de glace visibles sont réchauffés, ils redeviennent un gaz invisible, la vapeur d'eau. Donc, si le brouillard ou les nuages sont réchauffés, ils disparaissent.

Tout changement d'état, même sans variation de température, implique un échange de chaleur. Durant le processus de condensation, alors que la vapeur d'eau devient visible sous forme de gouttelettes d'eau sans variation de température, une certaine énergie est libérée dans l'atmosphère sous forme de chaleur. Cette chaleur est la chaleur latente de vaporisation. Dans le processus inverse, il y a absorption de chaleur au moment où le liquide s'évapore pour devenir invisible, à la même température.

La fonte et le gel impliquent un échange de chaleur latente de fusion. Dans le processus de sublimation, c'est-à-dire le passage direct de la vapeur d'eau en cristaux de glace, la libération d'énergie sous forme de chaleur est égale à la chaleur latente de vaporisation, plus la chaleur latente de fusion.

La preuve tangible de la présence d'énergie dans la chaleur latente se trouve dans les orages et les ouragans. La puissance colossale de ces deux phénomènes météorologiques provient de l'énergie libérée sous forme de chaleur latente de vaporisation et de chaleur latente de fusion, au moment où la vapeur d'eau se transforme en gouttelettes d'eau et en cristaux de glace. Ces manifestations de temps violent surgissent habituellement dans l'air très chaud et très humide. Lors de la condensation et de la sublimation, davantage d'énergie est libérée aux températures chaudes qu'aux températures froides.

Les processus de condensation et de sublimation ne prennent place que lorsque des particules microscopiques sont présentes dans l'air, particules sur lesquelles la vapeur d'eau peut se condenser. L'atmosphère renferme une énorme quantité d'impuretés, telles que poussière fine des déserts, fumée

des industries, sel de l'océan, graines, pollen, etc. Puisqu'elles proviennent de la terre, ces impuretés ne se retrouvent que dans les basses couches de l'atmosphère. Elles agissent comme noyaux de condensation, sur lesquels la vapeur d'eau se condense lorsque l'air est refroidi en dessous de son point de saturation (point de rosée).

Les gouttelettes d'eau surfondues

On serait porté à croire que les gouttelettes d'eau visibles dans l'air gèlent dès que la température ambiante tombe à 0 °C. En réalité, on rencontre des gouttelettes d'eau à l'état liquide à des températures bien inférieures à 0 °C; dans ce cas, on les qualifie de surfondues.

La raison de l'existence de gouttelettes d'eau liquides à des températures bien inférieures au point de congélation est complexe. Brièvement, on pourrait dire que le processus de congélation est déclenché par les noyaux sur lesquels les gouttelettes d'eau se forment. Ces noyaux sont de compositions diverses. À cause de leurs caractéristiques chimiques variées, certains d'entre eux ne déclenchent pas le processus de congélation avant d'atteindre des températures fort basses. La température à laquelle une gouttelette d'eau gèle dépend aussi de sa dimension. Les grosses gouttelettes gèlent à des températures juste en dessous du point de congélation, alors que les gouttelettes minuscules pourront rester à l'état liquide jusqu'à des températures de -40 °C. À moins de -40 °C, il existe très peu de gouttelettes d'eau surfondues, ou pas du tout. On trouve souvent dans les nuages une abondance des gouttelettes d'eau surfondues quand la température oscille entre 0 °C et -15 °C.

Le point de rosée

La température à laquelle de l'air non saturé doit être refroidi, à pression constante, pour devenir saturé (sans addition ou soustraction de vapeur d'eau) est appelée le point de rosée.

Lorsque l'écart entre la température et le point de rosée est très faible, on dit que l'air est presque saturé. Une légère baisse de température peut alors causer de la condensation sous forme de nuages, du brouillard ou des précipitations.

L'humidité relative

L'humidité relative est le rapport qui existe entre la vapeur d'eau présente dans l'air et la quantité que ce même volume d'air contiendrait s'il était saturé (à la même température et à la même pression atmosphérique). L'air saturé a atteint 100% d'humidité relative. L'air complètement sec possède 0% d'humidité relative.

Quand une masse d'air donnée est réchauffée sans qu'on n'y ajoute aucune vapeur d'eau, l'humidité relative **diminue**. Si la masse d'air est refroidie, l'humidité relative **augmente**. Si le refroidissement se prolonge assez longtemps, l'humidité relative atteindra 100% et l'air deviendra alors saturé.

Par conséquent, plus l'écart entre la température et le point de rosée est **faible**, plus l'humidité relative est **élevée**.

L'apparition du brouillard ou de nuages est à prévoir lorsque la température est en-deçà de 2 °C du point de rosée.

L'humidité absolue exprime le **poids** de la vapeur d'eau par unité de volume d'air. Elle est normalement indiquée en grains de vapeur d'eau par pi³ d'air. (Un grain égale 1/7000 d'une lb)

La rosée et la gelée

Par nuit claire et calme, la végétation se refroidit souvent par rayonnement jusqu'à une température inférieure au point de rosée de l'air ambiant. De l'humidité, connue sous le nom de rosée, s'accumule alors sur les feuilles.

La gelée se forme de la même façon, mais lorsque le point de rosée est en dessous du point de congélation. La vapeur d'eau passe directement à l'état de cristaux de glace par sublimation. Ces derniers adhèrent à toute surface (par exemple, un avion en métal) qui a perdu suffisamment de chaleur par rayonnement pour devenir plus froide que le point de rosée. Parfois, la rosée survient en premier pour ensuite geler. La rosée gelée est dure et transparente. La gelée, par contre, est blanche et opaque.

6.5.2 La température

La source d'énergie qui réchauffe la surface de la terre et l'atmosphère est le soleil. La méthode en vertu de laquelle la chaleur est transférée du soleil à la terre porte le nom de rayonnement (radiation) solaire. Le rayonnement n'est pas en soi de la chaleur. La température d'un corps n'est affectée que s'il est capable d'absorber les radiations.

Une partie du rayonnement solaire destiné à la terre est absorbé par la stratosphère et l'ionosphère, mais le reste traverse les niveaux inférieurs de la troposphère pour être absorbé par la terre. La terre, à son tour, redonne de l'énergie à l'atmosphère. C'est ce qu'on appelle le rayonnement terrestre. À l'échelle mondiale, la chaleur moyenne acquise par le rayonnement solaire est égale à la perte de chaleur par le rayonnement terrestre, ce qui empêche la terre de se réchauffer ou de se refroidir graduellement. Toutefois, les déséquilibres locaux et régionaux entre le rayonnement solaire et le rayonnement terrestre entraînent des variations de température qui influencent fortement les phénomènes du temps.

Une partie du rayonnement terrestre est absorbée par les bas niveaux de l'atmosphère. Le reste passe au travers pour gagner l'espace. Les bas niveaux de l'atmosphère ne sont donc pas réchauffés directement par le soleil. Le soleil réchauffe la terre et la terre réchauffe l'atmosphère. Ce facteur est d'une importance capitale dans la compréhension de la météorologie. **L'atmosphère est réchauffée par le bas et non par le haut**.

La quantité d'énergie solaire reçue en n'importe quel endroit varie selon l'heure, les saisons, la latitude et la topographie du terrain. Par conséquent, les températures peuvent varier considérablement.

La variation diurne : durant la journée, le rayonnement solaire surpasse le rayonnement terrestre et la surface de la terre se réchauffe. La nuit, le rayonnement solaire est interrompu, mais le rayonnement terrestre se poursuit. La surface se refroidit. Le réchauffement et le refroidissement de l'atmosphère résultent de ce déséquilibre diurne.

La variation saisonnière : parce que l'axe de la terre est incliné par rapport à son plan orbital, l'angle auquel le rayonnement solaire touche la terre varie d'une saison à l'autre. L'hémisphère Nord reçoit davantage d'énergie solaire en juin, juillet et août, et est donc plus chaude durant ces mois-là. Elle en reçoit moins en décembre, janvier et février, époque à laquelle elle est la plus froide.

La latitude : au-dessus des zones équatoriales, le soleil se trouve plus directement à la verticale qu'il ne l'est aux latitudes plus élevées. Les tropiques reçoivent donc plus d'énergie radiante. Par conséquent, ils sont plus chauds que les régions polaires où les rayons inclinés du soleil livrent moins d'énergie.

La topographie : le sol absorbe davantage les radiations solaires que l'eau et les réfléchit plus rapidement. Ainsi, le sol se réchauffe plus rapidement durant la journée et se refroidit également plus rapidement la nuit. Cependant, tous les types de terrains n'absorbent pas les radiations uniformément. Il existe de grandes variations dans la capacité d'absorption des

différents sols. Un sol humide (comme les marais et les marécages) est presqu'aussi efficace que l'eau dans la suppression des changements de température. La végétation dense agit à la manière d'un isolant contre les échanges de chaleur. Les plus grandes variations de température se rencontrent au-dessus des surfaces arides et nues, comme les déserts et les plaines rocheuses.

Une partie du rayonnement solaire est réfléchie par la surface terrestre pour regagner l'espace sans avoir été absorbée. Une partie de ce réfléchissement est due à l'angle auquel le rayonnement touche la surface, mais la cause majeure de ce réfléchissement relève du type de surface en question. Une surface enneigée, par exemple, peut réfléchir 90% du rayonnement.

Les nuages : ils influencent énormément le taux de rayonnement. Une couche de nuages réfléchira un pourcentage élevé du rayonnement solaire, réduisant ainsi considérablement la quantité d'énergie qui atteindra la terre pour la réchauffer. Par nuit nuageuse, les nuages absorbent le rayonnement terrestre et en réfléchissent une grande partie vers le sol, empêchant la chaleur de s'échapper.

Le réchauffement de l'atmosphère

Comme nous l'avons déjà vu, les basses couches de l'atmosphère sont réchauffées par rayonnement et, à un degré bien moindre, par conduction. Toutefois, l'air étant un mauvais conducteur de la chaleur, la conduction ne joue qu'un tout petit rôle. La chaleur est distribuée aux couches supérieures de la troposphère de plusieurs façons.

Convection : l'air qui se trouve au-dessus d'une surface très chaude s'agite et s'élève rapidement à travers l'atmosphère. Un courant compensateur d'air froid descend pour prendre sa place. Une circulation verticale est ainsi créée qui répartit le réchauffement à travers les couches supérieures.

Advection : les couches inférieures d'un courant d'air passant d'une région froide à une région chaude se réchauffent au contact de la surface chaude au-dessus de laquelle elles se déplacent. Cette méthode de réchauffement porte le nom de réchauffement d'advection.

Turbulence : la turbulence mécanique résultant du frottement de l'air contre le sol entraîne un certain brassage qui distribue la chaleur de surface en altitude.

Compression : certains systèmes météorologiques favorisent le développement d'un courant descendant. Ceci se produit dans les systèmes anticycloniques ou lorsque l'air dévale une pente montagneuse. À mesure qu'il descend, l'air rencontre des zones de pression atmosphérique de plus en plus élevée. Il se comprime et sa température augmente. Ce phénomène s'appelle la subsidence.

Les échelles de température

Les échelles de température couramment utilisées en météorologie sont les échelles Celsius, Fahrenheit et absolue. Au Canada, l'échelle Celsius sert pour toutes les lectures de température en météorologie. Aux États-Unis, l'échelle Fahrenheit est la plus utilisée.

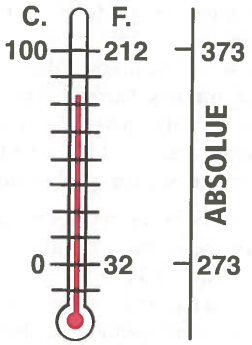


Image 18 – Échelle de température

L'échelle CELSIUS a un point de congélation de 0° et un point d'ébullition de 100°.

L'échelle FAHRENHEIT a un point de congélation de 32° et un point d'ébullition de 212°.

L'échelle ABSOLUE suppose un zéro absolu de -273 °C. On calcule la température absolue en additionnant 273 à la température Celsius.

Exemple : +10 °C = 283° absolus

-10 °C = 263° absolus

Pour convertir de Celsius à Fahrenheit, ou de Fahrenheit à Celsius, utilisez les formules suivantes :

Pour convertir en °F	9/5 C + 32
Pour convertir en °C	5/9 (F – 32)

Exemple : 20 °F = 5/9 (20 – 32) = -6,7 °C
20 °C = (9/5 x 20) + 32 = 68 °F

9° sur l'échelle Fahrenheit est égal à 5° sur l'échelle Celsius.

Attention, à l'interprétation de cette phrase. Il ne faut pas confondre 9 °F ≠ 5 °C (9 °F = -12,8 °C)

Les isothermes

Sur une carte météorologique, les lignes reliant les points d'égale température se nomment isothermes.

La densité et la température

La densité de l'air signifie sa masse par unité de volume. L'air froid est dense parce que les molécules qui le composent se déplacent relativement lentement et sont rapprochées les unes des autres. L'air chaud est **moins dense** parce que les molécules qui le composent se déplacent rapidement. Elles prennent donc davantage d'espace et par conséquent, il y a moins de molécules pour un volume d'air donné. Puisque l'air froid est plus dense, il est aussi **plus lourd** et cherche à descendre en raison de la gravité. L'air chaud, plus léger, est soulevé par l'air froid et a donc tendance à monter.

Le refroidissement de l'atmosphère

Étant donné que l'atmosphère est réchauffée par le bas, la température diminue généralement avec l'altitude dans la troposphère. Le taux de diminution avec la hauteur s'appelle le gradient thermique vertical (ou gradient vertical de température). Le gradient vertical moyen est d'environ 2 °C par 1000 pi. Ce chiffre est dérivé du gradient vertical de température de l'atmosphère standard OACI qui est de 1,98 °C par 1000 pi. Ce dernier est utilisé universellement pour la calibration des altimètres.

À toutes fins pratiques, le gradient vertical a une valeur purement théorique. En réalité, on le rencontre rarement tant les différences entre les masses d'air et les processus de refroidissement sont grandes. Parfois, la température demeure inchangée sur plusieurs milliers de pieds. Il arrive même que la température augmente avec l'altitude, voir 6.5.2 – **La température/Les inversions et les couches isothermes.**

L'atmosphère est refroidie de plusieurs façons. La nuit, le rayonnement solaire cesse, mais le rayonnement terrestre se poursuit. La température de la terre diminue donc graduellement. Au contact de la terre qui se refroidit, l'air se refroidit à son tour. Ce processus de refroidissement est le refroidissement par rayonnement. Il affecte rarement l'air au-dessus des quelques premiers milliers de pieds. Le refroidissement par rayonnement sera moindre en présence d'une couche nuageuse. Les nuages absorbent le rayonnement terrestre et le réfléchissent à nouveau vers la terre, ralentissant ainsi la vitesse à laquelle la terre se refroidit.

Si la circulation est telle qu'une masse d'air en provenance d'une région chaude passe au-dessus d'une région plus froide, elle se refroidit. Ce type de refroidissement s'appelle le refroidissement d'advection.

Le plus important processus de refroidissement atmosphérique découle toutefois de l'expansion de l'air qui est forcé de monter. Alors qu'une parcelle d'air monte, elle rencontre une pression décroissante et se dilate. En se dilatant, la température de l'air diminue. Dans un courant ascendant, la température de l'air diminue à un taux totalement indépendant du gradient vertical de l'air environnant, qui lui, ne monte pas. Un tel changement de température est causé par le processus adiabatique. Le mot adiabatique signifie que le changement de température survient sans échange de chaleur avec l'air environnant. Réciproquement, si une parcelle d'air descend, elle se comprime sous l'effet de l'accroissement de la pression et sa température augmente (réchauffement adiabatique).

LES GRADIENTS VERTICAUX ADIABATIQUES

Le refroidissement par expansion de l'air saturé ne se fait pas au même rythme que celui de l'air non saturé. Le gradient adiabatique sec est considéré comme étant de 3 °C par 1000 pi.

Si une parcelle d'air monte et se refroidit jusqu'à ce que sa température atteigne le point de rosée, il y aura condensation parce que l'air est désormais saturé. La transformation de la vapeur d'eau en gouttelettes d'eau implique un échange de chaleur, la chaleur latente de vaporisation, qui entraîne le refroidissement de l'air à un taux plus lent que le refroidissement de l'air non saturé. Le gradient adiabatique saturé est d'environ 1,5 °C/1000 pi. Le gradient adiabatique saturé accuse toutefois des variations considérables parce qu'il dépend de la vitesse à laquelle la vapeur d'eau se condense; 1,5 °C doit donc être considéré uniquement comme une valeur moyenne. En réalité, le gradient adiabatique saturé varie entre 1 °C et près de 3 °C.

Quand l'air saturé se trouvant en altitude commence à descendre, il se comprime et sa température s'élève. À mesure qu'il se réchauffe, il devient de moins en moins saturé; il se réchauffera en fonction du gradient adiabatique sec. Le réchauffement adiabatique de l'air dévalant le versant est des Rocheuses donne naissance à un vent chaud et sec, le Chinook.

La compréhension et l'application du gradient adiabatique sont importantes pour vous, le pilote. En connaissant la température de surface et le point de rosée, vous êtes capable de déterminer la hauteur probable de la base des nuages. Vous pouvez également déterminer à quelle altitude vous risquez de rencontrer des conditions de givrage. Enfin, il vous est possible de calculer la température à différentes altitudes.

Exercices :

Question : Quelle sera la hauteur probable de la base des nuages convectifs si la température en surface est de 15 °C, le point de rosée à 5 °C et l'élévation du terrain est de 1 500 pi?

Nous savons que la température d'une colonne d'air ascendant non saturé diminue de 3 °C par 1000 pi. Pour trouver la réponse, il ne suffit pas de simplement déterminer l'écart entre la température en surface et le point de rosée, puis de diviser le résultat par 3. La réalité est que le point de rosée diminue également quand une colonne d'air non saturé monte. Il diminue d'environ 0,5 °C par 1000 pi. Par conséquent, dans une colonne ascendante d'air non saturé, la température et le point de rosée convergent à un taux d'environ (3° moins 0,5°) 2,5° par 1000 pi. Dans le présent problème, l'écart entre la température et le point de rosée en surface est de 10°, donc : 10 ÷ 2,5 = 4.

Réponse : La base des nuages convectifs devrait se trouver à une hauteur approximative de 4000 pi AGL, ou 5500 pi ASL et le point de rosée à cette altitude serait de 3 °C.

Une méthode plus rapide pour calculer la base des nuages cumulus consiste à déterminer l'écart entre la température et le point de rosée, puis de multiplier le résultat par 400.

Question : À quelle hauteur risque-t-on de rencontrer des conditions de givrage dans le nuage?

Dans l'air ascendant saturé, le gradient vertical moyen est d'environ 1,5 °C par 1000 pi. La base des nuages se trouve à 5500 pi ASL et la température est de 3 °C. L'écart entre le point de rosée et le point de congélation est de 3°, donc 3 ÷ 1,5 = 2.

Réponse : Le niveau de congélation se situe donc aux environs de 2000 pi au-dessus de la base des nuages, soit à 7500 pi ASL.

Question : Quelle est la température à 10 000 pi ASL?

La température à 5500 pi est de 3 °C. Pour les autres 4500 pi, la température diminue de 1,5 °C par 1000 pi, ce qui donne un refroidissement de 4,5 x 1,5 = 6,6°.

Réponse : À 10 000 pi la température est donc de 3° – ≈ 7° = ≈ -4°

Il faut se rappeler que la température à l'intérieur d'une colonne d'air ascendant est tout à fait différente de la température de l'air ambiant, qui lui, ne monte pas.

L'exposé précédent sur les gradients verticaux peut donner l'impression que les gradients verticaux de température sont constants. En fait, ils ne le sont pas, mais varient considérablement de part et d'autre des moyennes établies. Plusieurs facteurs, tels que l'humidité présente dans l'air, la stabilité, la diminution du gradient vertical avec la hauteur, la diminution du point de rosée avec la hauteur, affectent le taux auquel la température diminue avec la hauteur.

Les inversions et les couches isothermes

Normalement, la température de l'atmosphère diminue avec la hauteur. Toutefois, ce n'est pas toujours le cas. On trouve parfois de l'air plus chaud en altitude. Une telle déviation de la norme porte le nom d'inversion si la température augmente réellement avec l'altitude. En ce qui concerne une couche isotherme, la température reste constante sur toute l'épaisseur de la couche.

Les inversions et les couches isothermes se rencontrent par nuit claire et calme, lorsque le sol froid refroidit l'air avec lequel il est en contact. La température au sommet d'une inversion créée de cette façon peut en fait être de 15 °C à 20 °C plus chaude que la température au sol. S'il y a du vent, la turbulence mélangera l'air dans les quelques premiers milles pieds et répartira l'effet de refroidissement. Dans ce cas, l'inversion sera beaucoup plus faible, ou la température sera tellement uniforme qu'elle produira une couche isotherme.

Les inversions peuvent également se produire lorsque de l'air froid, plus dense que de l'air chaud, glisse vers un terrain plus bas, une vallée par exemple, où il se retrouve prisonnier. De l'air chaud, soulevé par-dessus de l'air plus froid au-dessus d'une surface frontale, voir 6.7 – **Les fronts**, est une autre cause d'inversion.

L'intensité d'une inversion est faible par temps venteux, sous une couche nuageuse et dans les zones maritimes, mais elle est forte par temps calme et dans les vallées. Une inversion atteignant le sol favorise une mauvaise visibilité en emprisonnant la fumée, le brouillard, et autres obstructions dans les bas niveaux de l'atmosphère.

6.5.3 La stabilité

L'écoulement normal de l'air tend à être horizontal. Cependant, des perturbations peuvent causer l'apparition de courants ascendants ou descendants. On dit de l'air qui résiste à ces courants en ayant tendance à retourner à l'horizontale, qu'il est stable. L'air qui cherche à s'éloigner davantage une fois perturbé est instable. Les courants verticaux associés aux conditions d'air instable peuvent provoquer de la turbulence et, s'ils sont assez forts, des orages.

L'air qui monte se dilate et se refroidit de manière adiabatique. Si une masse d'air ascendant (refroidie par expansion) reste toujours **plus chaude** que l'air environnant, elle est considérée comme étant **instable**. Une fois dérangée, elle aura tendance à s'élever davantage.

Si une masse d'air ascendant est **plus froide** que l'air environnant, elle est considérée comme étant **stable**. Lorsque dérangée, elle aura tendance à revenir à son niveau d'origine.

Le gradient vertical de l'air qui ne s'élève pas est un des facteurs qui influencent le plus la stabilité de l'air. Si le gradient est fort, l'air plus froid qui se trouve en altitude aura tendance à redescendre vers le sol quand survient un bouleversement et l'air chaud des couches inférieures s'élèvera. Si le gradient vertical de température est faible, de sorte que la température diminue très peu avec la hauteur, ou qu'il y a présence d'air plus chaud par-dessus, il n'y aura aucune tendance au développement de mouvements verticaux.

Donc, le rapport entre le gradient vertical de température et la stabilité dépend de la force du gradient vertical. Un gradient fort annonce de l'air instable; un gradient faible signale de l'air stable, une couche isotherme ou une inversion. Il s'ensuit que toute variation du gradient vertical affecte la stabilité. Si le gradient devient plus fort, l'air devient plus instable. Si le gradient s'affaiblit, l'air devient plus stable.

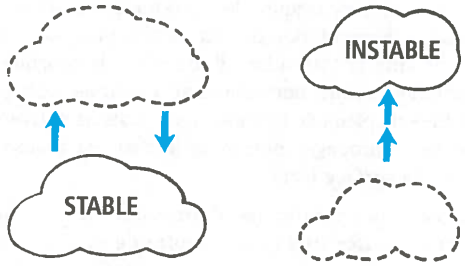


Image 19 - Air stable et air instable

Le gradient vertical peut être rendu plus fort en augmentant la température dans les niveaux inférieurs (ce qui se produit le jour avec le réchauffement de la terre) ou en diminuant la température en altitude. Il peut être affaibli en diminuant la température dans les niveaux inférieurs (ce qui se produit la nuit lorsque la terre se refroidit) ou en augmentant la température en altitude (comme dans une inversion).

Étant donné que le gradient vertical est rarement uniforme avec l'altitude, le degré de stabilité ou d'instabilité varie considérablement. Dans certains cas, les courants ascendants atteindront 20 000 pi ou plus; dans d'autres cas, l'air s'élèvera seulement jusqu'à quelques milliers de pieds. Il est possible que l'air soit stable près du sol et instable en altitude, mais le plus souvent, il est instable à proximité du sol et stable en altitude.

Jusqu'ici, nous avons considéré des masses ou parcelles d'air qui, pour une raison quelconque, se sont déplacées vers le haut. Si une couche d'air devient plus chaude dans les niveaux inférieurs ou plus froide dans les niveaux supérieurs, elle acquiert alors un gradient vertical fort de température. Elle devient donc instable. Une couche caractérisée par un gradient vertical faible est stable. Dès lors, le développement de courants verticaux est pratiquement nul.

Caractéristiques du vol		
Facteurs météorologiques	Air stable	Air instable
Visibilité	Mauvaise dans les bas niveaux et risque de brouillard	Bonne (sauf dans les précipitations)
Types de nuages	Stratiformes	Cumuliformes (cumulus ou cumulonimbus)
Précipitation	Continue	Averses
Vents	Continus pouvant varier considérablement avec l'altitude	Rafales
Turbulence	Conditions de vol confortables	Modérée à forte (sévère)

Les agents de soulèvement

Il existe cinq conditions qui fournissent le soulèvement nécessaire à la formation des courants d'air ascendants.

1. Convection : l'air se réchauffe au contact de la surface terrestre. Les colonnes d'air ascendant sont généralement locales et séparées par des régions où l'air descend. Ceci résulte du réchauffement inégal des différents types de surfaces et plus particulièrement des différences de température entre l'eau et le sol.
2. Soulèvement (ou ascendance) orographique : l'air qui remonte un terrain en pente, par exemple le versant d'une montagne, continuera de monter, surtout s'il est instable.
3. Soulèvement (ou ascendance) frontal(e) : lorsque différentes masses d'air se rencontrent, l'air froid, qui avance ou qui recule, force l'air chaud à monter, voir 6.7 – **Les fronts**.

4. Turbulence mécanique : le frottement entre l'air et le sol dérange la circulation de l'air dans les niveaux inférieurs et entraîne la formation d'une série de tourbillons. Ces tourbillons sont normalement confinés aux premiers milliers de pieds de l'atmosphère, mais ils peuvent quand même se propager plus haut si l'air est instable et les vents de surface forts.
5. Convergence : dans une dépression, le vent souffle à travers les isobares vers le centre de la dépression. L'air s'accumule au centre et le surplus est forcé de s'élever.

6.5.4 Les traînées de condensation

Les sillons de vapeur blanche, ou traînées de condensation, visibles derrière les avions à réaction volant à haute altitude, ont pour origine deux causes distinctes.

1. Traînée d'échappement : dans le processus de combustion, lorsque l'hydrogène et le carbone des carburants aviation brûlent, l'échappement se compose d'un gaz incolore, le produit du carbone brûlé, et de vapeur d'eau, le produit de l'hydrogène brûlé; les deux sont invisibles. La vapeur d'eau sortant de l'échappement demeure invisible aussi longtemps que l'humidité de l'air environnant n'atteint pas son point de saturation. L'air chaud peut contenir plus de vapeur d'eau invisible que l'air froid avant d'atteindre le point de saturation. Des températures extrêmement basses existent à haute altitude et l'air froid est incapable d'absorber le surplus de vapeur d'eau provenant de l'échappement. Cette dernière se condense en un nuage visible de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace. C'est ce qu'on appelle la traînée d'échappement.
2. Traînée de bout d'aile : comme nous l'avons appris à la section 2 – **La théorie du vol/Traînée**, des tourbillons, qui suivent une trajectoire en tire-bouchon, se forment au bout des ailes d'un avion en vol. Ces tourbillons, tournant très rapidement, possèdent une force centrifuge considérable qui agit vers l'extérieur, entraînant la raréfaction, et par là, l'expansion de l'air au milieu du tourbillon. L'air en expansion se refroidit. Si les tourbillons sont assez forts et l'humidité suffisamment élevée, le refroidissement produira de la condensation. La traînée, semblable à un nuage blanc, qui apparaît au bout des ailes, s'appelle la **traînée de bout d'aile**.

6.6 Les masses d'air

Autrefois, les prédictions des météorologues reposaient principalement sur l'existence et le mouvement des régions de basse et de haute pression, ainsi que du vent et des systèmes météorologiques qui leur étaient associés. Aujourd'hui, tout le système des prévisions météorologiques repose sur les propriétés des masses d'air (la pression n'en étant qu'un élément), les changements qui prennent place lorsque la masse d'air s'éloigne de son lieu d'origine et les phénomènes du temps susceptibles de surgir le long d'un front lorsque deux masses d'air présentant des caractéristiques différentes entrent en contact.

Une masse d'air peut se définir comme étant une large portion de la troposphère présentant des caractéristiques uniformes de température et d'humidité sur le plan horizontal. Elle couvre souvent une superficie de plusieurs milliers de milles.

Une masse d'air acquiert ses caractéristiques d'origine de la surface au-dessus de laquelle elle s'est formée. Une masse d'air ayant pris naissance au-dessus des surfaces glacées ou enneigées de l'Arctique sera froide et sèche. Une masse d'air qui s'est formée au-dessus du Pacifique Sud sera chaude et humide.

Une masse d'air formée au-dessus d'une vaste étendue d'eau est humide et porte le nom d'air maritime. Une autre ayant pour origine une vaste contrée sèche est qualifiée d'air continental.

En Amérique du Nord, les trois principales sources de masses d'air sont :

1. La région Arctique, qui s'étend du pôle Nord jusqu'à la ligne permagel (ou pergélisol),
2. La région polaire, qui se prolonge de la ligne permagel vers le sud, jusque là où la température moyenne est de 10 °C, et
3. La région tropicale, qui se situe en dessous de la latitude 30 °N.

Les principales masses d'air de l'Amérique du Nord sont :

Continentale arctique (cA) et continentale polaire (cP) : masses d'air froid et sec qui prennent naissance au-dessus des surfaces intensément froides, recouvertes de neige et de glace de l'Extrême Nord. Elles amènent une vague de froid quand elles se déplacent vers le Sud.

Maritime arctique (mA) et maritime polaire (mP) : masses d'air froid formées au-dessus de l'Arctique, qui se chargent d'humidité en voyageant au-dessus des eaux froides des océans Atlantique Nord et Pacifique Nord. Une masse d'air maritime polaire est une masse d'air qui, s'étant déplacée plus loin au-dessus de l'océan, est restée plus longtemps en contact avec sa surface, devenant ainsi plus chaude et plus humide que l'air maritime arctique.

Maritime tropical (mT) : dû au rétrécissement de l'extrémité Sud de l'Amérique de Nord, la plus grande partie de l'air tropical des latitudes Sud est en contact avec la surface tiède de l'océan. L'air devient alors chaud et humide. L'air maritime tropical a pour origine le Golfe du Mexique, la mer des Caraïbes et les régions du Tropique du Cancer des océans Atlantique Nord et Pacifique Nord.

En **hiver**, les masses d'air qu'on rencontre le plus fréquemment au-dessus de l'Amérique du Nord, sont de type maritime polaire, maritime arctique et continentale arctique. La masse d'air continental polaire se rencontre rarement au-dessus de ce continent. La plupart du temps, les masses d'air maritime arctique et polaire maritime arrivent au-dessus du continent en provenance de l'ouest. Les masses d'air maritime rencontrées au-dessus de l'océan Atlantique affectent uniquement la côte est. La masse d'air de la partie sud du continent est de type maritime tropicale.

En **été**, la neige et la glace fondent, favorisant l'apparition d'innombrables lacs éparpillés partout à travers le Nord canadien et l'Alaska. Ces lacs génèrent de l'humidité, ce qui influence bien sûr la formation des masses d'air. En été donc, la masse d'air maritime arctique constitue la masse d'air principale et la masse d'air continentale arctique apparaît rarement. La masse d'air maritime polaire, en provenance de l'océan Pacifique, et la masse d'air maritime tropicale sont les deux autres masses d'air fréquentes en été.

6.6.1 Le temps dans une masse d'air

3 facteurs principaux déterminent le temps qu'il fait dans une masse d'air :

1. La quantité d'humidité,
2. Le processus de refroidissement et
3. La stabilité de l'air.

Certaines masses d'air sont très sèches et produisent peu de nuages. L'air maritime renferme un taux élevé d'humidité. Nuages, précipitations et brouillard sont alors à prévoir.

Même si l'air est humide, il n'y aura condensation et formation de nuages que si la température se refroidit. Les processus de refroidissement contribuant à la condensation et à la formation de nuages sont :

1. Le contact avec une surface refroidie par rayonnement,
2. L'advection au-dessus d'une surface plus froide et
3. L'expansion due au soulèvement. Il s'ensuit que la formation des nuages à l'intérieur d'une masse d'air n'est pas uniforme. Des nuages peuvent se former, par exemple, dans une région sous l'influence d'un soulèvement orographique, même si le reste de la masse d'air demeure parfaitement dégagée.

La stabilité de l'air est d'une importance capitale. Les nuages stratiformes et la mauvaise visibilité sont communs dans l'air stable. Une bonne visibilité et des nuages cumuliformes sont fréquents dans l'air instable.

6.6.2 La modification des masses d'air

Bien que les caractéristiques d'une masse d'air soient déterminées par la région au-dessus de laquelle elle a été formée, à mesure qu'elle s'éloigne de son lieu d'origine, elle se modifie au gré des conditions rencontrées sur son passage. Si les changements sont considérables, tant sur le plan vertical que sur le plan horizontal, la masse d'air reçoit un nouveau nom. Par exemple, une masse d'air continentale arctique qui voyage au-dessus des océans récupère de l'humidité et devient soit de type maritime polaire, soit de type maritime arctique.

Les températures à l'intérieur d'une masse d'air peuvent varier considérablement selon que l'air se réchauffe suite à son passage au-dessus d'une surface relativement chaude, ou se refroidit au cours de son déplacement au-dessus d'une surface relativement froide.

La quantité d'humidité peut aussi varier. Une masse d'air emmagasinera de l'humidité lors de son passage au-dessus des lacs, des sols humides ou de la neige fondante. En franchissant une chaîne de montagnes, l'air humide peut perdre une grande quantité d'humidité, sous forme de précipitations, au cours de son ascension le long du versant ouest, de sorte qu'il sera beaucoup plus sec lorsqu'il atteindra les prairies.

Les caractéristiques de stabilité peuvent également varier énormément. L'air réchauffé par rayonnement (c'est-à-dire par-dessous) devient instable avec l'apparition de courants convectifs. L'air refroidi par-dessous devient plus stable suite au blocage des mouvements verticaux. Les changements concernant l'état de stabilité influencent beaucoup les conditions atmosphériques.

Les masses d'air qui subissent de telles transformations ne sont pas rares. C'est pourquoi il est impossible d'affirmer que l'évolution d'un système météorologique quelconque sera toujours la même à l'intérieur d'une masse d'air donnée, par exemple une masse d'air continental arctique.

Néanmoins, il est possible de définir en termes généraux les caractéristiques typiques de masses d'air particulières.

Continentale arctique (cA)	Se forme au-dessus d'une région recouverte de glace et de neige.
	Faible quantité d'humidité.
	Se réchauffe progressivement en se déplaçant vers le sud. De forts vents engendrent de la turbulence et, si elle acquiert de l'humidité, des nuages stratocumulus avec neige légère se développent.
	Si elle se déplace au-dessus d'une vaste étendue d'eau, tels les Grands Lacs, elle se réchauffe et récupère de l'humidité. Un gradient vertical fort et l'instabilité correspondante entraînent la formation de nuages cumulus et des averses de neige. Le tourbillonnement et les bourrasques de vent associés à la poudrerie réduisent la visibilité.
	Suit généralement une trajectoire partant des régions polaires, traversant ensuite les prairies pour rejoindre l'est du continent. Affecte rarement la Côte du Pacifique.
Maritime arctique (mA)	Prend naissance au-dessus de la Sibérie ou de l'Alaska et voyage au-dessus du Pacifique Nord où elle devient humide et instable.
	Nuages stratocumulus.
	Lorsque l'air est soulevé par les montagnes côtières, les orages apparaissent. Des précipitations surviennent sous forme de pluie, de neige ou d'averses de neige.
	Perd la plus grande partie de son humidité dans les précipitations sur le versant ouest des Rocheuses et est déjà sèche au moment d'atteindre les prairies.
	Une masse d'air mA qui se développe au-dessus de l'Atlantique Nord affecte uniquement la côte est de l'Amérique du Nord.
	L'été, les masses d'air mA se développent dans les régions polaires et se déplacent vers le sud en passant au-dessus des lacs du nord. Le réchauffement diurne rend l'air instable.
Maritime polaire (mP)	Atteint la côte du Pacifique après un long voyage au-dessus de l'océan. Elle subit plus de transformations que la maritime arctique et elle est un peu plus stable.
	Le soulèvement orographique le long des montagnes produit une masse nuageuse importante et beaucoup de pluie. Par conséquent, elle est plus sèche lorsqu'elle atteint les prairies.
Maritime tropical (mT)	Se forme au-dessus des océans et des vastes étendues d'eau des tropiques.
	Très chaude et humide.
	Pénètre rarement au nord des Grands Lacs l'hiver, bien qu'on la rencontre fréquemment en altitude.
	Instable lorsqu'elle est soulevée par un front, elle donne de la neige, de la pluie verglaçante, de la pluie, un givrage fort et de la turbulence.
	Donne souvent naissance à un brouillard étendu, particulièrement sur la côte est.

Caractéristiques des masses d'air	
Masse d'air froid	**Masse d'air chaud**
Instabilité	Stabilité
Turbulence	Air calme
Bonne visibilité	Mauvaise visibilité
Nuages cumiliformes	Nuages stratiformes et brouillard
Précipitations : averses, grêle et orages	Précipitations : bruine

6.7 Les fronts

La troposphère est composée de masses d'air. La zone de transition entre deux masses d'air est un front. L'interaction entre ces masses d'air, le long de leur surface frontale, est responsable des variations du temps.

6.7.1 Le front polaire

La théorie actuelle expliquant la formation des dépressions, ou basses pressions, a été énoncée par les Norvégiens et porte le nom de Théorie du front polaire. Elle repose sur le fait que les régions polaires sont recouvertes d'une masse d'air froid et les régions équatoriales d'une masse d'air chaud. Les deux masses d'air se rencontrent dans la zone tempérée. Règle générale, les masses d'air ne se mélangent pas. La zone de transition entre les deux masses est donc étroite. C'est ce qu'on appelle le front polaire.

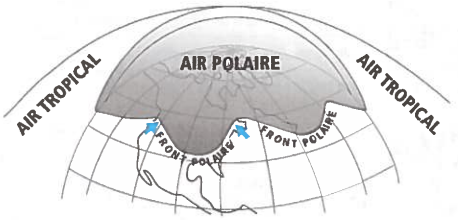


Image 20 – Front polaire

D'après les explications précédentes sur les masses d'air, il est évident que le dôme d'air froid recouvrant la région polaire renferme en fait deux autres dômes et que des systèmes frontaux existent le long des zones qui les séparent. L'air continental arctique représente le plus petit de ces dômes et celui le plus au nord. Sa frontière, le front continental arctique, est le système frontal le plus au nord apparaissant sur les cartes du temps. Un dôme d'air maritime arctique recouvre l'air continental arctique. La limite de ce dôme repose quelque part entre le front continental arctique et le front polaire. Les fronts prennent le nom de la masse d'air la plus froide du système concerné. La surface inclinée de chaque dôme agit comme un tremplin pour faire monter la masse d'air la plus chaude qui lui est associée. L'image 21 représente une coupe verticale des quatre masses d'air et des trois surfaces frontales qui les séparent.

La définition correcte d'un front est la suivante : zone de transition entre deux masses d'air, telle qu'elle apparaît au sol. Le plan incliné de l'air froid porte le nom de surface frontale.

Les explications ci-après concernent le développement des ondulations et dépressions frontales le long du front polaire. Des ondulations et dépressions frontales semblables se rencontrent le long des fronts continental arctique et maritime arctique.

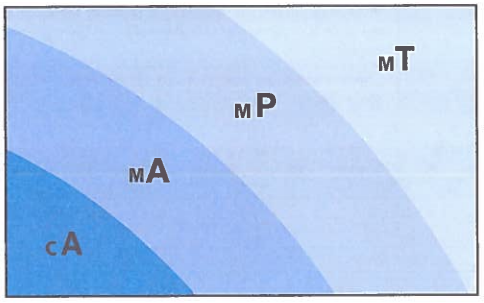


Image 21 – Masses d'air

Le développement d'une dépression frontale

L'air se trouvant au nord (dans l'hémisphère Nord) de cette zone de transition est l'air arctique et l'air polaire. Il est ordinairement froid et sec. L'air au sud porte le nom d'air tropical. Normalement, il est chaud et humide.

À cause de la différence qui existe entre les propriétés de ces deux masses d'air, le front polaire est reconnu comme une surface de discontinuité. Des dépressions se forment le long de cette surface de discontinuité, c'est-à-dire le front polaire, et constituent le moyen par lequel les échanges s'effectuent entre les masses d'air chaud et froid.

Du côté nord, tout au long du front polaire, l'air froid polaire se déplace du nord-est au sud-ouest, voir image 22, tandis que l'air chaud au sud circule du sud-ouest au nord-est.

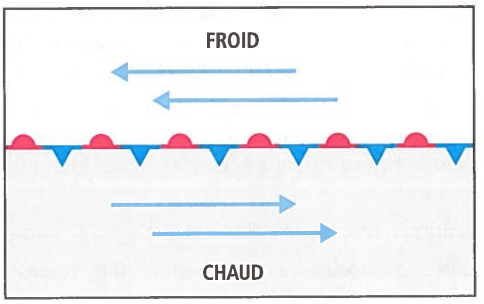


Image 22

Cet arrangement n'est pas constant, mais soumis à des perturbations continuelles en raison de l'air chaud qui empiète sur la partie nord et de l'air froid qui empiète sur la partie sud (voir image 23).

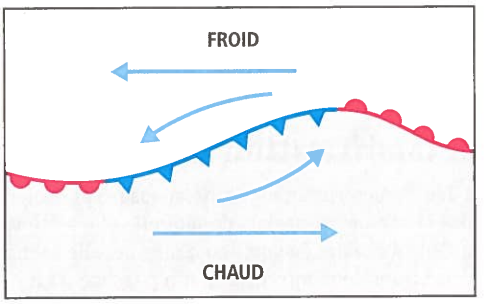


Image 23

Une fois amorcée, l'avancée vers le nord prend continuellement de l'ampleur. L'air froid de la partie nord décrit une courbe en venant rejoindre l'air chaud par derrière, établissant ainsi une circulation dans le sens antihoraire et accentuant davantage l'ampleur de la saillie. Cette saillie est la nouvelle dépression (région de basse pression) qui vient de naître. Elle voyage généralement en direction du nord-est en suivant le front polaire. Le front polaire se trouve désormais brisé, ou divisé en deux segments, le front chaud ( ) et le front froid ( ). Cette déformation s'appelle une ondulation frontale (voir image 24).

La zone délimitée par l'avancée du front polaire est le secteur chaud qui renferme l'air chaud ou tropical, alors que le reste de la région est occupé par l'air polaire.

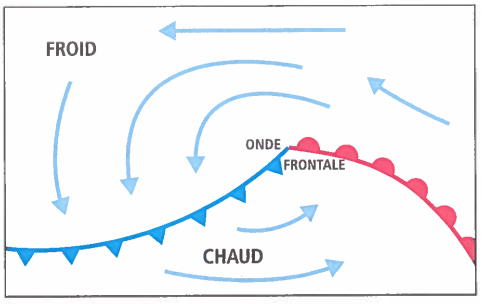


Image 24

La pression au point culminant de l'ondulation frontale baisse et la dépression se creuse davantage. Les vents de surface s'intensifient et les fronts commencent à bouger. Les deux fronts sont courbés dans la direction de leur déplacement. Le point culminant de l'ondulation porte le nom de crête. Au front froid, l'air froid en provenance du nord-ouest se glisse en dessous de l'air chaud arrivant du sud-ouest. Au front chaud, l'air chaud venant du sud-ouest glisse par-dessus l'air froid qui recule.

En même temps, le système entier se déplace parallèlement aux isobares du secteur chaud, du moins dans l'avenir immédiat, voir 6.7.3 – **Le temps associé aux fronts/image 34**. L'ondulation gravite autour du centre.

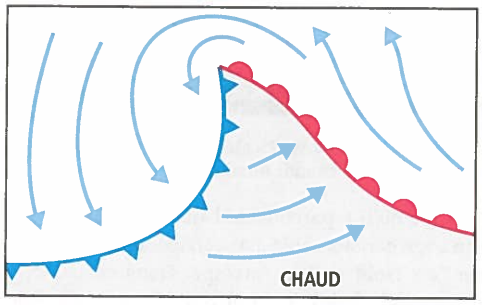


Image 25

Le front froid se déplace plus vite que le front chaud (voir image 25) et le rattrape bientôt. Les deux fronts se fusionnent en un seul, appelé front occlus ou occlusion () (voir image 26). À mesure que l'occlusion se développe, la dépression s'affaiblit et les fronts ralentissent. Parfois, une nouvelle onde frontale commence à se former dans la partie ouest du front polaire (voir image 27). Au stade final, les deux fronts sont redevenus un front stationnaire unique (). La région de basse pression est virtuellement disparue (voir image 28).

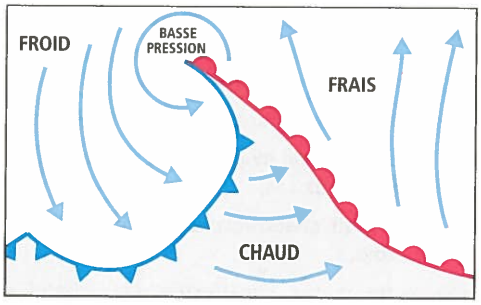


Image 26

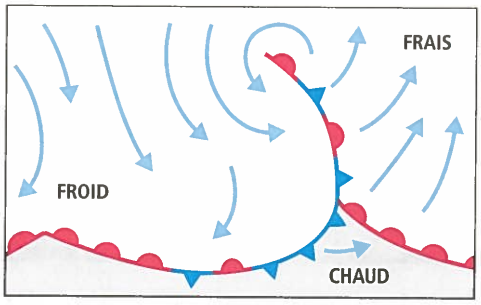


Image 27

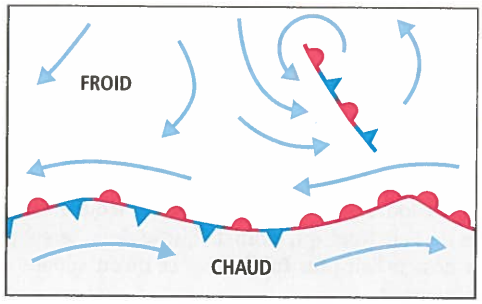


Image 28

Le front froid est la partie (ou les parties) d'un système frontal le long de laquelle l'air froid **avance**. Il est de couleur bleue sur les cartes météorologiques.

Le front chaud est la partie (ou les parties) d'un système frontal le long de laquelle l'air froid **recule**. Il est de couleur rouge sur les cartes météorologiques.

6.7.2 Les types de fronts

Le front chaud

Lorsqu'une masse d'air chaud avance sur une masse d'air froid qui recule, l'air chaud, étant plus léger, monte par-dessus l'air froid en suivant une **longue pente douce** (voir image 29).

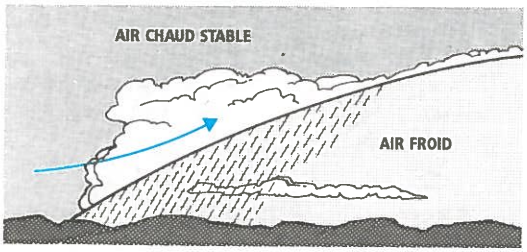


Image 29 – Coupe verticale d'un front chaud – Air chaud stable

Résultat : la masse nuageuse associée au système frontal chaud peut se prolonger sur une distance de 500 NM et plus au devant du front. Règle générale, les fronts chauds se déplacent à une vitesse relativement faible. Ils affectent ainsi de vastes régions pendant une période parfois très prolongée.

Si l'air chaud est humide et stable, des nuages stratiformes se développent dans un ordre très précis. Les signes avant-coureurs d'un front chaud incluent tout d'abord les cirrus élevés; ils s'épaississent ensuite pour devenir des cirrostratus et des altostratus à mesure que le front approche. Le plafond baisse graduellement, suivi d'une longue ceinture de pluie continue tombant de gros nimbostratus. Les précipitations pourront précéder la surface frontale de plus de 250 NM.

Si l'air est humide et quelque peu instable, des cumulonimbus et des orages pourront être mélangés aux couches stratiformes.

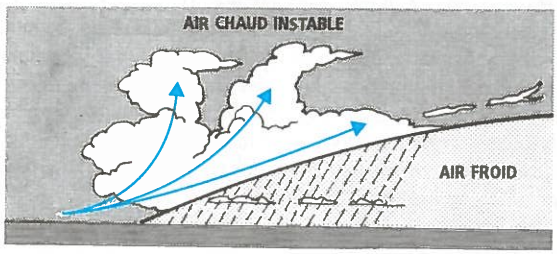


Image 30 – Coupe verticale d'un front chaud – Air chaud instable

On doit alors s'attendre à de fortes averses en avant du front de surface.

Des stratus très bas et du brouillard tout au long de la zone frontale sont des caractéristiques typiques des fronts chauds.

Le passage d'un front chaud est marqué par une hausse de la température due à l'arrivée d'air chaud. Le ciel devient relativement dégagé.

Le front froid

Lorsqu'une masse d'air froid rattrape une masse d'air chaud, l'air froid, étant plus dense, demeure en surface et glisse violemment sous l'air chaud. Le frottement de surface tend

à ralentir le déplacement de l'air à la surface, tandis que l'air en altitude, n'étant pas soumis au frottement, conserve sa vitesse et tend à gagner du terrain. La pente du front froid qui avance est par conséquent très abrupte. L'ascension rapide de l'air chaud donne naissance à des nuages cumuliformes. En général, ces nuages couvrent une zone assez étroite, soit environ seulement 50 NM (voir image 31). Les précipitations de pluie, de neige ou de grêle se présentent sous forme d'averses abondantes. Les nuages cumuliformes qui apparaissent à la surface frontale progressent fréquemment jusqu'au stade de cumulonimbus, créant ainsi l'un des plus violents phénomènes météorologiques que le pilote puisse rencontrer. Il arrive qu'une ligne continue de cumulonimbus (ligne de grains) se développe à l'avant d'un front froid particulièrement rapide.

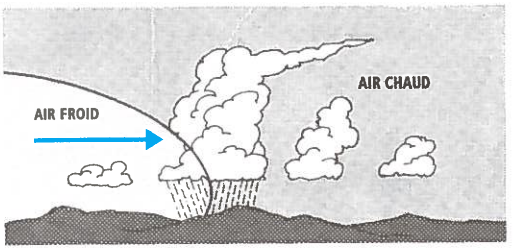


Image 31 – Coupe verticale d'un front froid – Air chaud humide et instable

Une baisse marquée de la température, une augmentation de la pression et un éclaircissement rapide se produisent généralement au passage d'un front froid.

Parfois, un front froid se déplace à une vitesse relativement lente. Étant donné que, dans ce cas, l'air froid ne glisse pas aussi violemment sous l'air chaud, une nappe nuageuse assez vaste se développe pour se prolonger sur une bonne distance derrière la surface frontale. Si l'air chaud est stable, ces nuages seront stratiformes. Si l'air est instable, ils seront cumuliformes, avec possibilité de cumulonimbus. Au passage de la surface frontale, l'éclaircissement est plus graduel.

Le front stationnaire

En général, il y a une partie du front où l'air froid n'avance, ni ne recule. Rien ne force le front à bouger parce que les pressions des deux masses d'air sont égales. Le vent en surface a tendance à circuler parallèlement au front et le temps est semblable à celui associé au front chaud, bien qu'habituellement moins intense et moins étendu. Normalement, le front stationnaire s'affaiblit pour éventuellement disparaître. Il arrive cependant qu'après plusieurs jours, il commence à se déplacer de nouveau et devienne soit un front chaud, soit un front froid.

Les fronts occlus

Après un certain temps, alors que la dépression continue d'avancer, le front froid se met à rattraper graduellement le front chaud. Il finit par soulever tout le secteur chaud de façon à le couper complètement du sol. En réalité, il s'agit tout simplement de l'air froid qui se rattrape lui-même par derrière alors qu'il tourne autour de la dépression. Il ne reste donc qu'un seul front, qu'on appelle front occlus ou occlusion. Bientôt, la dépression occluse commence à se combler et finit par disparaître.

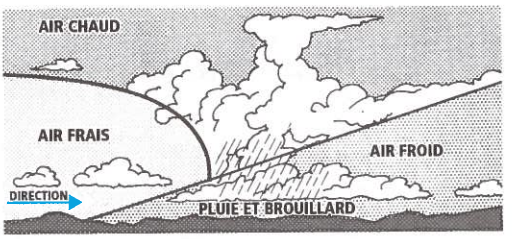


Image 32 – Coupe verticale d'une occlusion chaude – air chaud, humide et instable

Vu la distance qu'il a parcourue, l'air froid peut avoir subi une transformation considérable. Par conséquent, il peut être moins froid que l'air froid qu'il a rattrapé. Dans ce cas-ci (**air frais** rattrapant de l'**air froid**), le front porte le nom de front chaud occlus ou occlusion chaude. Il possède les caractéristiques d'un front chaud, donc nuages bas et pluie ou bruine continue. Si l'air chaud est instable, la masse nuageuse stratiforme pourra renfermer des cumulus bourgeonnants ou des cumulonimbus (voir image 32).

Si l'air froid est plus froid que l'air qu'il rattrape (**air froid** avançant sur de l'**air frais**), le front s'appelle front froid occlus ou occlusion froide. Une occlusion froide possède sensiblement les mêmes caractéristiques qu'un front chaud, avec des nuages bas et de la pluie continue (voir image 33). Si l'air chaud est instable, des cumulonimbus et des orages sont probables, avec les violentes turbulences, les éclairs et le givrage qu'ils impliquent.

On notera que dans le cas d'une occlusion, chaude ou froide, nous sommes en présence de 3 masses d'air :

1. Une masse d'air frais avançant sur une masse d'air froid, ou
2. Une masse d'air froid avançant sur une masse d'air frais avec, dans les deux cas,
3. Une masse d'air chaud formant un creux au-dessus de l'air plus froid.

Au Canada, cette masse cunéiforme d'air chaud s'appelle un trowal (abréviation de «Trough of Warm Air Aloft», soit «creux d'air chaud en altitude»). (Dans certains autres pays, on l'appelle front supérieur ou front d'altitude.)

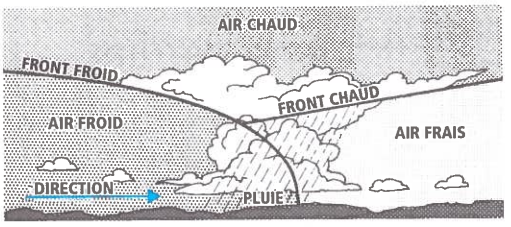


Image 33 – Coupe verticale d'une occlusion froide – air chaud, humide et stable

Les fronts supérieurs (ou fronts d'altitude)

Au Canada, l'expression front supérieur réfère à une situation qui n'est pas une occlusion. Il arrive parfois que de l'air froid en déplacement rencontre une couche peu épaisse d'air plus froid reposant au sol ou emprisonnée dans une dépression topographique. L'air froid qui avance chevauche cet air plus froid et plus lourd. Le front froid, qui se trouve être le bord d'attaque de l'air froid qui avance, quitte donc le sol pour circuler par-dessus l'air plus froid. C'est ce qu'on appelle un front froid supérieur.

Quelquefois, la structure du front froid qui avance est telle que l'air froid forme une mince couche qui longe le terrain sur une certaine distance en avant de la masse principale d'air froid. Dans ce cas, la surface frontale de la masse principale d'air froid est généralement très abrupte. La ligne au long de laquelle la surface frontale devient plus abrupte porte aussi le nom de front froid supérieur.

Occasionnellement, un front chaud chevauche un bassin ou une nappe d'air froid emprisonné au sol. Une station située au sol ne subira aucun changement de masse d'air parce que le front passe au-dessus en altitude. C'est ce qu'on appelle un front chaud supérieur.

Parfois, la surface de l'air froid qui recule devant l'avance d'un front chaud est presque plate, et ce, sur une certaine distance devant le front de surface, puis elle devient soudainement abrupte. La ligne au long de laquelle la surface de l'air froid qui recule devient abrupte porte aussi le nom de front chaud supérieur.

6.7.3 Le temps associé aux fronts

La théorie du front polaire qui, dans l'intérêt de la simplicité, a été décrite dans sa conception originelle, peut laisser l'impression que les dépressions se forment seulement le long d'une ligne bien définie, reposant quelque part à mi-chemin entre les pôles et l'équateur. Les masses d'air sont en constante évolution partout au-dessus des terres et des océans du globe. Une fois formées, elles ont tendance à s'éloigner de leurs lieux d'origine. Les mêmes processus et phénomènes frontaux se produisent chaque fois qu'une masse d'air chaud et une masse d'air froid entrent en contact.

Il existe une croyance très répandue chez les pilotes qui veut que les fronts apportent toujours du mauvais temps et que tout mauvais temps est de nature frontale. En fait, certains fronts n'affectent pas ou très peu les conditions météorologiques lors de leur passage. Une légère variation de la température et une saute de vent constituent peut-être la seule évidence du passage d'un front. Naturellement, le mauvais temps peut aussi se développer sans le passage d'un front. À titre d'exemple, le brouillard survient généralement quand il n'y a pas de front, et des orages violents peuvent surgir dans une masse d'air ne possédant aucune caractéristique frontale.

Une autre croyance erronée et fort répandue représente le front comme une mince muraille de mauvais temps. Cette idée est certainement fausse. Elle provient peut-être de la représentation que l'on fait d'un front sur une carte météorologique, c'est-à-dire un mince trait. Sur une carte, la ligne indique uniquement l'emplacement à la surface où les changements de pression, température et saute de vent se produisent. Les conditions météorologiques réelles associées au front peuvent s'étendre sur une zone de plusieurs milles de largeur et de plusieurs milles au-devant et à l'arrière de la ligne tracée sur la carte météorologique.

Le front lui-même est une zone de transition entre deux vastes masses d'air présentant des caractéristiques différentes de température et d'humidité. Chaque masse d'air individuelle peut s'étaler sur des centaines de milliers de milles carrés. Une zone frontale existe partout le long de la limite de la masse d'air, là où elle glisse en dessous ou chevauche la masse d'air sur laquelle elle avance, jusqu'à une hauteur considérable à partir du sol. La zone frontale en altitude porte le nom de surface frontale. La zone frontale au sol porte le nom de front. Donc, le temps associé au front s'étendra possiblement sur des centaines de milles, tout au long de la frontière de la masse d'air.

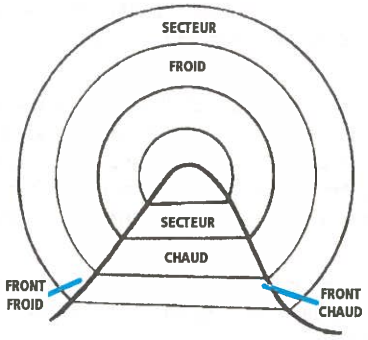


Image 34 – Coupe verticale d'une occlusion froide – air chaud, humide et stable

Les isobares se présentent sous forme de «V» aux fronts froids et chauds.

Frontogénèse signifie front qui augmente d'intensité.

Frontolyse signifie front qui diminue d'intensité.

En examinant les schémas illustrant les fronts sur les cartes du temps, on s'aperçoit que tous les fronts reposent dans des régions de basse pression. Les isobares accusent une courbe prononcée au front. Ces deux facteurs sont typiques de tous les fronts.

Le temps au front froid

Tous les fronts froids ne sont pas pareils. Le temps associé au front froid peut varier considérablement, allant d'une saute de vent minime aux orages violents, aux plafonds bas, à la visibilité réduite et aux fortes rafales de vent. La rigueur du temps est déterminée par la quantité d'humidité et la stabilité de la masse d'air chaud soulevée par la masse d'air froid, et la vitesse à laquelle le front froid avance.

Un front froid rapide peut se déplacer à une vitesse de 30 kt ou plus. Si l'air chaud soulevé par la masse d'air froid est très humide et instable, des cumulus bourgeonnants et des orages seront probablement présents. Une pluie forte ou de la grêle peut être associée à ce front. Un front froid plus lent, avançant sur de l'air plus stable et plus sec dans le secteur chaud, occasionnera des conditions météorologiques moins sévères, stratus ou altocumulus donnant de légères précipitations ou aucune précipitation.

Une longue ligne de nuages cumulus barrant l'horizon à l'ouest signale habituellement l'approche d'un front froid. Quelquefois, un banc d'altocumulus ou des nappes de stratus et de stratocumulus en avant du front dissimuleront la masse principale des nuages frontaux au pilote volant à haute ou basse altitude.

LES VARIATIONS DU TEMPS

Le vent de surface : le vent de surface vire (avance) toujours au passage d'un front. Des rafales accompagneront possiblement la saute de vent.

En traversant un front froid, on peut s'attendre à une saute de vent assez brusque. Elle se produit à la surface frontale plutôt qu'au front même. La saute de vent nécessite toujours une correction à tribord, quelle que soit la direction dans laquelle vous traversez le front.

La température : la température au sol peut baisser soudainement au passage du front, mais en général elle diminue graduellement. L'air qui se trouve immédiatement derrière le front s'est déjà réchauffé en passant au-dessus d'un sol chaud. Il peut donc s'écouler plusieurs heures avant que la température n'atteigne la valeur réelle de la masse d'air froid.

Au moment de traverser en vol la surface frontale associée à un front froid, on doit s'attendre à un changement de température significatif.

La visibilité : en général, la visibilité s'améliore après le passage d'un front froid. Quand le front se déplace assez vite, le mauvais temps s'étend ordinairement sur une distance de moins de 50 milles. Par contre, quand le front se déplace lentement, les opérations en vol peuvent être affectées pendant plusieurs heures.

La pression : l'approche d'un front froid est accompagnée d'une baisse de pression. Une augmentation prononcée sera notée après son passage.

La turbulence : de la turbulence peut être associée à un front froid actif, bien que des orages ne soient pas toujours présents. Même lorsqu'il n'y a pas de nuages, la turbulence peut s'avérer un problème. Règle générale, la traversée d'un front froid actif produira un vol agité.

Les précipitations : la zone de pluie ou de neige associée au front est habituellement étroite, particulièrement lorsque la précipitation se présente sous forme d'averses.

Le givrage risque d'être sévère à l'intérieur des cumulus turbulents.

LA LIGNE DE GRAINS

Une longue ligne d'orages accompagne parfois le passage d'un front froid. On l'appelle la ligne de grains (ou grains en ligne). Elle est habituellement associée à un front froid rapide glissant sous, et soulevant une masse d'air chaud instable. Elle peut se former n'importe où, entre 50 NM et 300 NM devant le front. La ligne de grains est en fait une longue rangée de nuages bas, très sombres, en forme de rouleaux. Cette ligne s'étend souvent sur plusieurs centaines de milles et peut donner une pluie abondante ou de la grêle pendant une courte période. Le tonnerre et les éclairs surviennent fréquemment. Le grain est aussi accompagné d'un brusque changement dans la direction du vent qui passe du sud ou sud-ouest, au nord ou nord-ouest, ainsi que d'une baisse soudaine de la température et une hausse de la pression barométrique. Le vent qui l'accompagne dure seulement quelques minutes, mais il est souvent d'une extrême violence et constitue une menace sérieuse pour les avions et les bateaux. Les signes avant-coureurs d'une ligne de grains sont facilement reconnaissables. Les avions au sol doivent être immédiatement remisés dans un hangar. Ceux en vol doivent éviter à tout prix ce violent phénomène météorologique.

Le temps au front chaud

Les changements météorologiques associés au front chaud sont généralement moins prononcés que ceux du front froid. Ils surviennent beaucoup plus graduellement. Cependant, le temps associé au front chaud s'étend sur une plus grande échelle et peut couvrir des milliers de milles carrés.

Une grande variété de phénomènes météorologiques caractérise le front chaud. Il arrive même que le temps change le long d'un front donné.

L'ampleur du chevauchement, la quantité d'humidité et la stabilité de l'air chaud glissant par-dessus l'air froid déterminent la rigueur du temps. Si l'air chaud est très humide, la masse nuageuse s'étendra sur une distance de plusieurs centaines de milles le long de la pente de l'air froid qui recule. Si l'air chaud est instable, des cumulonimbus pourront se mêler à la masse nuageuse.

Le premier indice de l'approche d'un front chaud actif est la présence de cirrus élevés. Ils sont bientôt suivis de cirrostratus (hauts nuages minces, qui donnent lieu au halo autour du soleil ou de la lune). Le nuage s'épaissit progressivement et la base descend continuellement jusqu'à ce qu'une masse solide d'altostratus-altocumulus couvre la région. Des nimbostratus bas viennent se joindre aux altostratus pour former un banc de nuages compact, touchant presque le sol et s'élevant jusqu'à 25 000 pi et plus, qui recouvrira la région toute entière. Les précipitations sont habituellement abondantes.

LES VARIATIONS DU TEMPS

La saute de vent : au passage d'un front chaud, le vent vire (avance). Cependant, le changement se fait beaucoup plus graduellement qu'au front froid.

En traversant le front chaud, la saute de vent se produira à la surface frontale et sera plus marquée dans les niveaux inférieurs. La saute de vent est telle qu'une correction de cap à tribord est nécessaire.

La température : le front chaud amène une hausse graduelle de la température.

Le pilote traversant la surface frontale notera une hausse de température plus brusque.

La visibilité : des plafonds bas et une visibilité limitée sont associés au front chaud. Étant donné que le front chaud se déplace généralement avec lenteur, ces conditions persistent un bon moment.

Lorsque de la pluie tombe de l'air chaud, des masses de nuages irréguliers dont la base repose très près du sol se forment dans l'air froid. Le brouillard se rencontre fréquemment, 50 NM devant un front chaud qui avance.

La turbulence : des nuages cumulonimbus sont souvent mêlés à la masse nuageuse. Ces nuages d'orage sont responsables de la turbulence la plus violente associée au front chaud. Cependant, les orages et la turbulence survenant au front chaud sont moins sévères que ceux associés au front froid. Quant aux orages, le problème majeur réside dans le fait qu'ils ne peuvent pas être repérés visuellement parce qu'ils sont mêlés à la couche principale de nuages.

Les précipitations : les premières précipitations tombent des altostratus se trouvant entre 8000 pi et 12 000 pi AGL. À mesure que le front approche, les précipitations s'intensifient. Occasionnellement, une précipitation très abondante signale la présence d'orages.

LES FRONTS CHAUDS D'HIVER

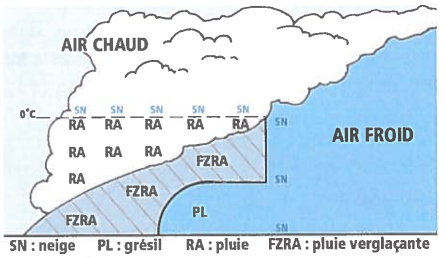


Image 35 – Précipitations au front chaud en hiver

En hiver, on prévoira de la neige et de la pluie verglaçante lorsque la température de l'air froid est inférieure au point de congélation et la température dans les niveaux inférieurs de l'air chaud est supérieure au point de congélation.

La neige tombe de la partie supérieure de la masse nuageuse de l'air chaud où la température est inférieure au point de congélation. La pluie tombe du secteur où la température est au-dessus du point de congélation. Cependant, lorsque la pluie traverse

l'air froid (de la masse d'air froid se trouvant en dessous de l'air chaud), elle devient surfondue et gèle au contact de tout objet froid. C'est ce qu'on appelle la pluie verglaçante (FZRA).

Dans la région qui précède la pluie verglaçante, il existe une zone où la pluie traverse une couche d'air suffisamment froide pour devenir surfondue et finalement geler. Elle tombe ensuite au sol sous forme de **granules de glace ou grésil (PL pour «ice pellets»)**.

Le pilote approchant de la surface frontale à haute altitude, ne rencontrera peut-être pas les granules de glace. En revanche, un pilote volant à basse altitude devra s'attendre à de la neige, des granules de glace et enfin de la pluie verglaçante.

Le givrage est un problème associé aux fronts chauds d'hiver. La neige n'est pas responsable du givrage, à moins d'être très mouillée et d'adhérer à la surface de l'avion. La pluie verglaçante entraîne cependant une accumulation rapide de glace. Le givrage est aussi un problème dans les couches nuageuses.

Le temps au trowal et aux fronts supérieurs

Les conditions météorologiques associées au trowal sont un amalgame des conditions au front chaud et au front froid. En avant du trowal, la configuration des nuages est semblable à celle d'un front chaud. Les formations nuageuses typiques du front froid se retrouvent derrière le trowal. Des amoncellements de cumulus et des orages seront probablement éparpillés parmi les nuages stratiformes, de même que des précipitations continues et des plafonds bas très étendus. Durant les mois d'hiver, la pluie verglaçante et le givrage sévère sont des dangers très réels puisque la pluie présente dans l'air chaud occlus en altitude tombe à travers les températures glacées des secteurs froids reposant au sol. Les précipitations les plus abondantes, la convection la plus forte et le givrage le plus sévère surviennent habituellement dans le secteur nord-est de la dépression et s'étendent sur une distance de 50 à 100 milles devant le front occlus.

6.8 La précipitation et le brouillard

6.8.1 La précipitation

La précipitation survient lorsque les gouttelettes d'eau (visibles sous forme de nuages) atteignent le poids et la dimension nécessaires pour tomber par gravité. Dans les nuages où la température est au-dessus du point de congélation, les courants verticaux remuent les gouttelettes d'eau. Ce faisant, elles se heurtent à d'autres gouttelettes et grossissent progressivement à mesure qu'elles absorbent les gouttelettes avec lesquelles elles entrent en collision. Elles acquièrent de l'inertie jusqu'à ce qu'elles tombent enfin sous forme de pluie. Une simple gouttelette d'eau doit atteindre un volume considérable avant de tomber sous forme de précipitation. En moyenne, une goutte de pluie est environ un million de fois plus grosse qu'une gouttelette d'eau de nuage. Ce processus s'appelle la coalescence. En général, les précipitations dues à la seule coalescence ne surviennent que dans les climats chauds.

Dans un nuage stable tel que le stratus, il y a très peu de mouvement vertical, pas même suffisamment pour retenir les petites gouttelettes d'eau. Elles s'échappent fréquemment et flottent lentement vers le sol. Cette forme de précipitation s'appelle la bruine.

Il existe un second mécanisme qui favorise la précipitation. Celui-ci suppose la coexistence de cristaux de glace et de gouttelettes d'eau à l'intérieur d'un nuage, à des températures inférieures au point de congélation. Les cristaux de glace grossissent aux dépends des gouttelettes d'eau. Les gouttelettes ont tendance à s'évaporer et la vapeur d'eau qui en résulte se sublime sur les cristaux de glace. Les cristaux de glace prennent du volume et du poids. Ils sont retenus à l'intérieur du nuage jusqu'à ce qu'ils deviennent suffisamment gros pour que leur vélocité terminale excède la vélocité du courant ascendant à l'intérieur du nuage. Ils tombent alors sous forme de précipitation. Si la température en dessous de la zone de formation est supérieure au point de congélation, les cristaux fondent, se fusionnent par coalescence avec d'autres gouttes d'eau et atteignent le sol sous forme de pluie. Si les températures sont froides jusqu'au sol, les cristaux de glace s'assembleront en flocons de neige. Au Canada, les pluies abondantes sont généralement dues à une combinaison de sublimation sur les cristaux de glace et de coalescence.

Deux faits sont par conséquent importants. Si les cristaux de glace sont nécessaires à une précipitation abondante, le nuage duquel tombe la pluie doit avoir atteint une extension verticale dépassant de beaucoup le niveau de congélation. Étant donné que la dimension d'une goutte de pluie est fonction de la turbulence présente dans le nuage générateur, les grosses gouttes d'eau et la précipitation abondante indiquent une circulation verticale vigoureuse.

La précipitation ininterrompue a pour origine une couche de stratus. Une averse, c'est-à-dire l'avènement soudain de précipitations abondantes, a pour origine un nuage cumulus ou un cumulonimbus bien développé qui s'est peut-être dissimulé à l'intérieur d'une couche de stratus.

Les précipitations peuvent se présenter sous plusieurs formes.

La bruine

La précipitation sous forme de minuscules gouttelettes d'eau semblant flotter dans l'air s'appelle la bruine. À des températures au niveau de congélation ou en dessous, la bruine gèle au contact d'un objet. Elle prend alors le nom de bruine verglaçante.

La pluie

La précipitation sous forme de grosses gouttelettes d'eau s'appelle la pluie. La pluie verglaçante se compose de gouttelettes d'eau surfondues qui gèlent immédiatement au contact d'un objet dont la température est inférieure au point de congélation.

La grêle

Des observations ont révélé qu'il y avait des gouttes d'eau, à l'état liquide, à des températures aussi basses que -40 °C. De toute évidence, il existe de petites gouttes d'eau qui peuvent demeurer longtemps surfondues sans geler.



Image 36 – Zones d'un nuage

La plupart des gros nuages formés par des courants ascendants comprennent trois zones bien définies.

Premièrement, il y a la couche la plus basse du nuage où les particules se présentent sous forme de gouttes d'eau.

La deuxième zone renferme une certaine quantité de gouttelettes d'eau gelées en cristaux de glace (neige). Cependant, une certaine quantité de gouttelettes d'eau liquides existent toujours à l'état surfondu.

La troisième zone, la plus élevée du nuage, est celle où la vapeur d'eau se transforme en minuscules cristaux de glace par sublimation.

Aucune démarcation précise ne sépare la zone de neige de celle des gouttelettes d'eau surfondues. Sur une certaine distance, les cristaux de glace et les gouttes d'eau surfondues coexistent. Lorsqu'une goutte d'eau surfondue se heurte à un cristal de glace, elle gèle aussitôt sur ce dernier en emprisonnant une petite quantité d'air. Elle gèle donc sous forme de glace molle. En tombant à travers la zone surfondue, elle récupère davantage de glace molle, ce qui augmente sa dimension. La boule de glace molle ainsi formée tombe ensuite à travers la zone d'eau. L'eau gèle sur la boule sous forme de glace transparente. Finalement, la boule quitte la base du nuage sous forme de grêlon, c'est-à-dire une couche de glace dure et transparente recouvrant un noyau blanc et mou.

Il arrive parfois que des rafales entraînent de nouveau les grêlons jusqu'au sommet du nuage. Dans ce cas, tout le processus se répète, souvent même plusieurs fois. C'est de cette façon que se forment les gros grêlons.

Les rafales verticales qui produisent de très gros grêlons peuvent atteindre une vitesse excédant 85 kt.

Les conditions qui favorisent la grêle sont très semblables à celles qui favorisent les orages. Par conséquent, on rencontre souvent de la grêle dans les cumulonimbus.

La neige roulée (granules de neige ou grésil)

Si la zone d'eau située en dessous de la zone surfondue du nuage n'est pas assez profonde, le grêlon n'acquiert pas un recouvrement dur et transparent et arrive au sol sous forme de glace molle et blanche. On appelle cette précipitation neige roulée, neige en grains ou grésil.

La neige

Dans le processus de formation de la neige, la vapeur d'eau invisible se transforme directement en cristaux de glace (sublimation) sans passer par le stade liquide intermédiaire. Les flocons de neige proviennent du regroupement de plusieurs cristaux de glace. Ils ont habituellement une forme hexagonale ou étoilée. La neige en grains se compose de petits cristaux de neige emprisonnés sous une couche de givre. Ils tombent de nuages non turbulents.

Les prismes de glace

Les prismes de glace sont de minuscules cristaux de glace ayant l'apparence d'aiguilles. Ils peuvent tomber d'un nuage ou surgir d'un ciel sans nuage. Ils existent uniquement à des températures très basses et dans les masses d'air stable.

Les granules de glace (aussi grésil)

Les granules de glace résultent de la congélation de gouttes de pluie. Ce sont des grains de glace durs et transparents, de forme globulaire, ayant environ les mêmes dimensions qu'une goutte de pluie. Généralement, ils rebondissent en frappant le sol.

Les précipitations et les types de nuages

Chaque forme de précipitation est associée à un type particulier de nuage. Le tableau ci-dessous est typique, mais il existe des exceptions.

Bruine, bruine verglaçante neige en grains	Stratus et stratocumulus
Neige ou pluie (continue)	Altostratus épais et nimbostratus
Neige ou pluie (intermittente)	Altostratus épais et stratocumulus
Averses de neige et de pluie	Altocumulus, cumulus bourgeonnants et cumulonimbus
Neige roulée, grêle, averses de granules de glace	Cumulonimbus
Granules de glace (précipitation continue)	Tout nuage donnant de la pluie - température inférieure au point de congélation
Prismes de glace	Aucun nuage nécessaire

6.8.2 Le brouillard

Le brouillard est en réalité un nuage, le plus souvent un stratus, qui touche le sol. Il apparaît lorsque l'air est refroidi jusqu'à une température inférieure à son point de rosée ou lorsque le point de rosée est élevé à la température de l'air par l'ajout de vapeur d'eau.

La formation d'une goutte d'eau dans l'atmosphère (à l'origine du brouillard) exige la présence de noyaux sur lesquels l'eau puisse se condenser. Poussière, sel, fumée, etc. remplissent ce rôle.

En présence d'un nombre suffisant de noyaux de condensation, les conditions idéales à la formation du brouillard sont une humidité relative élevée, un faible écart entre la température et le point de rosée et un processus de refroidissement quelconque pour déclencher la condensation. Un léger vent de surface crée un certain brassage qui propage le brouillard et en augmente l'épaisseur. La formation du brouillard est peu probable dans l'air très calme. Il y aura plutôt accumulation de rosée.

Le brouillard est plus fréquent dans les régions côtières car l'humidité y est abondante. Il est aussi très commun dans les régions industrialisées à cause de la forte concentration de noyaux de condensation.

La fumée et les poussières contenues dans l'air des grandes villes produisent les brouillards de «purées de pois», comme celui qui caractérise les grands centres industriels. Les particules de carbone et de poussière produisent des brouillards

sombres. Autrement dit, lorsqu'ils se composent seulement de gouttes d'eau, les brouillards sont blancs.

Il est important pour les pilotes de savoir que les rapports météorologiques pour l'aviation parleront de brouillard lorsque la visibilité rapportée est de 1 km ou moins. Lorsque la visibilité est supérieure à 1 km, mais moins de 5 km, ils feront référence à de la brume, voir 6.14.3 – **Les bulletins météorologiques à l'aviation**. Le brouillard et la brume sont tous deux une forme d'hydrométéores; en d'autres mots, leur présence est un signe d'humidité dans l'air.

Le brouillard se dissipe généralement avec l'apparition du soleil qui perce le nuage, autorisant le réchauffement par-dessous.

Le brouillard de rayonnement

Le brouillard de rayonnement apparaît par nuit claire avec un vent léger. Le sol se refroidit en perdant sa chaleur par rayonnement. Ainsi, l'air en contact direct avec la surface de la terre se refroidit. Il y aura formation de brouillard si l'air est humide et la température légèrement inférieure au point de rosée. Les conditions idéales pour la formation du brouillard de rayonnement incluent un vent léger propageant l'effet de refroidissement dans les bas niveaux, un ciel clair qui permet un refroidissement maximal et des noyaux de condensation en abondance. On l'appelle fréquemment brouillard au sol parce qu'on le retrouve uniquement au-dessus du sol. Le brouillard de rayonnement apparaît ordinairement la nuit. Il lui arrive pourtant de s'épaissir ou même de se former au lever du soleil quand les premiers rayons du soleil produisent un léger réchauffement qui à son tour provoque une faible turbulence. On retrouve le brouillard de rayonnement dans les dépressions de terrain, par exemple les vallées. Il se présente généralement en bancs et à quelques centaines de pieds d'épaisseur. Il se dissipe ordinairement dès les premières heures suivant le lever du soleil, alors que le soleil réchauffe la terre et que le réchauffement par rayonnement entraîne une hausse de la température.

Le brouillard d'advection

Le brouillard d'advection est causé par une masse d'air chaud et humide qui dérive au-dessus d'une étendue de terre ou d'eau plus froide. Ce type de brouillard peut persister plusieurs jours et couvrir une vaste région. Il est plus fréquent sur les côtes. Un brouillard répandu apparaît lorsque l'air humide en provenance d'une région chaude de l'océan se déplace au-dessus d'une zone d'eau plus froide. Il persistera longtemps parce que la surface de l'eau n'est pas affectée par le réchauffement diurne. En provenance de la mer, ce type de brouillard se propagera au-dessus d'une étendue de terre plus froide. Dans ce cas, il persistera jusqu'à ce que le vent change de direction. Même s'il disparaît ou s'atténue sous l'effet du réchauffement diurne, il réaparaitra la nuit venue. Le secteur chaud d'une dépression frontale est également favorable à la formation du brouillard d'advection.

Le brouillard de pente

Le brouillard de pente est causé par le refroidissement de l'air dû à son expansion alors qu'il remonte une pente. Un léger vent remontant la pente est nécessaire à sa formation.

Le brouillard d'évaporation

Le brouillard d'évaporation apparaît lorsque de l'air froid passe au-dessus d'une surface d'eau chaude. L'évaporation de l'eau dans l'air froid se poursuit jusqu'à ce que l'air froid devienne saturé. Le surplus de vapeur d'eau se condense sous forme de brouillard. Le brouillard d'évaporation se produit particulièrement en automne, au-dessus des rivières et des lacs.

Le brouillard de précipitation

Le brouillard de précipitation (brouillard frontal) survient lorsque l'air reçoit un surplus d'humidité suite à l'évaporation de la pluie ou de la bruine. La plupart du temps, ce type de brouillard est associé aux fronts chauds. La pluie tombant de l'air chaud s'évapore et vient saturer l'air froid en dessous.

Le brouillard glacé

Le brouillard glacé prend naissance dans l'air humide, par temps calme et extrêmement froid. Les minuscules cristaux de glace qui le composent sont formés par sublimation; on les appelle souvent des aiguilles. Le brouillard glacé apparaît lorsque la vapeur d'eau résultant de la combustion du carburant s'ajoute à l'air. L'air très froid est incapable de contenir davantage de vapeur d'eau et le surplus se transforme par sublimation en cristaux de glace visibles. Le brouillard glacé peut apparaître soudainement au démarrage du moteur de l'avion.

6.8.3 La brume sèche

La brume sèche se compose de très petites gouttelettes d'eau et de particules de poussière ou de sel si minuscules qu'on ne peut ni les sentir, ni les voir individuellement à l'oeil nu. La brume sèche crée un voile uniforme qui réduit la visibilité. Sur un fond sombre, elle prend une teinte bleutée. Sur un fond clair et brillant, elle est d'une teinte jaune sale ou orange.

La fumée, les polluants industriels et le fumard de l'échappement des véhicules sont responsables de l'épaisse couverture de brume sèche qui restreint la visibilité dans les régions urbaines et industrielles. Le pilote volant dans de telles conditions rencontrera une très mauvaise visibilité, particulièrement s'il se trouve face au soleil.

Dans ce cas-ci, il est important pour les pilotes de savoir que les rapports météorologiques pour l'aviation parleront de brume sèche lorsque la visibilité rapportée est inférieure à 6 SM ou 10 km (réf. AIM 3.15.3), une visibilité réduite due à la présence de lithométéores composés de petites particules solides dans l'air comme la poussière (particules non liquides).

La brume sèche pose un problème uniquement dans l'air très stable. Dans l'air instable, les particules se dispersent.

6.8.4 La visibilité

La visibilité est un des éléments les plus importants du point de vue des opérations de vol. Conjointement avec la hauteur des couches de nuages en altitude, elle détermine si un aéroport est ouvert au trafic. Les opérations de vol à vue (VFR) requièrent généralement une visibilité au sol et en vol minimale de 3 mi et des couches nuageuses en altitude qui assurent un espacement vertical de 500 pi en dessous de la base des nuages et de 500 pi AGL.

Les restrictions à la visibilité incluent les nuages, la précipitation, le brouillard, la brume sèche, la fumée, la poudrerie et le chasse-poussière. La poudrerie, le chasse-poussière et le chasse-sable engendrent une très mauvaise visibilité. De plus, la poudrerie pourra créer des illusions d'optique. Les précipitations sous forme de pluie, de neige ou de bruine réduisent aussi substantiellement la visibilité. La bruine, phénomène de l'air stable, est souvent accompagnée de brouillard ou de smog.

La diminution de la visibilité est fonction de la stabilité de l'air. Si l'air est stable, les impuretés qui contribuent à la brume sèche seront emprisonnées dans les bas niveaux. L'air stable favorise aussi la bruine et le brouillard. Si l'air est instable, les courants verticaux disperseront les particules de brume sèche, mais occasionneront la poudrerie et le chasse-poussière qui nuisent également à la visibilité.

Visibilité signifie la distance à laquelle un objet proéminent peut être vu et identifié le jour, et un objet proéminent illuminé la nuit.

La visibilité en vol est la portée visuelle moyenne vers l'avant à partir du poste de pilotage d'un avion en vol. On l'appelle parfois «visibilité air-air».

La portée visuelle oblique est la distance à laquelle un pilote peut voir le sol en regardant par-dessus le nez de l'avion. On l'appelle aussi «visibilité d'approche».

La visibilité au sol est la visibilité présente sur un aéroport, telle que rapportée par un observateur accrédité.

La visibilité dominante est la distance à laquelle une série d'objets, dont la distance est connue, sont visibles sur plus de la moitié de l'horizon. Elle est rapportée en milles et fractions de milles.

La portée visuelle de piste (RVR - Runway Visual range) représente la distance à laquelle un pilote peut apercevoir les lumières ou autres marques délimitant la piste, à partir d'un point spécifique au-dessus de la ligne du centre correspondant à la hauteur des yeux au moment de poser les roues de l'avion. Le RVR est rapporté en centaines de pieds. Le transmissiomètre, un dispositif installé à côté de la piste, prélève un échantillon d'une portion définie de l'atmosphère et le convertit en une évaluation de la portée visuelle de piste. La lecture dérivée d'un transmissiomètre adjacent au seuil de piste est rapportée comme étant le RVR «A»; celle d'un transmissiomètre adjacent au mi-parcours de la piste, comme le RVR «B». Cette information peut être obtenue de l'ATC, la tour de contrôle ou les stations d'information de vol. L'affichage RVR réel est communiqué aux pilotes lorsqu'il est inférieur à 6000 pi.

6.8.5 Les VMC et les IMC

Conditions météorologiques de vol à vue (VMC = Visual Meteorological Conditions) est l'expression utilisée par les météorologues pour indiquer que la visibilité, la distance par rapport aux nuages et le plafond sont égaux ou supérieurs aux minima exigés conformément aux règles de vol à vue (VFR).

Conditions météorologiques de vol aux instruments (IMC) est l'expression qui indique que la visibilité, la distance par rapport aux nuages et le plafond sont inférieurs aux minima et que tout vol doit être effectué conformément aux règles de vol aux instruments (IFR).

6.8.6 Les chutes de neige et l'effet de lac

Les bourrasques de neige en aval de plans d'eau se forment lorsqu'une masse d'air froid passe au-dessus de la surface relativement chaude d'un grand lac. Les bourrasques de neige se forment généralement au-dessus de la région des Grands Lacs. Ces grandes étendues d'eau ayant conservé leur chaleur jusqu'en hiver demeurent en partie libres de glace. La masse d'air chaud soulevée en altitude par la masse d'air froid transporte avec elle la chaleur et l'humidité nécessaires à la formation de neige en aval des plans d'eau. Ces phénomènes de bourrasques s'intensifient en d'importantes tempêtes de neige lorsqu'ils rencontrent une région côtière dont le relief, soulevé par la formation de collines ou de montagnes, favorise le mouvement vertical de l'air, provoquant ainsi la formation de bourrasques de neige.

À chaque année, lorsque les chaleurs automnales font place aux températures plus froides de l'hiver, les eaux des Grands Lacs sont encore relativement très chaudes comparativement à l'air froid ambiant qui provient de l'Arctique. Au passage du front froid relativement sec au-dessus de l'eau, les bas niveaux du front se chargent de chaleur et d'humidité. Le niveau inférieur du front froid devenu plus chaud donc plus léger que que son niveau supérieur, ce qui crée une instabilité potentielle (ou convective), et l'air commence à monter. Plus le degré d'instabilité de la masse d'air augmente (ex. écart de température entre la chaleur de l'eau et celle ambiante), des bandes de nuages stratus, stratocumulus ou d'épais cumulus se formeront au-dessus de l'eau poussée par le vent vers les terres intérieures.

Le mouvement ascendant de l'air augmente en outre le long de la côte face au vent, où la surface du sol ralentit l'écoulement de l'air sur la surface du sol, créant ainsi une convergence de l'air. L'air, n'ayant nul autre endroit où aller, remonte rapidement, ce qui entraîne rapidement la formation d'averses de neige ou de bourrasques. Un terrain soulevé le long de la côte améliore également le mouvement vertical de l'air. Si des averses de neige n'ont pas commencé à tomber sur le lac, elles tomberont bientôt dès que l'air s'élèvera au-dessus du rivage.

6.9 Les orages

L'orage est un phénomène météorologique dont le passage engendre des conditions de vol extrêmement dangereuses. À juste titre, on le compare parfois à un cumulus déchaîné. Un orage est toujours accompagné de tonnerre et d'éclairs, de forts courants verticaux, de rafales et de turbulence violentes, de pluie abondante et quelquefois de grêle. Voilà certainement une manifestation atmosphérique à l'égard de laquelle le pilote éprouvera beaucoup de respect. On a estimé qu'à tout moment, 1800 orages sont actifs à travers le monde. Tous les pilotes risquent donc d'en rencontrer un à l'occasion.

Les critères de base pour le développement d'un orage sont de l'air instable, un agent de soulèvement quelconque et une grande quantité d'humidité. Puisque ces conditions sont les mêmes que celles requises pour la formation d'un inoffensif cumulus, il s'ensuit que l'intensité des conditions déterminera s'il y aura orage ou non. Ces phénomènes atmosphériques responsables d'orages violents surgissent quand une masse d'air devient instable au point d'être complètement bouleversée. De telles conditions d'instabilité peuvent se présenter lorsque l'air est réchauffé par-dessous (convection), forcé de remonter le versant d'une montagne (soulèvement orographique) ou encore soulevé par une surface frontale (soulèvement frontal). La flottabilité qui en résulte amène l'air, plus chaud que son environnement, à s'élever sous forme de courants convectifs, un peu comme s'il était évacué par un tuyau de cheminée.

Quand une masse d'air humide et surchauffée s'élève rapidement, une quantité égale d'air plus froid se précipite vers le bas pour la remplacer.

Quand ces conditions mènent au développement d'un orage, la zone où les courants ascendants et descendants sont actifs prend le nom de cellule d'orage. Un orage peut se composer de plusieurs

cellules du genre. À mesure que la tempête se développe, chaque cellule successive devient plus volumineuse que la précédente.

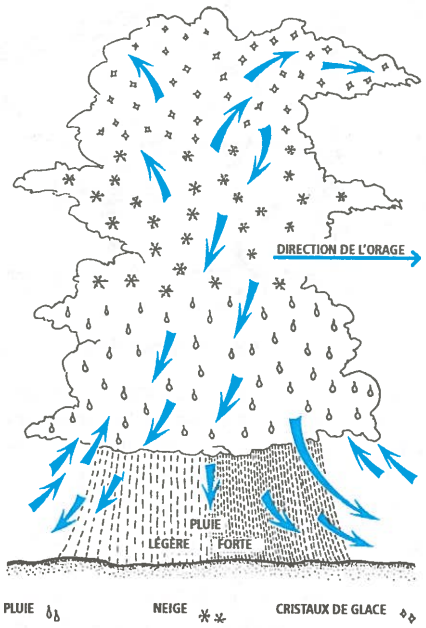


Image 37 – Cellule d'orage au stade de maturité

3 stages distincts marquent le cycle de vie d'une cellule d'orage :

1. Tout orage commence par être un cumulus. Puis, il se développe en altitude, poussé par la chaleur latente de vaporisation et/ou de fusion associée à la condensation de la vapeur d'eau. De forts courants ascendants dominent à l'intérieur de la cellule qui se transforme rapidement en cumulonimbus. La température à l'intérieur de la cellule est plus élevée que la température de l'air environnant au même niveau, augmentant ainsi l'intensité des courants convectifs internes. À ce stade-ci de son développement, il n'y a ordinairement pas encore de précipitation puisque les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace sont entraînés vers le haut du nuage, ou encore restent en suspens grâce aux forts courants ascendants.
2. À son stade de maturité, le cumulonimbus d'orage peut atteindre une hauteur excédant 60 000 pi. Les courants ascendants peuvent atteindre des vitesses de 6000 pi/min. Quand les gouttelettes d'eau sont assez grosses pour tomber, elles entraînent une certaine quantité d'air dans leur chute, ce qui donne naissance à un courant descendant au centre de la cellule, courant qui s'accélère vers le bas. Les courants descendants, bien que moins forts, peuvent néanmoins atteindre une vitesse de 2000 pi/min. Une turbulence violente est associée aux courants ascendants et descendants. L'apparition de précipitation au sol indique que la cellule d'orage a atteint sa maturité. Ce stade dure généralement 15 à 20 minutes, bien qu'on ait vu certains orages durer jusqu'à une heure. Les éclairs, les microrabattants de temps violent (microrafales), le cisaillement associé aux fronts de rafales, la grêle et les tornades sont tous des phénomènes reliés aux orages qui ont atteint leur maturité.
3. C'est alors que la cellule commence à se dissiper. Les précipitations froides ont tendance à refroidir la zone inférieure du nuage et la cellule perd de son énergie. Le courant descendant se répand graduellement à travers toute la cellule, à l'exception d'une petite zone au sommet où des courants ascendants persistent. La pluviosité diminue graduellement. Le sommet de la cellule se déploie sous forme d'enclume.

Le diamètre d'orages individuels n'excède habituellement pas 10 NM. Par contre, les orages ont tendance à se développer en groupes de deux ou plus. Ces grappes d'orages, chacun à une phase différente de son évolution, peuvent occuper de vastes étendues et durer plusieurs heures, parcourant des distances considérables durant leur cycle de vie.

Il existe 2 types d'orages principaux :

1. L'orage de masse d'air et
2. L'orage frontal.

Les orages de masse d'air se forment habituellement en été, individuellement ou en groupes, lorsque l'air chaud est humide. Ces orages étant dispersés, on rencontre généralement des conditions de vol VFR autour. Ils sont donc faciles à éviter. Leur formation résulte soit de la convection, soit du soulèvement orographique.

Les orages frontaux sont le plus souvent associés à un front froid qui avance, mais ils se développent également dans les fronts chauds. Ils forment habituellement une ligne qui s'étend sur des centaines de milles. Souvent dissimulés à l'intérieur des masses nuageuses, ils posent un risque sérieux pour le pilote qui ne peut pas les voir. Il faut éviter à tout prix les lignes d'orages frontaux. Les lignes de grains précédant l'arrivée d'un front froid amènent du temps particulièrement violent.

6.9.1 Les conditions de temps orageux

L'ensemble des vents rencontrés à proximité des orages est très complexe. Le cisaillement peut se rencontrer tout autour de la cellule, dans le courant descendant juste en dessous de la cellule, et particulièrement dans le front de rafales qui précède parfois l'orage de 15 NM ou plus.

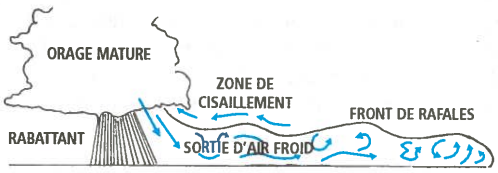


Image 38 – Front de rafales

Au stade cumulus de l'évolution d'un orage, un afflux d'air (courant ascendant) pénètre par la base du nuage. À mesure que l'orage approche de sa maturité, de forts courants descendants se développent. L'air froid ainsi précipité en bas du nuage s'étale sur le sol, bien au-devant de l'orage même. Cet air froid glisse sous l'air chaud à la manière d'un front froid. C'est le front de rafales. La turbulence y est sévère. Le front de rafales engendre à proximité du sol des vents forts et turbulents qui pourront changer de direction à 180 degrés et souffler jusqu'à 50 kt, et ce en quelques secondes seulement au passage du front.

La ruée de courants descendants très forts, accompagnés d'une véritable explosion de vents destructeurs au sol ou près du sol, porte le nom de rabattant de temps violent (downburst). Les rabattants de temps violent se divisent en deux catégories :

1. Le macrorabattant (macrorafale) est une rafale descendante d'un diamètre de 2 NM ou plus quand elle atteint le sol. Ses vents destructeurs persistent de 5 à 20 minutes. Les plus violents occasionnent des dommages comparables à ceux des tornades;

2. Le microrabattant (microrafale) est une rafale descendante d'un diamètre au sol inférieur à 2 NM dont les vents culminent pendant moins de 5 minutes. Les microrabattants humides se produisent en présence de nuages d'orages; les précipitations atteignent le sol. Les microrabattants secs proviennent de nuages cumulus bourgeonnants engorgés d'humidité. La colonne d'air descendant renferme de la précipitation (appelée virga) qui s'évapore avant d'atteindre le sol. Il semble que l'évaporation de l'eau refroidisse l'air davantage, augmentant ainsi l'intensité du microrabattant.

Dans les microrabattants, les courants descendants peuvent atteindre une vitesse verticale de 600 pi/min. Arrivés près du sol, ces courants s'étalent horizontalement dans toutes les directions pour devenir des vents horizontaux qui atteignent parfois une vitesse de 80 kt. Ils changent rapidement de direction, voire même jusqu'à prendre la direction opposée, et créent un cisaillement dangereux et violent. À cause des vents qui changent rapidement de direction et de vitesse, l'avion qui rencontre un microrabattant risque de perdre tellement de portance qu'il sera incapable de se maintenir en vol. Selon l'intensité de l'orage, les microrabattants peuvent se rencontrer jusqu'à une distance de 10 milles de la cellule même. Parfois, les microrabattants sont concentrés en une structure linéaire et, dans ce cas, l'activité pourra se poursuivre pendant une heure. Une fois que les microrabattants apparaissent, on doit s'attendre à en rencontrer plusieurs autres dans le même secteur.

Les éclairs sont la manifestation visible de l'énergie électrique considérable libérée par l'orage. Des zones de charges positives et de charges négatives s'accumulent dans diverses parties du nuage jusqu'à ce que la différence en potentiel électrique atteigne une valeur critique et que l'air se décompose électriquement. Gigantesque étincelle électrique de l'atmosphère, l'éclair surgit. Le mécanisme par lequel se produit l'électrification est à la fois complexe et varié. Parmi les facteurs qui entrent en ligne de compte, on remarque l'impact de particules de glace ou de gouttelettes d'eau surfondues sur des grêlons mous, l'ascension de la pluie dans les forts courants verticaux, la coalescence des gouttelettes d'eau et le déplacement de charges massives par le courant d'air.

Dans un orage actif, les charges positives s'accumulent en général dans la partie supérieure du nuage et les charges négatives dans la partie inférieure. La fréquence des éclairs à l'intérieur d'une seule cellule d'orage peut atteindre cinq décharges à la minute. En plus de leur activité à l'intérieur de chaque cellule individuelle, les éclairs peuvent passer d'un nuage à un autre ou d'un nuage au sol. En présence d'une accumulation de charge négative sur le sol, il ira occasionnellement du sol au nuage.

Le tonnerre est le bruit qui accompagne l'éclair. Il est attribué aux vibrations produites par le réchauffement et l'expansion soudains de l'air le long de la trajectoire de l'éclair.

On peut considérer la grêle comme l'un des pires dangers associés au vol dans les orages. Elle survient généralement au stade de maturité des cellules dont les courants ascendants sont d'une intensité supérieure à la moyenne. (Voir section 6.8.1 – **La précipitation/La grêle**.)

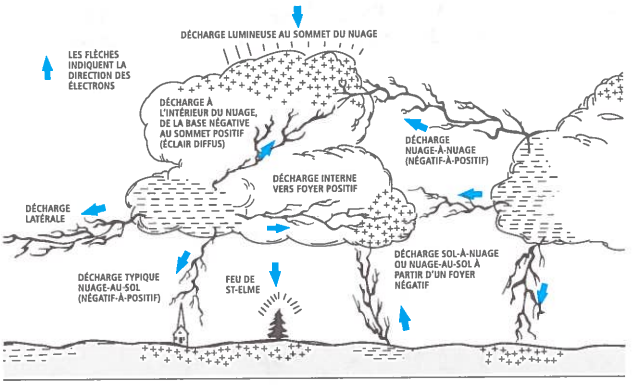


Image 39 – Décharge électrique dans les orages

Dans un orage, le givrage se rencontre au niveau de congélation ou au-dessus, dans les zones où la turbulence est la plus sévère quand l'orage est à sa maturité. Les altitudes en deçà de quelques milliers de pieds de part et d'autre du niveau de congélation sont particulièrement dangereuses.

La pression barométrique tombe brusquement à l'approche de l'orage, puis remonte rapidement avec l'arrivée de la pluie, pour ensuite redevenir normale lorsque la tempête se calme. Occasionnellement, il arrive que la pression baisse sous la normale après un orage pour redevenir presque normale par la suite, le tout en moins de 10 à 15 minutes.

Dangers reliés au vol dans ou à proximité d'un orage :

1. Turbulence : la turbulence associée aux orages peut être extrêmement dangereuse car elle a le pouvoir de surcharger l'avion et d'entraîner une perte de contrôle. Les courants verticaux sont quelquefois assez puissants pour faire monter ou descendre l'avion de 2000 pi à 6000 pi. La plus forte turbulence se rencontre dans le voisinage de courants verticaux opposés adjacents. Les charges de rafales peuvent être suffisamment élevées pour faire décrocher l'avion qui vole à la vitesse de manoeuvre en air turbulent ou l'endommager s'il vole à la vitesse de croisière. La turbulence maximale se rencontre normalement entre 12 000 pi et 20 000 pi, c'est-à-dire dans les niveaux moyens de l'orage, et elle est la plus violente dans les nuages à fort développement vertical.

   La turbulence forte ne se rencontre pas uniquement à l'intérieur des nuages. On peut l'anticiper jusqu'à une distance de 20 milles d'un orage violent. Elle sera plus forte vent arrière que vent debout. Une turbulence sévère et des vents forts peuvent également s'échapper en dessous d'un orage. Les microrabattants sont particulièrement dangereux en raison du cisaillement violent qui leur est associé.

2. Éclairs : l'électricité statique peut s'accumuler dans la cellule de l'avion, gênant les radios et affectant le comportement du compas. Les antennes traînantes doivent être enroulées. L'aveuglement causé par les éclairs pourra affecter la vision du pilote et de l'équipage pendant 30 à 50 secondes, rendant momentanément impossible la lecture des instruments. Il n'est pas rare que les éclairs viennent directement frapper l'avion. La probabilité est plus grande lorsque la température oscille entre -5 °C et 5 °C. Elle pourra se produire même lorsque l'avion vole dans l'air clair à côté de l'orage. Les chocs d'éclairs posent un danger particulier car ils peuvent occasionner des dommages structuraux. Les

circuits intégrés des équipements avioniques modernes sont particulièrement vulnérables. Les circuits électriques, quant à eux, risquent d'être interrompus. Un incendie causé par l'allumage des vapeurs de carburant est aussi considéré comme un danger potentiel.

3. Grêle : les grêlons sont capables d'infliger des dommages sérieux à l'avion. On rencontre la grêle entre 10 000 pi et 30 000 pi. À l'occasion, on la rencontre aussi dans l'air clair à côté du nuage. Dans ce cas, la grêle est d'abord projetée très haut pour retomber ensuite à l'extérieur des cellules particulièrement actives.
4. Givrage : le givrage le plus fort se rencontre au-dessus du niveau de congélation où les gouttelettes d'eau sont surfondues. Le givrage est plus sévère durant la phase de maturité de l'orage.
5. Pression : les fluctuations rapides de la pression barométrique associées aux orages rendent les lectures de l'altimètre très peu fiables.
6. Vents : à l'approche d'un orage, les brusques changements de vitesse et de direction du vent présentent un danger au décollage et à l'atterrissage. On a déjà enregistré des rafales excédant 80 kt.

   Les orages très violents aspirent avec force l'air par la base des nuages. Quelquefois, l'air ascendant crée un tourbillon extrêmement serré à partir du sol jusqu'à loin à l'intérieur du nuage. La vitesse de ce tourbillon peut atteindre 200 kt et même davantage. La pression au centre est très basse. Un tel tourbillon s'appelle une tornade.
7. Pluie : l'orage renferme une grande quantité de gouttes d'eau liquide en suspension ou entraînées en altitude par les courants ascendants. Pour l'avion qui pénètre à haute vitesse dans un orage, cette eau peut provoquer autant de dommages que la grêle. Les averses de pluie abondante associées aux orages peuvent entraîner la contamination de la surface de l'aile et mener à un décrochage prématuré. Rencontrées à l'approche et à l'atterrissage, les averses de pluie abondante peuvent réduire la visibilité et causer de la réfraction sur le pare-brise de l'avion, créant ainsi l'illusion que le seuil de la piste est plus bas qu'il ne l'est en réalité. L'eau recouvrant la piste risque de provoquer l'hydroplanage, phénomène qui détruit la capacité de freinage nécessaire à immobiliser l'avion dans les limites de la piste. L'hydroplanage peut aussi entraîner une perte de contrôle au décollage.

Phénomène du Feu de Saint-Elme

L'avion qui traverse un nuage dans lequel les charges positives ont été séparées des charges négatives récupère parfois une partie du surplus des charges positives. Des flammes étranges peuvent alors apparaître le long des ailes et autour des pales d'hélice. Ce sont les feux de Saint-Elme. Ils sont impressionnants, mais parfaitement inoffensifs. Quand l'avion vole à proximité d'un nuage renfermant une concentration de charges négatives, sa surcharge positive peut alors se décharger dans le nuage. Dans ce cas, c'est l'avion qui lance un éclair au nuage ! Les décharges électriques produisent des perturbations bruyantes dans les bandes radio de faible fréquence, mais n'affectent pas les très hautes fréquences. Ces interférences statiques atmosphériques ont tendance à s'intensifier près du niveau de congélation, et là où les turbulences et les courants ascendants et descendants prennent place.

6.9.2 Les précautions contre les orages

En raison des nombreux risques énumérés ci-dessus, quiconque tente de pénétrer dans un orage s'attire de gros ennuis. Le meilleur avertissement qu'on puisse donner aux pilotes d'avions légers : **N'Y PÉNÉTREZ PAS.**

Changez de cap le plus tôt possible à l'approche d'un orage en route. Conservez toujours une distance d'au moins 5 milles à côté d'un orage présentant de vastes débordements au sommet à cause des risques de grêle. Tenez-vous davantage à l'écart si l'orage est identifié très violent parce que la turbulence peut facilement se propager jusqu'à une distance de 15 NM et plus. Des éclairs vifs et fréquents signalent la présence d'un tel orage. Tout orage dont le sommet atteint 35 000 pi ou plus doit être considéré comme extrêmement dangereux.

Évitez de décoller ou d'atterrir sur un aéroport se trouvant à proximité d'un orage ou d'une ligne de grains.

Les microrabattants résultent de l'activité intense des cellules orageuses. Ils sont particulièrement dangereux au décollage et à l'atterrissage en raison du cisaillement sévère associé à ce genre de phénomène. On décèle parfois la présence de microrabattants secs par un cercle de poussière au sol. Le virga tombant d'un orage dont la base est élevée et qui s'évapore avant d'atteindre le sol peut être à l'origine de violents courants descendants.

Le front de rafales, autre zone de cisaillement dangereux, peut être identifié grâce à une ligne de poussière et de débris se déplaçant en surface.

Les tourbillons de poussière et les nuages d'apparence effilochée qui semblent suspendus sous la base d'un orage indiquent quelquefois une tornade en puissance. Si vous voyez une tornade, attendez-vous à en voir d'autres car elles surviennent généralement en groupes.

Ne volez jamais en dessous d'un orage même si vous pouvez voir de l'autre côté car la turbulence risque d'être violente. Surtout, ne tentez jamais de voler en dessous d'un orage créé par soulèvement orographique. Le vent responsable de l'orage est propice à la création de courants ascendants et descendants dangereux et à la turbulence entre les pics montagneux.

À proximité d'un orage ou au premier signe de turbulence, réduisez votre vitesse jusqu'à la vitesse de manoeuvre.

Ne pénétrez jamais dans une nappe nuageuse dissimulant des orages dispersés, à moins de posséder un radar météo.

Ne tentez pas de traverser l'espace clair et étroit entre deux orages. À cet endroit, la turbulence peut être encore plus forte que dans les orages mêmes. Cependant, si l'espace clair compte plusieurs milles de largeur, on pourra peut-être le traverser de façon sécuritaire au centre, mais toujours à l'altitude la plus haute possible.

En contournant un orage, il est préférable de le faire par sa droite. Le vent circule dans le sens antihoraire et vous obtiendrez ainsi des vents favorables.

Si les circonstances sont telles que vous êtes dans l'obligation de pénétrer à l'intérieur d'un orage, les quelques conseils suivants vous aideront peut-être à vous en sortir vivant :

1. Volez tout droit à travers le front, c'est-à-dire perpendiculairement, jamais à un angle quelconque. Vous traverserez ainsi la tempête en un minimum de temps.
2. Conservez un cap raisonnablement constant afin de traverser la cellule le plus vite possible.

3. Avant de pénétrer dans la tempête, adoptez la vitesse de manoeuvre pour minimiser les contraintes structurales.
4. Inondez le poste de pilotage de lumière (pour réduire les risques d'aveuglement causé par les éclairs). Mettez en marche le réchauffage pitot et vérifiez le réchauffage carburateur. Ceintures attachées. Aucun objet libre dans la cabine.
5. Essayez de maintenir une assiette et un affichage de puissance constants. (Les courants verticaux affectant la prise de pression pitot et la pluie pourront causer des lectures erronées sur l'anémomètre.)
6. Évitez toute manoeuvre inutile (pour éviter d'ajouter d'autres contraintes à celles déjà imposées par la turbulence).
7. Déterminez le niveau de gel et évitez la zone de givrage. Évitez les régions sombres de la cellule et celles où les éclairs sont nombreux.
8. N'utilisez pas le pilote automatique. Celui-ci étant un dispositif de maintien d'altitude, il fera piquer l'avion pour compenser les courants ascendants, générant ainsi des vitesses excessives, et monter l'avion pour compenser les courants descendants, risquant alors le décrochage.

L'équipement de détection d'orage

L'équipement de détection d'orage installé dans les avions peut aider le pilote à les éviter.



Image 40 – Équipement de détection d'orage

Cet équipement détecte les décharges électromagnétiques associées aux courants verticaux. Tous les orages produisent de fortes ascendances et descendances. Ces courants opposés se frottent les uns aux autres, générant de l'électricité statique. Les électrons ont tendance à se regrouper en charges positives et en charges négatives. Lorsqu'elles se seront suffisamment développées, la différence potentielle déclenchera une décharge de courant. Cette décharge ne se manifeste pas uniquement sous forme d'éclairs, mais aussi dans les spectres radio. L'équipement de détection d'orage capte les fréquences radio de ces décharges, un ordinateur traite les signaux, les classe selon leur portée et leur azimut, et les affiche sur un petit écran circulaire, semblable à un écran radar. Les décharges électriques statiques captées par l'équipement peuvent être associées ou non aux éclairs. L'équipement reçoit ces signaux sur 360° autour de l'avion et d'une distance pouvant atteindre 200 NM.

Chaque décharge statique est représentée par un point vert brillant sur l'écran cathodique. Chaque regroupement de points indique une zone d'activité orageuse. On peut programmer l'affichage sur 3 portées différentes - 40, 100 et 200 milles. La précision optimale s'obtient à 40 milles. Avec une portée de 200 milles, le détecteur voit tout, mais avec moins de précision. Règle générale, l'affichage est plus précis et de lecture plus facile lorsque la tempête s'intensifie. Dans les zones d'activité électrique intense, le système souffre de propagation radiale. Les points ont tendance à s'étaler sur l'écran dans les zones entre les regroupements majeurs de points générés par les tempêtes.

L'équipement de détection d'orage possède certains avantages par rapport aux radars météo. Le radar mesure l'intensité de la pluviosité. L'équipement est capable de déceler la présence de turbulence dans les nuages qui ont peu ou pas de précipitation. Il peut également voir à travers les zones de précipitation abondante et déceler la turbulence dans les zones au-delà. Par contre, il ne voit pas la pluie.

On reconnaît l'avantage de posséder à la fois un équipement de détection d'orage et un radar météo, les deux fournissant des renseignements précieux sur l'emplacement des orages. Certains modèles comprennent également un radar, affichant sur le même écran l'information fournie par les deux systèmes.

L'équipement de détection d'orage ne dépend pas de la portée visuelle. Il verra, par exemple, le temps derrière les montagnes. Il peut donc être utilisé au sol pour déterminer le temps dans un rayon de 200 milles, ce qui en fait un instrument de planification très utile.

Le radar météo

Le radar météo de bord est sans aucun doute l'un des meilleurs instruments mis à la disposition du pilote pour repérer et éviter les orages. Il est capable de détecter et d'afficher sur l'écran radar tout phénomène météorologique important se trouvant sur la trajectoire de vol. L'équipement radar accomplit ceci en mesurant avec précision la densité de la pluie dans les cibles sous observation. L'antenne du radar météo émet un faisceau très étroit et hautement directionnel dans la bande X des spectres radio, directement devant l'avion. Le faisceau est conique et d'un diamètre de 3° à 10°. (La largeur du faisceau dépend de la dimension et du type d'antenne.) L'antenne effectue un balayage de gauche à droite de façon à couvrir un secteur d'environ 120°.

Bien que le radar météo ne puisse détecter la turbulence même, l'intensité des précipitations à l'intérieur de l'orage constitue une indication fiable de l'intensité de la turbulence présente dans l'orage affiché. Des courants et des rafales d'une certaine force sont nécessaires pour produire en quantité suffisante des gouttes d'eau d'une bonne dimension. Le radar ne voit que les gouttes d'eau suffisamment grosses pour être affectées par la gravité et capables de tomber sous forme de pluie. Les caractéristiques inhérentes aux ondes de la bande X et à l'eau permettent aux gouttes de pluie de réfléchir le faisceau émis au récepteur du radar. La somme des réflexions de toutes les gouttes de pluie apparaît sur l'écran sous forme de cible.

Le récepteur est doté d'un ordinateur qui mesure le taux de pluviosité et organise les cibles en niveaux représentés sur l'écran au moyen de couleurs :

1. Vert pour le niveau 1 – pluie légère,
2. Jaune pour le niveau 2 – pluie moyenne,
3. Rouge pour le niveau 3 – pluie abondante.

Il est facile de déceler les zones présentant un fort gradient de pluie grâce au code de couleurs. Un taux de précipitation qui passe de léger à fort sur une courte distance porte le nom de gradient de pluie élevé. Il est généralement associé à une zone de cisaillement. Toute cible en contour colorée en rouge est considérée comme une tempête qu'il faut éviter et contourner. Les zones libres de précipitation entre les cibles demeurent sombres; on les appelle des corridors.

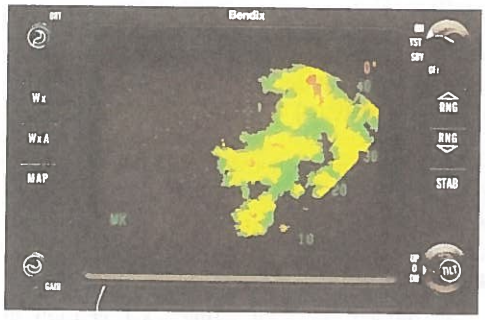


Image 41 – Radar météo de bord

L'affichage de bord est gradué au moyen d'arcs représentant des millages précis. La distance et la direction où se trouve la tempête par rapport à l'avion sont donc affichées sur l'écran, ce qui rend le pilote capable de choisir une trajectoire de vol sécuritaire et confortable à travers ces zones orageuses. Il est sage de respecter un écart d'au moins 10 mi par rapport aux cibles en contour. Un corridor d'une largeur d'au moins 20 mi entre deux cibles sera considéré sécuritaire.

Aujourd'hui, la plupart des radars météo sont dotés d'un affichage digital qui ne s'efface pas entre les balayages. Certaines unités incorporent un système d'inclinaison automatique du faisceau pour compenser les variations d'assiette de l'avion. Sur d'autres modèles, le système d'inclinaison est manuel. Étant donné que le radar météo peut seulement afficher les cibles révélées par le faisceau, la gestion du dispositif d'inclinaison de l'antenne radar est essentielle. Ce dispositif contrôle l'angle de l'antenne sur le plan vertical (de haut en bas), donc le plan de balayage de l'antenne. Cette caractéristique est importante dans l'évaluation du temps. Le faisceau de l'antenne ne voit pas tout l'orage, mais seulement une tranche de 3° à 10°. En réglant l'inclinaison vers le haut, le faisceau balaye la zone supérieure de la cellule. En l'ajustant vers le bas, le faisceau balaye la zone inférieure. Étant donné que la pluie est davantage concentrée dans les zones intermédiaires et inférieures de l'orage, la meilleure partie à balayer commence donc au milieu de la cellule et descend vers le bas. Elle donne ainsi la meilleure indication de l'ampleur et de l'intensité de l'orage.

L'utilisation du radar météo exige habileté et entraînement. L'interprétation des affichages n'est pas une science exacte et dépend des connaissances générales du pilote sur les orages, de la qualité de l'exposé avant-vol qu'il a reçu et aussi jusqu'à quel point il est familier avec les limites de l'équipement radar installé dans son avion.

Le radar météo connaît certaines limites. Les faisceaux du radar s'éparpillent parfois en raison de la présence d'humidité à proximité de l'avion. Ce problème, qu'on appelle atténuation, signifie que des zones de pluie abondante peuvent bloquer le retour d'un écho radar rapportant du temps significatif à une certaine distance devant l'avion. La présence d'humidité et de glace sur le dôme du radar (radôme) installé dans le nez de l'avion peut atténuer l'intensité du signal. La portée utile du radar météo se limite à 90 ou 100 milles environ.

6.10 Le givrage

Lorsqu'un avion, volant à un niveau où la température est égale ou inférieure au point de congélation, vient **percuter** une gouttelette d'eau surfondue, cette dernière gèle et adhère à la surface. Les nuages, la pluie verglaçante et la bruine verglaçante sont tous propices à un givrage dangereux.

En hiver, le nuage qui produit le plus souvent du givrage est le stratocumulus. Cependant, les plus fortes accumulations de givre surviennent dans les cumulus ou les cumulonimbus. Les nuages composés de cristaux de glace (comme le cirrus) ne présentent pas un risque de givrage. Les cristaux de glace n'adhèrent pas aux ailes.

Les types de givrage les plus dangereux se rencontrent dans les nuages denses composés d'une quantité abondante de grosses gouttes d'eau surfondues et dans la pluie verglaçante.

La sévérité du givrage dépend de la température de l'air, de la température du revêtement de l'avion et de la quantité d'eau qui entre en contact avec l'avion.

Une gouttelette d'eau surfondue gèle une fois dérangée. Lorsqu'un avion vient la frapper, elle commence aussitôt à geler, mais ce faisant, elle libère une certaine quantité de chaleur, ce qui fait monter sa température jusqu'à 0 °C. Dès cet instant, le gel à l'impact prend fin et le liquide qui reste continue de geler, mais plus lentement en raison de l'environnement froid. Aux températures très basses, une portion substantielle de la goutte gèle à l'impact. Aux températures plus élevées, une plus petite portion gèle à l'impact, ce qui signifie qu'une plus grande quantité de liquide gèlera plus lentement.

La rapidité à laquelle la partie liquide de la goutte gèle dépend de la température du revêtement de l'avion. Plus la température est élevée, plus la goutte s'étalera sur la surface à partir du point d'impact avant de geler complètement.

Qu'une goutte soit complètement ou partiellement gelée lorsqu'une nouvelle goutte d'eau vient frapper le même endroit est un autre facteur qui affecte le caractère du givrage. La quantité d'eau interceptée par l'avion dans un laps de temps donné s'appelle le taux de prise (taux de captation). Ce taux varie en fonction de la quantité d'eau à l'état liquide à l'intérieur du nuage, la dimension des gouttelettes d'eau, la vitesse de l'avion, ainsi que le profil de l'aile.

La quantité d'eau à l'état liquide varie d'un niveau à l'autre dans le nuage. Habituellement, quand la température est tout juste en dessous de 0 °C, la quantité d'eau surfondue dans le nuage augmente avec l'altitude; cependant, elle diminue avec l'altitude quand la température est bien inférieure au point de congélation. À des températures aussi basses, un plus grand nombre de gouttes gèlent sous forme de cristaux de glace, réduisant ainsi la quantité de liquide.

La dimension des gouttelettes d'eau affecte aussi le taux de prise. Les petites gouttes ont tendance à suivre les filets d'air lors de leur passage autour de l'aile. Les grosses gouttes lourdes ont plutôt tendance à venir frapper l'aile. Quand une petite goutte d'eau frappe l'aile, elle ne s'étale pas bien loin dessus. Les grosses gouttes, elles, s'étalent beaucoup plus loin.

Quant à la vitesse, le nombre de gouttelettes frappées par l'avion durant une période donnée augmente avec une augmentation de la vitesse.

La courbure du bord d'attaque de l'aile affecte également le taux de prise. Les ailes minces captent plus de gouttelettes que les ailes épaisses.

Par conséquent, le taux de prise est plus fort sur les avions aux ailes minces qui traversent à haute vitesse un nuage renfermant de grosses gouttelettes et une grande quantité d'eau à l'état liquide.

6.10.1 Les effets du givrage sur l'avion

Une accumulation de glace gêne sérieusement non seulement l'efficacité des ailes, des gouvernes et des hélices, mais également celle des pare-brises et des verrières, des antennes radio, des prises de pression pitot et statiques, ainsi que celle du carburateur et des bouches d'air. Les moteurs à turbine sont particulièrement vulnérables. La glace qui se forme sur les entrées d'air du capot réduit l'arrivée d'air. La glace sur les aubes mobiles et fixes affecte leur performance et leur efficacité, sans parler du risque d'extinction du moteur. En outre, les morceaux de glace qui se détachent peuvent être aspirés dans le moteur et causer des dommages à la structure.

Les premières structures à accumuler de la glace sont les surfaces au bord d'attaque effilé, c'est-à-dire les antennes, les pales d'hélice, le stabilisateur horizontal, le gouvernail de direction et les jambes du train d'atterrissage. Habituellement, le thermomètre extérieur est le premier endroit touché par le givrage sur l'avion. Les ailes, par contre, sont les dernières à accumuler du givrage.

Parfois, une mince couche de glace, quelquefois précédée de gelée, apparaît sur le pare-brise. Au décollage et à l'atterrissage, phases critiques du vol, ce problème peut surgir assez rapidement pour obscurcir la piste et autres repères.

Le givrage de l'hélice se reconnaît par une lente perte de puissance et le roulement irrégulier du moteur. La glace se forme d'abord sur la casserole d'hélice (ou cône) et de là, s'étale sur les pales mêmes. Règle générale, la glace s'accumule de façon irrégulière sur les pales, causant ainsi un déséquilibre. Les vibrations qui en résultent produisent des contraintes excessives sur les pales et le bâti moteur, entraînant possiblement leur bris.

S'il y a accumulation de glace sur l'hélice, il est presque certain que la même chose se produit sur les ailes, l'empennage et autres protubérances. Le poids de la glace accumulée est moins dangereux que la perturbation de l'écoulement de l'air autour des ailes et de l'empennage. La glace modifie le profil d'aile et, du même coup, détruit la portance, augmente la traînée et accroît la vitesse de décrochage. Au même moment, la traction se trouve réduite à cause de la présence de glace sur les pales d'hélice et le pilote se voit dans l'obligation d'utiliser le maximum de puissance et un grand angle d'attaque juste pour maintenir son altitude. En outre, le grand angle d'attaque favorise l'accumulation de givrage sur l'intrados, accroissant ainsi davantage le poids et la traînée. Dans des conditions de givrage, l'approche, et même l'atterrissage deviennent particulièrement risqués. Le pilote emploiera davantage de puissance et une vitesse plus élevée lorsqu'il posera un avion chargé de glace.

Quand la glace se forme sur les prises de pression pitot et statiques, les instruments de vol suivants peuvent être affectés et peuvent cesser de fonctionner : l'altimètre, l'anémomètre et le variomètre. Quant aux instruments gyroscopiques alimentés par un tube de venturi, ils sont affectés par une accumulation de glace dans le col du venturi.

La présence de glace sur les antennes radio peut gêner la réception VOR et empêcher toute communication avec le sol. Les antennes fouets risquent de casser sous le poids de la glace qui s'accumule.

Note : le givrage du carburateur peut se produire en air clair, à des températures au-dessus du point de congélation. (Voir 3.3.5 – Le givrage du carburateur.)

Le décrochage du plan fixe horizontal

En raison de la faible cambrure du profil aérodynamique et du rayon relativement petit de la courbure du bord d'attaque, les plans fixes (stabilisateurs) horizontaux sont particulièrement susceptibles aux accumulations de glace. Le plan fixe horizontal est capable d'accumuler deux ou trois fois plus de glace que les ailes. S'il y a un demi pouce de glace sur les ailes, il y aura possiblement un pouce de glace sur le stabilisateur ou davantage. Dans certains cas, il y aura accumulation de glace sur le stabilisateur alors qu'aucune glace n'est visible sur les ailes.

Le principal danger résultant d'une accumulation de glace sur le plan fixe horizontal se révèle au moment de l'approche et de l'atterrissage lorsque les volets sont sortis, ou à la suite des ajustements de tangage (nez bas) et de vitesse effectués après le déploiement des volets. La plupart des plans fixes horizontaux sont ajustés à un angle d'incidence qui fournit une portance négative, et ce afin d'équilibrer la portance des ailes. À l'approche et à l'atterrissage, la queue possède déjà un angle d'attaque élevé. Le déploiement des volets entraîne un changement majeur dans la déflexion vers le bas des filets d'air qui viennent frapper la queue, augmentant encore davantage l'angle d'attaque du plan fixe horizontal. Si, en même temps, il y a une accumulation substantielle de glace sur le stabilisateur, le décrochage du plan fixe horizontal est presque certain.

Les signes avant-coureurs du décrochage du plan fixe horizontal incluent de légères vibrations, une perte d'efficacité du gouvernail de profondeur, des changements inhabituels dans l'ajustement du tab de compensation du gouvernail de profondeur (vers nez bas) ou au niveau du tangage vers l'avant. La correction à apporter est de rentrer les volets au réglage précédent. Suivra une augmentation de la puissance, proportionnelle au nouveau réglage de volet. Les pilotes doivent appliquer une puissance suffisante selon la configuration des nouvelles conditions tout en s'assurant de suivre les recommandations du fabriquant concernant les paramètres d'alimentation. Une plus grande puissance augmente de surcroit la marge de sécurité lorsque l'aile se rapproche du risque de décrochage. Les pilotes doivent être conscients que les réglages de puissance plus élevés peuvent réduire la marge de sécurité dans certains avions parce que la vitesse accrue augmente la déflexion vers le bas sur l'empennage. Toute modification du gouvernail de profondeur (vers nez bas) doit se faire lentement. L'atterrissage se fera à un réglage de volet réduit.

6.10.2 Les types de givrage

Il y a trois principaux types d'accumulation de glace. Les voici par ordre d'importance pour l'avion en vol :

Glace claire ou givre transparent (verglas)

Une lourde couche de glace vitreuse qui se forme en traversant un nuage dense ou une zone de pluie verglaçante porte le nom de givre transparent (verglas). Le givre s'étale, souvent irrégulièrement, sur la surface des ailes et de l'empennage, sur les pales d'hélice, sur les antennes, etc. Le verglas se produit lorsque seulement une petite portion de la gouttelette d'eau surfondue gèle à l'impact. La température du revêtement de l'avion s'élève alors jusqu'à 0 °C, en raison de la libération de chaleur accompagnant le gel à l'impact d'une partie de la gouttelette d'eau. Il reste donc une bonne portion de la gouttelette à l'état liquide qui s'étalera sur la surface où elle se mêlera à d'autres gouttes, pour ensuite geler lentement. C'est ainsi qu'une couche solide de givre transparent prend forme, sans emprisonner aucune bulle d'air qui en affaiblirait la composition.

À mesure que la glace s'accumule, elle prend la forme d'une corne simple ou la forme d'une corne double, qui modifie en surface le profil aérodynamique du bord d'attaque des ailes, de la queue, des antennes, etc. Cette forme particulière perturbe gravement l'écoulement de l'air. Elle est en outre responsable d'un accroissement de la traînée de l'ordre de 300 à 500%.

Le danger associé au givre transparent est grand en raison :

1. De la perte de portance causée par l'altération de la cambrure de l'aile et la perturbation de l'écoulement de l'air autour des ailes et de l'empennage,
2. De l'augmentation de la traînée causée par le profil plus épais des ailes,
3. Du poids de la masse de glace assez considérable qui s'accumule parfois en très peu de temps, et enfin
4. Des vibrations causées par la répartition inégale de la glace sur les ailes et les pales d'hélice. Lorsque de gros morceaux de glace se détachent, les vibrations deviennent souvent assez fortes pour affecter sérieusement la structure de l'avion.

Mélangé à la neige ou au grésil, le givre transparent prend une apparence blanchâtre. (Il fut déjà classé sous le terme de givre glacé, mais maintenant, il est considéré comme une forme de glace claire.) Le givre transparent se forme à des températures variant entre 0 °C à -10 °C. On le retrouve souvent dans les cumulus ainsi que dans les conditions atmosphériques instables.

Le givre blanc

Le givre blanc est un dépôt de glace opaque d'un blanc laiteux. Il s'accumule sur le bord d'attaque des ailes, les antennes, les prises de pression pitot, etc. Pour qu'il y ait formation de givre blanc, la température du revêtement de l'avion doit être inférieure à 0 °C. La goutte gèle alors complètement et rapidement au contact sans s'étaler. Il dépend aussi du faible taux de prise des petites gouttelettes d'eau surfondues.

Le givre blanc se forme quand l'avion traverse des nuages stratiformes vaporeux dans des températures variant entre -10 °C à -20 °C. Le dépôt de glace n'est pas lourd. Le danger réside dans l'altération aérodynamique de la cambrure de l'aile et le blocage des orifices du carburateur et des instruments. Le givre blanc est habituellement cassant et se déloge facilement à l'aide de dégivreurs.

Occasionnellement, il arrive que le verglas et le givre blanc se forment simultanément. C'est ce qu'on appelle le givrage mixte. Il conjugue les mauvaises caractéristiques des deux types de givrage.

La gelée blanche

Une gelée blanche, semi-cristalline, pouvant recouvrir toute la surface de l'avion, se forme en air limpide par sublimation. Elle a peu ou pas d'effet sur le vol, sauf qu'elle peut gêner la visibilité en obscurcissant le pare-brise. Elle peut aussi affecter les transmissions et les réceptions radio en couvrant les antennes de glace. Généralement, elle se forme en air clair lorsqu'un avion froid rencontre de l'air plus chaud et plus humide au cours d'une descente abrupte.

Les avions stationnés à l'extérieur la nuit seront probablement recouverts de gelée blanche le matin venu. Les surfaces supérieures de l'avion se refroidissent par rayonnement jusqu'à une température inférieure à celle de l'air ambiant.

La gelée qui se forme sur les ailes, l'empennage et les gouvernes, doit être enlevée avant le décollage. La gelée modifie suffisamment les caractéristiques aérodynamiques de l'aile pour gêner le décollage en augmentant la vitesse de décrochage et en réduisant la portance.

La rosée glacée (ou congelée) peut aussi se former sur les avions stationnés à l'extérieur la nuit, lorsque la température est juste en dessous du point de congélation. La rosée se condense d'abord sur le revêtement de l'avion pour ensuite geler lorsque la surface de l'avion se refroidit. La rosée glacée est habituellement claire et quelque peu cristalline, alors que la gelée est blanche et plumetée. La rosée glacée, à l'instar de la gelée, doit être enlevée avant le décollage.

En fait, toute humidité, même la neige, devra être enlevée puisqu'elle risque de coller et de geler sur les surfaces lors de la circulation au sol (ou roulage) précédant le décollage. La perte de chaleur occasionnée par la vitesse de l'avion peut être suffisante pour provoquer le gel.

6.10.3 L'intensité du givrage

On peut qualifier le givrage de léger, modéré ou fort (sévère). Dans des conditions de givrage fort, le taux d'accumulation est tel que les antigivreurs et les dégivreurs ne réussissent pas toujours à atténuer ou à enrayer le danger. Un changement de cap et d'altitude est jugé essentiel. Avec le givrage modéré, un déroutement peut s'avérer nécessaire car le taux d'accumulation est suffisamment élevé pour créer une situation potentiellement dangereuse. Le givrage léger ne pose généralement pas de problème, à moins que l'avion n'y soit exposé pendant une période prolongée.

Le givre transparent est considéré plus alarmant que le givre blanc à cause du taux de prise qui est obligatoirement plus fort dans le cas du givre transparent.

Naturellement, la gravité du givrage dépendra du type d'avion impliqué et des antigivreurs ou dégivreurs dont il est pourvu, ou encore de leur absence.

6.10.4 Le givrage dans les nuages et la précipitation

Cumulus : givrage sévère probable dans la moitié supérieure des gros cumulus qui approchent le stade de maturité du cumulonimbus, particulièrement quand les températures sont entre -25 °C et 0 °C. L'étendue horizontale d'un tel nuage est cependant limitée, de sorte que l'avion n'y est exposé que pendant une courte durée.

Stratus : givrage normalement moins sévère dans les nuages stratiformes que dans les nuages cumuliformes, mais il peut être sérieux si le nuage renferme une grande quantité d'eau. Étant donné que les nuages stratus sont très étendus sur le plan horizontal, l'exposition aux conditions de givrage pourra être prolongée. Le givrage est plus sévère quand des cumulus sont imbriqués dans la couche de stratus.

Pluie verglaçante : se rencontre fréquemment en hiver, devant les fronts chauds. Un givrage sérieux se produit quand l'avion vole près du sommet de la masse d'air froid sous une couche épaisse d'air chaud. Les gouttes de pluie sont beaucoup plus grosses que les gouttes de nuage. Elles assurent donc un très fort taux de prise. À des températures glacées, il y a formation de givre transparent.

Bruine verglaçante : la bruine tombe de nuages stratus dont la teneur d'eau est élevée. À mesure que les gouttelettes traversent l'air limpide sous le nuage, elles diminuent de volume par évaporation. Par conséquent, le givrage dans la bruine verglaçante est à son maximum juste en dessous du nuage,

là où les gouttes sont les plus grosses. Le givrage est de type givre transparent et ses gouttelettes croissent surtout par condensation ce qui leur donnent de larges formes étranges. La bruine verglaçante se produit le plus souvent au-dessus des Grands Lacs et des régions maritimes, là où dans ces systèmes frontaux, l'air peut être chargé de grandes quantités d'eau. Bien qu'il s'agisse principalement d'un phénomène de basse altitude où volent la plupart des avions munis de moteurs à piston, des avions de recherche ont rencontré de la bruine verglaçante jusqu'à une altitude de 15 000 pi à -10 °C.

Neige et cristaux de glace : ceux-ci ne collent pas sur un avion froid. Ils ne constituent donc pas, en général, un problème de givrage. Mais s'il est chaud, l'avion peut faire fondre la neige qui entre en contact avec sa surface chaude et l'accumulation de glace est possible. Si des gouttelettes d'eau surfondues accompagnent la neige, une accumulation de glace irrégulière pourra survenir rapidement.

6.10.5 La protection contre le givrage

Plusieurs avions modernes destinés à l'usage privé et corporatif, ainsi que les gros-porteurs, sont dotés d'une variété de systèmes conçus pour la prévention de la glace (antigivreurs) ou son enlèvement lorsqu'elle est déjà formée (dégivreurs).

1. Liquides : il existe des liquides qui sont libérés, soit par des dégivreurs à gouttière, soit par des membranes poreuses de bord d'attaque pour se répandre ensuite sur les pales d'hélice et la surface des ailes. Le liquide est essentiellement un dispositif antigivrage parce qu'il rend difficile la formation de la glace.
2. Tabliers auto-dégivreurs : il s'agit de tabliers en caoutchouc fixés aux bords d'attaque. Ils se gonflent périodiquement pour briser et déloger la glace déjà formée. Ce sont donc des dégivreurs.
3. Dispositifs chauffants : le réchauffage des parties vulnérables est une méthode préventive. L'air chaud venant du moteur ou fourni par d'autres appareils de chauffage est canalisé vers le bord d'attaque des ailes, de l'empennage, etc. Des éléments chauffants électriques protègent les prises de pression pitot, les hélices, etc.

6.10.6 Les précautions contre le givrage

Peu de monomoteurs, ou même de bimoteurs légers, possèdent un système de prévention du givrage et aucun n'est certifié pour le vol dans des conditions de givrage. Même dans le cas d'appareils équipés de systèmes antigivrage ou de dégivrage, les tests de certification n'ont probablement pas produit de documentation quantitative sur l'efficacité de l'équipement de dégivrage dans l'éventualité de givrage fort ou, en fait, pour tout givrage au-delà de léger. Quelques conseils sont donc de mise concernant l'exploitation en vol dans ces conditions.

Quand on rencontre du givrage en vol, il n'existe vraiment qu'une méthode sûre d'en éviter les dangers : sortir le plus vite possible de la zone de givrage. Pour ce faire, on pourra effectuer un virage de 180° et ainsi sortir des conditions de givrage. Si l'accumulation de glace est déjà importante, il sera peut-être nécessaire d'effectuer un atterrissage de précaution. Une seconde option consisterait à descendre sous la zone de givrage pour «voler à vue». L'opportunité de ce choix dépendra du plafond et de la visibilité en route au niveau en question. Une troisième option serait de monter au-dessus de la zone de givrage. Cela suppose évidemment un avion ayant de bonnes performances et équipé des radios et des instruments nécessaires pour «voler au-dessus de la couche».

Une intervention rapide sur la radio est importante en présence d'un givrage naissant. Des renseignements météorologiques récents sur le temps aux altitudes en dessous et au-dessus de la zone de givrage aideront le pilote à prendre une décision.

De toute façon, la décision doit être prise rapidement car, une fois que la glace a commencé à se former, la situation risque de devenir critique en six minutes seulement.

La pluie verglaçante et la bruine verglaçante présentent l'accumulation de glace la plus rapide et la plus dangereuse sur un aéronef. On accepte généralement que la précipitation verglaçante résulte d'une précipitation en altitude qui tombe au travers d'une couche dont la température est au-dessus du point de congélation, pour arriver dans une zone en dessous du point de congélation à proximité du sol. Soit la précipitation chaude devient surfondue dans l'air froid des bas niveaux, soit elle gèle au contact d'une surface froide. Dans cette situation, de grosses gouttes d'eau surfondues se forment par un processus de condensation-coalescence. Toutefois, des études récentes effectuées par le Service de l'environnement atmosphérique du Canada ont révélé que les précipitations verglaçantes (particulièrement la bruine verglaçante) n'impliquent pas forcément une zone d'air chaud en altitude. De la pluie chaude surfondue peut tomber de nuages dont la température est entièrement sous 0 °C. Ce phénomène porte le nom de processus de pluie chaude surfondue. Il se rencontre surtout dans les régions côtières de l'est du Canada où 60% à 75% des instances de bruine verglaçante se présentent sans air chaud en altitude. Elles se produisent en présence d'un vent du nord et de l'est (c'est-à-dire en provenance de l'océan). Puisqu'une façon classique de sortir des conditions de givrage consiste à monter vers une zone d'air chaud en altitude, les pilotes feront bien de se rappeler que, dans la situation décrite ici, il n'y aura peut-être pas d'air chaud en altitude. Plus on monte, plus les gouttelettes verglaçantes sont petites et moins le taux de prise est grand. Cependant, il n'y aura pas d'air chaud en altitude pour faire fondre la glace déjà accumulée.

Les pilotes d'avions légers dépourvus d'un thermomètre externe seront bien inspirés d'en faire installer un. Cet instrument informe le pilote des températures propices au givrage.

Évitez de voler dans une région où existent des conditions de givrage. Ne traversez pas les averses de pluie ou la neige humide lorsque la température est aux environs de 0 °C. Ne volez pas dans les nuages cumulus lorsque la température est basse.

Les pilotes en pilotage automatique (voir 9.7.1 – **Le pilote automatique**), devraient être particulièrement attentifs aux risques de précipitations verglaçantes ainsi qu'aux risques de givrage en vol une fois en pilotage automatique. Avant d'engager le pilote automatique, le pilote doit régler le compensateur de l'avion afin qu'il effectue des vols en rectilignes et en paliers. De cette façon, il n'y a pas de pression excessive sur le système de pilotage automatique pour maintenir l'avion en vol d'après les derniers paramètres de réglages choisis par le pilote. Si l'avion vole dans des conditions de givrage une fois le pilotage automatique engagé, le givrage se produira de façon inégale sur les différentes surfaces de contrôles, ce qui mettra à rude épreuve le système de pilotage automatique, car il tentera de maintenir la stabilité initiale programmée par le pilote. Ces charges sur la cellule déséquilibrent l'avion en vol. Dans de telles conditions météorologiques, le pilote doit fréquemment déconnecter le pilote automatique et rééquilibrer l'avion avant de réengager le pilote automatique.

Avant de décoller en automne et en hiver, consultez toujours un bureau météorologique ou une station d'information de

vol pour obtenir les prévisions sur les conditions de givrage attendues.

Ne restez pas dans des conditions de givrage plus longtemps qu'il ne faut. Si vous devez effectuer une montée ou une descente à travers une couche où des conditions de givrage existent, planifiez votre montée ou votre descente de façon à rester le moins longtemps possible dans la couche. Maintenez toutefois une vitesse sécuritaire aussi basse que possible. La vitesse de l'avion affecte l'accumulation de glace. Plus l'avion traverse rapidement une zone de gouttes d'eau surfondues, plus il rencontrera d'humidité et plus l'accumulation de glace sera rapide.

Une fois que la glace a commencé à s'accumuler sur l'avion, n'effectuez pas de virages à grande inclinaison ou des montées trop rapides, car la vitesse de décrochage est affectée par l'accumulation de glace. La consommation de carburant est plus grande à cause de l'augmentation de traînée et de la puissance supplémentaire requise. Atterrissez à une vitesse plus élevée et avec davantage de puissance que d'habitude. N'atterrissez pas avec un moteur hors tension.

Avec l'avènement des avions à réaction, le problème du givrage présente des aspects nouveaux et surprenants. Il fut un temps où les pilotes qui traversaient des cirrus élevés ne se souciaient guère de la glace parce que les cirrus se composent de cristaux de glace et non de gouttelettes d'eau. Cependant, compte tenu des vitesses plus élevées des avions à réaction, la chaleur générée par le frottement superficiel est suffisante pour transformer les cristaux de glace en gouttelettes liquides qui gèlent ensuite sur l'avion.

6.11 La turbulence

La turbulence est l'un des facteurs les plus imprévisibles de tous les phénomènes météorologiques ayant une importance quelconque pour le pilote. La turbulence est un mouvement irrégulier de l'air résultant de tourbillons et de courants verticaux. Elle variera de quelques secousses ennuyeuses sans importance, à suffisamment forte pour causer une perte de contrôle momentanée ou des dommages structuraux.

Les principales causes de la turbulence ont déjà été mentionnées dans les autres sections de ce chapitre puisqu'elle est associée aux fronts, au cisaillement, aux orages, etc.

En rapportant la turbulence, on la qualifie généralement de légère, modérée, forte (sévère) ou extrême. On en détermine l'intensité selon la nature de l'agent initiateur et en fonction du degré de stabilité de l'air.

La turbulence légère : la turbulence légère provoque un léger changement d'altitude ou/et d'assiette momentané ou des secousses légères. Les occupants de l'avion ressentiront possiblement une faible pression contre leur ceinture de sécurité.

La turbulence modérée : la turbulence modérée est semblable à la turbulence légère, sauf qu'elle est plus intense. Il n'y a toutefois pas de perte de contrôle de l'avion. Les occupants ressentent une pression évidente contre leur ceinture de sécurité et les objets non retenus se déplacent.

La turbulence forte : la turbulence forte provoque des changements brusques et marqués d'altitude et/ou d'assiette, ainsi que d'importantes variations de la vitesse indiquée. Le pilote peut perdre momentanément le contrôle. Les occupants sont repoussés violemment contre leur ceinture.

La turbulence extrême : l'avion est secoué violemment en tout sens et devient incontrôlable. Les dommages structuraux sont une distincte possibilité.

À savoir si la turbulence sera légère ou plus intense, tout dépendra de l'agent initiateur et du degré de stabilité de l'air.

6.11.1 La turbulence mécanique

Le frottement entre l'air et le sol et particulièrement lorsque le terrain est irrégulier et en présence d'obstacles, produit des tourbillons et par conséquent, de la turbulence dans les niveaux inférieurs. L'intensité du tourbillonnement dépend de la force des vents en surface, de la nature du terrain et de la stabilité de l'air. Plus le vent est fort, le terrain irrégulier et l'air instable, plus la turbulence est forte. Parmi ces facteurs qui influencent la formation de turbulence, c'est la stabilité de l'air qui importe le plus. Si l'air est réchauffé par-dessous, les mouvements verticaux sont plus vigoureux et étendus, et l'air plus agité. Les tourbillons ont tendance à s'intensifier dans l'air instable. Dans l'air stable, ils n'exhibent pas cette tendance, et se dissipent plus lentement.

Quand l'air est instable, on peut s'attendre à de la turbulence du côté au vent et au-dessus des crêtes montagneuses. Il y a moins de turbulence du côté sous le vent en raison de l'influence stabilisante de la subsidence. Les ondes orographiques produisent probablement les plus fortes turbulences associées aux agents mécaniques. Par fort vent, même les hangars et les édifices occasionnent des tourbillons qui peuvent être déportés par le vent sur une certaine distance.



Image 42 – Turbulence mécanique

Les vents forts soufflent généralement en rafales, c'est-à-dire que leur vitesse varie rapidement. Les augmentations soudaines de la vitesse du vent, persistant plusieurs minutes, s'appellent des grains. Ils sont responsables de la turbulence sévère.

6.11.2 La turbulence thermique (ou convective)

On doit s'attendre à de la turbulence lors des chaudes journées d'été lorsque le soleil réchauffe le sol inégalement. Certaines surfaces, par exemple les sols arides, rocailleux et sablonneux, se réchauffent plus vite que les champs d'herbe et beaucoup plus rapidement que l'eau. Des courants convectifs isolés se mettent alors en mouvement; ils sont responsables des secousses subies par l'avion qui les traverse. Ce type de turbulence est inconfortable pour le pilote et les passagers. Lorsque les conditions météorologiques sont propices aux activités thermiques, plusieurs pilotes préfèrent voler tôt le matin ou en soirée, deux périodes de la journée où l'activité thermique est moins intense.

Les courants convectifs sont souvent assez forts pour produire des orages de masse d'air auxquels est associée une turbulence très forte.

On s'attendra également à de la turbulence dans les niveaux inférieurs d'une masse d'air froid se déplaçant au-dessus d'une surface chaude. Le réchauffement par-dessous engendre de l'instabilité, des rafales et des conditions de vol agitées.

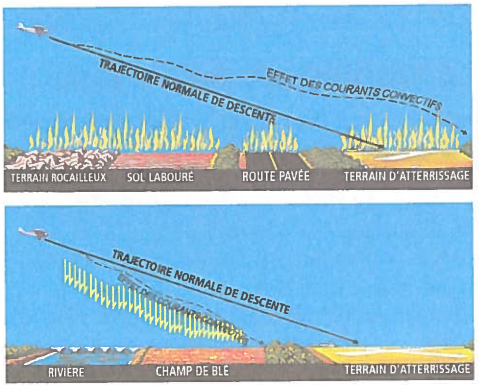


Image 43 – Effets de la turbulence thermique

La turbulence thermique aura un effet marqué sur la trajectoire d'un avion à l'approche. Celui-ci est soumis tout au long de l'approche à des courants convectifs d'origines diverses et d'une intensité variable. Ces courants thermiques peuvent écarter l'avion de sa trajectoire d'approche normale, de sorte qu'il atterrira soit trop long, soit trop court (voir image 43).

6.11.3 La turbulence frontale

Le soulèvement de l'air chaud par la surface frontale et le frottement entre deux masses d'air contrastantes produisent de la turbulence dans la zone frontale. Cette turbulence est plus marquée dans l'air chaud, humide et instable. Elle devient extrêmement forte en présence d'orages. La turbulence frontale est plus fréquente au front froid, mais elle peut également être présente, à un moindre degré, au front chaud.

6.11.4 La turbulence de cisaillement

La turbulence de cisaillement, résultat d'un changement brusque du vent, de sa vitesse et/ou de sa direction sur une courte distance, produit des zones de turbulences locales. Quand le changement de vitesse et de direction est prononcé, on doit s'attendre à une turbulence forte. À haute altitude, la turbulence en air limpide est associée au courant-jet, voir 6.4.5 – **Le cisaillement du vent** et 6.4.6 – **Le courant-jet**.

6.11.5 La turbulence en air clair ou limpide (CAT)

La turbulence en air clair ou limpide (CAT) est le mouvement des masses d'air en forte turbulence dans un ciel qui est pratiquement dépourvu de tout nuage. La CAT est causée par la présence de masses d'air qui se déplacent à des vitesses et dans des axes très différents les uns des autres qui sont étroitement associés aux courants-jets.

La variation de température, le cisaillement du vent et la présence de montagnes sont le plus souvent des facteurs de causalité dans l'apparition de la CAT. Plus fréquemment rencontrés dans les niveaux supérieurs de la troposphère où elle rencontre la tropopause, la CAT est difficile à détecter, mais elle est souvent présente lorsque de minces couches de cirrus sont visibles.

Communément appelée un «trou d'air», la CAT peut être dangereuse pour la sécurité de tous les vols, voir 6.4.6 – **Le courant-jet**.

6.12 Le temps à haute altitude

Depuis quelques années, on a vu augmenter rapidement le nombre d'avions légers capables de voler à haute altitude. Pour cette raison, quelques commentaires sur les conditions météorologiques existant entre 20 000 pi et 60 000 pi semblent appropriés. Sous certains aspects, la météo à haute altitude diffère assez de celle qui prédomine dans les bas niveaux. Il est rare que la météo des niveaux inférieurs s'étende jusqu'à ces hauteurs.

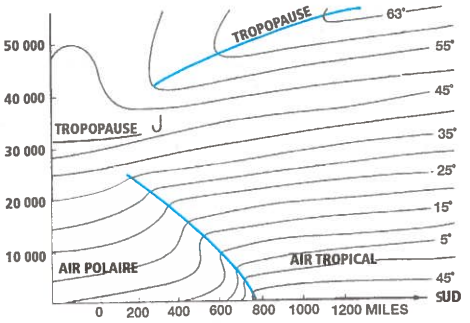


Image 44 – Distribution normale de la température dans l'atmosphère

Le sommet de la troposphère, couche inférieure de l'atmosphère, se situe entre 20 000 pi et 60 000 pi. La principale caractéristique de la troposphère est une diminution généralisée de la température avec la hauteur.

La troposphère est composée de plusieurs masses d'air diverses présentant des caractéristiques et des températures différentes. Au-dessus des masses d'air chaud qui ont pour origine les régions très chaudes, la hauteur de la tropopause est très élevée, alors qu'elle est beaucoup plus basse au-dessus des masses d'air froid qui ont pris naissance au-dessus des régions arctiques. Alors que ces masses d'air s'éloignent de leur emplacement d'origine, elles entraînent leur tropopause avec elles. Résultat : au front polaire (séparation entre la masse d'air chaud tropical et la masse d'air froid polaire), la hauteur de la tropopause change brusquement, occasionnant une rupture très nette. Parfois, les deux parties semblent se chevaucher, alors que d'autres fois, il y a un écart assez important entre elles (voir image 44).

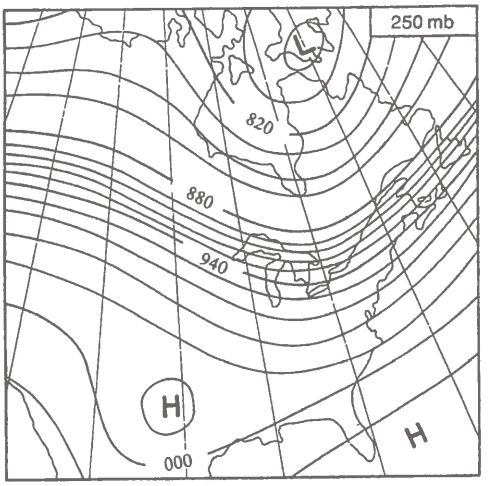


Image 45 – Carte 250 hPa

Il arrive qu'on puisse reconnaître distinctement la hauteur de la tropopause. Elle est fréquemment accompagnée d'une couche de brume dont le sommet s'arrête clairement à la tropopause. Les sommets en tête d'enclume des orages s'étendent horizontalement à la tropopause, même si le noyau convectif d'une cellule particulièrement active puisse se prolonger dans la stratosphère. Les vents sont généralement plus forts à la tropopause et diminuent de part et d'autre. Il se produit du cisaillement et de la turbulence près de la tropopause.

Les services météorologiques préparent des cartes du temps pour les niveaux supérieurs. Ces cartes indiquent la distribution de la pression à 18 000 pi (500 hPa) et 34 000 pi (250 hPa). Les lignes isohypses indiquent la fluctuation approximative du niveau de pression représenté sur la carte. La direction du vent est parallèle aux isohypses et se déplace d'ouest en est. Les vents sont plus forts là où les lignes de contour sont les plus rapprochées, c'est-à-dire là où le gradient est le plus fort, voir image 45. Ces cartes sont très utiles pour les pilotes planifiant des vols à haute altitude.

6.12.1 Les vents à haute altitude

Dans les latitudes tempérées, les vents dominants soufflent d'ouest en est. La dépression subpolaire et la haute pression subtropicale, créées par les cellules de circulation aux latitudes 60° et 30° Nord, sont responsables de ce système de vents, voir 6.4.1 – **Les vents dominants de l'hémisphère**.

Cependant, le plus important système éolien à haute altitude est le courant-jet, une bande étroite de vents extrêmement forts qui circulent d'ouest en est. La trajectoire du courant-jet serpente à travers tout l'hémisphère. Les courants-jets sont intimement liés à la tropopause, plus spécialement à la rupture qui se produit dans la tropopause au-dessus du front polaire, voir 6.4.6 – **Le courant-jet**.

6.12.2 La turbulence à haute altitude

Les cumulonimbus se montent souvent jusqu'à des altitudes très élevées, pénétrant même plusieurs milliers de pieds à l'intérieur de la stratosphère. Une forte turbulence est associée à ces nuages imposants, même dans les très hauts niveaux.

La plus forte turbulence à haute altitude est la CAT, phénomène de secousses qui surgit dans un ciel parfaitement clair. Il n'y a donc aucun avertissement de sa présence. Elle peut être suffisamment forte pour présenter un risque aux avions de haute performance. La CAT est associée au cisaillement de vent dans le courant-jet, voir 6.4.6 – **La turbulence en air limpide (CAT)**.

6.12.3 La visibilité à haute altitude

Au-dessus de 20 000 pi, il existe peu de fumée ou de poussière. Il arrive cependant que la fumée des incendies de forêt de grande envergure, ainsi que la fumée et la poussière des éruptions volcaniques montent jusqu'à la tropopause. De tels évènements demeurent toutefois rares.

Des couches de brume, invisibles pour un observateur au sol, sont souvent présentes dans la haute troposphère. Moins denses que les cirrus, elles sont néanmoins capables de réduire la visibilité à zéro quand l'avion vole face au soleil. Ces couches de brume sèche se rencontrent dans les masses d'air stagnantes.

La plupart des nuages au-dessus de 20 000 pi se composent de cristaux de glace. L'épaisseur d'une couche de cirrus peut varier entre aussi peu que 100 pi et plus de 20 000 pi. Les cirrus se rencontrent fréquemment au-dessus de 30 000 pi et parfois même au-delà de 40 000 pi.

La poussière, la fumée et la brume sèche, enfin tout ce qui gêne la visibilité, ont leur origine à la surface et doivent donc être transportés en altitude par de forts courants verticaux. Dans la stratosphère, la température est constante et l'air est donc stable. Ainsi, les substances obscurcissantes ne peuvent être transportées au-dessus de la tropopause. La visibilité est excellente dans la stratosphère. Cependant, il y est très difficile de déceler la présence des autres avions, justement à cause du manque de contrastes dans cet environnement dénudé, contrastes qui permettraient de mieux distinguer les objets, et de l'absence de repères distincts sur lesquels les yeux pourraient se fixer. La traînée de condensation créée par le passage d'un avion est à peu près la seule façon de repérer un autre avion volant à une distance de plus de 5 NM, voir 6.5.4 – **Les traînées de condensation**.

6.12.4 Le givrage à haute altitude

Puisque la plupart des nuages au-dessus de 20 000 pi sont composés de cristaux de glace, les conditions de givrage sont rares.

Cependant, les avions se déplaçant à très haute vitesse peuvent rencontrer du givrage dans les cirrus. La chaleur créée par le frottement est suffisante pour faire fondre les cristaux de glace du nuage et les transformer en gouttelettes liquides qui gèlent par la suite sur les froides surfaces externes de l'avion.

6.12.5 Les parasites atmosphériques

Un type particulier de parasites atmosphériques présente quelquefois un problème à haute altitude. Ils résultent de la décharge d'électricité statique générée par le frottement entre les particules solides retrouvées dans l'atmosphère, plus spécialement les cristaux de glace composant les cirrus, et les surfaces de l'avion recouvertes de plastique. Ces parasites gênent la réception radio. Ils peuvent se succéder tellement rapidement qu'ils semblent être une source ininterrompue de perturbations. Habituellement, un changement d'altitude élimine le problème.

6.13 Les indices météorologiques

Prévoir un temps nuageux et incertain quand :

- le baromètre est à la baisse.
- pendant la nuit, la température est plus élevée que la normale.
- les nuages voyagent dans différentes directions à différentes altitudes.
- les hauts nuages blancs minces (cirrus) sont plus nombreux. Une grande auréole apparaît autour du soleil ou de la lune qui demeure visible jusqu'à ce que les nuages s'épaississent pour finalement obscurcir le soleil ou la lune.
- en été, les nuages s'assombrissent en après-midi.

Prévoir des précipitations continues quand :

- il y a eu des signes de temps incertain.
- le vent vient du sud ou du sud-est et la pression est à la baisse. Si la pression baisse lentement, la pluie (ou la neige) arrivera dans les 24 heures. Si elle tombe rapidement, la pluie débutera bientôt et une augmentation des vents est à prévoir.

- le vent circule du sud-est au nord-est et la pression est à la baisse. Pluie (ou neige) bientôt.
- des orages se développent contre un vent du sud ou du sud-est.

Prévoir des averses quand :

- des orages se développent avec un vent d'ouest.
- au printemps et en été, les cumulus se développent rapidement en début d'après-midi.
- le baromètre est à la hausse.
- la direction du vent passe à l'ouest ou au nord-ouest.
- la température diminue.

Prévoir un beau temps continu quand :

- vous pouvez regarder directement le soleil au moment où il disparaît dans une boule de feu.
- le baromètre est constant ou monte lentement.
- la nébulosité diminue après 15 h 00 ou 16 h 00.
- le brouillard matinal disparaît dans les 2 heures suivant le lever du soleil.
- il y a une légère brise de l'ouest ou du nord-ouest.
- au coucher, le soleil est rouge.

Prévoir une hausse de température quand :

- le baromètre descend. En été, un baromètre à la baisse peut signifier des conditions nuageuses et une température plus froide que par temps clair.
- le vent s'éloigne du nord ou de l'ouest.
- le ciel matinal est clair, sauf lorsque la pression est haute ou à la hausse en hiver, ou lorsque le vent venant du nord ou de l'ouest est fort.

Prévoir une baisse de température quand :

- le vent passe du sud-ouest à l'ouest, ou de l'ouest au nord-ouest ou au nord.
- le ciel s'éclaircit (bien qu'un éclaircissement le matin signifie généralement des conditions plus chaudes en après-midi, spécialement en été).
- en hiver, le baromètre est à la hausse.
- des averses de neige surviennent avec un vent d'ouest ou du nord.
- la pression est basse et diminue rapidement, avec un vent de l'est ou du nord-est reculant lentement au nord. (La baisse de température sera graduelle.)

6.14 Les renseignements météorologiques

Le format et la méthode de diffusion des renseignements météorologiques à l'aviation sont sujets à de fréquentes révisions. Le lecteur est avisé de se référer aux NOTAM récents et à l'AIM pour tout changement survenu depuis la parution de ce livre.

6.14.1 Les cartes météorologiques

Les cartes météorologiques canadiennes sont préparées selon un horaire régulier par le Service de l'environnement atmosphérique (SEA - AES). Elles sont distribuées à tous les bureaux météorologiques et à toutes les stations d'information de vol. Les météorologistes et les spécialistes des services météorologiques les utilisent pour les exposés verbaux aux pilotes. Conjuguées aux bulletins et aux prévisions, les cartes procurent une vue d'ensemble du temps.

Les cartes analysées du temps en surface

Les cartes analysées du temps en surface sont émises dans tous les pays. Elles représentent l'état du temps à la date et à l'heure de publication.

On comprendra mieux les cartes analysées du temps en surface et la façon d'y représenter les régions de haute et de basse pression, les systèmes de vent, les températures et les conditions frontales, en nous référant aux sections 6.3 – **La pression**, 6.3.3 – **Les systèmes de pression (isobares)**, 6.6 – **Les masses d'air**, 6.7 – **Les fronts**.

Les configurations de pression en surface peuvent être considérées comme étant représentatives de l'atmosphère jusqu'à 3000 pi AGL. Certaines cartes analysées du temps en surface peuvent fournir des informations météorologiques additionnelles.

Une carte analysée du temps en surface préparée par le Centre météorologique canadien (CMC) est reproduite dans le **Guide d'examen** à la fin du livre. Cette carte indique le temps en surface, à un moment donné dans le temps, pour tout le Canada et les États-Unis. Les renseignements nécessaires à l'élaboration d'une telle carte sont fournis par toutes les stations météorologiques du continent qui produisent des bulletins horaires. Les cartes mêmes sont émises quatre fois par jour, à intervalles de six heures. Cependant, il s'écoule plusieurs heures depuis la réception des renseignements jusqu'à ce que les cartes soient préparées et distribuées, de sorte qu'elles sont toujours périmées depuis plusieurs heures lorsqu'elles parviennent au bureau météorologique. L'heure à laquelle les observations utilisées ont été prises est encadrée dans le coin de la carte.

Les stations de pointage sont entourées d'un cercle et les renseignements météorologiques sont placés autour du cercle selon une configuration standard appelée modèle de pointage. Tous les symboles utilisés sur les cartes du temps sont reproduits et expliqués à l'endos de la carte du temps annexée à la fin de ce livre.

Les cartes de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL)

Les cartes de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL) sont semblables par leur composition aux cartes du temps en surface, sauf qu'elles représentent la circulation des systèmes en altitude. Le temps actuel aux niveaux supérieurs est mesuré deux fois par jour, à 0000Z et à 1200Z. Les données sont ensuite inscrites et analysées sur des cartes à pression constante qu'on appelle cartes analysées (ANAL), qui indiquent toujours les conditions météorologiques rapportées quelques heures auparavant.

Les cartes de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL) sont préparées pour les niveaux 850 hPa (5000 pi ou 1500 m), 700 hPa (10 000 pi ou 3000 m), 500 hPa (18 000 pi ou 5500 m) et 250 h Pa (34 000 pi ou 10 400 m). Ces cartes indiquent les conditions atmosphériques rapportées aux différents niveaux de pression; elles incluent la vitesse et la direction du vent, les températures, l'humidité, les systèmes frontaux et les systèmes de pression. Utilisées conjointement avec les cartes en surface, elles donnent

une idée de l'étendue des systèmes météorologiques, de la hauteur des nuages, des orages, de la pluie, de la neige, etc.

Sur une carte de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL), les lignes continues représentent la hauteur approximative du niveau de pression représenté sur la carte et portent le nom de lignes isohypses plutôt qu'isobares (lignes courbes) sur les cartes du temps en surface. Les lignes isohypses sont cotées en décamètres (dizaines de mètres). Sur une carte du 500 hPa par exemple, 540 signifie 5400 mètres. Sur une carte du 250 hPa, 020 signifie 10 200 mètres. L'écart entre les lignes isohypses est de 60 mètres sur les cartes du 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa, et de 120 mètres sur les cartes du 250 hPa.

Les lignes brisées représentent des isothermes. Les isothermes sont des lignes qui relient les points de température égale. Elles sont tracées à intervalles de 5° et n'apparaissent que sur les cartes du 850 hPa.

Sur les cartes de conditions météorologiques à haute altitude (ANAL), les fronts ne sont indiqués que s'ils atteignent le niveau de pression de la carte. Habituellement, ils apparaissent uniquement sur les cartes du 850 hPa. Les informations en provenance des stations de pointage sont indiquées de la même manière que sur les cartes du temps en surface, sauf qu'on les nomme modèle de tracé plutôt que modèle de pointage. Les informations sur la direction et la vitesse du vent sont incluses dans le modèle de tracé.

Les cartes de surface prévue

Les cartes de surface prévue servent à illustrer ce à quoi la carte du temps en surface devrait ressembler dans un nombre spécifique d'heures. En réalité, ce sont des prévisions graphiques du mouvement prévu des hautes et basses pressions, accompagnées de leurs systèmes météorologiques. Leur utilité pour le pilote réside dans le fait qu'elles prédisent les changements susceptibles de survenir d'ici l'heure réelle de son départ ou en cours de vol. Ces cartes sont émises 48 heures avant l'heure à laquelle elles sont valides; une seconde carte révisée est émise 12 heures plus tard (36 heures avant l'heure de validité). Tout comme les cartes du temps en surface, on peut considérer les configurations de pression illustrées comme représentant le temps jusqu'à 3000 pi AGL.

Les «cartes prévues (PROG)» des vents et des températures en altitude

Les «cartes prévues (PROG)» des vents et des températures en altitude, à l'instar des cartes de surface prévue, sont pratiques car elles anticipent les conditions météorologiques susceptibles d'exister à un moment donné dans le futur.

Les «cartes prévues (PROG)» des vents et des températures en altitude sont préparées pour les NV240, NV300, NV340, NV390, NV450 et NV530. Les cartes décrivent les vents et les températures prévus au niveau de la carte. Elles sont émises 4 fois/jour, 12 heures avant le début de leur validité.

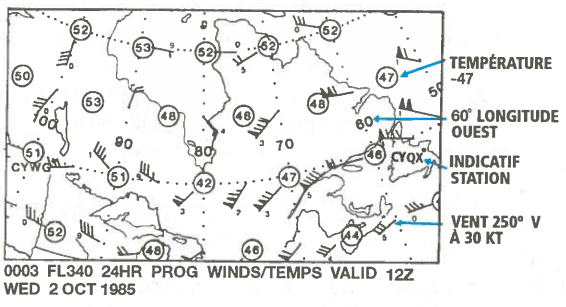


Image 46 – «Cartes prévues (PROG)» des vents et des températures en altitude

Les vents sont illustrés au moyen d'une flèche surmontée d'un ou de plusieurs fanions (triangles représentant 50 kt chacun), de barbules entières (10 kt chacune) et de demi-barbules (5 kt chacune). L'orientation de la flèche indique la direction du vent en degrés vrais et le nombre en minuscule apparaissant à côté du fanion donne la direction du vent en dizaines de degrés.

Les températures en degrés Celsius sont inscrites dans les petits cercles apparaissant à des coordonnées géographiques fixes pour le niveau de vol. Toutes les températures sont négatives à moins d'indication contraire.

Les renseignements sur le vent et les températures fournis par ces cartes, combinés aux prévisions des vents et des températures en altitude (FD) et les cartes de prévisions du temps significatif à haute altitude (SIGWX HI LVL), voir ci-après dans cette section, peuvent être utilisés pour déterminer le cisaillement et la turbulence en air clair ou limpide (CAT).

Les cartes de prévisions du temps significatif – CMC pour les niveaux inférieurs (NV100 au NV240) émisent par le Centre météorologique canadien (CMC) et les cartes de prévisions du temps significatif à haute altitude (SIGWX HI LVL) émisent par le National Weather Service (NWS) aux États-Unis, pour les niveaux compris entre le NV250 et le NV630, indiquent les conditions météorologiques prévues et importantes pour l'aéronautique. Elles sont émises 4 fois par jour, 12 heures avant le début de leur validité.

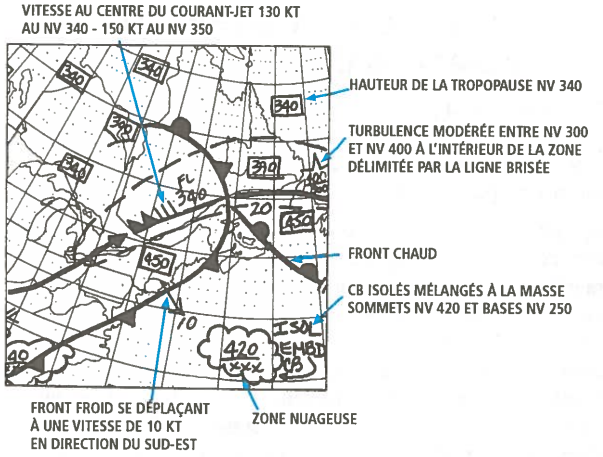


Image 47 – Carte de prévisions du temps significatif à haute altitude (SIGWX HI LVL)

Les cartes de prévisions du temps significatif à haute altitude (SIGWX HI LVL) émisent pour les niveaux compris entre le NV250 et le NV630, donnent un apercu des conditions météorologiques suivantes : les orages actifs, la hauteur de la tropopause, les courants-jets, la turbulence, les lignes de grains forts, le givrage et la grêle, les tempêtes de sable ou de poussière sur une grande étendue, les cyclones tropicaux, les zones de convergence, les positions des fronts, les éruptions volcaniques et les matières radioactives dans l'atmosphère.

Les cartes de prévisions du temps significatif – CMC émisent pour les niveaux inférieurs compris entre le NV100 et le NV240, donnent un apercu des mêmes conditions météorologiques que celles fournies sur les cartes de prévisions du temps significatif (SIGWX HI LVL), mais en plus, vous obtiendrez des renseignements sur : le givrage modéré à fort, les couches nuageuses significatives, les ondes orographiques prononcées, le niveau de congélation (0°) à intervalles de 5000 pi/100 pi et/ou la position au sol et la direction du déplacement (en kt) des systèmes frontaux et des systèmes de pressions. La pression enregistrée au centre des régions de haute et de basse pression est indiquée en hPa; par exemple, H x 1020 ou L x 996.

Les références aux symboles utilisés sur les cartes de prévisions de temps significatif sont à l'endos de la carte météorologique annexée à la fin de ce livre.

L'interprétation de la carte du temps en surface

Observez la carte du temps en surface reproduite à la fin de ce livre et notez la configuration des fronts, la distribution de la pression et la circulation générale des vents. Les observations qui suivent ne sont que quelques-unes des déductions que pourrait faire le pilote en étudiant la carte en question.

Un front froid, se trouvant maintenant au large de la côte Atlantique, a amené un ciel ensoleillé aux provinces maritimes. La zone de haute pression a également amené des températures fraîches. Un front quasi-stationnaire, s'étendant sur une ligne orientée est-ouest qui traverse le Maryland et la Virginie, se déplacera probablement en direction de la Nouvelle-Écosse, amenant des nuages et des précipitations dans cette région. Un front froid arctique en provenance des Prairies se déplace vers le sud, en direction du sud de l'Ontario. Les températures dans l'air froid sont presqu'au point de congélation. Un front chaud a traversé la Colombie-Britannique et a maintenant atteint le centre de l'Alberta. Une vaste zone de pluie et de nuages bas affecte le temps à cet endroit.

6.14.2 Les systèmes d'observations météorologiques

Des observations météorologiques sont prises à toutes les heures à certains aérodromes et autres endroits au Canada. Ces observations sont faites par des observateurs spécialement formés ou par un système automatisé.

Le système automatisé d'observations météorologiques (AWOS) est conçu pour recueillir électroniquement des données météorologiques et disséminer des observations météorologiques en surface, partielles ou complètes. Le système d'information d'observation météorologique limitée (LWIS) rassemble des données d'observations météorologiques limitées à la direction, la vitesse et au caractère du vent, à la température et au point de rosée ainsi que le niveau de référence de l'altimètre à partir duquel l'information est recueillie et diffusée à toutes les heures.

Les principaux aérodromes sont dotés du système d'affichage de l'information opérationnelle (OIDS), un calculateur entièrement automatique qui fournit continuellement de l'information actualisée. Il calcule le vent actuel et le vent moyen. Le vent actuel représente la moyenne du vent au cours des 5 dernières secondes. Le vent moyen représente la moyenne du vent au cours des 2 dernières minutes. Le vent moyen est donné sur l'ATIS, dans les renseignements de décollage et d'atterrissage et est incorporé dans les données AWOS. Le vent actuel est donné dans les autorisations de décollage et d'atterrissage, ou à la demande du pilote. L'OIDS détermine également le réglage altimétrique courant et la portée visuelle de piste (PVP ou RVR - Runway Visual Range) comme la moyenne au cours de la dernière minute.

Les bulletins AWOS

Les systèmes automatisés d'observation météorologique génèrent des données d'observation météorologique en des centaines d'endroits en Amérique du Nord. L'installation de ces systèmes automatisés à des aéroports qui n'étaient pas desservis auparavant par une station dotée d'un personnel qualifié a permis l'exécution d'approches IFR autorisées. Dans les bulletins météorologiques, les données AWOS sont précédées du mot AUTO. Un code numérique, apparaissant immédiatement après le mot AUTO, est assigné aux bulletins de ces stations automatisées. Seuls les bulletins AUTO 2 et AUTO 5 sont jugés aptes à répondre aux exigences aéronautiques. Étant donné que les pilotes ont accès à l'information météorologique par le biais des DUATS et de bulletins d'affichage électronique, il est important qu'ils identifient et utilisent seulement les bulletins AWOS propices aux fins aéronautiques.

Les bulletins AUTO 2 donnent la hauteur des nuages et l'ennuagement, la visibilité, la température, le point de rosée, la pression au NMM, la vélocité du vent et les précipitations. Une station AUTO 2 fournit uniquement des bulletins horaires, aucun bulletin spécial. Par conséquent, le bulletin pourra dater de presqu'une heure lorsque le pilote l'utilisera. Un bulletin AUTO 2 ne renferme pas le calage altimétrique. Les bulletins AUTO 2 ne devraient pas être utilisés par les pilotes qui effectuent sans assistance extérieure leur planification de vol; ils seront employés seulement en consultation avec un spécialiste du service d'exposés météorologiques à l'aviation.

Les bulletins AUTO 5 sont générés par un équipement plus récent et renferment des renseignements sur la base des nuages jusqu'à 10 000 pi AGL, la nébulosité, la visibilité, le point de rosée, la vélocité du vent, le calage altimétrique, l'occurrence de précipitations, leur type et leur densité. Des observateurs peuvent ajouter des commentaires à un bulletin AUTO 5. Des bulletins spéciaux AUTO 5 sont produits lorsque des variations importantes surviennent dans la hauteur des nuages, la visibilité et le vent.

Un message vocal généré par bulletin AWOS a été mis au point qui permettra aux usagers de l'aéronautique d'avoir accès à ces renseignements par le biais d'une radio VHF ou du téléphone. Au Canada, vous pourrez trouver les références sur les fréquences et les numéros de téléphones que vous pouvez utiliser dans les listes du **Supplément de vol – Canada** (CFS) où ce service est disponible.

Les bulletins AWOS sont parfois erronés en raison de problèmes techniques au niveau des logiciels. Les pilotes seront particulièrement vigilants lorsqu'ils planifieront un vol en se basant uniquement sur les bulletins météorologiques AWOS. Autant que possible, on vérifiera l'exactitude du bulletin AWOS en le comparant à des observations faites par une personne qualifiée.

6.14.3 Les bulletins météorologiques à l'aviation

Le rapport météorologique pour l'aviation décrit les conditions météorologiques présentes en un endroit particulier et à un moment précis. Il est pris à toutes les heures par des observateurs compétents ou par des stations automatiques d'observation et de transmission des données météorologiques (AWORS) dans des centaines de stations à travers le Canada et les États-Unis.

Les renseignements sur le temps actuel sont également disponibles du réseau des radars météorologiques qui publie des bulletins sous forme graphique. Les observations faites par des pilotes sur le temps actuel en vol portent le nom de PIREP (rapport météo de pilote) et sont également disponibles. Les bulletins RSC (Runway Surface Condition) fournissent les conditions de piste sur des aérodromes à travers le pays.

Le message d'observation météorologique régulière pour l'aviation (METAR)

Le METAR est le code utilisé pour la diffusion des renseignements météorologiques. METAR est le nom du code international pour les messages météorologiques réguliers destinés à l'aviation.

Les observations METAR sont normalement faites et diffusées à chaque heure, à l'heure juste. Une observation SPECI, une observation météorologique spéciale pour l'aviation, est faite lorsque les conditions du temps changent de façon significative pour l'aviation. Les messages METAR et SPECI ne sont pas encodés par des observateurs, mais plutôt par des ordinateurs. Le code utilisé pour METAR se compose de plusieurs groupes apparaissant toujours dans le même ordre. Lorsqu'un élément ou un phénomène météorologique ne se manifeste pas, le groupe correspondant est omis. La séquence du code METAR est la suivante :

- type de message
- indicatif de la station
- date et heure de l'observation
- vent et rafales
- variation dans la direction du vent
- visibilité dominante
- portée visuelle de piste et variation de la PVP
- temps présent
- état du ciel
- ciel obscurci
- température et point de rosée
- calage altimétrique
- temps récent
- cisaillement du vent
- remarques.

Le bulletin météorologique pour l'aviation décrit les conditions atmosphériques actuelles à une station et à une heure spécifiques. Il ne donne donc pas une vue d'ensemble des conditions. Le temps existant entre deux stations espacées d'une centaine de milles peut différer considérablement des conditions rapportées aux deux stations. En outre, le temps peut changer très rapidement, ce qui signifie qu'à votre arrivée à un aéroport quelconque, les conditions pourront avoir évolué considérablement.

Pour une vue d'ensemble, consultez les bulletins antérieurs sur plusieurs heures afin de déterminer si la tendance est à l'amélioration ou à la détérioration et consultez également les prévisions.

Les détails concernant chaque groupe (sous-groupes) de la séquence du code METAR sont :

LE TYPE DE MESSAGE

Le nom de code METAR ou SPECI est donné sur la première ligne du message. Le METAR est un bulletin horaire régulier. Le SPECI est un bulletin émis lorsque des variations importantes dans les conditions du temps surviennent à tout autre moment durant l'heure.

L'INDICATIF DE LA STATION

Au Canada et aux États-Unis, les stations d'observations météorologiques sont identifiées par un code de 4 lettres. Aux États-Unis, la première lettre est un K, ce qui dénote une station U.S. Les 3 lettres suivantes sont une abréviation du nom de l'aéroport, par exemple «PIT» pour Pittsburgh (KPIT). Au Canada, la première lettre est un C pour représenter une station canadienne. Les trois lettres suivantes identifient la station. La première lettre de ce groupe de 3 indique le type de station.

Exemple :

Y ou Z — Station située sur un aéroport. Le Z est employé uniquement lorsque l'usage du Y risque de créer une confusion avec un aéroport américain.

W — Station non située sur un aéroport.

U — Station située sur l'emplacement d'un radiophare.

CYOW — Aéroport international d'Ottawa/MacDonald-Cartier – La station d'observation météorologique est située sur l'aéroport. WMN – Mount Forest, Ontario – La station d'observation météorologique n'est pas située sur un aéroport.

LA DATE ET L'HEURE DE L'OBSERVATION

Un groupe de six chiffres donnant la date et l'heure de l'observation en temps UTC (temps universel coordonné) est inclus dans tous les messages. L'heure officielle d'observation (heure juste) est utilisée dans le METAR lorsque l'heure réelle de l'observation est à 10 minutes ou moins de l'heure officielle d'observation. L'heure d'un SPECI est l'heure (heure et minutes) à laquelle s'est produit le changement qui a nécessité l'émission du message. Le mot AUTO suit la date et l'heure lorsque le message a pour origine une station d'observation météorologique automatisée (AWOS). Une correction à un message METAR ou SPECI est indiquée par les lettres CCA (pour la première correction, CCB pour la deuxième, etc.).

Ainsi, le groupe date et heure **201200Z AUTO** signifie que l'observation a été prise le 20e jour du mois à 1200 UTC par une station automatisée. **170500Z CCA** signifie qu'il s'agit de la première correction du message produit le 17e jour du mois à 0500 UTC.

LES VENTS ET LES RAFALES

La direction et la vitesse moyennes du vent sur 2 minutes sont signalées dans un groupe de 5 chiffres. L'information sur les rafales est précédée de la lettre G et suit immédiatement le groupe direction et vitesse du vent.

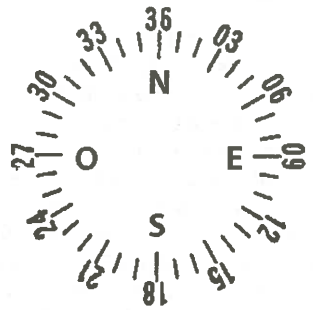


Image 48 – Direction du vent

La direction du vent est celle d'où vient le vent. Elle est toujours représentée par 3 chiffres et elle est donnée en degrés vrais. La valeur est arrondie au plus proche multiple de 10°. Le troisième chiffre de ce groupe est donc toujours un zéro. Un vent du nord vrai est indiqué par 360. La vitesse du vent est rapportée en kt (nœuds) dans un groupe de 2 chiffres.

Lorsque le vent est de 3 kt ou moins et que sa direction est variable, le groupe de la vitesse en codé VRB.

Un vent calme se code **00000KT**.

La section rafales du groupe vent n'est incluse que si la vitesse des rafales dépasse la vitesse moyenne du vent par 10 kt ou plus au cours des 10 minutes qui précèdent le moment de l'observation. G indique qu'il s'agit de rafales et le groupe de 2 ou 3 chiffres qui suit le G rapporte la rafale maximale. Si les conditions ne satisfont pas aux critères de rafales, le groupe G est omis.

KMH, KT et MPS sont les abréviations normalisées de l'OACI pour kilomètres par heure, kt (noeud) et mètres par seconde, respectivement. Au Canada et aux États-Unis, l'unité de vitesse du vent est le kt.

Ainsi, le groupe vent **04010G25KT** indique que le vent souffle du 040° V à 10 kt, rafales atteignant 25 kt. Un groupe vent **270VRB** indique un vent léger et variable soufflant du 270° V.

LES VARIATIONS DANS LA DIRECTION DU VENT

Un groupe de 3 chiffres, suivi de la lettre V puis de 3 autres chiffres, sert à indiquer les variations de la direction du vent. Il figure seulement si, durant la période de 10 minutes qui précède l'observation, la variation de la direction est d'au moins 60° et si la vitesse moyenne du vent dépasse 3 kt. Les deux directions extrêmes sont codées dans le sens horaire.

Ainsi, **060V130** indique que le vent varie de 060° à 130°.

LA VISIBILITE DOMINANTE

La visibilité dominante est donnée en milles terrestres (SM) et en fractions de milles terrestres. Le groupe comprend au plus 3 chiffres et les lettres SM (Statute Mile = mille terrestre). Lorsque la visibilité est plus faible dans un secteur que la visibilité dominante, on le signale dans les «remarques» à la fin du METAR.

Au Canada et aux États-Unis, la visibilité est signalée en milles terrestres. Dans les autres pays, on la signale en mètres.

Ainsi, **1/2SM** indique une visibilité dominante de la moitié d'un mille terrestre.

LA PORTÉE VISUELLE DE PISTE (PVP) ET LA VARIATION DE LA PVP

La portée visuelle de piste est incluse chaque fois que la visibilité dominante est de 1 mille ou moins et/ou que la portée visuelle de piste est de 6000 pi ou moins.

L'indicatif du groupe «R» précède un groupe de 2 chiffres qui indique le numéro de la piste (par ex. 08). S'il y a 2 pistes parallèles ou plus, les lettres L, C ou R (gauche, centrale, droite) peuvent être ajoutées. Une oblique suivie d'un groupe de 4 chiffres rapportent la portée visuelle en centaines de pieds. Les lettres FT (feet) indiquent que les unités de la PVP sont des pieds. Une oblique suivie de la lettre D, U ou N, indiquent la tendance de la PVP. S'il y a une nette tendance à la hausse ou à la baisse de 300 pi ou plus, on code U (upward = à la hausse) ou D (downward = à la baisse). S'il n'y a pas eu de changement, on code N (aucun changement significatif). Lorsqu'il n'a pas été possible d'observer la tendance, l'indicateur de tendance est omis.

Ainsi, **R29L/4000FT/U** indique que la portée visuelle de la piste 29 gauche est de 4000 pi. La tendance est à la hausse, donc à l'amélioration.

LE TEMPS PRÉSENT

Le temps présent peut comporter jusqu'à trois groupes, chaque groupe pouvant contenir de 2 à 9 caractères.

Le temps présent consiste en des phénomènes météorologiques, lesquels peuvent être composés d'une ou de plusieurs formes de précipitations, d'obstacles à la vue ou autres phénomènes. Les phénomènes météorologiques sont précédés de 1 ou 2 qualificatifs, l'un décrivant l'intensité du phénomène ou sa proximité de la station, l'autre une caractéristique du phénomène.

L'intensité est rapportée comme étant faible (-), modérée ( ) ou forte (+).

Le qualificatif de proximité VC (vicinité) est employé conjointement avec les phénomènes suivants :

DS	Tempête de poussière (Duststorm)
SS	Tempête de sable (Sandstorm)
FG	Brouillard (Fog)
SH	Averses (Showers)
PO	Tourbillons de poussière/sable (Dust swhirl ou dust devil)
BLDU	Chasse-poussière (Blowing Dust)
BLSA	Chasse-sable (Blowing Sand)
BLSN	Poudrerie élevée (Blowing Snow)
FC	Tornade, trombe marine ou entonnoir nuageux (Tornado, Waterspout, Funnel Clouds)

VC est employé lorsque ces phénomènes sont observés à moins de 8 KM (5 SM - milles terrestres) de la station et qu'ils ne se produisent pas à la station. VCFC (tornades dans les environs) doit être signalé quelle que soit la distance à laquelle la trombe est observée. Lorsque VC est associé à SH dans une observation, le type de précipitations et son intensité ne sont pas spécifiés.

Descripteur : il n'y a jamais plus de 1 descripteur par groupe de temps présent.

MI	Mince (Shallow)
BC	Bancs (Patches)
DR	Basse (Drifting)
BL	Élevée (Blowing)
SH	Averses (Showers)
TS	Orage (Thunderstorm)
PR	Partiel (Partial)
FZ	Verglaçante (Freezing)

- les descripteurs MI (mince), PR (partiel) et BC (bancs) ne peuvent être utilisés qu'avec l'abréviation FG (brouillard).

  Ex. : **BCFG** = bancs de brouillard.

- les descripteurs DR (basse) et BL (élevée) ne sont utilisés qu'avec SN (neige), DU (poussière) et SA (sable).
- DR (basse) est employé lorsque le phénomène se manifeste à moins de 2 mètres de hauteur.
- BL (élevée) s'il se manifeste à 2 mètre ou plus.
- si SN (neige) et BLSN (poudrerie élevée) se produisent simultanément, on doit signaler les deux phénomènes dans des groupes distincts.

  Ex. : **SN BLSN**

- SH (averses) ne doit être utilisé qu'avec un ou plusieurs des types de précipitations, ex. : RA (pluie), SN (neige), PE (granules de glace), GS (neige roulée) et GR (grêle).

  Ex. : **SHPE** = averses de granules de glace

  SHRAGR = averses légères de pluie et de grêle.

- TS (orage) sera signalé soit seul, soit en combinaison avec un ou plusieurs types de précipitations. La fin d'un orage est l'heure à laquelle on a entendu le dernier coup de tonnerre, plus une période de 15 minutes sans tonnerre.
- FZ (verglaçante/surfondue) n'est employé qu'en combinaison avec FG (brouillard), DZ (bruine) ou RA (pluie).

Phénomènes météorologiques : on combine les différents types de précipitations en un groupe, le type dominant étant signalé le premier. Le qualificatif d'intensité représente tout le groupe, pas seulement un élément du groupe.

Types de précipitations : ils sont signalés comme suit :

DZ	Bruine (Drizzle)
RA	Pluie (Rain)
SN	Neige (Snow)
SG	Neige en grains (Snow Grains)
PL	Granules de glace (Ice Pellets)
GR	Grêle (Hail)
GS	Neige roulée (Snow Pellets)
IC	Cristaux de glace (Ice Crystals)
UP	Type de précipitation inconnu (Unknown Precipitation - AUTO)

Obstacles à la vue : on signale les obstacles à la vue lorsque la visibilité dominante est de 6 milles ou moins. Lorsqu'un phénomène obscurcissant se produit en même temps qu'un ou plusieurs types de précipitations, on le signale par un groupe séparé.

HZ	Brume sèche (Haze)
FU	Fumée (Smoke)
SA	Sable (Sand)
DU	Poussière (Dust)
FG	Brouillard VSBY < 5/8 (Fog)
BR	Brume VSBY ≥ 5/8 (Mist)
VA	Cendres volcaniques (Volcanic Ash)

Autres phénomènes : ils sont signalés ainsi :

PO	Tourbillons de poussière/sable (Dust / Sand Swirls)
SS	Tempête de sable (Sandstorm)
DS	Tempête de poussière (Duststorm)
SQ	Grains ou lignes de grains (Squalls)
+FC	Tornade/trombe marine (Tornado / Waterspout)
FC	Entonnoir nuageux (Funnel Cloud)

Ex. : **-RADZ BR** = pluie et bruine faibles avec brume, visibilité ≥ 5/8 mille terrestre.

+BLSN = forte poudrerie élevée.

L'ETAT DU CIEL

Tel que vu dans la section 6.2.2 – **L'état du ciel**, on emploie le groupe suivant pour décrire l'état du ciel pour les couches en altitude. Ce groupe représente l'étendue d'une couche et la hauteur des couches par rapport au niveau de la station. La nébulosité se code ainsi :

CLR	Ciel clair (Sky Clear – AWOS report)
SKC	Ciel clair, aucun nuage (Sky Clear – no cloud present)
FEW	Peu ou une trace de nuages jusqu'à 2 octas (2/8 du ciel couvert) (Few Clouds)
SCT	Epars – de 3 à 4 octas (3/8 à 4/8 du ciel couvert) (Scattered Clouds)
BKN	Fragmenté de 5 à moins de 8 octas (5/8 à moins de 8/8 du ciel couvert) (Broken Sky conditions)
OVC	Couvert – 8 octas (8/8 du ciel couvert) (Overcast)

Dans la signalisation METAR, la voûte céleste est répartie en 8 segments, chacun étant un octa.

Le code METAR ne prévoit pas de façon pour signaler une couche «mince» ou des conditions partiellement obscurcies à l'exception du code SKC dans le METAR. On dit qu'il existe un plafond de nuages à la hauteur de la première couche à laquelle on a signalé une nébulosité BKN ou OVC.

Lorsqu'on observe de gros nuages convectifs, il faut les signaler en ajoutant les symboles CB (cumulonimbus) ou TCU (cumulus bourgeonnants) à la suite du groupe des nuages, sans espace.

Située au-dessus du niveau de la station, la hauteur de la couche est signalée en multiples de 100 pi jusqu'à une hauteur de 10 000 pi, puis en multiples de 1000 pi par la suite.

Le terme CAVOK ne sera pas employé au Canada dans les messages METAR. Le terme peut figurer toutefois dans les observations provenant d'autres pays. Lorsqu'employé, CAVOK

100 pi	001
400 pi	004
500 pi	005
1000 pi	010
3000 pi	030

5000 pi	050
10 000 pi	100
11 500 pi	110
25 000 pi	250
30 000 pi	300

implique que les conditions suivantes sont réunies au moment de l'observation: visibilité 10 kilomètres ou plus; aucun nuage en dessous de 5000 pi; pas de précipitations, d'orage, de tempête de poussière ou de sable, de brouillard mince, ni de chasse-poussière, chasse-sable ou poudrerie bas. Au Canada, l'ATC continue d'employer le terme CAVOK et on le retrouve dans les messages ATIS.

Ex. :

SCT 050 = nuages épars à 5000 pi.
BKN 030 BKN 100 = ciel fragmenté à 3000 pi et ciel fragmenté à 10 000 pi.

SCT 030 SCT 040TCU = nuages épars à 3000 pi et des cumulus bourgeonnants épars à 4000 pi.

FEW 004 BKN 080 = présence de quelques nuages à 400 pi et des conditions fragmentées à 8000 pi.

LE CIEL OBSCURCI (VISIBILITÉ VERTICALE)

Lorsque le ciel est obscurci, on inclut un groupe de 3 chiffres précédé des lettres VV dans le message METAR. VV est l'indicatif du groupe et la visibilité est signalée en unités de centaines de pieds. L'inclusion d'une visibilité verticale dans un message METAR signale la présence d'un ciel obscurci.

Ex. : **VV010** = ciel obscurci visibilité verticale de 1000 pi.

LA TEMPÉRATURE ET LE POINT DE ROSÉE

La température de l'air et le point de rosée sont signalés dans 2 groupes de 2 chiffres séparés par une oblique (/). Ils sont arrondis au degré Celsius entier le plus près. Les valeurs négatives sont précédées de la lettre M.

Ex. : **15/10** = température de l'air 15 °C, point de rosée de 10 °C

M05/M10 = température de l'air -5 °C, point de rosée -10 °C.

LE CALAGE ALTIMÉTRIQUE

Le calage altimétrique est donné en centièmes de pouce à l'aide de 4 chiffres précédés de la lettre «A». (L'usage international veut que le calage altimétrique soit indiqué en hPa entiers; le groupe est alors précédé de la lettre «Q».)

Ex. : **A2992** = calage altimétrique de 29,92 inHg.

Q1013 (dans une observation METAR internationale) = réglage altimétrique de 1013 hPa.

LE TEMPS RÉCENT

Le message METAR renferme des renseignements sur le temps récent. L'indicateur «RE» est suivi, sans espace, des abréviations appropriées décrivant les conditions observées au cours de l'heure qui s'est écoulée depuis la dernière observation régulière, mais qui ne se produisent pas au moment de l'observation. Le groupe RE peut également être inclus dans les observations SPECI.

Les phénomènes suivants peuvent être signalés comme récents : précipitations verglaçantes; pluie, bruine ou neige modérée ou forte; granules de glace, grêle ou neige roulée, modérée ou forte; poudrerie élevée, modérée ou forte; tempête de sable ou de poussière; orage; cendres volcaniques.

Le même phénomène météorologique sera codé à la fois dans le temps présent et dans le temps récent seulement lorsqu'il s'est produit avec une intensité plus grande durant l'heure passée qu'au moment de la dernière observation METAR.

Par exemple, s'il y a une averse de pluie modérée au moment de l'observation et qu'il y a eu une averse de pluie forte 20 min avant l'observation, le temps présent sera codé SHRA et le temps récent RERA.

Ex. : **REBLSN** = il y a eu de la poudrerie élevée modérée ou forte depuis le dernier message régulier.

LE CISAILLEMENT DU VENT

Le groupe cisaillement du vent, identifié par l'indicateur WS, est employé pour signaler le cisaillement du vent dans les bas niveaux (en deçà de 1600 pi AGL) au décollage ou sur la trajectoire d'approche. Le désignateur de piste RWY est habituellement suivi d'un groupe de 2 chiffres représentant le numéro de la piste, mais les lettres L, C et R pourront être ajoutées s'il y a des pistes parallèles.

Ex. : **WS RWY 18** = cisaillement rencontré piste 18.

WS RWY 20R = cisaillement rencontré piste 20 droite.

WS ALL RWY = cisaillement rencontré toutes les pistes.

LES REMARQUES

Le groupe remarques est identifié par l'indicateur RMK. Les remarques incluent le type de nuages et l'opacité des couches (en octas), la pression au niveau de la mer (SLP - Sea Level Pressure) en hPa et tout autre renseignement d'intérêt pour l'aviation.

Ex. : **RMK SC3 CI0 SLP134** :

- opacité des stratocumulus 3/8
- opacité des cirrus 0/8
- pression ASL 1013,4 hPa.

RMK ST8 ACSL OVR RDG NW SLP992 :

- opacité des stratus 8/8
- nuages orographiques (altocumulus stationnaires lenticulaires) signalés au-dessus d'une crête au nord-ouest de la station
- pression au niveau de la mer 999,2 hPa.

On utilise les abréviations suivantes pour les différents types de nuages :

Ci	Cirrus
St	Stratus
Cs	Cirrostratus
St fr.	Stratus fractus
Cc	Cirrocumulus
Sc	Stratocumulus
As	Altostratus
Cu	Cumulus
Ac	Altocumulus
Cu fr.	Cumulus fractus
Ac cas	Altocumulus castellanus
TCu	Cumulus bourgeonnants
Ns	Nimbostratus
Cb	Cumulonimbus

Voici un exemple de message météorologique pour l'aviation (METAR) :

METAR CYWG 172000Z 30015G25KT 3/4SM R36/4000FT/D -SN BLSN BKN008 OVC040 M05/M08 A2992 REFZRA WS RWY36 RMK SF5NS3 SLP134

METAR	LIEU	DATE – HEURE
Rapport METAR	**CYWG** - Winnipeg	**172000Z** 17 novembre 2012 – 2000 UTC
VENT	**VISIBILITÉ**	**PORTÉE VISUELLE DE PISTE**
30015G25KT 300° V à 15 kt rafales jusqu'à 25 kt signalées	**3/4SM** ¾ MT	**R36/4000FT/D** piste 36 4000 pi qui va en diminuant
MÉTÉO	**NÉBULOSITÉ**	**TEMP / PT DE ROSÉE**
-SN BLSN neige faible, poudrerie élevée	**BKN008 OVC040** nébulosité fragmentée 800 pi ciel couvert 4000 pi	**M05/M08** -5 °C/-8 °C
ALTIMÈTRE	**TEMPS RÉCENT**	**CISAILLEMENT**
A2992 29,92 inHg	**REFZRA** pluie verglaçante signalée depuis la dernière observation régulière, mais n'est pas présente au moment de la présente observation	**WS RWY36** cisaillement signalé piste 36
REMARQUES		
RMK SF5NS3 SLP134 5 octas de nuages stratus fractus 3 octas de nimbostratus pression ASL 1013,4 hPa		

Le réseau des radars météorologiques (EC/MDN)

Des radars spécialement assignés à la surveillance météorologique sont en service à de nombreux aéroports canadiens. Des observations sont faites sur l'emplacement des zones de précipitations et des orages convectifs importants. Générés sur ordinateur, ces comptes rendus sont transmis sous forme graphique et donne une vue d'ensemble des données radar. Ils sont diffusés sur les circuits de communication du Service de l'environnement atmosphérique (AES) et sont également disponibles via un ordinateur ou Internet.

Les radars météorologiques présentent un affichage du temps dans un rayon de 130 NM (200 km). Le taux de déplacement (vélocité) des zones de précipitations est déterminé par le radar météo, voir 6.9.2 – **Les précautions contre les orages/Le radar météo**. Le radar ne signale pas la turbulence. Cependant, la turbulence est généralement associée aux pluies abondantes et peut donc être assumée dans toute zone de fortes précipitations.

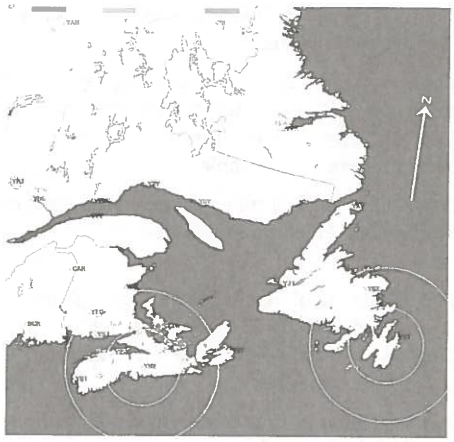


Image 49 – Cartes de radar météorologique illustrant l'intensité et la hauteur

Les rapports de pilote (PIREP UUA / USA)

Les observations sur le temps actuel effectuées par les pilotes en vol sont aussi disponibles sur les réseaux de communication.

Exemple :

UACN10 CYXU 032133
YZ UA /OV YXU 090010 /TM 2120 /FL080 /TP PA31
/SK 020BKN040 110OVC /TA -12 /WV 030045 /TB MDT BLO 040
/IC LGT RIME 020-040 /RM NIL TURB CYYZ-CYHM

TYPE DE MESSSAGE	BUREAU ÉMETTEUR	DATE ET HEURE DU RAPPORT
UACN10 PIREP régulier (UACN01 = PIREP urgent)	**CYXU** Centre d'information de vol (FIC) London	**032133** 3e jour du mois à 2133Z
RÉGION D'INFORMATION DE VOL	**LIEU DU PIREP**	**HEURE DU PIREP**
YZ Région d'information de vol (FIR) Toronto FIR (si le PIREP s'étend jusqu'à un autre FIR, les 2 FIR seront mentionnés)	**UA /OV YXU 090010** London VOR radiale 090°, 10 MM. Le lieu du PIREP sera rapporté avec une mention d'aide à la navigation (NAVAID), ou des coordonnées géographiques ou d'aéroport (latitude / longitude)	**/TM 2120** Le PIREP a été rapporté par le pilote à 2120Z
ALTITUDE	**TYPE D'AÉRONEF**	**NÉBULOSITÉ**
/FL080 8000 pi ASL L'altitude peut aussi être déclarée en tant que : DURD (durant la descente) DURC (durant la montée) UNKN (inconnu)	**/TP PA31** Piper Navajo (PA31)	**/SK 020BKN040 110OVC** 1ière couche de nuages à 2000 pi avec couches supérieures à 4000 pi ASL 2ième couche de nuages à 11 000 pi ASL
TEMPÉRATURE	**VENT**	**TURBULENCE**
/TA -12 Température extérieure -12°C	**/WV 030045** Direction 030° V, vitesse 45 nœuds. La direction du vent rapportée par les pilotes en degrés magnétiques sera convertie en degrés vrais dans le PIREP	**/TB MDT BLO 040** Turbulence moyenne en dessous de 4000 pi ASL
GIVRAGE	**REMARQUES**	
/IC LGT RIME 020-040 Givre blanc (dans les nuages) entre 2000 pi ASL et 4000 pi ASL	**/RM NIL TURB CYYZ-CYHM** Pas de turbulence rencontrée entre Toronto et Hamilton	

Dans les PIREPs, les hauteurs de nuages sont toujours données par rapport au niveau de la mer (ASL - Above Sea Level).

Les comptes rendus RSC, CFRI et JBI

Les données de performance concernant les distances d'atterrissage, les variations qui leur sont imposées par la présence de vents traversiers, etc., figurent dans le manuel de vol de l'avion. Les chiffres recueillis présupposent des pistes complètement dégagées et sèches. Dès que la piste est recouverte d'eau, de neige ou de verglas, le freinage est substantiellement réduit. Il en résulte un accroissement de la distance d'atterrissage et des difficultés de contrôle accrues si de surcroît il y a un vent traversier. Parce que les conditions de piste à la destination ont autant d'importance que la météo, une méthode quelconque est donc nécessaire pour fournir cette information.

Les pistes contaminées affectent les avions au décollage également. Lorsque la piste est mouillée ou glacée, la distance accélération-arrêt ou la distance requise pour le décollage risquent de dépasser la longueur de piste disponible. Des études ont démontré que la distance accélération-arrêt est majorée d'environ 15% sur les pistes mouillées, de 50% sur la neige, de 75% sur une pellicule d'eau de plus de 3mm d'épaisseur et de 100% sur les pistes glacées. La distance de décollage augmente de 10% lorsque 15mm de neige folle ou 8mm de gadoue recouvrent la piste.

Au Canada comme dans certaines régions du nord des États-Unis, les pistes sont en général mouillées ou contaminées un tiers du temps durant les cinq mois les plus froids de l'année. Par conséquent, des comptes rendus sur l'état de la surface de la piste sont publiés pour informer les pilotes relativement à la contamination de la surface des pistes. Un rapport sur l'indice de freinage, dérivé d'un décéléromètre, est inclus dans un compte rendu de l'état de la surface de la piste (compte rendu RSC).

Le décéléromètre, monté sur un véhicule d'essai, mesure les forces de freinage agissant sur celui-ci lorsque les freins sont actionnés. Au Canada, ces valeurs sont consignées dans un index appelé le Coefficient canadien de frottement sur piste (CRFI). Ailleurs dans le monde, on retrouve ces mêmes valeurs dans l'index de Coefficient de freinage James (JBI).

Lorsque disponible, les lectures de coefficient de freinage sont incluses dans le compte rendu de l'état de la surface de la piste (RSC). Ces comptes rendus sont diffusés sur les réseaux de communication SEA (Service de l'environnement atmosphérique) sous forme de NOTAM spécial. Ces renseignements seront disponibles à titre d'avis consultatifs auprès des tours de contrôle aux aérodromes contrôlés et de la FSS aux aérodromes non contrôlés.

La partie du compte rendu consacrée au RSC contient des renseignements sur la surface de la piste formulés à l'aide d'une description, en langage clair, de l'état de la piste. L'indice du décéléromètre décrit le freinage de façon quantitative.

Un NOTAM RSC est émis lorsqu'il y a sur la piste soit de la neige fondante ou de la neige mouillée, soit une épaisseur de neige folle de plus de ¼ po ou de la neige compactée ou encore de la glace, ou lorsque l'indice est de 0,4 ou moins, ou que la piste n'est pas dégagée sur sa pleine largeur. Lorsque la piste est partiellement dégagée, le compte rendu devra également contenir une description de la portion de piste non dégagée (épaisseur de la neige, amoncellements ou bancs de neiges, etc.) L'échelle de lecture de l'appareil est graduée :

- 0 = freinage inexistant,
- 1 = freinage optimal sur surface sèche,

- un indice faible de 0,2 et 0,3 correspond à un mauvais coefficient de freinage,
- 0,7 et 0,8 sont des coefficients de freinage normaux sur une piste sèche.

Le compte rendu du CRFI se lira comme suit:

- identification de l'endroit,
- le titre (JBI),
- le numéro de la piste,
- la température en degrés Celsius,
- le coefficient JBI moyen,
- l'heure UTC (année, mois, jour, heure et minute).

CYOW JBI 07/25 -4 ,28 1002 251200Z

Dans ce cas, le rapport concerne :

- la piste 07/25 de l'aéroport international d'Ottawa,
- la température y est de -4 °C,
- le coefficient d'adhérence moyen est mesuré à ,28 sur toute la longueur de la piste,
- les lectures ont été prises le 25e jour de février 2110 à 1200UTC.

Voici quelques exemples de comptes rendus RSC/JBI :

CYOW RSC ALL RWYS COVERED 4 INS WET SNOW 1002 0600 CLEARING EXPECTED TO COMMENCE 1002 251000

(CYOW RSC TOUTES PISTES 4 PO NEIGE MOUILLÉE 1002 0600 DÉNEIGEMENT PRÉVU DÉBUTER 1002 251000)

ou

CYOW RSC 07/25 SNOW DRIFTS 3-4 INS 1001 071000 CYOW JBI 07/25 -15 .30 1001 071000

(CYOW RSC 07/25 3 À 4 PO NEIGE FOLLE 1001 071000 CYOW JBI 07/25 -15 ,30 1001 071000)

ou

CYOW RSC 07/25 WET WITH .25/.75 SLUSH CENTRE THIRD 1002 281100

(CYOW RSC 07/25 MOUILLÉE, ,25/,75 NEIGE FONDANTE TIERS CENTRAL 1002 281100)

En langage clair :

Compte rendu RSC pour la piste 07/25 de l'aéroport d'Ottawa signale que la piste est mouillée dans le tiers central en raison de la neige fondante dont la profondeur varie entre 1/4 po et 3/4 po. Le compte rendu est daté le 28e jour de février 2010, à 1100 UTC.

6.14.4 Les prévisions météorologiques de l'aviation

Une prévision météorologique est un exposé des conditions météorologiques prévues pour un endroit quelconque, au-dessus d'une région ou le long d'une route au cours d'une période donnée, compte tenu des renseignements disponibles. Le prévisionniste spécifiera généralement le degré de confiance accordé à la prévision.

En planifiant son vol, le pilote doit avoir une connaissance adéquate des facteurs suivants :

1. Il doit savoir si le plafond et la visibilité à la destination (ou autre aéroport de dégagement) seront suffisants pour exécuter un atterrissage sécuritaire. Si le vol doit s'effectuer à vue, les plafonds et les visibilités doivent être VFR sur toute la route.
2. Il doit connaître les conditions de vent à différentes altitudes pour estimer le temps et le carburant nécessaires, et pouvoir choisir une route et une altitude de vol lui assurant des vents favorables.
3. Il doit savoir à quels niveaux des conditions de givrage sont prévues et comment éviter les zones de givrage intense.
4. Il doit savoir où il risque de rencontrer des orages, de la turbulence ou de la grêle afin de décider s'il doit retarder son départ ou atterrir en route pour éviter des situations dangereuses.

Puisque la météo change constamment, les conditions décrites dans un compte rendu météorologique peuvent changer durant le vol. Il faudra donc obtenir une prévision des changements attendus avant le départ.

Les codes suivants identifient les différents types de prévisions :

TAF	Prévisions d'aérodrome (Aeodrome Forecast)
GFA	Prévisions de zone graphique (Graphic Area Forecast)
FD	Prévisions de vents et de températures en altitude (Winds and Temperatures Aloft Forecast)
WA	Message AIRMET (AIRMET Message)
WS	Message SIGMET (SIGMET Message)

La prévision de zone graphique (GFA)

La prévision de zone graphique (GFA) est un outil plus intuitif que son homologue alphanumérique, ce qui le rend plus facile à utiliser par les pilotes, les prévisionnistes et les répartiteurs. Composée d'une série de cartes météorologiques aux mises à jour temporaires, chacune décrit graphiquement les conditions météorologiques les plus susceptibles de se produire entre la surface du sol et le NV240 dans une zone donnée et à une heure précise.

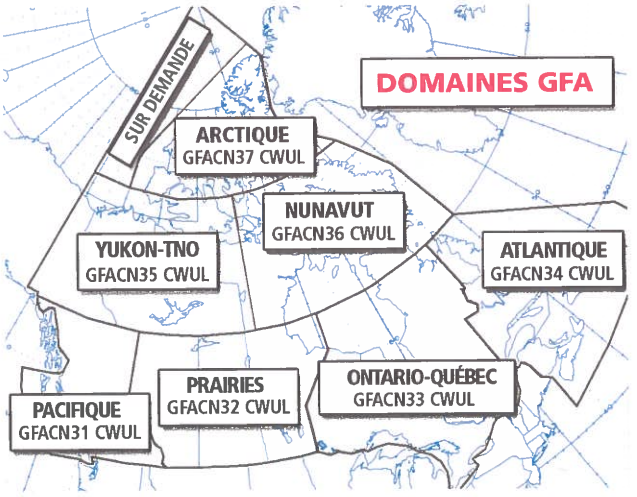


Image 50 – Domaines GFA

Émises 4 fois par jour, environ 30 min avant le début de la période de prévision, la GFA est délivrée à environ 2330, 0530, 1130 et 1730 UTC valable pour 0000, 0600, 1200 et 1800 UTC respectivement. La couverture nationale est assurée par la division du Canada en 7 zones distinctes appelées domaines, dont chacune correspond à une GFA. L'image 50 montre la zone de couverture ainsi que la désignation correspondante de chacun des 7 domaines couvrants l'espace aérien canadien.

Chaque GFA est composée de 2 types de cartes météorologiques distinctes correspondant à la même durée :

- une carte illustre les nuages et le temps et
- l'autre carte représente le givrage, la turbulence et le niveau de congélation.

Les deux cartes sont valides pour la même période de prévision et la même région.

Chaque paire de cartes GFA montre les conditions météorologiques propres à chacune des 3 périodes suivantes :

- une prévision sur une courte période
- une prévision sur 6 heures et
- une prévision sur 12 heures

En tout, il y a 6 cartes émises pour chaque GFA émise :

- 3 cartes pour les nuages et le temps et
- 3 cartes pour le givrage, la turbulence et le niveau de congélation.

Le tableau de prévision de 12 heures comprend aussi un aperçu IFR textuel pour une nouvelle période de 12 heures. Le AIRMET et le SIGMET, voir 6.14.6 – **Les services d'informations météorologiques à l'aviation (AWIS)**, sont utilités pour modifier la prévision de la zone graphique. Ces amendements sont identifiés chronologiquement par le code de correction CCA, CCB, CCC etc. localisé dans la boîte de titre. Les pilotes peuvent obtenir la GFA à partir d'une Station d'information de vol (FSS) désignée pour fournir ces informations météorologiques ou en visitant le site NAV Canada.

Pour la GFA, les vitesses sont exprimées en nœuds (kt) et les hauteurs en centaines de pieds ASL. Par exemple, 2 signifie 200 pi, 45 équivaut à 4500 pi. Les hauteurs au-dessus du sol sont indiquées par les abréviations AGL, ABV GRND ou CIG. La visibilité horizontale est exprimée en milles terrestres (SM) et les heures en temps universel coordonné (UTC). Une échelle en milles marins (NM) apparaît dans la boîte de légende correspondante afin de déterminer les distances sur la carte. Les symboles utilisés dans la GFA sont conformes à ceux trouvés sur d'autres cartes météorologiques et seules les abréviations standards sont utilisées.

LES ÉLÉMENTS D'UNE CARTE GFA

Une carte GFA est divisée en 4 sections :

- la boîte de titre,
- la boîte de légende,
- la boîte de commentaires,
- une section pour les renseignements météorologiques.

Boîte de titre : la boîte de titre est localisée dans le coin supérieur droit de la GFA. Elle comprend :

- le nom de la carte,
- l'indicatif de 4 lettres du bureau d'émission,
- la date et l'heure d'émission,
- le nom de la zone GFA,
- le type de carte,
- l'heure et la date de la validité de la carte.

Boîte de légende : cette section comprend tous les différents symboles météorologiques pouvant être utilisés sur la carte ainsi qu'une échelle en mille nautique (MN ou NM - mille marin) pour déterminer les distances sur la carte.

Boîte de commentaires : cette boîte contient l'information jugée importante par les prévisionnistes, comme par exemple la formation ou la dissipation du brouillard, l'accroissement de la visibilité ou sa diminution, etc. Cette section est utilisée pour décrire ce qui serait difficile à représenter visuellement ou qui risquerait d'encombrer la carte. Les phrases standards telles que **HTGS ASL UNLESS NOTED et TCU, ACC AND CB IMPLY SIG TURCB AND ICG. CB IMPLIES LLWS. (Hauteurs au-dessus du niveau de la mer, sauf indication contraire et, cumulus, cumulus alto castleanus et cumulonimbus impliquent des correctifs importants de bancs de turbulence et de givrage. Cumulonimbus implique une faible cisaillement du vent à niveau.** Heights above sea level unless noted, towering cumulus, alto cumulus castleanus and cumulonimbus imply significant patches of turbulence and icing. Cumulonimbus implies low level wind shear.) Se retrouvent dans la boîte de commentaires.

LA SECTION DE RENSEIGNEMENTS MÉTÉOROLOGIQUES : LA CARTE DE NUAGES ET DE TEMPS

La carte de nuages et de temps GFA (voir image 51) : cette carte présente une prévision sur les couches nuageuses et/ou sur les phénomènes se produisant à la surface, sur la visibilité, sur les conditions météorologiques et sur tout obstacle à la vue à l'heure de validité de la carte en question. De plus, cette carte inclut les conditions météorologiques associées à des éléments synoptiques, responsables des conditions météorologiques rapportées avec une indication de vitesse et de la direction du déplacement à l'heure de validité. Les isobares sont indiquées à intervalles de 4 Mb (Mb = mégabyte ou Mo = mégaoctet).

Lorsque la vitesse de déplacement prévue est de 5 kt ou plus, le déplacement des éléments synoptiques sera indiqué par une flèche et une vitesse. Pour les vitesses inférieures à 5 kt, les lettres QS sont utilisées pour «quasi-stationnaire».

La base et le sommet des zones nuageuses organisées sous un ciel fragmenté ou couvert entre la surface et NV240 sont entourés d'une bordure festonnée dont la forme rappelle celle des nuages. Lorsque des nuages convectifs sont prévus, les sommets sont représentés même s'ils dépassent les 24 000 pi ASL. Les nuages Cirrus ne sont pas représentés dans la GFA. Dans les régions où les nuages organisés ne sont pas prévus et que l'on s'attend à ce que la visibilité soit supérieure à 6 SM, la bordure festonnée n'est pas utilisée. En présence de couches de nuages multiples importantes, la quantité des nuages de chaque couche nuageuse multiple sera basée sur la quantité de nuages présente à chaque niveau et non sur la nébulosité cumulative. Le type de nuages ne sera indiqué que si leur présence est prévue.

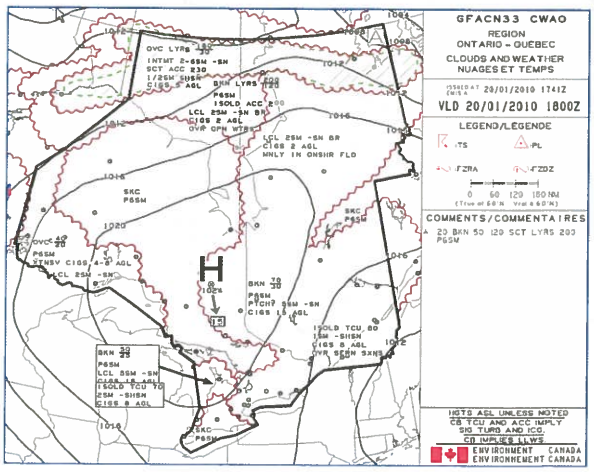


Image 51 – Carte nuages et temps GFA

Les **couches en surface** sont identifiées en langage clair. L'abréviation OBSCD (obscurci) désigne les couches en surface.

La **visibilité** verticale de couches en surface est mesurée en centaine de pieds. La visibilité prévue est mesurée en SM. Si elle est supérieure à 6 SM, elle sera identifiée comme suit : P6SM.

Les **conditions météorologiques** prévues sont incluses immédiatement après la visibilité. Les obstructions à la visibilité sont indiquées seulement lorsque la visibilité prévue est inférieure à 6 SM, comme par exemple 2-4SM –RA BR. Les zones de précipitations continues sont entourées d'une ligne continue alors que les zones de précipitations intermittentes sont représentées par une ligne hachurée.

Les **isobares** sont seulement représentées sur les cartes de nuages et de temps GFA. Les vents de surface ayant une vitesse soutenue d'au moins 20 kt sont identifiés par des barbules et d'une valeur de vitesse du vent correspondante. Les rafales de vent sont identifiées de la lettre «G».

L'aperçu IFR indique les principaux domaines où les conditions météorologiques IFR sont prévues, la cause des conditions météorologiques IFR et toutes intempéries y étant associées.

LA SECTION DE RENSEIGNEMENTS MÉTÉOROLOGIQUES : LA CARTE DE GIVRAGE, DE TURBULENCE ET DE NIVEAU DE CONGÉLATION

La carte de givrage, de turbulence et de niveau de congélation GFA (voir image 52), décrit les zones de givrage et de turbulence prévues ainsi que le niveau de congélation prévu à une heure précise. Le type, l'intensité, la base et le sommet sont inclus pour chaque zone de givrage et de turbulence. Les éléments synoptiques de surface comme les fronts et les centres de pression sont également indiqués. Cette carte est utilisée conjointement avec la carte de nuages et temps émise pour la même période de validité.

Le **givrage** est représenté lorsque du givrage modéré ou fort est prévu pour la zone de couverture. Les zones de givrage léger sont décrites dans la case commentaires. La base et le sommet de chaque couche givrante sont mesurés en centaines de pieds MSL de même que le type de givrage, par exemple RIME, MXD, ou CLR.

Le givrage qui n'est prévu que pour une partie de la prévision de la période couverte par la carte sera indiqué selon les heures prévues de sa présence.

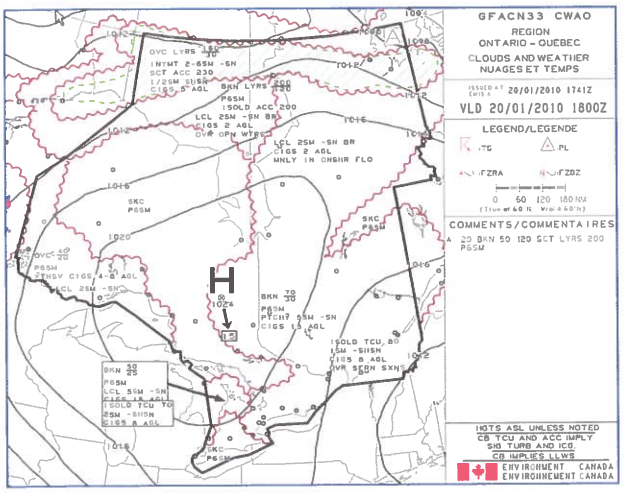


Image 52 – Carte de givrage, de turbulence et de niveau de congélation GFA

La **turbulence** légère, modérée ou forte prévue pour la zone de couverture est représentée avec la base et le sommet de chaque couche mesurés en centaines de pieds MSL. Si la turbulence est due soit à des rafales de vent de surface, ou à du cisaillement du vent en basse altitude, ou à des ondes sous le vent, ou à un courant-jet à basse altitude, elle sera représentée par une abréviation indiquant la cause de la turbulence, comme par exemple MECH, LLWS, LEE WV, LLJ ou CAT.

La zone contour d'une couche au point de congélation est indiquée par une ligne pointillée. La hauteur d'un niveau de congélation prévu sera mesurée au-dessus du niveau moyen de la mer (MSL)

Les prévisions d'aérodrome (TAF)

Une prévision d'aérodrome connue sous le nom de code météorologique international de TAF, énonce, en termes précis, les conditions météorologiques qui affecteront les décollages et les atterrissages à un aérodrome donné. Le vent, le cisaillement du vent de bas niveau, la visibilité dominante, le temps significatif prévu et l'état du ciel sont donnés pour une région en deçà de 5 NM d'un aérodrome. Les prévisions d'aérodrome sont émises seulement pour les aérodromes qui font l'objet de comptes rendus réguliers et spéciaux.

Les prévisions d'aérodrome sont diffusées sur les réseaux de télécommunications d'Environnement Canada et sur le réseau ADIS (Automated Data Interchange System - Système automatique d'échange de données) dès que possible, mais pas plus tard que 20 minutes avant leur période de couverture. Elles sont émises au moins 4 fois par jour à 0440, 1040, 1640 et 2240 UTC. La période de validité normale est de 24 heures, débutant à 0500Z, 1100Z, 1700Z et 2300Z. Une TAF de 30 h est délivrée pour des destinations désignées ICAO et pour les aérodromes de dégagement. Une prévision d'aérodrome est valide dès qu'elle est publiée et restera valide jusqu'à ce qu'elle soit modifiée ou que la prochaine TAF soit publiée.

Au minimum, les prévisions d'aérodrome incluront toujours les éléments suivants :

- vent,
- visibilité,
- temps,
- nuages.

Elles sont transmises dans l'ordre qui suit :

LE TYPE DE MESSAGE

Le nom de code TAF pourra être suivi des lettres AMD pour signaler une prévision modifiée ou corrigée.

L'INDICATIF DE LA STATION – LA DATE ET L'HEURE – LA PÉRIODE COUVERTE – L'INDICATEUR DE STATION AUTOMATIQUE

L'indicatif de station de 4 lettres de l'OACI (comme pour les METAR) est suivi d'un groupe de 7 chiffres signalant la date et l'heure d'émission de la prévision. Suit un groupe de 8 chiffres qui donne la période couverte par la prévision. Cette période est généralement de 24 heures, sauf pour les TAF modifiées (TAF AMD). Le mot AUTO sera ajouté si les prévisions reposent sur des observations faites par une station météorologique automatisée (AWOS).

Ainsi, **CYUL 090440Z 0905/1005 AUTO** indique qu'il s'agit d'une prévision d'aérodrome pour Montréal, émise le 9e jour du mois à 0440 UTC. Elle est valide de 0500 UTC le 9, jusqu'à 0500 UTC

le 10. La prévision est basée sur les observations d'une station météorologique automatique.

LE VENT

Le vent prévu est codé comme dans un message METAR, en donnant la direction en degrés vrais et la vitesse en nœuds (kt), avec une indication de conditions de rafales le cas échéant. On utilise le code VRB (variable) lorsque la vitesse du vent est de 3 kt ou moins. On pourra également l'utiliser pour des vents plus forts quand il est impossible de prévoir une direction unique (comme au passage d'un orage).

Donc, **35020G45KT** signifie que la direction prévue que le vent soufflera est du 350° V, à une vitesse de 20 kt avec des rafales pouvant aller jusqu'à 45 kt.

LE CISAILLEMENT DU VENT DE BAS NIVEAU

Ce groupe optionnel est utilisé lorsqu'il est prévu qu'un fort cisaillement de bas niveau, de nature non convective, prendra place au-dessus d'un aérodrome. Le groupe débute avec les lettres WS, suivies de 3 chiffres donnant la hauteur de la zone de cisaillement en centaines de pieds AGL.

Donc, **WS 015/20015KT** signale qu'on prévoit du cisaillement à 1500 pi / sol au-dessus de l'aérodrome. Le vent soufflera du 200° V à 15 kt.

LA VISIBILITÉ DOMINANTE

La visibilité est codée de la même manière que dans le METAR, sauf qu'une visibilité supérieure à 6 mi sera codée P6SM.

Par conséquent, 3/4SM indique que la visibilité prévue est de ¾ milles terrestres.

LE TEMPS SIGNIFICATIF PRÉVU

Le temps significatif prévu est codé à l'aide des mêmes codes que les phénomènes météorologiques des messages METAR. Les qualificatifs d'intensité et de proximité, les descripteurs, les précipitations et les phénomènes obscurcissants seront inclus au besoin. L'abréviation NSW (No Significant Weather) sera utilisée lorsqu'on ne prévoit pas de temps significatif.

Les codes TEMPO (pour fluctuation temporaire) ou BECMG (pour devenant) servent à signaler la fin prévue du temps significatif. Dans ce cas, le code NSW (pas de temps significatif) est inclus.

TEMPO et BECMG sont également utilisés lorsqu'un changement significatif dans les conditions du temps ou de la visibilité est prévu. Dans ce cas, **tous** les groupes temps/visibilité sont répétés, y compris ceux qui restent inchangés. Si une condition météorologique différente n'est **pas** indiquée après TEMPO ou BECMG, la condition donnée précédemment continue d'être valide.

-RA BR TEMPO RA BR indique une prévision de pluie légère et de brume, de même qu'une fluctuation temporaire qui amènera de la pluie modérée et de la brume.

3SM -DZ BR BECMG 1SM -DZ BR signifie que la visibilité prévue est de 3 mi dans la bruine légère et la brume, devenant visibilité 1 SM dans la bruine légère et la brume.

24015KT 4SM BLSN BECMG 30015KT signifie que le vent prévu soufflera du 240° V à 15 kt, que la visibilité prévue est de 4 mi dans la poudrerie élevée, les conditions devenant vent prévu du 300° V à 15 kt (la visibilité de 4 mi dans la poudrerie élevée s'applique toujours).

L'ÉTAT DU CIEL

L'état du ciel est codé comme dans le METAR en utilisant les symboles SKC, FEW, BKN, OVC ou VV. Le type de nuages prévu n'est pas précisé, sauf s'il s'agit de CB. Les lettres CB suivent alors la hauteur codée. Dans les TAF, on spécifie la hauteur des nuages cirriformes.

Lorsque TEMPO ou BECMG est utilisé pour indiquer qu'on ne s'attend plus à ce que les nuages ou les phénomènes obscurcissants persistent, SKC (ciel clair) est indiqué.

Lorsque TEMPO ou BECMG est utilisé pour signaler un changement significatif prévu dans l'état du ciel, toutes les couches sont répétées, y compris celles qui restent inchangées.

Ainsi, **SCT008 BKN015CB BKN250** signifie nuages épars à 800 pi, cumulonimbus fragmentés à 1500 pi, nuages fragmentés à 25 000 pi.

SCT100 BECMG SKC signifie nuages épars à 10 000 pi devenant ciel clair.

LA PROBABILITÉ ET L'HEURE DE LA CONDITION

Pour indiquer qu'il existe une probabilité que des conditions présentant un danger pour l'aviation se produisent, on inclut les lettres PROB suivies de chiffres représentant le pourcentage de probabilité et la durée probable de la période en heure UTC.

Ainsi, **PROB 30 0920/0923 1/2SM +TSRAGR** indique qu'il existe une probabilité de 30%, entre 2000 et 2300 UTC le 9e jour du mois, d'une visibilité de 1/2 SM, d'orages, de pluie forte et de grêle.

L'HEURE D'UN CHANGEMENT PRÉVU

Lorsqu'on prévoit qu'un changement permanent se produira rapidement, une période partielle entre en vigueur au moment du changement. Elle est indiquée par les lettres FM et remplace toutes les conditions précédentes.

Donc, **24010KT P6SM SKC FM 091640 27015KT P6SM SKC** indique un vent prévu du 240° V à 10 kt, une visibilité supérieure à 6 mi et un ciel clair. Après 1640 UTC le 9e jour du mois, le vent prévu passe au 270° V à 15 kt. La visibilité continuera d'être supérieure à 6 mi et le ciel sera clair.

Une fluctuation temporaire concernant un ou plusieurs éléments météorologiques sera indiquée par le code TEMPO et un groupe de 8 chiffres donnant la durée de la période de fluctuation spécifiée. Les conditions qui diffèrent sont mentionnées.

Par conséquent, **09004KT 1 1/2SM BR VV004 TEMPO 0912/0915 3/4SM BR VV001** signifie :

- vent prévu du 090° V à 4 kt,
- visibilité 1 1/2 mi,
- brume (ciel obscurci),
- visibilité verticale de 400 pi,
- une fluctuation temporaire est prévue entre 1200 et 1500 UTC le 9e jour du mois,
- la visibilité sera de 3/4 mi,
- il y aura de la brume (ciel obscurci) et
- une visibilité verticale de 100 pi.

Lorsqu'on prévoit un changement permanent dans certains éléments météorologiques, on le signale à l'aide du code BECMG avec une indication de la durée.

Donc, **FM 1200Z VRB02KT 2SM BR SKC BECMG 0913/0915 P6SM SCT020** signifie :

- à compter de 1200 UTC, la direction du vent prévue est variable à 2 kt,
- la visibilité sera de 2 mi dans la bruine et le ciel sera clair,
- entre 1300 et 1500 UTC le 9e jour du mois, on prévoit que les conditions auront une visibilité supérieure à 6 mi,

- avec nuages épars à 2000 pi.

Exemple :

TAF

CYOG 011640Z 0117/0217 28015KT P6SM -SNRA FEW015 OVC040 TEMPO 0117/0123 2SM -SNRA BR OVC015 FM012300 28015KT P6SM BKN030 BKN250 TEMPO 0123/0203 -SHRA FM021000 30015KT P6SM SKC.

Lecture décodée :

Prévision d'aérodrome pour Windsor, émise le 1er jour du mois à 1640Z, valide de 1700Z (le 1er) jusqu'à 1700Z (le 2).

Vent du 280° V à 15 kt, visibilité supérieure à 6 mi, neige et pluie légère, quelques nuages à 1500 pi, ciel couvert à 4000 pi.

Une fluctuation temporaire entre 1700Z et 0000Z entraînera une visibilité de 2 mi, neige et pluie légères, brume, ciel couvert à 1500 pi.

À compter de 2300Z, vent du 280° V à 15 kt, visibilité supérieure à 6 mi, nuages fragmentés à 3000 pi, fragmentés à 25 000 pi.

Une fluctuation temporaire entre 2300Z et 0300Z amènera des averses de pluie légères.

À compter de 1000Z, vent du 300° V à 15 kt, visibilité supérieure à 6 mi, ciel clair.

Les prévisions des vents et des températures en altitude (FD)

Les prévisions des vents et des températures en altitude (FD) fournissent un estimé des conditions de vent et de température à certains niveaux déterminés. La direction du vent est exprimée en degrés vrais, arrondie au 10° le plus proche, et la vitesse en nœuds (kt).

Les renseignements nécessaires à la préparation des FD proviennent de diverses sources de données atmosphériques prises à 32 emplacements différents deux fois par jour, à 0000Z et 1200Z. Ces données sont utilisées pour émettre des prévisions périodiques durant la période de 24 heures. L'heure d'émission et la période de validité sont indiquées dans le corps de la prévision.

Certains groupes sont omis des niveaux inférieurs. Aucun vent n'est prévu pour les premiers 1500 pi au-dessus du niveau de la station et aucune température n'est donnée pour le niveau de 3000 pi ou pour tout autre niveau compris dans les premiers 1500 pi au-dessus du niveau de la station.

Exemple :

FDCN01 CWAO 171530Z

BASED ON 1200Z

DATA VALID 171800Z FOR USE 1500-2100Z

	3000	6000	9000	12 000	18 000
YVR	2021	2425-07	2430-10	2434-18	2542-26
YYF	2523	2432-04	2338-08	2342-13	2448-24
YXC	—	2431-02	2330-06	2344-11	2352-22
YYC	—	2426-03	2435-06	2430-12	2342-22
YQL	—	2527-01	2437-05	2442-10	2450-21

Lecture décodée :

Prévision des vents et des températures, émise par le centre météorologique de Montréal, à 1530Z, le 17e jour du mois.

Basée sur les données introduites dans l'ordinateur à 1200Z. La prévision, valide à 1800Z le 17e jour du mois, est utilisable pendant les trois heures qui précèdent et suivent 1800Z, c'est-à-dire de 1500Z à 2100Z.

Vancouver (YVR) : à 3000 pi, vent du 200° à 21 kt. À 6000 pi, vent du 240° à 25 kt, température -7 °C. À 9000 pi, vent du 240° à 30 kt, température -10 °C. À 12 000 pi, vent du 240° à 34 kt, température -18 °C. À 18 000 pi, vent du 250° à 42 kt, température -26 °C.

Exemple :

FDCN1 KWBC 081750Z

DATA BASED ON 081200Z

VALID 090000Z FOR USE 1800Z0300Z TEMPS NEG ABV 24000

	24 000	30 000	34 000	39 000
YVR	2973-24	293040	283450	273763
YYF	3031-24	314041	304551	304763
YQL	2955-28	306845	307455	791159

Lecture décodée :

Prévision des vents et des températures, émise par le centre météorologique américain de Washington à 1750Z, le 8e jour du mois.

Données introduites dans l'ordinateur à 1200Z, le huitième jour du mois. La prévision est valide pour utilisation entre 1800Z le 8 et 0300Z le 9. Les températures au-dessus de 24 000 pi doivent être considérées négatives.

YQL : à 24 000 pi, vent du 290° à 55 kt, température -28 °C. À 30 000 pi, vent du 300° à 68 kt, température -45 °C. À 34 000 pi, vent du 300° à 74 kt, température -55 °C. À 39 000 pi, vent du 290° à 111 kt, température -59 °C.

Lorsque la vitesse du vent est supérieure à 100 kt (100 à 199 kt), on ajoute 50 au code de la direction et on soustrait 100 au code de la vitesse. Par conséquent, dans la prévision de YQL pour 39 000 pi, on doit soustraire 50 de 79 pour déterminer la direction du vent, soit 290°, et on doit ajouter 100 à 11 pour déterminer la vitesse du vent, soit 111 kt.

Si la vitesse du vent prévue est supérieure à 200 kt, la vitesse du vent est codée 99 (199 kt). Donc, 7799 en lecture décodée signifie un vent du 270° à 199 kt ou plus.

Le code 9900 se traduit par vent léger et variable, ou d'une vitesse inférieure à 5 kt.

Les vents en altitude sont fournis pour plusieurs niveaux représentatifs compris entre 3000 pi ASL et 53 000 pi ASL. Les vents des niveaux intermédiaires peuvent être obtenus par interpolation.

Exemple :

Quel est le vent pour Penticton (YYF) à 8000 pi?

- le vent à 6000 pi est à 240° à 32 kt.
- le vent à 9000 pi est à 230° à 38 kt.
- ainsi, le vent recule approximativement de 3° par 1000 pi. À 8000 pi, il serait d'environ 233°.
- la vélocité du vent augmente de 2 kt par 1000 pi. À 8000 pi, il soufflerait à environ 36 kt.

La même méthode peut être utilisée pour la température.

6.14.5 « L'instinct météo »

Le pilote obtient les informations météorologiques concernant la route qu'il a choisie en consultant les bulletins horaires, les prévisions régionales et celles de l'aérodrome, et en étudiant la carte du temps. Une qualité très importante chez un bon pilote

est son aptitude à utiliser ces informations pour se créer, en imagination, un tableau tridimensionnel non seulement des conditions actuelles, mais aussi des développements et des changements susceptibles d'amener l'amélioration ou la détérioration du temps.

Le pilote doit savoir quand et comment une situation quelconque risque de devenir dangereuse et élaborer à l'avance un plan de secours. On recommande donc de toujours étudier la carte du temps de façon à connaître les conditions météorologiques, la circulation des vents, les plafonds et la visibilité, pas seulement le long de la route à suivre, mais aussi de part et d'autre de cette route pour savoir où aller au cas où le mauvais temps vous **«empêcherait»** de vous rendre à votre destination. Prévoyez toujours un plan B.

Cette aptitude s'acquiert par l'étude et l'expérience. D'une valeur inestimable, elle vous encouragera à adopter une attitude véritablement défensive face à la météo.

La météo est en perpétuelle évolution. Les systèmes météorologiques traversent le pays entier, parfois très rapidement. Ils leur arrivent de s'intensifier au cours de leurs déplacements. Les conditions géographiques locales occasionnent des phénomènes météorologiques locaux qui peuvent surgir soudainement au-dessus de certaines régions.

Parfois, en l'espace de quelques minutes à peine, le temps à un aéroport quelconque passera de très beau à IFR. Des aérodromes éloignés de quelques milles seulement ont souvent une visibilité et un plafond radicalement différents.

Certains phénomènes météorologiques sont invisibles; ils surgissent donc sans avertissement. Les sautes de vent, les forts courants verticaux et la turbulence sont des phénomènes possiblement périlleux qui se rencontrent en air limpide.

Une attitude défensive face à la météo est une vertu que tout pilote doit cultiver. Elle repose sur la compréhension intime du comment, quand et pourquoi des phénomènes météorologiques, et quelle séquence d'événements, quel concours de circonstances contribueront à transformer une bonne météo en mauvaise météo. Cette compréhension est fortifiée par la résolution de ne jamais entreprendre un vol sans avoir d'abord obtenu un exposé météorologique complet et d'exercer une vigilance assistée de la radio durant le vol.

L'instinct météo est aussi l'aptitude à interpréter les indices du temps et à reconnaître les situations qui pourraient favoriser certains phénomènes, par exemple la turbulence, et ce pour être en mesure de les éviter ou tout au moins d'en atténuer les effets. C'est aussi la reconnaissance d'indices en apparence insignifiants qui pourraient néanmoins indiquer l'évolution d'une situation potentiellement dangereuse. Parmi ces indices, on retrouve la fumée des usines, les rides sur la surface d'un lac, etc., tous des indicateurs servant à signaler la direction du vent et la turbulence possible à l'atterrissage. Il implique aussi une certaine promptitude à percevoir, puis à identifier une détérioration quelconque du temps (par exemple la perte de repères visuels due à une visibilité décroissante) et enfin à rebrousser chemin pour éviter d'être pris au piège, sans aucune marge de manoeuvre.

Mais surtout, il implique la sagesse d'annuler un voyage prévu ou de rebrousser chemin quand une détérioration du temps vous met directement face à une situation qui dépasse vos capacités. Cela se résume, en définitive, à connaître et à respecter vos propres limites.

6.14.6 Les services météorologiques à l'aviation

Au Canada, l'information relative aux conditions météorologiques existantes et les prévisions sur l'évolution anticipée du temps sont disponibles aux bureaux météorologiques du Service de l'environnement atmosphérique (SEA), des stations d'information de vol (FSS), des centres d'information de vol (FIC) et des stations météorologiques. Aux États-Unis, la même information est disponible auprès du National Oceanic and Atmospheric Administration, des stations d'information de vol situées sur les aéroports et des bureaux météorologiques localisés dans les villes.

Des experts spécialement formés discuteront avec vous du vol projeté. Ils réviseront avec vous les dernières cartes du temps, les bulletins horaires météorologiques à votre point de départ, à votre destination et en route, les prévisions régionales et d'aérodrome, les comptes rendus radar sur les précipitations, SIGMETS, PIREPS, etc. Si vous n'êtes pas familier avec le format des messages codés, le service d'informations météorologiques vous expliquera en langage clair les conditions actuelles et prévues le long de votre route.

Lorsque vous demandez des renseignements météorologiques, en personne ou par téléphone, identifiez-vous toujours comme étant pilote et donnez le numéro de votre licence. Indiquez le type d'aéronef, l'immatriculation, le type de plan de vol (VFR ou IFR), la route prévue, l'altitude, la destination, l'heure de départ et l'heure de retour. Si votre plan de vol est VFR, spécifiez si vous êtes également équipé et prêt pour voler IFR en cas de besoin. Ces renseignements aident le personnel des stations météorologiques ou d'information de vol à choisir l'information pertinente à vos besoins.

Demandez au spécialiste de parler lentement pour que vous puissiez écrire tout ce qu'il vous dit. Vous pouvez vous procurer des formulaires spéciaux d'exposés météorologiques sur lesquels vous noterez toute l'information pour référence future.

Vos chances de comprendre entièrement une présentation verbale et d'en retirer une image tridimensionnelle précise sur ce qui se trame là-haut, seront grandement améliorées si votre appel est précédé d'une préparation adéquate. Prenez l'habitude de regarder les canaux de télévision météo. Puis, vérifiez la météo dans les journaux locaux et sur internet. En obtenant le plus de renseignements possibles par le biais des services offerts au public, vous serez déjà bien informé de la situation générale du temps pour la journée avant de communiquer avec le spécialiste.

Les services d'exposés météorologiques à l'aviation (AWBS)

Le service d'exposés météorologiques à l'aviation (AWBS) ou SEMA est un service complet d'interprétation de données météorologiques à l'aviation que l'on obtient à certaines FSS et à tous les FIC. On peut également communiquer avec le 1-866-WX-BRIEF ou par le réseau téléphonique local. En plus d'offrir l'information relative aux conditions météorologiques existantes sous le service d'AWIS, les responsables d'exposés météorologiques possédant la formation nécessaire et le matériel prévu selon la norme AWBS sont autorisés à interpréter et à adapter les renseignements météorologiques en fonction des changements de la météo et des besoins particuliers des usagers. Ils sont autorisés à fournir des consultations ainsi que des avis sur des problèmes météo particuliers et, sur demande, la documentation nécessaire pour les vols long-courrier.

Le service Duats

Vous pouvez également obtenir des renseignements météorologiques en recourant terminal à accès direct pour les usagers (DUATS). Ce service est fourni par un exploitant de services au sol. L'accès au service DUATS à partir d'un ordinateur personnel ou de bureau peut faire l'objet d'un service à contrat. Il offre non seulement les renseignements météorologiques, mais aussi les NOTAM. Il est possible de déposer les plans de vol par le biais d'une installation DUATS approuvée.

Le service téléphonique automatique de bulletins météorologiques pour les pilotes (PATWAS)

À certains endroits, un enregistrement continu de l'information météorologique et des NOTAM est disponible par téléphone public. L'information sur le service du système téléphonique automatique de renseignements météorologiques pour les pilotes (PATWAS) (et les endroits où il est offert) se trouve dans le **Supplément de vol - Canada**.

Les enregistrements PATWAS renferment habituellement les conditions météorologiques en général, les prélevées des prévisions régionales appropriées, les bulletins réguliers et spéciaux concernant certaines stations, les prévisions de vents et les températures en altitude, le givrage, le niveau de gel et la turbulence, certains PIREPs, ainsi que les heures du lever et du coucher du soleil.

Les SIGMETS (WS)

Les renseignements météorologiques significatifs (SIGMET) sont des messages destinés aux aéronefs en vol, les avertissant de phénomènes météorologiques potentiellement dangereux. Ces messages incluent la forte turbulence, le givrage sévère, les orages, les lignes de grains, les ouragans, une forte grêle, les tempêtes de poussière et de sable d'envergure, les ondes orographiques importantes, les cendres volcaniques et le cisaillement du vent de bas niveau. Dès leur réception, ils sont émis sur les canaux de communication en phonie des aides à la navigation et font partie des diffusions prévues pour la durée de leur validité. Ils sont transmis individuellement à certains avions lorsque jugé nécessaire par le personnel FSS/FIC. Ils sont émis sur demande aux équipages en empruntant les canaux de communication air-sol normaux. Ils sont aussi transmis sur les réseaux de communication.

Les AIRMETs (WA)

Les AIRMETs (service consultatif météorologique en vol) sont diffusés à l'intention des aéronefs en vol afin d'avertir les pilotes de conditions météorologiques potentiellement dangereuses non décrites dans les prévisions régionales, mais ne justifiant pas un SIGMET.

Ils avertissent de la présence de certains phénomènes météorologiques, tels que les précipitations verglaçantes, les orages, le givrage modéré, la turbulence modérée, les zones étendues où la visibilité est inférieure à 3 mi, les couches nuageuses fragmentées ou couvertes en dessous de 1000 pi AGL (c'est-à-dire dans des conditions IFR), les vents de surface de 20 kt et plus, ainsi que les rafales de 30 kt ou plus lorsqu'aucun vent n'est prévu, et la direction du vent quand la différence entre le vent prévu et le vent observé excède 60°. Un AIRMET est émis lorsque la prévision régionale n'a pas anticipé la détérioration du temps. Les AIRMETs sont codés en langage clair abrégé.

Les bases de données (AWBS) d'Environnement Canada - Service de babillard électronique

À l'aide d'un babillard électronique, Environnement Canada offre à l'industrie aéronautique un ensemble de produits et de services météorologiques au contenu national ou international. Les usagers possédant un ordinateur peuvent obtenir l'information météorologique actualisée en accédant directement aux bases de données d'Environnement Canada par le biais d'un système de menus. Les produits et services disponibles destinés à l'aviation comprennent les bulletins météorologiques horaires, les prévisions régionales, d'aérodrome et des vents en altitude, les AIRMETs, les SIGMETs, les cartes aéronautiques et les images satellite.

L'internet

Un certain nombre de sites Web sur Internet donnent accès à de l'information météorologique pour l'aviation actuelle, y compris les affichages graphiques météorologiques ainsi que du texte. La plupart sont mis à jour toutes les heures ou plus fréquemment lorsque les conditions météorologiques importantes pourraient affecter l'aviation. Les prévisions de zones et d'aérodromes, des avis météorologiques significatifs et des observations météorologiques de surface sont inclus. Le fournisseur de système de navigation aérienne canadien, NAV Canada, procure des informations météorologiques complètes sur son site à www.navcanada.ca. Le National Weather Service des États-Unis offre des informations météorologiques sur www.nws.noaa.gov.

Les PIREPs

Les rapports météo de pilote (PIREPs) sont des rapports soumis par les pilotes concernant tout phénomène météorologique inhabituel rencontré en vol et qui n'était pas prévu (par exemple orages, tornades, grêle, givrage fort ou turbulence forte, onde orographique, plafond bas ou visibilité faible, etc.). Ils sont particulièrement précieux parce qu'ils fournissent des renseignements de toute dernière minute qui ne seraient pas aussi rapidement disponibles dans les prévisions et auprès des stations météorologiques au sol. De plus, les PIREPs constituent peut-être la seule source de renseignements disponible pour certaines régions situées entre deux stations, particulièrement les régions montagneuses ou les grandes étendues d'eau qui engendrent souvent leurs propres conditions météorologiques. Les rapports de pilote devraient être soumis aux stations FSS/FIC ou ATS (Air Traffic Service) sur les fréquences en phonie d'aide à la navigation en route. Ils seront immédiatement diffusés par la station réceptrice quand l'information concerne une situation dangereuse pour l'aviation. Ils seront aussi inclus dans les radiodiffusions subséquentes de bulletins météorologiques.

Le personnel FSS/FIC sollicitera des PIREPs lorsqu'existe l'une des conditions suivantes :

1. Plafonds en dessous de 2000 pi,
2. Visibilité inférieure à 3 mi,
3. Présence de précipitations modérées ou fortes,
4. Présence de turbulence, de givrage ou d'orages,
5. Vents excédant 50 kt, ou
6. Chaque fois que les conditions diffèrent substantiellement des conditions prévues.

Les spécialistes FSS/FIC doivent également obtenir des PIREPs durant les phases en montée ou en approche lorsque les conditions sont inférieures à VMC.

Les PIREPs seront transmis directement à un spécialiste FSS/FIC en empruntant la fréquence 126,7 MHz lorsqu'en vol, ou en appelant sans frais ou à frais virés après l'atterrissage.

En transmettant un PIREP, vous inclurez l'heure d'observation, le type d'aéronef, l'altitude, votre position et les conditions météorologiques.

On encourage fortement les pilotes à déposer des PIREPs sur le temps rencontré en route. Rapportez le bon comme le mauvais temps, particulièrement si les conditions sont meilleures que prévues et/ou vont en s'améliorant. Cette information peut s'avérer d'une grande utilité pour un autre pilote qui doit décider **s'il quittera sa base ou pas (GO/NO GO)**.

Les PIREPs concernant la turbulence en air limpide (CAT) sont la meilleure source d'information possible à cet égard. Tout pilote rencontrant de la turbulence en air limpide la signalera sur la fréquence de la station avec laquelle il est en contact.

Les PIREPs concernant le cisaillement du vent sont également précieux. L'existence d'un fort cisaillement à proximité du sol implique un sérieux danger pour les avions au décollage et à l'atterrissage. Comme il n'existe aucun instrument capable de détecter et de mesurer ce phénomène, chaque pilote qui le rencontre doit le rapporter immédiatement. Les pilotes employant le Systèmes de navigation par inertie (INS) devraient signaler le vent et l'altitude au-dessus et en dessous de la couche de cisaillement. Les pilotes dépourvus de cet équipement signaleront les pertes ou gains de vitesse et d'altitude à la hauteur où ils sont survenus, de même que les effets que le cisaillement a produits sur l'avion.

On rapportera aussi le givrage cellule. Toute accumulation de glace sur un avion peut être dangereuse. Le signalement des conditions de givrage aidera les autres pilotes à les éviter. Le givrage est rapporté en fonction de l'intensité (une trace, faible, modérée ou forte) et du type (givre blanc ou givre transparent).

Les cendres volcaniques présentent un danger aux aéronefs et toute rencontre avec ce phénomène devrait être signalée sans retard. Les pilotes sont une source de renseignements très utile quant à l'étendue des cendres volcaniques causées par une irruption. Les cendres des irruptions volcaniques peuvent atteindre rapidement des hauteurs qui dépassent 60 000 pi et exister dans des concentrations dangereuses jusqu'à 1000 NM de la source. Les radars sont impuissants à détecter les cendres volcaniques.

Le CAVOK

Lors de la transmission des renseignements météorologiques aux aéronefs à l'arrivée, on utilise le terme CAVOK (prononcé *cavokay*) qui veut dire «visibilité au sol et au sommet ok» dans les communications air-sol. Ce terme est utilisé pour décrire les conditions météorologiques suivantes :

- aucun nuage en dessous de 5000 pi ou en dessous de la plus haute altitude minimale du secteur et selon la plus élevée des deux,
- pas de cumulonimbus, de précipitations ou d'activité orageuse,
- pas de brouillard ou de poudrerie,
- visibilité 6 mi ou plus. Ce terme est aussi employé dans les messages ATIS. Il n'est pas utilisé dans les bulletins et les prévisions météorologiques à l'aviation.

LAISSÉE EN BLANC INTENTIONNELLEMENT