



Environnement
Canada

Environment
Canada



MÉTAVI : L'atmosphère, le temps et la navigation aérienne

janvier 2011



Photo: © Alister Ling

Canada

MÉTAVI : L'atmosphère, le temps et la navigation aérienne

Accueil

MÉTAVI est un outil de formation qui s'adresse aux pilotes d'avions, il a été conçu dans une initiative conjointe de Recherche et Sauvetage Canada et d'Environnement Canada. Il a pour objectif de contribuer à la sécurité aérienne par un effort d'amélioration des communications entre pilotes et prévisionnistes.

Table des matières

Chapitre 1:	L'atmosphère
Chapitre 2:	Thermodynamique
Chapitre 3:	Humidité
Chapitre 4:	Pression
Chapitre 5:	Vent et circulation générale
Chapitre 6:	Stabilité de l'air
Chapitre 7:	Masses d'air
Chapitre 8:	Systèmes frontaux
Chapitre 9:	Temps et systèmes frontaux
Chapitre 10:	Nuages, brouillards et précipitations
Chapitre 11:	Visibilité
Chapitre 12:	Le givrage
Chapitre 13:	Orages et tornades
Chapitre 14:	Turbulence et ondes orographiques
Chapitre 15:	Renseignements pour la planification de vol
Chapitre 16:	Messages horaires - SA - et METAR
Chapitre 17:	Prévisions pour l'aéronautique
Chapitre 18:	Message de pilote - PIREP
Chapitre 19:	Radars météorologiques
Chapitre 20:	Satellites météorologiques
Chapitre 21:	Décodage des abréviations standards
Chapitre 22:	Solutions

CHAPITRE 1 L'ATMOSPHÈRE

La météorologie est la science de l'atmosphère et des phénomènes qui s'y produisent.

1.1 Composition

L'atmosphère est un mélange de gaz invisibles qui entourent complètement la Terre :

78.09%

azote

oxygène	20.95%
vapeur d'eau	0 to 3%
gaz carbonique	0.03%
ozone	0.000003%

Bien que l'azote et l'oxygène aient quantitativement le haut du pavé, ce sont de fait les très faibles proportions de vapeur d'eau et de gaz carbonique qui ont le plus d'influence sur le comportement de l'atmosphère.

Si le gaz carbonique a une forte incidence sur le climat, c'est par contre la vapeur d'eau qui détermine les conditions du temps.

Ce gaz est à l'origine des nuages, du brouillard et des précipitations, tout simplement parce qu'il est instable. Sous l'effet de la température et de la pression, il est tantôt sous la forme vapeur, eau, ou bien glace.

Mais l'atmosphère ne contient évidemment pas que cela. De fait, elle contient aussi des milliards de tonnes de gaz et de particules diverses provenant de l'activité humaine ou issus de phénomènes naturels.

Dans les couches inférieures, surtout dans cette troposphère dans laquelle on vit et on se déplace, les particules liquides ou solides qu'on appelle aérosols, sont notamment en quantité considérable.

Or, c'est sur les aérosols liquides que se condense la vapeur d'eau pour former finalement gouttelettes, nuages et brouillard.

Les aérosols solides, constitués notamment de poussières, pollens, cendres, fumée, sel marin et sable, sont les véhicules de prédilection des cristaux de glace, qui sont parfois nuages, parfois brouillard glacé.

À l'origine entre autres de la brume sèche et du smog, les aérosols sont les principaux déclencheurs du changement d'état de la vapeur d'eau.

1.2 Étendue

Plus on s'éloigne du sol, plus l'air se raréfie jusqu'à devenir quasi indétectable ; 99% de la masse totale de l'atmosphère est en-deça de 30 km du sol, soit 100 000 pieds, tandis que la moitié, en-deça de 18 000 pieds, constitue les 5,5 premiers kilomètres.

Mais les traînées de certains satellites révèlent qu'elle s'étend jusqu'à quelque 1600 km; il est d'ailleurs fréquent d'observer des aurores boréales à une altitude supérieure à 1000 km.

Bien que les données obtenues à de très hautes altitudes ne s'appliquent pas à la préparation quotidienne des prévisions, leur étude a une importance notable pour la compréhension du temps.

1.3 Propriétés

L'air a pour principale propriété d'être inerte, fluide, visqueux, expansible et compressible. En ce sens, il n'échappe pas à la thermodynamique.

Inertie

Comme l'air est inerte et qu'il a une masse, il faut une force pour le mettre en mouvement, l'accélérer ou le freiner.

La masse volumique de l'air varie beaucoup d'un point à l'autre. Au niveau de la mer, elle est d'environ 1,125 grammes par litre, alors qu'à 10 km, 33 000 pieds, elle n'est plus que d'environ 0,414 gramme par litre.

Fluidité

L'air est aussi très fluide; il tend à occuper tout l'espace libre et à exercer une pression sur tous les corps qu'il entoure.

Viscosité

La viscosité de l'air est une propriété importante. Si elle lui permet de se mouvoir et de provoquer ainsi un effet d'entraînement sur les couches voisines, elle empêche par contre le cisaillement du vent d'atteindre des valeurs démesurées.

Le mouvement provoqué par cette viscosité est toutefois toujours ralenti par un corps beaucoup plus inerte. Ce ralentissement est généralement provoqué par les obstacles que constituent lui-même le sol, de quelque nature qu'il soit, et l'effet de friction qu'ils provoquent.

Expansibilité et compressibilité

Dès qu'en un point de l'atmosphère la pression d'une masse d'air augmente par rapport à la pression environnante, l'air prend de l'expansion et tend à occuper plus d'espace.

Si c'est par contre la pression environnante qui augmente, le volume de cette masse diminuera parce qu'il est comprimé.

Thermodynamique

En ce sens, on peut dire que sous l'effet des changements de pression, et en même temps de température, l'air est aussi thermodynamique que tous les autres gaz.

De façon absolue, on sait que dès qu'une petite quantité d'air s'élève du sol, sa pression et sa température diminuent, alors que son volume augmente.

Par contre, l'air qui descend vers le sol subit évidemment l'effet contraire : compression, diminution de volume et augmentation de la température.

Le phénomène n'est pas la principale cause du réchauffement ou du refroidissement de l'atmosphère, mais il a un rôle primordial dans la formation de nuages causée par les mouvements verticaux de l'air.

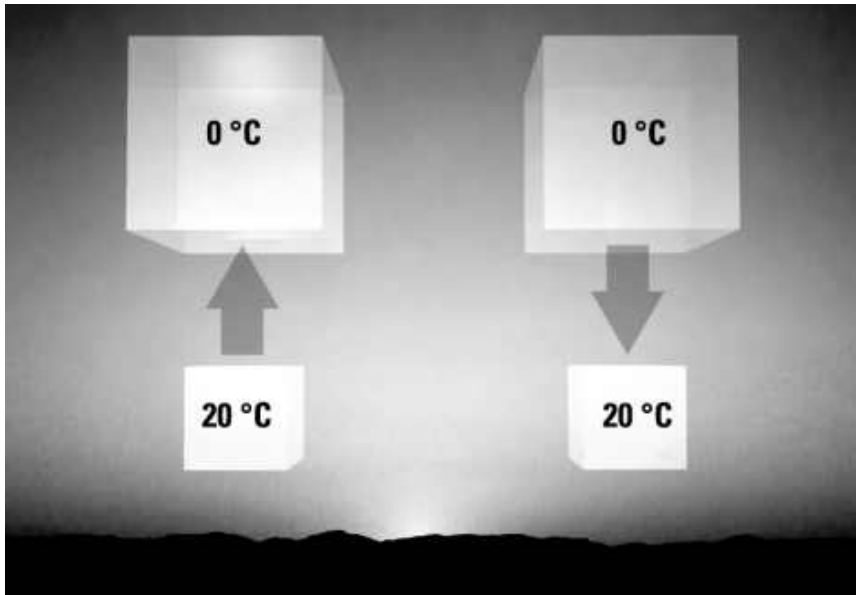


Figure 1-1 À gauche, l'air ascendant se dilate et se refroidit à mesure que sa pression diminue.

À droite, l'air descendant se comprime et se réchauffe; ce qui en fait augmenter la pression.

1.4 Divisions

Les scientifiques s'entendent sur les grandes divisions de l'atmosphère, mais quand vient le moment d'en préciser les limites ou les caractéristiques, des distinctions sont faites suivant les disciplines et les besoins.

Voici deux approches; celle de l'Union géodésique et géophysique internationale, UGGI, et celle de Goody, fondées sur la température et l'ionisation.

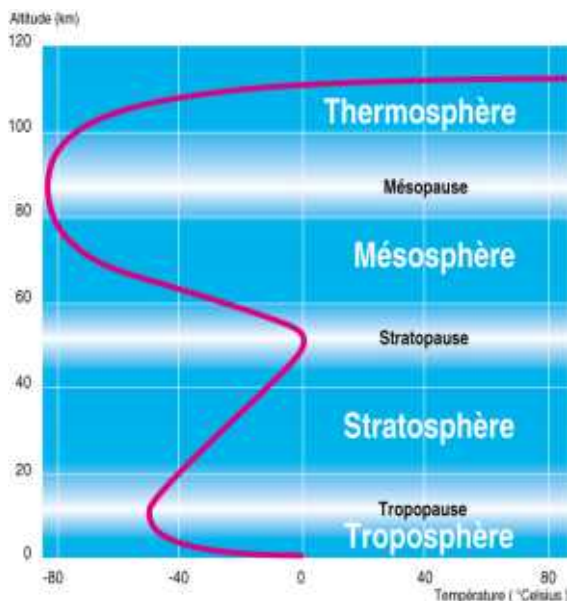


Figure 1-2 Système de division de l'atmosphère en couche.

En météorologie, on retient celle de l'UGGI, parce qu'elle divise les couches d'air en fonction de leur structure thermique.

Par ordre d'entrée à partir du sol, l'UGGI les appelle
troposphère
stratosphère
mésosphère
thermosphère

Pour identifier chacune des zones de transition, on change le suffixe sphère par l'expression pause :

tropopause
stratopause
mésopause
thermopause

Troposphère

C'est dans cette première couche que l'atmosphère, au contact de la Terre, se réchauffe le plus. En captant les rayons du Soleil, la surface terrestre devient un radiateur qui réchauffe l'air et le met en mouvement par la seule action thermodynamique.

Il en résulte d'importants courants ascendants qui en réchauffent ainsi les niveaux supérieurs, tout en provoquant le déplacement horizontal de gigantesques volumes d'air qu'on appelle systèmes météorologiques.

C'est ce qui explique que l'essentiel de l'activité météorologique se passe dans cette première couche de l'atmosphère, où on trouve de tout pour produire la kyrielle de phénomènes avec lesquels on doit composer quotidiennement par toute la Terre.

L'intense concentration de vapeur d'eau qui s'y crée, associée aux forts courants ascendants, forme nuages et précipitations, orages, ouragans et tornades.

Immédiatement sous la tropopause, le cisaillement provoqué par le fort contraste qu'il y a entre la troposphère et la stratosphère génère ces vents très forts qu'on nomme courants-jets, et leur crée des structures parfois complexes.

Ces courants étroits et puissants, qui ne se créent qu'au nord de l'hémisphère Nord, ont une telle ampleur qu'ils s'insèrent dans ce qu'on appelle la circulation générale, c'est-à-dire la trajectoire que suivent les masses d'air.

Tropopause

Première frontière thermique, la tropopause est à la fois la limite de la biosphère et de la zone la plus froide de la basse atmosphère.

L'altitude moyenne de la tropopause est d'environ 11 km, 36 000 pieds. Au-dessus des pôles, elle est d'environ 8 km, 26 000 pieds, alors qu'à l'équateur, elle est de quelque 18 km, 59 000 pieds.

La tropopause est plus haute en été, et elle change brusquement d'altitude à proximité des courants-jets.

Stratosphère

La stratosphère correspond à une zone de 15 km où la température augmente graduellement jusqu'à 0 °C et même 10 °C.

Dans cette couche, il n'y a presque pas de vapeur d'eau et aucun grands courants verticaux. On y remarque occasionnellement quelques nuages nacrés formés de rares cristaux de glace.

Le réchauffement de la stratosphère est causé par ce qui la caractérise essentiellement, soit ce bouclier d'ultraviolets que constitue la couche d'ozone.

Cette couche absorbe une partie des ultraviolets en provenance du soleil produisant ainsi ce réchauffement.

Stratopause

Au sommet de la stratosphère, il y a la stratopause. Passé cette frontière, la température redescend au fur et à mesure de l'ascension et de la rareté de l'ozone.

Mésosphère

Rien de bien particulier ne caractérise cette couche, sinon la rareté de l'ozone et, par conséquent, le minimum absolu d'environ -80 °C, à avoir été enregistré à une distance de 80 à 90 km de la surface de la Terre. Cette température est la plus basse jamais enregistrée dans l'atmosphère.

C'est dans cette couche que disparaissent les météorites chauffés à incandescence dès leur entrée dans les confins de l'atmosphère.

Mésopause

La mésopause marque par contre une autre frontière thermique à partir de laquelle la température recommence à s'élever avec l'altitude.

Thermosphère

Dans cette couche, les molécules d'air sont rares. C'est pour cette raison que le rayonnement solaire frappe à pleine force et que la température pourrait théoriquement grimper à des valeurs énormes.

Exosphère

Selon la classification de GOODY, cette partie supérieure de l'atmosphère est l'endroit où les particules commencent à échapper à la gravitation, et sont l'objet d'échanges atomiques et moléculaires avec les particules solaires et cosmiques. L'exosphère est d'ailleurs le royaume des aurores boréales.

La base de l'exosphère n'est pas tellement bien définie, mais on estime qu'elle se situe entre 500 et 800 km de la Terre.

1.5 Atmosphère-type de l'OACI

L'abondance des données d'observation directe disponibles pour les 20 premiers kilomètres de l'atmosphère a permis de dresser des tableaux détaillés des conditions moyennes qui y prévalent.

Ces données sont présentées en atmosphères-types avec profil d'altitude, de pression et de température à 40° de latitude nord.

En voici les points saillants :

- pression au niveau moyen de la mer : 1013,25 hectopascals, hPA
- température au niveau moyen de la mer : 15 °C

- taux de décroissance de la température - gradient thermique vertical - dans la troposphère : 6,5 °C par kilomètre, soit 1,98 °C par 1000 pieds
- altitude de la tropopause : 11 kilomètres, 36 000 pieds, au-dessus du niveau moyen de la mer
- température de la tropopause : -56,5 °C
- température constante de la tropopause à l'extrémité de l'atmosphère-type.

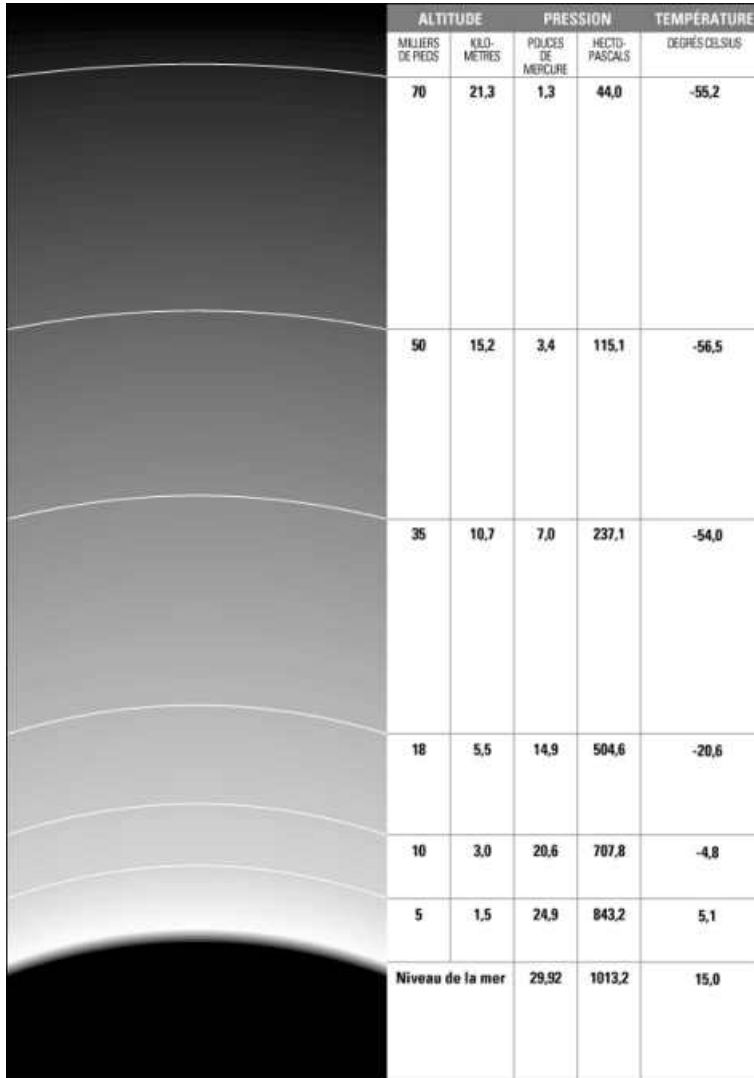


Figure 1-3 Atmosphère-type de l'OACI. Plus on monte, plus la pression baisse, mais cette baisse est plus marquée à basse altitude.

1.6 Exercices

1. Quel est le nom de la couche de gaz invisibles qui enveloppe la terre?
2. Nommez 5 éléments de l'atmosphère.
3. En météo, quel est le gaz le plus important de l'atmosphère ? Pourquoi?
4. Qu'est-ce qu'un aérosol?
5. Pourquoi les particules solides sont-elles importantes en météorologie aéronautique?
6. Quelle est la hauteur de l'atmosphère?
7. À quelle altitude atteint-on la moitié de la masse totale de l'atmosphère?
8. Nommez les propriétés physiques de l'atmosphère.

9. Quelle est la propriété physique de l'atmosphère qui impose une limite au cisaillement du vent?
10. Qu'arrive-t-il à un petit volume d'air qui descend vers le sol?
11. Quel est le nom de la couche atmosphérique qui touche à la surface de la Terre?
12. Quelles sont les couches atmosphériques situées de chaque côté de la tropopause?
13. Décrivez le profil thermique de la troposphère et expliquez-le.
14. À quoi reconnaît-on la tropopause?
15. Quelle est l'altitude moyenne de la tropopause?
16. À l'équateur, la tropopause est-elle plus haute ou plus basse que près des pôles?
17. Dans quelle couche d'air se situent généralement les courants-jets?
18. Pourquoi y a-t-il réchauffement des températures dans la stratopause?
19. Qu'est-ce que l'atmosphère-type de l'OACI?
20. Selon l'atmosphère-type de l'OACI, quelles sont la pression et la température au niveau moyen de la mer ?

CHAPITRE 2 THERMODYNAMIQUE

La thermodynamique a trait aux processus de transfert d'énergie qui se fait dans toutes les relations calorifiques et mécaniques auxquelles sont soumises les masses gazeuses.

La chaleur est une forme d'énergie qu'on mesure par la température. Plus celle-ci est élevée, plus il y a d'énergie. Or, cette énergie est toujours diffusée vers des corps de température plus basse.

Dans le cas de l'atmosphère, réchauffement et refroidissement se font très simplement. Le Soleil réchauffe la Terre, qui en diffuse à son tour la chaleur à l'atmosphère. Quand la Terre refroidit, l'atmosphère en subit immédiatement l'influence. Ces transferts thermodynamiques revêtent plusieurs formes.

2.1 Rayonnement

Un corps chaud transmet son énergie par rayonnement, comme le fait le Soleil, sans qu'il y ait besoin d'atmosphère. Pour que cette énergie soit ainsi transmise, il faut cependant que le corps exposé au rayonnement puisse l'absorber. De son taux d'absorption dépend l'importance de l'énergie ainsi stockée.

Dans l'atmosphère, bien qu'une partie soit absorbée par la couche d'ozone et par la troposphère, le rayonnement solaire demeure assez intense pour réchauffer considérablement la surface de la Terre, dépendant de la nébulosité et de la nature même de cette surface : eau, sable, végétation, neige ou glace.

Ainsi réchauffée, la Terre agit comme calorifère en rediffusant sa chaleur à l'air sous forme de rayonnement infrarouge. Ce sont les couches les plus denses de l'atmosphère, donc les plus basses, qui absorbent la plus grande partie de ce rayonnement.

La nuit, la Terre continue à diffuser la chaleur reçue pendant le jour, mais, au fur et à mesure du refroidissement de sa surface, son rayonnement se traduit graduellement par une perte de chaleur.

Dans le processus de réchauffement par rayonnement, les nuages ont pour leur part une influence importante, parce qu'ils empêchent une partie du rayonnement solaire d'atteindre la Terre.

La nuit, les nuages réfléchissent vers la terre une partie du rayonnement terrestre à ondes longues, ce qui contribue à retarder le refroidissement de la basse atmosphère puisque cette énergie reste emprisonnée entre le sol et les nuages.

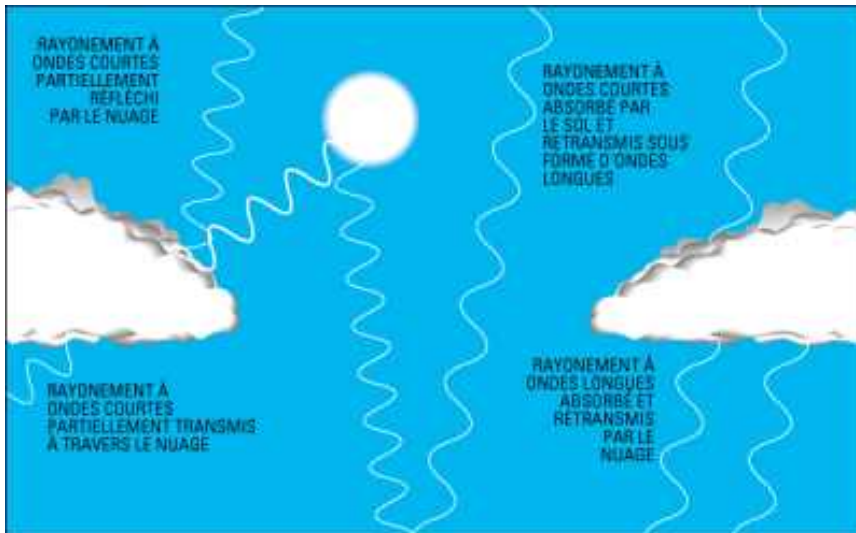


Figure 2-1 Rayonnement solaire

2.2 Conduction

La conduction thermique est un phénomène qui tend à répartir la chaleur dans un corps. La chaleur des parties chaudes d'un objet se répandra graduellement vers les parties froides du même objet.

Par exemple, la conduction thermique dans une tige de métal dont un côté est placé dans un feu fera en sorte que l'extrémité hors du feu se réchauffera à mesure que la chaleur se déplacera graduellement le long du métal.

Comme l'air est un mauvais conducteur thermique, l'effet de conduction y est presque inexistant, sauf à proximité du sol, où le phénomène s'accroît dès que l'atmosphère y est agitée.

2.3 Convection et turbulence mécanique

Lorsque l'air est chauffé par le dessous et commence à s'élever dans un air environnant plus froid, il y a convection. Certains types d'appareil de chauffage domestique, tels les plinthes chauffantes par exemple, fonctionnent sur ce principe.

La chaleur transmise ainsi aux plus basses couches inférieures de l'atmosphère est transportée en altitude par convection et par turbulence mécanique, c'est-à-dire le brassage par le vent, dans la partie la plus près du sol.

Mouvement vertical de l'air, la convection est un phénomène à petite échelle qui se produit entre la surface et l'atmosphère, ou entre couches atmosphériques superposées.

Elle se déclenche lorsque la surface est réchauffée de façon inégale, et que l'indice de décroissance de la température en l'altitude atteint un seuil critique.

Il y a aussi convection lorsque l'air soulevé le long d'une pente, par exemple, continue lui-même son ascension, et qu'il est remplacé au sol par l'air plus froid situé en périphérie.

Le mouvement ainsi amorcé par l'air crée systématiquement une turbulence mécanique qui résulte du frottement de l'air sur le sol. Plus le sol est accidenté, plus il y a de cette turbulence créée par des mouvements tourbillonnaires.

Cette turbulence participe activement au réchauffement des basses couches de la troposphère, parce qu'elle aspire littéralement la chaleur du sol. Son intensité est directement proportionnelle à l'intensité de la convection.

2.4 Advection

Les effets du rayonnement varient considérablement selon la nature de la surface, mais aussi selon la latitude et les saisons. Il est donc nécessaire de mettre constamment à jour le profil des températures en altitude.

Pour ce faire, on produit des cartes de surface et d'altitude sur lesquelles on trace des lignes qui délimitent tous les 4 ou 5 °C, les champs de même température. Ces lignes sont appelées isothermes.

C'est ainsi qu'est établi ce gradient thermique qui détermine la différence de température par unité de distance : °C/km. Le gradient est généralement représenté par une flèche pointant vers les isothermes les plus chaudes.

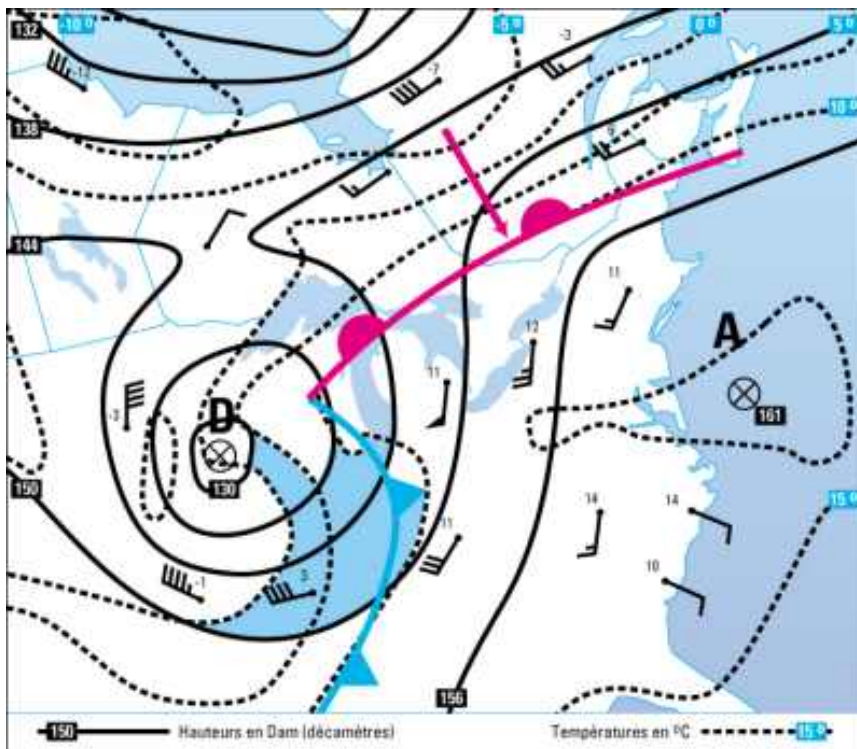


Figure 2-2 Isothermes et gradient thermique, sur une carte de 850 hPa. Les isothermes, distantes de 5 °C, sont en vert. La flèche mauve symbolise le gradient thermique. La zone bleu ciel représente l'advection d'air froid derrière le front froid.

L'expression advection signifie qu'il y a déplacement horizontal d'une masse d'air vers une région plus froide ou plus chaude. Elle annonce donc un réchauffement ou un refroidissement.

Plus le gradient thermique est élevé avec un vent fort atteignant sa vitesse maximale lorsqu'il souffle parallèlement à ce gradient, plus l'advection sera marqué.

La figure 2-2 illustre l'advection d'air froid. Derrière le front froid, en bleu, le vent d'Ouest pousse les isothermes vers l'Est.

2.5 Chaleur latente

Dans l'atmosphère, l'eau est simultanément et successivement présente sous ses trois états, mais elle ne passe d'une phase à l'autre - solide, liquide ou gazeuse - sans qu'il y ait transfert d'énergie.

Pour se transformer de liquide à vapeur, et de glace à liquide, l'eau doit absorber une certaine quantité d'énergie, et en perdre tout autant pour retrouver un état qui exige moins d'énergie. L'énergie requise pour les changements de phase supérieure est appelée chaleur latente ou chaleur de transition de phase. Cette chaleur n'est rien d'autre que celle que recèle déjà la phase qui provoquera une transformation d'état.

Tout le concept de la chaleur latente est compris dans ce processus : le soleil réchauffe la surface de la mer; l'eau de surface s'évapore ; cette vapeur, qui emmagasine sa propre chaleur, se condense en atteignant des régions plus froides de l'atmosphère, les réchauffant du même coup en libérant de la chaleur latente.

2.6 Changements adiabatiques

Un autre aspect fort important de l'énergie calorifique a trait à l'effet de la pression sur l'air.

Lorsqu'un gaz se comprime ou se détend pour une raison quelconque, il se réchauffe ou se refroidit.

Dans le cas du gonflement d'un pneu, la valve et le pneu deviennent chauds sous l'interaction de la forte pression et de l'importance de la friction à laquelle l'air est soumis.

Par contre, une bonbonne de gaz se refroidit à mesure qu'elle se vide, parce que le gaz qu'elle contient se détend.

Dans l'atmosphère, c'est à toutes fins utiles de la même façon que l'air subit constamment des changements de température dûs aux phénomènes de compression ou d'expansion. Le plus courant de ces phénomènes est lié aux mouvements ascendants ou descendants.

Comme la force de la pression atmosphérique atteint son maximum au niveau de la mer, l'air qui monte se détend et se refroidit, alors que l'air qui descend est comprimé et se réchauffe.

Chaque fois que l'air se réchauffe ou se refroidit sous le seul effet d'un changement de pression, il y a changement adiabatique.

S'il va de soi que l'air réchauffé par la surface monte tout naturellement et que l'air froid descende et le remplace, il arrive cependant que de l'air froid déjà en altitude soit comprimé par une subsidence causée par un anticyclone, et qu'il se réchauffe en descendant vers la surface.

Les vents chauds et secs qui arrivent des montagnes, dont le chinook qui descend des Rocheuses vers l'Alberta, illustrent notamment ce phénomène.

Dans des conditions adiabatiques, l'air sec se réchauffe ou se refroidit à un taux d'environ 1 °C par 100 m, ou 3 °C par 1000 pieds. S'il est saturé son taux de refroidissement est fonction de la température au sol. À 15 °C, il est d'environ 0,5 °C par 100 m, 1,5 °C par 1000 pieds. Plus l'air est froid, plus ce taux augmente.

2.7 Répartition verticale de la température

Plus on monte dans l'atmosphère, plus la température décroît. Cette décroissance est appelée gradient thermique vertical.

Dans l'atmosphère type de l'OACI, conçue suivant le processus adiabatique, le gradient thermique vertical a été établi à 6,5 °C par 1000 m : 1,98 °C par 1000 pieds

La réalité est fort différente. Il y a souvent des écarts considérables entre ce que l'on mesure et cette atmosphère-type ; de même pour les advections thermiques à l'horizontale, à diverses altitudes.

Il arrive par ailleurs qu'une couche isotherme, à gradient thermique nul, s'étale sur quelques centaines de mètres.

Dans d'autres cas, au lieu de baisser, la température augmente avec l'altitude. Il s'agit alors d'une inversion causée par un gradient thermique vertical négatif.

Parfois, l'inversion est produite par de l'énergie qui, emmagasinée durant le jour près de la surface, gagne de l'altitude au cours d'une nuit sans nuages; ce qui abaisse la température au sol.

Les inversions sont plus fréquentes l'hiver que l'été. Dans l'Arctique, en plein hiver, elles peuvent s'étendre jusqu'à 3 km d'altitude : 10 000 pieds.

2.8 Échelles utilisées pour exprimer la température

À quelques exceptions près, c'est l'échelle Celsius qu'on utilise au Canada pour exprimer les températures, tant en surface qu'en altitude. Sur un thermomètre Celsius, le point de congélation de l'eau est à 0, et le point d'ébullition, à 100.

En sciences, l'échelle Kelvin est plus commode. Elle est divisée exactement de la même manière que l'échelle Celsius, mais le zéro indique la température la plus basse qu'on puisse théoriquement obtenir. Ce zéro absolu est tel que le point de congélation est alors situé à 273,15, et le point d'ébullition, à 373,15.

Dans certains pays, les équipages doivent convertir les températures en utilisant les formules que voici :

- a. degrés Fahrenheit en degrés Celsius

$$(^{\circ}\text{F} - 32) / 180 = ^{\circ}\text{C} / 100$$

b. degrés Celsius en degrés absolus

$$^{\circ}\text{C} + 273.15 = ^{\circ}\text{K}$$

c. degrés Fahrenheit en degrés absolus

$$(^{\circ}\text{F} - 32) / 180 = (^{\circ}\text{K} - 273.15) / 100$$

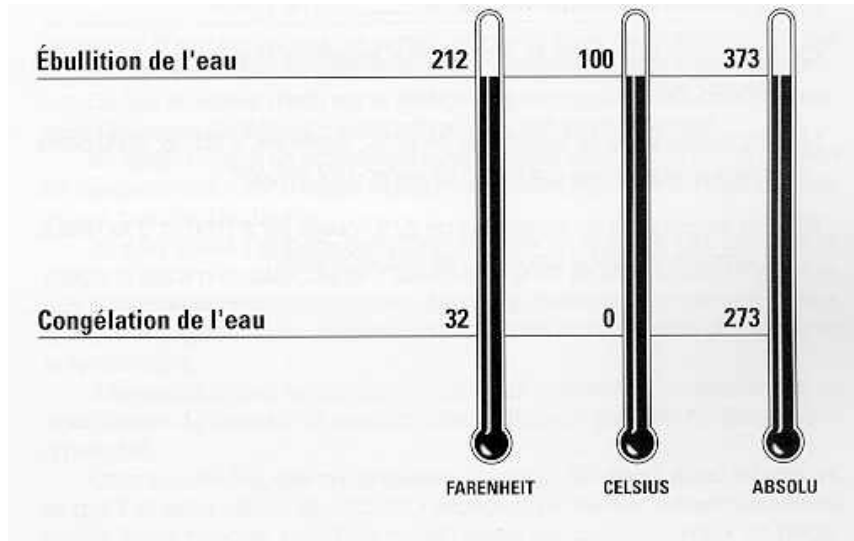


Figure 2-3 Temperature scales

2.9 Exercices

1. Qu'est-ce que la thermodynamique?
2. Nommez les formes de transmission de chaleur dans l'atmosphère.
3. Pour quelle raison les nuages empêchent-ils l'air de se refroidir rapidement durant la nuit?
4. Définissez la convection et les conditions favorables à son développement?
5. Qu'est-ce qu'un gradient thermique à l'horizontale?
6. Qu'est-ce qu'une forte advection d'air chaud?
7. Définissez la chaleur latente.
8. Que signifie comprimer un volume d'air de façon adiabatique?
9. Le gradient adiabatique sec est de _____ $^{\circ}\text{C}$ par 100 m.
10. L'air ascendant saturé se refroidit plus lentement que l'air sec ascendant. Vrai ou Faux?
11. Si la température de surface est de 12°C , quelle est, à 600 m, 2000 pieds, la température d'une colonne d'air ascendant saturé?
12. Si la température de surface est de 20°C quelle est à 1000 m, 3300 pieds, la température d'une colonne d'air sec ascendant?

CHAPITRE 3 HUMIDITÉ

Par définition, ce qui est humide contient de l'eau. Or, c'est le taux d'humidité de l'air qui permet de déterminer la quantité de vapeur d'eau qu'il contient.

Une grande partie des phénomènes météorologiques est reliée à ce taux, dont la formation des nuages et tout ce qui s'y rattache.

3.1 Vapeur d'eau et saturation

La vapeur d'eau est un des principaux éléments de la météorologie. Elle est capitale en raison de son instabilité et des conséquences que cela entraîne.

De fait, la vapeur d'eau est le seul gaz de l'atmosphère qui change d'état sous l'influence de légères modifications dans son environnement.

Sa transformation en gouttelettes ou en cristaux de glace amène la création de nuages; s'ensuivent d'autres réactions qui la font pluie, grêle, neige ou, près du sol, brouillard ou brume.

En plus d'être présente dans l'atmosphère en quantité très variable, la vapeur d'eau a pour particularité d'atteindre un point de saturation qui n'a de fixe que le rapport température-pression. Ainsi, si la pression est constante, le taux d'humidité augmente si on diminue la température et il diminue si on augmente la température.

À température fixe, la quantité de vapeur est inversement proportionnelle au changement de pression : à pression descendante on aura une hausse du taux d'humidité.

Dans tous les cas, dès que la quantité maximale de vapeur d'eau est atteinte, et que l'air ainsi saturé se refroidit, l'excédent de vapeur devient liquide ou solide, forme nuages, brouillard, rosée, gelée blanche ou cristaux de glace.

3.2 Noyaux de condensation

Tout ce que contient et transporte la troposphère participe en quelque sorte à la fabrication du temps. C'est dans ce contexte qu'il existe un lien particulier entre la vapeur d'eau et les milliards de tonnes de particules microscopiques que transportent les masses d'air.

Ces particules sont pollens, cendres volcaniques ou autres, fumées, sel marin, sable, poussières de roche, bref, aussi bien déchets des activités humaines que matières naturelles charriées par le vent.

De ces particules, celles qu'on appelle hygroscopiques sont d'excellents catalyseurs; elles servent de noyaux pour la condensation de la vapeur d'eau.

Sans ces noyaux de condensation, ayant surtout la forme de sel marin pense-t-on, la dynamique des précipitations serait vraisemblablement fort différente.

C'est autour d'eux que la vapeur se condense, créant ainsi une agglomération de particules liquides ou congelées, sans avoir nécessairement égard à la température, puisque des particules demeurent liquides à un degré bien inférieur au point de congélation.

3.3 Changement de phase ou d'état

Les rapports de l'eau avec l'atmosphère sont multiples; ses changements d'état, ou de phase, se présentent sous forme d'évaporation, de condensation, de congélation, de fusion et de sublimation.

Évaporation Passage de l'état liquide à l'état de vapeur d'eau.

Condensation Retour de la vapeur d'eau à l'état liquide.

Congélation Transformation de l'état liquide en glace.

Fusion Retour de la glace à l'état liquide.

Sublimation Changement direct de l'état solide, soit glace à vapeur d'eau, ou vice versa; c'est le cas pour la neige et les cristaux de glace.

Pour qu'il y ait condensation, ou sublimation si l'air est glacial, il faut donc que l'air saturé subisse un refroidissement ou devienne sursaturé de vapeur en présence de noyaux de condensation.

Par définition, il est illusoire de croire que l'eau de pluie est dépourvue d'impuretés et que la neige est immaculée!

3.3.1 Refroidissement

Pour que la vapeur d'eau devienne eau ou glace, il est essentiel qu'elle subisse un refroidissement qui lui permette de se condenser.

Les processus de refroidissement de l'air reliés à la condensation se résument ainsi :

- détente adiabatique : expansion lors d'un soulèvement de l'air
- rayonnement à partir d'une surface plus froide : phénomène plutôt nocturne
- conduction : contact avec une surface froide.

3.3.2 Augmentation de vapeur d'eau

La quantité de vapeur d'eau varie constamment, mais plusieurs facteurs contribuent à la maintenir élevée, sinon à l'augmenter :

- évaporation de l'eau, surtout quand celle-ci est plus chaude que l'air ambiant
- évaporation de la pluie chaude
- évapotranspiration de la végétation
- combustion de matières organiques.

3.4 Point de rosée et humidité

Bien que les changements d'état de la vapeur d'eau se fassent au gré des changements de température et de pression, il demeure qu'on peut prévoir le moment clé où il y aura saturation et condensation.

Pour ce faire, il suffit de connaître la température, la pression et le taux d'humidité, et d'extrapoler à partir d'une formule connue depuis déjà fort longtemps.

On sait par exemple qu'à pression constante de 1013 hPa au niveau de la mer, une masse d'air devra passer de 13 °C à 3 °C pour être saturée de vapeur d'eau, 3 °C étant ici le point de rosée, c'est-à-dire de condensation.

Ce type de refroidissement à pression constante, sans ajout de vapeur d'eau, s'appelle refroidissement isobarique.

Mais si ce refroidissement est de type adiabatique (sans échange de chaleur et d'humidité avec le milieu environnant), par détente de l'air sous l'effet d'une baisse de pression, le point de rosée diminuera.

Par exemple, si l'air de surface dont le point de rosée est à 10 °C, est soulevé jusqu'à une altitude où la pression n'est plus que de 700 hPa au lieu de 1000, son point de rosée sera à 4,8 °C.

3.4.1 Humidité spécifique

Mais il y a d'autres façons d'exprimer la notion d'humidité. Le rapport entre les masses de vapeur d'eau et d'air humide en est une.

Un volume d'air donné pourrait contenir par exemple, 12 g de vapeur d'eau par kg d'air humide.

On estime alors qu'à pression constante, tant qu'il n'y a pas condensation ou sublimation, l'humidité spécifique demeure inchangée.

3.4.2 Rapport de mélange

Il y a aussi ce qu'on appelle le rapport de mélange par lequel, cette fois, on compare la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec.

Ce rapport demeure aussi le même, tant qu'il n'y a pas condensation ou sublimation.

En bref, le rapport de mélange est le nombre de grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec.

3.4.3 Humidité relative

Enfin, l'humidité relative, indique le rapport entre le contenu réel de vapeur d'eau et la quantité nécessaire à la saturation.

Par exemple, si la température est de 13 °C, que le point de rosée est de 3 °C, et qu'il y a 4,7 g de vapeur par kg d'air sec, alors que le point de saturation devrait être à 9,4 g, le rapport est de 0,5, soit 50% d'humidité relative.

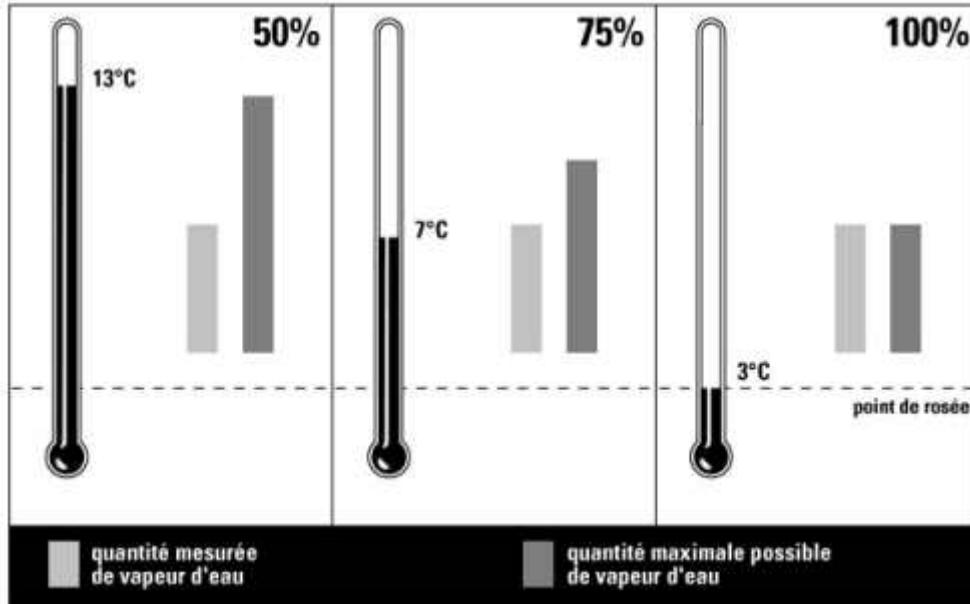


Figure 3-1 Humidité relative et point de rosée

L'humidité relative dépend de la température et de la quantité de vapeur d'eau.

À la figure 3-1, dans tous les cas, la vapeur d'eau est constante même si la température de l'air varie.

À droite, l'air et la température du point de rosée sont tous les deux à 3 °C; ce qui donne une humidité relative de 100%.

Cependant, l'image de gauche indique que si la température augmentait à 13 °C avec un point de rosée demeurant à 3 °C, l'humidité relative serait de 50%.

À cette température, l'air contient deux fois plus de vapeur d'eau qu'à 3 °C. Par contre, la quantité mesurée est la même que si la température était de 3 °C.

3.5 Exercices

1. Pourquoi la vapeur d'eau est-elle d'une grande importance?
2. Quels sont les éléments qui ont une influence sur la quantité de vapeur d'eau?
3. Qu'est-ce que l'air saturé ?.
4. Qu'est-ce que la sublimation?.
5. Nommez 3 processus qui impliquent un refroidissement de l'air.
6. Nommez 4 processus qui favorisent l'augmentation de vapeur.
7. Qu'est-ce que le point de rosée?
8. Lorsqu'on soulève un volume d'air, la pression de ce volume diminue ainsi que sa température, et le point de rosée demeure le même. Vrai ou faux?
9. Qu'est-ce que le rapport de mélange?
10. À pression constante, un refroidissement de l'air non saturé implique une baisse du point de rosée. Vrai ou faux?
11. Les cristaux de glace sont le résultat de quel processus thermodynamique?

CHAPITRE 4

PRESSION

Pour nombre de raisons, la pression atmosphérique revêt une importance capitale pour les aviateurs, fût-ce seulement parce qu'elle sert à régler l'altimètre avec précision.

Ce qui est capital, c'est que c'est elle qui régit les vents et, dans une grande mesure, l'apparition de phénomènes tels les nuages et les précipitations.

Il est donc nécessaire d'avoir une bonne connaissance de la nature de la pression atmosphérique, des unités dans lesquelles elle est exprimée, et des conditions qui la font varier, tant à l'horizontale qu'à la verticale.

4.1 Caractéristiques

L'atmosphère exerce sur les corps qu'elle entoure une pression causée par le bombardement des molécules d'air sur la surface exposée.

Cette pression dépend et de la masse volumique de l'air, et de la vitesse de déplacement des molécules, elle-même fonction de la température.

Comme l'air a un poids, chacune de ses particules est comprimée par celles qui se trouvent au-dessus. Plus on est près de la surface de la Terre, plus la masse volumique est élevée, plus la pression est forte.

De même lorsque l'air est refroidi sa masse volumique augmente, parce que la vitesse de déplacement des molécules est moindre.

À pression égale, l'air froid est donc plus dense que l'air chaud.

De fait, la pression atmosphérique s'exerce dans toutes les directions. Sur une surface, la résultante est perpendiculaire au plan exposé.

Contrairement à la force de gravité, qui s'exerce toujours à la verticale et vers le centre de la Terre, la force de la pression peut tout aussi bien s'exercer à l'horizontale que vers le haut.

4.2 Unités

On mesure la pression atmosphérique à l'aide d'un baromètre. Le baromètre le plus simple est constitué d'un tube vertical rempli de mercure, fluide dont on connaît la masse spécifique..

Puisque le mercure a une masse volumique 13,6 fois plus élevée que celle de l'eau, la hauteur de sa colonne sera de 76 cm au lieu de 10 m!

De plus, on peut facilement déterminer sa pression hydrostatique. Pour en connaître la valeur, il suffit de comparer la pression atmosphérique à la sienne.

Cette méthode s'est tellement répandue que, pour le calage altimétrique, on exprime encore la valeur de la pression par la hauteur d'une colonne de mercure.

Mais avec l'adoption d'un système international de mesures, le pascal est devenu l'unité de mesure de la pression d'un fluide.

Dans le monde de l'aviation, c'est l'hectopascal, hPa, qui a été retenu pour faire état de la pression atmosphérique ; cette unité est de même valeur que le millibar, ancienne unité encore utilisée par les météorologues, tant au Canada que dans plusieurs pays.

4.3 Stations et niveau moyen de la mer

La pression à une station est la pression atmosphérique mesurée sur place au moyen d'un baromètre.

Pour avoir une idée du champ de pression à un niveau déterminé, il faut comparer la pression aux données de différentes stations, mais en tenant compte de leur altitude respective, dû au fait qu'elle diminue au fur et à mesure de l'augmentation d'altitude.

Comment savoir systématiquement de combien est la pression à diverses altitudes? Les météorologues ont trouvé une solution à cette question en référant fondamentalement au niveau de la mer, où la pression est maximale.

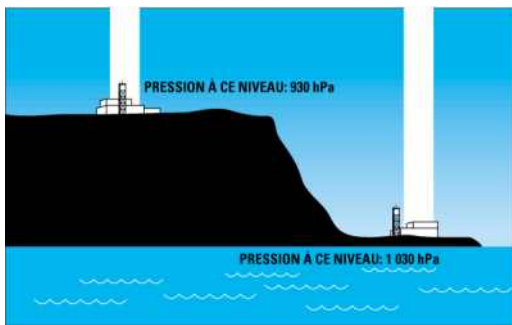


Figure 4-1 Écart des pressions aux stations, dû à la différence d'altitude

Pour déterminer la pression à station en référant au niveau moyen de la mer, il suffit de connaître son altitude exacte, et de déterminer la température moyenne entre cette altitude et le niveau de la mer.

Mais pour bien utiliser l'information météorologique la plus récente, il est important de différencier 3 choses bien distinctement : la pression à la station, le calage altimétrique, et la pression au niveau de la mer.

Il est par ailleurs primordial de prêter attention aux unités utilisées. La pression est habituellement exprimée en hectopascals, mais il est possible qu'elle soit donnée en millibars.

4.4 Différences à l'horizontale

Au plan météorologique, l'atmosphère de la planète forme un tout. C'est dans cette optique que les observations météorologiques sont faites simultanément partout à travers le globe.

Par le Réseau météorologique mondial, elles sont immédiatement acheminées vers des centres informatisés, puis ré-acheminées vers les centres de prévision.

Le vaste réseau d'observation mis en place au cours des années permet maintenant d'obtenir en quelques minutes un profil précis des conditions qui prévalent dans toutes les régions du globe.

Ces conditions sont aussi variées que le sont, tous confondus, nature de la surface, topographie, type de climat, saison, moment du jour et état du ciel.

Ces nombreuses distinctions, aussi extrêmes par exemple que les déserts de sable et les mers, la végétation équatoriale et les champs de glace des pôles, empêchent un réchauffement uniforme. D'où fluctuation de la pression dans l'espace et dans le temps.

Cette fluctuation est de première évidence dès qu'on consulte une carte météorologique, quel que soit le nombre de points d'observation qu'elle rapporte, et quelle que soit leur proximité.

Les courbes qui relient les points d'égale pression sont, les « isobares », habituellement tracées à intervalles de 4 hPa à partir de l'isobare principale, dont la valeur est de 1000, témoignent de cette fluctuation.

Il est courant d'avoir sur une même carte des isobares variant de 980 à 1012 hPa.

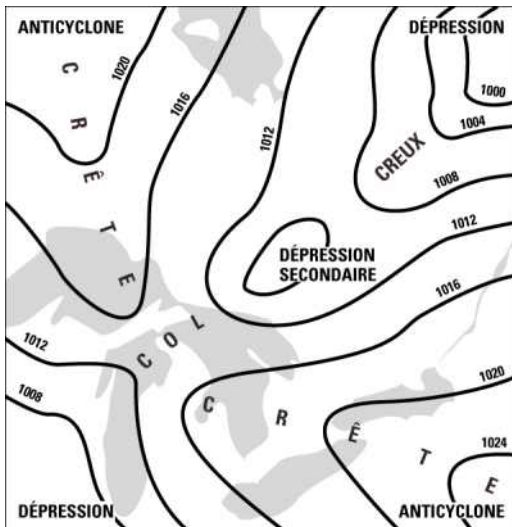


Figure 4-2 Champ de pression sur carte de surface

La figure 4-2 montre que les isobares d'une carte de surface ne s'entrecroisent jamais, mais forment des courbes plus ou moins concentriques.

Ces tracés permettent d'identifier les 5 entités, ou systèmes, directement reliées au champ de pression : dépression, creux, anticyclone, crête et col.

4.4.1 Dépression

Tous les points où la pression est à son minimum en une même zone, constituent le centre d'une dépression.

L'étendue de ces types de zone varie de moins d'un kilomètre de large pour les tornades, à plusieurs centaines de kilomètres pour les grandes dépressions.

Parmi les plus grandes et aussi les plus dévastatrices, il y a les ouragans, que l'on nomment les typhons en Asie, qui génèrent des vents de surface égaux ou supérieurs à 64 noeuds.

Plus la pression centrale est basse, plus la dépression est vigoureuse. Lorsque cette pression est à la baisse, on dit que la dépression se creuse.

En plus de générer des vents très forts, les dépressions créent de fortes précipitations. Sous nos latitudes, elles sont plus courantes l'hiver, alors que les forts gradients de température sont répartis sur une grande échelle.

Quand il y a phénomène inverse, c'est-à-dire lorsque la valeur la plus basse augmente et devient supérieure au champ environnant, on dit que la dépression se remplit. En pareil cas, les vents diminuent et les précipitations deviennent de moins en moins importantes dans le temps.

4.4.2 Creux

Une des abstractions popularisées par les médias est le creux barométrique. Ce creux est, de fait, une zone rectiligne ou courbée où la pression atteint un minimum. Il peut couvrir plusieurs centaines de kilomètres.

Or, il arrive souvent que la ligne de creux soit carrément située entre les isobares d'un front qui forme précisément le creux de la dépression.

Dans les bas niveaux, la dépression fait converger en son centre l'air qui gravite autour d'elle, comme s'il était aspiré par centre dépressionnaire.

Autre phénomène qui lui est directement associé : le changement radical de direction du vent, dit saute de vent. Souvent de secteur Sud en avant du creux, le vent tournera graduellement pour souffler du Nord-Ouest sur son arrière.

C'est précisément ce fort effet de convergence qui resserre les gradients de température, et crée des fronts dans les creux.

4.4.3 Anticyclone

À l'inverse de la dépression, la zone centrale de l'anticyclone est une zone où la pression atteint un point maximal.

Les isobares sont habituellement plus écartés près du centre d'un anticyclone que près du centre d'une dépression.

L'anticyclone se forme lorsque la pression en son centre augmente, et il est fort lorsque sa valeur centrale est nettement plus haute que les valeurs environnantes.

À nos latitudes, c'est l'hiver que les anticyclones sont les plus forts puisque l'air est froid. Il arrive que la pression dépasse 1040 hPa.

Si le beau temps est généralement associé à l'anticyclone, c'est que l'air froid et sec qui le constitue est systématiquement entraîné vers le sol.

L'anticyclone s'affaiblit lorsque la pression en son centre diminue.

4.4.4 Crête ou dorsale barométrique

La crête est l'inverse du creux, la pression étant plus élevée le long sa ligne de crête que sur ses côtés. Elle peut également être rectiligne ou courbée.

On la trouve généralement dans le prolongement des anticyclones. Or, un anticyclone peut être entouré de plusieurs crêtes dont les isobares sont généralement plus arrondies que celles du creux.

Quant à l'expression « dorsale », elle correspond exactement au même phénomène.

4.4.5 COL

Le col est une sorte de « no man's land » qui sépare deux crêtes ou deux creux, mais l'expression ne fait pas vraiment partie du vocabulaire utilisé dans les messages et les bulletins destinés aux usagers.

Sa dimension est telle qu'on ne tient compte que des systèmes qui le bordent.

4.5 Gradient de pression

L'expression gradient de pression, ou simplement gradient, désigne une différence de pression dans un espace déterminé, soit le taux de changement de pression à l'horizontale, mesuré perpendiculairement aux isobares.

Le gradient de pression au niveau moyen de la mer peut être calculé directement sur la carte du temps, puisque les isobares représentent la répartition de la pression à ce niveau.

Pour le connaître, il suffit de faire le rapport entre la différence de pression entre deux points et la distance qui les sépare.

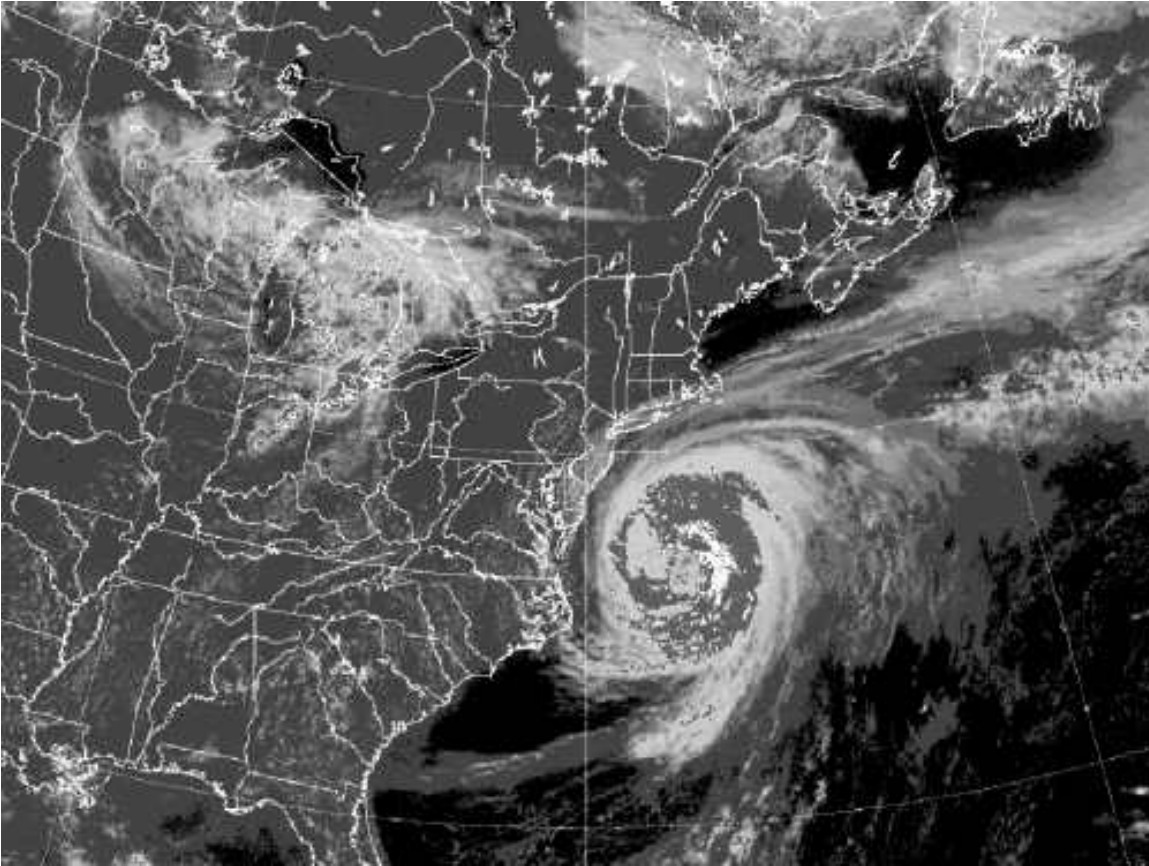


Figure 4-3 Détermination du gradient de pression au niveau moyen de la mer

Plus les isobares sont rapprochées, plus le gradient est fort.

4.6 Tendence barométrique

Le barographe enregistre de façon permanente les variations barométriques. Si une dépression s'approche, par exemple, il enregistre une baisse régulière de la pression.

Une fois le centre de la dépression passé, la pression commence à remonter. La nature de ces variations est appelée tendance barométrique.

La tendance ne porte que sur les 3 dernières heures d'observation.

4.7 Cartes isobariques

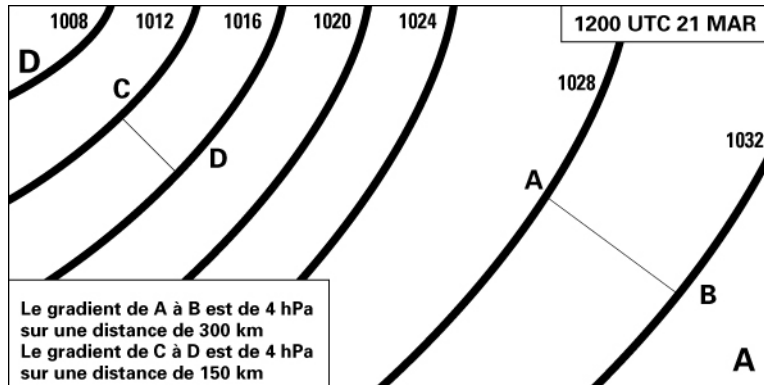
Les cartes isobariques sont des analyses fondées sur des champs de pression constante. Les cartes sont généralement préparées pour les champs de 850, 700, 500 et 250 hPa.

Les lignes qui relient les points de même altitude s'appellent isohypses.

Les variations de hauteur dépendent de la température et des fluctuations de pression de la couche qui leur est inférieure.

Comme c'est près des pôles que circule dans les couches inférieures l'air le plus froid, les niveaux de pression y sont habituellement plus bas qu'au-dessus de l'équateur.

Il peut cependant y avoir des différences de température très prononcées à une même latitude. Ces variations influenceront aussi sur les niveaux.



Effet de la température sur la hauteur des niveaux de pression

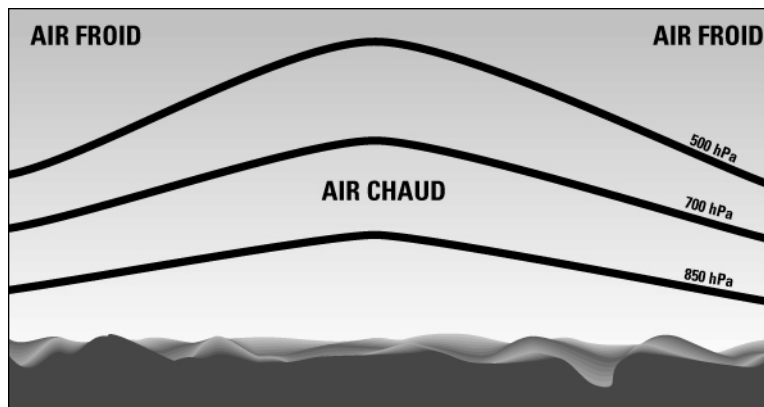


Figure 4-5 Carte isobarique de 700 hPa

4.8 Altimètre

L'altimètre est un baromètre anéroïde dont l'échelle correspond à une altitude plutôt qu'à des valeurs de pression.

Lorsqu'on le soumet à une baisse de pression, il indique un gain d'altitude plutôt qu'une diminution de pression (puisque l'air associé à une dépression est plus chaud).

En montant dans l'atmosphère, il est primordial de savoir qu'il existe un rapport beaucoup plus direct qu'en surface, entre la température, la pression et l'altitude.

Comme l'altimètre n'est pas conçu de manière à identifier ces écarts, on a recours à un étalonnage fondé sur l'atmosphère-type de l'OACI, qui fixe la pression au niveau moyen de la mer à 1013,25 hPa.

La température à ce même niveau est de 15 °C, et le gradient vertical de température jusqu'à 11 km, 36000 pieds, est de 6,5 °C/km, soit 1,98 °C/1000 pieds.

Dans ces conditions, une décroissance de pression de 1 hPa équivaut à un changement d'altitude de 8,4 m, 27,5 pieds, près du sol, et 1 pouce de mercure correspond à 283,7 m ou 931 pieds.

4.8.1 Erreur altimétrique

Lorsque l'atmosphère correspond en tout point à l'atmosphère type, ce qui n'est que très rarement le cas, l'altitude indiquée et l'altitude réelle sont identiques.

Autrement, il existe un écart dû au fait que la pression au niveau moyen de la mer, ou la température, sinon les deux, s'écarte des valeurs types.

4.8.2 Erreur due à la pression

Comme la pression au niveau moyen de la mer varie continuellement d'un endroit et d'un moment à l'autre, un altimètre ne pourrait indiquer l'altitude exacte s'il n'était muni d'un dispositif de compensation.

Par exemple, l'altimètre d'un avion au sol à un endroit de même altitude que le niveau moyen de la mer indiquerait 111 m, 384 pieds, si la pression réelle était de 1000 hPa au lieu de 1013,25 hPa.

On a donc prévu un mécanisme permettant de ramener l'indication de l'instrument à la valeur recherchée. C'est le dispositif que l'on nomme calage altimétrique.

Ce calage peut se faire de deux façons. Une méthode consiste à obtenir l'altitude exacte de l'aéronef. Ceci est facile lorsque l'appareil est au sol mais pas lorsqu'il est en vol.

Une autre méthode consiste à d'obtenir la mesure de la pression exacte au niveau du sol d'une station météorologique puis de calculer une valeur que le pilote devra afficher dans la fenêtre de calage afin de connaître son altitude.

Si l'aéronef est au sol, les deux méthodes peuvent être utilisées, mais si l'aéronef est en vol et se prépare à atterrir, seule la seconde méthode peut être appliquée pour des raisons bien évidentes.

Le calage altimétrique est calculé à partir de la pression à la station. La valeur obtenue correspond à la pression rétablie au niveau moyen de la mer, calculée d'après les valeurs de l'atmosphère-type.

Plus les conditions réelles s'écartent de celles de l'atmosphère type, plus l'écart entre le calage altimétrique et la pression au niveau moyen de la mer est élevée. L'exception est dans le cas précis où la station est exactement au niveau moyen de la mer.

Le calage, au sol, permet de corriger l'erreur lorsque la pression diffère de la valeur standard, en vol, l'altitude indiquée ne sera plus nécessairement exacte, et plus rien ne permettra de compenser.

Supposons qu'un anticyclone de 1025 hPa passe sur un aéroport, suivi d'une dépression de 975 hPa.

En examinant attentivement la structure verticale de l'atmosphère-type, on constate que la différence d'altitude entre deux niveaux de pression très voisins n'est pas tout à fait la même à 1025 et à 975 hPa.

Pour être précis, la différence d'altitude entre deux niveaux de pression voisins de 1 hPa est de 8,3 m, 27,1 pieds, à 1025 hPa et augmente progressivement pour atteindre 8,6 m, 28,2 pieds, à 975 hPa.

En décollant d'un aérodrome où la pression est relativement élevée, l'altimètre aura donc tendance à surestimer l'altitude.

L'aéronef sera donc en dessous de l'altitude indiquée. Si la pression est relativement basse, l'instrument sous-estime l'altitude.

4.8.3 Erreur due à la température

Le calage altimétrique ne suffit pas à éliminer les erreurs dues aux différences de pression, mais ces erreurs ne sont habituellement pas déterminantes.

La situation est fort différente en ce qui a trait aux erreurs causées par les écarts de température, plus difficiles à compenser.

Plus l'air est froid, plus sa masse volumique est grande et plus le gradient vertical est élevé.

Ainsi, selon l'atmosphère-type, pour une pression de 1013 hPa et une température de 30 °C, le gradient sera de 0,11 hPa/m, 8,6 m/hPa ou 28,7 pieds/hPa.

Pour une température de 15 °C, le gradient sera d'environ 0,12 hPa/m, 8,3 m/hPa ou 27,1 pieds/hPa.

Toujours pour la même pression, si la température était de -30 °C, le gradient atteindrait cette fois 0,14 hPa/m, 7,1 m/hPa ou 23,3 pieds/hPa.

Par temps très froid, l'altimètre surestimerait l'altitude, alors qu'il la sous-estimerait par temps très chaud.

La démonstration précédente permet donc de constater l'ampleur que l'erreur peut atteindre.

Les exemples présument qu'il s'agit de vols se déroulant à une altitude supérieure à celle du point de départ ; si le point d'arrivée est plus bas que le point d'origine, l'erreur altimétrique se traduit par le résultat inverse.

Il est par ailleurs capital de retenir que, par temps très froid ou par pression relativement basse, l'altimètre surestimerait l'altitude réelle. L'aéronef sera de fait plus bas que l'altitude indiquée.

4.8.4 Vol au calage altimétrique

Pour tous les aérodromes équipés d'instruments d'observation, il est évidemment possible d'effectuer un calage altimétrique calculé à partir de la pression enregistrée au point d'arrivée.

En calant son altimètre correctement, le pilote devrait normalement obtenir l'altitude exacte de la piste.

En vol toutefois, l'altitude indiquée n'est pas nécessairement exacte. Les altitudes minimales des itinéraires en tiennent compte, surtout pour les vols aux instruments.

Le pilote qui vole constamment à une même altitude en ne se fiant qu'à l'altimètre, vole au gré de la ligne d'un même niveau de pression.

À une altitude de 3 km, 10 000 pieds, une différence de 300 m, 1000 pieds, sur une distance de 1000 km, 540 milles marins, n'a rien d'exceptionnel.

En volant vers une dépression sans changer le calage altimétrique en cours de route, le pilote devrait s'attendre à ce que son altimètre indique, à l'atterrissage, une altitude plus élevée que l'altitude réelle.

En volant vers un anticyclone, l'inverse se produit. Le vol vers une dépression invite donc à la vigilance, surtout s'il s'agit d'un vol aux instruments.

Le vol d'une région chaude vers une région froide invite aussi à la vigilance, du moins si l'aérodrome de destination est plus élevé que l'aérodrome de départ.

Il faut aussi se méfier des montagnes, où les vents forts exercent une forte influence sur la pression. Les erreurs risquent d'être assez marquées.

On a déjà observé des erreurs de près de 900 m, 3000 pieds, en volant à basse altitude dans une vallée étroite où soufflaient de forts vents.

En secteur montagneux, les ondes orographiques (ces vagues que créent dans l'atmosphère les forts courants qui franchissent les sommets des montagnes) sont également cause d'importantes erreurs, de même que les tourbillons qu'ils génèrent aux niveaux inférieurs.

4.9 Exercices

1. Qu'est-ce que la pression atmosphérique?
2. Quelle est la pression moyenne au niveau de la mer selon l'atmosphère-type de l'OACI, pour chacune des 3 unités de mesure de la pression ?
3. Que signifie l'expression « pression à la station » ?
4. Quel facteur faut-il prendre en considération avant de comparer les relevés de pression provenant de plusieurs stations, et pourquoi?
5. Quel est le niveau normal que l'on utilise pour réduire à un niveau commun les pressions relevées à différentes stations?
6. Sur une carte météorologique de surface, quel est le nom des lignes qui joignent les points d'égale pression au niveau moyen de la mer, et qui délimitent les zones de haute et de basse pression ?
7. Associez les éléments de la première colonne à ceux de la deuxième. Il peut y avoir plus d'une association par élément.

a. dépression 1. zone de haute pression

- | | |
|---------------------|---------------------------------|
| a. dépression | 1. zone de haute pression |
| b. anticyclone | 2. zone de basse pression |
| c. cyclone | 3. aucune des réponse ci-dessus |
| d. tornade | |
| e. ouragan | |
| f. col barométrique | |
| g. crête | |
| h. creux | |
-
8. Les dépressions sont souvent associées au temps nuageux, tandis que les anticyclones sont ordinairement associés au temps clair. Vrai ou faux ?
 9. Sur une carte de surface, la crête est un endroit où la pression est faible par rapport au champ de pression. Vrai ou faux ?
 10. Qu'est-ce que la tendance barométrique?
 11. Qu'est-ce qu'un gradient de pression ?
 12. Sur une carte isobare de 700 mb, hPa, on note une pression beaucoup plus basse à Cape Dorset Territoires du Nord-Ouest, YTE, qu'à Brandon, Manitoba, YBR. Que doit-on déduire des températures qui règnent en ces endroits ?
 13. L'altimètre indique l'altitude exacte du lieu de destination. Douze heures plus tard, la pression en ce lieu a augmenté. Si le pilote ne corrige pas le calage, qu'indiquera l'altimètre ?

CHAPITRE 5

VENT ET CIRCULATION GÉNÉRALE

Le vent est le mouvement de l'air. Les prévisions qu'on en fait guident pilotes et navigateurs tant pour la préparation des plans de vol que pour les manoeuvres de décollage et d'atterrissage.

Elles permettent de réaliser une économie substantielle de temps et de carburant, mais aussi de suivre en cours de vol le déplacement des systèmes.

5.1 Direction de vent

Quand on donne la direction du vent, il faut comprendre qu'il s'agit de sa provenance. Un vent du Sud se déplace donc vers le Nord.

Un changement de direction dans le sens des aiguilles d'une montre est un mouvement dextrogyre; dans le sens contraire, le mouvement est lévogyre.

Un changement de direction du Sud à l'Ouest, en passant par le Sud-Ouest, est donc un mouvement dextrogyre.

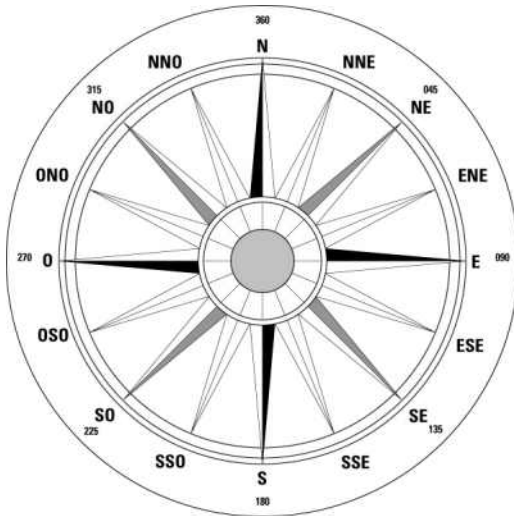


Figure 5-1 Rose des vents.

5.2 Forces qui agissent sur l'air

L'air est constitué d'un ensemble de particules soumises à diverses forces. Ces forces variables sont présentes à tous les niveaux de l'atmosphère. Ce sont elles qui induisent le vent.

5.2.1 Force du gradient de pression

La force qui résulte de la différence de pression entre deux points est le gradient de pression.

Cette force est toujours exercée de la haute vers la basse pression. Elle réfère directement au poids de l'air, dont la pesanteur est directement proportionnelle à la force de la pression.

Cette force est d'autant plus grande que les isobares sont rapprochées.

5.2.2 Force de coriolis

La rotation de la Terre exerce une force constante qui fait légèrement dévier l'air vers la droite dans l'hémisphère Nord. On l'appelle force de Coriolis.

Elle est cependant annulée dès que, opposée à cette dernière, elle lui devient égale.

On en déduit donc que le vent, en présence de la force de Coriolis et du gradient, souffle parallèlement aux isobares autour d'un centre de basse pression, donc de façon lévogyre, tandis qu'il sera dextrogyre autour d'un centre de haute pression.



Figure 5-2 Relation entre la direction du vent et les isobares reliées à l'anticyclone A, dans un environnement où il n'y a pas de frottement.

5.2.3 Force centripète

La force centripète se manifeste lorsque la trajectoire de l'air s'incurve. Elle agit alors perpendiculairement, en direction du centre de rotation.

Comme la force centripète s'ajoute au gradient, le vent souffle un peu plus fort autour des centres de haute pression.

Cette force est toutefois moins importante que les forces de Coriolis et du gradient.

5.2.4 Force de frottement

En surface, une force peu négligeable s'exerce sur le déplacement de l'air; elle le ralentit et peut en modifier considérablement la trajectoire. Il s'agit de la force de frottement dont l'impact réduit l'influence de la force de Coriolis.

Comme la force du gradient demeure la même, l'air est généralement dévié vers les basses pressions. Figure 5-3

L'importance de la déviation dépend de fait de la nature de la surface. Ainsi, dans les endroits où les accidents topographiques sont marqués, la déviation est supérieure.

Au-dessus d'un sol normalement accidenté, la déviation du vent est d'environ 30° , alors que sur les plans d'eau, elle n'est que de 15° .

À partir de 3000 pieds, 1000 m, au-dessus du sol cet effet s'estompe et les vents circulent parallèlement aux isobares.

Après le décollage, tout pilote constate que le vent tourne vers la droite et renforce; en descente, le phénomène est inverse.

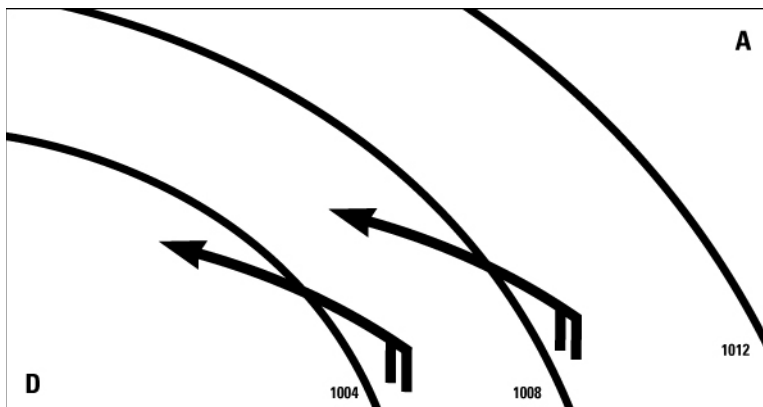


Figure 5-3 Relation entre la direction du vent et les isobares reliés à la dépression D, dans un environnement où il y a frottement.

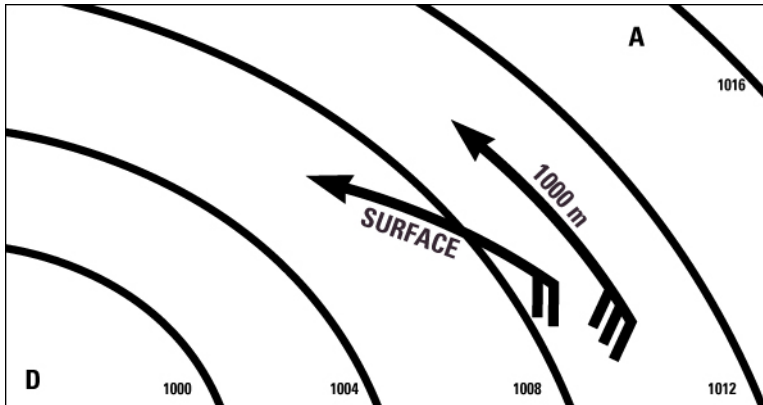


Figure 5-4 Comparaison entre le vent au sol et à 1000 m d'altitude, au-dessus d'une surface plane.

C'est la pression qui régit les vents, comme le démontrent les cartes du temps.

En surface et au niveau moyen de la mer, les vents sont parfois fort différents qu'en altitude.

Il est donc possible qu'on ait en surface un vent léger et variable, et à 20 000 pieds 6000 m, un vent de 150 kn, 160 km/h ou plus.

5.3 Rafales et grains

Les rafales sont des écarts passagers de la vitesse, de la direction du vent et de ses composantes principales.

Elles sont causées soit par l'instabilité de l'air, soit par les obstacles topographiques ou artificiels, tels les hautes constructions.

Si le vent est suffisamment fort et si l'instabilité persiste, elles peuvent parfois sévir durant plusieurs heures.

Quant aux grains, caractérisés par des variations très importantes de la vitesse du vent, ils sont généralement accompagnés d'une averse ou d'un orage.

Le grain débute rapidement, ne dure que quelques minutes et s'estompe tout aussi rapidement. Il résulte souvent du passage d'un front froid.

Derrière le front, lorsque c'est le cas, il peut y avoir de fortes rafales.

Le grain peut aussi être causé par une ligne d'orages. S'il y a orages consécutifs, il est possible des grains se succèdent à intervalles assez longs.

5.3.1 Instabilité de l'air

Même si vitesse et direction du vent sont déterminées en grande partie par le gradient, le moment de la journée exerce sur elles une influence souvent non moins déterminante.

Durant le cycle diurne, l'air réchauffé par le sol s'élève au fur et à mesure que le réchauffement augmente.

Comme cette masse d'air se déplace à une vitesse inférieure à celle de l'air en altitude, le mélange des masses par brassage ralentit les vents des niveaux supérieurs.

Elle est remplacée au sol par l'air plus froid des hautes couches ; ce qui a pour effet de causer de ces rafales qui sont à toutes fins utiles des variations rapides et brèves du vent.

La nuit, le refroidissement de la surface freine considérablement le rythme de ces échanges verticaux, affaiblissant vent et rafales près du sol et renforçant les vents en altitude.

Même si le gradient est quand même assez important pour maintenir durant la nuit des vents de vitesse moyenne, il arrive que les rafales disparaissent.

En plus des variations thermiques diurnes et nocturnes qui influent sur les vents, d'autres phénomènes sont directement associés à l'instabilité de l'air causée par l'alternance du réchauffement et du refroidissement :

- **BRISE DE MER ET BRISE DE TERRE** doivent toutes deux leur existence au réchauffement inégal de la terre ferme et des plans d'eau.

Brise de mer Durant le jour, par temps ensoleillé, la température de l'air au-dessus du sol devient vite supérieure à la température de l'air marin.

À cause de la différence de densité l'air marin chasse l'air chaud de la côte, souvent avec force ; ce qui donne la brise de mer.

Brise de terre La nuit, la perte de chaleur par rayonnement donne plus de densité à l'air côtier, chassant à son tour un air marin encore chaud. Ce vent s'appelle « brise de terre ».

L'intensité de ces brises dépend donc de leur contraste thermique, de l'instabilité de l'air le plus chaud, du vent en altitude, de la force friction, de la forme du rivage et de l'étendue du plan d'eau.

Ces phénomènes très locaux ne se produisent que lorsque les vents dominants sont faibles.

Les brises de terre sont généralement beaucoup moins fortes que les brises de mer, dû au fait que la température des masses d'air varie plus lentement que le jour ; ce qui crée une certaine stabilité.

Le vent d'une brise de mer peut atteindre 25 noeuds, 50 km/h, et ses effets sont parfois ressentis jusqu'à 25 kilomètres à l'intérieur des terres.

- Vents anabatiques et catabatiques sont produits par le réchauffement différentiel.

Vent anabatique Le vent anabatique se manifeste lorsque les pentes d'une vallée exposées au soleil se réchauffent plus rapidement que la vallée proprement dite.

Ce réchauffement déclenche le mouvement ascendant de l'air ; ce qui amène l'air froid de la vallée à gravir les pentes et à créer ainsi une circulation propre à cette vallée.

Vent catabatique Le vent catabatique se produit la nuit. Il est provoqué par l'air froid qui dévale les pentes de ces vallées qui sont encore sous l'effet du réchauffement diurne.

Les vents catabatiques sont généralement plus forts que les anabatiques, surtout en montagne, lorsque les flancs sont glacés.

5.3.2 Obstacles de vent

En surface, le vent est soumis à plusieurs obstacles. Ces obstacles créent des rafales dont la force dépend de la direction et de la vitesse du vent, de même que de la nature de la topographie.

Hors des régions montagneuses, leur influence est de portée fort limitée, mais on doit tout de même en tenir particulièrement compte lors des manœuvres de décollage et d'atterrissage.

Les obstacles qui modifient le comportement du vent sont nombreux; ils sont à l'origine de plusieurs effets :

- **EFFET DE BARRIÈRE** Une falaise, une montagne ou une chaîne de montagnes forment un mur que le vent heurte et doit contourner plus ou moins brusquement suivant sa force et sa direction.

Dans le cas où le vent souffle presque perpendiculairement à une chaîne de montagnes, il arrive que le phénomène, si l'air est assez humide, crée en altitude des nuages de type lenticulaire du côté du versant sous le vent.

La présence de tels nuages indique que la région est parsemée de zones de fortes turbulences, et qu'elle est donc dangereuse.

- **EFFET DE VALLÉE** Toute vallée assez prononcée canalise le vent.

Selon son orientation, il est possible que le vent ainsi canalisé soit de direction fort différente de celui circulant librement en altitude, vent qu'on appelle « dominant ».

La vallée du Saint-Laurent en fournit un excellent exemple, puisque tous les vents de moins de 180° et de plus de 180° deviennent systématiquement des vents du Nord-Est et du Sud-Ouest, collant ainsi à l'axe du fleuve.

- **EFFET D'ENTONNOIR** Lorsqu'il y a resserrement de côtes escarpées, de falaises, de collines ou de montagnes, il y a effet d'entonnoir.

Comme la force du vent est alors trop grande pour qu'il en résulte un changement de débit, le goulot naturel en provoque une accélération telle qu'il arrive que sa vitesse double.

Cet effet est commun aux baies, aux détroits, bref, partout où il y a étranglement d'un plan d'eau. Sur le Saint-Laurent, il est fort manifeste à la hauteur de l'île d'Orléans, où l'effet d'entonnoir renforce considérablement tout vent du Nord-Est.

- **CISAILLEMENT** Le long du point de jonction de masses d'air de vitesse ou de direction différente, il se crée une sorte de déchirure de l'atmosphère, qui résulte en un mouvement vertical du vent : le cisaillement.

Selon la direction des masses, il résulte une divergence ou une convergence ; la divergence horizontale en altitude engendre un mouvement ascendant dans les niveaux inférieurs, alors que la convergence en altitude crée de la subsidence dans les niveaux inférieurs.

Le cisaillement peut être causé par un obstacle au sol ou simplement par une saute de vent en altitude; ce qui est fréquemment le cas dans la vallée du Saguenay, à l'approche d'une dépression hivernale.

Dans cette vallée, le vent soufflera de l'Est, alors que juste au-dessus, il sera du Sud-Ouest.

5.4 Représentation des vents en altitude

Les conditions en altitude sont représentées par des cartes à pression constante, sur lesquelles les lignes continues appelées isohypses indiquent les changements d'altitude en décamètres, à chaque niveau de pression.

Ces isohypses doivent être considérées de la même façon que les isobares des cartes de surface.

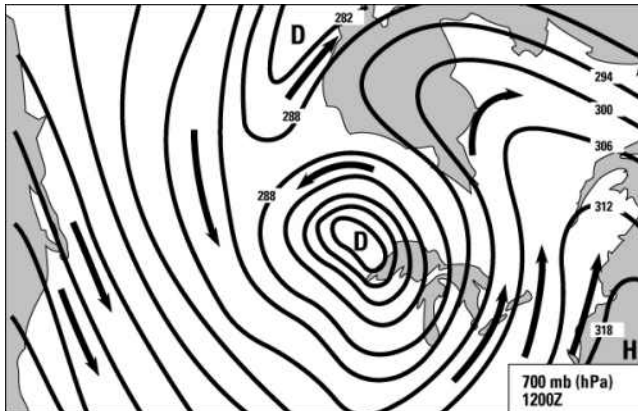


Figure 5-5 Exemple de déplacement d'air à 700 hPa. L'altitude du niveau de pression est indiquée par des isohypses. Il suffit d'ajouter un zéro pour obtenir la hauteur en mètre; ex : 294 équivalant à 2940 m.

Autour des régions où la pression est haute, le vent souffle parallèlement aux isohypses, et en sens contraire autour des régions où la pression est basse.

Comme la force du vent est proportionnelle au gradient horizontal des isohypses, plus les lignes sont rapprochées, plus le vent est fort.

Si la Terre avait une surface uniforme et qu'aucun mouvement de l'atmosphère ne venait mélanger l'air de l'équateur et des pôles, il y aurait entre ces deux régions extrêmes une répartition graduelle de la température.

Comme la pression en altitude est plus basse en air froid, les cartes devraient par conséquent indiquer que les niveaux de pression sont beaucoup plus bas au-dessus du pôle qu'au-dessus de l'équateur.

Il en résulterait un écoulement de l'Ouest, puisque les vents parallèles aux isohypses seraient anti-horaires autour de régions de faibles niveaux de pression, et horaires autour des régions de hauts niveaux.

Le fait que la Terre en rotation n'ait pas une surface de nature uniforme amène des écarts considérables de température, fût-ce à une même latitude.

Nettement influencé par la température, les niveaux de pression marquent donc des écarts prononcés, enregistrant des altitudes plus élevées en région chaude qu'en région froide.

Dans les couches inférieures, cette influence des systèmes de pression peut également se faire sentir jusqu'à 250 hPa.

Dans nombre de cas, les cartes en altitude comprennent des isohypses fermées qui démontrent que l'écoulement de l'Ouest a été entièrement disloqué par un vent d'Est soufflant en altitude sur une partie du continent.

5.5 Vents et altimètre

Comme le vent souffle continuellement, il est impossible de le dissocier de la lecture de l'altimètre, tous deux étant soumis aux variations et à la configuration du champ de pression, généralement différent en altitude qu'au niveau de la mer.

Si on observe, en volant à 2000 pieds (600 mètres), un vent contraire ou un vent arrière direct, c'est que la trajectoire suivie par l'aéronef est parallèle aux isohypses. Aucune variation de la pression ne pourra donc diminuer l'exactitude de l'altimètre.

À pression constante, il faut donc savoir que par vent arrière, un appareil accuse automatiquement une dérive prononcée sur la gauche, et prend graduellement de l'altitude.

S'il faut grimper pour demeurer au même niveau de pression, c'est qu'on se dirige vers crête de hauteurs en altitude. En pareil cas, les isohypses indiquent un mouvement ascendant de la masse d'air.

Pour continuer à voler au même niveau, l'avion doit gagner de l'altitude.

Par ailleurs, une dérive sur la droite par vent arrière indique que l'avion perd graduellement de l'altitude et se dirige vers une zone de haute pression.

L'air devient plus dense parce qu'il y a mouvement de subsidence, propre aux anticyclones. De ce fait, en naviguant à pression constante, l'altitude sera plus faible dans le cas d'une dépression en altitude.

Les vents identifiés en cours de vol peuvent donc aider grandement à évaluer l'erreur altimétrique due à la pression.

En vol, on peut d'autre part déterminer exactement l'erreur de l'altimètre, en comparant ses données à celles d'un radioaltimètre ; on a alors la composante du vent qui souffle à angle droit sur l'appareil.

5.6 Circulation générale

Toutes les données météorologiques confirment que la circulation de l'air autour du globe est très variable, mais aussi que certaines de ses variations sont tout à fait prévisibles ; vu son extrême sensibilité à ce qui constitue la nature même de la surface terrestre.

Pour en illustrer le profil général au rythme des jours et des saisons, on a choisi d'en référer à la répartition moyenne de la pression.

Dans la partie septentrionale de l'hémisphère Nord, cette circulation suit, d'Ouest en Est, la sinuosité créée par le côtoiement de l'air arctique et continental.

5.6.1 Au niveau de la mer

La figure 5-6 révèle clairement, par répartition moyenne de la pression, que la troposphère est segmentée par systèmes clés et courants maîtres :

- centre anticyclonique au pôle
- dépression subpolaire à 60° N
- anticyclone subtropical à 30° N
- convergence intertropicale près de l'équateur.

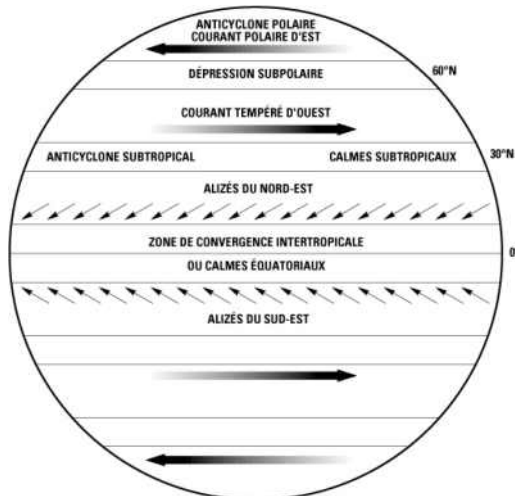


Figure 5-6 Circulation générale au niveau de la mer

À cette répartition correspond une circulation générale en surface, ainsi caractérisée :

- vents d'Est polaires, du pôle au 60° N, ou courant polaire d'Est
- vents d'Ouest de 60° N à 30° N, ou courant tempéré d'Ouest
- vents de secteur Est, entre 30° N et l'équateur, dits alizés; ils soufflent Nord-Est dans l'hémisphère Nord ,et Sud-Est au sud de l'équateur;

Les secteurs interzones, où le vent est faible, s'y détachent tout aussi clairement :

- près du pôle Nord
- calmes subtropicaux
- calmes équatoriaux ou pot-au-noir, ainsi baptisé en raison des nuages épais et des pluies abondantes que connaît cette région.

5.6.2 En altitude

La figure 5-7 permet d'autres observations :

- le glacial centre anticyclonique polaire s'affaiblit en altitude pour devenir à 700 hPa une dépression qui s'intensifie graduellement;
- chaud, l'anticyclone subtropical fait de même;
- il en résulte, autour de la dépression polaire en altitude, une circulation cyclonique zonale de l'Ouest.

Près de l'équateur, au sud de l'anticyclone subtropical, cette circulation se transforme en courant d'Est.

Quant au courant tempéré d'Ouest, il s'intensifie lui aussi jusqu'à la tropopause, puis diminue dans la stratosphère.

Conclusion : dans les régions soumises à la circulation d'Ouest, c'est au niveau de la tropopause que les vents d'Ouest atteignent leur vitesse maximale.

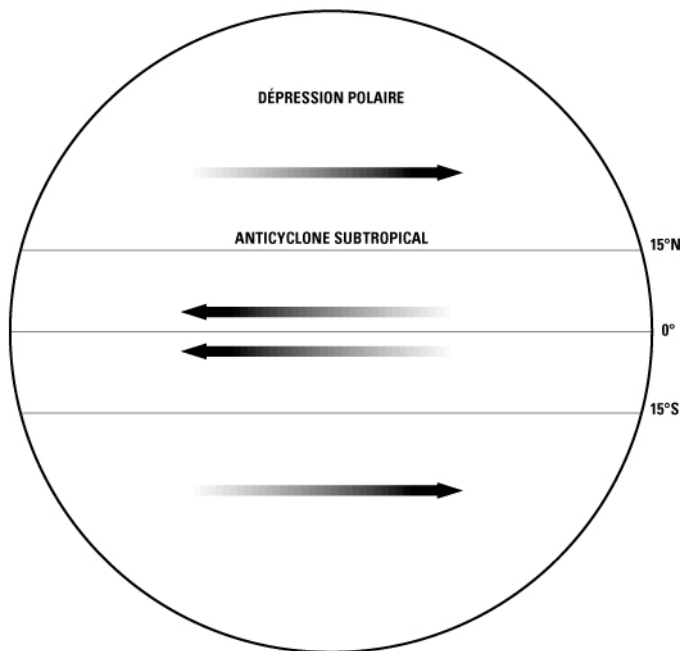


Figure 5-7 Circulation générale en altitude, de 700 hPa à la tropopause.

5.7 Régime tropical

5.7.1 Caractéristiques

On appelle régime tropical ces cellules de Hadley qui existent entre 30° N et 30° S. Au niveau de la mer, ce régime comprend les alizés et les calmes équatoriaux.

La circulation tropicale est illustrée dans la figure 5-8; en voici les principales caractéristiques.

- Au niveau de la mer, les alizés se dirigent vers la zone très instable de convergence intertropicale - dans leur trajet vers l'équateur, ils absorbent chaleur et humidité.
- Sous l'effet combiné de cette convergence et des nombreux courants convectifs de cette région, l'air humide et instable de la zone intertropicale est projeté vers le haut.

Il en découle la formation d'importants cumulonimbus, dont les sommets dépassent parfois la tropopause et atteignent les 70 000 pieds, 18 km.

Comme ces sommets perdent de la chaleur par rayonnement, il s'ensuit un maintien de l'instabilité et, par conséquent, de la convection.

De surcroît, la chaleur latente libérée au moment de la condensation participe directement à l'augmentation de la poussée ascendante.

- Dans la haute troposphère, l'air se dirige vers les pôles et prend une direction prédominante d'Est, bien que faible, infléchiée par l'anticyclone subtropical.
- Ce faible courant d'Est, en haute troposphère, se refroidit par rayonnement et descend graduellement.

Lors de sa descente, il se réchauffe au taux adiabatique de l'air sec et bénéficie de la chaleur latente libérée au cours de sa précédente ascension dans la zone de convergence intertropicale.

Ce phénomène tend à uniformiser la température entre 25° N et 25° S, mais crée en permanence une puissante inversion.

Cette inversion d'air chaud descendant, et presque sans nuages, contraste énormément avec la couche inférieure, où l'apport des alizés humides et instables fait naître des nuages à développement vertical.

- Cet air arrive au sol vers 30° N et 30° S, où il se scinde pour d'une part retourner vers l'équateur et l'anticyclone subtropical, et se diriger d'autre part vers les pôles.

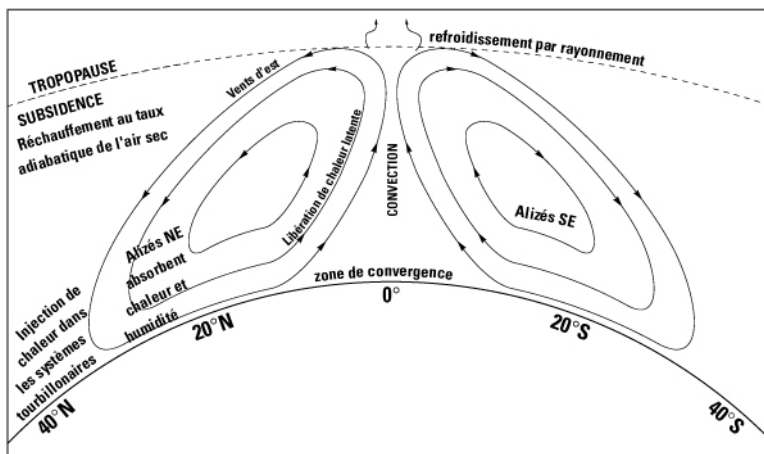


Figure 5-8 Circulation tropicale

5.7.2 Zone de convergence intertropicale

Les nuages associés à la zone de convergence intertropicale sont de type convectif. Ces nuages sont nombreux, mais ils ne forment pas une ceinture continue autour du globe.

Même si le type de temps de cette zone ressemble au type frontal, il ne faut pas la tenir pour un immense front.

Les masses d'air qui y convergent sont thermiquement homogènes, mais elles ne forment pas une entité véritablement monolithique.

La zone de convergence intertropicale se situe, en moyenne, à 10 ° de l'équateur, et, plutôt nomade, elle oscille vers le Nord en été, et vers le Sud en hiver.

Cette oscillation est plus grande sur les continents, où les écarts de température sont plus importants qu'au-dessus des océans.

On remarque donc que, dans le secteur asiatique, cette dépression thermique qu'est la mousson d'été soulève l'air chaud et humide du continent, et fait disparaître la zone de convergence.

Par contre, la mousson d'hiver, qui est un anticyclone continental, expulse un air froid et sec et repousse la zone de convergence vers l'hémisphère Sud.

5.7.3 Échanges de chaleur dans le régime tropical

La circulation tropicale est maintenue par de nombreux processus d'échanges de chaleur :

- absorption de chaleur sensible et de chaleur latente par les alizés
- libération de chaleur latente par le courant ascendant de la zone de convergence intertropicale
- refroidissement par rayonnement des couches supérieures
- au-dessus de la zone de convergence, divergence en haute troposphère, qui résulte en la descente en régions subtropicales d'un air réchauffé au taux adiabatique sec
- injection de chaleur dans les systèmes tourbillonnaires des latitudes tempérées.

De ces échanges de chaleur résulte une masse d'air tropical thermiquement homogène.

Pour qu'une telle circulation puisse se maintenir, l'effet de rotation de la Terre, c'est-à-dire la force déviante de Coriolis, doit être faible.

Ceci est une autre caractéristique de la cellule d'Hadley. Nulle à l'équateur, cette force demeure assez faible jusqu'à 30° N et 30° S.

5.7.4 Régimes extratropicaux

Par contraste avec le régime tropical, les régimes extra-tropicaux sont le siège de forts gradients horizontaux de température, et d'importants effets de Coriolis.

En plus, comme ces régions sont en général en déficit de chaleur, elles en obtiennent aux dépens des régions tropicales.

Sous les latitudes moyennes, le courant qui provient de l'anticyclone subtropical et qui se dirige vers les pôles est dévié au niveau de la mer pour devenir, dans l'hémisphère Nord, sous l'influence de la force de Coriolis, un courant d'Ouest.

Celui-ci, en rencontrant le courant d'air froid venant du pôle Nord, dévie et se transforme cette fois en un courant d'Est.

Or, c'est la rencontre de ces deux courants, en zone dépressionnaire subpolaire, qui forme le front polaire.

Dans ce secteur, la circulation ondulatoire en altitude prend, en surface, la forme de dépressions et d'anticyclones.

5.8 Influences géographiques

5.8.1 Continents et océans

La variation annuelle de la température est plus faible sur les océans que sur les continents, parce que la perte ou le gain par rayonnement y est plus faible ; augmentant avec la latitude, elle est beaucoup plus marquée aux pôles qu'à l'équateur.

L'été, les continents se réchauffent beaucoup plus rapidement que les océans. Par conséquent, dès qu'une dépression thermique se forme sur le continent, elle fait accroître les pressions au-dessus de l'océan. L'inverse se produit en hiver.

En raison de l'importance de la masse thermique que représente l'eau des océans, exception faite des régions polaires, l'écart de température entre eux et les continents est beaucoup plus grand en hiver qu'en été.

Sur le continent, la dépression a tendance à se déplacer vers le Sud, où le réchauffement est plus intense, alors que l'anticyclone subit le phénomène inverse.

5.8.2 Influence des chaînes de montagnes

Les chaînes importantes modifient substantiellement l'influence des continents et des océans. Ainsi, les Rocheuses empêchent-elles les échanges de chaleur entre le Pacifique et l'est du continent.

Ce mur naturel provoque à l'est des Rocheuses la formation d'anticyclones en hiver et de dépressions en été.

Sur le continent eurasiatique, ce sont les chaînes du Sud et de l'Est qui empêchent les mêmes échanges de chaleur entre le Pacifique et les parties méridionales du continent.

En Amérique du Nord, pareil contexte retient l'anticyclone hivernal à l'Est, et laisse la dépression estivale occuper tout le continent.

5.9 Tropopause

La tropopause est la zone de transition, entre troposphère et stratosphère, où le vent et la température varient beaucoup.

Ce phénomène peut influencer directement le confort et la sécurité, parce que c'est là que le vent atteint sa plus grande vitesse. Figure 5-9

Ces forts vents créent d'étroites zones de cisaillement qui se traduisent souvent par de dangereuses turbulences.

Il importe donc de s'assurer avant chaque envolée d'avoir l'information la plus à jour sur le vent et les cisaillements présents et prévus.

La hauteur de la tropopause varie. Elle est d'environ 60 000 pieds, 20 km au-dessus de l'équateur, et de quelque 20 000 pieds ou moins, 6 km, au-dessus des pôles.

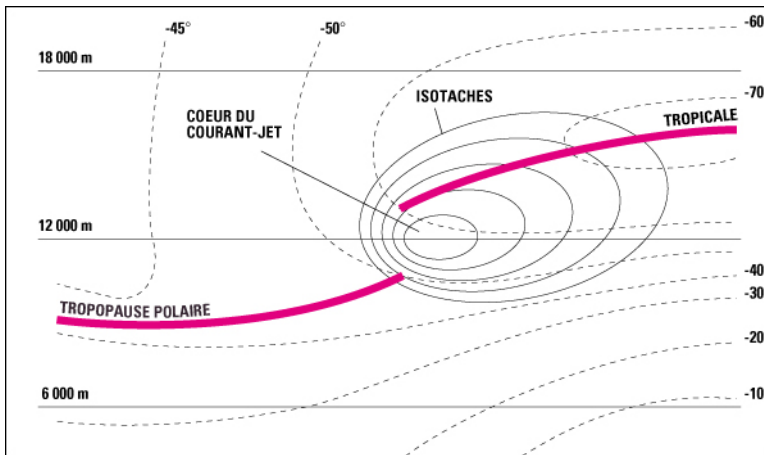


Figure 5-9 Coupe verticale montrant la haute troposphère et la tropopause.

5.10 Courant-jet

Le courant-jet est un couloir plat, étroit et sinueux, où la vitesse du vent atteint son apogée. Ce phénomène se manifeste presque partout autour du globe. Figure 5-10

Il peut courir aussi loin que la limite nord des tropiques, mais sa vitesse sera alors nettement moindre qu'aux latitudes moyennes, où il atteint ses plus fortes pointes.

C'est la variation brusque de l'altitude de la tropopause qui crée le courant-jet.

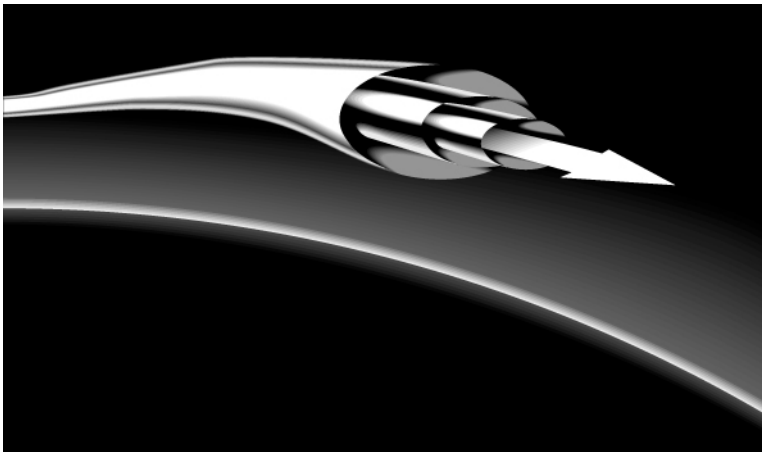


Figure 5-10 Concept artistique du courant-jet. La flèche en indique l'orientation.

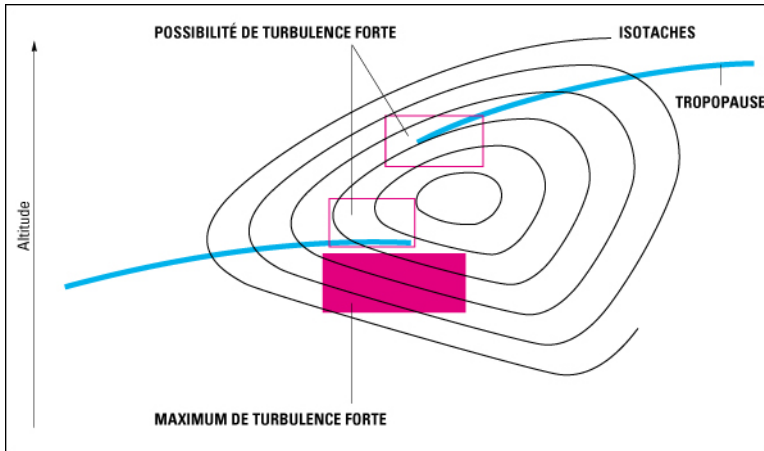


Figure 5-11 Segment du courant-jet. Les isotaches relient les points d'égale vitesse.

Le courant-jet est par définition un flux d'air dont la vitesse doit arbitrairement être d'au moins 110 km/h (60 noeuds).

La configuration d'un courant-jet n'est pas constante. Elle ressemble plutôt au boomerang. Figure 5-12

Les segments du courant-jet se déplacent au gré des crêtes et des creux de la haute troposphère; donc, généralement plus rapidement que les systèmes de pression sous-jacents.

Aux latitudes moyennes, la vitesse moyenne du courant-jet, dont la trajectoire est plus méridionale l'été, est à son plus fort l'hiver.

Le coeur du courant-jet est la partie où le vent atteint la plus grande vélocité.

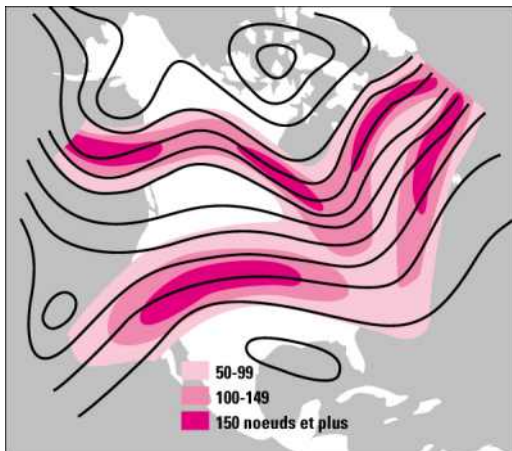


Figure 5-12 Analyse du courant-jet à 250 hPa

La vitesse du vent diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du coeur du courant-jet, et cette décroissance est beaucoup plus marquée côté pôle, soit en régions plus froides. Figure 5-9

En comparant deux courants-jets, on constate que leur trajectoire prend pratiquement la forme des isohypes. Figure 5-12

Le courant-jet le plus septentrional a trois segments de vitesse maximale, tandis que le plus méridional en a deux.

Les isohypses sont plus serrées dans les secteurs où les vitesses sont les plus élevées, tant dans le voisinage des courants-jets que sur leurs flancs où, en somme, le cisaillement est le plus fort.

Les courants-jets à longue trajectoire et vitesses élevées sont généralement associés aux fortes dépressions de surface et aux fronts situés sous de profonds creux.

Quant à la perturbation en voie d'occlusion, elle se déplace au nord de la jonction où le courant-jet traverse le système frontal. qui y est associé.

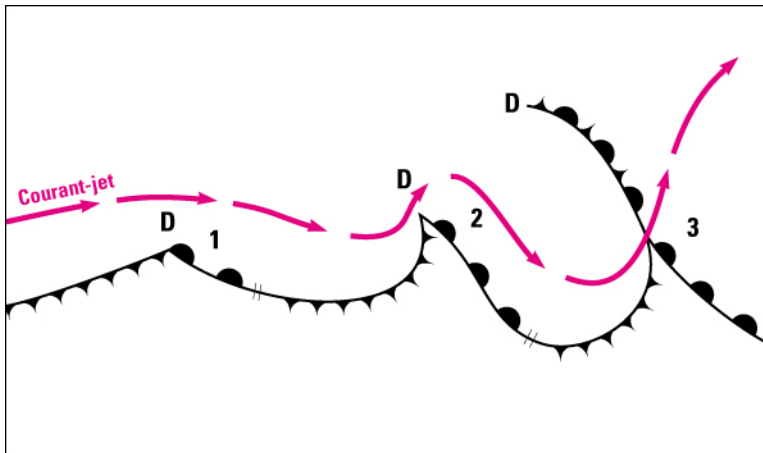


Figure 5-13 Positions moyennes des courants-jets eu égard aux systèmes de surface : 1. La cyclogenèse d'une dépression de surface est habituellement située au sud du courant-jet : 2. Une dépression qui s'intensifie se rapproche du cœur du courant-jet : 3. Durant l'occlusion, la dépression se déplace au nord du courant-jet. Le courant-jet traverse le système frontal à l'endroit de l'occlusion.

5.11 Exercices

1. Qu'est-ce que le vent ?
2. Comment indique-t-on la direction du vent ?
3. Nommez quatre forces qui agissent sur l'air ?
4. Pour quelle raison le vent de surface est-il dévié vers la droite dans l'hémisphère Nord, et finit-il par souffler parallèlement aux isobares ?
5. Si, dans l'hémisphère Nord, vous tournez le dos au vent après que la force de Coriolis ait produit son effet, où sera située la zone de basse pression par rapport à vous ?
6. Plus les isobares sont resserrées, plus le gradient de pression est fort et, par conséquent, plus la vitesse du vent est élevée. Vrai ou faux ?
7. Dans l'hémisphère Nord, l'air circule dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'une dépression. Vrai ou faux ?
8. On peut généralement déterminer la vitesse du vent à 3000 pieds, 1 km, d'après :
 - ☐ le gradient vertical de température
 - ☐ le gradient de pression au niveau moyen de la mer
 - ☐ la pression au niveau moyen de la mer

9. Quel effet la friction au sol a-t-elle sur la direction du vent?
10. Si la force de frottement est grande, le vent sera plus fort et pointera davantage vers les zones de basse pression. Vrai ou faux ?
11. L'angle de la direction du vent par rapport aux isobares est plus prononcé lorsque le vent souffle au-dessus de l'eau que lorsqu'il souffle au-dessus d'une surface accidentée. Vrai ou faux ?
12. Nommez deux causes principales des rafales.
13. Comment se comporte le vent d'une brise de terre, et à quel moment de la journée ce phénomène est-il le plus probable ?
14. Les vents catabatiques descendent le long des pentes durant la nuit. Vrai ou faux?
15. Nommez quatre effets causés par des obstacles sur le vent de surface :
16. Qu'est-ce qu'une isohypse ?
17. Plus les isohypses sont rapprochées entre elles, plus la vitesse du vent est grande. Vrai ou faux?
18. Les vents en altitude soufflent toujours parallèlement aux isohypses. Vrai ou faux ?
19. Où se trouve la dépression si le vent est du Nord?
20. Quelle différence y a-t-il entre un grain et une rafale?
21. En volant à un niveau de pression constant, un pilote constate une forte dérive vers la gauche. Pour continuer à voler à ce niveau de pression, l'avion doit prendre de l'altitude. Si l'avion ne grimpe pas, est-ce que l'indication de l'altimètre sera trop haute ou trop basse ?
22. Vous volez d'Est en Ouest à 500 hPa. Pour chacune des directions de vent observées en cours de vol, indiquez si vous gagnez ou perdez de l'altitude.
 - ☐ vent du Sud
 - ☐ vent du Nord
 - ☐ vent debout
 - ☐ vent arrière
23. Qu'est-ce que le courant tempéré d'Ouest ?
24. Que signifie l'expression Ç pot-au-noir È ?
25. En altitude, la circulation est d'Ouest près des pôles et d'Est près de l'équateur. Vrai ou faux?
26. Comment nomme-t-on le profil de la circulation générale entre l'équateur et les latitudes de 30° N et de 30° S ?
27. Par contraste avec le régime tropical, les régimes extra-tropicaux sont le siège de forts gradients horizontaux de température et d'effets importants de la force de Coriolis. Vrai ou faux?
28. Les continents et les océans exercent une influence thermique sur la circulation générale. Vrai ou faux?
29. Dans la tropopause, le régime de température et des vents est plutôt stable. Vrai ou faux ?
30. Qu'est-ce que le courant-jet ?
31. Où se situe le courant-jet ?
32. On appelle Ç coeur du courant-jet È, un segment où les vents sont maximaux. Vrai ou faux ?
33. Quel est le nom des lignes qui joignent les points d'égale vitesse du vent ?
34. Lorsqu'on tourne dos au vent dans un courant-jet, la tropopause est-elle située à gauche ou à droite ?
35. On observe que la limite des nuages cirriformes est souvent abruptement découpée près de la bordure Nord du courant-jet. Vrai ou faux ?

CHAPITRE 6

STABILITÉ DE L'AIR

Le procédé de refroidissement le plus important est l'expansion associée à l'ascendance de l'air.

Dans des situations apparemment identiques, il y a toutefois des variations considérables dans la vigueur et l'importance des mouvements verticaux.

Au cours de vols en région légèrement accidentée par exemple, il y a des situations où on aura de forts mouvements verticaux dans certains, et aucun dans d'autres.

Cette différence est imputable à la variation de la stabilité de l'air, dont l'influence sur la force et l'importance des mouvements verticaux est grande, sans suffire toutefois à les déclencher.

À la figure 6-1, on a le cas d'une balle dans un bol.

Si la balle est remontée le long de la paroi puis relâchée, elle revient à sa place originelle.

Cependant, si le bol est renversé et que la balle est déposée sur le fond, une légère poussée la fait rouler en bas, sans pouvoir reprendre d'elle-même sa position originelle.

6.1 Définition des termes

Les termes stabilité et instabilité ont, dans l'atmosphère, à peu près la même signification que lorsqu'ils sont utilisés pour des objets ordinaires.

Par exemple, un navire ayant son poids réparti de façon inégale est instable, surtout s'il est trop lourd dans sa partie supérieure.

Ainsi, si le bateau penche d'un côté, sa structure s'éloigne de la verticale. Dans une mer agitée, il peut alors chavirer au lieu de se redresser.

Dans chaque situation, l'air sec du ballon s'est dilaté et refroidi avec un gradient adiabatique sec de 1° C par 100 m, pour atteindre la température de 16° C au plafond choisi.

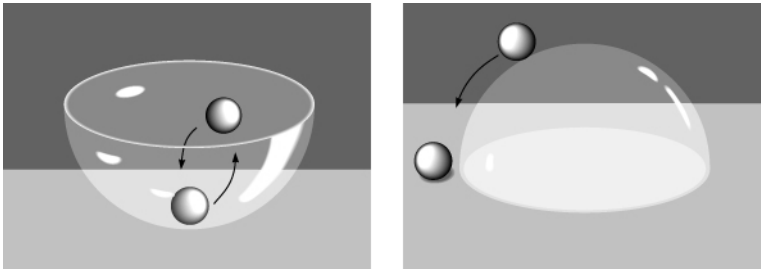


Figure 6.1 Le ballon illustre encore mieux les concepts de stabilité et d'instabilité atmosphériques.

Le ballon illustre encore mieux les concepts de stabilité et d'instabilité atmosphériques.

In the three situations in Figure 6-2, a balloon is inflated with dry air at a temperature of 31 °C, the ambient temperature at ground level, and released at 1.5 km (5,000 feet) above the surface.

In each situation, the dry air in the balloon expands and cools at the dry adiabatic lapse rate of 1 °C per 100 m (330 feet), to reach the temperature of 16 °C at the selected ceiling.

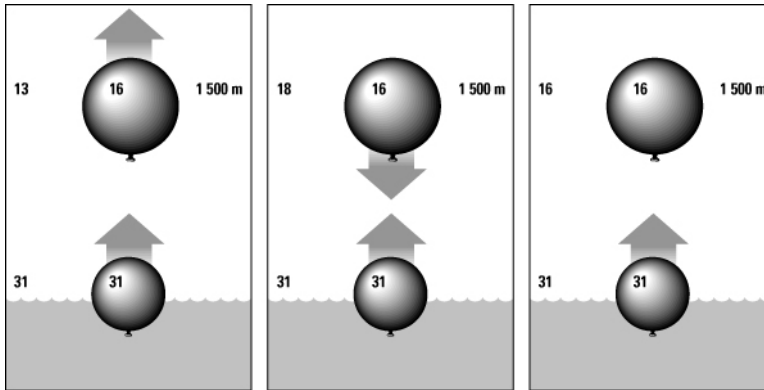


Figure 6-2 La stabilité est liée à la température en altitude et au refroidissement adiabatique.

À gauche, même si l'air contenu dans le ballon se refroidit adiabatiquement, il demeure plus chaud que l'air ambiant, qui est à 13° C.

Ce ballon grimpera tout en se refroidissant, jusqu'à ce que sa température soit la même que son environnement, ou jusqu'à éclatement.

Dans l'atmosphère, les particules se comportent de la même façon; ce qui crée de l'instabilité et génère un courant ascendant de type convectif.

Au centre, comme le ballon est dans un environnement dont la température est supérieure à la sienne donc, plus léger, le poids de son air froid le ramènera à sa position initiale.

Étant donné que l'air de ce ballon se réchauffera en descente suivant le même taux de refroidissement que l'air ambiant, il demeurera quand même toujours plus froid; ce qui en facilitera la chute.

La descente vers le sol d'une particule plus froide que l'air ambiant indique que l'air est stable et qu'il ne peut, par conséquent, s'y créer de convection.

Dans la dernière situation, la température du ballon et celle de l'air ambiant sont identiques en altitude. Le ballon demeurera donc sur place.

Lorsque le rapport est nul, l'air n'est ni stable ni instable.

Dans ces trois cas, l'air contenu dans le ballon se refroidit à un taux fixe, parce qu'il y a en même temps expansion.

Les différences entre les forces qui agissent sur ce ballon sont donc attribuables aux différences de température mesurées entre le sol et 1.5 kilomètre, c'est-à-dire aux gradients thermiques verticaux de l'atmosphère.

6.2 Variation de l'intensité

La variation s'étend de la stabilité absolue à l'instabilité absolue, d'où la perpétuelle quête d'équilibre dont est constamment sujette l'atmosphère.

Dès qu'il y a équilibre, un seul changement dans le gradient thermique vertical d'une masse d'air peut engendrer le déséquilibre.

Il suffit par exemple, d'un réchauffement en surface ou d'un refroidissement en altitude pour déclencher l'instabilité, alors qu'un refroidissement en surface ou un réchauffement en altitude renforce la stabilité ou la renforce.

6.3 Nuages stratiformes

Puisque l'air stable résiste à la convection, les nuages qui s'y forment sont horizontaux, allongés et aplatis. Ils sont donc stratiformes.

Pour qu'ils gardent leur forme, la couche d'air stable ne doit pas avoir été affectée par le phénomène de condensation.

6.4 Nuages cumuliformes ou convectifs

L'air instable favorise la convection, donc, la formation de cumulus causée par le courant ascendant.

L'étendue verticale des nuages cumuliformes est proportionnelle au taux d'humidité de ce courant et à la l'instabilité de cette couche.

Le procédé d'ascendance qui déclenche la formation d'un nuage cumuliforme peut être identique à celui qui prévaut pour soulever une couche d'air stable, mais il est couramment déclenché par un réchauffement de la surface.

Pour développer des nuages cumuliformes, l'air doit être instable après saturation ; le refroidissement du courant ascendant obéit alors au taux de changement de température de l'adiabatique saturé; il est donc plus faible en raison de la libération de chaleur due à la condensation.

Il va de soi que la température dans le courant ascendant saturé est conséquemment plus élevée que la température ambiante; d'où convection spontanée.

Il s'ensuit une accélération des courants ascendants, tant que la température du nuage est supérieure à la température ambiante. Lorsque la température du nuage devient égale ou inférieure à la température de l'air l'inversion finit par freiner la convection.

L'extension verticale du nuage varie du petit cumulus de beau temps, jusqu'au gigantesque cumulonimbus générateur d'orages.

On peut estimer grossièrement la hauteur de la base d'un nuage cumuliforme en mesurant l'écart entre la température de surface et le point de rosée, et en multipliant cet écart par 120 m.

Cette méthode d'estimation n'est compatible qu'avec des nuages cumuliformes, et seulement durant la période la plus chaude de la journée.

En situation inverse, c'est-à-dire lorsqu'une couche d'air instable repose sur une couche d'air stable, il arrive que la convection en altitude produise des nuages cumuliformes à haut et moyen niveaux.

Dans les couches relativement minces, ceux-ci deviennent altocumulus et cirrocumulus.

Quand les couches instables de niveau moyen sont plus profondes, des nuages de type altocumulus castellanus apparaissent.

6.5 Cumuliformes et stratiformes

Bien qu'associés à l'instabilité, il arrive qu'une couche de nuages stratiformes soit présente dans une couche d'air légèrement stable.

Quelques nuages cumuliformes peuvent pénétrer cette couche par en-dessous, et se mélanger aux stratiformes.

Si la densité des stratiformes cache entièrement les cumuliformes créés par de la convection, ceux-ci sont indétectables lors de vols aux instruments; attention!

6.6 Indices de stabilité

Lorsque l'air est très instable, l'appareil est agité proportionnellement au degré d'instabilité ; ce qui peut entraîner une turbulence aux effets désagréables, sinon dangereux.

Si le vol est généralement calme en air stable, il peut par contre être soumis à des plafonds bas et à une mauvaise visibilité.

Voici certains indices pour savoir en vol si l'air est stable ou instable.

- La présence de cumulonimbus est un signe évident d'air est très instable et de turbulence très forte. Il est préférable non seulement d'éviter cette zone, mais de s'y éloigner.
- Des averses et des nuages bourgeonnant vers le haut indiquent de forts courants verticaux. La turbulence peut être aussi prononcée à l'intérieur et qu'au voisinage des nuages.
- Les cumulus de beau temps révèlent une zone de turbulence généralement assez faible, située au cœur des nuages et en contrebas. Cette zone ne dépasse pas la limite supérieure des cumulus.
- Des orages peuvent sévir dans une couche de nuages stratiformes.

Par ailleurs, un ciel dégagé ne signifie pas que l'air est forcément stable. Ce sont les données météorologiques qui fournissent les meilleurs indices sur l'état de l'atmosphère.

Si la température descend rapidement, i.e. de 2 à 3° C/300 m lors de l'ascension, cela indique que l'air est instable.

Par contre, si la température demeure constante, augmente ou décroît très lentement lors l'ascension, l'air est stable.

Finalement, si l'air est chaud et humide à la surface, il s'agit d'un fort indice d'instabilité.

6.7 Gradient thermique vertical et stabilité de l'air

Le gradient thermique vertical de l'air non ascendant est un des facteurs les plus importants de stabilité.

Comme le poids de l'air par unité de volume dépend de la pression autant que de la température, il peut également y avoir stabilité, même si la température décroît légèrement avec l'altitude.

En somme, un fort gradient thermique vertical négatif indique de l'instabilité, alors qu'un faible gradient négatif, une couche isotherme ou une inversion sont signe de stabilité.

Comme le gradient thermique vertical dans l'air non ascendant est rarement uniforme avec l'altitude, il peut se produire des écarts considérables dans le degré de stabilité ou d'instabilité.

Dans certains cas, un faible élan initial peut créer un courant vertical jusqu'à une altitude de 6 à 9 km. En d'autres cas, l'air ne monte que de 1,2 à 1,5 km.

On connaît aussi des situations où un air très stable dans les 300 premiers mètres devient tellement instable en altitude, qu'il continue à monter à très grandes des altitudes.

Plus souvent, cependant, l'air est instable dans les 300 premiers mètres, et stable au-dessus; dans ce cas, il peut y avoir un mouvement vertical prononcé dans les bas niveaux, et nul en altitude. Dans cette situation, le gradient thermique vertical révèle qu'il y a inversion ou couche isotherme au sommet de la couche turbulente.

6.8 Modification de la stabilité

Comme la stabilité dépend surtout du gradient thermique vertical, la plupart des modifications proviennent des changements de ce gradient.

S'il augmente, l'air devient plus instable; s'il diminue l'air se stabilise. Figure 6-3

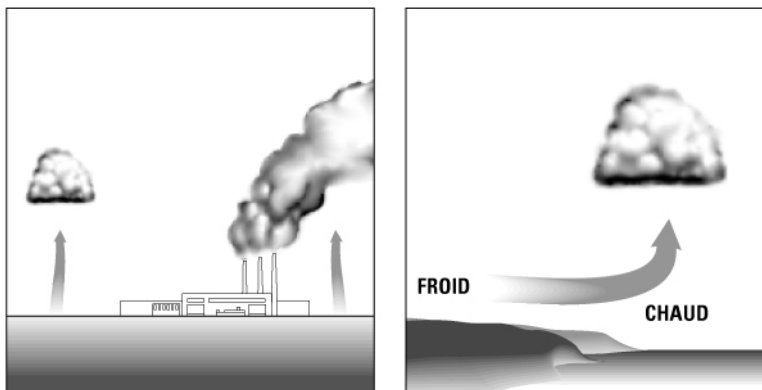


Figure 6.3 Le réchauffement par le dessous engendre l'instabilité.

Le gradient thermique vertical négatif se renforce lorsque la température augmente dans les couches inférieures, ou lorsqu'elle baisse en altitude.

Dans l'atmosphère, le premier phénomène est le plus courant; il résulte du réchauffement par le dessous, qui découle de la radiation solaire ou du passage de l'air sur une surface chaude.

Il arrive aussi que l'air froid transporté en altitude provoque l'instabilité.

De fait, le gradient thermique vertical s'affaiblit lorsque la température baisse dans les couches inférieures, ou lorsqu'elle augmente en altitude.

C'est dans les couches inférieures que les changements de gradient sont le plus fréquents.

La nuit, par exemple, le refroidissement du sol par rayonnement entraîne le refroidissement de l'air; ce qui affaiblit le gradient thermique vertical, stabilise l'air ou crée carrément une inversion.

L'air chaud qui se déplace sur une surface froide se comporte donc de la même façon.

En altitude, le mouvement de l'air chaud affaiblit aussi le gradient thermique vertical; ce qui tend également à stabiliser l'air. Figure 6-4

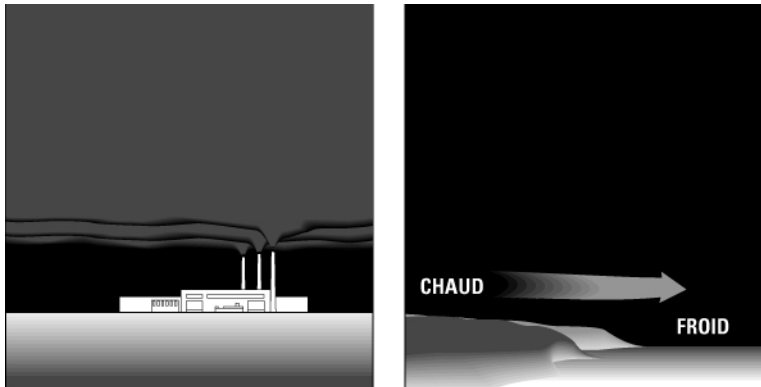


Figure 6.4 Le refroidissement par le dessous stabilise l'air.

6.9 Conditions du temps en air stable et instable

Le tableau 6-1 résume les conditions liées à la stabilité de l'air.

Comme le degré de stabilité peut varier grandement selon les situations, et que des facteurs autres influencent le temps, on ne présente que des caractéristiques générales.

Tableau 6-1 Temps associé à la stabilité de l'air.		
	Air stable	Air instable
Gradient thermique vertical	Faible	Fort
Nuages	En nappe et brouillard	Cumuliformes
Précipitations	D'intensité uniforme	Averses
Visibilité	Souvent mauvaise à cause d'impuretés qui ne sont pas transportées en altitude.	Bonne, puisque les impuretés sont transportées en altitude, sauf lors d'averses, de bourrasques de neige ou de chasse-poussière.
Turbulence	Faible	Importante

6.10 Procédés d'ascendance

Plusieurs phénomènes thermiques favorisent la formation d'un mouvement vertical ascendant.

Ce mouvement est primordial pour la formation des nuages à grande échelle.

6.10.1 Convection

La convection est caractérisée par des courants ascendants clairement localisés, séparés par de grandes régions où l'air s'affaisse graduellement; elle résulte alors de l'échauffement inégal de la surface.

Ses lieux de prédilection sont les secteurs côtiers et les rives, où les écarts de température sont les plus marqués, de même que là où il y a un contraste thermique marqué entre d'autres types de terrain.

La convection peut aussi être déclenchée par le réchauffement de l'air froid sur une surface chaude.

6.10.2 Le frottement

En frottant le sol, l'air se brise en une série de tourbillons; phénomène appelé turbulence mécanique.

Bien que ses effets ne touchent habituellement que la couche de l'atmosphère située entre la surface et une altitude de 1,5 km, sa portée verticale dépend de la stabilité, de la force du vent de surface, et de la nature du terrain.

La stabilité est le facteur le plus déterminant.

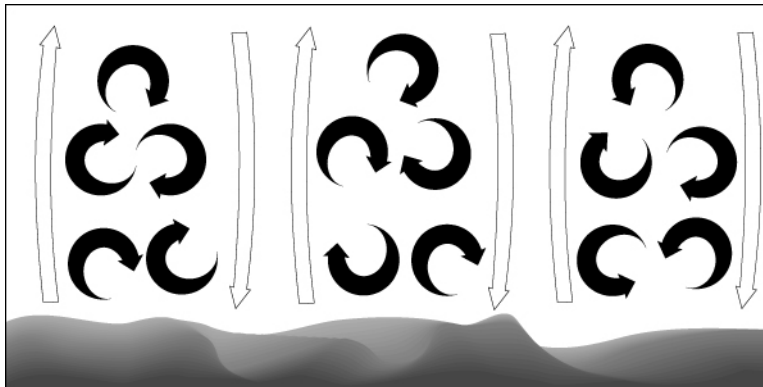


Figure 6.5 Turbulence mécanique

6.10.3 Ascendance orographique

L'ascendance due au relief est causée par un trait topographique proéminent : une chaîne de montagnes ou une plaine en pente.

Elle est non seulement fonction de la hauteur de l'obstacle, mais aussi du degré de stabilité.
Figure 6-6

Ces mouvements d'ascendance générale sont également cause de turbulence mécanique.

À courant ascendant il y a généralement courant descendant du côté abrité de la crête de l'obstacle. Le chinook, en Alberta, est de ces courants descendants. Figure 6-7

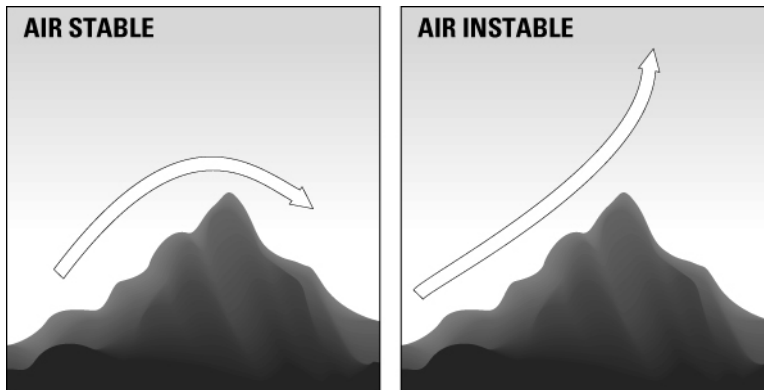


Figure 6.6 Ascendance orographique

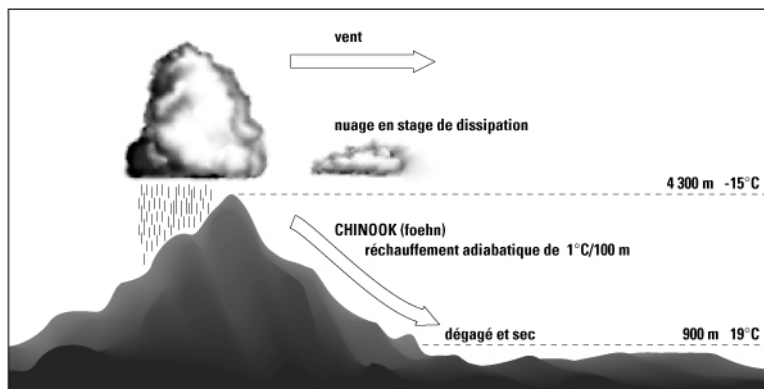


Figure 6.7 Chinook

6.10.4 Ascendance frontale

À proximité d'une zone de basse pression, le vent de surface souffle à travers les isobares vers son centre.

Ces masses d'air sont évidemment séparées par un front.

6.10.5 Convergence

In the vicinity of a low-pressure area, the surface wind blows across the isobars into the centre of the low. The accumulation of air in the lower levels of the system results in vertical motion, as the air pushes into the region and forces the excess air to rise.

L'accumulation de l'air qu'il crée dans les couches inférieures du système provoque un mouvement vertical.

En pareille situation, l'importance de la convergence force le surplus d'air à s'élever.

Exercices

1. Qu'est-ce que de l'air stable?
2. Que veut dire le mot « neutre » lorsqu'on parle de stabilité?
3. Si on place un ballon qui renferme de l'air dont la température est de 10° C dans un environnement sans mouvement vertical à 1 km d'altitude où la température est de 15° C, qu'arrivera-t-il au ballon ?

4. Le mouvement ascendant de l'air provoque un refroidissement qui favorise la formation de nuages. Vrai ou faux ?
5. Quel est le nom du processus de soulèvement de l'air causé par le chauffage inégal de la surface de la Terre ?
6. La poussée verticale causée par la convection se poursuit à une altitude supérieure à celle due à la turbulence mécanique. Vrai ou faux ?
7. Quel est le nom du processus de soulèvement causé par une chaîne de montagnes ?
8. Qu'est-ce qu'un soulèvement frontal ?
9. Spécifiez, dans la liste ci-dessous, si le phénomène météorologique est associé à de l'air stable ou instable.
 - Air froid se déplaçant sur une surface chaude
 - Orages
 - Brouillard
 - Stratus bas
 - Chasse-poussière élevé
 - Air chaud glissant sur une surface froide
 - Averses
 - Turbulence en vol
 - Gradient thermique prononcé
 - Inversion
10. Dans les phrases suivantes, soulignez les mots ou expressions entre parenthèses qui complètent correctement la phrase.
 - Les courants verticaux se forment facilement quand l'air est stable/instable.
 - Un gradient peu prononcé de température signale la présence de l'air stable/instable.
 - Une inversion empêche/favorise les courants verticaux.
 - L'air peut devenir stable par le réchauffement/refroidissement du niveau inférieur.
 - L'ascendance provoquée par la pente du sol est dite orographique/frontale.
 - Un chasse-neige élevé ou de la poudrière indique de l'air stable/instable.
 - Une couche de brouillard est signe d'un gradient thermique fort/faible.
 - Le réchauffement inégal du sol produit une turbulence mécanique/convection.
 - Les orages indiquent un gradient de température très/peu prononcé.
11. Tôt le matin, la visibilité est réduite à moins d'un mille par la fumée, mais le ciel est clair. Expliquez comment la visibilité peut s'améliorer dans quelques heures, si on ne prévoit pas de changement de direction du vent.
12. La majeure partie des eaux des Grands Lacs ne gèle pas l'hiver. Un courant d'air froid du Nord-Ouest amène cumulus bourgeonnants, averses de neige et chasse-neige sur les rives sud-est du lac Huron. Par contre, un vent du Sud soufflant sur le lac Ontario peut y provoquer des stratocumulus et de la neige légère sur la rive nord de ce lac. Comparez les stabilités de l'air dans les deux cas, et expliquez pourquoi la différence est prévisible.

CHAPITRE 7

MASSES D'AIR

À l'horizontale, la troposphère se divise en sections distinctes appelées masses d'air.

Dans la plupart des cas, ces masses ne se mélangent pas. Elles sont nettement séparées par des zones de transition relativement étroites appelées fronts.

7.1 Définition

La troposphère n'est pas un tout aux propriétés physiques homogènes, comme le démontre sa segmentation horizontale.

Une masse d'air, qui occupe un volume à grande échelle, se caractérise par une certaine uniformité horizontale de température et d'humidité.

Elles sont séparées par des fronts qui forment une zone de transition entre deux masses, zone où varient sensiblement et rapidement les champs horizontaux de température et d'humidité.

7.2 Formation et classification

Une masse d'air se définit comme une importante section de la troposphère dont les caractéristiques vont de pair avec les vastes régions terrestres dont elle subit l'influence.

Les masses d'air s'étendent souvent sur plusieurs milliers de kilomètres.

L'hiver, l'air froid et sec de l'Arctique peut couvrir ainsi plus de la moitié du continent nord-américain, et pousser d'importantes pointes vers les masses chaudes et humides des régions tropicales

Bien que l'air froid soit graduellement réchauffé dans sa descente vers le Sud, il y a un contraste marqué entre les deux masses d'air lorsqu'elles sont côte à côte dans la zone tempérée.

Comme les masses d'air ne se mélangent habituellement pas, la zone de transition entre l'air chaud et l'air froid, le front polaire, est relativement étroite.

Si la surface de la Terre était uniforme, il pourrait n'y avoir que deux masses d'air : une chaude et une froide. Or, elles seraient justement séparées par un front polaire.

Mais, la présence des continents et des océans vient changer les choses. Les échanges de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et la surface étant bien différents, il en résulte la formation d'autres masses d'air.

Au sud du front polaire, l'air tropical très chaud et humide est constamment nourri par de la vapeur d'eau en provenance des océans équatoriaux.

Au nord, il y a l'air polaire et l'air glacial de l'Arctique, originant des champs de neige et de glace. L'air polaire se situe entre l'air arctique et l'air tropical. Il est constitué d'une partie de l'air arctique réchauffé au cours de sa descente vers le Sud.

En résumé, la planète est entourée d'air arctique et antarctique, d'air polaire et d'air tropical.

En plus de diviser l'air selon un régime de température, on le divise aussi selon son humidité spécifique.

Une masse d'air sec portera un nom composite dont le dénominateur sera l'expression « continental », pour laisser entendre que son passage au-dessus du continent ne lui a rapporté que peu d'humidité.

D'autre part, le mot « maritime » identifie des masses d'air humide arrivant des grandes étendues d'eau ou des grandes sources d'humidité que sont les océans ou les grands espaces où la végétation est abondante.

En combinant les deux types de classification, on obtient un total de six masses d'air :

- continentale arctique
- continentale polaire
- continentale tropicale
- maritime arctique
- maritime polaire
- maritime tropicale.

Pour appliquer cette classification à l'Amérique du Nord et aux océans adjacents, il faut tenir compte de l'importance de la forme du continent.

L'Amérique du Nord a la forme d'un grand triangle dont la partie la plus large se trouve au Nord.

En hiver, cette partie est couverte de neige et de glace, mais elle en est libérée jusqu'en zone subarctique en été, découvrant ainsi de nombreux petits lacs qui ont un effet important sur les masses d'air.

Les océans qui la bordent sont très chauds au Sud, notamment à la hauteur de sa partie la plus étroite située près du golfe du Mexique, mais froids au Nord.

Ces océans sont partout une excellente source d'humidité pour la modification des masses d'air.

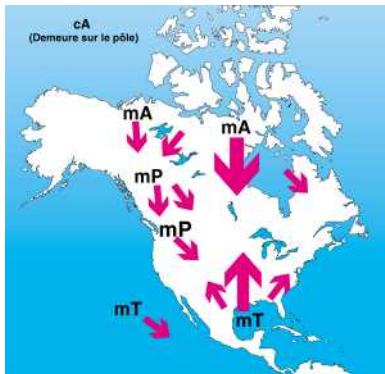


Figure 7-1 Origine des masses d'air en été

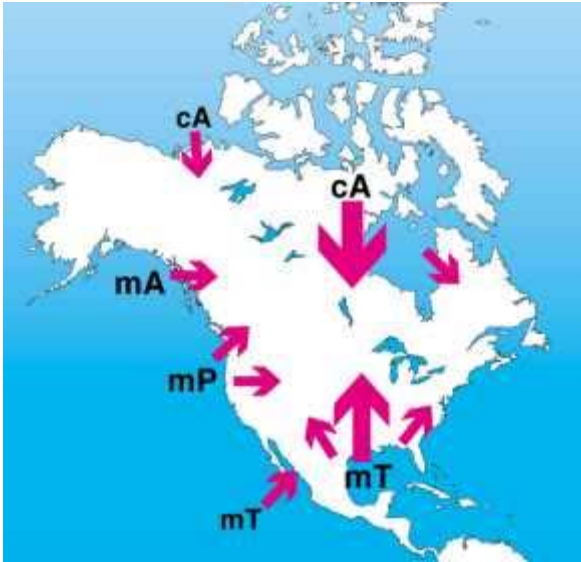


Figure 7-2 Origine des masses d'air en hiver

7.2.1 Air continental arctique, cA

À sa source, la masse d'air continental arctique recouvre une région glacée et enneigée.

Comme la température de l'air dans la troposphère croît ou reste presque stable avec l'altitude, le refroidissement intense que subit cet air en surface cause une profonde inversion dans ses couches inférieures.

Cette inversion importante porte le nom d'inversion arctique.

Compte tenu de la rareté des sources de vapeur d'eau, l'humidité spécifique de cette masse d'air est basse.

Comme, de plus, la basse température limite la quantité maximale de vapeur d'eau, son taux reste bas même si l'air est saturé.

En hiver, l'air arctique peut prendre plusieurs routes pour descendre des régions glacées de l'Arctique vers les latitudes tempérées.

S'il descend le long de la partie glacée du continent, il reste très froid et sec. C'est l'air continental arctique.

Les prairies canadiennes sont souvent sous l'influence de cette masse d'air qui leur réserve des températures matinales de près de -40°C .

De fait, les froids intenses et les records de basses températures sont souvent associés à cette masse d'air, la plus froide entre toutes.

Si cet air se déplace au-dessus d'une grande étendue d'eau telle les Grands Lacs ou un océan, il est considérablement réchauffé, et son gradient thermique vertical se renforce dans les couches inférieures.

Comme la masse d'air gagne par le fait même un peu d'humidité, associée à l'instabilité, il s'y crée des nuages cumuliformes qui y déclenchent des averses de neige.

En outre, tourbillons, rafales et poudrerie qui accompagnent la turbulence qui en découle, réduisent souvent la visibilité.

Après que l'air ait traversé l'étendue d'eau, il est stabilisé par la température de la surface enneigée.

Les nuages cumuliformes et les averses diminuent graduellement et disparaissent au fur et à mesure que l'air s'éloigne de l'eau.

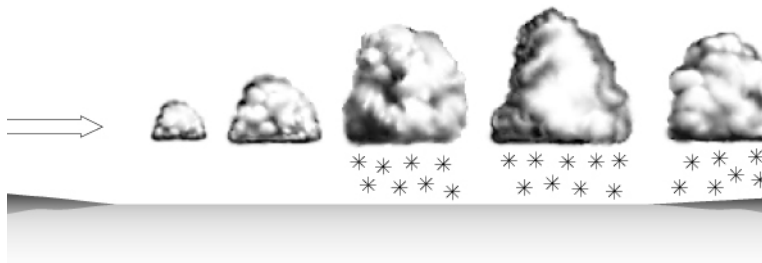


Figure 7-3 Air arctique au-dessus des Grands Lacs en hiver

L'été, à l'exception faite d'une étroite région près du pôle, cette masse d'air n'a pas d'effet sur l'Amérique du Nord. Elle demeure au-dessus du pôle Nord.

7.2.2 Air maritime arctique, mA

L'hiver, cette masse, en provenance de l'Alaska ou de la Sibérie, est composée d'air continental arctique qui atteint la côte du Pacifique, après une trajectoire relativement courte au-dessus de la partie nord de l'océan Pacifique.

En se déplaçant au-dessus de l'eau, l'air devient un peu plus chaud, plus humide, et par conséquent instable, jusqu'à de hautes altitudes.

Ce qui amène la formation de strato-cumulus et de cumulus, ou encore de petits cumulonimbus, lorsque l'air est très froid et qu'il se déplace rapidement.

Lorsque la masse d'air est soulevée par les montagnes côtières, il arrive que cela génère des orages, des averses de neige roulée, de la neige, de la pluie ou une combinaison de ces dernières.

De forts vents, particulièrement au-dessus des terrains accidentés, peuvent en outre provoquer de la turbulence dans les couches inférieures.

Une masse d'air semblable se forme au-dessus de l'Atlantique Nord, mais les effets précédemment décrits se limitent à la côte est.

L'été, la masse d'air maritime arctique se forme lorsque de l'air froid descend des régions polaires vers le Sud, en passant au-dessus de nombreux lacs. Les lacs l'alimentent et la transforment en maritime arctique.

Le réchauffement qui a lieu durant la journée rend cet air instable et favorise la formation de nuages cumuliformes. La nuit, le refroidissement par rayonnement les dissipe.

L'étendue et la nature des nuages et des précipitations amenées par l'air arctique au-dessus des plans d'eau tempérés est fonction de la température de l'eau par rapport à celle de l'air, et de la durée de son exposition à la surface de l'eau.

Dans le sud de l'Ontario, la situation météorologique sera plus corsée si l'air arctique traverse le lac Ontario sur toute sa longueur, plutôt que sur sa largeur.

Par conséquent, aux aéroports situés près des lacs, le moindre changement dans la direction du vent amène souvent des changements marqués dans les conditions atmosphériques.

En général, la masse d'air maritime arctique est un peu moins froide que la continentale arctique, mais elle demeure plus froide que la continentale polaire.

7.2.3 Air continental polaire, cP

Il arrive rarement qu'une masse d'air dite continentale polaire se forme au-dessus de l'Amérique du Nord.

Pour ce faire, il faut que l'air froid de l'Arctique se déplace plein Sud, tout en se réchauffant.

Il faut aussi que cette masse demeure sèche. Or, ceci est peu fréquent l'hiver, puisque cet air a tendance à rester froid.

Durant l'été, les nombreux lacs du grand Nord alimentent la masse d'air en humidité. On a alors une masse d'air maritime polaire.

Il est donc presque impossible de connaître une masse d'air continentale polaire à une saison autre que l'hiver.

7.2.4 Air maritime polaire, mP

En hiver, cette masse d'air atteint la côte du Pacifique après un long voyage en provenance de l'Ouest, au cours duquel elle a gagné un secteur où l'océan Pacifique est relativement chaud.

Elle subit plus de modifications que la masse d'air maritime arctique, et la température de ses couches inférieures sont les mêmes que celles de l'eau.

Bien qu'elle soit en outre plus stable, les strato-cumulus et les cumulus y sont fréquents.

Son ascension orographique le long des montagnes donne lieu à des formations nuageuses très étendues et à des pluies abondantes.

Lorsque le froid de l'Arctique pénètre le territoire océanique jusqu'aux eaux chaudes des latitudes tempérées, cet air devient plus chaud et plus humide que l'air maritime arctique; on l'appelle alors maritime polaire.

Les effets de cette masse en provenance de l'Arctique, et associée à l'océan Atlantique, sont habituellement limités à la côte est du Canada et des États-Unis.

L'été, en passant au-dessus des montagnes où elle est soumise au soulèvement, la masse d'air produit des cumulonimbus et des orages.

L'hiver, la perte de vapeur d'eau qu'elle subit sous forme de précipitations le long des pentes occidentales, l'assèche avant qu'elle n'atteigne les prairies.

Quant au réchauffement diurne, il tend à produire des nuages cumuliformes qui disparaissent au soir, au moment où le refroidissement par rayonnement la stabilise.

7.2.5 Air continental Tropical, cT

Ce type d'air est plutôt rare, puisque les régions tropicales sont constituées de ces grandes étendues d'eau que sont le Pacifique, l'Atlantique et le golfe du Mexique.

Comme ces eaux alimentent les masses d'air en humidité, on ne connaît de conditions très chaudes et sèches que peu fréquemment dans les tropiques.

Les masses d'air maritimes tropicales sont donc beaucoup plus fréquentes.

7.2.6 Air maritime tropical, mT

Les régions d'où proviennent les masses d'air maritime tropical sont le golfe du Mexique, la mer des Caraïbes et les océans Atlantique et Pacifique, au sud du 30° N.

Dans ce secteur, où le continent est très étroit, l'air est très soumis aux plans d'eau, en plus d'être fortement influencé par les masses chaudes et humides que produisent les grands anticyclones océaniques des latitudes subtropicales.

En conséquence, c'est l'air maritime tropical, très chaud et très humide, qui prédomine au sud du front polaire.

L'hiver, l'air maritime tropical gagne rarement la surface au nord des Grands Lacs, mais il est souvent présent en altitude.

La venue d'un front le soulève et crée une instabilité qui déclenche neige abondante, pluie, pluie verglaçante, risque de givrage, et turbulence.

En montant vers les territoires glacés du Nord, le refroidissement par rayonnement amène souvent la formation de vastes nappes de brouillard.

Ce brouillard se forme aussi bien l'été que l'hiver, lorsque cet air monte vers le Nord, surtout lorsqu'il passe au-dessus des eaux froides de l'Atlantique Nord. D'où les brouillards denses qui couvrent les Maritimes et Terre-Neuve.

Au début de l'été, une situation semblable se produit lorsque la masse d'air se déplace au-dessus des Grands Lacs.

Sur le continent, des averses et des orages se produisent lorsque la masse d'air est réchauffée par la surface.

Normalement, les pluies associées à cette masse aux températures très chaudes et à humidité élevée sont abondantes. La canicule y est d'ailleurs associée.

7.3 Facteurs déterminant le temps

Pour comprendre la raison pour laquelle une masse d'air provoque certaines conditions, on doit tenir compte de la combinaison des facteurs qui déterminent le temps.

Ces facteurs de formation ou de dissipation des nuages générateurs de précipitations, sont au nombre de trois : humidité spécifique, refroidissement et stabilité.

Certaines masses sont très sèches et produisent très peu de nuages, contrairement à l'air maritime tropical dont l'humidité spécifique élevée donne souvent lieu à des nuages, des précipitations et du brouillard.

La formation de nuages ou de précipitations se produit lorsqu'il a saturation de l'humidité. On peut avoir saturation par un apport en vapeur d'eau ou encore par un abaissement de la température de la masse d'air.

Or, il y a trois processus bien distincts de refroidissement d'une masse d'air :

- contact avec une surface qui la refroidit par rayonnement
- advection au-dessus d'une surface plus froide
- expansion résultant d'une ascension à grande échelle.

Étant donné que la plupart des nuages et des précipitations résultent d'un refroidissement par expansion associé à l'air ascendant, il est clair que la stabilité est un facteur de première importance.

On détermine l'humidité spécifique et la stabilité d'une masse d'air, en partie par la nature de la surface au-dessus de laquelle la masse s'est formée, et en partie par le parcours emprunté par la masse sur le continent.

7.4 Modification des masses d'air

Bien que la masse d'air soit par définition une entité dont la température et l'humidité sont horizontalement quasi uniformes, il peut y avoir des variations importantes de ces propriétés, variations sont souvent localisées.

Leur importance n'est cependant pas assez grande pour provoquer la formation de zones de transition que sont les fronts.

Sur une carte de surface, pour une même masse d'air, on note régulièrement que des stations ont enregistré des températures ou des points de rosée qui divergent radicalement de l'ensemble des données.

Ce phénomène est dû à la topographie, qui crée localement un microclimat propre aux caractéristiques du terrain : lac, montagne, vallée...

Si l'air passe au-dessus d'un lac, d'une forêt, d'un terrain humide ou d'une neige fondante, l'humidité qu'il y absorbe fait grimper localement le point de rosée des couches inférieures.

Ces différences sont toutefois moins perceptibles à 850 hPa, où la masse d'air est nettement dominante.

Si les différences deviennent nombreuses et atteignent une grande échelle, tant à l'horizontale qu'à la verticale, la masse d'air changera carrément de type.

En Amérique du Nord, il arrive souvent que l'air continental arctique devienne, en quelques jours, maritime arctique ou maritime polaire.

Lorsque de l'air humide de l'Ouest, soit de la côte du Pacifique, est poussé vers les Rocheuses, son ascension le long du versant ouest lui fait perdre en précipitations une grande partie de son humidité. Il sera donc beaucoup plus sec lorsqu'il atteindra les Prairies.

De fait, il y a une différence fondamentale entre le climat de l'Amérique du Nord et celui de l'Europe occidentale.

Dans les deux cas, les masses d'air de secteur Ouest proviennent souvent de l'océan, sauf que la côte européenne n'est gardée par aucune chaîne importante qui puisse les empêcher de pénétrer profondément sur le continent.

C'est ce qui explique que ces masses, même à l'intérieur des terres, sont souvent plus humides qu'en Amérique du Nord.

Comme la stabilité est un des principaux facteurs régissant la portée et la vigueur des mouvements verticaux, toute variation modifie considérablement les conditions du temps.

On y perd ou on y gagne en stabilité, dès qu'il y a réchauffement ou refroidissement par rayonnement.

7.5 Temps associé aux masses d'air

L'identification d'une masse d'air ne suffit pas à prédire le temps qu'il fera, sauf dans les grandes lignes ; il est donc fondamental d'en référer aux données recueillies en altitude par radiosondages, observations des pilotes et photos prises par satellites.

Mais ce sont les nombreuses données pointées sur téphigramme qui garantissent les meilleures indications sur la stabilité et l'humidité de l'air.

Si l'air continental arctique est modifié, il peut donner du temps clair et froid dans une région, et ailleurs, des averses de neige et des nuages cumuliformes.

On ne peut se fier au seul fait qu'une masse d'air a été clairement identifiée pour en prévoir le temps qu'elle réserve.

C'est uniquement l'ensemble des données qui permettent avec certitude d'identifier et le type, le nombre et l'étendue des masses d'air simultanément présentes au-dessus du continent.

7.6 Exercices

1. Qu'est-ce qu'une masse d'air ?
2. Qu'est-ce qu'un front ?
3. Est-ce qu'une masse d'air peut se modifier et changer de type ? Expliquez votre réponse.
4. Dans le nom d'une masse d'air, il y a un mot qui signifie qu'elle s'est formée au-dessus d'un plan d'eau. Quel est-il ?
5. À quelle latitude une masse d'air polaire se forme-t-elle ?

6. Quel est le nom d'une masse d'air qui se forme au-dessus du golfe du Mexique?
7. Si une masse d'air maritime polaire se déplace au-dessus des Prairies durant un après-midi de juin, il est fort probable que l'air soit réchauffé par le sol, créant ainsi une instabilité. Vrai ou faux ?
8. Par une journée d'hiver, un front froid passe sur Edmonton, qui baigne déjà dans de l'air maritime arctique. Si l'air mA est remplacé par de l'air cA lors du passage frontal, qu'arrive-t-il à la quantité maximale de vapeur d'eau ?
9. À quel type d'air peut-on s'attendre en décembre au-dessus du lac Ontario, lorsqu'une masse maritime arctique domine la région ?
10. Qu'est-ce qu'une inversion arctique, et dans quelle masse la retrouve-t-on habituellement ?
11. Quelles sont les quatre principales masses d'air de l'Amérique du Nord?
12. Nommez trois facteurs qui influencent le temps.
13. Quels sont les trois facteurs de refroidissement de la couche inférieure.
14. Nommez la masse d'air répondant aux descriptions suivantes :
 - résulte d'un bref passage d'air froid arctique sur les océans froids aux latitudes septentrionales;
 - résulte du très long passage d'air froid arctique sur les océans tièdes des latitudes tempérées;
 - se forme sur le nord de l'Amérique du Nord l'hiver, mais rarement l'été;
 - descend des régions arctiques sur le continent américain, l'été;
 - présente généralement à son origine une forte inversion dans les couches inférieures;
 - son point d'origine est le golfe du Mexique.
15. Comparez l'humidité des masses mP et mT en hiver, et expliquez la différence.
16. Expliquez les différences des conditions suivantes dans l'air mP et l'air mA :
 - température moyenne en surface
 - teneur en humidité

CHAPITRE 8

SYSTÈMES FRONTAUX

La zone de transition entre deux masses d'air distinctes appelée frontale ou barocline, se divise en fronts.

Les fronts, qui ont l'ampleur de véritables systèmes, peuvent avoir une largeur et une longueur de plusieurs milliers de kilomètres.

Comme chacune des masses d'air les pousse à sa propre vitesse, ces fronts se déplacent à des régimes différents.

Par définition, un système frontal comprend sa propre dépression, porteuse de mauvais temps : nuages bas, précipitations, givrage, turbulence, orages et tornades.

8.1 Classification

Sur six types de masses d'air qui entourent la planète, quatre donnent la couleur du temps en Amérique du nord.

Selon les saisons, les météorologues composent donc quotidiennement avec autant de zones baroclines à forts gradients thermiques et d'humidité.

En général, chacune de ces zones est identifiée à la masse d'air la plus froide, presque toujours située sur sa facette Nord.

8.1.1 Front continental arctique (arctique, arctique 2 ou a2)

Le front continental arctique, dit aussi arctique, sépare la masse continentale arctique de la masse maritime arctique, plus au Sud : nette séparation entre un air sec et très froid et un autre moins froid et moins sec.

Ce front principal, qu'on trouve sur toutes les cartes d'analyse, est plus souvent apparent l'hiver, en raison de la présence envahissante de l'air continental arctique.

L'été, par contre, comme cet air n'affecte même pas le Grand Nord canadien, il se limite à la zone polaire.

Au Canada, on apporte cependant une nuance à cette réalité. Il prend le nom d'arctique 2, A2, chaque fois que l'air continental polaire est au sud de l'air maritime arctique.

Cette précision est rendue nécessaire en raison, dans ce contexte, de la présence du front arctique proprement dit, qui divisera par ailleurs air maritime arctique et air continental polaire.

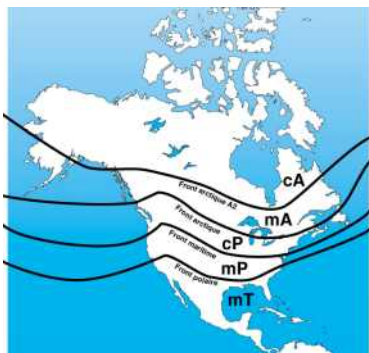


Figure 8-1 Agencement des fronts et masses d'air sur la carte du temps

8.1.2 Front maritime arctique, ou maritime

Comme il n'existe pas de masse d'air continental polaire, ce front divise les masses maritime arctique et maritime polaire, essentiellement différenciées par leur différence de température et leur contenu en vapeur d'eau.

L'hiver, il arrive souvent que la zone de transition de neige à pluie ou de pluie verglaçante à pluie se situe près de ce front.

Ce constat facilite le travail de prévision des météorologues, surtout quand il s'agit de pointer les zones de givrage associées à de la pluie verglaçante.

8.1.3 Front maritime polaire, ou polaire

Dans une perspective tridimensionnelle, la combinaison des masses d'air froid forme un énorme dôme couvrant la partie supérieure du globe, dôme entouré de tous côtés par l'air tropical.

À l'extrême Nord, cet air a déjà toutefois été considérablement refroidi.

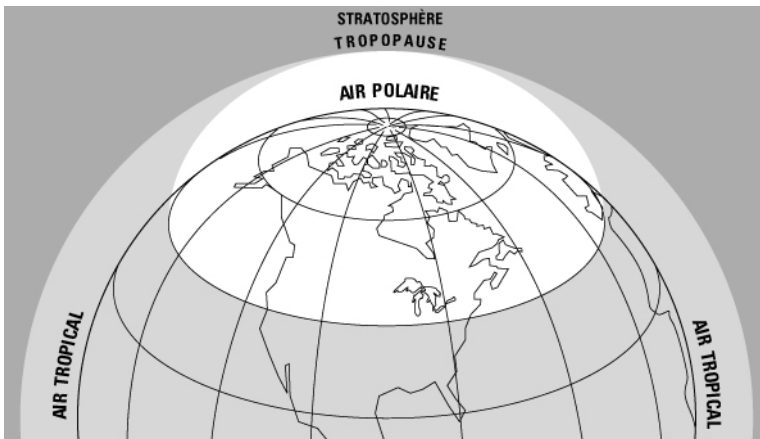


Figure 8-2 Agencement stylisé des masses d'air polaire et tropical dans l'hémisphère Nord

Le front polaire, au sud duquel s'étend l'air maritime tropical, sépare donc essentiellement l'air polaire de l'air tropical.

En raison des forts contrastes de température et d'humidité qui prévalent l'hiver entre ces masses, le front polaire génère beaucoup de précipitations, d'orages, et parfois d'orages violents.

8.2 Types et structures

Sur les cartes du temps, la direction des zones de transition entre deux masses d'air est clairement illustrée.

La carte de la figure 8-3 présente les symboles en usage au Canada.

POINTS D'ANALYSE	SYMBOLE MONOCHROME	SYMBOLE POLYCHROME
FRONT FROID		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
EN ALTITUDE DESCENDANT EN SURFACE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT CHAUD		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
EN ALTITUDE DESCENDANT EN SURFACE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT QUASI-STATIONNAIRE		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT OCCLUS		
EN SURFACE		
FRONTOLYSE		
AUTRE		
TROWAL (LANGUE D'AIR CHAUD EN ALTITUDE)		
LIGNE D'INSTABILITÉ		

Figure 8-3 Graphisme associé aux fronts sur les cartes météorologiques

8.2.1 Front stationnaire

On trouve un front stationnaire lorsque l'air froid et l'air chaud se déplacent parallèlement.

Seule une perturbation en haute altitude, causée par une onde courte, effet tourbillonnaire, ou un creux, peut en déclencher le mouvement.

L'air froid qui descendra vers le Sud soulèvera l'air chaud en le poussant, ceci créera une dépression qui aura elle-même ses fronts froid et chaud.

Le mouvement ascendant qui en résultera générera nuages et précipitations.

Les systèmes à échelle synoptique (à grande échelle) sont précisément issus d'un front stationnaire.

8.2.2 Front froid

Un front froid est la portion d'un système frontal où l'air froid avance plus rapidement que l'air chaud.

Le front froid est représenté sur les cartes par une ligne bleue ou une ligne à petits triangles indiquant la direction de son déplacement. Figure 8-3

La zone frontale n'est pas un mur vertical parfaitement droit. Lorsque l'air froid pousse à l'horizontale sur l'air chaud, celui-ci est automatiquement soulevé.

Ce phénomène crée en surface un effet de grattoir qui amène l'air chaud au-dessus de l'air froid.

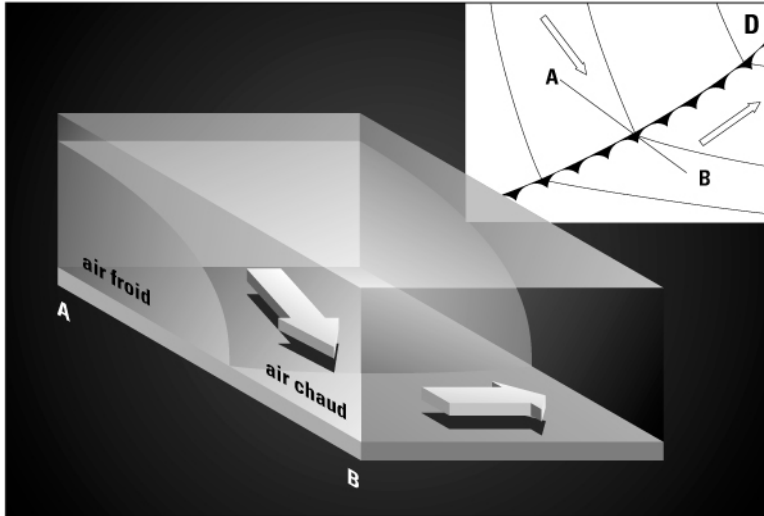


Figure 8-4 Coupe tridimensionnelle d'un front froid

La profondeur de l'air froid augmente donc au fur et à mesure que le front pénètre la masse d'air chaud, comme l'illustre la pente généralement de 1 à 50, que dessine l'effet de charrie.

Comme la résistance de l'air chaud près du sol est directement fonction de l'effet de frottement, plus celui-ci est faible, plus la base de la pente est forte.

L'avance du front froid déclenche systématiquement le processus de condensation; ainsi on observera des nuages et des précipitations le long de ce dernier.

Plus, il y a d'humidité et d'instabilité, plus il y a risque d'orages, sinon d'orages violents... mais les nuages ne sont pas tous signe d'activités frontales.

On appelle indistinctement « front », aussi bien l'ensemble de la zone de transition que cette surface frontale qu'est la pente.

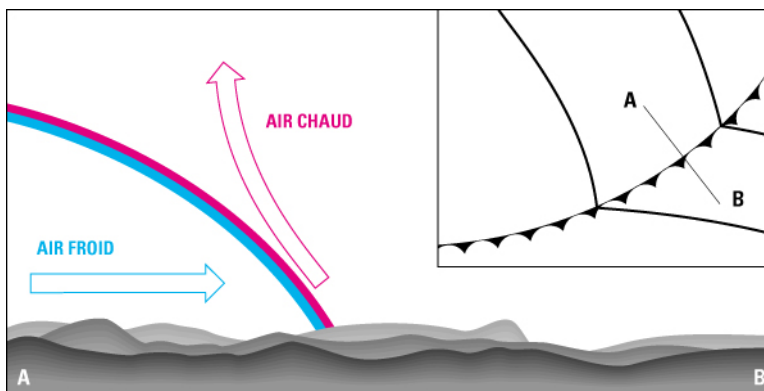


Figure 8-5 Effets d'un front froid.

8.2.3 Front chaud

Un front chaud est une portion d'un système frontal qui se déplace de façon telle que la masse d'air la plus chaude avance au détriment de la plus froide.

En pareille situation, comme l'air chaud monte au-dessus de l'air froid, la pente de la surface frontale est inversée.

Comme la friction en surface est carrément plus marquée, cette pente est considérablement plus douce, soit de 1 km par 200 km.

Le front chaud est toujours représenté par une ligne rouge, ou des demi-lunes, indiquant la direction du déplacement. Figure 8-3

La figure 8-6 représente le front chaud tel qu'il apparaît sur une carte, et illustre l'agencement tridimensionnel des masses d'air.

Les isobares indiquent que l'air froid est poussé vers le Nord, alors que l'air chaud du Sud-Ouest, qui s'engouffre dans la région laissée inoccupée, glisse ou monte rapidement par-dessus l'air froid.

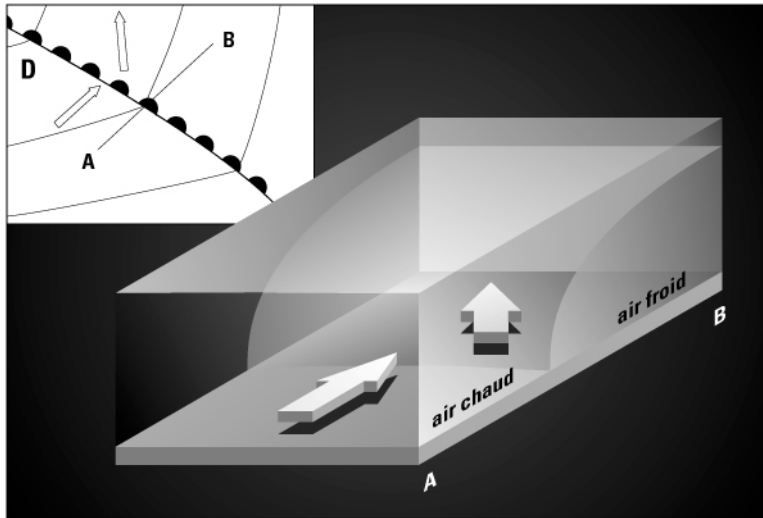


Figure 8-6 Coupe tridimensionnelle d'un front chaud

8.2.4 Front occlus et trowal

Lorsqu'un système météorologique s'intensifie, son front froid accélère de sorte qu'il rattrape le front chaud. Lorsque le front froid atteint le front chaud, l'air chaud devient de plus en plus pincé ou coincé entre les deux fronts. Il sera soulevé en altitude et le système devient occlus, aussi appelé trowal.

Les figures 8-7 et 8-8 expliquent le processus d'occlusion et de formation du trowal.

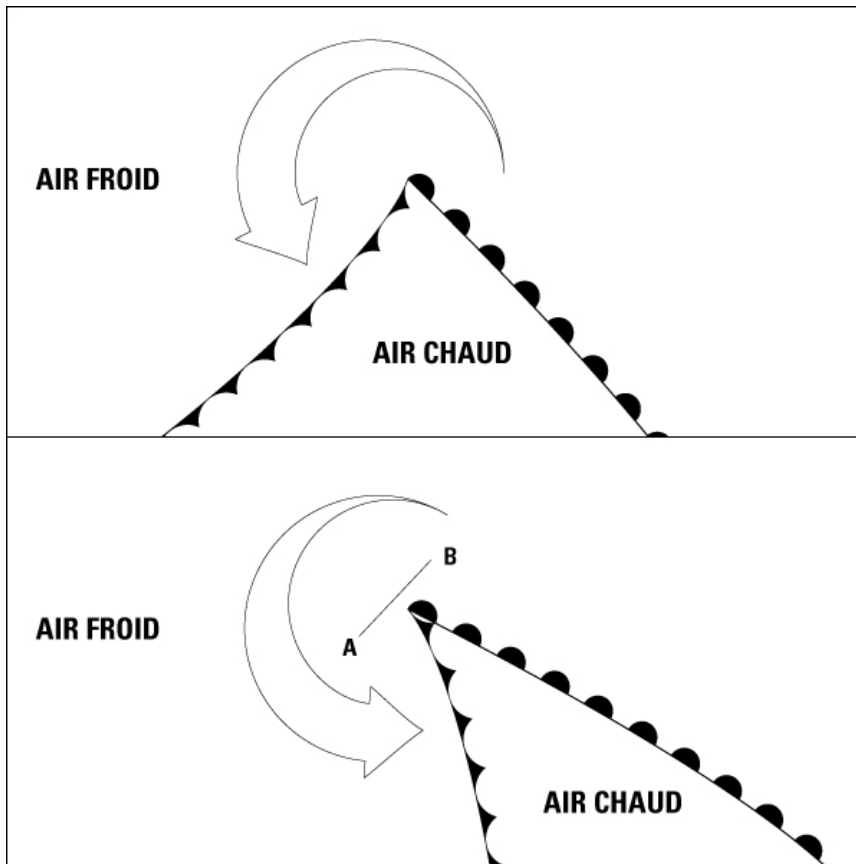


Figure 8-7 Processus d'occlusion

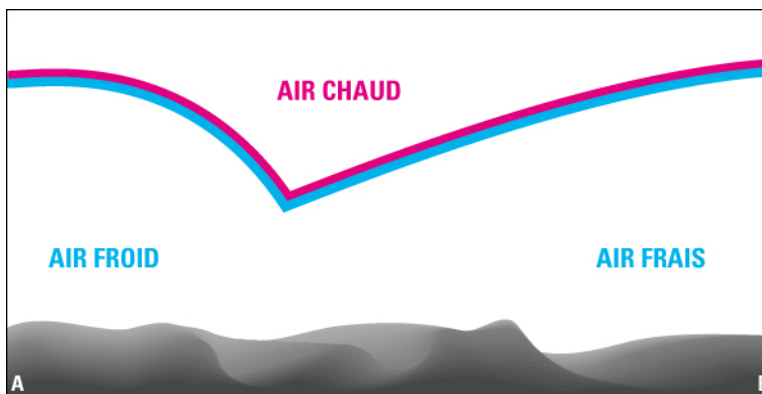


Figure 8-8 Coupe verticale illustrant le trowal, le long de la ligne AB

Dans l'air froid sous-jacent au trowal, il peut se former un front de faible amplitude s'étendant de sa base à la surface. On l'appelle front occlus.

Ce front est une étroite zone de transition située entre les deux masses d'air froid qui ont créé l'occlusion.

En Amérique du Nord, l'occlusion est identifiée par le symbole de trowal. Figure 8-3

Il peut y avoir deux types de fronts occlus. Si la partie frontale de l'air froid est plus froide que la partie en recul, et qu'elle soulève le front chaud, on a une occlusion à caractère de front froid.

Lorsque la situation est inverse et que le front froid monte le long de la surface frontale chaude, on a évidemment une occlusion à caractère de front chaud.

Dans une occlusion à caractère de front froid, la base du creux d'air chaud en altitude est derrière l'occlusion en surface.

Dans une occlusion à caractère de front chaud, la base précède le front de surface.

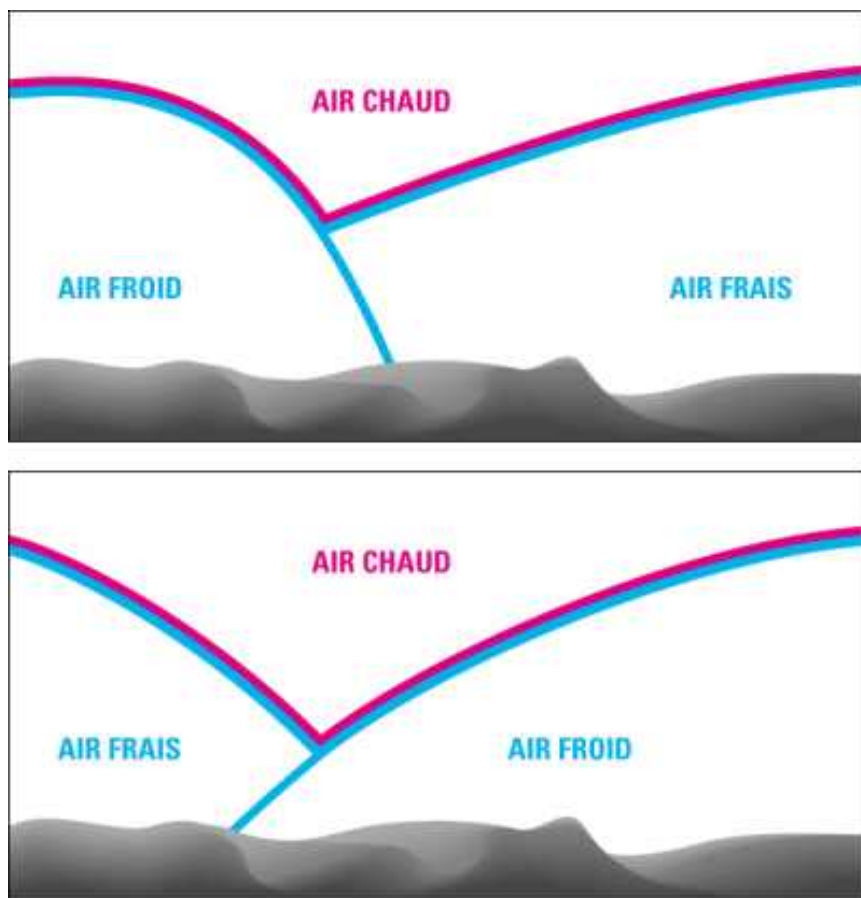


Figure 8-9 En haut, occlusion à front froid et en bas, à front chaud

Dans les pays qui utilisent les termes front supérieur ou en altitude, plutôt que trowal, on précise que le front est froid ou chaud.

8.2.5 Front froid en altitude

Lorsque l'air froid passe au-dessus d'air froid emprisonné dans des vallées, ou chevauchant une couche d'air plus froid circulant en surface, son front d'attaque est appelé front froid en altitude.

On a également ce type de front lorsque l'air froid, qui avance beaucoup plus rapidement en basse qu'en haute altitude, se traduit au sol par une mince couche qui précède le dôme que forme brusquement la ligne de front.

8.2.6 Front chaud en altitude, ou supérieur

Le front chaud en altitude, parfois appelé front chaud supérieur, est de structure fondamentalement semblable à celle du front froid en altitude.

Dans ce cas, cependant, les masses d'air les plus froides ne subiront aucun changement, puisque c'est au-dessus d'elles que se feront successivement le recul de l'air froid et le passage du front chaud.

Il y a des cas où la surface frontale de l'air froid ainsi en recul reste presque plate sur une certaine distance, avant que le front chaud en altitude ne s'affirme brusquement et crée une forte pente.

8.3 Frontogénèse et frontolyse

Il arrive que la zone barocline soit trop large à l'horizontale, les isothermes étant trop espacés, pour qu'il y ait vraiment structure frontale.

Pour que cette zone s'intensifie, il faut qu'il y ait augmentation du gradient thermique et du taux d'humidité, c'est-à-dire frontogénèse.

Le processus inverse, amenant son affaiblissement voire même sa disparition, s'appelle la frontolyse.

Frontogénèse et frontolyse sont directement reliées aux processus thermiques ou dynamiques notamment déclenchés par l'advection ou le rayonnement.

À ce sujet, l'influence de cette étroite bande d'eau chaude que forme Gulf Stream au large de la côte est de l'Amérique du Nord est déterminante.

En réchauffant par le dessous toute masse d'air froid qui arrive de l'Est du continent, ce courant est le principal responsable des frontogénèses de ce secteur, puisqu'elle crée par le fait même un gradient de température et d'humidité.

Le Gulf Stream génère ainsi d'importantes tempêtes hivernales.

Dans le cas de la frontolyse, l'affaiblissement des gradients est par ailleurs évident chaque fois que la partie sud d'une zone frontale s'avance sur les eaux glacées de la mer du Labrador.

Le refroidissement graduel qui en résulte, se traduit par l'amenuisement du contraste de température entre ses parties nord et sud.

Résultat : les isothermes s'espacent par le fait même, le taux d'humidité devient plus uniforme de part et d'autre, atténuant ou faisant carrément disparaître la zone frontale.

8.4 Dépression frontale et théorie norvégienne

L'essentiel de l'activité frontale est de fait intimement relié aux intenses mouvements ascendants et descendants associés aux dépressions. Lorsque que les mouvements sont ascendants il se produit en surface une dépression ou un creux, tandis qu'en altitude l'appel d'air des bas niveaux produit une hausse des hauteurs c'est à dire une haute pression ou une crête.

Au-dessus du continent, les fronts sont souvent associés à des creux ou à des dépressions; on les appelle alors dépressions frontales; or, les dépressions frontales les plus vigoureuses comportent habituellement plus d'un système frontal.

Mais les plus fortes dépressions, de fait, ne sont précédées d'aucun front; il s'agit des ouragans.

8.4.1 Étape I - perturbation du front stationnaire

Selon cette théorie, les dépressions frontales débutent sur une partie d'un front stationnaire ou d'un front froid qui se déplace lentement.

Lorsqu'une onde courte ou un creux en altitude passe au-dessus du front stationnaire, il y a formation d'une dépression frontale le long de la zone barocline.

Le front se situe toujours là où la pression est la plus basse.

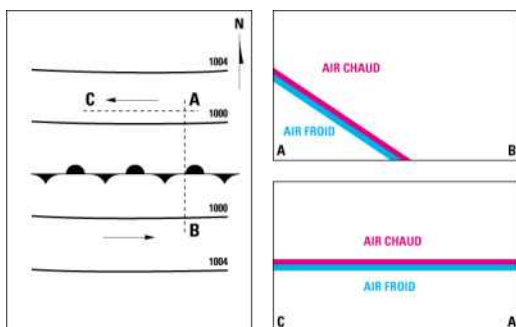


Figure 8-10 Front stationnaire en coupes verticales

8.4.2 Étape 2 - Naissance d'une dépression en zone barocline

Le premier indice de la formation d'une dépression se manifeste par la chute de la pression en un point du front; ce qui provoque un faible mouvement cyclonique.

Côté ouest, l'air froid amorce un mouvement vers le Sud ; côté est, vers le Nord ; de stationnaire, le front se transforme immédiatement en front froid à l'ouest et front chaud à l'est. L'air chaud est alors forcé de s'élever le long de la surface en pente de l'air froid.

La structure du front stationnaire a donc été modifiée de la manière illustrée à la figure 8-11.

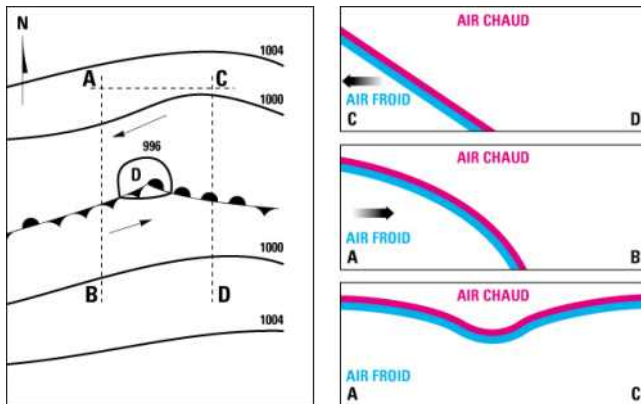


Figure 8-11 Naissance d'une dépression sur la zone barocline

8.4.3 Étape 3 - dépression à maturité

À ce stade, l'onde a atteint sa maturité. Elle est maintenant à l'est de la position indiquée à l'étape 2, et figure sur la carte de surface de la façon indiquée à la figure 8-12.

Les diagrammes d'accompagnement et les coupes verticales en donnent une image tridimensionnelle.

La dépression s'est considérablement creusée depuis l'étape 1. De plus, les deux fronts sont incurvés dans la direction de leur progression, comme les voiles d'un bateau.

On appelle secteur chaud, la partie située entre le front froid et le front chaud ; cette partie est la plus chaude du système dépressionnaire.

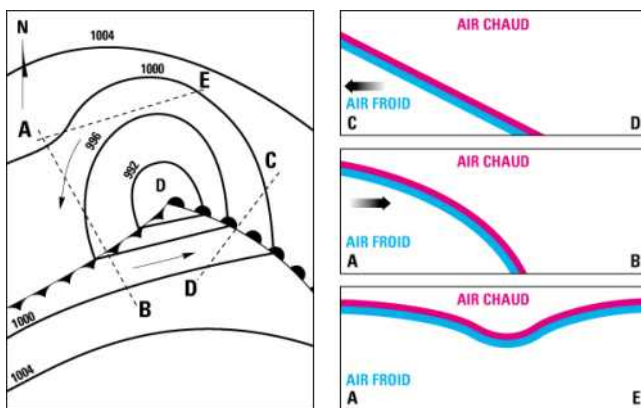


Figure 8-12 Système dépressionnaire à maturité

8.4.4 Étape 4 - début d'occlusion

Le système dépressionnaire se déplace toujours, mais un ralentissement commence à se faire sentir. Cette étape marque le début du processus d'occlusion.

En se déplaçant plus rapidement que le front chaud, le front froid le rattrape et en comprime l'air. Une partie de cet air est alors forcée de s'élever, créant trowal et front occlus.

S'il n'y avait pas de front occlus en surface, les coupes verticales «C» et «D», devraient montrer la jonction de l'air froid et de l'air frais, comme sur les coupes verticales «E» et «F».

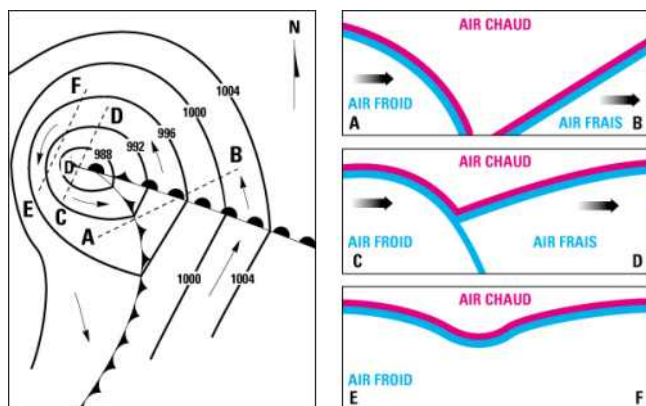


Figure 8-13 Début d'une occlusion

8.4.5 Étape 5 - occlusion

À ce stade, l'air chaud est presque complètement coupé de la surface. La frontolyse a provoqué une circulation cyclonique dans l'air froid situé sous le creux d'air chaud.

Il s'ensuit, au centre, une remontée de la pression et un affaiblissement tel, que le système deviendra stationnaire dans bien des cas.

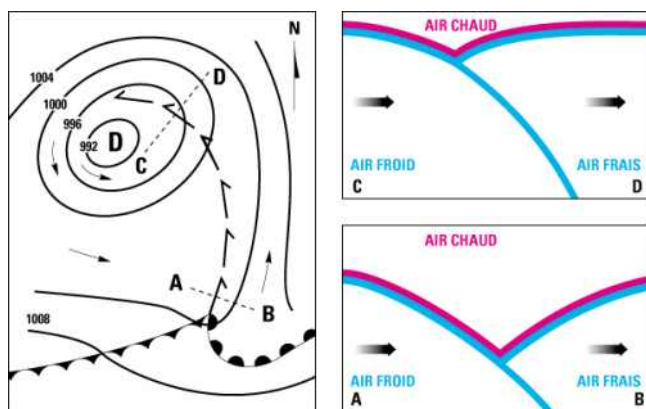


Figure 8-14 Stade d'occlusion d'un système frontal

8.4.6 Étape 6 - dissipation

La figure 8-15 montre une dépression en voie de comblement rapide, ne comportant aucun front de surface.

En surface, l'air chaud associé à cette dépression est maintenant bien au sud-est du système, alors qu'à faible altitude une faible circulation cyclonique persiste en présence d'un creux.

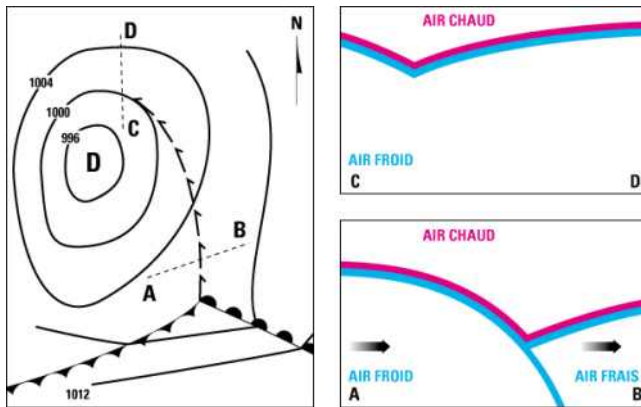


Figure 8-15 Stade de dissipation

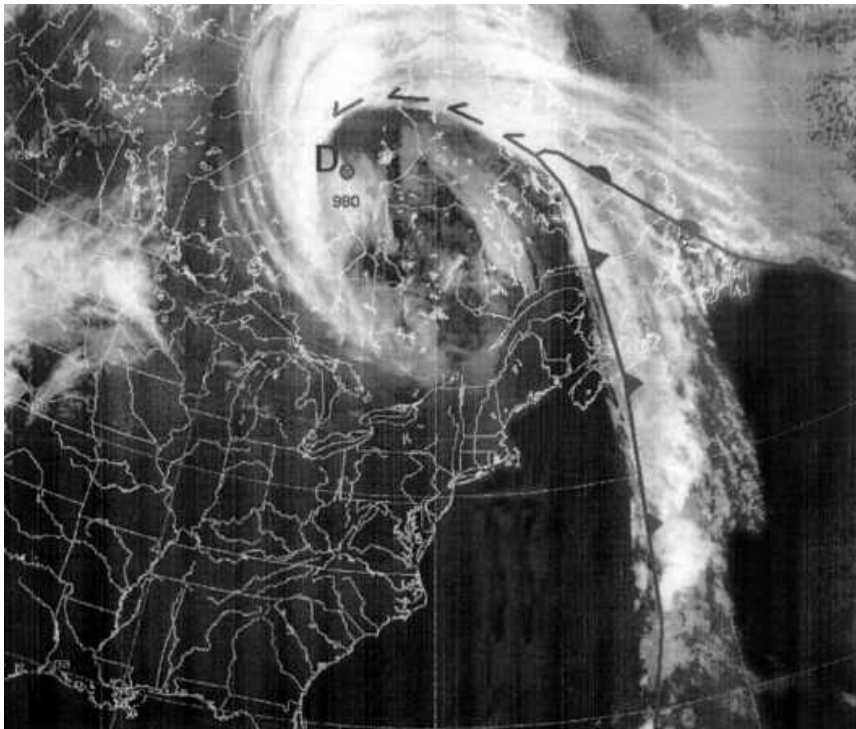


Figure 8-16 Photo prise en infrarouge par GOES-8, le 22 octobre 1995, à 23:15 TU, illustrant que l'air chaud, qui est bien au sud-est de la dépression, est relié à un trowal.

8.5 Exercices

1. Qu'est-ce que la zone frontale, ou barocline ?
2. Comment nomme-t-on le front qui sépare des masses d'air mA et mP ?
3. Quelles sont les deux masses d'air séparées par le front maritime arctique ?
4. Quel est, en altitude, le nom de la zone qui sépare la masse d'air chaud de la masse d'air froid ?
5. Si la pente d'un front froid est de 1 sur 50, et que le point d'observation est situé à 200 km en air froid, quelle sera la hauteur de la surface frontale au-dessus de ce point ?
6. Un front froid se déplaçant lentement a une pente plus raide que la moyenne. Vrai ou faux ?
7. Le changement de température associé au front peut commencer avant l'arrivée d'un front chaud. Vrai ou faux ?
8. Lorsqu'un front passe, la saute de vent qui se produit est lévogyre. Vrai ou faux ?

9. Lorsqu'un front froid franchit un point d'observation, la pression monte en raison de l'arrivée d'air plus lourd. Vrai ou faux ?
10. Lorsqu'on passe de l'air froid à l'air chaud, la température du point de rosée augmente. Vrai ou faux?
11. Dans le secteur froid d'un front, l'air froid :
 - ☐ forme toujours un biseau qui soulève l'air chaud
 - ☐ précède et s'étale par-dessus l'air chaud
 - ☐ se dresse verticalement depuis le sol
 - ☐ aucune des réponses ci-dessus.
12. La partie du front de surface tracée par alternance de rouge et de bleu représente:
 - ☐ un front qui s'affaiblit
 - ☐ une occlusion d'air chaud
 - ☐ un front stationnaire
 - ☐ une frontogénèse.
13. Qu'est-ce qu'un trowal ?
14. En général, dans quelle configuration isobarique les fronts sont-ils localisés ?
15. Qu'est-ce que la frontolyse ?
16. Nommez un lieu géographique qui favorise la frontogénèse et expliquez-en le processus :
17. Nommez 4 types de dépression qui ne sont pas associées à une zone frontale :
18. Qu'est-ce que le secteur chaud d'une dépression?
19. Qu'est-ce qu'une occlusion ?

CHAPITRE 9

TEMPS ET SYSTÈMES FRONTAUX

Outre ces superphénomènes sans front que sont cyclones, ouragans et typhons des latitudes tropicales, fort prévisibles d'ailleurs, le temps quotidien est totalement dépendant de la kyrielle de phénomènes tantôt bénins tantôt aussi dangereux qu'une tornade ou une microrafale, par exemple, générés par l'évolution des fronts.

9.1 Conditions associées au front froid

L'avance d'un front froid a un effet radical sur les conditions. En refroidissant l'air chaud par soulèvement, il crée nuages et précipitations, saute de vent, forts orages, vents violents, rafales, et parfois même grains, lorsque sa partie supérieure devance sa ligne de surface et fond littéralement vers le sol.

9.1.1 Vent de surface

Le premier signe de l'avènement d'un front froid est la saute de vent. Elle marque le passage de l'air chaud à l'air froid, tous deux nettement séparés par cette ligne de creux qui sépare des isobares de direction bien différente.

La figure 9-1 illustre une ligne le long de laquelle l'air froid du Nord-Ouest s'enfonce sous un air chaud du Sud-Ouest. Il en résulte un renforcement du mouvement dextrogyre. Plus le contraste est grand, plus il y a risque de grains et de rafales.

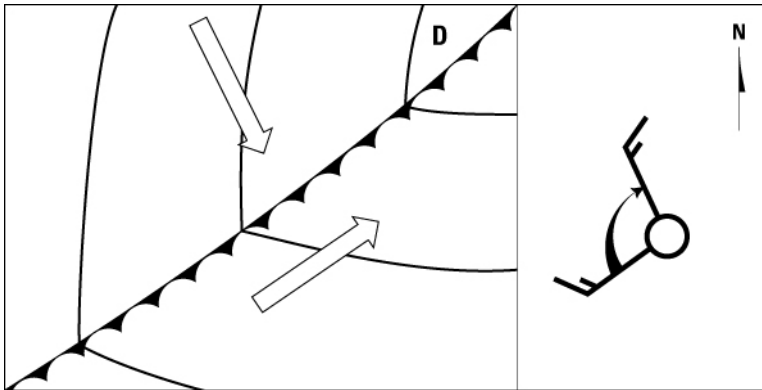


Figure 9-1 Saute de vent en surface, au passage d'un front froid

Les sautes de vent d'une surface frontale froide peuvent être brusques, surtout dans les couches inférieures. Dans tous les cas, elles obligent le pilote à corriger vers la droite, quelle que soit la direction dans laquelle il traverse le front. Figure 9-2. Elles correspondent à un changement radical de température.

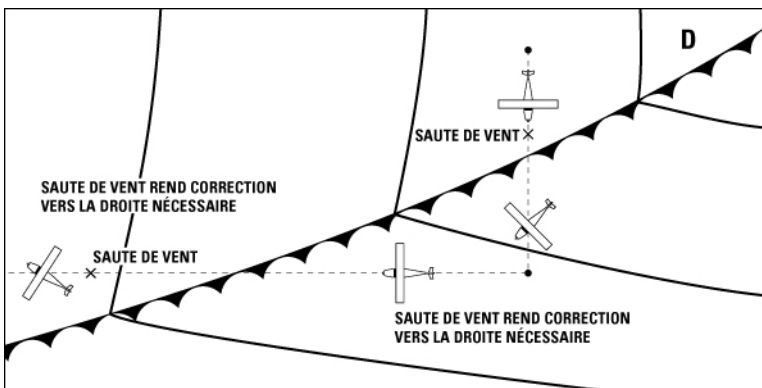


Figure 9-2 Sautes de vent en altitude, associées au front froid

9.1.2 Température

L'hiver, la baisse de température associée au passage du front froid est parfois aussi soudaine qu'importante. Comme il arrive toutefois que l'avant du front soit réchauffé lors de son passage au-dessus de surfaces plus chaudes, il peut s'écouler de nombreuses heures avant que la température des couches inférieures ne devienne froide.

À quelques occasions, la température en surface augmente légèrement après le passage d'un front froid, phénomène normalement accompagné d'une chute du point de rosée. Cette situation, qui ne dure que quelques heures, se produit en fin d'après-midi ou en soirée, lorsque le front au ciel dégagé avance dans un air nuageux; ce qui entraîne temporairement son réchauffement et une baisse de son taux d'humidité.

9.1.3 Humidité spécifique

Le taux d'humidité est un élément clé qui permet à la fois de bien identifier les masses d'air et de suivre leur évolution et leurs transformations, et ce sont les fluctuations du point de rosée qui en sont le meilleur indicateur.

Or, l'arrivée de l'air froid amène généralement une baisse du point de rosée. Ce phénomène est particulièrement remarquable si la masse d'air froid est sèche et de type continental arctique, parce qu'elle ne peut contenir autant de vapeur d'eau que l'air chaud.

9.1.4 Nuages et précipitations

La formation de nuages causée par le front froid est directement fonction de la nature de la masse d'air chaud, de la composition et de la vitesse de l'air froid en progression, et de la nature de la surface.

Si la masse d'air chaud est stable et humide, des nuages en nappes se forment et les précipitations sont intermittentes ou continues.

Cependant, lorsque la surface frontale est très inclinée et que l'air froid progresse rapidement, le brusque soulèvement de l'air chaud peut générer des nuages cumuliformes, même en air stable.

Qu'un front froid soit actif ou non, sa zone de pluie frontale ou de neige est habituellement assez étroite, surtout si elle est marquée par des averses.

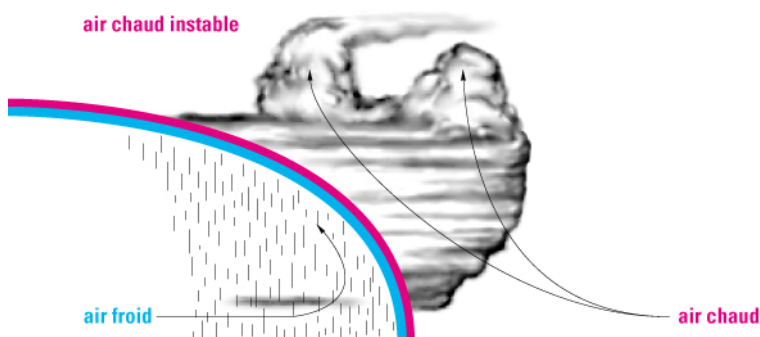


Figure 9-3 Soulèvement de l'air chaud, humide et instable, lors du passage d'un front froid

Une masse d'air chaud humide et instable donne des nuages cumuliformes et des averses. Si l'air chaud est sec, peu de nuages se formeront, à moins que l'air soit soulevé à de hautes altitudes.

Dans nombre de cas, l'avance du front de surface engendre sur une certaine distance une nappe d'altocumulus. Plus son déplacement est lent, plus sa pente est forte, plus vaste est la zone de nuages et de précipitations qui le précède.

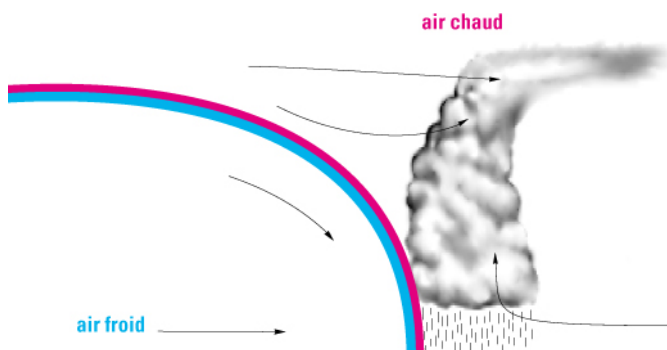


Figure 9-4

9.1.5 Visibilité

Lorsqu'un front froid se déplace à une vitesse moyenne ou élevée, sa zone frontale a généralement moins de 80 km de largeur. S'il se déplace lentement, cette zone peut être très étendue et avoir pendant quelques heures un effet considérable sur les vols.

Après son passage, habituellement, la visibilité s'améliore, même si les mouvements verticaux causés par son passage au-dessus d'une surface chaude soulève les polluants et beaucoup de fumées industrielles dont l'air polaire et l'air arctique sont relativement exempts.

9.1.6 Pression atmosphérique

La baisse de la pression barométrique est généralement l'indice le plus courant de l'approche d'un front froid. Le phénomène s'explique évidemment par le fait que les fronts de surface sont très souvent situés dans les creux; s'ensuit une remontée de pression après leur passage.

9.1.7 Turbulence frontale

De nombreux fronts froids sont accompagnés de turbulence, même à grande altitude, sans qu'il y ait nécessairement de nuages ou d'orages; c'est évidemment dans les zones orageuses que la turbulence est la plus forte.

9.1.8 Givrage

Dans les cumulonimbus, le phénomène de givrage se manifeste à la verticale et en profondeur, plutôt qu'à l'horizontale, comme c'est le cas dans les nappes de nuages qui caractérisent les fronts chauds.

9.2 Identification d'un front froid

En vol à haute altitude, une longue ligne de nuages cumuliformes qui se dessine à l'horizon, souvent précédée d'un banc d'altocumulus, indique infailliblement l'approche d'un front froid. Ces nuages peuvent cacher la partie inférieure du nuage frontal.

Des bancs de stratus ou de strato-cumulus, précédant le front sur de nombreux kilomètres, peuvent aussi cacher d'importants nuages de basse altitude.

Quant aux orages, ils sont annoncés par une ligne principale de cirrus et de cumulonimbus.

Par ciel sans nuages, turbulence, sautes de vent et variations de température, marquent la traversée de la surface frontale. Plus on est près du sol, plus changements et variations sont prononcés.

9.3 Temps et front chaud

Les changements reliés au front chaud sont habituellement moins brusques que ceux associés au front froid. C'est pourquoi il est difficile de trouver des exemples de temps froid prenant brusquement fin, à moins d'avoir essuyé un chinook.

Bien qu'il soit difficile d'en détecter le passage, on sait qu'il se caractérise par l'importance de l'étendue de son système de nuages et de précipitations, soit de plusieurs milliers de kilomètres carrés, et par les nombreux phénomènes qu'il engendre.

Un front chaud peut, par exemple, créer une vaste zone dont la densité des nuages et l'importance des précipitations peuvent empêcher tout vol à vue, tout en étant côtoyée par une autre où il n'y a aucune contrainte de plafond et de visibilité. Un front inactif qui s'intensifie amène par ailleurs une baisse rapide des plafonds et de la visibilité.

Dans tous les cas, le comportement du front chaud dépend directement de son degré d'humidité spécifique et de stabilité, eu égard à l'incidence de l'air froid sur son mouvement ascendant et sur l'angle du glissement qui en résulte.

9.3.1 Vent de surface

En surface, le vent change de direction au point de jonction de l'air froid et de l'air chaud, soit à l'emplacement exact de la ligne de creux, frontière entre des isobares de direction différente.

En figure 9-5, le front chaud est une zone où l'air chaud du Sud-Ouest rejoint et glisse par-dessus un écoulement d'air plus froid venant du Sud. Au passage du front chaud, le vent amorce un mouvement dextrogyre.

Comme les zones frontales chaudes sont généralement beaucoup plus larges que les zones frontales froides, ce changement est nettement plus graduel.

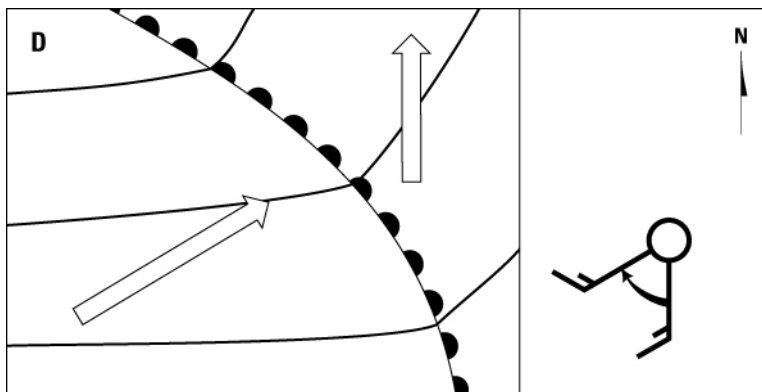


Figure 9-5 Saute de vent en surface, au passage d'un front chaud

La topographie locale peut déterminer la direction des vents associés au passage d'un front chaud. Au Québec, la vallée du Saint-Laurent en est un exemple très frappant.

L'hiver, dès qu'une intense dépression du centre des États-Unis approche du lac Ontario, et qu'elle est combinée à un anticyclone situé au Nord de Sept-Îles, le Saint-Laurent en canalise les vents vers le Lac Ontario. De forts vents du Nord-Est amène alors l'air froid de surface vers le sud-ouest du Québec, tandis que l'air chaud passe au-dessus et fait le trajet inverse.

À la hauteur du front chaud, la saute de vent est fort impressionnante. Atteignant parfois 180° dans les niveaux inférieurs, elle provoque systématiquement un cisaillement qui peut être dangereux lors de l'atterrissage ou du décollage.

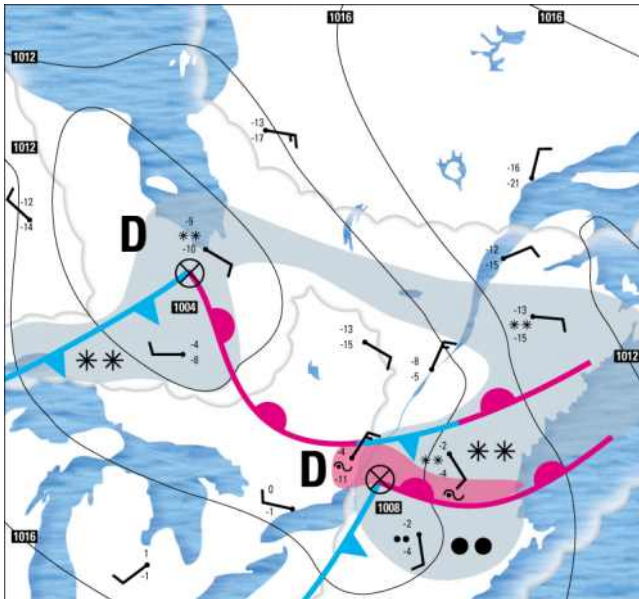


Figure 9-6 Front chaud à l'ouest de Montréal, donnant en aval, le long du fleuve, des vents de surface de Nord-Est et créant une zone de pluie verglaçante. Dans son secteur chaud, les vents de cette dépression de 1008 hPa sont de Sud à Sud-Ouest. Cette zone est caractérisée par de l'air froid en surface en provenance du bas du fleuve, et de l'air chaud à 1,5 km d'altitude, transporté par les vents du Sud-Ouest. Cette analyse a été effectuée le 4 décembre 1995, à 00:00 TU.

Une saute de vent se produit à la surface frontale, et non au front en surface. Toute hausse de température indique que l'appareil se dirige vers sa partie chaude. Elle oblige dans tous les cas à une correction de trajectoire vers la droite, correction qui doit être plus prononcée dans les couches inférieures.

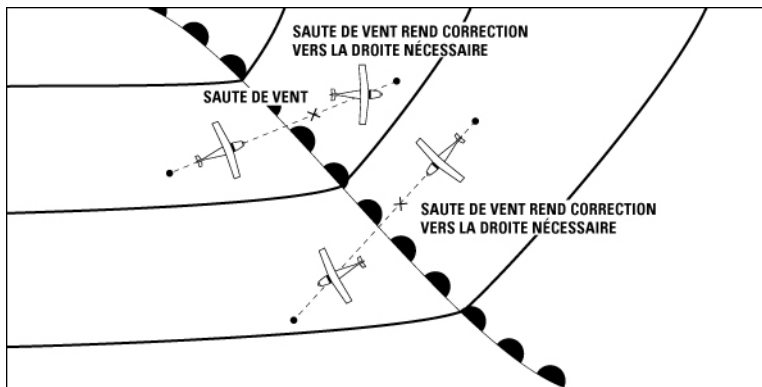


Figure 9-7 Sauts de vent en altitude, associées au front chaud

9.3.2 Température

Le passage d'un front chaud provoque une hausse graduelle de la température et un amincissement de la couche d'air froid. Si l'air chaud est près de la surface, le front est annoncé par une légère hausse de la température.

Comme la température des masses d'air, en raison même de leur dynamique, n'est pas systématiquement homogène, elle peut nettement varier. Toute hausse n'est donc pas nécessairement associée au passage d'un front chaud.

Sur une carte du temps, la ligne rouge indique la position de la limite postérieure d'une masse d'air froid en recul, directement associée à la surface frontale du front chaud.

9.3.3 Humidité spécifique

Le passage d'un front chaud amène une élévation du point de rosée, élévation particulièrement importante lorsqu'elle est d'origine tropicale. Plus l'air est chaud, plus le point de saturation de vapeur d'eau est élevé.

9.3.4 Nuages et précipitations

En montant sur l'air froid, l'air chaud atteint des zones de basse pression, se dilate et se refroidit, déclenchant ainsi la condensation.

L'ascendance provoquée par la turbulence mécanique, les traits topographiques ou la convergence peut parallèlement se former dans un air froid que la pluie, le cas échéant, humidifiera et transformera en nuages.

Si cet air est humide et stable, son glissement par-dessus l'air froid produit des nuages en nappe et des précipitations légères et modérées dans une vaste zone précédant le front de surface.

Par ordre d'entrée, cirrus, cirrostratus, altostratus ou altocumulus et nimbostratus font leur apparition. Sous la surface frontale, dans l'air froid, stratus, stratocumulus et même stratus fractus peuvent se former et se joindre aux nimbostratus situés près de l'avant du front de surface.

Si l'air chaud est instable, des cumulonimbus s'insèrent dans le banc principal, augmentant ainsi les précipitations. Advenant que de l'air chaud et sec s'y superpose, il ne produira que des nuages de niveau supérieur ou moyen, sans précipitations.

Si le côté en recul du dôme d'air froid est plutôt plat, il peut y avoir absence de nuages, donc, stabilisation de l'humidité spécifique de la masse d'air froid. Les nuages sous la surface frontale, s'il y en a, seront alors propres à l'air froid, étant alors sans relation avec elle. Les figures 9-8, 9-9 et 9-10 illustrent les types de nuages et de précipitations qui se produisent aux fronts chauds.

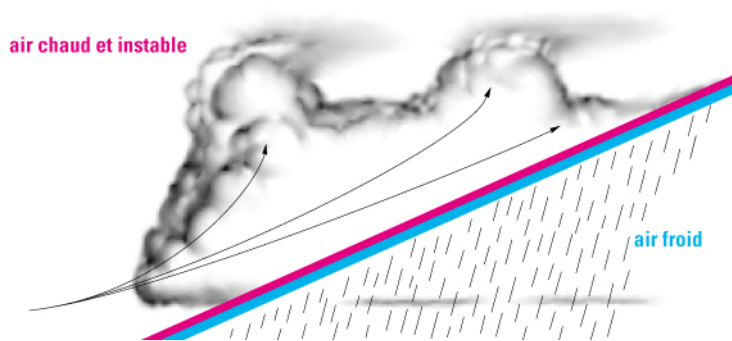


Figure 9-8 Front chaud avec glissement ascendant d'air chaud, humide et instable

air chaud et stable

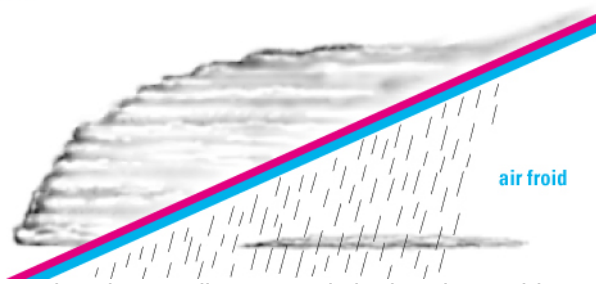


Figure 9-9 Front chaud avec glissement d'air chaud et stable

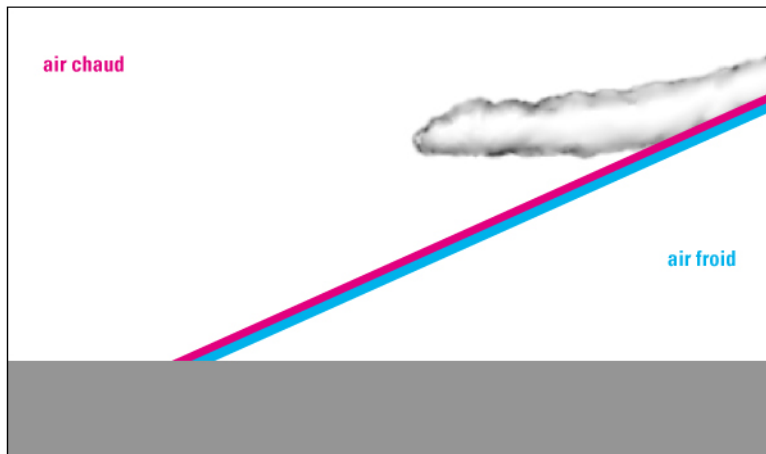


Figure 9-10 Temps associé au front chaud lorsque l'air chaud est plus sec

Les vols à travers les fronts chauds actifs sont compliqués par la présence d'une vaste zone à plafond bas et à visibilité restreinte. Vu la lenteur de leur déplacement, ces conditions peuvent persister très longtemps.

Lorsque la pluie commence à tomber des nuages situés dans l'air chaud, des masses de nuages irréguliers peuvent se former dans l'air froid. Ces nuages abaissent considérablement les plafonds.

Sur 80 à 160 km en avant du front, l'air froid est alors peu profond, et la base des nuages se rend souvent au sol sous forme de brouillard.

9.3.5 Visibilité

Une mauvaise visibilité caractérise les fronts qui séparent l'air maritime polaire de l'air tropical, visibilité habituellement pire, sinon nulle, dans le brouillard et les précipitations qui les précèdent.

L'été toutefois, surtout en après-midi, il arrive souvent que visibilité et plafonds augmentent avec l'arrivée du secteur chaud de la dépression, mais longtemps après le passage du front. Les bulletins de prévision en font mention.

9.3.6 Pression

La variation de la pression dépend largement de la nature du creux dans lequel le front chaud est situé. En avant, la pression tombe habituellement rapidement, tandis que derrière, on enregistre une légère variation à la baisse ou à la hausse, selon l'orientation des isobares du secteur chaud.

L'approche du front froid, situé derrière le secteur chaud, fera chuter la pression de nouveau.

9.3.7 Turbulence frontale et orages

En basse altitude, la traversée d'un banc de nimbostratus ne se fait pas sans turbulence, mais cette turbulence peut causer des problèmes advenant qu'un cumulonimbus y soit encastré; toutefois, la turbulence n'est jamais aussi violente que dans le cas où un cumulonimbus est associé à un front froid.

De fait, la principale difficulté de la préparation des vols à altitudes moyennes est de cerner ces orages qui se produisent dans le banc de nuages principal. La figure 9-8 illustre l'aspect des orages de front chaud.

9.3.8 Givrage

En approchant d'un front chaud actif du côté de l'air froid, les précipitations commencent dans la zone où le banc d'altostratus se situe entre 2500 et 3500 m; advenant qu'elles s'évaporent en altitude, elles n'atteindront jamais le sol; il s'agit de virga.

Plus on est près du front, plus elles s'intensifient et deviennent continues. Si on note de fortes précipitations intermittentes dans l'air froid situé sous la surface frontale, c'est signe d'orages en altitude.

L'hiver, la température d'air froid est généralement inférieure au point de congélation, mais dans les quelque 300 premiers mètres de l'air chaud, elle lui est supérieure. Il en résulte une variété de précipitations qu'il est primordial d'identifier avant un vol.

La figure 9-11 montre que la neige tombe de la partie du nuage d'air chaud qui se trouve à une température inférieure au point de congélation, qu'il y a pluie dans sa partie au-dessus du point de congélation, mais qu'en traversant l'air froid, elle devient légèrement surfondue et gèle instantanément au contact d'un objet froid; d'où, pluie verglaçante. Si l'épaisseur d'air froid est suffisamment grande, les gouttes de pluie verglaçante gèleront et formeront des granules de glace.

Les zones de neige et de pluie verglaçante ne sont séparées que par une zone relativement étroite; sa partie supérieure comprend un mélange de pluie verglaçante et de neige, alors qu'en contrebas le mélange est composé de neige et de granules de glace.

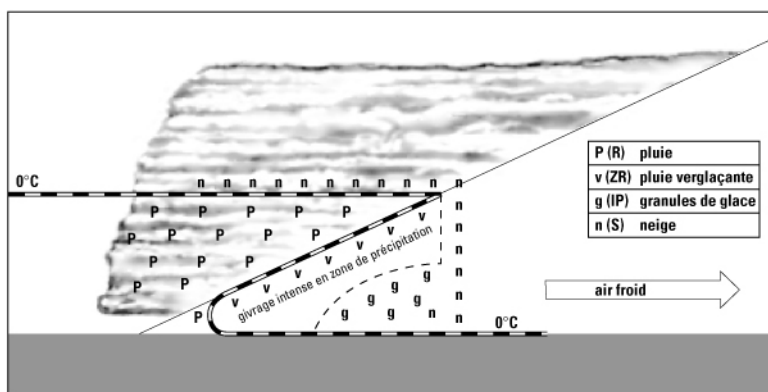


Figure 9-11 Conditions de givrage en front chaud

En volant à basse altitude en direction du front d'une masse d'air froid, l'appareil rencontre de la neige, et un mélange de neige, de granules de glace et de pluie verglaçante. En altitude, mais toujours dans l'air froid, il n'y a pas de granules de glace, mais il passe de la neige à la pluie verglaçante.

Lorsqu'il y a précipitations tombant dans l'air froid, la neige ne présente pas de problème de givrage, sauf si elle est mouillée. La neige colle au fuselage et forme de la glace, mais beaucoup moins rapidement que ne le fait la pluie verglaçante.

Les granules de glace n'ont pour leur part aucun effet sur la performance, mais comme il s'agit de gouttes de pluie gelées, elles révèlent la présence de pluie verglaçante en altitude. Si on rapporte des granules de glace dans un secteur, un pilote doit donc s'attendre à la présence de pluie verglaçante.

Au-dessous de la surface frontale, si le mercure est sous 0 °C, il peut se produire du givrage dans les nappes de nuages, mais s'il neige, le risque diminue. Dans la masse d'air chaud, il y a parfois givrage même dans la partie d'un nuage où la température est au-dessus du point de congélation.

En temps normal, les nuages en nappes associés au front chaud produisent moins de givrage que les cumuliformes plus turbulents, reliés au front froid, mais il peut y avoir beaucoup de givrage dans un banc de nuages de front chaud, s'il y a nuages à extension verticale.

Dans une portion de nuage d'air chaud, la neige ou les cristaux de glace augmentent de volume aux dépens des gouttelettes. La partie principale du banc d'altostratus d'un front chaud, où cette situation se produit, contient en général assez peu d'eau, amenuisant ainsi le risque de givrage.

Étant donné l'étendue des nappes de nuages des fronts chauds, les zones de givrage sont habituellement plus étendues que dans la plupart des cas de front froid.

9.4 Identification d'un front chaud actif en vol

En approchant d'un front chaud actif par le côté froid, le premier indice est la présence de cirrus suivis plus loin d'une nappe de cirrostratus qui ne cachent pas les astres, mais produisent souvent un halo autour du Soleil ou de la Lune.

Cette nappe peut joindre celle des altostratus et des altocumulus, qui s'étendent graduellement de 6,5 km à 2 km, faisant disparaître en même temps le Soleil ou la Lune, d'abord visibles à travers le mince bord antérieur du banc d'altostratus. L'épais altostratus peut donner des

précipitations légères et intermittentes. Si le banc d'altostratus est assez haut, les précipitations peuvent ne pas arriver jusqu'au sol.

Au fur et à mesure que le banc d'altostratus et d'altocumulus descend, les précipitations augmentent et des nuages bas apparaissent à un niveau inférieur à l'appareil. Le banc de nuages supérieur descend et devient nimbostratus, de la surface à 8 km et plus.

C'est une hausse de température et une saute de vent qui indiquent qu'on a atteint l'air chaud. À plus de 3 km d'altitude, la saute de vent est minime.

9.5 Temps et trowal

En présence d'un trowal, les conditions varient considérablement mais elles sont en général une combinaison des conditions des fronts chaud et froid. Deux facteurs principaux déterminent la nature de ce temps: celui de la nature des masses d'air en présence, l'altitude du trowal par rapport à la surface.

Le trowal prend habituellement naissance à la jonction du front chaud et du front froid, et court jusqu'à la dépression; il constitue une zone où les conditions varient considérablement. C'est à son point de rencontre avec les fronts que les conditions sont les pires.

La figure 9-12 donne un exemple du type de temps que réserve le trowal. Elle présente un cas particulier qui en révèle toutefois les traits communs.

En volant en direction d'un trowal qui s'approche, la configuration des nuages ressemble beaucoup à celle des nuages de front chaud, mais ses affinités avec les fronts froids rend les conditions plus complexes. Ainsi, en l'approchant par derrière, la structure des nuages ressemblera plutôt à celle des nuages de front froid, mais leurs effets seront différents.

En plus de faire face aux problèmes associés au front froid, il y a le problème que pose le vaste banc de nuages qui se trouve en avant de la base du creux d'air chaud.

Si on traverse le système à une altitude inférieure à la base du creux, une saute de vent est à prévoir. À de plus hautes altitudes, il y aura deux sautes de vent dues au passage des deux surfaces frontales.

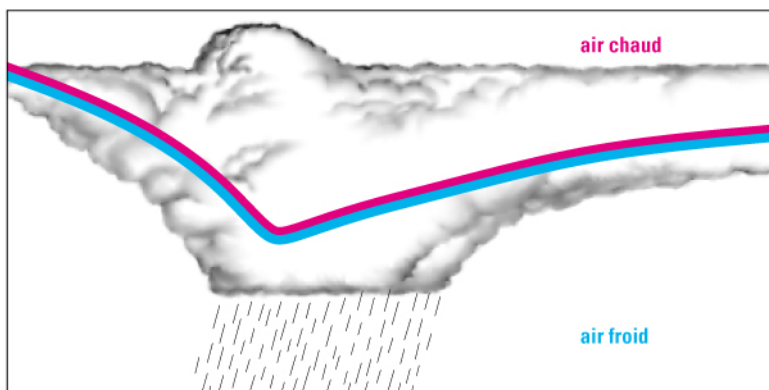


Figure 9-12 Trowal sans occlusion de surface

Si le trowal comprend une occlusion de surface, l'image générale du temps ne change pas de façon appréciable. Les figures 9-13 et 9-14 donnent des exemples du temps lors d'une

occlusion à caractère de front chaud et lors d'une occlusion à caractère de front froid. Dans chaque cas, on remarque que le trowal est une partie importante du système.

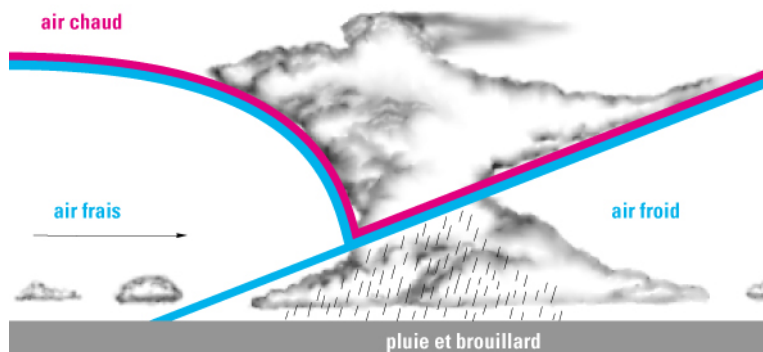


Figure 9-13 Occlusion à caractère de front chaud soulevant de l'air chaud

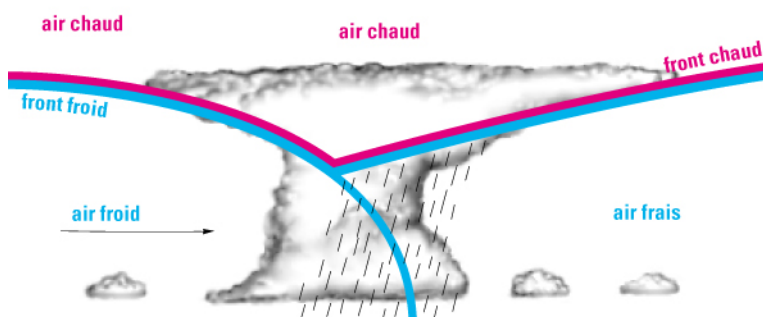


Figure 9-14 Occlusion à caractère de front froid soulevant de l'air stable et humide

9.6 Front froid en altitude

Dans le cas d'un front froid qui passe au-dessus d'un bassin d'air froid où on enregistre les données, la plupart de ses caractéristiques seront notées, sauf la saute de vent et le changement de température. Bien que des bancs de nuages en marquent la progression, on ne remarque aucun changement dans la masse d'air.

Dans le cas d'air froid qui s'étale plus rapidement dans les couches inférieures qu'en altitude, le passage du front peut amener un changement notable de température; une saute de vent sera aussi enregistrée, mais les nuages et les précipitations suivront plus tard.

9.7 Front chaud en altitude

Si le front chaud quitte le sol et glisse par dessus une masse d'air plus froid, le système nuageux est toujours présent même s'il n'y a pas de changement dans les couches inférieures de la masse d'air.

Si beaucoup de pluie tombe successivement de l'air chaud dans l'air frais, puis dans l'air froid de surface, des nuages peuvent s'y former.

Lorsque la surface frontale chaude est plane sur une certaine distance en avant du front et monte brusquement, la zone de pluie est aussi à une certaine distance en avant du front de surface.

Si la mince couche d'air froid se mêle à l'air chaud et que le front se reforme à la surface sous forme d'une extension de la partie la plus inclinée de l'air froid en recul, il réapparaît alors beaucoup plus loin.

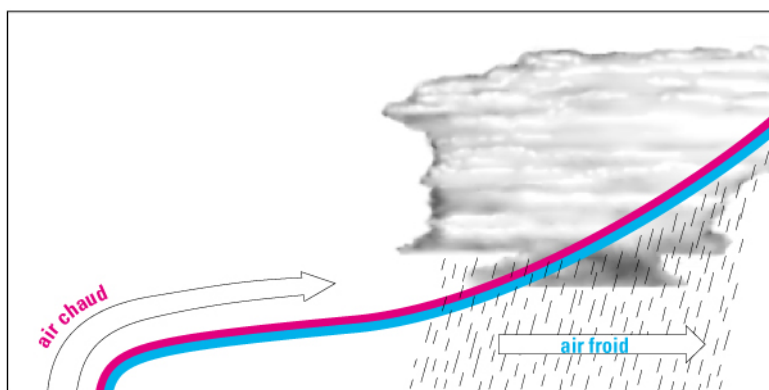


Figure 9-15 Front chaud en altitude

9.8 Exercices

1. En général, qu'arrive-t-il à la température lors du passage d'un front froid?
2. Quels changements note-t-on à la pression lors de l'approche et du passage d'un front froid?
3. Pourquoi l'air froid est-il généralement instable derrière un front froid?
4. L'extension horizontale des nuages et des précipitations associée à un front froid qui se déplace lentement est-elle généralement plus grande ou plus petite que dans le cas d'un front froid à déplacement rapide?
5. Si les températures de l'air et du point de rosée sont respectivement de 7° C et 4° C dans l'air froid et de 24° C et 16° C dans l'air chaud, quelle masse d'air contient plus de vapeur d'eau?
6. Au passage d'un front froid, la variation de la direction du vent a généralement lieu dans le sens dextrogyre. Vrai ou faux?
7. Nommez 7 éléments pouvant nuire à un vol lors de la traversée d'un front froid.
8. Un des facteurs déterminant la nature des nuages et des précipitations à l'avant d'un front froid est
 - ☐ la pression de l'air chaud
 - ☐ l'humidité de l'air chaud
 - ☐ la température de l'air froid
 - ☐ l'humidité de l'air froid
9. Les nuages et précipitations d'un front froid sont généralement causés par de l'air chaud qui se glisse sous l'air froid. Vrai ou faux?
10. Les nuages cumuliformes et les averses se produisent le long d'un front froid quand
 - ☐ le front se déplace lentement et que l'air chaud est stable
 - ☐ l'air chaud est humide et instable
 - ☐ l'air froid est humide et d'un gradient thermique prononcé
 - ☐ les masses d'air en contact sont humides et stables
11. Au cours de la traversée d'un front froid, la variation du vent se produit
 - ☐ à la jonction du front et du sol
 - ☐ là où la pente de l'air froid s'accroît
 - ☐ à 700 hPa
 - ☐ lors du franchissement de la surface frontale
12. Soulignez le terme qui caractérise les conditions durant le passage d'un front chaud
 - ☐ variation du vent : dextrogyre, lévogyre
 - ☐ température : à la hausse, à la baisse

- o humidité : à la hausse, à la baisse
- 13. Quel est l'effet de l'approche et du passage d'un front chaud sur le calage altimétrique?
- 14. Nommez deux facteurs déterminant l'importance d'un glissement ascendant de l'air chaud sur l'air froid.
- 15. Quelles sont les conséquences du glissement ascendant de l'air chaud sur l'air froid?
- 16. Donnez la séquence des nuages généralement associés à l'approche d'un front chaud.
- 17. Dessinez la coupe verticale d'un front chaud en indiquant l'isotherme 0 °C susceptible de provoquer de la pluie verglaçante et des granules de glace, coloriez les couches d'air situées au dessus, et indiquez par les symboles d'observation horaire, zones de neige, granules de glace, pluie verglaçante et pluie.
- 18. Comparez la position des orages associés respectivement aux fronts froid et chaud.
- 19. La cause principale de la formation de nuages très bas à l'avant d'un front chaud est
 - o la saturation de l'air froid
 - o la saturation de l'air chaud par la pluie qui le traverse en s'évaporant
- 20. Lors de la traversée d'un front chaud, le vent, change de direction
 - o à l'avant de la surface frontale
 - o à l'arrière de la surface frontale
 - o à la surface frontale
- 21. Le temps associé à un trowal est généralement pire
 - o là où le trowal est à grande altitude
 - o après occlusion totale du secteur chaud
 - o au moment de l'occlusion de l'air cA
 - o près de l'onde frontale

CHAPITRE 10

NUAGES, BROUILLARDS ET PRÉCIPITATIONS

Les nuages sont formés d'un amas visible de fines gouttelettes ou de cristaux de glace, ou des deux à la fois. Ces particules sont en suspension dans l'atmosphère.

Le brouillard est d'une composition identique, avec cette différence qu'il touche le sol et qu'il réduit ainsi la visibilité à moins de 1 km, 5/8 mi. Autrement, on l'appelle brume.

Dans le cas de la brume, la visibilité peut être réduite non seulement par les gouttelettes ou les cristaux de glace, mais aussi par des particules hygroscopiques solides, humides ou sèches, selon le taux d'humidité. On spécifiera s'il s'agit de brume sèche.

10.1 Classification des nuages

Les nuages sont classés d'après l'aspect, la forme et l'altitude, aspect et forme dépendant entre autres du processus de formation et de la température ambiante.

On peut diviser les nuages en trois niveaux :

- supérieur, à plus de 6 km, 20 000 pi
- moyen, entre 2 et 6 km, 6 500 et 20 000 pi
- inférieur, entre la surface et 2 km, 6 500 pi

Leur classification comprend dix genres, qui peuvent être subdivisés en espèces. Seules les espèces les plus importantes sont mentionnées dans le présent ouvrage. Le tableau présente les dix genres et les quatre espèces les plus importantes.

Tableau 10.1 Classification des nuages		
Groupe	Genre	Espèce
Niveau supérieur	Cirrus	
	Cirrocumulus	
	Cirrostratus	
Niveau moyen	Alto cumulus	
	Alto cumulus	Castellanus
	Altostratus	
	Nimbostratus	
Niveau inférieur	Strato cumulus	
	Stratus	
	Stratus	Fractus
	Cumulus	
	Cumulus	Fractus
	Cumulus	Congestus
	Cumulonimbus	

10.1.1 Niveau supérieur

Les nuages de niveau supérieur sont toujours situés à une altitude de plus de 6 km, 20 000 pi où, en Amérique du Nord, la température est toujours inférieure à 0° C.

- **Cirrus** nuages séparés, sous forme de délicats filaments blancs, et composés de bancs ou d'étroites bandes blanches à l'aspect fibreux, chevelu ou soyeux
- **Cirrocumulus** banc, nappe ou couche de nuages minces et blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments sous forme de granules, de rides, soudés ou séparés, et de forme plus ou moins régulière; la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à bout de bras

- **Cirrostratus** voile de nuages blanchâtres plus ou moins transparents, d'aspect fibreux ou lisse, couvrant le ciel en partie ou en totalité, et produisant souvent des phénomènes lumineux tels halos et parhélies

10.1.2 Niveau moyen

La base des nuages de niveau moyen se situe entre 2 et 6 km, 6 500 et 20 000 pi d'altitude. À cette hauteur, la température est fréquemment sous le point de congélation.

Cependant, il peut arriver, surtout l'été, qu'elle soit au-dessus de 0° C. En conséquence, ces nuages ne sont pas toujours constitués que de cristaux de glace. Ils peuvent être formés de gouttelettes surfondues ou non.

- **Altostratus** banc, nappe ou couche de nuages blancs ou gris, avec en général des ombres propres, formés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., quelquefois partiellement fibreux ou flous, soudés ou non. La plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente variant entre un et trois doigts à bout de bras
- **Altostratus castellanus** altostratus avec protubérances cumuliformes, dans au moins une portion de la partie supérieure; les petites tours, dont certaines sont plus hautes que larges, sont reliées par une base commune et semblent être disposées en lignes
- **Altostratus** nappe ou couche de nuages grisâtres ou bleuâtres, d'aspect strié, fibreux ou uniforme, couvrant le ciel en totalité ou en partie, ayant parfois des parties assez minces pour laisser voir le soleil de façon diffuse
- **Nimbostratus**, couche de nuages gris, souvent foncés, dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie ou de neige plus ou moins continues qui atteignent le sol dans la plupart des cas : couche assez épaisse dans toute son étendue pour masquer complètement le Soleil

10.1.3 Niveau inférieur

Les nuages suivants ont tous une base allant de la surface à 2 km, 6 500 pi d'altitude. Cependant, la base des cumulus ou des cumulonimbus peut parfois être à 3 km, 10 000 pi, et même davantage, surtout par temps très sec. Selon la hauteur du niveau de congélation qui varie selon les saisons, les nuages sont composés de gouttelettes, surfondues ou non, de cristaux de glace ou de l'un et l'autre.

- **Stratocumulus** banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, comportant le plus souvent des parties foncées formées de dalles, de galets, de rouleaux, non fibreux, sauf pour le virga, soudés ou non; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts à bout de bras
- **Stratus** couche de nuages normalement gris, avec base assez uniforme, souvent assez près du sol; lorsque le Soleil est visible à travers les nuages, son contour est assez facile à voir; sauf par temps très froid, il ne produit pas de halo
- **Stratus fractus** stratus déchiqueté. Il est constitué des mêmes éléments que le stratus
- **Cumulus** nuages détachés, normalement denses et à contours nets, se développant verticalement sous forme de mamelons, de dômes ou de tours; les parties de ces nuages éclairées par le Soleil sont habituellement d'un blanc éclatant; leur base est relativement foncée et presque horizontale
- **Cumulus fractus** le cumulus fractus est en fait un cumulus déchiqueté; par conséquent, il est de même composition que le cumulus
- **Cumulus congestus** cumulus très gonflés, bourgeonnants, dont les dômes ou les tours ont l'aspect d'un chou-fleur
- **Cumulonimbus** nuages lourds et denses, avec une extension verticale considérable, en forme de montagne ou de tours immenses; normalement, sa partie supérieure est au moins partiellement lisse, fibreuse ou striée, et presque toujours aplatie; cette partie s'étend souvent et prend la forme d'une enclume ou d'un vaste panache; elle est constituée de gouttelettes surfondues ou non et de cristaux de glace; le givrage y est habituellement important

10.2 Formation

Si les nuages sont faits de particules d'eau liquide ou solide, et qu'ils sont en suspension dans l'atmosphère, il doit par conséquent y avoir condensation ou sublimation pour qu'ils puissent se former.

10.2.1 Formation par refroidissement

- Ascendance orographique

Lorsque le vent souffle sur un versant, l'air s'élève, se détend et se refroidit de façon adiabatique. S'il est suffisamment humide, il peut atteindre le point de saturation en se refroidissant de plus en plus.

C'est ainsi que sont formés les nuages dont le genre est fonction de la température et de la stabilité. Les nuages les plus courants sont les altocumulus, les stratocumulus et les cumulus. Les figures 10.1, 10.2 et 10.3 donnent des exemples de nuages formés par ascendance orographique.

Étant associé au relief, ce type de nuages a tendance à demeurer sur place. Dans certaines conditions, l'action du vent sur le relief peut créer des ondes qui s'étendent bien en aval du sommet montagneux, auxquelles sont associés des nuages de forme lenticulaire.

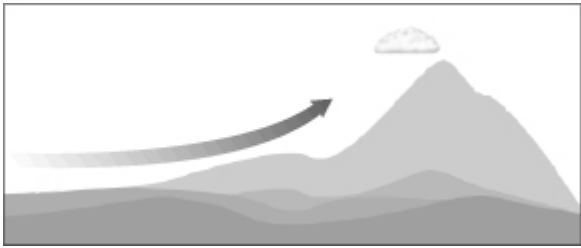


Figure 10-1 Air relativement sec

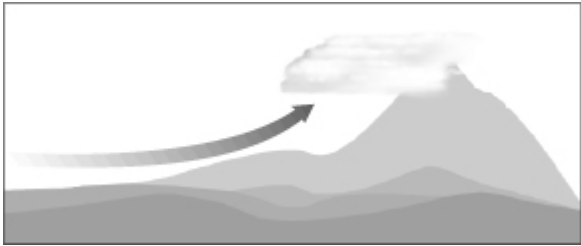


Figure 10-2 Moist stable air

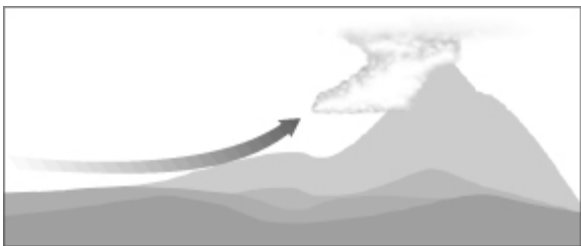


Figure 10-3 Moist unstable air

- Ascendance frontale

Lors du passage d'un front, l'air chaud est soulevé au-dessus de l'air froid. Le processus de soulèvement ressemble un peu à celui de l'ascendance orographique. Le genre de nuages dépend du type de front, froid ou chaud, de l'humidité et de la stabilité de la masse d'air chaud.

- Ascendance par turbulence mécanique

La surface de la Terre présente de nombreuses irrégularités plus ou moins importantes. C'est ce qu'on appelle la rugosité. On dit que la rugosité est maximale dans une zone de hautes montagnes, et minimale sur la surface de la mer.

La rugosité du sol affecte la circulation près de la surface. Cette circulation devient turbulente et tourbillonnaire quand il y a des zones d'ascendance et de descendance de petites dimensions se voisinant de façon plus ou moins régulière. La couche atmosphérique dans laquelle se produit cet écoulement turbulent et tourbillonnaire est appelée couche de frottement.

L'épaisseur de la couche de frottement dépend de la vitesse du vent, du degré de rugosité et de stabilité. La couche de frottement est très mince au-dessus de la mer et dans l'air stable, mais elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres en terrain montagneux et en air instable.

Si l'air est très stable et sec, cette couche sera trop mince pour qu'il s'y forme des nuages. Si l'air est très stable et relativement humide, il y aura formation de nuages stratiformes.

Si l'air est instable, la couche de frottement sera plus épaisse et la turbulence mécanique engendrera des nuages convectifs de façon plus ou moins organisée, telles les rues de cumulus. Lorsque la couche d'air instable est le moins épaisse, le développement des nuages convectifs se fait alors indépendamment de la turbulence mécanique.

- Ascendance associée à la convection

Les mouvements convectifs dans l'air non saturé peuvent donner naissance à des cumulus, s'ils atteignent une altitude suffisante pour qu'il y ait condensation. Si la couche supérieure est encore instable, ces cumulus se développeront davantage pour devenir des cumulus congestus, et éventuellement des cumulonimbus.

La convection peut aussi se développer à l'intérieur d'autres nuages si l'air est suffisamment instable. Des cumulus congestus ou des cumulonimbus peuvent alors s'imbriquer dans un nimbostratus ou se développer à partir d'une base de stratocumulus.

Des développements verticaux sont parfois observés dans des bancs d'altocumulus; ils appartiennent alors à l'espèce castellanus, qui produit exceptionnellement, de petits cumulonimbus.

- Convergence en surface

Lorsque dans une zone il entre plus d'air qu'il n'en sort au plan horizontal, le "surplus" d'air est forcé de s'élever. À grande échelle, ce phénomène se produit surtout en présence de dépressions, puisque les vents près du sol convergent vers le centre de la dépression. À petite échelle, la convergence peut être causée par l'orographie.

- Divergence en altitude

La circulation en altitude est telle qu'il se produit à l'horizontale des zones de divergence et de convergence. Cette situation donne naissance à des mouvements verticaux compensatoires.

Ainsi, s'il y a en altitude une zone de divergence horizontale, on peut imaginer que le vide créé tend à être comblé par de l'air venant des couches inférieures et, dans une moindre mesure, des couches supérieures; il y a donc mouvement ascendant sous cette zone.

Ces zones de divergence en altitude forment ce qu'on appelle des creux, et les zones de convergences, des crêtes. Les creux et les crêtes en altitude se succèdent et se déplacent en mouvements ondulatoires qu'on nomme ondes courtes.

Il peut y avoir au même moment plusieurs ondes courtes sur le continent mais que peu de ces ondes plus longues, 2 ou 3 au plus, dites planétaires, ondes de Rossby ou grandes ondes, dont la divergence ou de la convergence n'est pas aussi intense.

Sur une carte en altitude, on en différencie la configuration par rapport à celle des ondes courtes en suivant le mouvement ondulatoire des isohypses; elles sont facilement détectables sur les photos satellitaires des formations nuageuses qui leur sont associées.

De fait, les altocumulus sont typiques des creux d'onde courte. Quand l'air est très instable au niveau moyen, des altocumulus castellanus et même de petits cumulonimbus peuvent se former, accompagnés d'averses ou d'orages.

10.3 Précipitations

Les précipitations, intimement liées aux nuages, sont d'autres indices par lesquelles les pilotes peuvent prévoir les conditions.

En observant une nappe de nuages par le dessous, il est souvent difficile de se faire une idée de sa structure verticale; c'est donc la nature ou le caractère des précipitations, la dimension des gouttelettes notamment, qui donne l'indice le plus valable de la présence d'une autre couche de nuages.

Il y a une limite au volume que peut atteindre une gouttelette formée uniquement par condensation. Dans un nuage d'air stable tel le stratus, comme le mouvement vertical est trop faible pour porter les gouttelettes, celles-ci tombent lentement vers le sol sous forme de bruine.

Lorsque le mouvement ascendant est plus fort, les gouttelettes grossissent davantage avant de devenir assez lourdes pour se libérer des courants verticaux et tomber sous forme de précipitations. Toutefois, la grosseur des gouttes de pluie est telle qu'il faut d'autres mécanismes de croissance pour expliquer leur taille.

Lorsque la température d'un nuage est inférieure au point de congélation, il peut y avoir coexistence de cristaux de glace et de gouttelettes surfondues. Or, étant donné que la tension de vapeur est plus faible pour la glace que pour l'eau surfondue, et que l'air humide y a atteint son point de saturation, il est donc, dans ce cas, déjà sursaturé par rapport à la glace.

Cette propriété de la vapeur d'eau fait en sorte que dès qu'il y a formation de cristaux de glace dans un nuage, ceux-ci se mettent à grossir, souvent aux dépens des gouttelettes. C'est ce qu'on appelle l'effet Bergeron : après avoir atteint une taille suffisante, ils tombent du nuage et fondent dans une couche où la température est supérieure au point de congélation.

Mais la croissance des cristaux de glace par le seul effet Bergeron est plutôt lent 4 heures pour obtenir une goutte de pluie de seulement 2 mm. Comme les cumulonimbus donnent souvent des gouttes beaucoup plus grosses en quelques minutes seulement, il y a donc un autre processus.

La coexistence dans les nuages de gouttelettes et de cristaux de taille et de masse très variées laisse supposer que tous ces éléments se déplacent à des vitesses bien différentes, entrent fréquemment en collision et se soudent. Il s'agit de croissance par coalescence.

Plus la turbulence est importante à l'intérieur du nuage, ce qui est le cas des gros cumulus et des cumulonimbus entre autres, plus la coalescence est importante. C'est ce qui explique que les plus gros flocons de neige ou les plus grosses gouttes de pluie viennent généralement des nuages convectifs.

Le caractère des précipitations est donc lié au genre ou à l'espèce des nuages. Les précipitations continues ou intermittentes viennent surtout de nuages stratiformes, alors que les averses sont caractéristiques des nuages convectifs.

10.3.1 Classification et définition des précipitations

Tableau 10.2 Nuages et précipitations associées	
Précipitations	Nuage
Bruine, bruine verglaçante, neige en grains	Stratus
Neige, pluie - continue ou intermittente	Nimbostratus, altostratus, altocumulus, stratocumulus
Averses de neige, de pluie	Cumulonimbus, cumulus congestus, altocumulus castellanus
Neige roulée, grésil - en averses	Cumulonimbus, cumulus congestus
Grésil - continu	Nimbostratus, altostratus, altocumulus, stratocumulus
Grêle	Cumulonimbus
Cristaux de glace	Ciel clair

Bruine

Gouttes très fines en précipitations assez uniformes; d'un diamètre maximum de 0,5 mm, elles tombent très doucement en semblant flotter dans l'air, et ne forment aucun cercle concentrique dans les flaques.

Bruine surfondue ou verglaçante

Bruine dont les gouttes surfondues gèlent au contact d'un corps solide dont la température est inférieure au point de congélation.

Pluie

Gouttes plus grosses que la bruine, de diamètre supérieur à 0,5 mm, formant des cercles concentriques dans les flaques.

Pluie surfondue ou verglaçante

Gouttes surfondues qui gèlent au contact d'un corps solide dont la température est inférieure au point de congélation.

Neige

Cristaux de glace, la plupart ramifiés, souvent sous forme d'étoiles, et souvent entrelacés pour former de gros flocons lorsque la température voisine le point de congélation; un flocon a la plupart du temps une structure en 6 pointes.

Neige roulée

Particules de glace blanches et opaques, soit sphériques, soit coniques, d'un diamètre de 2 à 5 mm, qui se désintègrent facilement et tombent toujours en averses.

Neige en grains

Très petits grains de glace, blancs et opaques, plutôt plats ou allongés, d'un diamètre généralement inférieur à 1 mm.

Granules de glace ou grésil

Glace transparente ou translucide, de forme sphérique ou irrégulière, dont le diamètre ne dépasse pas 5 mm, qui tombe sous forme de gouttes de pluie congelées ou de flocons de neige en grande partie fondus et congelés de nouveau généralement près du sol; sous cette forme, ils ne tombent pas en averses.

Ou bien neige roulée enrobée d'une mince couche de glace formée par la congélation des gouttelettes interceptées ou de l'eau provenant de la fonte partielle de cette neige. Ce type peut tomber sous forme d'averses.

Grêle

Billes ou morceaux de glace dits grêlons, de 5 à 50 mm de diamètre, sinon plus, séparés les uns des autres ou soudés en blocs irréguliers. Les grêlons sont presque exclusivement formés de glace transparente, ou d'une série de couches de glace transparente alternant avec des couches de glace translucide. La grêle tombe en averses, souvent lors d'orages violents.

Cristaux de glace

Glace non ramifiée ayant la forme d'aiguilles, de colonnes ou de plaques, de dimension souvent si petite, qu'ils semblent en suspension. Ces cristaux peuvent tomber d'un ciel clair.

10.4 Brouillard

Le brouillard est un amas de fines gouttelettes ou de fins cristaux de glace, accompagné de fines particules hygroscopiques saturées d'eau, souvent de taille microscopique, réduisant la visibilité en surface. Sa composition est donc identique à celle d'un nuage dont la base toucherait le sol.

Par convention, ce phénomène réduit la visibilité horizontale à moins de 1 km, 5/8 mi. Lorsque la visibilité atteint ou dépasse cette valeur, on parle plutôt de brume. Par ailleurs, comme la brume se produit généralement dans l'air très humide, il est probable que si on en observe dans une atmosphère relativement sèche, il s'agira de brume sèche, formée alors de particules sèches.

Le brouillard se forme d'une façon quasi identique à celle des nuages, c'est-à-dire d'air sursaturé par refroidissement autour d'une quantité suffisante de noyaux de condensation. L'ajout de vapeur d'eau provient soit de l'évaporation du sol ou de la mer, soit des précipitations.

Près des côtes, c'est essentiellement le sel marin qui forme les noyaux, tandis que dans les terres, ils sont surtout constitués de particules de poussière, de fumée ou de pollution automobile

et industrielle. Même dans l'Arctique, il est connu que le brouillard est causé par les particules de combustion éjectées des moteurs.

Par ailleurs, la dissipation et le déplacement du brouillard sont liés à des processus physiques dont l'action n'est efficace que si les phénomènes qui le créent et le maintiennent disparaissent.

Au-dessus du sol, le premier de ces processus a trait au rayonnement du Soleil, qui le dissipe en en réchauffant le dessus et la surface tout autour, à condition qu'aucun nuage n'interfère.

Sur mer, le brouillard se dissipe de façon différente. Comme le Soleil ne peut réchauffer l'eau suffisamment, le brouillard ne se dissipera qu'avec un changement de direction du vent, ou si la surface marine en aval est plus chaude et que le vent accélère; par contre, il se maintiendra si le vent le pousse vers une surface marine plus froide.

10.4.1 Brouillard de rayonnement

La nuit ou très tôt le matin, lorsque l'air contient assez d'humidité pour permettre la condensation à la suite du refroidissement par rayonnement, il se forme un brouillard de rayonnement; mais encore faut-il que l'effet de refroidissement nécessaire à l'atteinte du point de rosée soit maintenu ou renforcé par un ciel clair ou un ciel nuageux associé à des vents faibles.

Ce type de brouillard se dissipe généralement une heure ou deux après le lever du Soleil, soit au moment où son rayonnement devient assez important pour augmenter la température du sol.

S'il s'ajoute une couche nuageuse qui empêche le Soleil de le réchauffer suffisamment, il peut par contre persister une bonne partie de la matinée et même s'épaissir davantage, ou encore se soulever et former une couche de stratus à basse altitude, couche qui peut persister quelques heures; ce qui est peu fréquent.

La topographie a une influence importante sur la formation du brouillard de rayonnement. Il se formera plus volontiers dans les vallées ou les terres basses, plus rarement sur les plateaux, les collines ou les flancs de montagne, et presque jamais sur les grands plans d'eau.

10.4.2 Brouillard d'advection

Lorsqu'une masse d'air chaud et humide est poussée au-dessus d'une surface relativement froide, l'air est refroidi par contact avec cette surface et sa température descend pour rejoindre la température de la surface froide.

Cependant, si la température de l'air atteint le point de rosée en diminuant, l'air deviendra saturé et formera brouillard. Dans certains cas, la température de l'air et du point de rosée diminuera encore un peu sous l'action de la surface froide et on aura un brouillard d'advection.

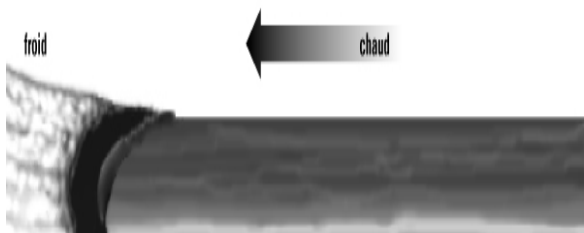


Figure 10-4 Formation du brouillard d'advection

Ce brouillard peut être accompagné de vents de 12 noeuds ou plus. Si le vent est fort, la turbulence mécanique peut soulever le brouillard et former des stratus. Cependant, ce n'est pas toujours le cas puisqu'on a déjà vu des brouillards d'advection dans la baie d'Hudson avec des vents de 30 noeuds.

Le brouillard d'advection peut se former lorsque de l'air humide passe d'une zone chaude de l'océan à une zone où l'eau est froide. Dans ce cas, le brouillard s'étale et demeure jusqu'à ce que la direction du vent change. Comme la surface de l'eau ne subit pas les effets du réchauffement diurne de façon importante, le brouillard ne se dissipera pas au cours de la journée.

Au-dessus du sol, ce brouillard se forme lorsque l'air provient de la mer. Dans certains cas, il s'étale loin à l'intérieur des terres, mais la présence d'une rangée de collines le retiendra sur la côte.

Si le réchauffement est suffisant, le brouillard terrestre s'amenuise ou se lève au cours de la journée pour se reformer la nuit. Si une nappe nuageuse se trouve au dessus du brouillard, celui-ci peut ne pas s'amincir ou se lever et demeurer jusqu'à ce que la direction du vent change.

Le secteur chaud d'une dépression frontale, qui se déplace vers le Nord au-dessus d'un sol plus froid, favorise évidemment la formation du brouillard d'advection.

10.4.3 Brouillard de pent

Le brouillard de pente se forme à la suite du refroidissement et de l'expansion de l'air en ascension. Il se forme souvent par vents modérés. Par vent fort, on aura plutôt des stratus ou des stratocumulus causés par de la turbulence mécanique .

En montagne, un observateur situé dans une vallée notera la présence de nuages, alors qu'un autre situé près du sommet observera du brouillard.

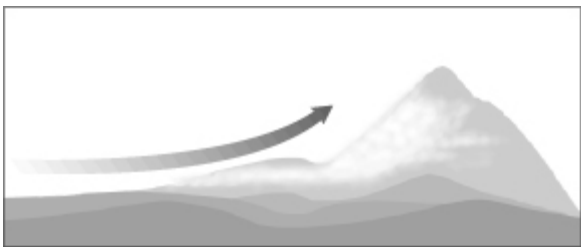


Figure 10-5 Formation du brouillard de pente

10.4.4 Brouillard des surfaces enneigées

Lorsque l'air chaud du printemps circule au-dessus d'une surface enneigée, il est refroidi. Si la température descend alors jusqu'au point de rosée, la saturation créera un brouillard difficile à dissiper en raison du refroidissement entretenu par la présence de la neige.

10.4.5 Brouillard d'évaporation ou fumée de mer arctique

Tôt le matin, particulièrement au printemps ou en automne, les rivières ou les petits lacs semblent fumer, parce que l'eau est plus chaude que l'air. La vapeur d'eau qui s'en dégage sature l'air froid et produit un brouillard en traînées de fumée; ces traînées sont causées par les courants verticaux provoqués par le réchauffement.

Si le réchauffement est assez prononcé pour créer de l'instabilité en altitude, des nuages de type cumulus se formeront. Cette situation se produit en hiver lorsque l'air arctique se déplace au-dessus d'une vaste zone maritime.

Au fur et à mesure que l'air froid progresse au-dessus de l'eau, il y a brouillard d'évaporation suivi de nuages cumuliformes. Dans les zones arctiques, ce brouillard se forme alors que l'air passe des surfaces glacées aux vastes étendues d'eau; il prend le nom de fumée de mer arctique.

Dans ce cas, c'est le point de rosée qui s'est élevé à la température de l'air, à la suite de l'enrichissement en vapeur d'eau causé par l'évaporation.

10.4.6 Brouillard préfrontal et frontal

Un front est souvent précédé d'un brouillard. Le brouillard préfrontal est associé au front chaud et résulte lui aussi de la saturation de l'air froid, mais par évaporation de la pluie tombant de l'air chaud.

Quant au brouillard qui suit souvent le front chaud, il est dû au refroidissement par advection, et se produit lorsque l'air chaud passe au-dessus d'une surface froide.

Les autres brouillards associés aux fronts sont appelés brouillards frontaux.

10.4.7 Brouillard givrant

Le brouillard givrant est très fréquent en saison froide lorsque la température de l'air près de la surface est inférieure à 0 °C et que l'air est assez humide. Ce brouillard est constitué principalement de gouttelettes surfondues qui se transformeront en givre au contact des objets. Le givre enveloppera tous les objets dont la température est inférieure au point de congélation.

Cette situation survient par matins froids et souvent par ciel dégagé. Il faut alors dégivrer les appareils avant décollage. Ce type de brouillard ressemble au brouillard de rayonnement.

10.4.8 Brouillard glacé

À de très basses températures, dans une masse d'air continental arctique par exemple, la quantité de cristaux de glace peut devenir telle que le phénomène réduira nettement la visibilité. Ces cristaux se seront formés par sublimation.

Par grand froid, le seul fait de lancer un moteur peut soudainement en former, parce que les gaz d'échappement contiennent la vapeur d'eau et les noyaux de condensation nécessaires à la sublimation. De plus, la turbulence causée par l'hélice devient un parfait agent de mélange.

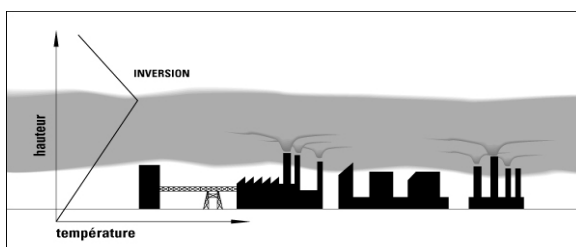


Figure 10-6 Fumées et polluants bloqués par inversion dans une masse d'air stable

10.4.9 Brouillard d'inversion

Une couche de stratus qui plane au-dessus du sol est souvent l'indice d'une inversion. Si cette couche se prolonge vers le bas et touche le sol, on aura du brouillard d'inversion.

Ce brouillard peut être accompagné de faibles précipitations liquides. Si ces précipitations sont fortes, le brouillard se lèvera mais les stratus demeureront.

10.5 Exercices

1. Quel nuage fait apparaître un halo autour du Soleil?
2. Quel est le nuage qui peut donner de la grêle?
3. Quel est le nuage dont la forme floconneuse évoque une « queue de cheval »?
4. Quel nuage donne de la pluie continue?
5. Quel est le nuage qui produit des éclairs?
6. Quels nuages bas, en couche uniforme, ressemblent à du brouillard et donnent parfois de la bruine?
7. Quel est le nom de la couche ou des bancs de nuages ronds et assez plats dont la base se situe entre 2 à 6 km, 6500 et 20000 pi?
8. Quel est le nuage à développement vertical, base presque plate, sommet arrondi et contours nets?
9. Comment nomme-t-on le nuage qui semble être constitué de petites masses rondes ou de flocons blancs sans ombre, disposés en groupes ou alignés comme le sable d'une plage?
10. Quel nuage donne au ciel un aspect de verre dépoli?
11. Nommez le nuage à développement vertical dont le sommet est blanc et filamenteux.
12. Quel est le nuage souvent en couche, ressemblant à des masses arrondies aux ombres fortement accentuées, dont la base se situe entre 6 et 12 km, 20000 à 40000 pi?
13. Quel est le nuage en couche, au sommet relativement plat, dont la base se situe généralement au-dessus de 2000 m, 6500 pi, et le sommet dépasse souvent 6 km, 20000 pi?
14. Nommez trois conditions nécessaires pour obtenir la condensation.
15. Nommez trois mécanismes de refroidissement causant la condensation.
16. Quel est le mécanisme de refroidissement responsable de la plupart des nuages?
17. Nommez cinq processus d'ascendance produisant des nuages, et indiquez ce qu'ils ont en commun.
18. Quel est l'élément du temps qui détermine la quantité maximale de vapeur d'eau contenu dans l'air?
19. Un certain volume d'air se condense par refroidissement.
Quel changement subit
 - la température du point de rosée?
 - l'humidité relative?
20. Supposons qu'un volume d'air à humidité constante est chauffé.
Quel changement subit
 - la température du point de rosée?
 - l'humidité relative?
21. indiquez deux circonstances propices à la convection.
22. Pourquoi les cumulus circulant au-dessus du sol prennent-ils généralement une plus grande extension verticale par un après-midi d'été?
23. Pourquoi les nuages convectifs, se dissipent-ils généralement la nuit?
24. Pourquoi de vastes couches de nuages bas se forment-elles dans un flux d'air humide traversant les Prairies d'Est en Quest?
25. Quelle est la cause de la structure cumuliforme ou stratiforme des nuages formés au-dessus d'une chaîne de montagnes?

26. Une nappe de stratus bas couvre les Maritimes, et des cumulus bourgeonnants, le sud de l'Ontario. Quelle sera la turbulence prévisible aux niveaux inférieurs, dans chaque région?
27. Le point « A » signale de la bruine et le point « B » une forte averse. Comparez la stabilité respective de l'air.
28. Quel type de précipitations y a-t-il en l'absence de nuages?
29. Expliquez le phénomène de « refroidissement par rayonnement » aux niveaux inférieurs de l'atmosphère.
30. Nommez trois conditions essentielles à la formation du brouillard de rayonnement.
31. Pourquoi n'y a-t-il que rarement du brouillard de rayonnement sur la mer?
32. Pourquoi le brouillard de rayonnement se dissipe-t-il généralement pendant la matinée?
33. Pourquoi le brouillard de rayonnement se forme-t-il d'abord dans les vallées?
34. Dans quelles circonstances, le brouillard d'advection se forme-t-il?
35. Décrivez l'effet d'une couche nuageuse au-dessus d'un brouillard d'advection sur sa dissipation
 - sur terre?
 - sur mer?

CHAPTER 11

VISIBILITÉ

La visibilité est un des éléments les plus importants de l'atterrissage et du décollage; c'est d'elle et des plafonds dont dépend la décision de fermer un aéroport.

De fait, elle est l'essentiel des appréhensions des pilotes et des équipages qui ont à identifier avant chaque départ la nature et l'étendue horizontale et verticale de tout obstacle sérieux à la vue, pouvant avoir un effet sur l'itinéraire ou la destination.

11.1 Définition

La plupart des gens définiront la visibilité comme étant la plus grande distance à laquelle un objet peut être normalement identifié. Cependant, le mot visibilité, tel qu'employé dans les observations et les prévisions météorologiques, a une définition différente, en ce sens que c'est la visibilité dominante qu'on mesure et prévoit.

Pour mesurer la visibilité dominante à un aéroport, on doit estimer la visibilité à l'horizontale, à 1,8 m du sol, à tous les quadrants, et ne retenir que la visibilité maximale commune à au moins la moitié de l'horizon. Habituellement, mais pas toujours, cette observation fournit une bonne indication des conditions ayant un effet sur l'atterrissage et le décollage.

Mais en vol ou à l'atterrissage, c'est la portée visuelle oblique qui est primordiale, c'est-à-dire celle qu'on a de l'avion. Le point au sol le plus éloigné qu'on puisse identifier en est la référence. Or, prévisions et bulletins météorologiques ne donnent qu'une indication indirecte de cette portée.

Le terme visibilité verticale, associée au plafond, est par ailleurs utilisé pour décrire une nappe qui obscurcit le ciel et dont la base en contact avec le sol fait obstacle, mais c'est seulement en vol qu'on peut savoir si la visibilité est supérieure ou inférieure à ce qui est annoncé, dépendant notamment de l'éclairage, des contrastes et de la nature de l'environnement.

Il peut arriver que la visibilité dominante diffère considérablement de la portée visuelle oblique à altitudes relativement basses.

- Une mince nappe de brouillard peut grandement réduire la visibilité dominante, sans réduire la portée visuelle oblique à 1 500 m d'altitude. Cependant, les dernières étapes de l'atterrissage présenteraient quelques difficultés.

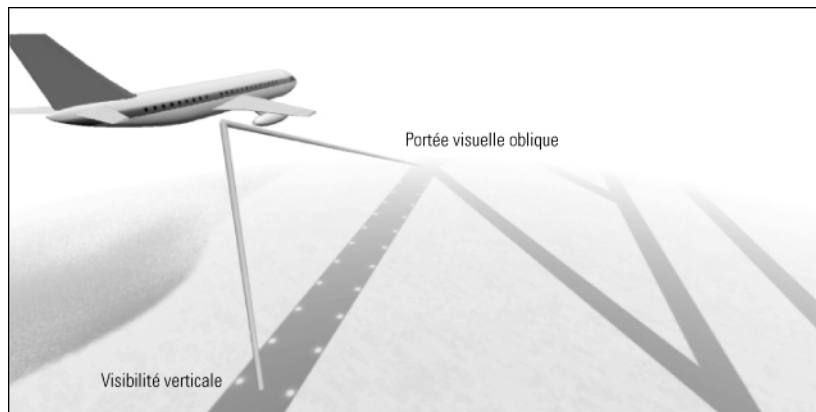


Figure 11-1 Visibilité verticale et oblique.

- La visibilité en surface peut être assez bonne s'il n'y a que des nappes de brume, mais en vol elles rendent difficile l'identification de la topographie.

L'expérience démontre aussi qu'en cas de fumée ou de brume, la visibilité est meilleure si le Soleil est derrière soi, parce que la fumée et la brume augmentent la réverbération. La nuit, par contre, les objets se découpent mieux face à la Lune.

11.2 Restrictions

Outre les plafonds et la brume, plusieurs phénomènes affectent la visibilité. Les pilotes avertis ne voleront jamais sans avoir pris connaissance des plus récentes données météorologiques, même pour une envolée à courte distance.

11.2.1 Nuages

La visibilité peut varier considérablement à l'intérieur d'un nuage. Dans les nuages minces, la visibilité peut atteindre 1 km, tandis que dans les nuages denses porteurs de pluie, elle peut être réduite à quelques mètres seulement.

Il faut prêter une attention particulière aux stratus. Une fois dans ces nuages bas, la visibilité est fréquemment nulle. Lorsqu'ils touchent le sol, ils représentent un risque notable d'accident lors des manoeuvres de décollage et d'atterrissage.

11.2.2 Précipitations

Même si son ruissellement sur le pare-brise nuit grandement au pilote, la pluie ne réduit pas sérieusement la visibilité. Même très forte, il est rare qu'elle la rende inférieure à 2 km, mais elle peut l'amenuiser considérablement si elle est associée au brouillard.

En ce qui a trait aux hélicoptères, le problème de ruissellement causé par une forte pluie sera plus important, puisqu'il produit une distorsion de la vision. Comme il crée l'illusion que les objets sont plus loin, le risque d'écrasement est non négligeable.

Comme la bruine est composée de gouttelettes beaucoup plus nombreuses que la pluie, elle pose aussi un sérieux problème. Elle est souvent associée au brouillard et se compose en bonne partie de pollution industrielle.

Une chute de neige légère suffit également à réduire substantiellement la visibilité. Si les précipitations s'intensifient, elle peut n'être que de quelques mètres.

Les précipitations verglaçantes affectent la visibilité de la même façon que les autres types de précipitations. Cependant, la glace qui se dépose sur le pare-brise ajoute de la distorsion. Les précipitations verglaçantes nuisent donc davantage que les précipitations non verglaçantes.

11.2.3 Brouillard

Le brouillard, toujours près de la surface, est formé de gouttelettes ou de cristaux de glace. Il réduit la visibilité à moins de 1 km, 5/8 mi.

11.2.4 Brume

La brume est composée de particules tellement petites qu'on ne peut ni les sentir ni les distinguer les unes des autres; elles forment habituellement un voile continu. Dans la brume, la visibilité est toujours supérieure à 1 km, 5/8 mi.

11.2.5 Fumée et cendres volcaniques

La pollution par la fumée peut constituer un grave problème près des zones industrielles ou des régions où sévit un feu de forêt. Si l'air est stable, comme dans le cas d'une inversion dans les couches inférieures, les impuretés s'accumulent dans les basses couches et réduisent alors grandement la visibilité.

La présence de courants verticaux aidera à diluer la pollution et améliorera la visibilité en surface. En outre, un vent fort et une forte turbulence concentrera la pollution sous le vent et améliorera la visibilité dans les couches inférieures.

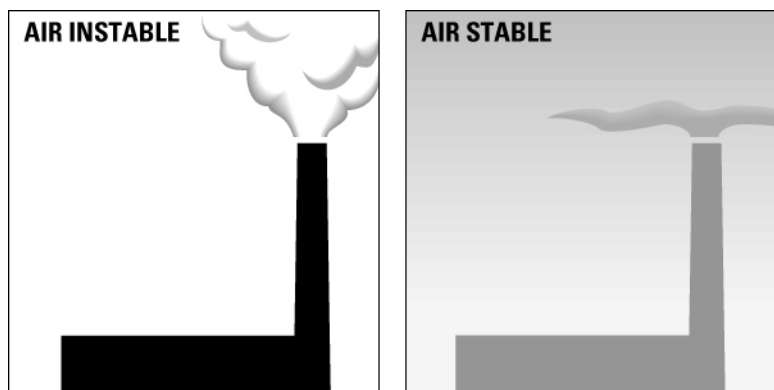


Figure 11-2 Visibilité en air instable ou stable

Si, en surface, les particules de fumée sont des noyaux de condensation qui favorisent la formation de brouillard, il arrive que la densité de la fumée des feux de forêt, transportée sur de grandes distances à de hautes altitudes, réduise aussi la visibilité, même si le ciel est clair dans les bas niveaux.

Le même phénomène se produit avec les cendres volcaniques. Néanmoins, les cendres volcaniques sont encore plus dangereuses que la fumée; en plus de réduire la visibilité, elles peuvent être aspirées par les moteurs et en provoquer l'arrêt.

11.2.6 Chasse-poussière élevé

Le chasse-poussière se produit dans l'air instable qui se déplace au-dessus de zones semi-arides. L'action en spirale des courants verticaux soulève la poussière à des altitudes souvent considérables.

Par air stable, des vents modérés peuvent chasser la poussière mais en ne la soulevant qu'à environ 1 m; ce qui ne réduit pas la visibilité au niveau des yeux. Dans ce cas, il s'agit d'un chasse-poussière bas.

En début de printemps, les chasse-poussière sont courants derrière les fronts froids qui se déplacent rapidement à travers les prairies, en raison de l'importante instabilité que crée l'air froid lorsqu'il passe de la surface enneigée au sol libre de neige. Le mouvement tourbillonnaire qui en résulte peut provoquer un chasse-poussière qui réduira la visibilité sur une vaste étendue.

11.2.7 Chasse-neige élevé et poudrerie

Le chasse-neige est une forte circulation d'air instable qui balaie de la neige sèche. Comme pour le chasse-poussière, la réduction de la visibilité peut se faire sentir à une altitude importante. Dans les zones arctiques, ce problème revêt une importance particulière.

11.2.8 Chasse-neige bas

Le chasse-neige bas n'affecte que les couches inférieures et ne réduit pas la visibilité au niveau des yeux. Il peut cependant masquer temporairement les pistes.

11.3 exercices

1. Quelle différence y a-t-il entre les termes visibilité au sol et portée visuelle oblique?
2. Un météorologue informe un pilote avant un vol de nuit que le ciel est clair et que la visibilité est de 15 km, mais que celle-ci va diminuer graduellement au cours de la nuit à cause de la brume et de la fumée. Expliquez pourquoi la visibilité est bonne le jour alors qu'on en anticipe la dégradation la nuit venue.
3. C'est l'hiver. Un front froid approche rapidement. La visibilité est fortement réduite par des rafales de neige sur 80 km à l'arrière du front. Quelle est la cause de ces rafales?
4. Donnez trois raisons pour lesquelles la visibilité signalée dans une observation horaire peut différer de celle qu'observe un pilote en approche finale.
5. La visibilité en surface, dans l'air instable, peut être réduite par
 - o le brouillard
 - o la bruine
 - o des averses
 - o des stratus bas
6. Une faible visibilité persiste dans
 - o la grêle
 - o la bruine
 - o les averses
7. La réduction de la visibilité au sol par la fumée est accentuée aux abords d'une zone industrielle en cas
 - o de vent fort et rafales au sol

- o d'inversion en-deça de 300 m
 - o de cumulus formés au cours d'après-midi
 - o de front froid qui vient de passer rapidement
8. La présence d'un mince banc de brouillard peut créer un risque à l'atterrissage, parce qu'elle réduit
- o la visibilité verticale
 - o la visibilité oblique à partir de 100 m
 - o la visibilité horizontale indiquée à 150 m
 - o la visibilité horizontale

CHAPITRE 12

LE GIVRAGE

Le givrage des appareils est un problème auquel on n'a pas encore trouvé de solution satisfaisante. Comme le plus simple des systèmes de protection impose une contrainte notable à la conception de l'appareil, il n'est pas pratique de doter celui-ci d'une protection totale. Les systèmes de protection actuels se bornent donc à en réduire l'importance.

La gravité d'une situation de givrage dépend non seulement des conditions météorologiques mais aussi du type d'appareil, des techniques de pilotage, du système antigivrage et des dégivreurs. On ne peut donc appliquer de règle précise à la préparation des plans et à la conduite des vols à travers les zones de givrage. En outre, les critères utilisés pour délimiter ces zones peuvent induire en erreur.

12.1 Formation

Du givrage se forme sur la cellule de l'avion en présence de gouttelettes aux températures inférieures au point de congélation. L'importance du givrage dépend de la température de l'air, de la température de la cellule et de la quantité d'eau interceptée en vol, à la fois fonction de la grosseur des gouttelettes surfondues et de la vitesse de croisière.

12.1.1 Gouttelettes surfondues

Les gouttelettes demeurant à l'état liquide à des températures inférieures au point de congélation sont dites surfondues. En se refroidissant, elles ne gèlent pas systématiquement à 0° C. Il y a cependant une limite à leur refroidissement sans qu'il y ait gel, limite dépendant surtout de la grosseur des gouttelettes.

Les plus grosses gèlent à des températures légèrement inférieures au point de congélation, alors que les plus petites peuvent rester liquides jusqu'à -40° C. En-dessous de cette température, elles sont rares.

Une gouttelette surfondue gèle au moindre choc, soit au moment même où elle touche l'appareil. La chaleur latente qui s'en dégage fait immédiatement augmenter sa température. Si, au départ, la température de la gouttelette n'était pas trop froide, celle-ci augmente jusqu'à ce qu'elle atteigne 0° C.

Le gel causé par l'impact cesse évidemment lorsque la température passe légèrement au-dessus du point de congélation. Par la suite, la partie non encore gelée de la gouttelette refroidit plus lentement à cause de son évaporation dans l'air froid environnant. La quantité d'eau disponible dans la goutte qui gèle par évaporation est plus grande à des températures près du point de congélation.

Après le gel initial par contact, la vitesse de congélation de l'eau restante dépend surtout de la température de la cellule. Plus sa température est élevée, plus l'eau gèle lentement et, par conséquent, plus elle s'éloigne du point d'impact avant de geler complètement.

La grosseur des gouttelettes et la fréquence à laquelle elles frappent l'appareil ont aussi de l'importance. Le type de givrage dépend du degré de congélation d'une goutte lorsqu'une autre goutte frappe au même endroit. Si les gouttelettes s'empilent rapidement sans être complètement congelées, les parties encore liquides se mélangent et s'étalent avant de geler.

12.1.2 Taux de prise

Le taux de prise est la quantité d'eau interceptée par un appareil en un temps donné. Ce taux varie selon le contenu en eau du nuage, la grosseur des gouttelettes, la vitesse et le genre de voilure de l'appareil. Si la température est propice au givrage, la glace s'accumule plus rapidement à mesure que le taux de prise de l'appareil augmente.

Le contenu d'eau du nuage est le terme qu'on utilise pour représenter la quantité d'eau sous forme de gouttelettes. Celui-ci dépend de la taille des gouttelettes autant que de leur nombre par km cube. Il ne comprend donc pas le poids des cristaux de glace. Par conséquent, un nuage composé entièrement de cristaux ne contient aucune eau.

Le contenu d'eau d'un nuage varie selon l'altitude. À une température constante légèrement inférieure au point de congélation, le contenu d'eau augmente habituellement avec l'altitude, d'où le fait que le taux de givrage est souvent plus important dans les nuages les plus hauts.

À de basses températures, cependant, le nombre de gouttelettes congelées augmente considérablement avec l'altitude, tandis que leur contenu en eau diminue. Bas à des températures inférieures à -25°C , il n'y en a habituellement plus goutte à -40°C .

Le contenu en eau d'un nuage varie aussi avec le temps, de sorte que le givrage au sein d'un nuage peut changer grandement en quelques minutes. Cette variation résulte de plusieurs facteurs, dont le comportement des gouttelettes et des cristaux de glace.

Lorsque des cristaux de glace apparaissent dans une zone de gouttelettes, les cristaux grossissent et les gouttelettes diminuent jusqu'à ce qu'elles disparaissent. En présence des cristaux de glace, l'évaporation des gouttelettes produit de la vapeur qui colle aux cristaux par sublimation.

Lorsqu'un nuage se refroidit suffisamment pour que des cristaux apparaissent, ou lorsque des cristaux tombent à travers un nuage, les gouttelettes se mettent soudainement à diminuer de volume.

Ce phénomène est responsable d'une grande partie des précipitations qui se produisent dans la zone tempérée, de sorte que le début des précipitations indique souvent que le contenu en eau du nuage diminue. Figure 12-1. Cela est différent si les précipitations sont surtout causées par la fusion des gouttelettes.

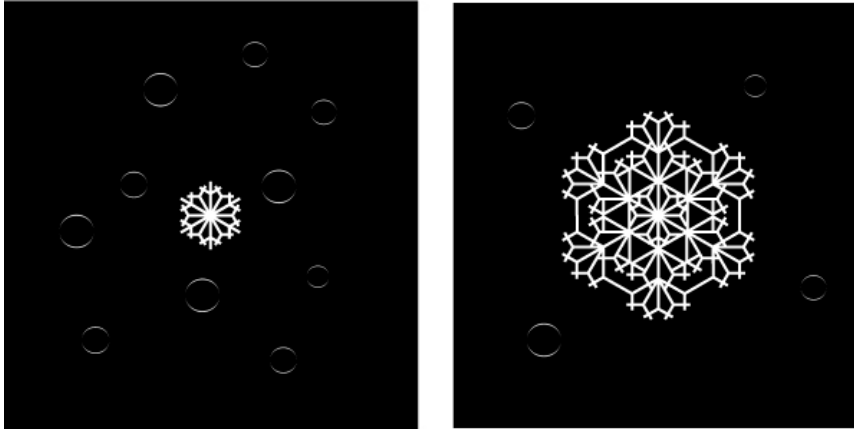


Figure 12-1 Interaction des gouttelettes et des cristaux de glace

Le taux de prise dépend aussi de la grosseur des gouttelettes. À une vitesse donnée, les petites gouttelettes ont tendance à suivre la circulation de l'air et à contourner le profil de l'aile, tandis que les plus lourdes ont tendance à y échapper et à frapper l'aile.

Comme les grosses gouttelettes ne peuvent être surfondues au même degré que les gouttelettes plus petites, il est fort probable qu'elles soient dans les couches inférieures où les nuages sont moins froids qu'aux niveaux supérieurs. En outre, comme il faut de forts courants verticaux pour les empêcher de tomber, elles sont plus fréquentes dans ces nuages d'air instable que sont par exemple les gros cumulus.

La relation entre la vitesse de l'appareil et le taux de prise est évidente, si on considère que plus la vitesse augmente, plus le nombre de gouttelettes interceptées en un temps donné augmentera lui aussi. De plus, il existe une relation directe entre le rayon de courbure du bord d'attaque de l'aile et son taux de prise.

Des ailes minces interceptent plus de gouttelettes par unité de surface de bord d'attaque que des ailes épaisses. En conséquence, on peut dire que le taux de prise est probablement le plus élevé lorsqu'un appareil aux ailes minces vole à grande vitesse dans la base d'un nuage où il y a quantité de grosses gouttelettes surfondues. De plus, si la température est juste sous le point de congélation et que le nuage est à haute altitude, le givrage sera important.

12.1.3 Rôle de la température de la cellule

Pour qu'il y ait givrage, la température de la cellule doit se situer au point de congélation ou lui être inférieure. Si la cellule est à la même température que l'air environnant, il y a givrage dès que l'appareil intercepte de l'eau surfondu.

À cause des effets du frottement et de la compression, la température de la cellule est souvent plus élevée que celle de l'air ou des gouttelettes des nuages. De plus, à des températures sous le point de congélation, la chaleur dégagée au cours de la congélation des gouttes surfondues qui frappent le bord d'attaque augmente la température de sa surface.

La figure 12-2 démontre la variation de température de la cellule en fonction de la vitesse, lors d'un vol en nuage surfondu. À des vitesses inférieures en A et A', lorsque la cellule est au-dessous de 0° C, il y a formation de givre blanc.

À des vitesses se situant entre A et B, ou A' et B', la température de la cellule est de 0° C, et du givre transparent se forme. À des vitesses supérieures à B ou B', il n'y a aucune formation de

givre puisque la cellule est alors à des températures supérieures à 0° C. Ici, les vitesses critiques dépendent du contenu d'eau, de la grosseur des gouttelettes et de la température de l'air.

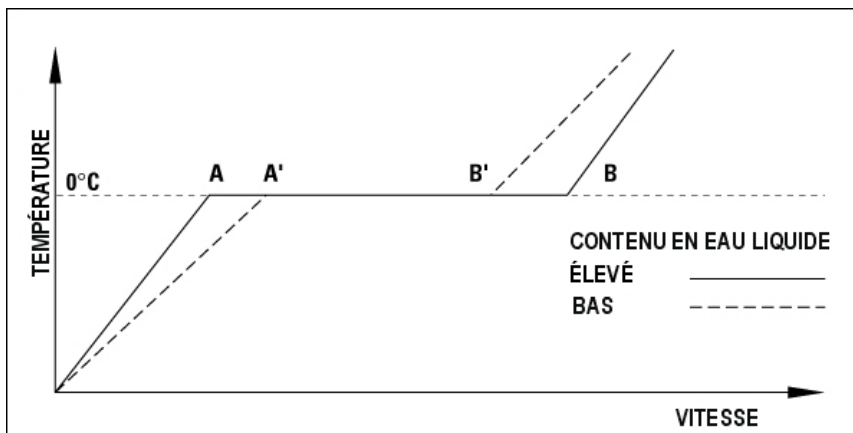


Figure 12-2 Rapport entre la vitesse et la température de la cellule

12.2 Types

Il y a plusieurs types de givrage, puisqu'il y a plusieurs façons de le produire. De fait, la cristallisation de la vapeur d'eau et des gouttelettes surfondues est un processus qui dépend de la pression et de la température de l'air, du taux d'humidité ainsi que la durée de la transformation.

12.2.1 Gelée blanche

Ce terme est utilisé pour désigner une formation cristalline blanche en forme de plumes qui se dépose sur les objets, suite au gel de la vapeur d'eau contenu dans l'air. Elle peut couvrir toute la surface de l'appareil. Elle ressemble à la glace blanche qui se forme sur des surfaces métalliques tels les toits des automobiles durant les nuits claires et froides de l'hiver.

Elle se forme par sublimation, soit par passage direct de la vapeur d'eau à l'état solide, sans passer par l'état liquide. Il y a sublimation lorsque l'air humide entre en contact avec un objet dont la température est assez basse sous le point de congélation pour que des cristaux se forment. Moins il y a d'humidité, plus la température doit être basse pour créer ce dépôt.

Les appareils garés à l'extérieur par une nuit d'hiver claire et froide sont exposés à la gelée blanche. Les surfaces métalliques de l'appareil en contact avec l'air extérieur, se refroidissent par rayonnement. Le métal étant très bon conducteur, il se refroidira plus rapidement que l'air ambiant. La vapeur d'eau contenue dans l'air se cristallisera donc à son contact et formera de la gelée blanche.

La gelée blanche se forme aussi en cours de vol lorsque, par exemple, un appareil volant à des températures au-dessous du point de congélation, descend brusquement en air humide et plus chaud. Cette condition persiste jusqu'à ce que la température de la cellule soit la même que celle de l'air ambiant. Il arrive souvent que le gel se forme plus tôt et dure plus longtemps autour des réservoirs structuraux, parce que le carburant se réchauffe plus lentement que l'appareil.

La gelée blanche se forme aussi lorsqu'un appareil monte rapidement au sein d'une inversion. En pareil cas, il faut que l'écart des températures d'un niveau à l'autre soit suffisamment grand

pour provoquer la sublimation. En réalité, cette situation n'est pas très courante, car les écarts de températures dans une inversion sont relativement faibles.

12.2.2 Rosée blanche

Un dépôt légèrement différent de la gelée blanche peut couvrir un appareil garé à l'extérieur par une nuit où la température est juste au dessous du point de congélation. Lorsque l'appareil refroidit, il peut se couvrir de rosée qui gèle et forme un dépôt glacé. Son apparence la distingue de la gelée blanche qui résulte de la sublimation, en ce qu'elle est opaque et présente des reflets cristallins.

12.2.3 Givre blanc

Le givre blanc désigne un type de glace opaque, blanchâtre, d'aspect cristallin, raboteux et granuleux, qui ressemble souvent à de la neige en croûte. Il s'accumule sur les bords d'attaque, les pare-brise, les pales d'hélices, les antennes, les tubes de Pitot, les prises statiques et tout autre orifice ou saillie.

Normalement, le givre blanc ne s'étale pas sur les ailes. Il est habituellement cassant et peut être brisé ou délogé de l'appareil. Si on le laisse s'accumuler jusqu'à une épaisseur suffisante, il forme normalement un bord pointu en forme de couteau, faisant face au filet d'air.

Pour qu'il se forme, la cellule doit demeurer sous 0° C, alors que les gouttelettes surfondues gèlent sur sa surface. C'est le préalable requis pour que les gouttelettes gèlent complètement et rapidement sans s'étaler derrière le point d'impact.

Lorsqu'il y a givre blanc, le taux de prise est assez bas pour que chaque gouttelette gèle complètement avant qu'une autre gouttelette ne frappe le même endroit. L'air ainsi emprisonné le rend cassant et poreux.

Une cellule dont la température est sous le point de congélation, et un faible taux de prise de petites gouttelettes surfondues, sont les conditions les plus favorables à la formation du givre blanc.

12.2.4 Givre transparent ou clair

Ce terme désigne un type de glace claire, vitreuse et dure qui s'étale souvent irrégulièrement sur les surfaces des ailes, les pales d'hélice, les antennes, le pare-brise, les verrières et autres protubérances, et qui bouche les prises statiques, les tubes de Pitot, etc. Il est difficile à briser ou à déloger. S'il s'accumule, il peut constituer une formation émoussée le long du bord d'attaque et annuler les qualités aérodynamiques de l'aile.

Ce type de givre se forme lorsque la température de la cellule est portée à 0° C, alors que les gouttelettes gèlent à sa surface. Dans ces circonstances, une partie seulement de chaque gouttelette surfonduée gèle au contact, laissant une grande partie de l'eau s'étaler et se mêler aux autres gouttelettes avant de geler complètement.

Il en résulte une couche solide de givre transparent qui ne comprend aucune bulle d'air pouvant affaiblir sa structure. Lorsque le nuage comprend aussi des cristaux de glace, le givre prend souvent une teinte laiteuse.

Une cellule dont la température atteint 0 °C durant la congélation des gouttelettes, et un taux de prise élevé de grosses gouttes surfondues, sont les conditions les plus favorables à la formation de givre transparent.

12.2.5 Givre mixte

Le givre mixte est un mélange de givre blanc et transparent. En vol, il présente souvent des caractéristiques intermédiaires entre celles qui ont été décrites pour le givre blanc et le givre transparent. S'il y a givre tantôt transparent, tantôt blanc, et que son étendue sur les ailes est plutôt irrégulière, on dit qu'il y a givre mixte. Figure 12-3

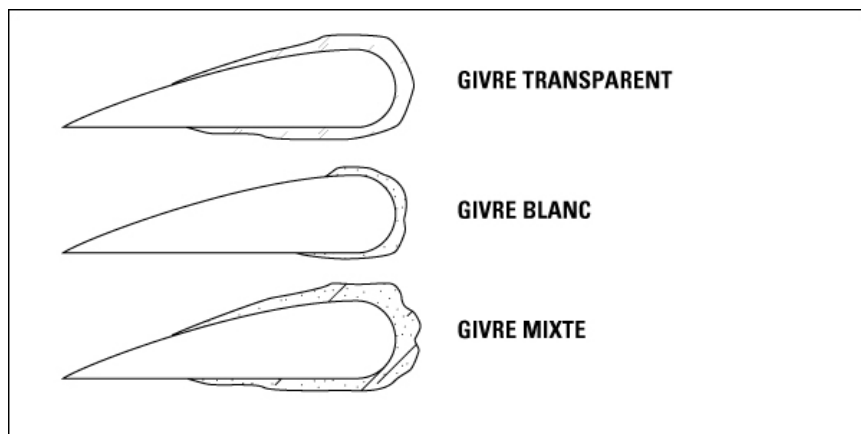


Figure 12-3 Givre transparent, blanc et mixte

12.3 Intensité

L'intensité du givrage peut être qualifiée de légère, modérée ou forte. Il est difficile de définir ces termes avec précision. Cette intensité dépend, en plus des conditions atmosphériques, du type d'appareil, de sa vitesse, des manoeuvres du pilote, et de la nature de son système antigivrage.

En ce qui a trait aux prévisions, l'intensité de givrage signalée ne peut correspondre à ces définitions, puisque les prévisions sont données pour tous les types d'appareils. Le prévisionniste utilisera plutôt ces termes dans leur sens général, afin d'indiquer la gravité relative d'une situation.

L'OACI a défini qu'on doit indiquer l'intensité du givrage selon le taux d'accrétion de la glace sur les appareils. Les définitions suivantes sont des extraits de la publication d'Environnement Canada intitulée MANAIR.

- Givrage léger - Le taux d'accrétion de la glace est tel qu'un certain danger peut exister si on n'utilise pas de système de dégivrage lors d'un vol de plus d'une heure. L'emploi intermittent d'un système antigivrage ou de dégivrage élimine ou empêche l'accumulation de glace. En utilisant un tel système, on peut voler sans problème.
- Givrage modéré - Le taux d'accrétion de la glace est tel que même de courtes périodes d'exposition peuvent devenir dangereuses. On doit alors utiliser un système antigivrage ou de dégivrage, ou encore changer de route.
- Givrage fort - Le taux d'accrétion de la glace est tel que les systèmes de dégivrage ou antigivrage ne parviennent pas à réduire le danger. Il faut immédiatement changer de route.

Il existe une relation directe entre l'intensité et le type de givrage, puisque le givre transparent se forme lorsque le taux de prise est élevé, créant une situation plus sérieuse que dans le cas

du givre blanc. Quant à la gelée blanche, le léger dépôt qui en résulte est trop minime pour qu'on parle d'intensité.

À basse vitesse, le réchauffement de la cellule n'est que de quelques degrés, et ses effets sont atténués par les variations normales de la température. Néanmoins, le givrage sur les appareils est habituellement moins fort lorsque l'air est à des températures près de 0° C, qu'à des températures de quelques degrés inférieures.

La hausse de température de la cellule, associée aux vitesses de croisière des appareils à réaction, empêche la formation de givre aux températures où le contenu en eau des nuages est le plus élevé. Il est donc rare qu'il se produise un fort givrage, sauf dans les cumulonimbus, même si la vitesse et la structure de la voilure des réactés leur donnent un taux de prise élevé. Par contre, s'il faut réduire la vitesse pour une descente ou une approche finale, il arrive que le givrage dans les nuages ou les précipitations glacées crée problème.

L'intensité du givrage dépend d'autres facteurs. Par exemple, si un appareil entre dans une zone de givrage en étant déjà porteur de petites quantités de givre blanc ou de gelée blanche, les endroits déjà touchés seront les premiers à se couvrir de givre transparent. Le niveau de vol peut aussi avoir une influence sur la nature et l'emplacement des formations de givre.

Comme le taux de prise dépend tant du contenu en eau du nuage que de la grosseur des gouttes, il est possible que deux appareils de même type subissent, à quelques minutes d'intervalle, des intensités de givrage différentes même s'ils volent à la même vitesse, le long du même itinéraire et à la même altitude.

Quand il s'agit de givrage, chaque situation, comme chaque type d'appareil, nécessite une attention particulière. Pour contrer le givrage, un appareil muni de boudins de dégivrage en caoutchouc peut éprouver des difficultés lors de givrage modéré, tandis qu'un système de dégivrage thermique fonctionnant à plein rendement peut faire face à la plupart des situations.

Un appareil léger sans protection antigivrage peut avoir des difficultés à voler dans des conditions de givrage léger, alors qu'un appareil à réaction, à cause de sa grande vitesse et de l'élévation correspondante de la température de la cellule, peut voler dans une zone de fort givrage, pourvu qu'il conserve une vitesse suffisante pour empêcher toute formation de givre.

12.4 Givrage et types de nuages

Les situations de givrage ne se limitent pas à quelques types de nuages. Elles sont liées, de fait, tant à leur nature qu'à leur composition, sinon aux modifications qu'ils subissent, tant dans l'espace que dans le temps. Chaque situation demande donc une attention particulière, dépendant également du type d'appareil visé.

12.4.1 Cumulus

Le givrage est très variable et, à l'occasion, très sérieux dans des nuages de type cumulus turbulents. L'étendue horizontale de ces nuages est habituellement limitée, bien qu'ils soient parfois rapprochés au point de se toucher.

Le plus fort givrage rencontré dans ces nuages se situe dans la moitié supérieure des cumulonimbus approchant du stade de maturité. Après le début des précipitations, le contenu en eau se met à diminuer, de sorte qu'au moment où le cumulonimbus atteint le stade de dissipation, il ne reste que peu de gouttelettes surfondues.

Par conséquent, les probabilités de fort givrage sont assez faibles. En général, les nuages contiennent peu d'eau à des températures inférieures à -25° C, mais les cumulonimbus constituent une exception en raison des forts courants qui transportent rapidement de grosses gouttelettes en altitude dans des secteurs de basses températures.

12.4.2 Nuages en nappe

Généralement, les conditions de givrage sont moins sérieuses dans les nuages en nappe que dans les nuages de type cumulus, parce qu'en nappe, leurs zones de givrage, très étendues au plan horizontal, sont fort limitées au plan vertical.

Des nappes de stratus et de strato-cumulus peuvent produire un fort givrage si leur contenu en eau est élevé, surtout si elles se sont formées au-dessus de l'eau; la situation s'aggrave lorsque la nappe est imbriquée de cumulus.

Lorsque des nappes épaisses de stratus et de strato-cumulus se sont formées à la suite de turbulence, on peut prévoir une augmentation du givrage proportionnelle à l'altitude, jusqu'à leurs sommets. Comme pour tous les autres types de nuages, l'apparition de la neige annonce une diminution du givrage.

Dans des conditions appropriées, c'est-à-dire lorsque le contenu en eau, la température et la turbulence sont favorables, altocumulus et altostratus produisent un fort givrage, mais de fortes précipitations en limiteront la portée, sauf près de la bordure du banc.

12.5 Givrage et précipitations

Certaines précipitations provoquent un givrage important alors que d'autres, bien qu'inoffensives en elles-mêmes, sont un indice probable de la proximité d'une zone de givrage sérieux.

12.5.1 Pluie verglaçante

Pour qu'il y ait pluie verglaçante, il faut que de la pluie tombe d'une couche au-dessus du point de congélation, dans une couche inférieure à 0° C. Cette situation prévaut presque exclusivement en saison froide, et se produit à l'avant des fronts chauds. Figure 9-11. Les vallées sont particulièrement touchées par ce phénomène, parce que l'air froid a tendance à y former un bassin.

Le givrage le plus important résultant de la pluie verglaçante se produit en vol près du sommet d'une couche froide située sous une épaisse couche d'air chaud où les gouttes de pluie sont beaucoup plus grosses que les gouttelettes des nuages. Ces gouttes peuvent augmenter considérablement le taux de prise et amener une formation extrêmement importante de givre transparent.

12.5.2 Granules de glace, grésil

Les granules de glace ne collent pas à un appareil dont la surface est froide. Il s'agit d'un type de grésil qui ne tombe pas sous forme d'averse, et qui est constitué de gouttes de pluie verglaçante qui ont gelé lors de leur longue exposition à l'air froid.

Entre d'autres mots, des granules de glace sont le signe que la couche d'air froid ayant une température sous le point de congélation est assez profonde pour permettre aux gouttes de

pluie verglaçante de geler avant de toucher le sol. Ce type indique donc la présence de pluie verglaçante en altitude.

12.5.3 Bruine verglaçante

La bruine verglaçante est associée, comme la bruine, aux nuages de la couche inférieure ayant un profil thermique très stable; c'est le cas du stratus. De fait, lorsque le stratus est emprisonné sous une inversion thermique dont la température est légèrement sous le point de congélation, il y a production de petites gouttelettes surfondues.

Ces gouttelettes gèleront en touchant les objets dont la température est inférieure à 0° C, et on aura production de bruine verglaçante suivie de givre transparent.

Il n'est pas nécessaire d'avoir une couche chaude au-dessus de 0° C, comme dans le cas de la pluie verglaçante, pour obtenir de la bruine verglaçante. La température de la masse d'air peut être sous 0° C à tout niveau.

En tombant des nuages, les gouttelettes diminuent de volume par évaporation. Le givrage dans la bruine verglaçante est donc habituellement à son maximum près de la base du nuage, où les gouttelettes sont les plus grosses. Lorsque la base du nuage en nappe est au sol, le givrage peut être très important, surtout s'il demeure stationnaire.

12.5.4 Neige en grains

La neige en grains est constituée de petits grains de glace blancs et opaques. Ce sont des grains généralement allongés et plats d'un diamètre inférieur à 1 mm. De fait, lorsque les gouttelettes de bruine verglaçante séjournent trop longtemps dans l'air froid, elles peuvent geler.

Dans ce cas, on aura formation de neige en grains. La présence de neige en grains suggère qu'il y ait bruine verglaçante dans la couche d'air, et probablement à un niveau supérieur. La neige en grain ne produit pas de givrage en soi.

12.5.5 Neige et cristaux de glace

La neige sèche et les cristaux de glace ne collent pas à un appareil dont la surface est froide et ne constituent pas un risque de givrage. Néanmoins, si une partie de l'appareil est chaude, la neige ou les cristaux de glace peuvent fondre en partie à son contact et provoquer du givrage. Si la neige comprend par ailleurs des gouttelettes surfondues, le givre peut s'accumuler rapidement.

12.6 Effets sur la performance

Avant d'aborder l'effet général du givrage sur des parties précises d'un appareil, il est nécessaire de souligner une différence fondamentale entre un appareil rapide et un appareil lent. Les appareils rapides, du fait de leurs ailes minces, accumulent de la glace à un rythme plus rapide que les appareils lents.

Toutefois, les niveaux de vol des réactés se situant au-dessus de la plupart des zones de givrage, ils n'en sont affectés que rarement, sauf en montée et en descente. Dans ce dernier cas, le givrage pose peu de problèmes si la descente s'effectue rapidement et que le pilote augmente la vitesse d'approche et d'atterrissage pour tenir compte de toute glace pouvant s'être

accumulée. Lorsqu'il y a givrage près du sol, toute approche manquée peut exposer l'appareil à un givrage important.

Habituellement, le givrage touche un appareil en fonction de ses formes et de ses angles d'exposition aux gouttelettes surfondues, mais ce qu'il y a de plus important, c'est l'endroit où il se forme. Par exemple, du givrage sur le ventre de l'appareil n'affectera pas la performance de la même façon que sur les ailes.

12.6.1 Cellule

L'effet principal du givrage sur la cellule est de détériorer ses qualités aérodynamiques en brisant l'écoulement d'air, réduisant ainsi la portance et augmentant la traînée. Figure 12-4. Ces effets augmentent la vitesse de décrochage et diminuent la vitesse de l'appareil.

Même une légère formation de gelée blanche, de précipitations glacées ou de neige se collant à la voilure peut rendre le décollage dangereux. Le givrage des ailes est surtout dangereux lorsque la glace s'étale en formations irrégulières derrière les bords d'attaque des ailes.

La tendance accrue de certains appareils à se mettre en vrille dans ces circonstances est d'autant plus grave que les commandes sont moins efficaces. D'autres complications s'ajoutent si des morceaux de glace se détachent des sections avant et se logent dans les charnières arrière. De plus, la glace qui se forme sur les ailes peut gêner ou même bloquer les volets hypersustentateurs.

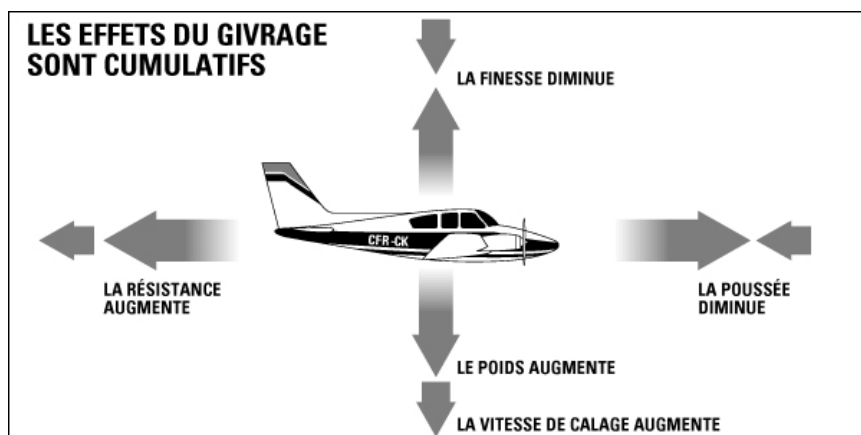


Figure 12-4 Différents résultats du givrage sur la cellule

Dans des conditions normales de vol, le poids de la glace qui s'accumule sur l'appareil n'a pas d'effet sérieux. Néanmoins, si l'appareil est très lourdement chargé ou est en panne de moteur, l'excès de poids causera un problème important. La portance de l'appareil sera réduite; ce qui augmentera la traînée.

12.6.2 Hélices

En s'accumulant sur les hélices, la glace entraîne une diminution de la poussée. Cette perte de poussée, conjuguée à la diminution de l'efficacité aérodynamique des ailes glacées, rend le vol encore plus difficile dans des conditions de givrage.

Par ailleurs, les morceaux de glace qui se détachent des pales posent un autre problème puisqu'elles brisent l'équilibre de l'hélice et la font vibrer fortement, forçant à réduire les gaz. Ces morceaux peuvent endommager la cellule et même le moteur.

12.6.3 Pare-brise et verrières

L'accumulation de glace sur les pare-brise et les verrières gêne sérieusement la vue des pilotes. Même une mince couche de gel peut poser un grave problème durant l'atterrissage et le décollage.

12.6.4 Antennes radio

Les antennes sont généralement de petites tailles, ce qui les rend fragiles. À cause de leurs petites tailles, la glace s'y accumule rapidement. Lorsque les antennes deviennent trop lourdes, elles se mettent à vibrer fortement pour finalement se briser. Cette situation peut entraîner un bris de communication.

12.6.5 Tubes de Pitot et prises statiques

La glace bouchant les tubes de Pitot et les prises statiques met anémomètres, altimètres et autres instruments connexes hors service en quelques secondes. En outre, les prises statiques de certains appareils sont situées à des endroits où la formation de glace brise l'écoulement d'air, faussant les lectures données par les instruments.

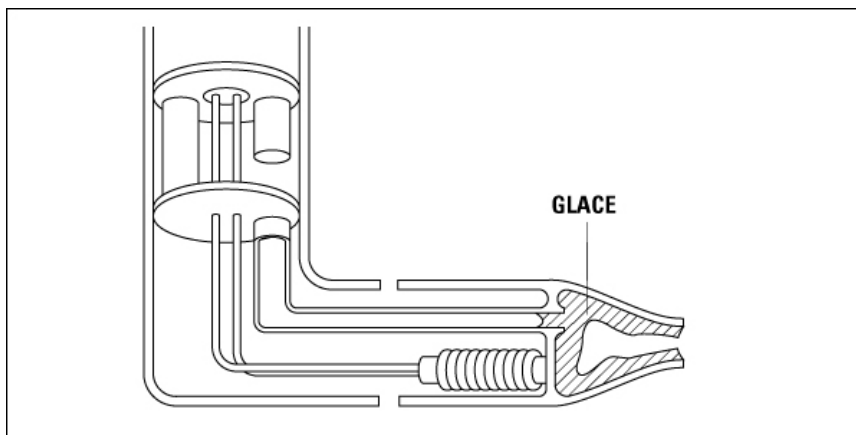


Figure 12-5 Givrage du tube de Pitot et des prises statiques

12.6.6 Carburateurs et entrées d'air

Le givrage du carburateur et des entrées d'air, figure 12-6, peut entraver l'arrivée d'air du moteur. Dans ce cas, il en résultera une baisse de puissance pouvant aller jusqu'à la panne de moteur. Pire, par ciel clair et humide il risque d'y avoir givrage sur ces pièces, même si la température de l'air est légèrement supérieure au point de congélation.

Normalement, l'air qui alimente le carburateur subit une légère baisse de pression. Ce phénomène, combiné à l'évaporation du carburant dans le carburateur, créera un refroidissement assez important pour que la température de l'air dans le carburateur soit inférieure à 0° C.

Ce phénomène peut se produire même si la température de l'air ambiant était bien supérieure au point de congélation, et atteignait même 30° C. Si l'humidité spécifique de l'air qui entre dans le carburateur est élevée, le refroidissement forme du givre qui nuit au carburateur et aux pièces connexes.

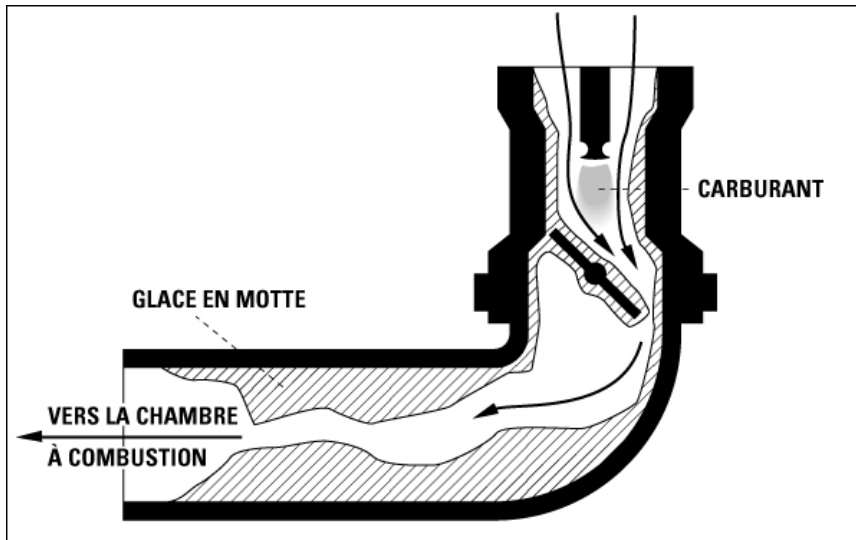


Figure 12-6 Givrage du carburateur

12.6.7 Turbines

La glace peut se former sur le carénage d'entrée d'air et sur les pales de rotor et de stator des moteurs à turbines. Des morceaux de glace se détachant des parties avant et pénétrant dans les entrées d'air peuvent endommager l'appareil.

La glace, en se collant aux pales de rotor et de stator, réduit leurs qualités aérodynamiques et peut provoquer des vibrations, une perte de puissance et même un arrêt. L'étranglement de l'entrée d'air est une autre difficulté courante en cas de fort givrage et, s'il y a une grille, le réacteur peut tomber en panne au bout de quelques secondes.

En général, les moteurs de type centrifuge supportent mieux le givrage que les réacteurs axiaux, qui risquent de tomber en panne rapidement.

12.6.8 Moteurs à pistons

La plupart des problèmes associés au givrage des moteurs à pistons sont reliés au givrage du carburateur et des prises d'air. La nature et les effets de ce givrage dépendent du type de moteur autant que de la situation atmosphérique.

Le givrage du carburateur se produit surtout lors d'un vol à travers un nuage ou des précipitations, chaque fois qu'il y a givrage de la cellule, et pour les mêmes raisons. Le problème est cependant amplifié par le fait que la température à l'intérieur du carburateur peut différer de celle de l'air extérieur. Le refroidissement par expansion, évaporation du carburant et évaporation de l'eau expliquent cette différence.

12.6.9 Moteurs à turbine

Les moteurs à écoulement axial sont plus sujets aux pannes dues au givrage que les moteurs de type centrifuge. Le givrage des prises d'air et des pales de rotor et de stator se produit pour les mêmes raisons que le givrage de la cellule.

Le givrage est cependant accru par le fait qu'au point fixe, en roulant au sol ou en montant à basse vitesse et à pleine puissance, l'air aspiré par l'entrée d'air du moteur est refroidi et risque

de former du givre même si la température est un peu au-dessus du point de congélation. Ce problème est particulièrement important dans les nuages et la pluie, mais aussi en air clair très humide.

12.6.10 Givrage d'hélicoptère

Le givre peut poser de graves problèmes aux hélicoptères, à cause de leur niveau de vol. Les parties habituellement touchées par le givrage sont les surfaces avant, le pare-brise, les moteurs, le rotor principal, y compris les mécanismes des commandes de pas et des butées d'affaissement, et le rotor de queue.

Les effets du givrage sur les trois premiers éléments sont semblables à ceux qui touchent l'ensemble des appareils, à cette différence près qu'en raison de leur minceur et de la grande vitesse à laquelle elles tournent, les pales de rotor peuvent se couvrir très rapidement d'un givre épais.

En outre, des quantités de givre, même limitées, peuvent diminuer les qualités aérodynamiques de ces pales. De plus, le poids du givre sur les pales principales peut causer un affaissement des extrémités.

Selon le modèle de l'appareil, les pales peuvent frapper la queue de l'hélicoptère et y provoquer de graves dommages. De fortes vibrations se font sentir lorsque la glace se détache en plaques, déséquilibrant les rotors. Les petits hélicoptères sans système antigivrage peuvent être forcés d'atterrir en quelques minutes.

12.7 Protection antigivrage

La technologie aéronautique a conçu deux systèmes efficaces qui permettent de protéger les appareils du givrage. Il y a le système antigivrage servant à empêcher la formation de glace sur l'appareil, et les dégivreurs délogent la glace accumulée sur les parois.

Cette différence est importante, car si certains systèmes antigivrage sont utilisés comme dégivreurs, ils peuvent augmenter les effets du givrage au lieu de les réduire; l'eau qui résulte de la fonte de la glace par un système antigivrage thermique s'écoulera pour regeler sur une partie plus froide, hors d'atteinte des réchauffeurs.

Les systèmes de protection comprennent liquides, membranes, boudins ou dispositifs chauffants.

12.7.1 Liquides

Il existe des liquides qui, appliqués à la surface d'un appareil, empêchent la formation de glace. Pales d'hélices et pare-brise sont souvent protégés de cette façon, ainsi que les bords d'attaque, dans certains cas. Les liquides se classent parmi les dispositifs antigivrage puisqu'ils sont utilisés quand la glace commence à s'accumuler.

12.7.2 Membranes

Des membranes de caoutchouc ou d'un matériau semblable peuvent être fixées aux bords d'attaque. En y pompant de l'air par intermittence, on peut les gonfler de façon à fissurer et déloger toute formation de glace. Ce dispositif est un dégivreur; il ne fonctionne qu'une fois la glace formée.

12.7.3 Dispositifs chauffants

Le réchauffement de zones vulnérables est une méthode très courante de prévention du givrage. De l'air chaud, provenant des moteurs ou de chaufferettes puissantes, installées spécialement à cet effet, est dirigé sur les bords d'attaque des ailes, sur les empennages et les parties vulnérables, et des tapis ou des éléments chauffants sont utilisés pour protéger les tubes de Pitot, les hélices et d'autres parties.

12.8 Prévention de givrage

Cette section vise à aider les pilotes à prévenir le givrage mais la liste de conseils ne traite pas de tous les cas; les compagnies aériennes fournissent une information plus détaillée.

- Les rapports de pilotes, PIREP constituent un outil d'information important sur l'état de l'atmosphère. Tout équipage qui note du givrage en vol devrait émettre ce type de rapport. Ce message est requis même si le givrage a été prévu ou omis par les météorologistes. Un PIREP qui confirme la présence de givrage est toujours utile, tant aux autres pilotes qui s'approprient à voler, qu'aux météorologistes qui préparent les prévisions. Avant un vol, un pilote devrait toujours s'informer s'il y a risque de givrage ou s'il y a un PIREP indiquant la présence de givrage.
- Il est préférable d'éviter les zones de givrage, même si l'appareil est muni d'équipements antigivrage et de dégivrage. Comme les prévisions de givrage ne sont basées que sur l'état de l'atmosphère, et qu'il existe des milliers de types d'appareils différents, il est primordial d'en référer aux instructions du constructeur. Un appareil pourrait tout aussi bien subir du givrage transparent modéré tandis qu'un autre subira peut-être du givrage fort. Il y a présence de givrage fort lorsque le taux d'accrétion de la glace est tel que les systèmes de dégivrage ou antigivrage ne parviennent pas à réduire ou à éviter le danger. Il faut immédiatement changer de route.
- Avant le décollage, il faut toujours inspecter la cellule de l'appareil et enlever la glace ou le givre qui pourrait s'y trouver. Cette glace pourrait changer les écoulements d'air et affecter la performance.
- Par temps froid, il faut éviter si possible de circuler au sol ou de décoller sur de boue, de flaques ou de gadoue, sinon ne jamais décoller sans avoir fait une vérification visuelle de l'appareil. Cette boue pourrait geler en vol et gêner à certaines pièces d'équipement.
- Pour éviter de caler lors d'une ascension à travers une zone de givrage, il est important de grimper à la vitesse réelle, i.e. corrigée, et de voler à une vitesse un peu supérieure à la normale.
- Il est bon d'utiliser l'équipement de dégivrage lorsque les accumulations de glace ne sont pas trop épaisses. Cependant, dès que cet équipement devient moins efficace, il faut changer de cap ou d'altitude pour s'extirper de la zone de givrage le plus vite possible.
- Si l'appareil n'est pas équipé d'un système de dégivrage pitot-statique, il est possible qu'il y ait de fausses lectures du cadran indicateur de vitesse réelle, de l'indicateur d'ascension, et de l'altimètre.
- Il est bon d'éviter les nuages cumuliformes dans la mesure du possible. Le givre transparent peut se produire n'importe où au-dessus du niveau de gel. Les accumulations de glace les plus rapides se trouvent habituellement à des températures situées entre 0° C et -15° C. Les gros cumulus et les cumulonimbus sont de bons producteurs de givrage transparent. Il faut les éviter.
- À l'intérieur des nuages stratiformes, on peut facilement se protéger du givrage en changeant de niveau de vol. Les niveaux dont la température est supérieure à 0° C et inférieure à -10° C sont souvent exempts de possibilité de givrage. Dans un nuage stratifié, au plan horizontal, le givre blanc peut être assez important.
- Dans des conditions de pluie verglaçante, il faudrait essayer de grimper jusqu'au niveau ayant une température supérieure au point de congélation. Si on décide de grimper il faut agir rapidement; une hésitation pourrait entraîner une dangereuse accumulation de glace. Cependant, si on est forcé de descendre, il est impératif de connaître la température et la topographie. De plus, si la couche d'air froid est assez épaisse, 1,5 à 2 km ou 5 000 à 7 000 pi, il est fort probable qu'il y ait grésil sous la couche de pluie verglaçante. Le grésil ne produit aucun givrage, mais si la couche d'air froid est mince, la pluie verglaçante

- tombera jusqu'au sol et il n'y aura pas de grésil. Cette situation maintiendra le givrage transparent jusqu'au sol.
- Il serait préférable d'éviter les manoeuvres brusques lorsque l'appareil est lourdement recouvert de glace, car il a forcément perdu une partie de son efficacité aérodynamique.
 - Lorsque l'appareil est givré, il est recommandé d'effectuer les manoeuvres d'approche avec une puissance accrue.

12.8.1 Pires conditions de givrage

Les pires conditions de givrage se produisent lorsqu'un appareil, dont la température de la cellule est au point de congélation ou légèrement en dessous, vole dans des nuages dont le contenu en eau est élevé, et qui contient de grosses gouttelettes surfondues.

On retrouve normalement ces conditions dans des nuages de type cumulus, tel le cumulonimbus, ou bien dans la base des nuages en nappe. Plus la base du nuage est élevée et juste sous le point de congélation, plus la quantité de gouttelettes surfondues est grande.

De plus, l'importance du givrage dépend de la durée du vol dans une zone de givrage et du type d'appareil. Les appareils ayant des ailes minces sont plus friands de givrage que ceux ayant des ailes plus épaisses.

12.9 Exercices

1. Une gouttelette est dite surfondue quand elle
 - o a gelé pour former un granule de glace
 - o se trouve sous forme liquide à une température inférieure à 0° C
 - o forme une enveloppe de glace contenant de l'eau
 - o a une température supérieure à 0° C, dans de l'air sous le point de congélation
2. La gelée blanche se forme sur un appareil
 - o au contact de la pluie verglaçante
 - o si des gouttelettes se forment sur l'appareil et gèlent
 - o au contact de fines gouttelettes surfondues
 - o si la vapeur d'eau se transforme en cristaux de glace sur l'appareil même
3. Du givrage transparent se forme sur l'appareil lorsque
 - o la vapeur d'eau gèle sur l'appareil
 - o des granules de glace frappent l'appareil
 - o de la neige en grains frappe l'appareil
 - o des gouttelettes surfondues se fusionnent et s'étalent en gelant sur l'appareil
4. Les grosses gouttelettes sont surtout présentes dans
 - o les nuages non convectifs
 - o les nuages convectifs
 - o les bancs de brouillard
5. Le givre blanc se forme lorsque
 - o chaque gouttelette surfondue ne gèle qu'en partie au contact de l'appareil, le reste s'étalant
 - o les gouttelettes gèlent presque instantanément sans se mélanger ni s'étaler
 - o la vapeur d'eau se transforme en eau sur l'appareil, puis gèle
 - o la vapeur d'eau se transforme directement en glace
6. Les nuages convectifs présentent les plus grands risques de givrage parce qu'ils peuvent contenir
 - o de grosses gouttelettes surfondues
 - o de fines gouttelettes surfondues
 - o des grêlons qui adhèrent à l'appareil
 - o des granules de glace

7. Un appareil vole par ciel clair et ses surfaces sont à une température inférieure à 0° C. De la gelée blanche risque de s'y former s'il pénètre dans
 - o une zone plus froide
 - o une zone humide plus chaude
 - o un nuage à température inférieure à 0° C
 - o un nuage plus chaud que l'air ambiant
8. La pluie verglaçante se produit lorsque
 - o les granules de glace fondent
 - o la vapeur d'eau s'est d'abord condensée en gouttelettes
 - o la pluie se situe dans une couche d'air sous 0° C
 - o la pluie se situe dans une couche d'air au-dessus de 0° C
9. L'appareil vole dans une couche de stratus à travers laquelle le sol est visible. Une couche de glace blanche cristalline se forme sur le pare-brise et le bord d'attaque des ailes.
 - o Quel est ce type de givrage?
 - o Pourquoi est-il plus fréquent dans les stratus minces que les autres types de givrage?
10. Nommez quatre facteurs déterminant le givrage sur un appareil en vol.
11. Expliquez pourquoi la teneur en eau d'un nuage peut varier à tout moment.
12. En ce qui a trait au givrage, qu'arrive-t-il lorsqu'on augmente la vitesse d'un appareil dans une zone de givre transparent?
13. À quel stade de sa formation, une cellule orageuse cause-t-elle le plus grand risque de givrage?
14. Expliquez pourquoi les risques de givrage sont faibles dans une couche de strato-cumulus d'où la neige tombe depuis quelque temps.
15. Un appareil vole sous une couche de strato-cumulus par une chaude journée de mai, et le carburateur givre. L'appareil monte au-dessus des nuages, et le givrage cesse. Expliquez pourquoi il y a givrage du carburateur sous les nuages, et non au-dessus.
16. L'appareil vole dans les nuages à 3 000 m au-dessus d'un aéroport. L'observation transmise par l'aéroport signale des précipitations modérées de granules de glace. Quelle sorte de givrage devez-vous prévoir au cours de la descente?
17. Décrire la distribution verticale de la température associée à
 - o la pluie verglaçante
 - o la bruine verglaçante

CHAPITRE 13

ORAGES ET TORNADES

Un orage est un des phénomènes atmosphériques les plus spectaculaires. Du point de vue de l'aéronautique, il comporte des conditions de vol qu'il convient d'étudier avec soin. Même si les pilotes bien expérimentés au vol aux instruments et connaissant à fond la structure et l'évolution des orages peuvent mener à bien un vol dans un orage, il est sage d'éviter autant que possible les structures orageuses.

13.1 Conditions

Dans tous les cas d'orage important, l'air est instable en profondeur, de la surface aux hautes altitudes. Comme préalables, il doit y avoir une humidité relative élevée dans les bas niveaux, un air plus sec en altitude, et très souvent un facteur important de soulèvement, tel une montagne ou un front froid.

13.2 Structure et formation

Un nuage d'orage est composé de cellules à divers stades de sa formation. Au plan horizontal, la masse nuageuse peut couvrir de 30 à 500 km. Généralement, ces cellules sont reliées entre elles par d'importantes couches de nuages.

Certains orages peuvent n'être formés que d'une seule cellule, mais celle-ci ne prendra pas l'importance qu'acquiert une cellule faisant partie d'un système multicellulaire. À mesure que l'orage évolue, chaque cellule grossit et gagne une altitude supérieure à celle de la cellule précédente.

13.2.1 Stade cumulus

En son début, chaque orage est un cumulus. À ce stade, un courant ascendant prédomine dans toute la cellule, courant vertical qui atteint habituellement sa vitesse maximale dans sa partie supérieure, en fin d'étape. Il n'est pas rare que ce courant atteigne une vitesse de 16 m/s. À chaque niveau de ce courant, la température est supérieure à l'air environnant. Le diamètre de la cellule peut avoir de 2 à 10 km.

13.2.2 Stade de maturité

Lorsque le courant ascendant gagne de hautes altitudes, une abondance de cristaux de glace et de gouttelettes crée des précipitations. L'apparition des précipitations à la surface indique que l'orage a atteint sa phase de maturité. La traînée des précipitations est un des agents initiateurs du courant descendant.

Au début, ce courant descendant ne touche que les couches intermédiaires et inférieures de la cellule. Il augmente graduellement aux plans horizontal et vertical, bien qu'il n'atteigne jamais le sommet du nuage.

L'écoulement de l'air descendant qui s'étale au sol amène des changements marqués dans les conditions en surface. Au cours de cette phase, la cellule peut atteindre une altitude de 9 à 12 km et, dans certaines zones, jusqu'à 20 km.

À l'occasion, un nuage en rouleau se produit au front d'attaque de l'orage, sous l'effet de frottement des courants descendant et ascendant. Leur phase de maturité dure habituellement de 15 à 30 mn.

13.2.3 Stade de dissipation

Le courant descendant gagne graduellement toute la cellule, sauf la partie du sommet où le courant ascendant perdure. À ce stade, l'orage est parvenu au stade de dissipation. La pluie cesse graduellement et le sommet de la cellule s'effiloche en forme d'enclume.

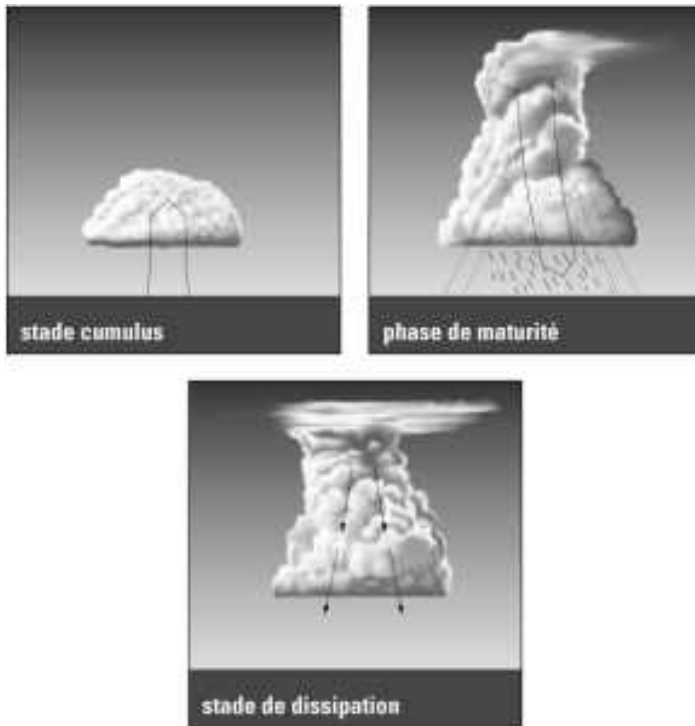


Figure 13-1 évolution d'une cellule orageuse

13.3 Types

On classe les orages selon leur processus de formation. Il y a les orages de masse d'air, et ceux associés aux fronts. Dans les 2 cas, ces orages peuvent être très destructeurs. Cependant, le déplacement d'un front, qui génère des orages, est facilement détectable par photos satellitaires ou radar. Par conséquent, il est donc plus facile de prévoir les orages frontaux que ceux des masses d'air.

13.3.1 Orage de masses d'air

Les orages peuvent se produire par suite du réchauffement diurne, du passage d'air froid et humide sur une surface plus chaude ou par ascendance orographique. La topographie est donc un facteur très important.

Même si une masse d'air a des propriétés de température et d'humidité relativement uniformes au plan horizontal, la topographie peut changer localement ces propriétés. Par exemple, l'air près de la surface d'un lac est plus humide qu'à l'intérieur des terres.

En conséquence, durant la saison estivale, il n'est pas rare que des orages se forment près d'une rive légèrement en pente. Des milliers de lacs rendront difficile de prévoir dans quel secteur se formeront les orages.

Le déplacement des orages dépend uniquement des vents en altitude. De fait, s'il ne vente pas, les orages resteront presque stationnaires.

- Réchauffement diurne de l'air humide. Dans ces conditions, les orages se produisent l'après-midi et en début de soirée par jour chaud de printemps ou d'été. Ils ont tendance à être isolés. La nuit, lorsque le sol se refroidit, l'air se stabilise dans les couches inférieures et l'activité orageuse cesse.

- Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une surface plus chaude. Les orages ont alors mêmes propriétés que celles décrites plus haut. Ils sont fréquents près des zones côtières lorsque les vents du large sont dominants.
- Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une étendue d'eau plus chaude. Dans ce cas, les orages sont plus fréquents en début de matinée, d'automne ou d'hiver. Ils ne sont pas aussi importants que les orages formés au-dessus du sol, mais ils sont plus compacts.
- Ascendance orographique. Des orages peuvent se produire si un écoulement instable d'air humide est soulevé par une chaîne de montagnes. Dans ce cas, ces orages s'alignent le long du côté au vent de la chaîne de montagnes, et durent aussi longtemps que l'écoulement d'air les alimente.

13.3.2 Orage frontal

Voir le chapitre 9.

13.4 Conditions du temps

Les figures 13-2 et 13-5 illustrent les caractéristiques principales d'une cellule à sa phase de maturité. L'air froid s'écoulant hors de la cellule le long du sol est indiqué clairement. Habituellement, la structure orageuse est plus complexe et contient plusieurs cellules orageuses.

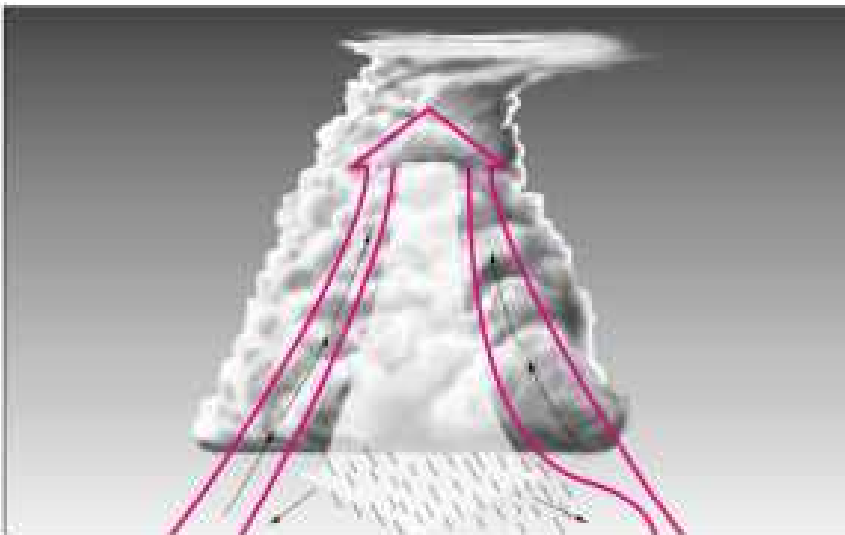


Figure 13-2 Cellule d'orage à maturité

13.4.1 Plafond bas et mauvaise visibilité

La visibilité est souvent nulle à l'intérieur d'un nuage d'orage. Le plafond et la visibilité peuvent aussi être réduits par les précipitations dans l'espace vertical situé entre la base du nuage et le sol. Les restrictions ainsi créées occasionnent les mêmes problèmes que dans n'importe quel cas semblable.

En ce cas, les dangers sont grandement augmentés lorsqu'ils sont associés à ceux de la grêle, de la turbulence et des éclairs; ce qui rend virtuellement impossible la précision des vols aux instruments.

13.4.2 Pluie

Au début, la pluie associée à une cellule ne couvre que quelques kilomètres carrés. Lorsque l'air froid s'étale, la pluie suit le mouvement pendant un certain temps puis perd du terrain, tandis que la zone d'air froid sans pluie s'élargit. À mesure que la cellule se dissipe, la zone de pluie diminue tandis que l'air froid continue de s'étaler.

13.4.3 Température

La température près de la surface baissera rapidement lors du passage d'un orage dans ce secteur. L'air immédiatement sous l'orage provient du cumulonimbus, plus froid que l'air de surface.

Même si l'air du nuage se réchauffe quelque peu lors de sa descente vers la surface, ce réchauffement ne sera pas suffisant pour que sa température soit égale à celle de l'air en surface.

Par conséquent, lors du passage d'un orage, on notera dans la plupart des cas une baisse importante de la température de surface. On peut voir aux figures 13-2 et 13-5, les courants descendants en provenance du cumulonimbus.

13.4.4 Pression

Au cours du stade initial de l'orage, le courant ascendant dominant produit une baisse de la pression en surface. Lorsque la cellule parvient à maturité, la sortie d'air froid cause une hausse soudaine de la pression, qui diminue une fois que la cellule est passée. Les changements de pression de surface sont fréquents et difficilement prévisibles lors du passage d'un orage.

13.4.5 éclairs

L'électricité générée par les orages est rarement un grand danger pour un appareil, mais peut causer des dégâts gênant le travail du pilote et de l'équipage. L'éclair est l'élément le plus spectaculaire des décharges électriques.

Même si la foudre se produit surtout dans des secteurs où la température se situe entre 0°C et -4,9°C, il est fréquent que les éclairs frappent des endroits où le régime de température est bien différent. Par exemple, les éclairs générés par un nuage peuvent frapper le sol, même si celui-ci est beaucoup plus chaud que leur secteur d'origine.

L'impact d'un éclair peut endommager le fuselage en le perforant et peut surtout endommager les appareils électriques de navigation et les appareils de communications. Il est préférable au moindre signe d'éclair, de rentrer les antennes afin de protéger l'équipement radio.

Les éclairs peuvent également induire en permanence de fausses indications au compas magnétique. On soupçonne que des éclairs ont déjà enflammé des vapeurs de carburant et causé une explosion. Il faut cependant noter que les accidents sérieux dus aux éclairs sont très rares.

Le pilote peut en outre être temporairement aveuglé par des éclairs, au point de le rendre inapte à naviguer à vue ou aux instruments durant une brève période. Pour éviter ce problème, il est suggéré d'allumer l'éclairage à l'intérieur de l'appareil.

Enfin, on peut dire que l'augmentation de la fréquence des éclairs est proportionnelle à l'augmentation d'intensité d'un orage. Le contraire est aussi vrai. La nuit, de fréquents éclairs sur une longue partie de l'horizon sont la manifestation d'une ligne de grains.

13.4.6 Grêle

Dans les cellules matures dont les courants ascendants sont d'une intensité inhabituelle, il peut y avoir de la grêle. Si la cellule s'élève en diagonale, il est possible que la grêle près de son sommet tombe dans un ciel dégagé. Elle semble alors tomber d'étages en surplomb. La grêle est plus fréquente à des altitudes d'environ 3 000 à 4 500 m.



Figure 13-3 Dégâts causés par la grêle

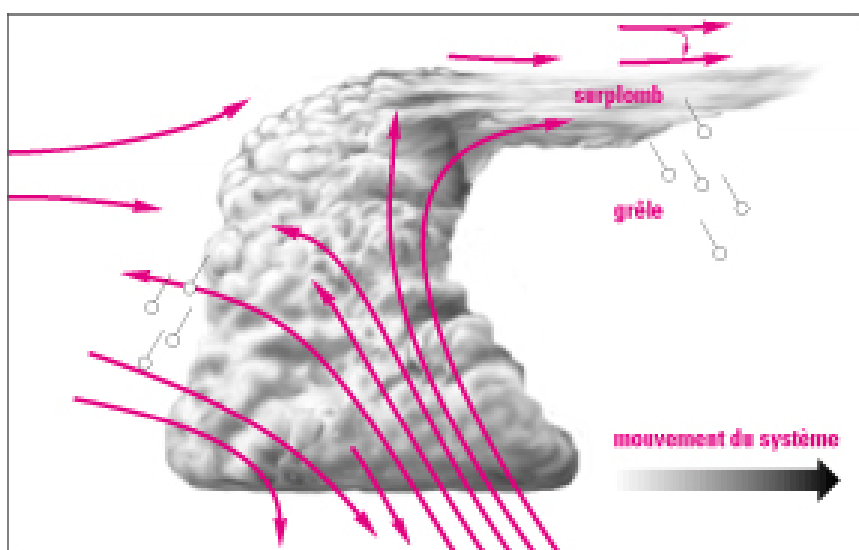


Figure 13-4 Position de la grêle dans un orage mature

13.4.7 Givrage

Les nuages d'orage comprennent des courants verticaux assez forts pour transporter en altitude de grosses gouttelettes avec une rapidité telle, que même par températures au-dessous de -25° C, le contenu en eau du nuage peut être relativement élevé.

C'est probablement dans la partie supérieure des cellules venant d'atteindre leur maturité, que les possibilités de givrage sont les plus fortes. La concentration des gouttelettes diminue alors à mesure que la cellule traverse sa phase de maturité, de sorte qu'au stade de la dissipation, la partie supérieure de la cellule se compose surtout de cristaux de glace; à ce moment, les problèmes de givrage sont beaucoup moins sérieux.

13.4.8 Vents

Au stade cumulus, un léger afflux d'air gagne la cellule puis, à mesure que le courant descendant se développe, son air froid s'étale le long de la surface. Cet air s'enfonce sous l'air chaud, de sorte qu'il crée une sorte de front froid miniature.

Ce front est appelé front de rafale. Lorsque le front d'attaque de l'air froid se manifeste par une brusque saute de vent, ce vent, surtout en surface, est accompagné de fortes rafales quelquefois destructrices.

13.4.9 Rafales

Les rafales sont des variations transitoires et irrégulières de la vitesse du vent, causées par de petits tourbillons insérés dans l'écoulement général de l'air. Dans un orage, elles résultent des mouvements de cisaillement.

Une fois formé, le tourbillon d'une rafale peut parcourir une certaine distance. Les rafales sont la cause de tangage, de roulis, de lacet et d'accélération sans changement systématique d'altitude.

Comme pour les autres conditions de vol dans des tourbillons formant rafales, la contrainte exercée sur l'appareil augmente avec sa vitesse. Les rafales essuyées au cours des vols effectués dans le cadre du projet « Thunderstorm » avaient un diamètre de 8 à 250 m, bien que le diamètre le plus fréquent ait été de 45 m.

Au sein du nuage, les rafales s'intensifient avec l'altitude jusqu'à 1 500 à 3 000 m au-dessus du sommet. En général, les rafales sont au plus faible au voisinage ou en dessous de la base du nuage, bien qu'elles puissent là encore sembler très fortes à certains pilotes.

Dans les quelque 30 m au-dessus du sol, une forte turbulence, causée par le frottement de l'air froid qui s'étale sur le sol, est d'une certaine importance lors des vols à basse altitude, d'atterrissages et de décollages.

L'importance de cette turbulence dépend de la vitesse du vent dans l'air froid et de la nature du sol; ainsi, lorsque de forts courants descendants s'étalent sur un terrain accidenté, les rafales peuvent être aussi fortes que dans le nuage.

Dans les couches inférieures, les rafales sont au plus fort lorsque le courant descendant atteint le sol, c'est-à-dire peu de temps après le début de la pluie. L'anneau de fortes rafales s'étale alors vers l'extérieur de la zone de pluie, avec une vitesse de déplacement maximale dans la direction du vent dominant.

Bien que les rafales semblent le plus intense au front d'attaque de l'air froid, il faut noter qu'un décollage face au vent dirigera l'appareil vers la zone de courants descendant de la cellule nuageuse.

13.4.10 Microrafales

Les microrafales sont d'intenses courants descendants qui se produisent à petite échelle sous un orage violent; en atteignant le sol, elles soufflent vers l'extérieur, à partir du centre de la base de l'orage. Elles sont la cause de cisaillement horizontal et vertical qui peut être extrêmement dangereux pour tous les types et toutes les catégories d'aéronefs, particulièrement à des altitudes basses et critiques.

De plus, elles peuvent renverser de petits aéronefs stationnés au sol. À cause de leurs petites dimensions, de leur courte durée et du fait qu'elles peuvent se produire à des endroits où il n'y a pas de précipitations, les microrafales sont difficilement détectables sans équipement approprié.

On les détecte au moyen de radars météorologiques ou de systèmes conventionnels de détection du cisaillement du vent; tous les nuages convectifs des étages bas ou moyens peuvent produire des microrafales.

À l'atterrissage et au décollage, l'effet de cisaillement des microrafales peut affecter suffisamment les performances pour représenter un risque sérieux de contact avec le sol. On doit donc éviter de voler dans un secteur où on soupçonne qu'il y a des microrafales.

Caractéristiques des microrafales

- En altitude, elles ont un diamètre approximatif de 2 km et, à la surface, elles soufflent jusqu'à environ 4 km de leur axe.
- De courants verticaux aussi forts que 30 m/s en altitude, elles se transforment en vents horizontaux aussi élevés que 150 km/h, 80 noeuds, en surface. Les courants verticaux peuvent descendre aussi bas que le sol.
- Elles peuvent être sèches ou humides. Dans les zones humides, les microrafales sont normalement accompagnées de fortes pluies. Dans les zones sèches, les précipitations se dissipent avant d'atteindre le sol; on a du virga.
- La durée de vie d'une microrafale dépasse rarement 10 mn, et son maximum d'intensité dure environ 2 mn. On peut s'attendre à ce qu'il y ait plusieurs microrafales dans une même zone.
- Les microrafales sèches génèrent en surface des tourbillons de poussière. Des vents de direction contraire sur une courte distance, accompagnés de cellules convectives, sont aussi une indication de la présence de microrafales.

13.4.11 Turbulence

Dans un nuage, la turbulence est constituée de courants soutenus et non horizontaux; lors d'un orage, ces courants sont continus au-dessus de tout le secteur. En plus d'un brassage de l'appareil en vol, la turbulence a pour effet principal de provoquer des changements d'altitude.

Durant la période active de la cellule, le nuage est presque entièrement parcouru par cette turbulence. À la section 2, il est souligné qu'un courant ascendant prédomine durant le stade initial, alors que durant le stade terminal de l'orage, c'est le courant descendant qui est dominant.

La largeur du courant ascendant associé au développement du cumulus est habituellement inférieure à 7,5 km, bien qu'à l'occasion il puisse s'élargir jusqu'à 12 km. Durant le stade terminal, le courant ascendant est presque entièrement confiné à une altitude de 3 à 4,5 km.

Les courants descendants sont plus lents et de moindre étendue horizontale que les courants ascendants. Les courants descendants traversent la base du nuage et s'arrêtent près du sol, où l'air froid s'étale horizontalement. De la phase de maturité au stade de dissipation, le courant atteint sa vitesse maximale puis diminue d'intensité.

Les appareils qui ont participé au projet « Thunderstorm » ont subi des changements d'altitude de plus de 150 m dans la moitié des courants rencontrés dans le nuage. Si un pilote essayait de garder le cap en volant dans le nuage, il lui faudrait effectuer des manoeuvres de correction pour la moitié des courants qu'il rencontrerait. Le cas échéant, la cellule de l'appareil serait soumise à une contrainte additionnelle et des changements d'altitude pourraient provoquer des décrochages ou des piqués.

Sous le nuage, le courant principal est le courant descendant d'air froid associé à la zone de précipitations. Bien qu'il commence à s'étaler et à ralentir avant d'atteindre le sol, à des altitudes de moins de 300 m en zone de précipitations, il peut être important.

Généralement, un courant de cette sorte ne s'étend pas horizontalement sur plus de 5 km. Un pilote peut rencontrer plus d'un courant de ce type en volant à travers plusieurs zones de précipitations.

Cependant, il est bien improbable que deux courants descendants soient séparés par moins de 5 km. Au sein d'une zone de précipitations, les courants descendants peuvent atteindre ou dépasser 6 m/s.

La baisse d'altitude subie dans une zone de courant descendant sous une cellule nuageuse dépend de l'étendue et de la vitesse du courant, ainsi que de la vitesse de l'appareil.

Toutefois, il est peu probable que le courant fasse perdre plus de 450 à 600 m aux appareils les plus gros et les plus rapides. À des hauteurs de moins de 600 m, le courant atteint habituellement sa largeur maximale, mais comme sa vitesse est faible, le pilote a le temps d'effectuer les corrections nécessaires.

Mais attention aux cumulonimbus; la turbulence convective y est dangereuse. Durant un orage très violent, la turbulence peut aisément endommager un aéronef. La turbulence la plus violente est causée par le cisaillement entre les courants verticaux ascendants et descendants.

Cette forme de turbulence est ressentie jusqu'à des milliers de mètres au-dessus du sommet, et jusqu'à 30 km autour d'un violent orage. Dans les bas niveaux, elle se traduit par une zone de turbulence située entre le courant descendant qui frappe le sol, et l'air environnant.

C'est souvent un nuage en rouleau situé sur le front avant d'un orage, qui indique l'emplacement des tourbillons de cette zone de cisaillement. Le nuage en rouleau est prédominant lors d'orages associés aux fronts froids ou aux lignes de grains, et signale une zone de turbulence forte.

La première rafale à l'avant d'un orage occasionne un changement brusque et rapide de la direction et de la vitesse du vent de surface.

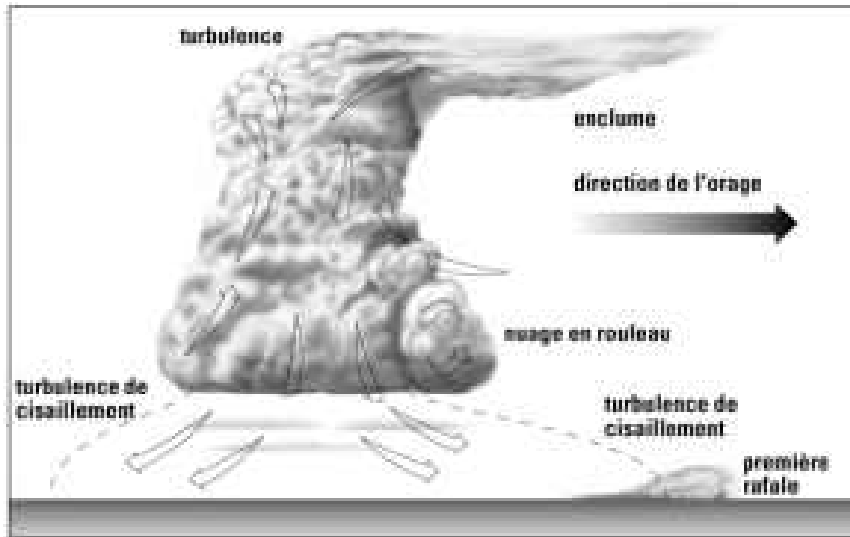


Figure 13-5 Schéma d'un nuage d'orage avec emplacement des zones de turbulence convective



Figure 13-6 Cumulonimbus

13.4.12 Ligne de grain

Le grain est une variation violente du vent qui se produit le long d'une ligne étroite et mobile. Cette ligne est très souvent accompagnée d'averses ou d'orages. Elle se développe fréquemment à l'avant d'un front froid dans de l'air humide et instable, mais elle peut également se développer dans l'air instable, très loin de tout front.

Une ligne de grain peut souvent être trop étendue pour être contournée, et créer des conditions trop violentes pour être traversée. Elle renferme souvent des orages supercellulaires très violents, et présente donc le plus grand danger.

Une ligne de grain se forme rapidement; elle atteint son intensité maximale en après-midi et durant les premières heures de la tombée de la nuit.

13.4.13 Entonnoirs nuageux, tornades et trombes marines

Les orages les plus violents attirent l'air vers la base de leur nuage avec une grande force. Si l'arrivée d'air a un mouvement rotatif initial, il y aura souvent formation d'un tourbillon extrêmement concentré, se dirigeant de la surface vers l'intérieur du nuage.

Des experts météorologistes ont estimé que la vitesse du vent à l'intérieur d'un tel tourbillon peut excéder 375 km/h. En conséquence, la pression à l'intérieur du tourbillon est très basse. Les vents violents ramassent poussières et débris, et, sous l'effet de cette basse pression, un nuage en forme d'entonnoir se crée, de la base du cumulonimbus jusqu'au sol. Si le nuage n'atteint pas la surface, on a un entonnoir nuageux.

Les entonnoirs nuageux sont très dangereux, mais ils sont par contre le précieux indice d'un fort cisaillement au sol, advenant qu'aucune poussière ni aucun débris ne permette de détecter visuellement le puissant tourbillon qui balaie le sol.

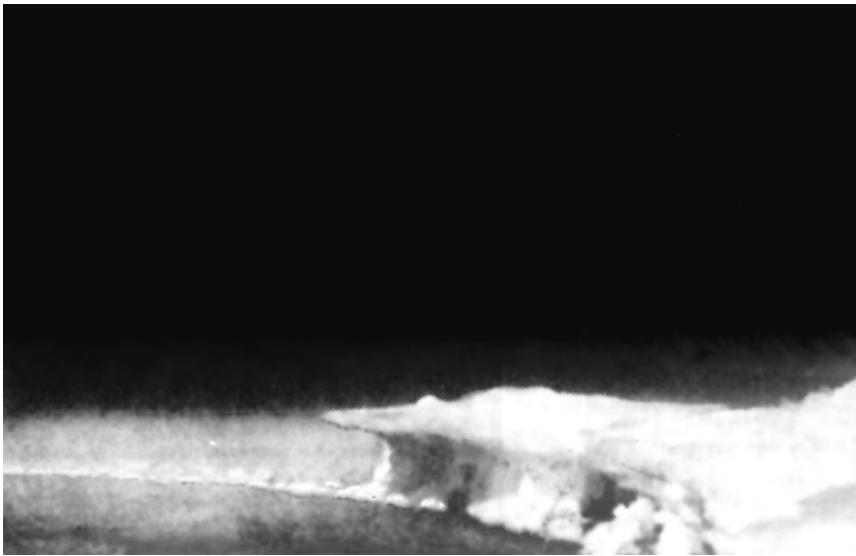


Figure 13-7 Entonnoir nuageux

L'entonnoir nuageux qui touche le sol est une tornade : phénomène très destructeur autant pour les appareils au sol que ceux en vol.



Figure 13-8 Tornado

Les tornades proviennent quelquefois d'orages isolés, mais le plus fréquemment, elles résultent d'orages supercellulaires associés à des fronts froids ou des lignes de grains.

Un aéronef entrant dans le tourbillon d'une tornade subira fort probablement des dégâts structuraux. Comme ce tourbillon, ou vortex, est caché par le nuage, il faut se méfier de tout orage.



Figure 13-9 Tornado

La figure 13-10 montre les courants internes et externes d'une cellule orageuse comportant une tornade. Dans cette figure, le point 1 indique l'endroit où l'air chaud et humide s'élève graduellement.

En 2, le courant ascendant qui se crée est renforcé par l'air provenant du secteur Sud. S'il est assez fort, il atteint les couches les plus froides de l'atmosphère, où la vapeur qu'il contient, en 3, se condense et crée cette nuée qu'on appelle cumulonimbus.

En montant, l'air chaud entre coupe des vents de direction et de vitesse différentes et provoque un mouvement de spirale, en 4. Comme la forme du tourbillon se rétrécit graduellement en altitude, il crée une augmentation de la vitesse de rotation, et résulte en un effet de vrille semblable à celui des patineurs.

Le cumulonimbus atteint une telle ampleur, que les vents en altitude sont systématiquement déviés vers le haut, la base et les côtés, en 5. Il arrive que le mouvement de rotation provoque derrière lui une autre giration, en 6 : celle des courants descendants, cette fois. Finalement, en certaines conditions, les courants descendants se conjuguent pour former ce tourbillon intense, toujours dangereux, qui touche le sol et qu'on appelle tornade, en 7.

Si cet entonnoir touche la surface d'un plan d'eau, on dira qu'il y a une trombe marine.

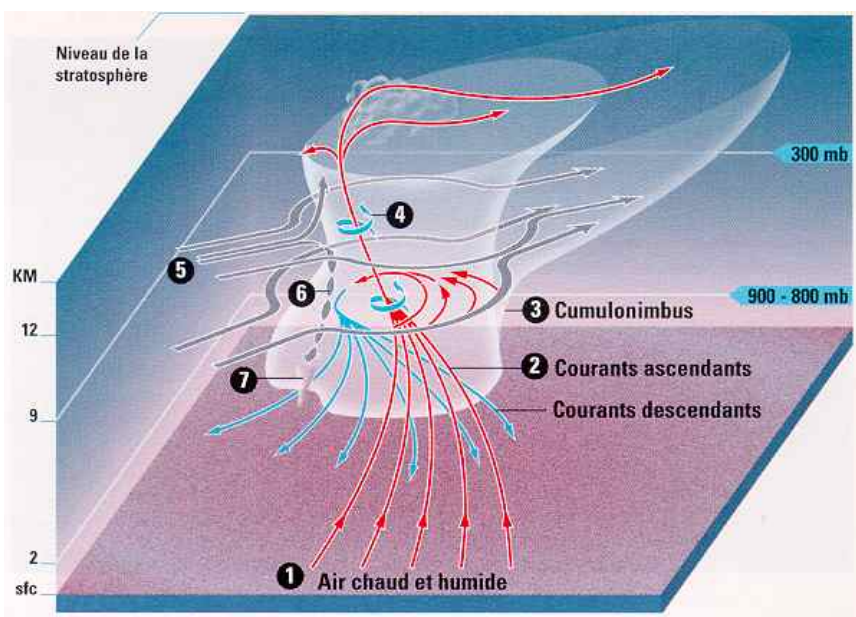


Figure 13-10 Trombe marine

Orages violents et tornades produisent fréquemment des cumulonimbus mammatus. Sous sa base, le nuage laisse apparaître des formes arrondies, semblables à des mamelons. Elles sont le signe d'une turbulence violente. Les rapports météorologiques mentionnent spécifiquement ce type de nuage dangereux.



Figure 13-11 Cumulonimbus mammatus indiquant des conditions d'instabilité extrême

13.5 Recommandations

13.5.1 éviter les orages

- Il est préférable de ne pas décoller ou atterrir lorsqu'un orage approche. Un changement soudain du vent, ou de la turbulence dans les bas niveaux, pourrait provoquer une perte de contrôle.
- Il n'est pas prudent de voler sous un orage, même s'il y a bonne visibilité. La turbulence sous la base du nuage pourrait s'avérer désastreuse.
- Il faut contourner un orage couvrant plus de la moitié d'une région, que ce soit visuellement ou avec l'aide d'un radar de bord. Un orage isolé peut habituellement être contourné visuellement.
- Il n'est pas prudent de voler sans radar de bord dans une masse nuageuse qui cache des cumulonimbus encastrés.
- Il faut se tenir à au moins 30 km de n'importe quel orage identifié comme sévère, ou donnant des échos intenses sur l'écran radar. Ceci est particulièrement vrai sous l'enclume d'un cumulonimbus.
- S'il faut survoler un orage très violent, on doit évaluer l'altitude à atteindre en comptant au moins 300 m d'ascension par 10 noeuds enregistrés au sommet des nuages : impossible dans la plupart des cas, en raison des limites de l'autonomie verticale des appareils.
- Une fréquence élevée d'éclairs confirme qu'il s'agit d'un orage violent.
- Il faut considérer comme très violent, n'importe quel orage dont le sommet culmine à 10 km et plus selon les observations radar ou visuelles.

13.5.2 Dans un orage

Si on ne peut éviter un cumulonimbus, voici quelques conseils.

- Il faut boucler les ceintures de sécurité et enlever tous les objets qui peuvent basculer ou virevolter.
- Il est prudent de planifier sa route de façon à être au coeur de l'orage le moins longtemps possible.
- Pour éviter les pires conditions de givrage, il faut fixer une trajectoire qui passe sous le point de congélation, ou à un niveau plus froid que -15° C.
- Le chauffage du tube de Pitot et du carburateur doit être activé. Le givrage peut être rapide à n'importe quelle altitude et causer presque instantanément un arrêt de moteur ou le calage de l'indicateur de vitesse réelle.
- Il est prudent de réduire la vitesse réelle avant de franchir les zones de turbulence.

- Ouvrir l'éclairage dans l'habitacle est un bon moyen d'amoindrir les dangers d'aveuglement temporaire causé par les éclairs.
- Il faut garder l'oeil sur les instruments de bord.
- Il ne faut rien modifier à l'instrumentation, et maintenir une vitesse de croisière réduite.
- On doit laisser l'appareil chevaucher les courants. Des manoeuvres de correction ne feront qu'amplifier la tension subie par le fuselage.
- Une fois engagé dans l'orage, il ne faut jamais faire demi-tour.

13.6 Exercices

1. Nommez trois conditions essentielles à la formation d'un orage.
2. Dessinez une cellule orageuse aux trois stades de son évolution.
3. Pourquoi est-il fréquent que les orages isolés non associés à un front se dissipent durant la soirée?
4. Pourquoi est-il fréquent qu'une activité orageuse associée à un front froid persiste durant la nuit, même si elle n'est plus isolée?
5. Nommez quatre phénomènes dangereux auxquels un pilote peut faire face lors d'orages.
6. Pourquoi est-il dangereux d'atterrir au cours d'un orage?
7. Quels dégâts, les appareils en stationnement risquent-ils de subir, si un orage violent touche un aéroport?
8. Lorsqu'un orage devient mature, certains éléments du temps subissent des variations. Décrire les changements auxquels on doit s'attendre quant
 - o à la vitesse et à la direction du vent au sol
 - o au plafond
 - o à la visibilité
 - o à la température
 - o à la précipitation
 - o à la pression
9. Qu'est-ce qu'une microrafale?
10. Les microrafales peuvent se produire sous un orage, en un endroit où il n'y a pas de précipitations. Vrai ou faux?
11. De la turbulence convective dangereuse est présente dans chaque cumulonimbus. Vrai ou faux?
12. Qu'est-ce qu'une ligne de grain?
13. Tornades, entonnoirs nuageux et trombes marines sont formés à partir de cumulonimbus dans lesquels un tourbillon cause un fort cisaillement du vent. Vrai ou faux?

CHAPITRE 14 TURBULENCE ET ONDES OROGRAPHIQUES

Quiconque pilote un appareil connaît un jour la turbulence. La turbulence se produit quand les mouvements de l'air ont de grandes variations à l'intérieur de courtes distances. Ces courants d'air vont du léger tourbillon jusqu'au puissant vortex.

On peut définir la turbulence comme une agitation désordonnée et persistante de l'écoulement de l'air. Un appareil passant par ces zones de turbulence subit des poussées accélératrices dans toutes les directions; ce qui lui fait perdre sa stabilité. Ces turbulences peuvent être simplement désagréables pour les passagers ou, à l'extrême, endommager la structure de l'appareil et blesser ses occupants.

Un appareil réagira différemment à la turbulence selon la différence de vitesse entre les courants adjacents, sa taille, sa surface portante, sa vitesse et son niveau de vol. Un appareil qui vole rapidement à travers divers courants subira plusieurs changements de poussées. Un vol moins rapide fait sentir ces changements graduellement.

Si deux appareils différents entrent dans la même zone de turbulence, il est donc possible que les pilotes rapportent par PIREP des turbulences d'intensité différente.

La règle numéro un d'un vol dans la turbulence consiste à réduire la vitesse de l'appareil selon les recommandations du constructeur.

14.1 Intensité de la turbulence

L'intensité de la turbulence doit être définie en fonction de ses effets sur le vol.

- **Turbulence faible, LGT** Cause momentanément de faibles changements irréguliers d'altitude ou d'assiette, tangage, roulis, lacets, etc.
- **Turbulence modérée, MDT** Semblable à la turbulence faible, mais d'intensité supérieure. Elle entraîne des changements d'altitude ou d'assiette, mais l'aéronef demeure toujours sous contrôle. Elle cause habituellement des variations de la vitesse relative indiquée.
- **Turbulence forte, SEV** Cause de grands changements brusques d'altitude ou d'assiette. Elle entraîne habituellement de grandes variations de la vitesse relative indiquée, et il se peut que le pilote perde momentanément le contrôle de l'appareil. Cette turbulence nécessite l'émission d'un SIGMET.

Savoir où détecter la turbulence permet au pilote d'éviter ou de minimiser les désagréments. Les principales causes de turbulence, souvent combinées, peuvent être regroupées selon 3 catégories :

- par courants convectifs
- par obstacles au vent
- par cisaillement du vent

La turbulence survient aussi dans le sillage de l'appareil, dont la surface portante exerce une poussée; il est alors question de turbulence de sillage.

14.2 Courants convectifs

Les courants convectifs sont particulièrement cause de turbulence à basse altitude. Ces courants ascendants et descendants sont très circonscrits. Pour chaque courant ascendant, il y a courant descendant compensatoire. Les courants descendants occupent fréquemment des étendues plus grandes que leur contrepartie; ce qui explique qu'ils aient une vitesse verticale moindre que les courants ascendants.

Les courants convectifs sont le plus actifs durant les chauds après-midi d'été, lorsque les vents sont légers. Près du sol, l'air chauffé crée une mince couche d'instabilité dès qu'il s'élève. Cette convection s'intensifie à mesure que le réchauffement s'accroît.

Ces courants peuvent s'étendre jusqu'à plusieurs milliers de mètres au-dessus de la surface terrestre, créant ainsi des conditions de vol chaotiques sans égard aux saisons, surtout après le passage d'un front froid.

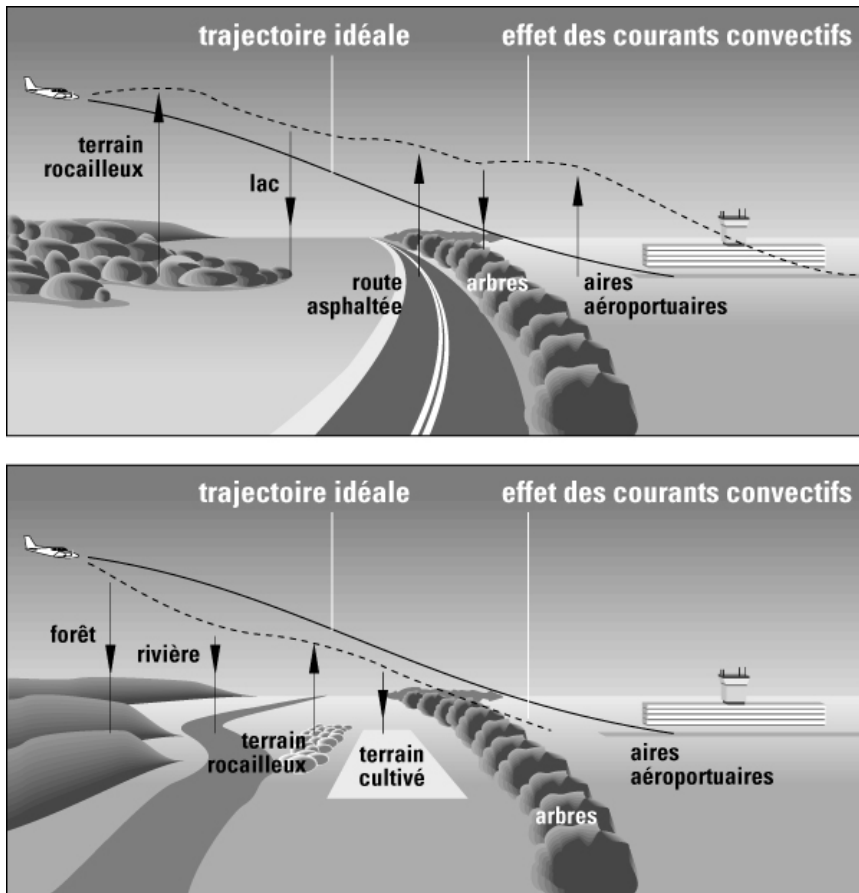


Figure 14-1 En approche finale, les courants verticaux ascendants exercent une force qui peut pousser un appareil au-delà de la piste, tandis que les courants verticaux descendants peuvent provoquer une descente prématurée.

Cette figure illustre l'effet des courants convectifs sur un aéronef en approche d'atterrissage. La turbulence peut causer des changements brusques de vitesse des courants, et causer le calage ou un dangereux ralentissement à altitude critique.

Pour éviter le danger, il suffit d'augmenter un peu la vitesse d'approche au-dessus de la vitesse normalement recommandée, même si cette façon de procéder semble entrer en conflit avec la règle de réduction de la vitesse lors de turbulence.

Des cumulus de beau temps qui apparaissent durant un après-midi ensoleillé sont indicateurs de la présence de turbulence convective. Cette turbulence origine d'un courant convectif qui, après s'être stabilisé à une altitude de température équivalente et s'être refroidi jusqu'à saturation, a créé un nuage dont le sommet en indique généralement la limite supérieure.

Un pilote peut s'attendre à rencontrer de la turbulence sous la base des nuages ou dans les nuages, alors qu'au-dessus, l'air est généralement calme. Le niveau de vol le plus confortable est bien au-dessus des cumulus.

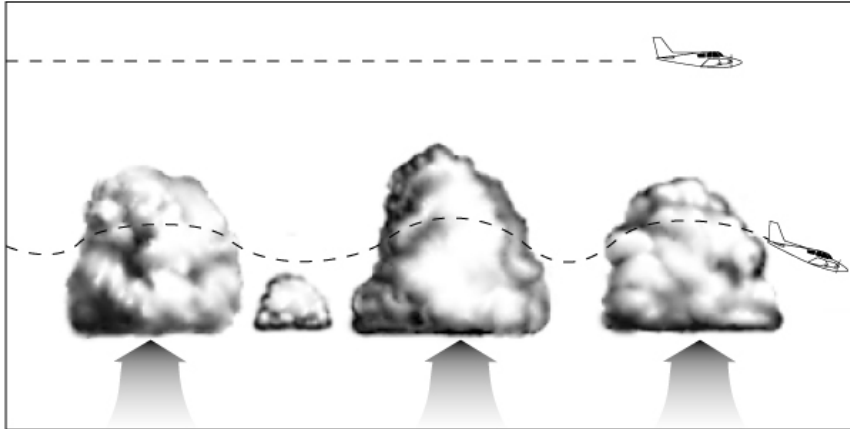


Figure 14-2 La turbulence s'évite en volant au-dessus des nuages convectifs.

Quand la convection s'étend à des altitudes très élevées, de gros cumulus congestus, TCU, et des cumulonimbus, CB, au sommet en forme d'enclume se développent. Le cumulonimbus est une indication visuelle de la présence de violents courants ascendants et descendants.

Lorsque l'air est trop sec pour favoriser la formation d'un cumulus, les courants convectifs peuvent néanmoins être présents et actifs. Sans indication visuelle, seule la turbulence en manifeste la présence.

14.3 Obstacles au vent

Les obstacles, tels édifices, arbres et terrains accidentés, perturbent la libre circulation du vent et causent un profil complexe de petits tourbillons, comme illustré en figure 14-3. Un appareil qui les traverse connaîtra de la turbulence mécanique.

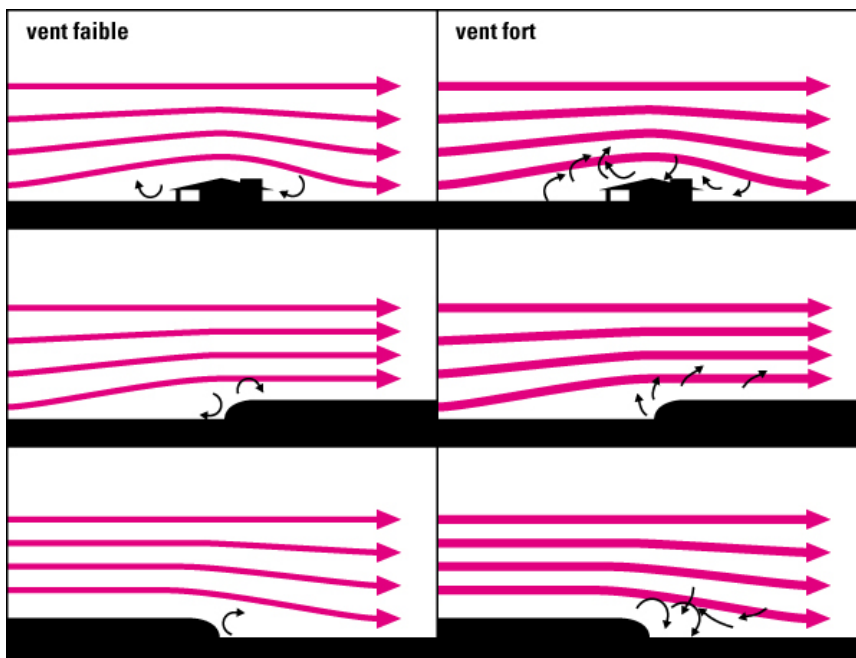


Figure 14-3 Circulation turbulente occasionnée par un vent soufflant au-dessus d'un terrain accidenté, ou d'une construction

Le degré de turbulence mécanique dépend de la vitesse du vent et de la rugosité des obstacles. Plus la vitesse du vent est élevée, plus le terrain est accidenté, plus forte sera la turbulence.

Ce type de turbulence se caractérise par le fait que le vent crée des tourbillons jusqu'à une certaine distance en son aval, en fonction de sa vitesse et du degré de stabilité de l'air. Plus l'air est instable, plus les tourbillons ont d'ampleur. L'instabilité les accentue, alors que l'air stable les dissipe lentement.

La turbulence mécanique peut aussi favoriser la formation de nuages près du sommet de la couche d'air instable. Le type de nuages nous indique s'ils sont le résultat d'un mélange mécanique ou de convection.

Le mélange mécanique produit des bandes ou des rangées de stratocumulus, tandis que les nuages convectifs se forment au hasard. Les rangées de nuages formés par un mélange mécanique peuvent être parallèles ou perpendiculaires au vent, dépendant des facteurs météorologiques.

Les zones aéroportuaires sont particulièrement vulnérables à cette turbulence mécanique qui cause invariablement des rafales. Lorsqu'un appareil est en approche à bas niveau ou en ascension, les rafales peuvent modifier sa vitesse au point qu'il y ait risque de décrochage.

Pour compenser l'effet des rafales lors de conditions extrêmement venteuses, le pilote devra maintenir une vitesse au-dessus de la normale. Des bâtiments en amont peuvent en outre occasionner des problèmes de contrôle, même lorsque l'appareil roule sur le tarmac.

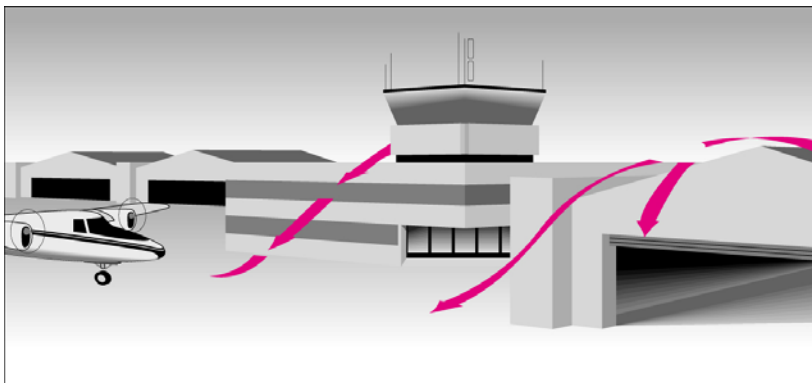


Figure 14-4 Air turbulent près des aires de manoeuvre

Si la turbulence mécanique peut aussi affecter les vols à bas niveaux presque partout, elle est même présente à des altitudes supérieures au sommet des montagnes.

14.3.1 Envolées en terrain montagneux.

La turbulence mécanique causée par une succession de collines n'est généralement pas dangereuse, mais simplement inconfortable; une ascension devrait en réduire les effets. Par contre, elle peut causer de sérieux problèmes, voire dangereux, au-dessus de collines plus accidentées ou au-dessus des montagnes.

Lorsque le vent au-dessus d'une chaîne dépasse 75 km/h, 40 noeuds, il y a forte probabilité de turbulence. L'endroit et la profondeur verticale et horizontale de la couche turbulente dépendra largement de la stabilité de l'air.

En air instable, cette turbulence se fera sentir en amont. S'il y a apport suffisant d'humidité, des nuages convectifs se formeront et intensifieront la turbulence du côté du versant sous le vent, et au-dessus de la crête.

Lorsque l'air instable dépasse le sommet d'une montagne, qui agit comme barrière, il s'écoule alors vers le bas, souvent sous forme de courants descendants assez violents. Cette descente peut parfois excéder le potentiel ascensionnel d'un appareil et provoquer son écrasement sur le contrefort.

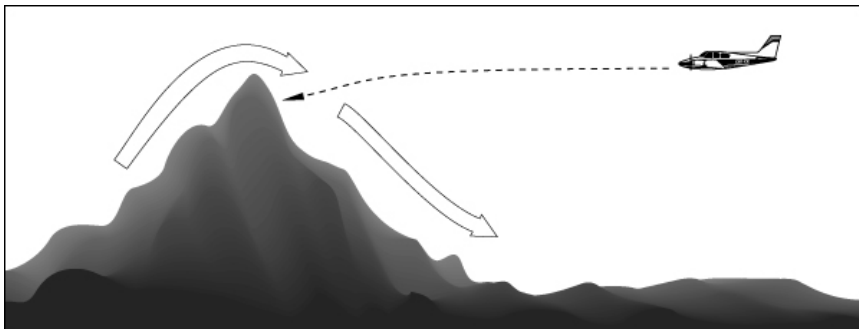


Figure 14-5 Circulation du vent en régions montagneuses; les courants descendants peuvent être dangereux du côté du versant sous le vent.

Dans sa trajectoire au-dessus d'une chaîne des montagnes, le mélange des courants réduit sensiblement l'instabilité d'une masse d'air; ce qui se manifeste notamment par la formation de nuages stratiformes. Conséquemment, la turbulence dangereuse qui y est associée est circonscrite à une zone limitrophe au sommet.

Par vents forts, à quelque 50 à 80 km avant de franchir des montagnes sous le vent, il est recommandé de grimper à une altitude de 1 000 à 1 500 m supérieure à leurs sommets. La meilleure façon de procéder est d'approcher à un angle de 45°, pour permettre une retraite rapide là où l'air est plus calme, mais il arrive qu'on doive choisir entre demi-tour ou contourner l'obstacle.

De fait, par grands vents, il n'est pas sécuritaire de voler au-dessus des cols et dans les vallées, les montagnes y renforçant sensiblement vent et turbulence. Si les vents sont forts près des sommets, la procédure est de gagner de l'altitude ou de contourner l'endroit.

Même s'il est fort en altitude, le vent de surface peut être relativement léger dans une vallée entourée de montagnes. Lors d'un décollage dans une vallée, il est donc préférable de suivre son axe, de monter plus haut que les sommets avant de changer de cap, et de se tenir maintenant à distance des flancs pour éviter tout courant descendant dangereux.

14.3.2 Ondes orographiques

Lorsque de l'air stable traverse une barrière montagneuse de l'importance des Rocheuses, la circulation au-dessus des sommets est souvent laminée, et forme des couches superposées marquées par des ondes, semblables à des vagues, que crée précisément la configuration des sommets.

Comme ces ondes ne font qu'épouser cette configuration, elles équivalent à un corridor dans lequel circule rapidement le vent. On les dit stationnaires ou orographiques, à cause de leur association avec les montagnes. Leur profil peut s'étaler sous le vent à des distances de 150 km.

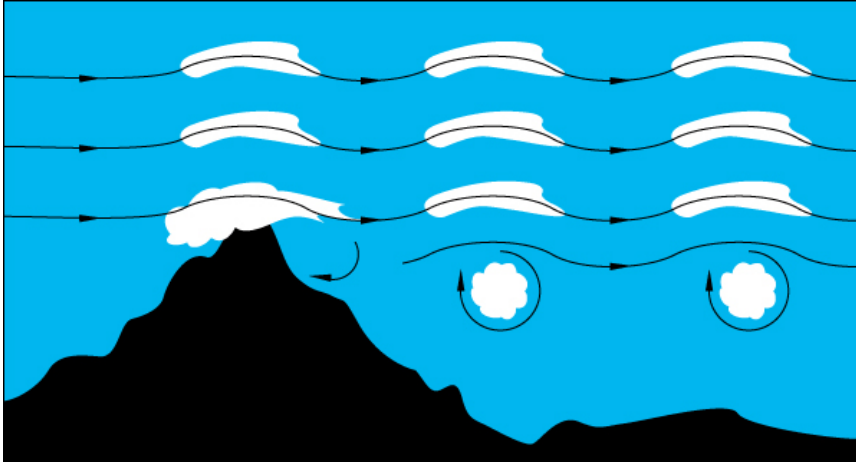


Figure 14-6 Schéma d'une onde orographique

Les sommets des ondes se propagent jusqu'à des altitudes bien supérieures aux montagnes les plus élevées, parfois même jusqu'à la basse stratosphère. En dessous de chaque sommet d'onde, il se produit une circulation rotative, tel qu'indiquée en figure 14-6

Quant au «nuage rotatif de tourbillon d'aval» il se forme, comme son nom l'indique, en aval et à altitude plus basse que le sommet de la montagne. La turbulence qu'il engendre peut être violente, mais les courants verticaux ascendants et descendants qui évoluent au sein des ondes peuvent être aussi violents.



Figure 14-7 Nuages lenticulaires stationnaires et nuages de tourbillon rotatifs associés à une onde orographique

La figure 14--7 représente des nuages de forme lenticulaire et des nuages de tourbillon rotatif. Ces nuages se forment le long et à l'intérieur des courants verticaux ascendants, se dissipent le long et à l'intérieur des courants verticaux descendants, et canalisent le vent tout en demeurent eux aussi tout aussi stationnaires que les ondes orographiques.

La zone du tourbillon rotatif peut aussi être marquée par la présence d'un nuage en manifestant la présence. La figure 14-8 montre une série de nuages de tourbillon, chacun se situant sous le sommet d'une onde. L'air étant parfois trop sec, les nuages ne sont pas toujours présents pour indiquer la présence d'ondes orographiques.



Figure 14-8 Nuages de tourbillon rotatif associés à une onde stationnaire

On doit anticiper la présence d'ondes orographiques lorsque le vent, en air stable, souffle à au moins 75 km/h, 40 noeuds, perpendiculairement au sommet d'une montagne.

Dans les ondes orographiques, la turbulence est suffisamment violente pour endommager un aéronef. La présence d'ondes orographiques marquées nécessite l'émission d'un SIGMET.

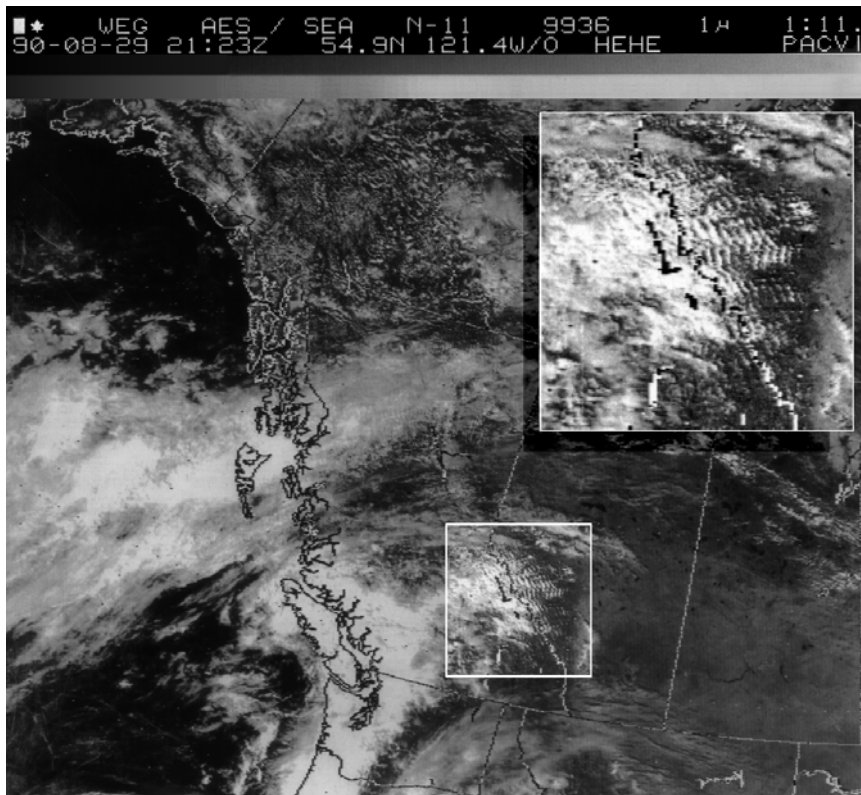


Figure 14-9 Image satellitaire montrant des nuages d'ondes orographiques en Alberta

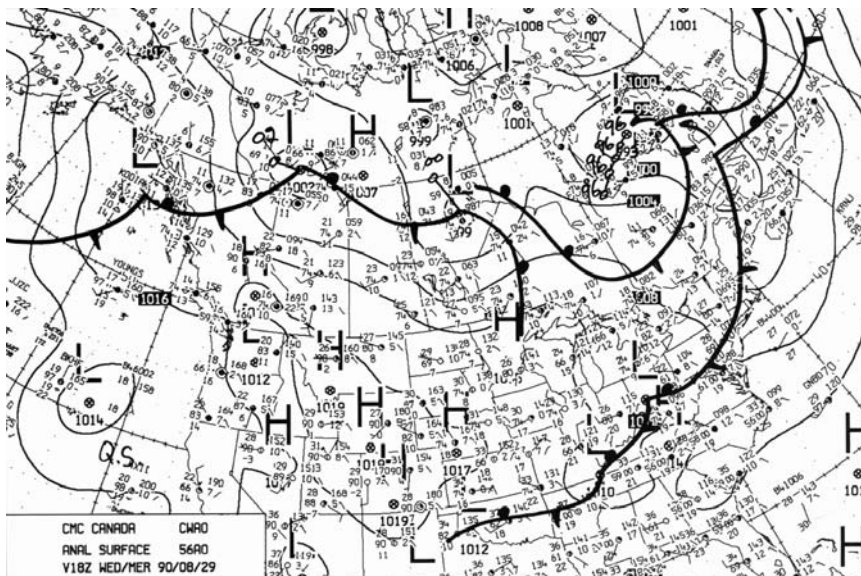


Figure 14-10 Carte de surface correspondant à la situation météorologique de la figure 14-9

14.4 Cisaillement

Le cisaillement est en quelque sorte une variation spatiale du vecteur vent. Il occasionne des tourbillons entre deux courants qui diffèrent par leur vitesse ou leur direction, ou par l'une et l'autre en même temps. Le cisaillement peut être associé à un changement de direction du vent, ou au gradient vertical de changement de vitesse du vent, à n'importe quelle altitude.

14.4.1 Turbulence associée au cisaillement avec inversion en bas niveaux

Le dessus du sommet d'une inversion, parfois produite à l'approche d'une dépression, est une aire de cisaillement créée par la rencontre des vents légers et des vents relativement forts. Les tourbillons générés par cette zone font fluctuer la vitesse d'un appareil en ascension ou en descente.

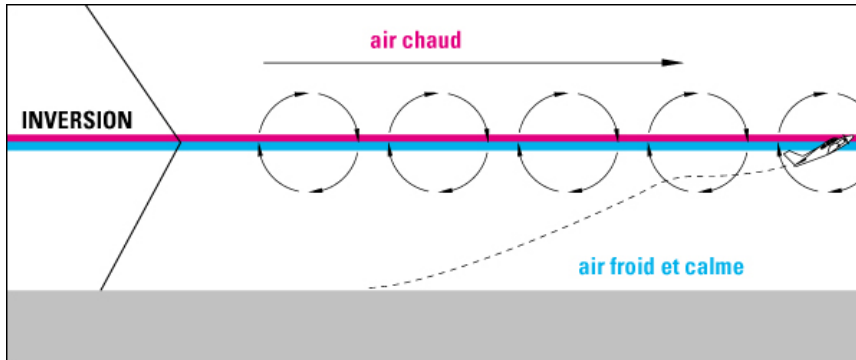


Figure 14-11 Au-dessus d'une inversion, cisaillement entre vents légers et vents forts

Pareille situation se produit notamment lorsqu'une dépression au-dessus des Grands Lacs se dirige vers le Québec, les vents de surface soufflent souvent du Nord-Est dans la vallée du Saint-Laurent, alors qu'à 2 000 pi, le vent est souvent de secteur Sud ou Sud-Ouest; ce qui crée un cisaillement de bas niveau.

C'est en hiver que ce type de phénomène est le plus important, parce que les dépressions y sont le plus intenses. Or la différence entre la turbulence, qui entraîne surtout des changements erratiques de hauteur et d'assiette, et le cisaillement de bas niveau, n'est pas toujours apparente en-deçà de 1 500 pi.

Le cisaillement de bas niveau, LLWS pour Ç low level wind shear Ë entraîne un gain rapide, ou une perte de vitesse propre. Par conséquent, dans la prévision, tout cas de cisaillement modéré ou fort, limité à 1500 pi au-dessus du sol, sera identifié par l'acronyme LLWS.

Or, il est presque impossible de déceler le LLWS à partir du sol. Seules les observations des pilotes en vol, peuvent en confirmer la présence. On peut cependant se guider sur les principes suivants pour déduire qu'il y a un dangereux LLWS :

- à moins de 500 pi, vecteur supérieur à 25 noeuds
- à moins de 1 000 pi, vecteur supérieur à 40 noeuds
- à moins de 1 500 pi, vecteur supérieur à 50 noeuds
- à moins de 1 500 pi, PIREP rapportant une perte ou un gain d'au moins 20 noeuds de la vitesse indiquée

Si ces conditions de cisaillement dans les bas niveaux sont présentes ou prévues à moins de 4 heures d'avis, elles requièrent l'émission d'un SIGMET.

14.4.2 Turbulence et cisaillement en zone frontale.

Un front peut cacher plusieurs dangers. Même s'il se situe entre deux masses d'air sec et stable sans nuages, les changements de vent dans sa zone frontale peuvent être brusques et occasionner une turbulence due au cisaillement. L'intensité de cette turbulence dépendra alors

de la magnitude du cisaillement, soit de l'importance de l'angle formée par le changement de direction des vents.

Comme l'hiver est la saison des plus grands contrastes thermiques, il est normal que les fronts soient plus vigoureux qu'en été, bien qu'en cette saison ils réservent parfois de très violents orages.

Quoi qu'il en soit, il faut toujours suspecter de la turbulence lorsqu'il y a présence d'un front. Cette turbulence peut être à n'importe quelle altitude le long du front, ou parfois même être située bien en avant d'un front froid de surface. Vallées et montagnes peuvent amplifier la turbulence associée au passage du front.

14.4.3 Turbulence associée au cisaillement en air limpide, cat.

La turbulence en air limpide à haute altitude, en présence d'une forte circulation ou d'un courant-jet, est décrite au chapitre 5.

Exercices

1. Qu'est-ce que la turbulence?
2. Pour quelles raisons 2 appareils différents volant dans le même secteur peuvent-ils rapporter de la turbulence d'intensité différente?
3. Nommez les 3 intensités de turbulence.
4. Quelles sont les 3 principaux phénomènes causant de la turbulence?
5. Quel sera le comportement d'un appareil sur le point d'atterrir dans de l'air subsident?
6. Pour éviter de la turbulence convective, où faut-il voler lorsqu'il y a présence de nuages convectifs?
7. Un planeur gagnera de l'altitude en volant juste sous un nuage convectif. Vrai ou faux?
8. Qu'est-ce que la turbulence mécanique?
9. Quels sont les 2 facteurs principaux qui agissent sur l'intensité de la turbulence mécanique?
10. Lorsqu'on approche d'une chaîne de montagnes, que doit-on suspecter et que doit-on faire s'il y a des nuages convectifs?
11. Qu'est-ce qu'une onde orographique?
12. Les ondes orographiques sont juste au-dessus des montagnes. Vrai ou faux?
13. Qu'est-ce que le cisaillement?
14. Que veut dire l'acronyme LLWS?
15. Quelle variation du vent observe-t-on en-delà de 500 pi pour dire qu'il y a présence d'un fort LLWS?
16. Est-ce qu'il y a toujours de la turbulence près d'un front?

CHAPITRE 15 RENSEIGNEMENTS POUR LA PLANIFICATION DE VOL

Environnement Canada fournit à l'aviation toute l'information météorologique essentielle à la sécurité, information en bonne partie transmise aux pilotes et aux équipages par les spécialistes en information de vol de NAV CANADA.

Le réseau météorologique d'Environnement Canada comprend le Centre météorologique canadien, situé à Dorval, et 2 Centres météorologiques aeronautiques canadiens (CMAC), un situé à Montréal et l'autre à Edmonton. Ces stations d'observation transmettent leurs données au Centre météorologique, où elles sont analysées avec l'ensemble des données du Réseau mondial pour produire des prévisions tant à l'échelle planétaire qu'hémisphérique.

Ces analyses et ces prévisions sont ensuite télécommuniquées aux CMAC sous forme de cartes, où on prépare ensuite prévisions régionales et locales pour distribution aux divers usagers.

Stations d'observation.....>	Centre météorologique.....> Canadien	Bureaux de services météorologiques.....> et environnementaux	Usagers
---------------------------------	--	---	---------

5.1 Exposé verbal

Un des services particuliers offerts à l'aéronautique par NAV CANADA est la préparation de tout ce que requiert un exposé verbal dans le contexte de la planification d'un vol, soit aussi bien de la documentation destinée à être apportée, que l'ensemble de l'imagerie informatique ayant trait aux cartes et aux données radar et satellitaires.

L'information colligée doit non seulement informer, mais aussi constituer un cadre d'interprétation pour bien comprendre les observations subséquentes et la mise à jour des prévisions; le matériel inclut donc l'analyse complète des cartes du temps présent et des prévisions.

Pour qu'un exposé soit le plus complet possible, il est important de fournir l'information clé au moins quelques heures à l'avance :

- les conditions particulières du vol
- le point de départ
- la destination
- le trajet
- l'altitude prévue
- le type d'avion
- l'heure de départ - ETD
- l'heure d'arrivée - ETA
- le type de vol : aux instrument IFR, ou à vue VFR

Bien que ce soit un expert en météorologie qui lui fournit l'information, seul le pilote est en mesure de décider si le temps lui permet de voler ou non. Ceci est fonction de sa compétence, de l'appareil et de l'équipement dont il dispose.

15.2 Produits météorologiques

Les deux types d'information météorologique qui intéressent l'aviation ont trait au temps présent et au temps prévu, sous diverses formes.

Temps présent

- rapports horaires
- rapports de pilote
- cartes de surface
- cartes de données en altitude
- Données radar
- Données satellitaires

Temps prévu

- prévisions de zone sous forme graphique (GFA)
- prévisions de vents et de température en altitude
- prévisions d'aérodrome
- prévisions de vol
- SIGMET
- AIRMET
- cartes de surface
- cartes de prévision en altitude
- cartes du temps significatif

15.2.1 Renseignements sur le temps présent

- Rapports
 - o Rapport horaire, METAR et spécial SPECI

À partir des données de surface, il décrit le temps actuel à un endroit et un moment précis, fournit des renseignements fréquents et réguliers sur l'évolution du temps, de même que des renseignements sur le temps observé au-dessus du point d'observation.

- Rapport de pilote, PIREP

Conditions présentes rapportées par les pilotes en vol, pouvant inclure types de nuages et nébulosité, vents en altitude, turbulence, givrage et température à un niveau précis

- o Données radar

Téléaffichage des zones de précipitations par balayage à plusieurs niveaux

- o Données satellitaires

Téléaffichage des zones nuageuses représentées sur les images satellitaires

- Cartes

- o De surface

Analyse de la configuration de pression NMM, emplacement des fronts, précipitations et obstacles à la vue en surface, basés sur les rapports d'observation

- o En altitude

Représentation des conditions atmosphériques signalées aux niveaux de pression types, incluant vitesse et direction du vent, température et teneur en vapeur d'eau, systèmes frontaux et systèmes de pression, pour les niveaux de 850, 700, 500, et 250 mb ou hPa.

15.2.2 Renseignements sur le temps prévu

- Messages
 - o Prévision de zone sous forme graphique - GFA

- Tous les éléments météorologiques qui touchent le vol pour une période et une zone précises, jusqu'à une altitude de 24 000 pi
 - o Prévvision de vents et températures en altitude - FD
 - Vents et températures à des niveaux types pour une période et un endroit précis jusqu'à une altitude de 53 000 pi
 - o Prévvision d'aérodrome - TAF
 - Conditions prévues pour le décollage et l'atterrissage à un aérodrome précis jusqu'à une altitude de 24 000 pi
 - o Prévvision modifiée - AMD
 - Changement significatif de la prévvision antérieure
 - o Prévvision de vol
 - Prévvisions spéciales pour un vol particulier exigeant plus d'information que n'en donnent les bulletins réguliers
 - o SIGMET
 - Avertissement de conditions dangereuses présentes ou prévues, pour une altitude maximale de 45 000 pi, adressé aux équipages en vol
 - o AIRMET
 - Avertissement de conditions potentiellement dangereuses, autres que celles prévues pour l'émission d'un SIGMET
- Cartes
 - o Prévvisions de surface
 - Configuration de la pression de surface, position prévue des fronts de surface à un moment précis, et changements du temps.
 - o Prévvisions de vents et températures en altitude
 - Une carte par niveau FL240, FL340 et FL450, au-dessus de divers points géographiques
- Prévvision du temps significatif

Pour les couches comprises entre deux niveaux de pression, ou deux niveaux de vol : orages, couches nuageuses ou de nuages significatifs, altitude de la tropopause, courants-jets, turbulence, lignes de grains forts, givrage et grêle, tempêtes ou cyclones tropicaux, position des systèmes frontaux à la surface et, dans certains cas, position de l'isotherme 0 °C à 10 000 pi, et position au sol des anticyclones et des dépressions, présentés par cartes couvrant de la surface à 400 hPa, 24 000 pi, de 700 à 400hPa, 10 000 à 24 000 pi, et de 25 000 à 60 000 pi.

15.3 Heure universelle - TU

Les renseignements météorologiques sont indiqués d'après l'heure universelle, TU, identifiée par la lettre Z placée après l'heure, exprimée selon le système de 24 heures. Lorsqu'on n'indique pas le fuseau horaire, on suppose qu'il s'agit de l'heure TU. Pour interpréter convenablement les effets locaux du temps, il faut convertir l'heure TU en heure locale, en soustrayant de l'heure TU le nombre d'heures suivantes :

Tu Soustraire	Pacifique 8	Rocheuses 7	Centrale 6	EST 5	Atlantique 4	Terre-neuve 3.5
---------------	-------------	-------------	------------	-------	--------------	--------------------

Il est à noter que si on utilise l'heure avancée, la conversion s'effectue en soustrayant une heure de moins que ce qui est indiquée dans la table; par exemple, on procédera ainsi pour obtenir l'heure avancée de l'est : HAE = TU - 4.

À titre d'exemple, pour convertir 1100 TU en heure normale centrale, il faut soustraire 6 heures de 1100 TU, pour obtenir 5 h HNC.

15.4 Cartes de surface - usage et fonction

Une carte de surface est une représentation symbolique du temps en surface pour une région précise, à un moment précis. Ces cartes sont établies à partir d'observations simultanées provenant du Réseau mondial d'observation météorologique.

Elle résulte de l'analyse des données de répartition de la pression, des masses d'air, des fronts, des précipitations et des obstacles à la visibilité, et donne une vue d'ensemble du temps qu'il faisait au moment des observations, soit 2 ou 3 heures avant leur émission.

15.5 Répartition de la pression

La répartition de la pression représentée sur les cartes de surface est celle du niveau moyen de la mer, NMM. L'analyse est faite en reliant par une ligne continue les points d'égale pression. Ces lignes sont appelées isobares. Au Canada, les isobares sont tracées à 4 hPa d'intervalle de part et d'autre de l'isobare de 1000 hPa, soit à 992, 996, 1000, 1004, 1008, etc.

15.6 Masses d'air et fronts

Les fronts sont les étroites zones de transition qui séparent les masses d'air. La présence de quatre masses d'air implique donc la présence de trois principaux systèmes frontaux.

Sur une carte de surface, le type de front est indiqué par un symbole particulier, tel qu'indiqué en figure 15-1.

SYMBOLE POLYCHROME	SYMBOLE MONOCHROME	SIGNIFICATION	INTERPRÉTATION
1 		Front froid	Bord d'attaque de la partie de la masse d'air froid qui avance
2 		Front chaud	Bord de la traîne de la partie de la masse d'air froid qui recule
3 		Front stationnaire	Le bord de la masse d'air froid n'avance ni ne recule
4 Ligne mauve continue		Front occlus	Le front froid double le front chaud
5 		Langue d'air chaud en altitude	Ligne à la surface au-dessus de laquelle l'air chaud est le plus près du sol
6 		Front froid en altitude	Ligne le long de laquelle la surface frontale devient brusquement abrupte, ou si un front est situé sur de l'air plus froid
7 		Front chaud en altitude	

Figure 15.1

15.7 Précipitations et obstacles visuels

Pour refléter complètement les conditions présentes à la surface, les cartes de surface doivent non seulement représenter les configurations de pression, les masses d'air et les systèmes frontaux, mais aussi les zones et les types de précipitations, ainsi que les obstacles à la vue. Ces caractéristiques sont également représentées symboliquement.

SYMBOLE	DESCRIPTION DU SYMBOLE	INTERPRÉTATION
1 	Nuance verte	Pluie continue
2 	Hachures vertes	Pluie intermittente
3 	Point vert	Pluie
4 	Virgule verte	Bruine
5 	Point vert au centre d'un triangle vert	Grésil
6 	Étoile verte	Neige
7 	Ligne courbe verte (employée avec un point ou une virgule)	Pluie verglaçante (avec point); Bruine verglaçante (avec virgule)
8 	Point vert au-dessus d'un triangle vert renversé	Averse de pluie
9 	Étoile verte au-dessus d'un triangle vert renversé	Averse de neige
10 	"T" vert avec symbole d'éclair vert	Orage
11 	Nuance jaune	Brouillard

Figure 15.2

15.8 Heures d'observation

Les principales cartes de surface sont analysées à l'aide de données obtenues aux 6 heures, à partir de 0000Z, et transmises à travers le réseau d'Environnement Canada. Quant aux cartes intermédiaires que préparent les bureaux météorologiques et environnementaux, elles font état de conditions observées à certaines heures précises.

Dans tous les cas, les données fournies sur ces cartes ne sont valides que pour le moment où on a fait les observations, et ne sont que la représentation du temps qui prévalait quelques heures avant que les usagers ne les aient en main.

15.9 Cartes en altitude - usage et fonction

Les cartes en altitude sont les compléments des cartes de surface pour les niveaux supérieurs. Elles donnent donc une vue d'ensemble des conditions en altitude.

Lorsqu'elles sont employées de pair avec les cartes de surface, les cartes en altitude permettent aux météorologistes de présenter une image tridimensionnelle des conditions du temps. Il faut évidemment que les analyses des cartes de surface et des cartes en altitude concordent.

Les renseignements portés sur ces cartes sont obtenus par radiosonde, alors que pour les cartes de surface, les observations n'ont été faites qu'au sol ou sur mer.

Cartes de surface et cartes en altitude diffèrent aussi quant à la nature du niveau auquel les données s'appliquent. Pour les cartes en altitude, les conditions correspondent à un niveau de pression, et non à une altitude précise.

15.10 Moment des observations

Les observations en altitude sont faites deux fois par jour partout à travers la planète, soit à 0000 TU et à 1200 TU. Chaque série de cartes est donc émise à 12 heures d'intervalle.

15.11 Contenu

Les cartes en altitude indiquent plus que les variations d'altitude des divers niveaux de pression. Elles renseignent notamment sur la vitesse et la direction du vent, la répartition de la température, et les zones à fort gradient de température. Occasionnellement, une analyse supplémentaire indiquera, entre autres, les zones où l'air est près de la saturation, ou bien les zones d'instabilité significative.

Les variations d'altitude d'une surface de pression sont directement rattachées à la circulation générale représentée sur les cartes; on indique ces variations par les isohypses qui joignent les points d'égale altitude du niveau de pression au dessus du NMM.

Sur les cartes de surface, on désigne par les lettres H et L, les aires de haute et de basse pression. Or, selon que les zones où l'altitude du niveau de pression est élevée ou basse, on les identifie par l'une ou l'autre de ces lettres.

15.12 Détermination de la direction et de la vitesse du vent

La direction du vent, telle que déterminée à un point et à un moment précis, peut être obtenue à l'aide des isohypses. Comme l'air se déplace parallèlement aux isohypses, le vent arrive de dos dès que la valeur des niveaux de pression est plus basse à gauche qu'à droite.

Autrement dit, si on a le dos au vent, la hauteur des niveaux de pression sera plus basse à gauche qu'à droite, le vent tournant dans le sens des aiguilles d'une montre ou en sens contraire, selon que la zone de niveau de pression est de haute ou de basse altitude.

En plus d'indiquer l'altitude d'un niveau de pression et la direction du vent, la configuration des isohypses fournit une bonne indication quant à la vitesse du vent. Plus les isohypses sont rapprochées, plus le vent est fort.

Quant aux isotaches, elles joignent des points d'égale vitesse du vent dont la valeur est indiquée. C'est donc par l'examen simultané des isohypses et des isotaches qu'on obtient la vélocité du vent.

15.13 Niveau de pression et cartes

Voici les niveaux de pression pour lesquels on prépare des cartes en altitude, ainsi que leur altitude moyenne.

NIVEAU DE PRESSION	ALTITUDE en pieds moyenne	ALTITUDE en mètres moyenne
-----------------------	------------------------------	-------------------------------

NIVEAU DE PRESSION	ALTITUDE en pieds moyenne	ALTITUDE en mètres moyenne
850 hPa (mb)	5,000	1,500
700 hPa (mb)	10,000	3,000
500 hPa (mb)	18,000	5,500
250 hPa (mb)	34,000	10,400

Le tableau suivant résume les symboles utilisés sur les diverses cartes en altitude, ainsi que leur signification.

CARTE	SYMBOLE	INTERPRÉTATION
Tous les niveaux de pression standards	Ligne continue	Isohypses : lignes qui joignent les points d'égale altitude d'un niveau de pression au dessus du NMM.
850 et 700 hPa-mb	Ligne tiretée, rouge ou noire	Isothermes : lignes qui joignent les points d'égale température, à intervalles de 5 °C.
500 hPa-mb, préliminaire	Ligne noire tiretée	Tourbillon : mesure de la circulation giratoire de l'air, élément de base de la prévision.
500 hPa-mb, complète	Ligne noire tiretée	Épaisseur de la couche de 1000 à 500 mb; ce qui indique la température moyenne de cette couche.
250 hPa-mb	Ligne noire tiretée	Isotaches : lignes qui joignent les points d'égale vitesse du vent, mais non d'égale direction.
250 hPa-mb	Zones pointillées	Indique les zones de vitesse du vent au niveau de 250 mb. Les zones pointillées sont celles de 60 à 90, 120 à 150 et 180 à 210 noeuds.

15.14 Cartes du temps prévu

Les analyses de surface et en altitude, bien qu'elles donnent l'image du temps pour un lieu et un moment précis, sont d'usage quelque peu limité. Ces limites proviennent du fait que ces cartes représentent les conditions présentes au moment de l'observation, et peuvent donc être vite périmées.

Pour deux raisons majeures, le décalage temporel est un facteur critique au moment de la planification d'un vol, mais il est inévitable vu l'évolution constante et le déplacement perpétuel, sinon rapide, des systèmes, et les changements de conditions parfois importants qui s'ensuivent.

Par exemple, un système qui produit beaucoup de nuages et des précipitations abondantes peut, en quelques heures, perdre de son intensité. Si une amélioration imprévue est habituellement bien appréciée, l'inverse, soit une détérioration inattendue, est aussi possible et peut entraîner des conséquences plus graves.

Puisqu'il faut prévoir les changements qui se produiront après analyse des observations sur une carte de surface et en altitude, on produit donc des cartes de prévisions de surface et en altitude. Ces cartes indiquent les conditions prévues pour un secteur et un moment précis.

Lorsqu'on les utilise de pair avec les analyses, les cartes de prévision sont extrêmement utiles pour la planification de vol, puisqu'elles décrivent l'évolution prévue du temps pour une période allant jusqu'à 48 heures. Les responsables des exposés ainsi que les pilotes font souvent usage de cartes qui combinent prévisions de surface et prévisions en altitude.

15.15 Exercices

1. Par quel ministère l'information météorologique est-elle fournie à travers tout le Canada?
2. Les services météorologiques sont offerts exclusivement au public et au personnel. Vrai ou faux?
3. Indiquez deux moyens d'obtenir des renseignements météorologiques avant le décollage.
4. Pourquoi faut-il que le pilote comprenne certaines des causes du temps prévu?
5. Inscrivez un « A » près des produits météorologiques qui indiquent les conditions présentes, ou récentes et un " P " près de celles qui indiquent les conditions prévues :
 - données radar
 - prévision de zone sous forme graphique
 - cartes en altitude
 - cartes prévues en altitude
 - carte prévue du temps significatif
 - message horaire
 - carte prévue de surface
 - prévision de vol
 - carte de surface
6. Lorsqu'un pilote est en vol, quel message doit-il demander à un aéroport pour savoir s'il y a du givrage fort sur sa route?
7. Quelle est la différence principale entre la portée d'une prévision de zone et celle d'une prévision de vol?
8. Que faut-il ajouter ou soustraire à l'heure universelle, TU, pour obtenir l'heure du Pacifique du mois de juillet?
9. Convertissez :
 - 0000 TU, à l'heure de l'est.
 - 1700 TU, à l'heure de Terre-Neuve.
 - 2300 TU, à l'heure avancée des Rocheuses.
 - Midi, heure centrale, équivaut à TU.
10. Sur la carte de surface de la figure 15-3, quels symboles représentent les conditions ci-dessous?
 - pluie verglaçante continue
 - averse de neige
 - front froid
 - bruine intermittente
 - neige continue
 - orage
 - front chaud
 - pluie continue
 - neige intermittente
 - langue d'air chaud
 - bruine continue
 - averse de pluie
 - brouillard

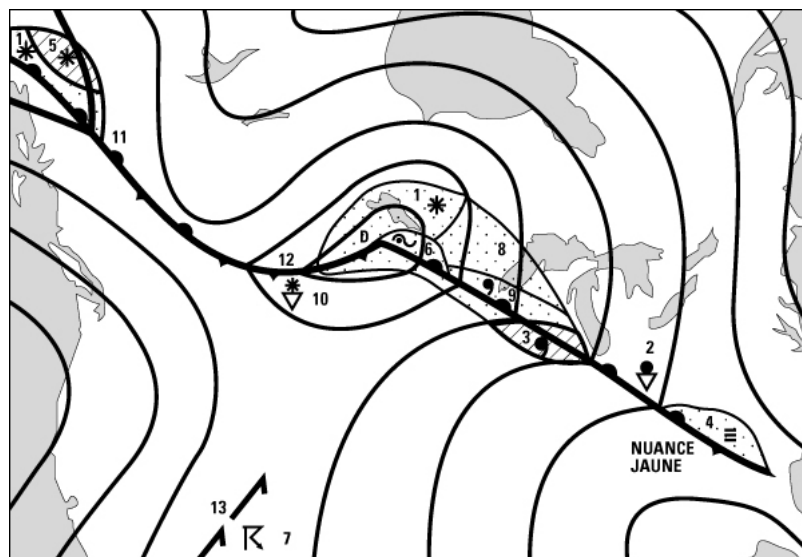


Figure 15-3

11. Un pilote se prépare pour un vol à basse altitude qui doit durer environ 50 mn. Il ne vérifie que la carte de surface, qui indique une zone de basse pression à quelque distance au nord de son trajet. Sur la foi de ce renseignement, il suppose qu'il ne rencontrera pas de temps significatif. Cependant, en cours de vol, il subit des vents forts et des précipitations. Comment expliquez-vous cette différence?

12. Que représente chacun des symboles de la figure 15-4 sur une carte de surface?

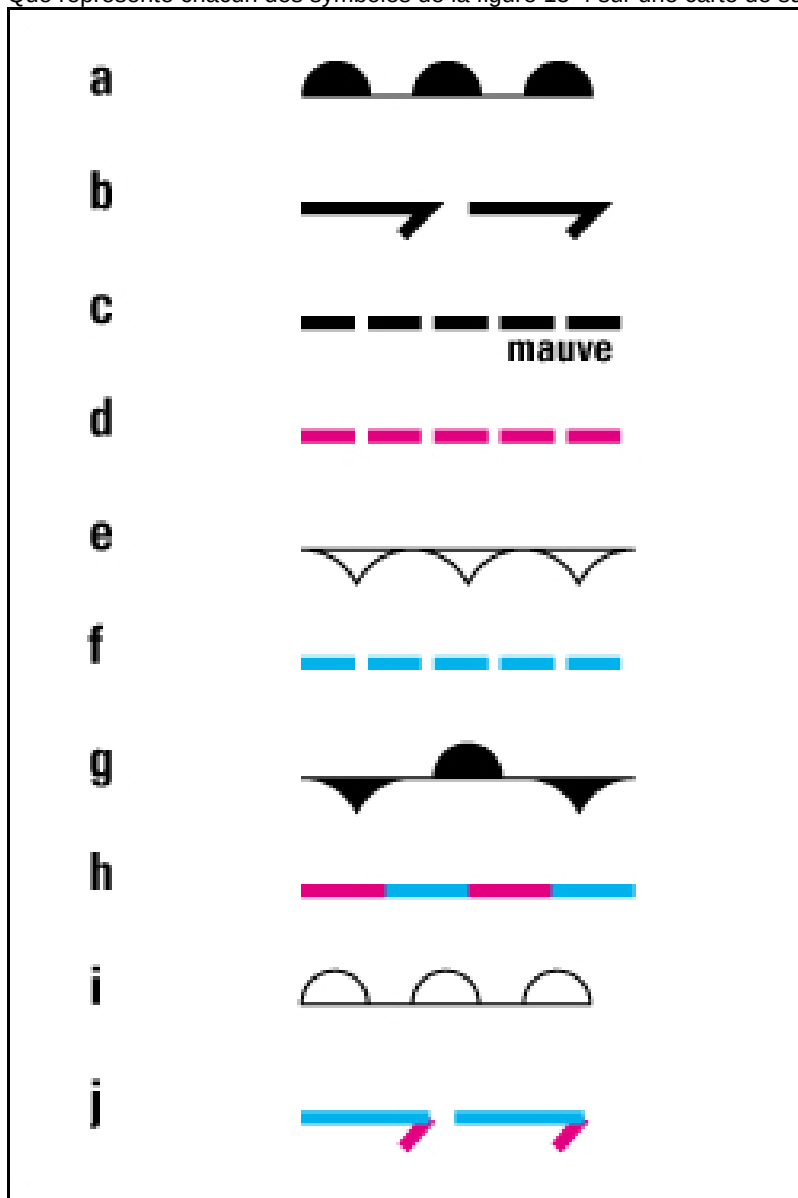


Figure 15-4

13. Sur une carte de surface, que représenterait chacun des symboles de la figure 15-5?

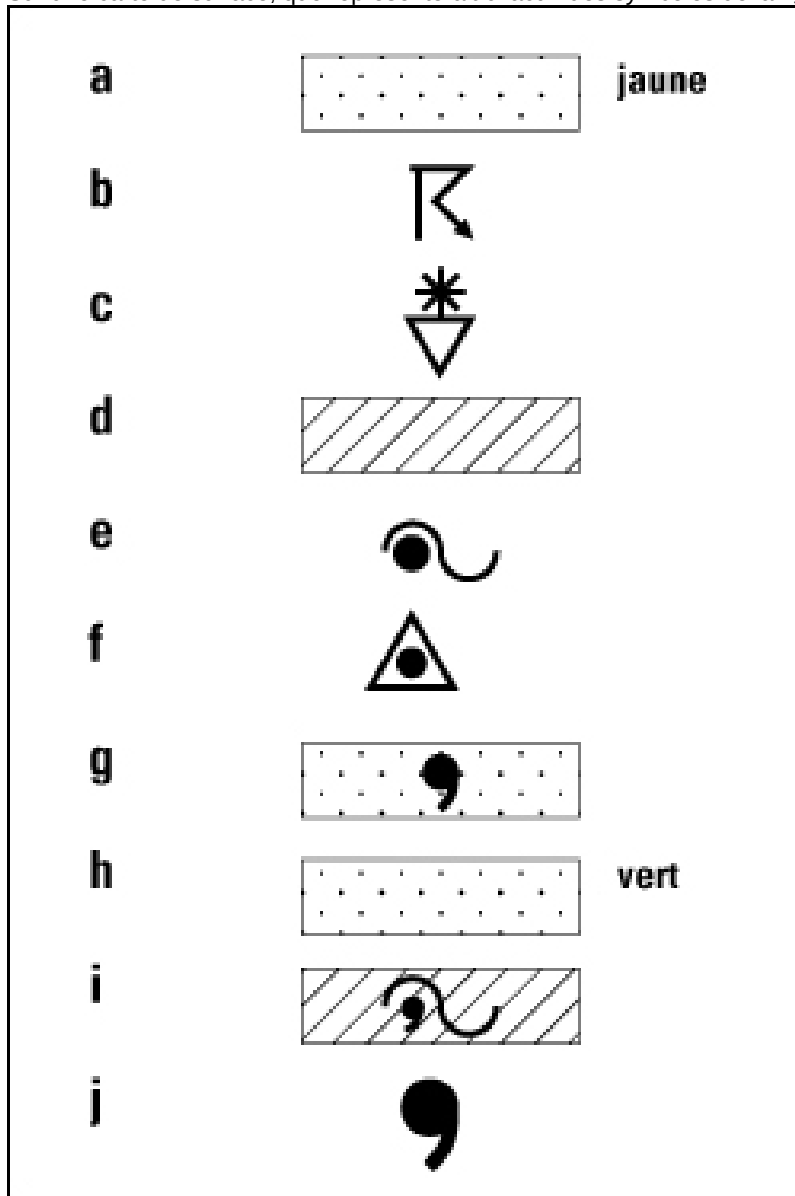


Figure 15-5

14. On planifie un vol à une altitude d'environ 18 000 pi, 5 500 m. Laquelle des cartes suivantes donnera les renseignements les plus utiles pour cette altitude ?

- la carte de 850 hPa
- la carte de 700 hPa
- la carte de 500 hPa
- la carte de 250 hPa

15. Sur les cartes de 250 hPa, quelle est la plus faible gamme de vitesse du vent représentée par une zone pointillée?

16. Une isotache indique

- l'axe des courants-jets
- la direction du vent à un niveau de pression précis



- les points de vitesse maximale du vent
 - les endroits où les vents sont de même vitesse

17. Sur une carte de surface, une ligne continue en alternance de rouge et de bleu représente un trowal. Vrai ou faux?
18. Quel est le nom des lignes qui joignent les points d'égale altitude?
19. L'altitude moyenne du niveau de 500 hPa est de _____ pi ou _____ m.
20. L'altitude moyenne du niveau de 700 hPa est de _____ pi ou _____ m.

MÉTAVI : L'atmosphère, le temps et la navigation aérienne

[SMC - EC - GC]

CHAPITRE 16

MESSAGES HORAIRES - SA - ET RAPPORTS MÉTAR

Un message horaire SA est un message codé qui contient une évaluation soit visuelle, soit instrumentale des éléments météorologiques, pour un point précis en surface; généralement une station d'observation.

Avec l'avènement des stations automatiques, il y a de plus en plus de ces messages horaires autrefois limités aux quelques stations où le personnel assurait le service d'observation 24 heures par jour, soit plus précisément aux aéroports les plus importants.

S'il y a eu variation notable des conditions en-deça d'une heure, on émettra un message d'observation spécial : un SP. Le rapport horaire qui suivra sera un RS par conséquent, pour rappeler qu'il y a eu changement significatif des conditions depuis le dernier SA.

16.1 Messages horaires

Les messages horaires sont codés pour en faciliter la transmission et l'archivage; en voici un exemple.

YWG SA 1500 3 SCT M7 OVC 11/2R-FK 115/5/4/0410/006/SF3ST7 VSBY SW 1/2F 3004

Code: YWG

Décodage : Winnipeg Manitoba

-Indicatif de 3 lettres des stations d'observation canadiennes.

Par exemple : YVR représente Vancouver, YYZ Toronto Pearson, YOW Ottawa, etc.

Code: SA 1500

Décodage : Observation régulière à 1500 UTC

-Indicatif des types de rapport

SA - observation régulière
 RS - observation régulière spéciale à l'heure juste
 SP - observation spéciale
 RS COR - correction à l'observation RS; également utilisé avec les autres indicatifs

-Chaque indicatif est suivi d'un groupe de 4 chiffres qui indique l'heure et la minute à laquelle l'observation a été effectuée.

Code: 3 SCT

Décodage : 300 pi, nuages épars hauteur au-dessus du sol

Code: M7 OVC

Décodage : plafond mesuré, ciel couvert à 700 pi

- Les couches de nuages sont données par ordre ascendant.

- Abréviations ayant trait à l'état du ciel :

CLR clair	pas de nuages
- X partiellement obscurci	moins de 10/10
X obscurci	10/10 Le ciel est caché par une couche de brouillard, de la neige, de la poussière, etc. dont la base est au sol.
SCT nuages épars	de 1/10 à 5/10
BKN nuages fragmentés	de 6/10 à 9/10
OVC ciel couvert	10/10 Le ciel est caché par une couche dont la base est en altitude.

- Un - devant SCT, BKN ou OVC indique une couche nuageuse mince. Les états -BKN ou -OVC ne constituent donc pas un plafond.

- La valeur numérique du plafond est toujours précédée d'une lettre qui indique sa nature ou la manière dont on l'a déterminée :

M = mesuré	B = ballon	P = précipitations
A = aéronéf	W = indéfini	E = estimé

- La hauteur de la base des couches en altitude, ou la visibilité verticale dans les couches dont la base est au sol, est donnée en centaines de pieds.

- La lettre V qui suit la valeur numérique du plafond indique que sa hauteur est variable.

- Une note dans la section Remarques en donne la gamme de variation; par exemple : CIG 3-5 signifie la gamme de 300 à 500 pi.

Code: 1 1/2**Décodage : Visibilité de 1,5 mi**

- La visibilité dominante est donnée en milles et fractions de mille terrestre.
- Une visibilité supérieure à 15 mi peut se coder par 15+.
- La lettre V qui suit la valeur numérique de la visibilité indique que la visibilité est variable; par exemple : VSBY 1 3.

Code: R-FK**Décodage : pluie légère, brouillard, fumée**

- Les tornades ou trombes marines sont toujours indiquées en toutes lettres de la manière suivante : tornado, waterspout.
- Voici les symboles des éléments météorologiques :

T+ orage violent	SG neige en grains
ZR pluie verglaçante	RW averse de pluie
SW averse de neige	IPW averse de grésil
T orage	IC cristaux de glace
ZL bruine verglaçante	L bruine
SP neige roulée	S neige
R pluie	A grêle
IP grésil	

- Le signe + qui suit un symbole de précipitations indique un phénomène de forte intensité.
- Un - indique un phénomène de faible intensité; - - : un phénomène de très faible intensité. S'il n'y a ni l'un ni l'autre, le phénomène est d'intensité modérée.
- Les obstacles à la vue sont indiqués par les symboles suivants :

F brouillard	BD chasse-poussière élevé
D poussière	BN chasse-sable élevé
K fumée	BS poudrerie ou chasse-neige élevé
IF brouillard glacé	
H brume sèche	

Code: 115**- Les 3 chiffres représentent les dizaines, les unités et les dixièmes de hPa.**

- The 3 digits represent tens, units and tenths of hPa.

Code: 5**Décodage : température, 5° C**

Code: 4

Décodage : point de rosée, 4° C

- Un - placé devant un nombre indique une température inférieure à 0° C.

Code: 0410

Décodage : Vent 040°, 10 noeuds

- La direction du vent est donnée en dizaines de degrés. Par exemple, une direction de 134° est représentée par 13; 065° par 07, 004° par 36, et calme par 00.

- La vitesse du vent est donnée en noeuds. Par exemple, une vitesse de 5 noeuds est représentée par 05, 16 noeuds par 16, et calme par 00.

- Les rafales sont indiquées par la lettre G, après la vitesse.

- Les grains sont indiqués par la lettre Q, après la vitesse.

- Tout nombre qui suit la lettre G indique la vitesse de pointe des rafales enregistrées au cours des 10 mn précédentes.

- Tout nombre qui suit la lettre Q indique la plus grande vitesse moyenne des grains pour 2 mn, enregistrée au cours des 10 mn précédentes.

Code: 006

Décodage : calage de l'altimètre, 30,06 pces

- Le groupe de 3 chiffres représente des unités, des dixièmes et des centièmes de pouces de mercure.

Code: SF3ST

Décodage : nuages stratus fractus 3/10, stratus 7/10

- Les nuages ou phénomènes obscurcissants qui correspondent à chaque symbole de l'état du ciel, sont donnés par une abréviation qui indique le type, suivie d'un nombre qui indique les dixièmes du ciel caché par chaque couche - opacité.

Code: VSBY SW 1/2F

Décodage : remarques, visibilité en direction du Sud-Ouest; 0,5 mi, avec brouillard

- On note, par de brèves remarques généralement en abrégé ou par des symboles, tous les phénomènes significatifs, ou les variations de tels phénomènes, qui n'ont pas été indiqués précédemment.

Code: 3004

Décodage : tendance barométrique

- Ce renseignement est surtout utile aux prévisionnistes. Il figure, le cas échéant, à la fin du rapport. Il apparaît toutes les 3 heures seulement, à partir de 00Z.

16.2 Exemples de messages horaires canadiens

YVR SA 1500 250 -BKN 20 241/-2/-4/0902/024/CI1 8004 3617 =
 YZF RS 1500 -X 1/2IF 297/-44/M/0803/028/F3 7001 8M33 =
 YYC SA 1500 90 SCT 250 -SCT 40 277/-17/-21/3404/009/AC1CI 3011 6701 =
 YQL SP 1520 E12 OVC 15 0000 SC10 =
 YQL SA 1500 E12 OVC 10S- 277/-10/-13/0000/016/SC10 1015 27XX =
 YVC SA 1500 90 -SCT 200 -SCT 15 288/-31/-35/0000/022/AC2CI 0002 6125 =
 YXE SA 1500 150 -BKN 10IC 308/-25/-29/1805/027/AC4 3007 9146 =
 YQR SA 1500 90 SCT 250 -SCT 15 311/-24/-28/3504/027/AC1CI 2022 4212 =
 YTH SA 1500 30 SCT 15 258 /-30/-35/2906/019/SC1 2024 9911 =
 YBR RS 1500 E14 OVC 6S- 284/-15/-17/0604/025/SC10 3022 98XX =
 YWG SA 1500 9 SCT M15 OVC 6S- 271/-13/-15/0307/027/SF2SC8 1029 81XX =
 YQX SA 1500 CLR 30 207/-14/-24/2918G24/010/0007 7900 =
 YQT SA 1500 M16 OVC 15 178/-1/-4/3210/002/SC10 2036 56XX =
 YSB SA 1500 120 -SCT 230 -BKN 15 150/-2/-5/2502/992/AC1CI2 3012 9549 =
 YVV SA 1500 220 -SCT 15 177/2/-6/2213/002/CI1 3007 4515 =
 YXU SA 1500 270 SCT 15 206/4/-5/2414G20/011/CI1 C1 TR NW-NE 2002 5500 =
 YTR SA 1500 250 SCT 15 203/3/-2/2307/012/CI1 5005 4000 =
 YOW SA 1500 CLR 4H 198/-8/-11/0000/009/F OVR RVR 5007 0800 =
 YUL RS 1500 260 SCT 3K 211/-5/-10/0301/014/CI1 8010 0900 =
 YHU SA 1500 210 SCT 15 211/-1/-7/1906/015/CI1 8007 9211 =
 YQB SA 1500 CLR 10 221/-2/-9/0000/017/8010 3500 =
 WNH SA 1500 AUTO2 CLR BLO 50 9.+ 227/-04/-05/0000/-/ 0004 76MM 0000,0000=
 YKL SA 1500 CLR 15 275/-33/-35/0000/008/2005 6300 =
 YGP SA 1500 150 SCT 210 -OVC 15 261/-12/-17/2301/029/AC2C13 0010 115X =
 YCL RS 1500 M38 BKN 140 OVC 12SW- 258/-13/-18/0000/028/SC6 AS4 0006 31XX =
 YQM SA 1400 M26 BKN 12 259/-9/-12/2303/028/SC9 1699 =
 YYG SA 1500 E30 BKN 15 260/-7/-8/0000/028/SC8 3006 9988 ==
 YSU SA 1500 M34 OVC 15 261/-6/-9/2202/029/SC10 3006 88XX =
 YZX SA 1500 250 SCT 15 270/-6/-6/0000/032/CI1 0000 6200 =
 YHZ SA 1500 33 SCT 250 -SCT 15 269/-1/-5/2606/030/SC2CI1 0003 4434 =
 WVE SA 1400 AUTO1 2.0 266/-06/-09/1807/-/5003 54MM =
 YQY SA 1500 250 -SCT 15 265/-6/-9/2605/029/CI2 7003 6325 =
 WDH SA 1500 100 -SCT 250 -SCT 15 238/-17/-20/2709/032/AC3CI2 2029 8257 =
 YDF SA 1500 20 SCT M35 BKN 15 240/-12/-19/2810/023/CF1SC5 1010 6366 =
 YQX SA 1500 CLR 30 207/-14/-24/2918G24/101/0007 7900 =
 YYT SA 1500 30 SCT 15 209/-11/-15/3022G30/011/CF1 DRFTG SNW 0006 0000=

16.3 Exemples de messages horaires américains

1500 250 -BKN 20 241/-2/-4/0902/024/CI1 8004 3617 =
 1500 -X 1/2IF 297/-44/M/0803/028/F3 7001 8M33 =
 1500 30 SCT 15 209/-11/-15/3022G30/011/CF1 DRFTG SNW 0006 0000=
 1500 250 -BKN 20 241/-2/-4/0902/024/CI1 8004 3617 =

1500 250 -BKN 20 241/-2/-4/0902/024/C11 8004 3617 =
1500 -X 1/2IF 297/-44/M/0803/028/F3 7001 8M33 =
1500 30 SCT 15 209/-11/-15/3022G30/011/CF1 DRFTG SNW 0006 0000=
1500 250 -BKN 20 241/-2/-4/0902/024/C11 8004 3617 =
1500 -X 1/2IF 297/-44/M/0803/028/F3 7001 8M33 =
1500 30 SCT 15 209/-11/-15/3022G30/011/CF1 DRFTG SNW 0006 0000=

16.4 Exercice

1) Décodez ce message :

YUL SA 2300 -X 4 SCT M40 OVC 4FK 243/16/15/0410/025/F2SF3SC5

- YUL
- SA
- 2300
- -X
- 4 SCT
- M40 OVC
- 4FK
- 243
- 16
- 15
- 0410
- 025
- F2SF3SC5

16.5 Rapports metar

METAR est le nom de code international des messages météorologiques réguliers destinés à l'aviation. Les rapports en code METAR sont produits par un logiciel qui utilise les mêmes données de base que les rapports de type SA.

Comme ces derniers, les rapports en code METAR sont normalement diffusés chaque heure, à l'heure juste. Quand les conditions du temps changent de façon significative, un rapport d'observation spéciale est émis, mais l'en-tête affiche le mot SPECI au lieu de METAR.

Le message 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 ou son extension est exclus du message. Certains groupes peuvent être répétés pour les besoins de codage.

Les METAR sont codés pour faciliter la transmission et l'archivage.

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

Code: METAR**Décodage : identification du type de rapport.**

- METAR indique un rapport de conditions observées à l'heure juste.
- SPECI identifie un rapport d'observation spéciale à n'importe quel moment.

Code: CYWG**Décodage : Winnipeg, Manitoba**

- Indicatif international à 4 lettres de la station d'origine

Code: 172000Z**Décodage : 17 du mois, 20 h - heure de l'observation**

- La lettre Z indique l'heure universelle coordonnée UTC.
- Si le mot AUTO est inscrit après l'heure, le rapport provient d'une station d'observation automatique.

Code: 30015G25KT**Décodage : vent de 300° Ouest-Nord-Ouest, à une vitesse moyenne de 15 noeuds, avec rafales jusqu'à 25 noeuds.**

- Les 3 premiers chiffres indiquent la direction du vent à 10° près, par rapport au Nord géographique.
- Les 2 chiffres suivants donnent la vitesse du vent : moyenne de 2 mn.
- G indique la présence de rafales, et les chiffres qui suivent donnent la vitesse de pointe.
- KT indique que les vitesses sont en noeuds (knots). À l'extérieur de l'Amérique du Nord, on emploie KPH pour des km/h ou MPS pour des m/s.
- Le code 0000KT indique un vent calme; si la vitesse est de 100 noeuds ou plus, on se sert de 3 chiffres pour l'exprimer.
- VRB signifie que la direction est variable.

Code: 3/4SM**Décodage : visibilité dominante de 3/4 mi.**

- La visibilité prédominante est la visibilité la plus élevée pour au moins la moitié de l'horizon telle que mesurée par un observateur au sol. Celle-ci est rapportée en milles statutaires* ou milles terrestres à des valeurs allant de 0 à 15 mi.
- Quand la visibilité est réduite, on rapporte les fractions de mille.
- Lorsque la visibilité est faible dans un secteur, soit la moitié ou moins de la valeur dominante, on le signale dans les remarques à la fin du rapport.

* SM indique statute miles; outre-Amérique, on rapporte la visibilité en m.

Code: R36/4000FT/D

Décodage : portée visuelle de la piste 36 : 4 000 pi, à la baisse.

- Quand la visibilité dominante est d'un mille ou moins, ou que la portée visuelle de la piste est de 6 000 pi ou moins, ce groupe est ajouté au rapport pour indiquer la portée moyenne des 10 dernières minutes.

- R est l'indicatif du groupe.

es 2 chiffres qui suivent, indiquent la piste en question. S'il y a plusieurs pistes parallèles, on ajoute les lettres L pour left, C pour centre ou R pour right.

- La portée visuelle est donnée par 3 ou 4 chiffres suivis de FT pour feet, par intervalles de 100 pi.

- Si la valeur se trouve en dehors de la plage des valeurs mesurables par l'instrument, on rapporte la valeur mesurable minimale précédée d'un M, moins de, quand la portée est plus basse, ou d'un P, plus que, quand la portée est plus grande.

- Si la lettre U pour upward - à la hausse, D pour downward - à la baisse ou N pour no change - aucun changement, est ajoutée à la fin du groupe, celle-ci indique la nature du changement observé au cours des 5 dernières minutes.

Code: -SN BLSN

Décodage : neige de faible intensité ou neige légère, et poudrerie élevée.

- Ce groupe rapporte les conditions du temps présent, soit les phénomènes qui prévalaient au moment de l'observation, ou juste avant.

- Le temps présent comprend des phénomènes de temps violent, les précipitations, les obstacles à la visibilité, et autres éléments du temps.

- Au besoin, on en indique l'intensité, et on peut y inclure d'autres caractéristiques telle la proximité de la station, etc.

Le tableau qui suit énumère les phénomènes qui peuvent être rapportés, de même que les qualificatifs d'usage.

Table de code 4678 Comprenant les différences canadiennes w'w' - Temps présent significatif				
QUALIFICATIF		PHÉNOMÈNE		
INTENSITÉ ET PROXIMITÉ 1	DESCRIPTEUR 2	PRÉCIPITATIONS 3	OBSTACLES À LA VUE 4	AUTRES 5
- Faible	MI Mince	DZ Bruine	BR Brume VVVV 5/8 SM	PO Tourbillons de poussière ou de sable Dust Devils

Table de code 4678
Comprenant les différences canadiennes
w'w' - Temps présent significatif

QUALIFICATIF		PHÉNOMÈNE		
aucun signe Modéré/e	BC Banc	RA Pluie		
			FG Brouillard VVVV < 5/8 SM	
	PR Partiel/le	SN Neige		SQ Grains
+ Fort/e			FU Fumée VVVV < 6 SM	
N.B. : pour les précipitations, le qualificatif d'intensité a trait à toutes les formes combinées	DR Bas/se	SG Neige en grains		+FC Entonnoir nuageux tornado ou trombe marine
			VA Cendres volcaniques	
	BL Élevé/e	IC Cristaux de glace VVVV 6 SM	quelle que soit la visibilité	
	SH Averse			FC Entonnoir nuageux
			DU Dust VVVV = 6 SM	
VC means in the immediate area	TS Thunderstorm	PE Ice pellets		
				SS Tempête de sable VVVV < 5/8 SM +SS :VVVV < 5/16
	FZ Verglaçante		SA Sable VVVV < 6 SM	
		GR Grêle		
			HZ Brume sèche VVVV < 6 SM	DS Tempête de poussière VVVV < 5/8 SM +DS:VVVV < 5/16
		GS Neige roulée		
		UP Type de précipita- tions inconnu		

16.6 Détail au sujet des qualificatifs

Intensité

- Faible	aucun signe	Modérée	+ Forte
----------	-------------	---------	---------

- Le signe placé avant l'indicatif du phénomène en indique l'intensité.
- Lorsqu'il y a simultanément plusieurs types de précipitations, le type prédominant est indiqué en premier lieu. Cependant, on ne rapporte que l'intensité de l'ensemble des précipitations.

Proximité

- Le qualificatif de proximité VC est utilisé lorsque certains phénomènes sont à moins de 8 km, 5 mi de la station :

SH	Averse N.B. Ici, on ne donne ni le type ni l'intensité des précipitations.
FG	Brouillard
BLSN	Poudrerie ou chasse-neige élevé
BLDU	Chasse-poussière
BLSA	Chasse-sable
PO	Tourbillons de poussière ou de sable
DS	Tempête de poussière
SS	Tempête de sable

Descripteurs

MI.....Mince	DR.....Basse	TS.....Orage
BC.....Banc	BL.....Élevée	FZ.....Verglaçante
PR.....Partiel	SH.....Averse	

- On ne rapporte qu'un descripteur par groupe ww.
- Les descripteurs MI, BC et PR ne sont employés qu'avec FG. Ex. : MIFG.
- Les descripteurs DR et BL ne sont utilisés qu'avec SN neige, DU poussière et SA sable. DR drifting indique que le phénomène est restreint à moins de 2 m du sol. Si l'étendue verticale est plus élevée, on emploie BL blowing.
- Quand la neige SN et la poudrerie élevée BLSN se produisent ensemble, on signale les 2 phénomènes par groupes ww distincts : SN, BLSN.
- Le descripteur SH averse n'est utilisé qu'avec RA pluie, SN neige, PE granules de glace, GS neige roulée et GR grêle : -SHRAGR

- Un orage peut être rapporté seul ou de pair avec des précipitations. Cependant, TS et SH ne peuvent être rapportés ensemble, car un groupe ww ne peut avoir qu'un seul descripteur.

- Le qualificatif FZ ne peut être rapporté qu'avec la pluie RA, la bruine DZ, ou le brouillard FG.

16.7 Détail des phénomènes

PRÉCIPITATIONS	
RA....Pluie	DZ....bruine
SN....Neige	SG....Neige en grains
PE....Granules de glace	GR....Grêle
GS....Neige roulée	IC....Cristaux de glace
UP....Type de précipitations inconnu Provenant de station automatisée seulement	

OBSTACLES À LA VISIBILITÉ	
BR....Brume	FU....Fumée
FG....Brouillard	HZ....Brume sèche
SA.....Sand	DU.....Dust
SA....Sable	DU....Poussière
VA....Cendres volcaniques	

AUTRES PHÉNOMÈNES	
PO....Tourbillons de poussière/sable	SQ....Grains
SS....Tempête de sable	DS....Tempête de poussière
+FC....Tornade, trombe marine	FC....entonnoir nuageux
Type exact du phénomène indiqué en remarque	Type du phénomène indiqué en remarque

- On sait que lorsqu'il y a simultanément diverses précipitations, rapportées par un seul groupe ww, les précipitations prédominantes sont signalées en premier, et on indique ensuite l'intensité de l'ensemble des précipitations, mais il y a exceptions à cette règle : la pluie verglaçante, FZRA, et la bruine verglaçante, FZDZ, sont rapportées en groupes séparés.

- Sauf pour quelques exceptions, on signale les obstacles à la visibilité lorsque la visibilité dominante est de 6 mi ou moins. Quand un phénomène obscurcissant se produit en même temps que les précipitations, on le signale par un groupe ww séparé.

Code: BKN008 OVC040

Décodage : couche de nuage fragmentée à 800 pi, ciel couvert à 4 000 pi

- Chaque couche de nuages est rapportée par un groupe donnant l'étendue cumulative, 3 lettres, et la hauteur de la base, 3 chiffres.

- L'étendue est indiquée par:

SKC	ciel clair	aucun nuage
FEW	quelques	étendue cumulative de 1/8 à 2/8
SCT	épars	étendue cumulative de 3/8 à 4/8
BKN	fragmenté	étendue cumulative de 5/8 à moins de 8/8
OVC	couvert	étendue cumulative de 8/8

Provenant de stations automatiques seulement :

CLR BLO 100 - aucun nuage décelé en-dessous de 10 000 pi

- Les rapports METAR ne signalent pas les couches minces.

- La hauteur de la couche est donnée en centaines de pieds au-dessus du sol.

001 = 100 pi, 30 m
027 = 2 700 pi, 810 m
130 = 13 000 pi, 3 900 m

- Le code METAR n'identifie pas le plafond. Cependant, si on considère que celui-ci se situe à la hauteur de la première couche, on emploie le symbole BKN ou OVC.

- La présence de TCU ou de CB est signalée par l'abréviation du nuage après le groupe. Ex. : SCT025TCU

- Une couche en surface est rapportée lorsqu'elle couvre complètement le ciel. Dans ce cas, les lettres VV remplacent le code de l'étendue nuageuse et indiquent que les 3 chiffres qui suivent donnent la visibilité verticale dans la couche en surface. Ex. : VV005 signifie une visibilité verticale de 500 pi, 160 m.

- Le code METAR ne permet pas de rapporter des conditions partiellement obscurcies. S'il n'y a pas de nuage au-dessus d'une couche en surface - même si celle-ci couvre 7/8 du ciel - la condition du ciel sera SKC. Toutefois, s'il y a une couche nuageuse, l'étendue de la couche en surface est incluse dans l'étendue cumulative de la première couche en altitude.

Code: M05/M08

Décodage : température de l'air, -5° C température du point de rosée, -8° C

- Ces températures sont données au degré près. Le M indique sous le point de congélation.

Code: A2992

Décodage : calage d'altimètre, 29,92 pces de mercure

- Le A précise que la valeur donnée est en pouces de mercure, ce qui est de coutume nord-américaine. L'usage international est de donner le calage en millibars, hPa, indiqué par la lettre Q.

Code: REFZRA

Décodage : temps récent depuis la dernière observation régulière, pluie verglaçante

- Ce groupe est identifié par les lettres RE. Il est inclus quand

- un des phénomènes suivants s'est produit depuis la dernière observation, mais ne se produit pas au moment de l'observation
- le phénomène se produit au moment de l'observation courante, et qu'il s'est aussi manifesté depuis la dernière observation, mais avec une intensité plus forte qu'en ce moment
 - o précipitations verglaçantes
 - o pluie, bruine ou neige d'intensité modérée ou forte
 - o granules de glace, neige roulée ou grêle modérée ou forte
 - o poudrerie élevée, modérée ou forte
 - o tempêtes de sable ou de poussière
 - o tornades, trombes marines ou entonnoirs nuageux
 - o orages
 - o cendres volcaniques

Code: WS RWY36

Décodage : cisaillement vertical rapporté à l'approche ou au décollage de la piste 36.

- L'indicatif WS wind shear signale qu'un cisaillement vertical a été rapporté à basse altitude - par définition, à moins de 1 600 pi du sol - sur la trajectoire d'approche ou de décollage d'une ou de plusieurs pistes.

Code: RMK SF5NS3 SLP 134

Décodage : remarques : types de nuages et opacité des couches rapportés plus tôt dans l'état du ciel : stratus fractus, 5/8; nimbostratus, 3/8; pression atmosphérique au niveau de la mer, 1013,4 mb ou hPa

- Les données des couches nuageuses quant au type et à l'opacité sont toujours incluses dans l'état du ciel. L'ordre des inscriptions correspond à l'ordre des couches du volet État du ciel.

- La pression au niveau de la mer est à la fin du rapport METAR horaire.

- Quand d'autres remarques sur les conditions générales sont incluses, celles-ci sont inscrites entre les données de nuages et celles de la pression atmosphérique.

16.8 Exemples de metar

16.8.1 Exemple 1

METAR CYOW 160800Z 21004KT 8SM -TSRA BKN020 OVC100 20/18 A2966 RMK SC5AC3
CB EMBDD LTGCG SE SLP044=

Décodage

STATION:	OTTAWA
DATE/HEURE :	LE 16 À 0800 UTC
VENT :	210° VRAIS À 4 NOEUDS
VISIBILITÉ :	8 MILLES TERRESTRES

STATION:	OTTAWA
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES:	ORAGE ET PLUIE FAIBLE
ÉTAT DU CIEL :	FRAGMENTÉ À 2 000 pi; COUVERT À 10 000 pi
TEMPÉRATURE :	20° C
POINT DE ROSÉE :	18°C
CALAGE ALTIMÉTRIQUE :	29,66 POUCES DE MERCURE
REMARQUES :	STRATOCUMULUS 5 OCTAS, ALTOCUMULUS 3 OCTAS, CUMULONIMBUS ENCASTRÉS, ÉCLAIRS NUAGE-SOL AU SUD EST
PRESSION AU NMM :	1004.4 hPa

Rapport horaire SA+

YOW RS 0800 E20 BKN 100 OVC 8TRW- 044/20/18/2104/966/SC6AC4 CB EMBDD LTGCG SE 98XX=

16.8.2 Exemple 2

METAR CYQX 141200Z CCB 32008KT 1/4SM FG VV002 09/08 A2963 RMK F8 SLP040=

Décodage

STATION :	GANDER
DATE/HEURE :	LE 14 À 1200 UTC 2e CORRECTION*
VENT :	320° VRAIS À 8 NOEUDS
VISIBILITÉ :	1/4 DE MILLE TERRESTRE
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES :	BROUILLARD
ÉTAT DU CIEL :	INDEFINITE CEILING
VISIBILITÉ VERTICALE:	200 pi
TEMPÉRATURE :	9° C
POINT DE ROSÉE :	8° C
CALAGE ALTIMÉTRIQUE :	29,63 POUCES DE MERCURE
REMARQUES :	BROUILLARD 8 OCTAS;
PRESSION AU NMM:	1004,0 hPa

* - Lorsqu'un message METAR ou SPECI est corrigé, les lettres CCx sont ajoutées après le groupe date/heure. CCA indique une première correction, CCB une deuxième, et ainsi de suite.

Rapport horaire SA

YQX SA 1200 W2 X 1/4F 040/9/8/3208/963/F10 3008 94XX=

16.8.3 Exemple 3

METAR CYYQ 241700Z 34011KT 2SM -DZ BR OVC004 05/05 A2994 RMK F4SF3 VSBY NE QUAD 1 SLP140=

Décodage

STATION :	CHURCHILL
DATE/HEURE :	le 24 à 1700 UTC
VENT :	340° VRAIS À 11 NOEUDS
VISIBILITÉ :	2 MILLES TERRESTRES
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES :	BRUINE FAIBLE ET BRUME
ÉTAT DU CIEL :	COUVERT À 400 pi
TEMPÉRATURE :	5°C
DEW POINT:	5°C
ALTIMETER READING:	29,94 POUCES DE MERCURE
REMARKS:	BRUME 4 OCTAS, STRATUS FRACTUS 3 OCTAS, VISIBILITÉ DANS LE QUADRANT NORD EST 1 MILLE,
MSL PRESSURE:	1014,0 hPa

Rapport horaire SA

YYQ SA 1700 -X M4 OVC 2L-F 140/5/5/3411/994/F5SF4 VSBY NE QUAD 1 299X=

16.8.4 Exemple 4

METAR CYYQ 301300Z 35011KT 1/8SM FG VV001 02/02 A2991 RMK F8 SLP131=

Décodage	
STATION:	CHURCHILL
DATE/HEURE :	le 30 à 1300 UTC
VENT :	350° VRAIS À 11 NOEUDS
VISIBILITÉ :	1/8 DE MILLE TERRESTRE
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES :	BROUILLARD
ÉTAT DU CIEL :	CIEL OBSCURCI, VISIBILITÉ VERTICALE 100 pi
TEMPÉRATURE :	2° C
DEW POINT:	2° C
CALAGE ALTIMÉTRIQUE :	29,91 POUCES DE MERCURE
REMARQUES :	BROUILLARD 8 OCTAS
PRESSION AU NMM :	1013,1 hPa.

Rapport horaire SA

SA Hourly Report

YYQ SA 1300 W1 X 1/8L--F 131/2/2/3511/991/F10 44XX=

16.8.5 EXEMPLE 5 - Message sous forme speci

SPECI CYVR 061843Z 09008KT 4SM -SHRA BR BKN006 BKN015 OVC040 RMK
CF6SC2SC1 TCU EMBDD=

Décodage:

STATION :	VANCOUVER
DATE/HEURE :	LE 6 À 1843 UTC
VENT :	090° VRAIS À 8 NOEUDS
VISIBILITÉ :	4 MILLES TERRESTRES
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES :	AVERSES DE PLUIE FAIBLES ET BRUME
ÉTAT DU CIEL :	FRAGMENTÉ À 600 pi, FRAGMENTÉ À 1 500 pi, COUVERT À 4,000 pi
REMARQUES :	CUMULUS FRACTUS 6 OCTAS, STRATOCUMULUS 2 OCTAS, STRATOCUMULUS 1 OCTAS; CUMULUS BOURGEONNANTS ENCASTRÉS

Note:

- Dans ce rapport, le cumul des opacités donne 9 octas à cause de l'arrondissement effectué par le logiciel en usage courant. 09/95
- Le calage d'altimètre Axxxx et la pression atmosphérique SLPxxx ne sont pas inclus dans ce rapport, parce que l'observation n'a pas été faite à l'heure juste.

Rapport horaire spécial SP

YVR SP 1843 M6 BKN 15 BKN 40 OVC 4RW-F 0908 CF7SC2SC1 TCU EMBDD=

16.8.6 Exemple 6

METAR CYQB 201900Z 00000KT 3/4SM -SHRA BR BKN004 OVC020 19/18 A2962 RMK
SF6SC2 SLP032=

Décodage

STATION :	QUÉBEC
DATE/HEURE :	LE 20 À 1900 UTC
VENT :	CALME
VISIBILITÉ :	3/4 DE MILLE TERRESTRE
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES :	AVERSES DE PLUIE FAIBLES ET BRUME

STATION :	QUÉBEC
ÉTAT DU CIEL :	FRAGMENTÉ À 400 pi, COUVERT À 2000 pi
TEMPÉRATURE :	19° C
POINT DE ROSÉE :	18° C
CALAGE ALTIMÉTRIQUE :	29,62 POUCES DE MERCURE
REMARQUES :	STRATUS FRACTUS 6 OCTAS, STRATOCUMULUS 2 OCTAS;
PRESSIION AU NMM :	1003,2 hPa.

Rapport horaire SA

YQB RS 1900 M4 BKN 20 OVC 3/4RW-F 032/19/18/0000/962/SF8SC2 10XX=

16.9 Exercice de décodage

Répondez aux questions en vous servant des messages METAR canadiens présentés ci-dessous.

CYVR 151100Z VRB03KT 1/4SM FG VV002 09/08 A2963 RMK F8 SLP998=

CYYC 151100Z 09005KT 1 1/2SM -SN BR OVC003 00/00 A2990 RMK F6SF2 SLP009=

CYEG 151100Z 00000KT 15SM FEW018 BKN040 OVC095 M00/MO2 A2996 RMK CF2SC3AC3 SLP141=

CYZF 151100Z 28005KT 12SM -SN FEW015 OVC025 M11/M13 A2988 RMK SF1SC7 SLP105=

CYYQ 151100Z 34015G30KT 1/2SM -SN BLSN VV005 M05/M07 A2975 RMK S8 SLP002=

CYUL 151100Z AUTO 04002KT 9SM BKN050 BKN090 00/M01 A3032 RMK SLP 244=

CYHZ 151100Z 00000KT 15SM BCFG FEW020 SCT100 SCT250 M00/M02 A3038 RMK CU1AS2CI0 SLP299=

CYYT 151100Z 00000KT 0SM FG VV000 07/07 A3019 RMK F8 SLP212=

CYAW 151100Z 03006KT 1 1/4SM -RADZ BR OVC003 10/10 A2976 WS ALL RWY RMK SF7 CIG RGD SLP001=

CYQX 151100Z 30007KT 1/8SM FZFG VV001 M02/M03 A2998 RMK F8 SLP146=

- Quel est le calage altimétrique à Calgary CYYC?
Quelle est la température à Churchill CYYQ?
Quel est le point de rosée à Gander CYQX?
Quelle est la vitesse et la direction du vent à Churchill CYYQ?
Quelle est la vitesse et la direction du vent à Vancouver CYVR?
Quels nuages observe-t-on à Montréal CYUL?
Quels nuages observe-t-on à Halifax CYHZ?

- Quel est l'état du ciel à Vancouver CYVR?
- Quelle est la visibilité observée à Calgary CYYC?
- Quelles stations signalent la meilleure visibilité?
- Quelles stations signalent la couche de nuages la plus basse, et quelle en est la hauteur?
- Quel est le temps présent à Churchill CYYQ?
- Quel est le temps présent observé à Shearwater CYAW?

CHAPITRE 17

PRÉVISIONS POUR L'AÉRONAUTIQUE

17.1 Introduction

Le présent chapitre présente une description de cinq types de prévisions aéronautiques, ainsi que la manière de les décoder :

- prévision de zone graphique (GFA);
- AIRMET;
- prévision d'aérodrome en code TAF;
- SIGMET; et
- prévision des vents et des températures en altitude.

17.1.1 Prévision de zone graphique (GFA)

La prévision de zone graphique (GFA) est une prévision météorologique en format graphique, couvrant une région donnée et une période de 12 heures, et présentée en trois paires de cartes espacées de 6 heures. Dans chaque paire de cartes, l'une montre les nuages et les conditions météorologiques, et l'autre le givrage, la turbulence et le niveau de congélation pour la même heure et la même région. On peut considérer la prévision comme un film en trois images où, pour compenser le petit nombre d'images (résolution temporelle grossière), on fournit, sous la forme de commentaires alphanumériques (soit sur les cartes elles-mêmes, soit dans un cartouche de commentaires), des informations intermédiaires qui donnent un tableau plus complet de la situation (comme si on ajoutait les pièces manquantes à un casse-tête).

En météorologie, il est très peu probable que l'on puisse trouver tous les morceaux du casse-tête; il y a de bonnes chances qu'il en manquera presque toujours quelques-uns. Ce qui est important, c'est de trouver ceux qui sont d'une importance essentielles pour les activités aéronautiques. On trouvera à la figure 17 1 les domaines, ou régions de prévision, de la GFA.

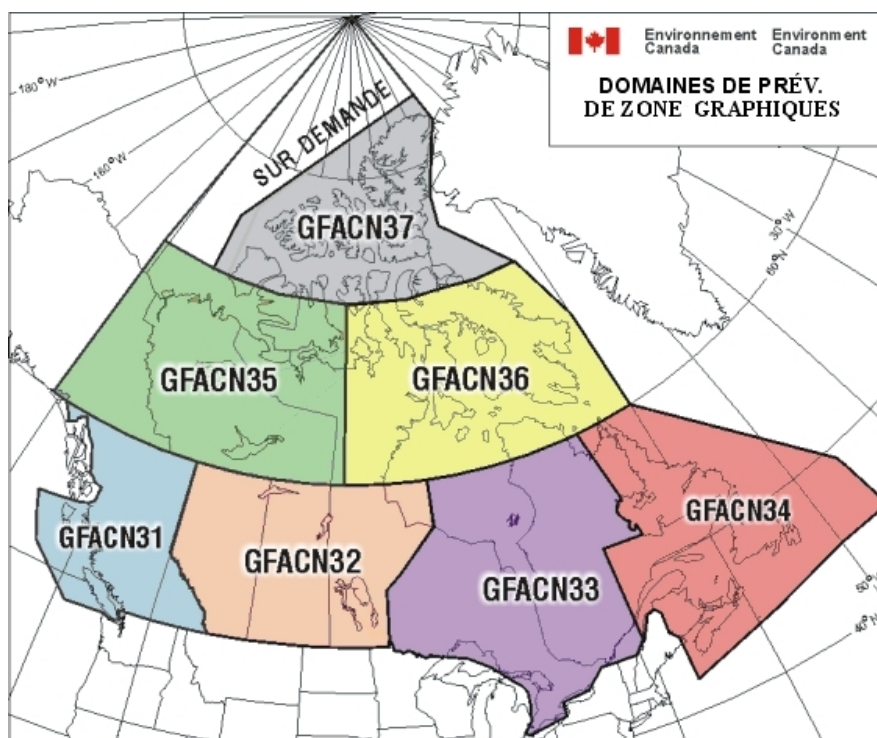


Figure 17.1.1 Domaines des prévisions de zone graphiques

Les noms des domaines GFA ci-dessus sont les suivants :

GFACN31 - RÉGION DU PACIFIQUE
 GFACN32 - RÉGION DES PRAIRIES
 GFACN33 - RÉGION ONTARIO-QUÉBEC
 GFACN34 - RÉGION DE L'ATLANTIQUE
 GFACN35 - RÉGION YUKON-TERRITOIRES DU NORD-OUEST
 GFACN36 - RÉGION DU NUNAVUT
 GFACN37 - RÉGION DE L'ARCTIQUE

17.1.2 Heures d'émission et périodes de validité

Le Centre météorologique canadien (CMC) émet la GFA (les six panneaux) au moins 15 minutes avant le début de sa période de couverture. La fenêtre d'émission de la GFA a une durée de 30 minutes, et va de 45 minutes à 15 minutes avant le début de la période de couverture (T_0).

Plus précisément, les GFA sont émises pendant les fenêtres suivantes :

2315-2345Z, 0515-0545Z, 1115-1145Z et 1715-1745Z, pour des périodes de couverture respectives de 00-12Z, 06-18Z, 12-24Z et 18-06Z. De plus, la dernière ($T_0 + 12$) carte NUAGES ET TEMPS comporte un aperçu IFR pour les 12 heures suivantes, c. à d. pour 12-24Z, 18-06Z, 00-12Z et 06-18Z respectivement.

La GFA est valide à l'heure indiquée dans le cartouche Titre de chaque représentation, quelle que soit l'heure où elle a été émise ou reçue.

Les abréviations utilisées dans la GFA, qui sont les mêmes que pour les messages météorologiques horaires et les prévisions d'aérodrome, sont données dans le Manuel des abréviations (MANAB). Voir le chapitre 21.

17.1.3 Cartes des nuages et conditions météorologiques prévues (nuages et temps)

Cette carte décrit les éléments suivants :

- principaux phénomènes synoptiques;
- zones de nuages organisées;
- zones de précipitations organisées;
- zones organisées d'obstacles à la vue;
- visibilité;
- vitesse et direction du déplacement des principaux phénomènes synoptiques, quand on les connaît;
- vitesse et direction du déplacement des zones organisées de nuages, de précipitations et d'obstacles à la vue, quand on les connaît et que ces conditions ne sont pas liées à d'autres phénomènes dont la vitesse et la direction de déplacement sont déjà indiquées;
- isobares (introduites par le CMC);
- vents forts et rafales en surface;
- aperçu IFR sur la carte T+12h.

17.1.4 Aperçu

Le cartouche Commentaires de la carte des nuages et conditions météorologiques pour T0 + 12 h inclut un aperçu des conditions IFR pour les 12 heures suivantes. L'aperçu se compose d'un énoncé général, réduit aux termes pertinents associés aux catégories suivantes :

Catégorie	Plafond - pieds	Visibilité - milles terrestres
IFR - règles de vol aux instruments	moins de 1 000 pieds ou	moins de 3 milles
MVFR - conditions VFR marginales	de 1 000 à 3 000 pieds (inclusivement) ou	3 à 5 milles terrestres
VFR - règles de vol à vue	supérieur à 3 000 pieds	supérieure à 5 milles terrestres

La ou les raisons des restrictions IFR ou MVFR aux conditions de vol seront notées comme suit :

on précise le terme « CIG » lorsque le plafond en est la seule raison;

lorsque la visibilité en est la seule raison, on utilise l'abréviation standard (sans symboles d'intensité) pour indiquer la ou les conditions météorologiques et/ou le ou les obstacles à la vue (p. ex. IFR SW);

lorsqu'à la fois le plafond et la visibilité sont la raison d'une restriction IFR, on utilisera les abréviations standard pour le plafond (CIG) et la visibilité (VIS).

Si on prévoit un passage de conditions VFR à IFR, ou l'inverse, au cours de la période couverte par l'aperçu, on l'indiquera à l'aide de l'abréviation BECMG (becoming, « devenant »), suivie de l'heure à laquelle le changement est prévu.

Exemple d'aperçu inclus dans le panneau Nuages et temps pour T0 + 12 heures

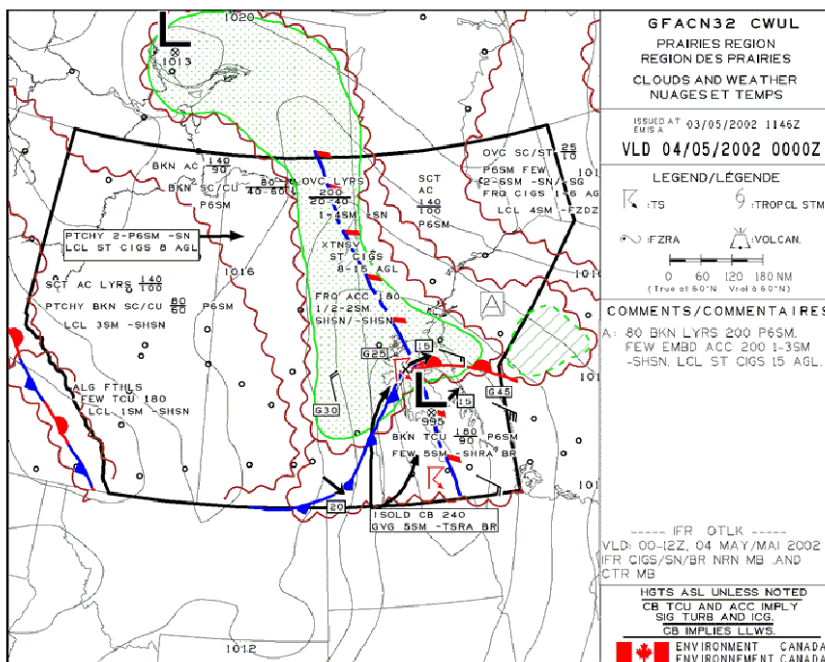


Figure 17.1.4

17.1.5 Représentation du givrage, de la turbulence et du niveau de congélation

La représentation du givrage, de la turbulence et du niveau de congélation inclut les informations suivantes :

- cartouches Titre, Légende et Commentaires;
- principaux phénomènes d'échelle synoptique;
- zones de turbulence;
- zones de givrage;
- contours du niveau de congélation;
- vitesse et direction du déplacement des principaux phénomènes synoptiques, quand on les connaît.

17.1.5.1 Zones de givrage

Les zones de givrage modéré ou intense sont entourées d'une ligne bleue continue et portent un pointillé bleu dense. L'intensité (modérée ou intense) est indiquée au moyen des symboles correspondants actuellement en usage et bien connus des utilisateurs. La base et le sommet de la couche de givrage sont indiqués immédiatement après le symbole de givrage, sous la forme d'une fraction dont le dénominateur est la base et le numérateur le sommet, en centaines de pieds ASL. Les types de givrage sont les suivants : RIME (givre blanc), CLR (givre transparent) et MXD (glace mêlée).

NOTE : Quand on prévoit que le givrage sera faible, on l'indique dans le cartouche Commentaires plutôt que sur la représentation proprement dite.

17.1.5.2 Zone de turbulence (TURB)

Les zones de turbulence modérée à forte sont entourées d'une ligne bleue continue, et portent un hachurage positif dense. L'intensité (modérée ou forte) est indiquée au moyen des symboles correspondants actuellement en usage et bien connus des utilisateurs. La base et le sommet de la couche de turbulence sont indiqués de la manière prescrite pour le givrage.

Les types de turbulence mentionnés dans une GFA sont les suivants :

- turbulence en air limpide (CAT)
- turbulence mécanique (MECH)
- cisaillement du vent à bas niveau (LLWS)
- ondes orographiques (LEEWV)
- courant-jet à bas niveau LLJ).

NOTE : Quand on prévoit que la turbulence sera faible, on l'indique dans le cartouche Commentaires plutôt que sur la représentation proprement dite.

Dans le cas particulier où deux zones de turbulence modérée et/ou forte sont superposées en tout ou en partie, la zone la plus basse est indiquée à l'aide du hachurage conventionnel positif, et celle du dessus à l'aide d'un hachurage négatif.

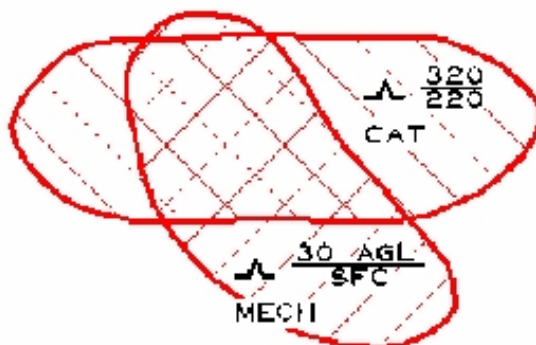


Figure 17-26

17.1.5.3 Contours du niveau de congélation

Les contours du niveau de congélation ne figurent que sur la carte du givrage, de la turbulence et du niveau de congélation. Ils sont indiqués par des lignes tiretées rouges, à intervalles de 2 500 pieds et indication ASL en centaines de pieds. Les couches au-dessus du niveau de congélation sont indiquées par des zones fermées, comme ci-dessous :

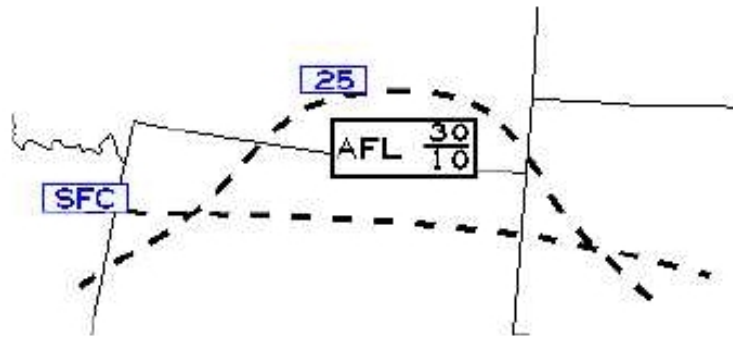


Figure 17.1.5.3a

NOTE : Les structures supérieures au niveau de congélation et discontinues sont mentionnées dans le cartouche Commentaires.

Exemple de panneau givrage-turbulence-niveau de congélation

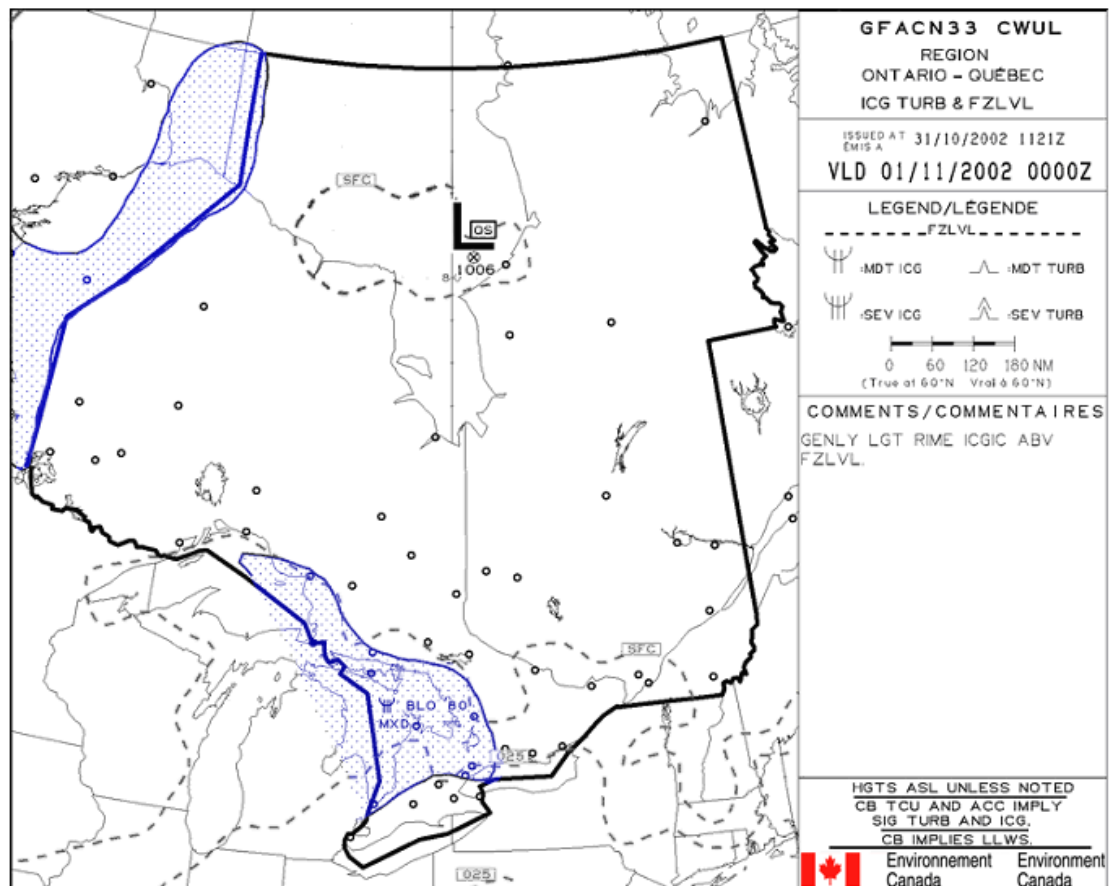


Figure 17.1.5.3b

17.2 SIGMET

Les messages SIGMET sont essentiellement des avertissements météorologiques à court terme destinés aux pilotes d'aéronefs en vol pour les informer de conditions météorologiques dangereuses. Ils décrivent des risques météorologiques particuliers entre la surface et le niveau 60 000 pieds inclusivement, soit FL600 ou 70 hPa, quelle que soit la hauteur de la base du phénomène météorologique pour lequel le SIGMET est émis.

17.2.1 Bureau émetteur

Ce sont les centres de veille météorologique (MWO) qui sont chargés d'émettre les SIGMET pour leur zone de responsabilité.

17.2.2 Phénomènes météorologiques justifiant l'émission de SIGMET

En vertu d'accords internationaux, la liste des phénomènes météorologiques pour lesquels on émet des SIGMET n'inclut que les dangers les plus graves, qui sont de la plus haute importance pour tous les types d'aéronefs.

Ce sont les suivants :

- zone d'activité orageuse,
- ligne d'orages,
- ligne de forts grains,
- grêle modérée ou forte,
- forte turbulence (non associée à des nuages convectifs),
- givrage intense (non associé à des nuages convectifs),
- ondes orographiques prononcées,
- cendres volcaniques,
- cyclones tropicaux.

17.2.3 Préavis

Normalement, les SIGMET sont émis pour des phénomènes météorologiques déjà en cours ou devant se produire dans un avenir très proche. Cependant, on peut émettre un SIGMET jusqu'à 4 heures avant le début prévu du phénomène en question. Autrement dit, si on prévoit que de la pluie verglaçante gagnera une région donnée à 12Z, le SIGMET concernant cet épisode pourrait être émis à 08Z. De plus, dans le cas d'un SIGMET pour cendres volcaniques, le message pourrait et devrait être émis jusqu'à **12 heures** avant le début du phénomène.

NOTE : Gander émet des SIGMET de cendres volcaniques pour l'espace aérien de l'Atlantique Nord, sous l'en-tête WVCN02 CWEG.

17.2.4 Période de couverture ou période de validité

Au Canada, tous les SIGMET couvrent une période de 4 heures, y compris les SIGMET de cendres volcaniques et les SIGMET de cyclones tropicaux. Dans ces deux cas particuliers, cependant, le message inclut aussi un aperçu donnant des informations sur le

phénomène météorologique pour une période allant jusqu'à 12 heures au-delà de la période de couverture normale.

17.2.5 Description des phénomènes météorologiques

En raison de la manière dont sont diffusés les SIGMET, ils doivent être formulés avec clarté et concision.

17.2.6 Période de l'aperçu

Dans le cas particulier des SIGMET de cendres volcaniques ou de cyclone tropical, on inclut dans le message un aperçu s'étendant jusqu'à 12 heures au-delà de la période normale de validité du SIGMET.

Pour un cyclone tropical, on donne la position du centre du cyclone à la fin de la période de l'aperçu. Dans le cas où le cyclone tropical devra avoir cessé d'affecter la région dans les 8 heures suivant la période normale de validité du SIGMET, l'aperçu couvrira une période de 8 heures au lieu de 12. Par exemple, si la période de validité du SIGMET était 101020/101420, l'aperçu pourrait être « OTLK TC CNTRD AT 4500N05000W BY 110220 », ou « TC MOVG OUT OF AREA BY 2200Z ».

Pour les cendres volcaniques, on indiquera l'emplacement de la bordure antérieure du nuage de cendres volcaniques à la fin de la période de l'aperçu. Là encore, si le nuage de cendres volcaniques doit avoir cessé d'affecter la région dans les 10 premières heures de la période d'aperçu, celle-ci ne s'étendra que 10 heures après la fin de la période normale de couverture du SIGMET.

Par exemple, si la période normale de validité de votre SIGMET était 101325/101725, l'aperçu pourrait être « OTLK VA CLD WILL MOV OUT OF FCST AREA BY 110300 ».

17.2.7 Relation avec la GFA

Une GFA n'est pas modifiée par l'émission d'une autre GFA. Si une GFA doit être révisée, on le fera en émettant un AIRMET ou un SIGMET, selon le cas.

Un message SIGMET modifie automatiquement la GFA correspondante, sans que cela soit explicitement indiqué dans le corps du SIGMET.

Les SIGMET intérieurs ont une correspondance univoque avec les domaines de la GFA. Par exemple, les messages WSCN31, WVCN31 et WCCN31 correspondent à la GFACN31.

17.2.8 Exemples de SIGMET

17.2.8.1 Pour une ligne de CB, émis par Edmonton

WSCN32 CWEG 050518
SIGMET C5 VALID 050520/050920 CWEG-
WTN 20 NM OF LN /5950N10745W/25 SW DUNVAGEN LAKE - /5832N10810W/35 N
DUNNING LAKE - /5741N11107W/65 S FORT CHIPEWYAN - /5639N11207W/30 W
FORT MCMURRAY.
BKN LN CB MOVG EWD AT 10KT. FCST CB TOPS 350 MAX TOPS 430. CB XPCD TO

GRDLY WKN AFT 06Z.
END/AKY

17.2.8.2 SIGMET pour la RIV océanique de Gander

WSCN02 CWUL 081511
CZQX SIGMET F6 VALID 081515/081915 CWUL
GANDER OCEANIC FIR.
WTN 30 NM OF LN 5800N03000W - 5700N04000W.
MODERATE TO SEVERE TURBULENCE REPORTED AT 1303Z BY B757 AND
FORECAST BETWEEN FL340 AND FL380. LINE STATIONARY. WEAKENING.
END/BS/ML

17.2.8.3 SIGMET de cyclone tropical, émis par Montréal

WCCN35 CWUL 111000
SIGMET A1 VALID 111000/111400 CWUL
WTN 120 NM OF 4030N7030W.
TC FRED OBSD AT 10Z IS FCST TO MOV NEWD TO 4330N6700W BY 14Z. MAX TOPS
380 WTN 120 NM OF CNTR.OTLK...TC CNTR AT 4400N6430W BY112000 AND AT
4630N5800W BY120200.
END/AF

17.2.8.4 SIGMET de cendres volcaniques, émis par Edmonton

WVCN31 CWEG 171535
SIGMET A1 VALID 171535/171935 CWEG
WTN 60 NM OF /5030N12324W/ 30 NW WHISTLER.
VA BLO FL350 FCST DUE ERUPTION MT MEAGHER 171350-171420Z.
PIREP 171455Z VA FL330. FCST VA MOVG NWD 15 KT.
OTLK 180735Z.. VA FL100-400 WTN 60 NM OF LN /5330N12330W/QUESNEL -
/5100N12330W/60 NW WHISTLER. NO CHG.
END/TDF

17.3 AIRMET

Un message AIRMET est essentiellement une alerte météorologique à court terme destinée aux pilotes, que ce soit en route ou pendant la planification du vol, pour les informer de conditions météorologiques potentiellement dangereuses qui ne sont pas décrites dans la GFA en vigueur et ne sont pas assez graves pour justifier un SIGMET.

Ces messages décrivent, en anglais abrégé, des conditions météorologiques qui pourraient présenter un danger au-dessous de 24 000 pieds. Comme dans une GFA, cependant, si on sait que le sommet du phénomène météorologique dépassera 24 000 pieds, on doit l'indiquer, dans la mesure où sa base est en dessous de 24 000 pieds.

17.3.1 Bureau émetteur

Ce sont les centres de veille météorologique (MWO) qui sont chargés d'émettre les AIRMET pour leur zone de responsabilité.

17.3.2 Phénomènes météorologiques justifiant l'émission d'un AIRMET

Les AIRMET sont émis pour certains phénomènes météorologiques dont la base est à moins de 24 000 pieds, et seulement lorsque ces phénomènes ne sont pas prévus dans la GFA en vigueur correspondante.

NOTE : Si le sommet d'un phénomène météorologique pour lequel un AIRMET doit être émis est situé au-dessus de 24 000 pieds, on doit indiquer ce sommet quand on le connaît.

En vertu d'accords internationaux, la liste des phénomènes météorologiques justifiant l'émission d'un AIRMET est limitée à ceux qui sont considérés comme importants, mais pas extrêmement dangereux, pour tous les types d'aéronefs:

- **conditions IFR** (plafond inférieur à 1 000 pieds et/ou visibilité inférieure à 3 milles);
- **givrage modéré** (non associé à des nuages convectifs). On y inclut le givrage dans les nuages ou dans une faible précipitation verglaçante, comme-FZDZ, pour lequel un SIGMET n'est pas requis;
- **turbulence modérée** (non associée à des nuages convectifs);
- **ondes orographiques modérées** (définie comme ci-dessous par l'OACI);
- **Modérée** - lorsqu'accompagnée de courants descendants de 1,75 à 3,00 m/s (350 à 600 pieds/min) et/ou que de la turbulence modérée est observée ou prévue;
- **orages** (épars ou non organisés);
- **vents en surface** - quand on s'attend à ce que surviennent les changements non prévus ci-dessous :
 - o la vitesse moyenne du vent en surface sur une région significativement étendue augmente jusqu'à 20 nœuds ou plus, alors qu'on prévoyait au départ des vents plus faibles;
 - o la différence entre les vitesses observée et prévue du vent est supérieure à 20 nœuds si la vitesse du vent figurait dans la prévision originale;
 - o la différence entre les directions observée et prévue du vent est supérieure à 60 degrés.

17.3.3 Procédures d'émission

Les messages AIRMET sont émis en respectant les normes et procédures ci-dessous :

17.3.3.1 Préavis

Normalement, les AIRMET sont émis pour les phénomènes météorologiques dont la liste figure à la section 17.3.2 lorsqu'ils sont déjà commencés ou devraient se produire dans un avenir proche, et n'étaient pas prévus dans la GFA en vigueur.

17.3.3.2 Période de validité

Au Canada, tous les AIRMET sont valides jusqu'à l'émission suivante de la GFA correspondante, ou jusqu'à ce qu'ils soient mis à jour ou annulés.

17.3.4 Forme

Les AIRMET sont émis sous la forme ci-dessous :

WACN3(#) C(ZZZ) ddGGgg (en-tête de télécommunication de l'AIRMET)

AIRMET (XY) VALID d1d1G1G1g1g1 CZZZ- (première partie de l'en-tête de l'AIRMET)

AMEND GFACN3(#) C(ZZZ) d₂d₂G₂G₂g₂g₂ ISSUE (deuxième partie de l'en-tête de l'AIRMET)

(TEXT) (ceci constitue le corps de l'AIRMET)

END/FORECASTER'S INITIALS (dernière ligne de l'AIRMET)

17.3.4.1 En-tête de télécommunication

La première ligne de l'AIRMET, l'" en-tête de télécommunication ", contient les informations suivantes :

WACN3(#) C(ZZZ) ddGGgg (p. ex. WACN31 CWEG 121045).

Où :

WACN3(#) - indique qu'il s'agit d'un AIRMET canadien; le chiffre " 3 " est la série d'en-têtes de télécommunication pour les produits de météorologie aéronautique requis par l'OMM (p. ex. WACN32).

Le symbole (#) remplace un nombre d'un chiffre, de 0 à 7, qui diffère d'un MWO à l'autre. Ce nombre est le même qui figure dans le cartouche Titre de la GFA que modifie l'AIRMET. C'est ce qu'indique la troisième ligne du bulletin (p. ex. GFACN32).

ddGGgg - est le groupe de six chiffres qui représentent la date et l'heure (UTC) d'émission (201520);

C(ZZZ) - groupe de quatre lettres identifiant le MWO qui émet l'AIRMET (p. ex. CWUL).

Exemple : **WACN33 201430 CWUL**.

17.3.4.2 En-tête d'AIRMET

La deuxième ligne d'un AIRMET est en fait la première ligne de son en-tête, et contient les informations suivantes :

AIRMET (XY) ISSUED AT GGggZ CZZZ -

Where:

AIRMET (XY) - is the message identifier and (XY) is the sequence number (e.g. AIRMET B1);

GGggZ - is the issue time in UTC (e.g. 1725Z); and

C(ZZZ) - is the four-letter identifier of the MWO issuing the message, followed immediately by a hyphen (e.g. CWUL).

For example: AIRMET A1 ISSUED AT 1415Z CWUL.

17.3.5 Numérotation des AIRMET

Chaque AIRMET porte un numéro. Au Canada, on utilise pour cela une combinaison de lettres et de chiffres (p. ex. A1), selon la même convention que pour les SIGMET. Les AIRMET émis par le même MWO pour des phénomènes météorologiques différents portent des lettres différentes (p. ex. A1, B1, C1, etc.).

- Lorsque deux (ou plus) phénomènes météorologiques distincts exigeant des AIRMET séparés se produisent ou doivent se produire simultanément sur une même région de responsabilité, des messages AIRMET sont émis séparément pour chacun d'eux.

Autrement dit, on émet des AIRMET distincts, identifiés par des signatures alphanumériques différentes (p. ex. A1, B1, C1, etc.).

- Lorsque deux (ou plus) critères régissant l'émission d'un AIRMET sont atteints et qu'ils sont liés au même phénomène météorologique (p. ex. bruine verglaçante et stratus généralisés) et affectent la même région, on n'émet qu'un seul AIRMET, qui résume l'ensemble de la situation.
- Lorsqu'un seul phénomène météorologique répondant aux critères d'émission d'un AIRMET se produit ou doit se produire simultanément sur des parties de deux domaines GFA différents (p. ex. GFACN32 et GFACN33), on émet deux AIRMET séparés, chaque MWO concerné émettant le sien. Ces AIRMET séparés sont identifiés par un en-tête de télécommunication différent (p. ex. WACN32 et WACN33), et chacun modifie sa zone GFA correspondante (dans ce cas, GFACN32 et GFACN33) et porte une signature alphanumérique différente (p. ex. A1, B1, etc.). De plus, ces AIRMET seront mis à jour et annulés, le cas échéant, dans leurs zones GFA respectives.
- Lorsqu'un phénomène météorologique pour lequel on a émis un AIRMET sort de sa zone GFA originale avant l'émission de la GFA normale suivante, on émet un AIRMET pour le nouveau domaine GFA affecté, dans la mesure bien sûr où ce phénomène n'a pas été prévu dans la GFA correspondante. Dans ce cas, l'en-tête de télécommunication du nouvel AIRMET concorde avec la nouvelle zone GFA affectée, et porte une signature différente. Par exemple, si le WACN31 touchant la GFACN31 est émis avec la signature A1, un nouvel AIRMET touchant la GFACN33 porte l'en-tête WACN33 avec la signature B1, ou toute autre lettre utilisée par le MWO maintenant concerné.

17.3.6 Mise à jour des AIRMET

Contrairement aux SIGMET, les messages AIRMET ne sont pas mis à jour sur une base régulière. Normalement, les AIRMET sont mis à jour automatiquement par l'émission d'une nouvelle GFA. Cependant, dans des cas spéciaux, ils pourraient être mis à jour. Cela se produirait dans les situations suivantes :

- Si l'AIRMET original indique que la condition météorologique pour laquelle il a été émis doit se terminer nettement avant le panneau T₀ de la prochaine émission régulière de la GFA correspondante, mais qu'on prévoit ensuite qu'elle durera au moins jusqu'à T₀.
- Si un AIRMET indique qu'une condition météorologique doit durer au moins jusqu'au panneau T₀ de la prochaine émission régulière de la GFA correspondante, et qu'elle se termine plus tôt ou qu'on prévoit qu'elle va se terminer nettement plus tôt, l'AIRMET est annulé.

Par conséquent, les AIRMET ne sont pas mis à jour ou annulés de la même façon que les SIGMET; ils peuvent l'être, mais seulement si et quand c'est nécessaire.

17.3.7 Annulation des AIRMET

Dans les conditions normales, tous les AIRMET sont automatiquement annulés à l'émission de la GFA régulière suivante. Cependant, si la condition météorologique décrite dans l'AIRMET ne se matérialise pas, ou se termine bien avant l'émission de la prochaine GFA, l'AIRMET doit être annulé.

Quand on annule un AIRMET, on doit inclure un énoncé justifiant l'annulation. Cet énoncé doit aussi être très court et aller droit aux faits (p. ex. -FZDZ CHGD TO -DZ).

De plus, on peut aussi annuler un AIRMET lorsque la condition météorologique pour laquelle il a été émis devient assez dangereuse pour justifier l'émission d'un SIGMET. Dans ce cas, on annule l'AIRMET en donnant une brève raison de l'annulation.

17.3.8 Référence à la GFA

La troisième ligne de l'AIRMET indique quelle GFA il modifie, et donne l'information suivante :

AMEND GFACN3(#) **C(ZZZ)** **d₁d₁G₁G₁g₁g₁** **ISSUE** (p. ex. AMEND GFACN33 CWUL 251730 ISSUE).

Où :

GFACN3(#) - est la GFA particulière qui est modifiée par l'AIRMET, et le # est un nombre de un chiffre, de 0 à 7, qui varie d'un MWO à l'autre (p. ex. GFACN32 CWUL);

C(ZZZ) - est l'identificateur en quatre lettres du MWO émetteur de l'AIRMET (p. ex. CWUL);

d₁d₁G₁G₁g₁g₁ - est la date et l'heure d'émission de la GFA originale qui est maintenant modifiée par l'AIRMET (p. ex. 201010).

17.3.9 Exemples d'AIRMET

17.3.9.1

WACN34 CWUL 200720
AIRMET A1 ISSUED AT 0720Z CWUL-
AMEND GFACN34 CWUL 200530 ISSUE
WTN AREA /4607N06441W/MONCTON - /4428N06831W/BANGOR -
/4459N06455W/GREENWOOD - /4607N06441W/MONCTON. DC9 RPRTD MDT CLR
ICG IN FZDZ ALG THE S CST OF NB AT 07Z. FZDZ EXPD TO CONT UNCHGD.
END/FU

17.3.9.2

WACN33 CWUL 181915
AIRMET A1 ISSUED AT 1915Z CWUL
AMEND GFACN33 CWUL 181730 ISSUE
WTN AREA /4300N08106W/LONDON - /4342N07936W/KINKARDINE -
/4448N08106W/WIARTON - /4300N08106W/LONDON. SCT TS EXPD TO DVLP BY
20Z. TS WILL DSIPT BY 23Z.
END/FI

17.4 Prévisions d'aérodrome (TAF)



Figure 17.4 - Aéroports canadiens pour lesquels des TAF sont émis.

17.4.1 Définition

Un TAF est la meilleure évaluation d'un prévisionniste quant aux conditions météorologiques prévues les plus probables à un aéroport de même que l'heure la plus probable de leur apparition. Autrement dit, il ne couvre pas tous les éléments du temps possibles.

17.4.2 But

Le TAF est destiné à être utilisé surtout dans les activités préalables au vol et, dans une moindre mesure, pendant le vol. C'est pourquoi ce sont les pilotes, les répartiteurs et le personnel des SIV qui en sont les principaux utilisateurs. De plus, bien que cela ne soit pas officiellement reconnu, les TAF sont utilisés à d'autres fins, p. ex. pour aider l'ATC à prendre des décisions quant aux pistes qui seront désignées " en service ", et comme assistance aux opérations de déneigement.

17.4.3 Heures d'émission et de validité

Dans les conditions normales, les TAF sont émis au moins 20 minutes avant le début de leur période de couverture. Par exemple, si un TAF couvre la période de 1100Z à 2300Z, il est normalement émis avant 1040Z. Cependant, pour répondre aux besoins opérationnels des aéroports, il peut exister des différences régionales, mutuellement acceptées par Nav Canada et EC.

Aux sites où la couverture observationnelle est inférieure à 24 heures ou pour lesquels on assure un service TAF à temps partiel, il faut, pour émettre un TAF, disposer de deux observations horaires consécutives pour le site, effectuées immédiatement avant l'heure d'émission du TAF. Ce sera le cas à moins qu'une autorité régionale approuve un autre type d'arrangement (p. ex. pour les sites qui sont proches d'autres stations d'observation considérées comme présentant des conditions météorologiques représentatives du temps au site concerné, on pourrait se contenter d'une observation pour émettre le TAF.)

Par exemple, certains aérodromes commencent à prendre des observations météorologiques à 1200Z et doivent avoir leur premier TAF de la journée à 1330Z. On procède généralement en émettant le premier TAF peu après avoir reçu la deuxième observation, c. à d. à 1315Z. Dans un tel cas, le début de la période de la couverture est antédaté à 1300Z. Il faut par contre se souvenir qu'un TAF est valide à l'heure à laquelle il est émis et non au début de la période de couverture.

Exemple : TAF CYHA 201315Z 201421...

Si on ne dispose pas de deux observations horaires consécutives effectuées immédiatement avant l'heure d'émission d'un TAF, on émettra un TAF nul.

Exemple : TAF CYTS 201735Z 201806 NOT AVBL DUE INSUFFICIENT OBS=

17.4.4 Éléments prévus et structure générale

Les principaux éléments prévus qui font l'objet du TAF sont le vent, la visibilité et l'état du ciel; ils sont présents dans toutes les périodes partielles du message. Deux autres éléments, le cisaillement du vent et les phénomènes météorologiques, ne sont inclus que lorsqu'on en prévoit. Les éléments prévus apparaissent dans l'ordre suivant :

- vent,
- cisaillement du vent (le cas échéant),
- visibilité,
- phénomènes météorologiques ou obstacles à la vue (le cas échéant),
- état du ciel.

Il peut y avoir d'autres groupements des éléments ci-dessus. Par exemple, on utilise le groupe TEMPO (temporaire) pour décrire des phénomènes transitoires (fluctuations temporaires par rapport aux conditions météorologiques principales). Le groupe PROB (probabilité) sert à décrire des phénomènes à plus basse probabilité d'occurrence. Les valeurs PROB30 et PROB40 sont les seules autorisées.

Les groupes de transition ou de changement apparaissent aussi sous la forme de FM (from, à partir de) ou BECMG (becoming, devenant). Ces groupes indiquent quand on prévoit que la condition météorologique va changer de façon permanente, et à quel moment ou sur quelle période le changement devrait se produire. L'utilisation de BECMG est réservée aux changements se produisant sur une période de deux heures ou moins.

Enfin, des remarques supplémentaires sont incluses à la toute fin du TAF pour indiquer le type d'observations météorologiques utilisées pour préparer le message.

17.4.4.1 Contenu

The following is a regular TAF for Saskatoon:

TAF CYXE 291045Z 291111 24010G25KT WS011/27050KT 3SM -SN BKN010 OVC040
TEMPO 1801 11/2SM -SN BLSN BKN008 PROB30 2022 1/2SM SN VV005

FM0130Z 28010KT 5SM -SN BKN020 BECMG 0608 00000KT P6SM SKC RMK FCST
BASED ON AUTO OBS NXT FCST BY 17Z

Code	Signification
TAF	Indicateur de type de message. La prévision d'aérodrome est en code TAF
CYXE	Indicatif international en quatre lettres de l'aérodrome. CYXE est l'indicatif de l'aéroport J.G. Diefenbaker de Saskatoon
291045Z	Le TAF a été émis le 29e jour du mois, à 1045 UTC
291111	Le TAF est valide de 1100 UTC le 29e jour du mois jusqu'à 1100 UTC le lendemain
24010G25KT	On prévoit que le vent soufflera de 240 degrés à 10 nœuds avec des rafales à 25
WS011/27050KT	Cisaillement du vent dans la couche entre la surface et 1100 pieds; le vent à 1100 pieds est de 270 degrés à 50 nœuds
3SM	La visibilité est de 3 milles terrestres
-SN	Faible neige
BKN010 OVC040	Il y a un plafond fragmenté à 1000 pieds avec une couche couverte à 4000 pieds
TEMPO 1801	Fluctuation temporaire, entre 1800 et 0100 UTC, des éléments suivants
11/2SM	Visibilité 1 ½ mille terrestre
-SM BLSN	Faible neige et poudrerie
BKN008	Plafond fragmenté à 800 pieds
PROB30 2022	Il y a une possibilité, entre 2000 et 2200 UTC, des conditions suivantes
1/2SM	Visibilité ½ mille terrestre
SN	Neige modérée
VVO05	Visibilité verticale 500 pieds
FM0130Z	À partir de 0130 UTC
28010KT	Vents soufflant de 280 degrés à 10 nœuds
5SM	Visibilité 5 milles terrestres
-SN	Faible neige
BKN020	Plafond fragmenté à 2000 pieds
BECMG 0608	Devenant entre 06 et 08 UTC
00000KT	Vent calme
P6SM	Visibilité supérieure à 6 milles terrestres
SKC	Ciel dégagé
RMK	Remarques
FCST BASED ON OUTO OBS	Les observations météorologiques à la disposition du prévisionniste pour préparer le TAF proviennent d'une station automatique
NXT FCST BY 17Z	Prochaines prévision régulière émise à 1700 UTC

17.4.4.2 Groupe de changement temporaire (TEMPO)

Le groupe TEMPO signifie " temporaire ". Il introduit une section du TAF qui indique des changements temporaires d'un ou plusieurs éléments du temps par rapport à la condition principale. Les changements indiqués par le groupe TEMPO devraient dans chaque cas durer moins d'une heure et, s'ils doivent se reproduire, ne devraient pas, en tout, couvrir plus de la moitié de la période de prévision à laquelle s'applique le groupe TEMPO.

De façon générale, seuls sont mentionnés dans le groupe TEMPO les éléments (vent, visibilité, conditions météorologiques, nuages) dont on prévoit qu'ils vont changer. Quand on ne mentionne pas un élément, c'est parce qu'il va rester tel qu'indiqué dans la condition principale. La seule exception concerne la visibilité et les phénomènes météorologiques qui sont traités comme une entité unique. Nous y reviendrons plus tard.

Le groupe Cisaillement du vent n'est pas mentionné dans le groupe TEMPO. Quand on en prévoit, on l'indique dans la condition principale. Si le cisaillement du vent doit cesser à un certain moment, on utilise un nouveau groupe FM commençant à ce moment. C'est parce que le cisaillement du vent n'est pas un phénomène qui fluctue.

17.4.4.3 Groupe de changement permanent (BECMG)

Le groupe BECMG (becoming, devenant) est utilisé pour indiquer un changement permanent mais graduel d'un élément du temps. Il prend la forme suivante :

BECMG	Période de transition	Élément(s) qui change(nt)
--------------	------------------------------	----------------------------------

La période de transition est celle pendant laquelle les éléments en question passent de la condition principale à celle indiquée dans le groupe BECMG. Seuls les éléments figurant dans le groupe BECMG sont censés devoir changer; tous les autres restent les mêmes. Là encore, la seule exception concerne la visibilité et les phénomènes météorologiques. Si l'un change, l'autre doit aussi être indiqué, même s'il demeure le même après la période de transition.

17.4.4.4 Groupe de changement permanent et plus complet (FM)

Le groupe FM (from, à partir de) indique aussi un changement permanent. Il divise le TAF en périodes distinctes, comportant chacune tous les éléments prévus voulus. Chaque période partielle remplace totalement toutes les autres périodes partielles qui la précèdent. Le groupe FM prend la forme suivante :

FM heure de changement Z	Éléments voulus (repris au complet)
---------------------------------	--

L'heure de changement accompagnant la mention " FM " est un groupe de 4 chiffres indiquant l'heure à laquelle on prévoit que les conditions vont changer. La lettre Z indique qu'il s'agit du " temps moyen de Greenwich ".

17.4.4.5 Groupe de probabilité (PROB)

Le groupe PROB est utilisé pour indiquer les situations où il y a une probabilité d'occurrence d'une condition dangereuse pour l'aviation, mais seulement lorsque la probabilité est proche de 30 ou 40 %. Les indications PROB30 et PROB40 sont les

seules valeurs autorisées. Si la probabilité est inférieure à 30 %, elle est considérée comme non significative. Par contre, si la probabilité est de 50 % ou plus, la condition est indiquée par un groupe TEMPO, ou une autre forme d'inclusion autorisée.

L'énoncé PROB prend la forme suivante :

PROB (valeur de la probabilité)	période de validité	danger/condition météorologique
---------------------------------	---------------------	---------------------------------

17.4.4.6 Remarques (RMK)

Le TAF se termine par une section Remarques, introduite par l'abréviation " RMK ". Ce qu'on indique dans cette section dépend des conditions entourant le TAF, mais l'une des fonctions premières de la section est de présenter les éléments suivants :

17.4.4.6.1 Message TAF pour un aéroport qui n'est pas ouvert 24 heures par jour

Si le TAF concerne un aéroport qui n'est pas ouvert 24 heures par jour, on inclura selon les cas les remarques suivantes :

NXT FCST WILL BE ISSUED AT 151345Z;
NO FCST COVERAGE 00 - 11Z;
NO FCST ISSUED UNTIL FURTHER NOTICE.

17.4.4.6.2 Message TAF pour un aéroport qui est ouvert 24 heures par jour

Si le TAF concerne un aéroport qui est ouvert 24 heures par jour, les remarques suivantes peuvent être incluses selon le cas :

FCST BASED ON AUTO OBS.

17.4.4.6.3 Remarques indiquant à quel moment sera émise la prochaine prévision régulière

NXT FCST BY XXZ (où XX est le début de la période de couverture de la prochaine prévision régulière). Par exemple, NEXT FCST BY 12Z.

17.4.4.6.4 Remarques expliquant les écarts possibles entre les observations AWOS et la prévision d'aéroport

Quand on a des raisons de penser que les observations AWOS ne sont pas représentatives des conditions météorologiques réelles à l'aéroport, les remarques suivantes peuvent être incluses au besoin :

AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE WND SPD;
AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE WND DRCTN;
AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE VSBY;
AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE CLD HGT;
AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE PCPN TYPE;

AUTO OBS RPRTG NON-REPRESENTATIVE PCPN INTSTY;
AUTO OBS NON-REPRESENTATIVE. OF CURRENT WEATHER.

17.4.5 Avis d'aérodrome

On peut émettre des avis d'aérodrome à la place de prévisions d'aérodrome pour les raisons suivantes :

17.4.5.1 Hors aérodrome (OFFSITE)

On utilise la remarque OFFSITE lorsque la prévision est basée sur des observations qui ne sont pas toujours considérées comme représentatives des conditions météorologiques à l'aérodrome concerné. En temps normal, une observation est considérée comme représentant les conditions à l'aérodrome si elle est effectuée dans un rayon de 1,6 mille marin (3 km) du centre géométrique du système de pistes.

La mention ADVISORY (avis) doit figurer après la période de couverture. On insère le mot OFFSITE, suivi d'un seul espace, après le mot ADVISORY (p. ex. TAF CCCC 151040Z 151123 ADVISORY OFFSITE ...). On indique ainsi aux utilisateurs que les observations ne reflètent pas nécessairement les conditions réelles à l'aérodrome.

17.4.5.2 Observation incomplète (OBS INCOMPLETE)

On utilise la remarque OBS INCOMPLETE lorsque la prévision est basée sur des observations dont certaines données sont régulièrement manquantes ou incomplètes (p. ex. la pression MSL n'est pas signalée).

La mention ADVISORY doit figurer après la période de couverture. On insère les mots OBS INCOMPLETE, suivis d'un seul espace, après le mot ADVISORY (p. ex. TAF CCCC 201640Z 201705 ADVISORY OBS INCOMPLETE...).

17.4.5.3 Pas de messages spéciaux (NO SPECI)

On utilise la remarque NO SPECI lorsque la prévision repose sur des observations à une station où le programme ne comporte pas l'émission d'observations spéciales.

La mention ADVISORY doit figurer après la période de couverture. On insère les mots NO SPECI, suivis d'un seul espace, après le mot ADVISORY (p.ex. TAF CCCC 252240Z 252312 ADVISORY NO SPECI...).

17.4.6 Mise à jour de TAF

Certains sites TAF, généralement des aérodromes où la circulation aérienne est importante, font l'objet de mises à jour des TAF. Il s'agit de prévisions émises entre les heures d'émission des TAF réguliers, mais qui ne s'étendent pas au-delà de la période de validité du TAF original; elles sont généralement utilisées pour autoriser une meilleure précision à court terme, puisqu'elles sont mises à jour toutes les trois heures.

Le second TAF pour CYYZ (aéroport international de Pearson) présentée ci-dessous est une mise à jour de TAF.

TAF CYYZ 041130Z 041212 36010KT P6SM BKN020 BKN200 TEMPO 1214 SCT020

FM1400Z 04013G23KT P6SM SCT020 BKN220 BECMG 0002 04012KT
RMK NXT FCST BY 15Z=

TAF CYYZ 041330Z 041412 02008KT P6SM SCT020 BKN180 BECMG 1517

04012G22KT BECMG 0103 04010KT
RMK NXT FCST BY 18Z=

17.4.7 Annulation de TAF

Il est parfois nécessaire d'annuler un TAF, mais cela ne doit pas être fait à la légère parce que les utilisateurs se fient à cette prévision. S'il devient impératif d'annuler un TAF, le prévisionniste responsable devra appeler le SIV le plus proche du site ou basé au site même afin d'expliquer pourquoi une annulation est prévue.

17.4.8 Procédure de modification des TAF

L'émission de TAF modifiés est régie par le besoin des utilisateurs de savoir quand on prévoit des conditions météorologiques significatives et susceptibles d'affecter leurs opérations. Autrement dit, les critères de modification des TAF sont basés sur des seuils précis présentant une importance pour les opérations aériennes.

Le besoin de modifier le TAF peut découler d'un certain nombre de changements dans l'occurrence/non-occurrence des éléments météorologiques prévus et réels, changements que nous allons décrire en détail ici.

Comme pour un TAF régulier, l'heure figurant dans l'en-tête de télécommunication du TAF modifié est l'heure UTC entière qui précède l'heure d'entrée sur le circuit de collecte.

Le groupe date/heure YYGGggZ du bulletin indique cependant la date et l'heure d'émission du TAF modifié. Par exemple, une première modification d'un TAF régulier pour CYYZ émis à 1845Z le 21e jour du mois sera émise sous la forme :

FT 211800 AAA
TAF AMD CYYZ 211845Z 211817...

17.4.9 Exemples de TAF

17.4.9.1

FC 101100
TAF CYTL 101140Z 101224 24010KT P6SM BKN030 TEMPO 1820 5SM -SHRA BR

FM2000Z 24005KT P6SM SKC
RMK FCST BASED ON AUTO OBS. NXT FCST BY 18Z=

17.4.9.2

FT 011700
TAF CYWG 011740Z 011818 28015KT P6SM -SNRA SCT015 OVC040 TEMPO 1824
2SM -SNRA BR OVC015

FM0000Z 28015KT P6SM BKN030 BKN250 TEMPO 0003 P6SM -SHRA
FM1000Z 30015KT P6SM SKC
RMK NXT FCST BY 24Z=

NOTE : S'il est prévu d'émettre une mise à jour du TAF, la remarque de l'exemple ci-dessus se lirait : NXT FCST BY 21Z.

17.5 Prévisions des vents et des températures en altitude (FD)

Les prévisions sous forme numérique des vents et des températures en altitude (FD) sont destinées à répondre aux besoins de l'aviation en matière de planification des vols et à préparer les documents nécessaires pour les vols sur le territoire canadien ou entre le Canada et les États-Unis, le Groenland, le Mexique et les Caraïbes.

17.5.1 Contenu et bureaux émetteurs

Le Centre météorologique canadien (CMC) émet des prévisions objectives des vents et des températures en altitude pour 170 endroits, dont la liste figure à l'annexe D du MANAIR.

Le CMC, situé à Montréal, émet les messages FDCN01, FDCN02 et FDCN03 CWA0 pour les niveaux de 3 000, 6 000, 9 000, 12 000 et 18 000 pieds au-dessus du niveau de la mer (ASL). On y omet le niveau 3 000 pieds lorsque l'altitude du terrain est supérieure à 1 500 pieds. En outre, les prévisions de température ne sont pas données pour le niveau 3 000 pieds.

Le National Weather Service (NWS), à Washington, émet des prévisions objectives des vents et températures en altitude pour, à quelques exceptions près, les mêmes endroits que le CMC, mais pour les niveaux 24 000, 30 000, 34 000, 39 000, 45 000 et 53 000 pieds. Ces prévisions sont diffusées sous les en-têtes FDCN1, FDCN2 et FDCN3 KWBC.

Chaque groupe contient l'information suivante :

- La direction du vent est donnée en dizaines de degrés par rapport au nord vrai. Pour la décoder, on doit ajouter un zéro à la valeur donnée. Par exemple, une direction de vent indiquée par 27 signifie que le vent souffle de 270 degrés.
- La vitesse du vent est donnée en nœuds. Une vitesse inférieure à 5 nœuds est indiquée par 9900, et un vent d'entre 5 et 9 nœuds par un zéro en avant de la valeur (p. ex. un vent de 8 nœuds est représenté par 08). Les vitesses comprises entre 100 et 199 nœuds se décodent en soustrayant 50 de la direction et en ajoutant 100 à la vitesse. Par exemple, une valeur de 7430 représente un vent soufflant de 240 (74 moins 50) degrés à 130 (30 + 100) nœuds.
- La température à 3 000 pieds n'est pas donnée. Les températures aux autres niveaux sont en degrés Celsius. Les données pour le niveau 3 000 pieds sont omises lorsque l'altitude du terrain est supérieure à 1 500 pieds.

17.5.2 Heure d'émission et période d'utilisation

Les prévisions numériques des vents et des températures (FD) sont préparées deux fois par jour, à partir des données de 00Z et 12Z (UTC), respectivement.

Lorsque les FD sont produits, des prévisions pour 6, 12, 18, 24, 30, 36 et 48 heures sont créées. Les prévisions pour 6, 12 et 24 heures deviennent respectivement les messages FDCN01, FDCN02 et FDCN03, et sont diffusées via le système de télécommunication d'EC.

Chacune des prévisions pour 6, 12 et 24 heures, bien que valide pour une heure donnée, couvre une période spécifique, dite " période d'utilisation ".

Le tableau ci-après donne les heures d'émission, les heures de validité et les périodes d'utilisation de chaque prévision.

EN-TÊTE	HEURE DE L'OBSERVATION	HEURE DE L'EN-TÊTE	HEURE DE VALIDITÉ	PÉRIODE D'UTILISATION
FDCN01 CWA0	0000Z(UTC)	0320Z	0600Z	0500-0900Z
FDCN02 CWA0	0000Z	0330Z	1200Z	0900-1800Z
FDCN03 CWA0	0000Z	0720Z	0000Z	1800-0500Z
FDCN01 CWA0	1200Z	1520Z	1800Z	1700-2100Z
FDCN02 CWA0	1200Z	1530Z	0000Z	2100-0600Z
FDCN03 CWA0	1200Z	1920Z	1200Z	0600-1700Z

NOTE 1: Bien que leurs en-têtes portent une heure postérieure, les prévisions FDCN01, FDCN02 et FDCN03 CWA0 sont normalement disponibles sur les circuits du SMC vers 0230 UTC (prévisions basées sur les données de 0000Z) et 1430 UTC (prévisions basées sur les données de 1200Z).

NOTE 2: Les prévisions FDCN1, FDCN2 et FDCN3 KWBC (du NWS) qui sont basées sur les observations de 0000Z sont normalement émises vers 0330Z et leurs en-têtes indiquent 0440Z. Les prévisions basées sur les observations de 1200Z sont normalement émises vers 1530Z et leurs en-têtes indiquent 1640Z.

17.5.3 Forme générale

La forme symbolique de la prévision est ddf t t, où dd est la direction du vent en dizaines de degrés par rapport au nord vrai, ff la vitesse du vent en nœuds, et tt la température en degrés Celsius.

Les vitesses de vent comprises entre 100 et 199 nœuds sont indiquées de la même manière que dans les messages du NWS, décrite à la section 17.5.1, b. Les vitesses supérieures à 199 nœuds sont codées comme si elles étaient de 199 nœuds (p. ex. des vents soufflant de 90 degrés à 210 nœuds sont codés 5999, comme des vents de 199 nœuds). Enfin, les vitesses inférieures à 5 nœuds sont indiquées par 9900.

Le signe de la température n'est pas indiqué pour les niveaux supérieurs à 24 000 pieds.

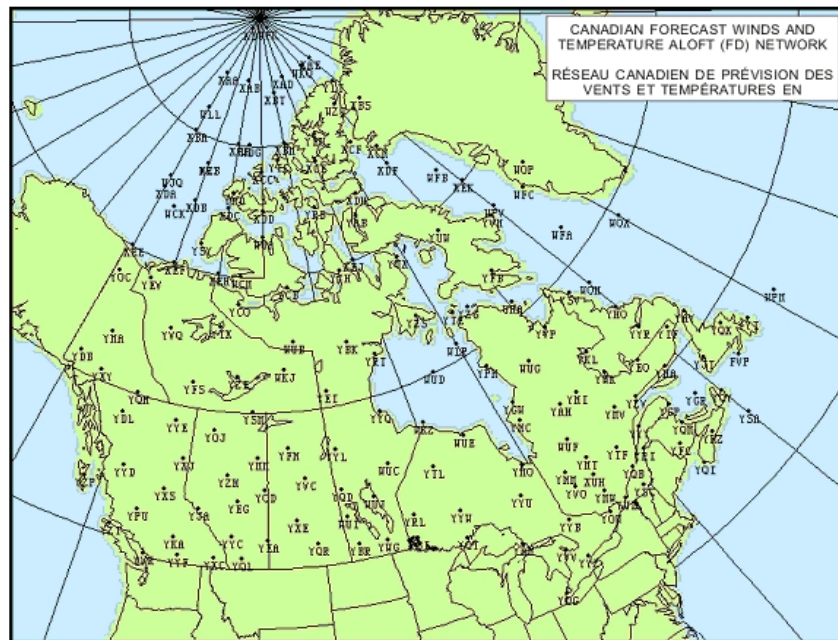


Figure 17.5.3 - Carte des sites pour lesquels sont émis des FD

On trouvera ci-dessous un exemple de bulletin FDCN normal de prévision des vents et des températures en altitude (FD) émis par le Centre météorologique canadien (CMC) :

FDCN02	CWA0				242015
FCST BASED ON 241800 DATA VALID 250000 FOR USE 21-06					
3000	6000	9000	12000	18000	
YSA	2828	2729+15	2734+12	2737+08	2742-02
YVR	2706	2709+12	2814+08	2817+03	2722-08
YYZ	2610	2712+12	2714+08	2615+03	2618-07

Les prévisions ci-dessus sont basées sur les données disponibles à 1800 UTC le 24e jour du mois courant, et valides à 0000 UTC le 25e jour du mois courant. Pour des raisons pratiques, on suppose que les prévisions peuvent être utilisées pendant la période allant de 2100 UTC le 24e jour du mois courant à 0600 UTC le 25e jour du mois courant.

À partir de l'ensemble ci-dessus de prévisions des vents et températures en altitude, la prévision de ces éléments pour Vancouver (YVR) est la suivante :

À 3 000 pieds, le vent souffle de 270 degrés vrais à 6 nœuds.

À 6 000 pieds, le vent souffle de 270 degrés à 9 nœuds et la température est de +12 degrés Celsius.

À 9 000 pieds, le vent souffle de 280 degrés à 14 nœuds et la température est de +8 degrés Celsius.

À 12 000 pieds, le vent souffle de 280 degrés à 17 nœuds et la température est de 3 degrés Celsius.

À **18 000 pieds**, le vent souffle de 270 degrés à 22 nœuds et la température est de -8 degrés Celsius.

17.6 Exercices pratiques

17.6.1 Exercices pratiques sur les TAF

FT 020500Z
TAF CYQX 020540Z 020606 13005KT 1SM -DZ BR OVC005 TEMPO 0610 1/4SM DZ
FG VV002

FM1300Z 31005KT 4SM BR SKC TEMPO 0205 3/4SM BR SCT005
RMK NXT FCST BY 12Z=

- Que signifie le groupe 020540Z?
- Que signifie le groupe 4SM BR?
- Que signifie le groupe 020606?
- Que représente l'identificateur CYQX?
- Que signifie le groupe TEMPO 0205?
- Que signifie le groupe SCT005?

17.6.2 Questions pratiques sur les SIGMET

WSCN33 CWUL 061729
SIGMET A1 VALID **061730/062130** CWUL
WTN 20 NM OF LN /5220N09430W/60 SW SANDY LAKE - /5324N09355W/30 NW
SANDY LAKE.
BKN LN CB MAX TOPS 400 ON LTNG DTCTR AND ON SAT PIX. PSBL WIND
GUSTS TO 40 KT. SVR ICG AND TURBC ASOCTD. LN MOVG EWD AT 35 KTS
AND INTSFYG.
END/LB

- Qu'est-ce qu'un message SIGMET (**WSCN**)?
- Quelle est la période de validité du SIGMET ci-dessus?
- Quel bureau a émis le SIGMET ci-dessus?
- Quand prévoyez-vous que sera mis à jour le SIGMET ci-dessus?
- Pour quelle raison a été émis le SIGMET ci-dessus?

17.6.3 Exercices pratiques sur les AIRMET

WACN34 CWUL 200720
AIRMET A1 ISSUED AT 0720Z CWUL
AMEND GFACN34 CWUL 200530 ISSUE
WTN AREA /4607N06441W/MONCTON - /4428N06831W/BANGOR -
/4459N06455W/GREENWOOD - /4607N06441W/MONCTON. DC9 RPRTD MDT CLR
ICG IN FZDZ ALG THE S CST OF NB AT 07Z. FZDZ EXPD TO CONT UNCHGD.
END/FU

- Qu'est-ce qu'un message AIRMET (WACN)?
- Quelle est la période de validité du SIGMET ci-dessus?
- Quel bureau a émis le SIGMET ci-dessus?
- Quand prévoyez-vous que sera mis à jour le SIGMET ci-dessus?

- Pour quelle raison a été émis le SIGMET ci-dessus?

17.6.4 Exercices pratiques sur le panneau nuages et temps de la GFA

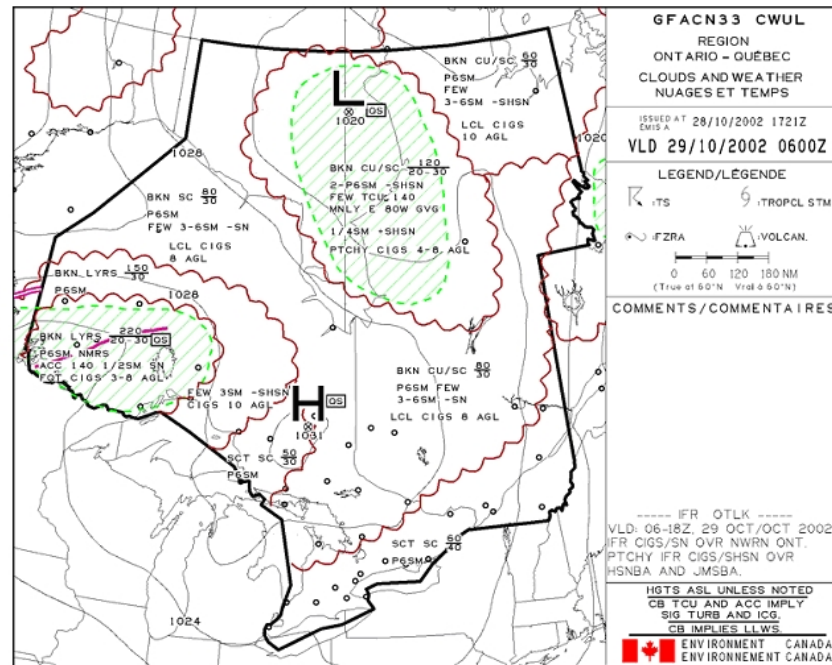


Figure 17.6.4

- Quelle est la période de validité de l'aperçu figurant sur la GFA ci-dessus?
- Quelles sont les heures d'émission et de validité de la GFA ci-dessus?
- Quelles conditions météorologiques sont prévues sur les baies d'Hudson et James à cette heure?
- Quels sont les symboles météorologiques figurant dans le cartouche Légende?
- Quelles conditions météorologiques sont prévues pour juste au nord du lac Supérieur à cette heure?

17.6.5 Exercices pratiques sur le panneau givrage-turbulence et niveau de congélation de la GFA

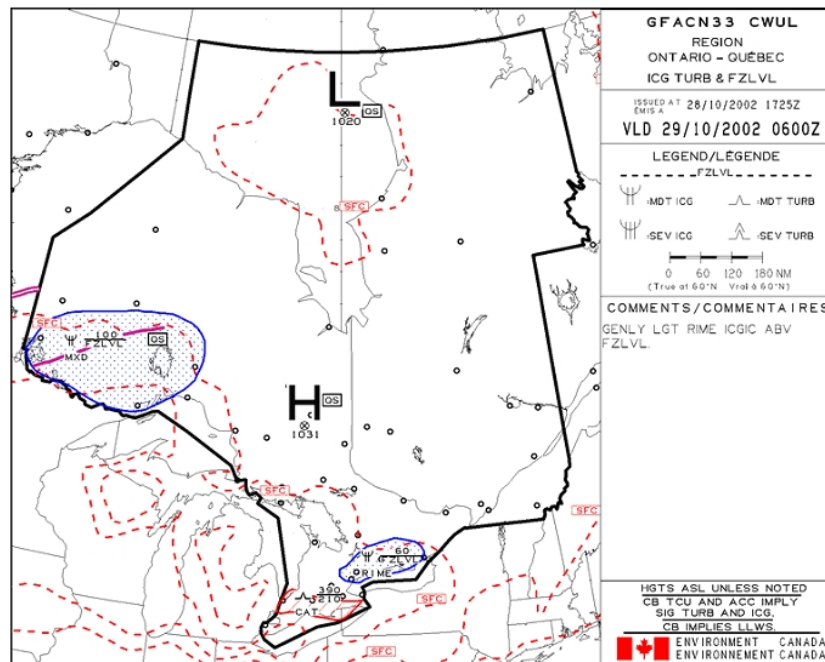


Figure 17.6.5

- Pourquoi la carte est-elle intitulée ICG-TURB & FZLVL?
- Quelle est l'heure de validité de la carte?
- Où sont situées les zones de givrage prévues?
- Y a-t-il des zones de turbulence indiquées sur la carte?
- Que représentent les lignes rouges tiretées?

17.6.6 Exercices pratiques sur un FD du CMC

FDCN01 CWAO 090320
 BASED ON 090000 DATA VALID 090600 FOR USE 05-09
 3000 6000 9000 12000 18000
 FCST YVR 2118 2322+04 2435+01 2447-08 2456-18
 YYF 1818 2125+03 2136+01 2129-07 2134-19

- Quelle est la vitesse du vent au-dessus de Vancouver à 9 000 pieds?
- Quelle est la direction du vent au-dessus de Vancouver à 18 000 pieds?
- Quelle est la température au-dessus de Penticton à 6 000 pieds?
- Pourquoi n'y a-t-il pas de température prévue au-dessus de Penticton et de Vancouver à 3 000 pieds?

17.6.7 Exercices pratiques sur un FD du NWS

FDCN1 KWBC 240440
 DATA BASED ON 240000Z
 VALID 240600Z FOR USE 0500-0900Z. TEMPS NEG ABV 24000 FT
 24000 30000 34000 39000 45000 53000
 YVR 0815-28 092043 081848 051249 331449 340653
 YYF 1315-27 132043 132050 121151 280750 280652

- Quelles sont la date et l'heure d'émission du FDCN1 KWBC?

- Quelle est la température au-dessus de Vancouver à 34 000 pieds?
- Quelles sont la vitesse et la direction du vent au-dessus de Penticton à 30 000 pieds?

CHAPITRE 18

MESSAGE DE PILOTE - PIREP

18.1 Introduction

Un PIREP est un message d'observation effectuée par un pilote en vol. Cette observation est très importante pour les autres pilotes, les navigateurs, les contrôleurs aériens et les météorologistes qui préparent les prévisions, ainsi que pour le réseau informatique qui génère automatiquement certaines prévisions.

De fait, beau ou mauvais temps, tout pilote devrait produire un PIREP chaque fois qu'il donne sa position, en plus de le faire systématiquement dès l'apparition de tout phénomène prévu ou imprévu.

Les PIREP reçus aux points de service en information de vol sont immédiatement télécommuniqués aux autres points, et à tous les bureaux météorologiques.

18.2 Format

Le PIREP se présente comme suit :

- en-tête
- position
- niveau de vol
- type d'aéronef
- état du ciel
- température
- vitesse du vent
- turbulence
- givrage
- remarques

Voici le format général d'un PIREP. La longueur du message peut varier en raison de l'absence de certains éléments.

(U) UA/OV	Aide à la navigation (*3) Direction (*3) Distance (*3) Heure UTC (*4)
FL	Altitude (*3)
/TP	Type d'aéronef (*3 ou *4)
/SK	Base (*3) Étendue (*3) Sommet (*3)
/TA	Température en °C (*2 ou *3)
/WV	Direction (3) Vitesse (*3)
/TB	Intensité (3) Intensité (*3 ou *4) CAT seulement Altitude (*3) Altitude (*3)
/IC	Intensité (*2 ou *3) Intensité (*2 ou *3) Type (*3 ou *4) Altitude (*3) Altitude (*3)

(U) UA/OV	Aide à la navigation (*3) Direction (*3) Distance (*3) Heure UTC (*4)
/RM	Remarques

Notes:

- Les éléments pour lesquels aucune donnée n'est signalée sont absents.
- Tous les indicatifs des éléments, à l'exception de FL - niveau de vol - sont toujours précédés d'un espace et d'une barre oblique, suivis d'un autre espace.
- FL est toujours précédé d'un espace seulement, suivi immédiatement du niveau de vol ou d'altitude, exprimé en 3 chiffres.
- Si on enregistre de la turbulence ou du givrage, ou les deux, à la même altitude que celle donnée dans les renseignements sur le lieu, aucune altitude n'est codée après /TB ou /IC, ou après l'un et l'autre. On peut signaler une seule altitude ou définir une couche en codant à la fois les altitudes du sommet et de la base.

18.3 Indicatifs

Les indicatifs utilisés dans le message sont les suivants :

UA	Indique un PIREP.
UUA	Indique un PIREP urgent et en renforce automatiquement la priorité de retransmission.
/OV	Données sur le lieu.
FL	Niveau de vol ou altitude; l'unité utilisée par les pilotes en Amérique du Nord est le pied. Si le niveau de vol n'est pas connu, on peut utiliser le code UNK.
/SK	État du ciel; on peut signaler plusieurs couches en les séparant par une barre oblique.
/TA	Température ambiante en Celsius.
/TP	Type d'aéronef; si le type n'est pas connu, on peut indiquer UNK.
/WV	Vitesse du vent.
/TB	Turbulence.
/IC	Givrage.
/RM	Remarques.

On utilise des tirets pour marquer les variations dans l'intensité, les limites inférieures et supérieures d'une couche, les deux extrémités d'un segment de route, et les températures négatives.

On ajoute des zéros aux valeurs inscrites, lorsque le nombre de chiffres est plus petit que le nombre requis; par exemple, un message sur la position d'un aéronef à Ç 45 mi du VOR de London, direction de 005°, à 0030 UTC, à 5000 pi E donnerait /OV YXU 005045 0030 FL050.

18.4 En-tête

Tout PIREP télécommuniqué seul ou en groupe doit comporter

- un code d'identification pour le type de message

- un indicatif de circuit à 4 lettres
- un groupe date-heure de 6 chiffres, dont les 4 derniers chiffres représentent l'heure TU.

L'indicatif-type du message est généralement UACN10. Cependant, un PIREP urgent est transmis avec l'indicatif UACN01. Voici deux exemples :

- PIREP normal : UACN10 CYUL 020922
- PIREP urgent : UACN01 CYYZ 232037

18.5 Pirep urgents

Il faut transmettre un PIREP urgent lorsqu'un pilote émet un message se rapportant aux conditions dangereuses ou potentiellement dangereuses.

Chacune des conditions suivantes transmises par un pilote devrait nécessiter ce type de message.

- tornade, entonnoir nuageux, trombe marine
- turbulence forte ou violente
- givrage fort
- grêle
- cisaillement à basse altitude : à moins de 2000 pi de la surface

18.6 Exemples

- UACN10 CYYZ 131348

UA/OV VQC 045043 1342 FL090 /TP BE80 /SK OVC 075 /TA-18 /IC LGT RIME BLO 075 /RM WIND COMP HEAD 010 MH 065 TAS 210

Meaning:

Décodage: Stirling VORTAC, direction 045°, 43 nautical miles, 1342Z at 9,000 ft

Type: Beech Queen Air

État du ciel : couvert avec sommet à 7500 pi

Température : -18° C

Givrage : givre blanc léger au-dessous de 7500 pi

Remarques : composante du vent debout, 10 kn; direction magnétique : 065j; vitesse réelle : 210 kn.

Note: si le pilote ne peut déterminer d'une façon précise la direction ou la vitesse du vent, ses composantes sur une portion spécifique peuvent toutefois être signalées dans les remarques. Dans ce cas, la composante du vent est codée WIND COMP, suivie d'un espace et du qualificatif HEAD debout, ou TAIL arrière.

- UACN10 CYEG 070122

UA/OV YNY-YRM 0116 FL270 /TP DC8 /SK 180 BKN 230 /TA -36 /WV 280045 /TB LGT CAT ABV 250

Location: Enderby to Rocky Mountain House, 0116 Z, at 27,000 ft

Type: DC-8

Sky conditions: Cloud base 18,000 ft, broken, top 23,000 ft

Air temperature: minus 36°C

Wind: 280° at 45 kt

Turbulence: Light CAT above 25,000 ft

- UACN01 CYYZ 072137 UUA/OV YXU 099015 2133 FL040 /TP CV64 /SK 005 OVC /TB MDT-SVR ABV 050 /RM TORNADO TOUCHING SURFACE 8 N

Décodage : London VORTAC, heading 099°, 15 nautical miles, at 2133Z, at 40,000 ft

Type : Convair 640

État du ciel : Base des nuages à 500 pi, couvert

Turbulence : Modérée à forte au-dessus de 5000 pi

Remarques : Tornade touchant la surface à 8 mi marins au nord

18.7 Exemples d'éléments de codage

1. Lieu, comprenant l'heure et le niveau de vol
 - o /OV YQT 115055 0040 FL090
 - o /OV YEG-YYC 2125 FL230
2. Types d'aéronefs
 - o TP DH6 DeHavilland Twin Otter
 - o /TP L101 Lockheed Tri-Star (1011)
3. État du ciel
 - o /SK 045 SCT Nuages épars dont la base est à 4 500 pi
 - o /SK BKN 074 Couche fragmentée dont le sommet est à 7400 pi
 - o /SK 160 OVC 240 Ciel couvert, couche dont la base est à 16 000 pi, sommet à 24 000 pi. Lorsqu'on signale plusieurs couches, chaque couche est séparée de la suivante par une barre oblique. Par exemple, /SK 120 SCT 140/180 BKN 210
4. Température de l'air corrigée
 - o /TA 04 Température 4° C
 - o /TA -35 Température -35° C
5. Vitesse du vent
 - o /WV 005110 le vent est de 5° vrais à 110 kn.
 - o /WV 310010 le vent est de 310° vrais à 10 kn.
6. Turbulence
 - o /TB MD turbulence modérée au niveau de vol
 - o /TB LGT-MDT BLO 050 turbulence de légère à modérée sous 5000 pi
 - o /TB LGT-MDT CAT 230-270 turbulence légère à modérée dans l'air clair entre les niveaux de vol de 23 000 et 27 000 pi

Note : on utilise un tiret, sans espace entre les symboles, lorsqu'on décrit des variations dans l'intensité. Le trait d'union est utilisé de la même manière pour décrire une couche, c'est-à-dire entre les 2 niveaux de vol représentant le sommet et la base de la couche.

7. Givrage
 - o /IC TR RIME BLO 040 /MDT CLR 100-140 trace de givre blanc sous 4000 pi givrage clair modéré entre 10 000 et 14 000 pi

Note : on utilise des barres obliques pour séparer plusieurs couches de givrage.

18.8 Exercices

1. Qu'est-ce qu'un PIREP?
2. Quand peut-on émettre un PIREP?
3. Qui utilise les PIREP?

CHAPITRE 20 SATELLITES MÉTÉOROLOGIQUES

20.1 Introduction

Tous les jours, nous regardons l'atmosphère de bas en haut et tout autour de nous. Notre champ de vision est limité du fait que, pour la plupart d'entre nous, il se limite à quelques kilomètres en tous sens. Toutefois, les systèmes qui dominent notre météo peuvent s'étaler sur des centaines et même des milliers de kilomètres. Les cartes météorologiques et le radar ont élargi notre champ de vision mais c'est le satellite météorologique qui nous offre une perspective complètement différente de la météo.

En considérant le temps vu d'en haut, nous pouvons constater que le beau temps et les tempêtes sont en quelque sorte reliés. Des régions claires et des tourbillons géants de nuages se marient. Dans l'atmosphère en changement continu, nous pouvons observer des signes de prévisibilité dans l'ordre et l'évolution des systèmes météorologiques.

Les satellites météorologiques constituent maintenant un système perpétuel d'observation de l'atmosphère, qui dépasse la capture d'images de la couverture nuageuse et des phénomènes qui la perturbent.

20.2 Historique

Le 1^{er} avril 1960, le premier satellite américain du groupe TIROS (Television and Infrared Observational Satellite) prenait des photos de la Terre. Par la suite, les États-Unis ont mis en orbite environ 45 satellites météorologiques, tous plus modernes les uns que les autres. En décembre 1963, Environnement Canada recevait ses premières images transmises par satellite.

Avec le lancement de TIROS-1 en 1960, nous avons obtenu nos premières vues globales des configurations de nuages qui accompagnent les systèmes dépressionnaires et les fronts. Les régions de haute pression et de beau temps sont également devenues évidentes par leur absence générale de nuages.

Depuis, Environnement Canada a contribué de façon importante au développement de ces satellites, en participant à la mise au point et à la vérification de leurs instruments destinés à l'observation de l'atmosphère, des océans et des glaces. Cette expérience a permis par le fait même d'en optimiser l'usage dans le processus de la préparation quotidienne des prévisions.

Aujourd'hui, les recherches de ce ministère sur la technologie des satellites sont principalement orientées vers la modélisation informatique et le traitement des images.

20.3 Systèmes de satellites météorologiques actuellement en exploitation

Nous avons maintenant deux types de base de systèmes de satellites. Les descendants de TIROS qui sont des satellites à trajectoire polaire NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration et les orbiteurs géostationnaires appelés satellites géostationnaires d'observations environnementales (GOES).

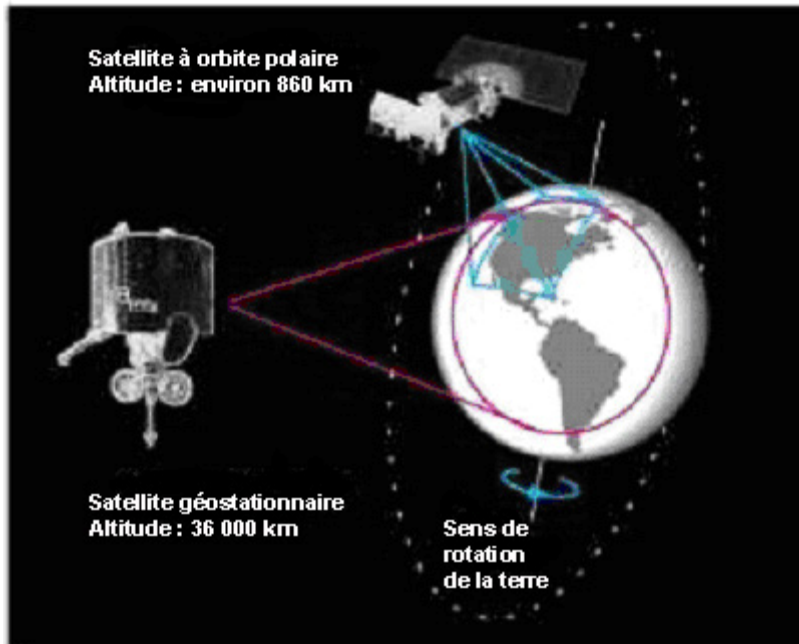


Figure 20-1 La Terre, vue d'un satellite à orbite polaire NOAA et d'un satellite géostationnaire GOES

Les satellites météorologiques sont des plates-formes en orbite à partir desquelles des instruments peuvent détecter la lumière et l'énergie thermique de l'atmosphère et des surfaces sous-jacentes. Parce que les satellites météorologiques peuvent voir une grande superficie à la fois, partout sur terre, ils fournissent des renseignements météorologiques au-dessus de l'océan et de régions terrestres peu densément peuplées.

Le lancement de TIROS couronna une longue évolution de progrès technologiques en électronique et en exploration de l'espace. L'utilisation de l'électronique pour les détecteurs, l'entreposage de données et les transmissions à la Terre reposait sur la plus récente technologie de transistors.

Les détecteurs eux-mêmes se fiaient à la recherche en télévision pour leurs images. Les détecteurs subséquents ont dépassé ce stade pour aboutir à des extensions transistorisées où le rayonnement thermique et la lumière de la Terre pouvaient être mesurés.

Les photos de satellites météorologiques se composent de minuscules blocs (appelés pixels) où l'intensité variable d'énergie, est souvent représentée en tons de gris ou en couleur. La superficie de chaque bloc détermine à quel point l'image peut être détaillée. Plus le bloc est petit, plus le niveau de détail sera grand dans une image satellite.

En plus de renvoyer des images vers la Terre, les satellites météorologiques peuvent déterminer la température et le contenu de vapeur d'eau à diverses altitudes dans l'atmosphère. Ils peuvent aussi surveiller la couche d'ozone et détecter des particules d'énergie dans l'environnement de l'espace.

Finalement, les signaux mesurés électroniquement sont convertis en valeurs numériques pour entreposage et seront transmis plus tard à la Terre. C'est là qu'on produit les images visuelles qui nous sont familières. Cette dernière étape dépend largement de la technologie informatique pour l'assemblage, l'organisation et l'interprétation des données.

20.3.1 Satellites à orbite polaire

Les satellites à orbite polaire tournent autour de la Terre à relativement de faibles altitudes, soit à environ 800 kilomètres au-dessus des régions polaires alors que la Terre tourne en dessous d'eux. Il faut environ 100 minutes pour réaliser une telle orbite. La plupart des endroits sont balayés deux fois par jour, une fois à la lumière du jour et une fois en période de noirceur.

À chaque passe ils examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 kilomètres qui se situe plus à l'ouest à cause de la rotation de la Terre vers l'est. Plusieurs heures s'écoulent entre les passes au-dessus du même endroit de moyenne ou de basse latitude. Des vues à grande échelle sont réalisées à partir de composites de plusieurs bandes orbitales d'une largeur de 1 900 kilomètres.

Avec deux satellites à assurer le même service, à 6 heures de décalage, il n'y a en 24 heures que 4 images d'une même région. Cependant, très près de la Terre, leurs images ont un meilleur pouvoir séparateur que celles des satellites géostationnaires. Leur passage au-dessus du pôle Nord donne par ailleurs, lorsqu'il n'y a pas de nuages, des images claires et précises de l'état des glaces de l'arctique.

Ces satellites nous fournissent des renseignements sur l'état du "trou" dans la couche de l'ozone et des photos composites de la couverture de neige et des températures à la surface de l'océan.

20.3.2 Satellites géostationnaires

Un deuxième type de satellite météorologique est situé à 35 800 kilomètres directement au-dessus de l'équateur. En se déplaçant dans le même sens que celui de la rotation de la Terre, ces satellites effectuent une révolution dans le même temps qu'il en faut à la Terre pour faire une rotation. Ils se maintiennent ainsi au même endroit à l'équateur, ayant l'apparence d'être stationnaires, d'où leur nom, satellites géostationnaires d'observations environnementales (GOES).

Parce qu'il s'agit de la même durée qu'une rotation de la Terre, et que le satellite tourne dans la même direction que celle de la rotation de la terre, un tel satellite demeure au-dessus du même endroit de la surface équatoriale. On peut obtenir des vues successives provenant du même satellite géostationnaire pour observer les mouvements de la couche nuageuse et le développement de systèmes d'orage.

Les détails ne sont pas aussi bien rendus que par les satellites à trajectoire polaire plus proches, mais les images plus sont fréquentes, à chaque demi-heure, des mêmes surfaces de la Terre.

Il y a normalement deux satellites géostationnaires qui couvrent le Canada et les États-Unis, un pour la portion est et l'autre pour la côte ouest et l'Océan Pacifique. Chacun a un champ de vision couvrant environ un tiers de la surface de la Terre.

En raison de leur angle par rapport aux pôles, ces satellites ne donnent pas d'information précise au-delà du 60e N; la distorsion des images empêche de les utiliser pour l'Arctique.

20.4 Images satellitaires dans le spectre visuel

Les images satellitaires dans le spectre visible sont produites à partir de la lumière solaire. Ces photos ressemblent donc à des photos réalisées avec un appareil photo ordinaire.

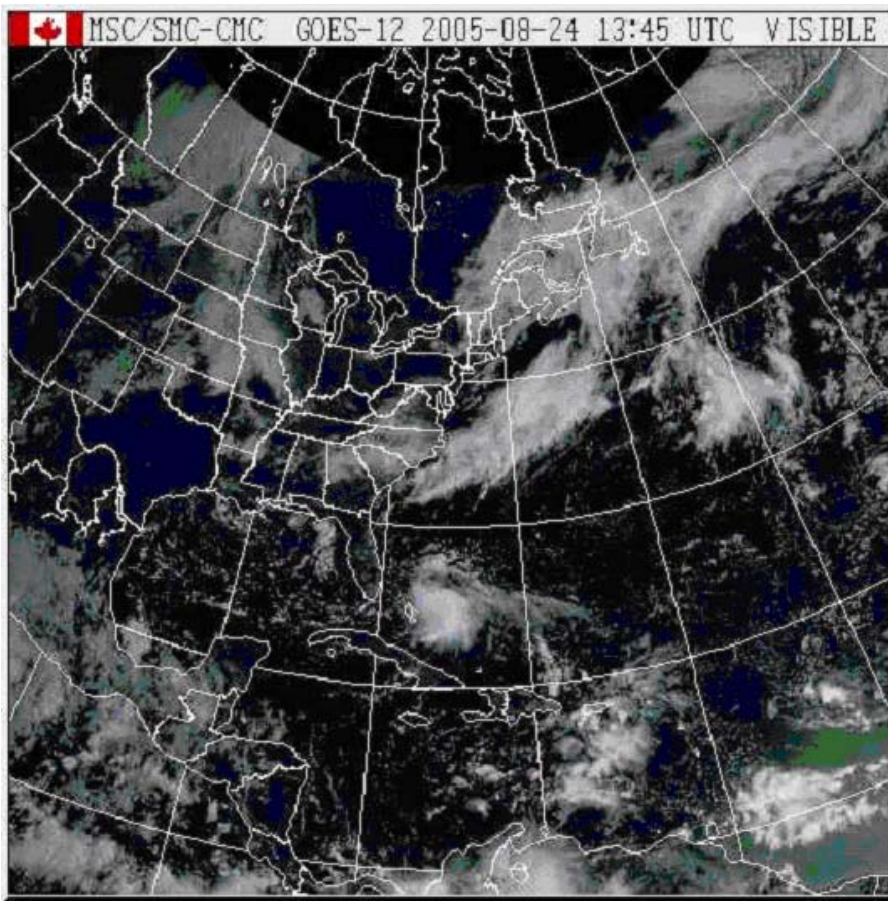


Figure 20-2. Photo satellitaire GOES dans le spectre visible, prise le 24 août 2005 à 13:45 UTC.

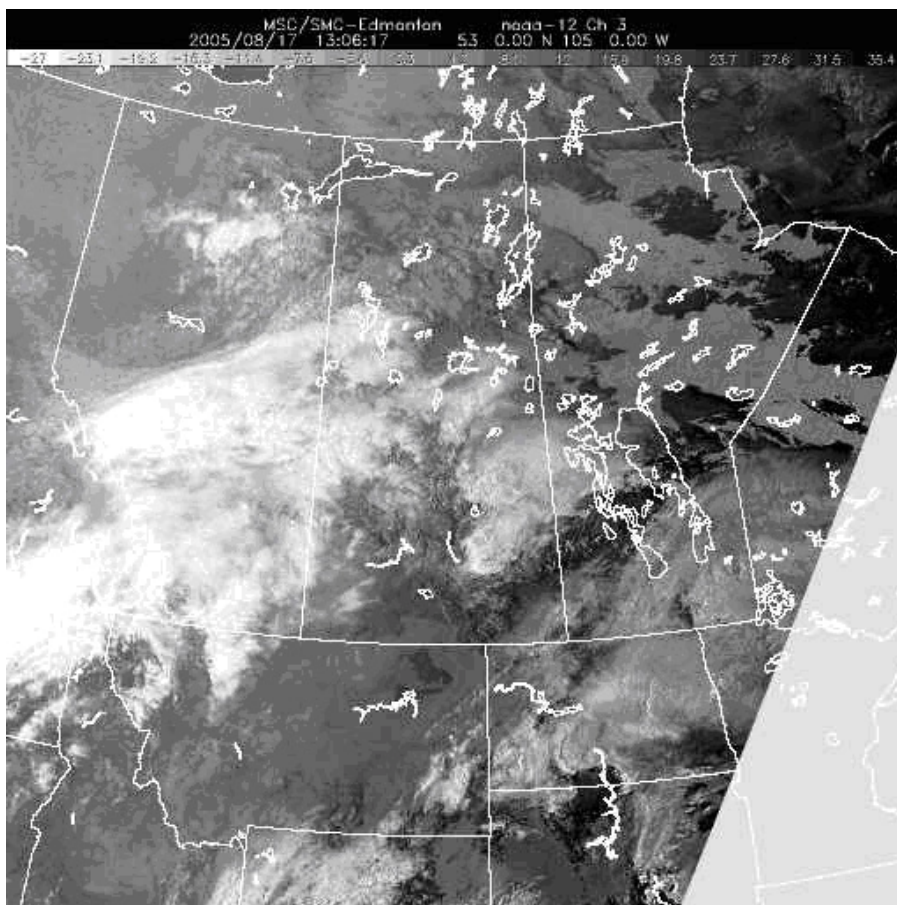


Figure 20-3. Photo satellitaire NOAA dans le spectre visuel, prise le 17 août 2005 à 13:06 UTC.

Les nuages paraissent blancs et les surfaces de terre et d'eau sont gris foncé et noires sur l'imagerie satellitaire du spectre visuel. Puisque cette imagerie est produite par la lumière solaire, elle est disponible uniquement au cours des heures du jour.

On peut habituellement distinguer les nuages bas et le brouillard des terres voisines. De plus, on peut suivre de près les conditions brumeuses associées à la pollution de l'air. On peut apercevoir les ombres de nuages d'orage projetées sur des nuages plus bas en fin d'après-midi. On peut faire le suivi de l'enneigement parce que la neige ne se déplace pas comme le font les nuages. Des caractéristiques terrestres, telles que les cours d'eau, peuvent être visibles.

20.5 Images satellitaires dans le spectre infrarouge

Les images satellitaires dans le spectre infrarouges sont produites par l'énergie infrarouge (chaleur) que la Terre rayonne dans l'espace. Puisque la Terre rayonne toujours de la chaleur (énergie), les images infrarouges sont disponibles jour et nuit.

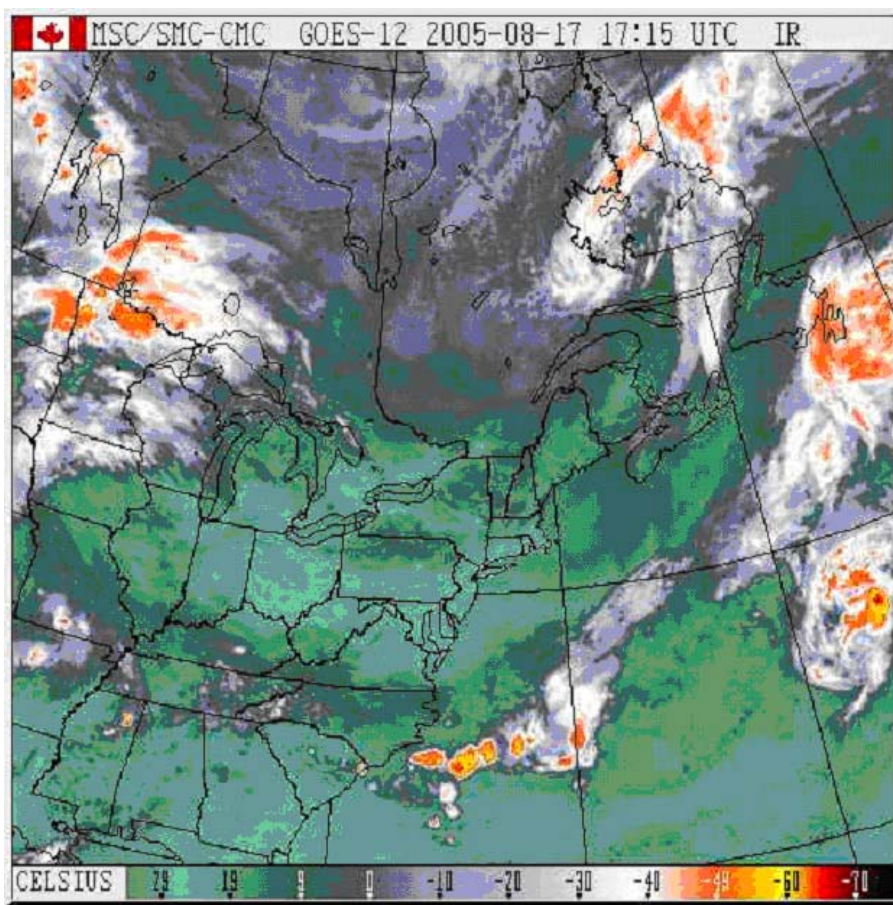


Figure 20-4 Photo satellitaire GOES dans le spectre infrarouge prise le 17 août 2005 à 17:15 UTC.

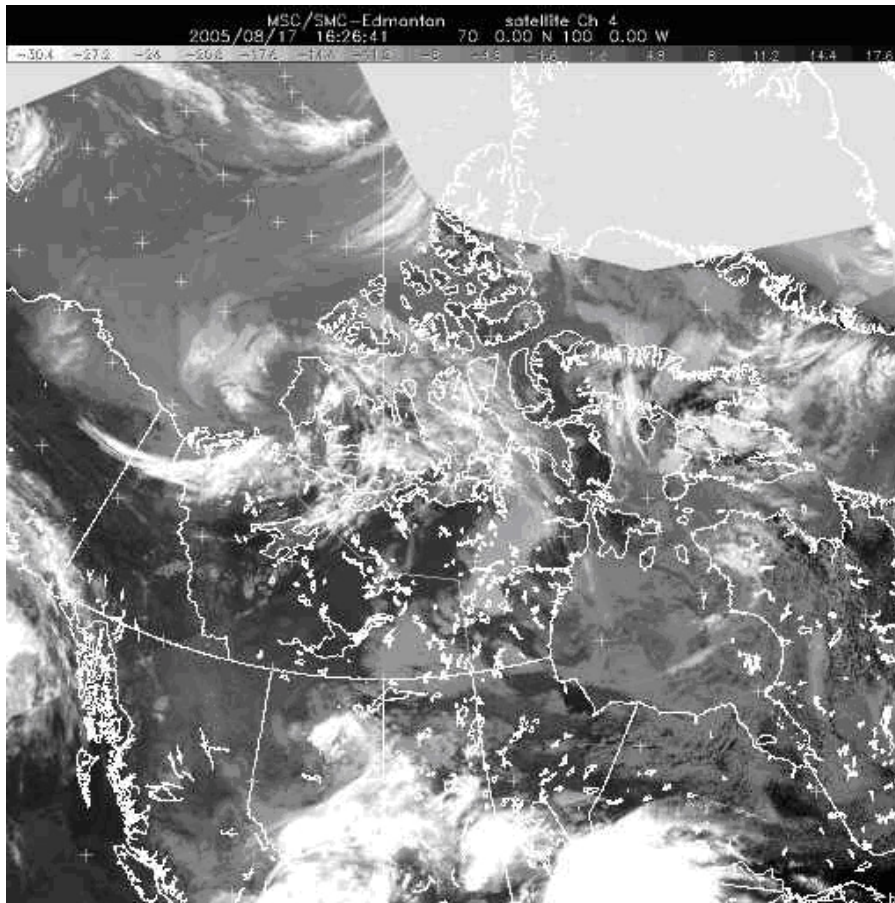


Figure 20-5 Photo satellitaire NOAA dans le spectre infrarouge, prise le 17 août 2005 à 16:26 UTC.

La terre chaude et les surfaces d'eau paraissent gris foncé ou noires sur les images infrarouges. Les sommets froids de nuages élevés sont blancs, et, parce qu'ils sont plus chauds, les nuages plus bas sont gris. Il est difficile de détecter les nuages bas et le brouillard en infrarouge quand leurs températures sont presque identiques à celles des surfaces terrestres voisines.

Un avantage additionnel de l'imagerie infrarouge tient au fait qu'elle peut être traitée pour produire des images améliorées. Les données des images infrarouges habituelles sont traitées spécialement pour faire ressortir des détails de température ou de structure en assignant des tons contrastants de gris ou de couleur à des gammes de températures.

Les images améliorées rendent possible le suivi de températures de surfaces terrestres et océaniques. Ces températures de surface jouent des rôles importants au niveau des conditions météorologiques et de leur modification. On peut également facilement faire le suivi des nuages élevés et froids associés au mauvais temps.

Les images améliorées peuvent être interprétées pour produire des prévisions du taux de précipitations. Ces renseignements sont utilisés dans la prévision de crues éclair.

20.6 Combinaison des images satellitaires dans le spectre visuel et infrarouge

L'imagerie satellitaire dans le spectre visuel et infrarouge se complètent l'une et l'autre. Certaines caractéristiques météorologiques sont plus distinctes dans un type d'image que dans l'autre.

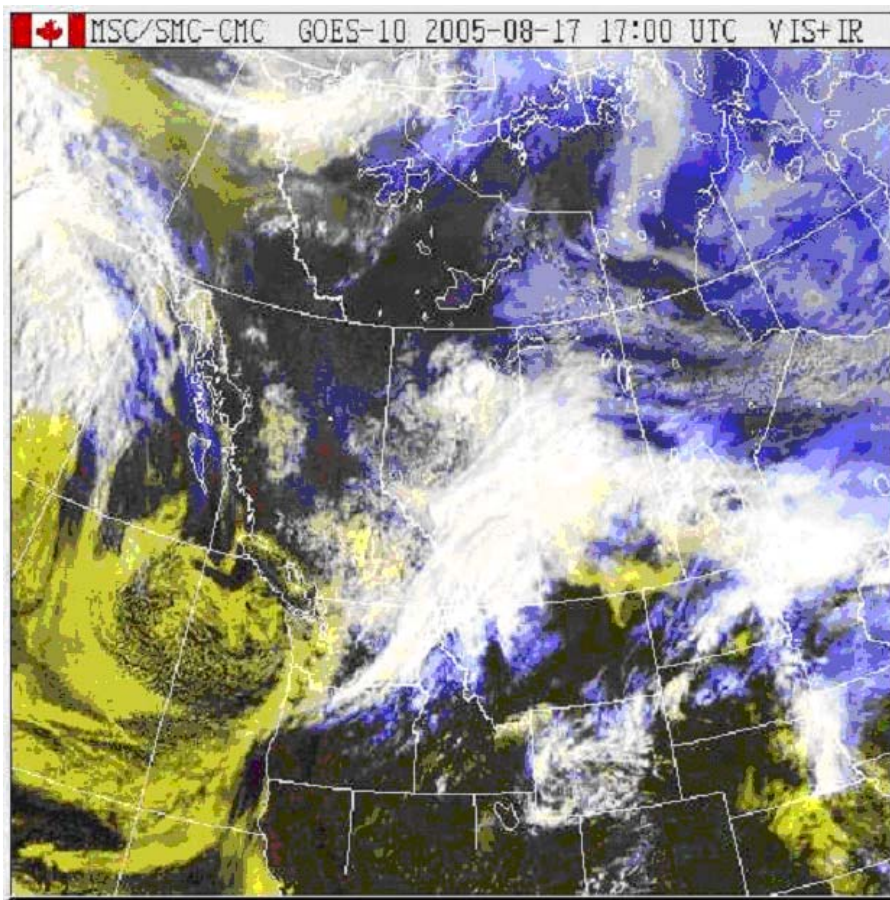


Figure 20-6. Combinaison de photo satellitaire GOES ouest dans le spectre visuel plus infrarouge, prise le 17 août 2005 à 17:00 UTC.

20.7 Image satellitaires dans le spectre de vapeur d'eau

Des gammes spécifiques d'énergie infrarouge interagissent avec les états solide, liquide et de vapeur de l'eau. Des détecteurs spécialement ajustés de satellites géostationnaires peuvent, en plus des nuages, déceler de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

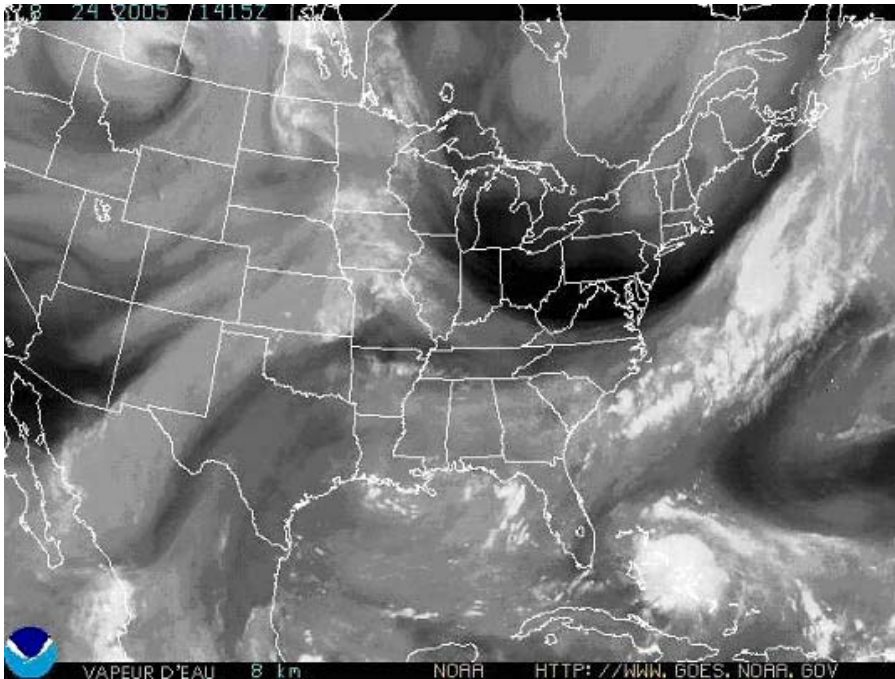


Figure 20-7. Photo satellitaire NOAA à spectre de vapeur d'eau, prise le 24 août 2005 à 14:15 UTC.

Les détecteurs de vapeur d'eau des satellites météo révèlent des régions de grande concentration de vapeur d'eau atmosphérique dans la troposphère entre les altitudes de 3 et 7 Km. On peut voir ces zones, évoquant parfois de gigantesques tourbillons ou panaches, se mouvoir à l'intérieur et à travers les configurations météorologiques à grande échelle. Des études récentes portent à croire qu'à tout moment on peut trouver de la vapeur d'eau atmosphérique formant l'équivalent de «rivières dans le ciel».

20.8 Avantages des images satellitaires dans les prévisions météorologiques

Dans le passé, les météorologistes fondaient leurs prévisions sur des mesures de la température, de la pression, de l'humidité, des précipitations, de la couverture nuageuse ainsi que sur la vitesse et la direction du vent. Ils dressaient laborieusement des cartes et analysaient leurs observations de 2 à 4 fois par jour, pour évaluer l'orientation et la vitesse de déplacement des systèmes.

L'avènement des satellites a complètement transformé le quotidien des météorologues, en leur permettant désormais d'observer presque en direct la formation des nuages, partout autour du globe, et de situer avec plus de précision les phénomènes de grande envergure tels que les systèmes météorologiques, ouragans, ou une zone d'orages hors de portée du réseau d'observation de surface.

Or, en raison de l'éloignement relatif des stations d'observation, il est parfois difficile de bien situer ces systèmes et de suivre fidèlement leurs mouvements. Le problème se pose avec plus d'acuité au-dessus des océans, des déserts et des régions polaires, où les points d'observation traditionnels sont rares.

Dans le contexte où les observations de surface visent à déterminer avec la meilleure précision possible le type et la nature des masses d'air et des phénomènes atmosphériques, l'imagerie

satellitaire est donc à la fois un précieux complément et une source unique d'information sur ce qui se passe sur l'ensemble des zones de prévision.

Des mouvements de configurations de nuages décelés en visionnant des images satellitaires séquentielles indiquent les circulations de systèmes météorologiques à grande échelle. On peut estimer la vitesse des vents à différents niveaux et on peut même identifier des courants à grande vitesse en haute atmosphère.

Les météorologues utilisent des images satellitaires pour déterminer la forme, la hauteur et le type des nuages. Des changements dans ces propriétés des nuages, de même que leur mouvement, fournissent de précieux renseignements aux spécialistes des prévisions météorologiques pour déterminer ce qui se produit et ce qui est susceptible de se produire au niveau de la météo au cours des heures et jours à venir.

Les ouragans ressemblent à des girations de nuages. Plus souvent qu'autrement, on décèle la naissance d'ouragans à partir d'images satellitaires parce qu'ils se produisent au-dessus de grandes étendues d'océan.

De grands boucliers de nuages en forme de virgules donnent naissance aux systèmes de basse pression de latitudes moyennes.

Les nuages porteurs de pluie peuvent ressembler à des grains de sable, particulièrement sur les images du spectre visible. Les orages ressemblent à des «taches» ou à des «séries de taches». Leurs sommets élevés s'en détachent en s'étalant sous le vent sous forme de traînées nuageuses de Cirrus. Il peut y avoir des nuages avoisinants à plus basse altitude sous l'allure de petites «queues» recourbées vers le sud-ouest. Des telles «queues» peuvent aussi être des indicateurs de la possibilité de tornades.

Comme cette observation satellitaire permet de suivre le développement et le trajet des ouragans et des tempêtes, les services d'alerte s'en trouvent nettement plus efficaces; cette efficacité se retrouve aussi dans le domaine maritime, puisque de meilleures informations sur les glaces sont tout aussi utiles en matière de sécurité qu'en ce qui a trait à l'exploitation des gisements de pétrole et de gaz de l'Arctique.

Parallèlement, les climatologues utilisent aussi leurs données pour étudier les changements saisonniers de la couverture de neige, afin de faciliter la gestion des eaux et améliorer la prévision des crues.

20.9 Apport scientifique

Les satellites, tant géostationnaires qu'à orbite polaire, recueillent jour et nuit des données permettant de mesurer la température, la hauteur des nuages, les profils de température et d'humidité de l'atmosphère, et les températures de la surface océanique.

En l'absence de pluie, le détecteur à hyperfréquence «sounder» des derniers satellites GOES peut voir au travers les nuages et, par conséquent, produire certains profils de température. De plus, en captant le rayonnement infrarouge de la Terre et des nuages, les satellites produisent des images nocturnes reflétant la couverture nuageuse et les températures de grandes zones de la surface océanique.

La somme de leurs données sert autant à préciser les cartes de surface et en altitude produites par les centres de prévision, qu'à augmenter la précision des prévisions, ou présenter l'ensemble d'une situation lors d'un exposé fait dans le contexte de la préparation d'un vol.

Si la qualité des prévisions a connu un essor considérable au cours des dernières décennies les nouvelles générations de satellites, selon toute vraisemblance, permettront d'en améliorer encore davantage la précision et la portée, tout en fournissant encore plus d'information sur l'environnement et l'usage qu'on en fait.

20.10 Exercices

1. Quels sont les deux systèmes de satellites météorologiques actuellement en exploitation?
2. Quelles sont les principales différences entre les deux?
3. Quels types d'images ces satellites transmettent-ils?
4. Quels avantages les satellites météorologiques procurent-ils en prévision météorologique?
5. À quoi est-ce que les orages ressemblent sur les images satellitaires?
6. Quelle est la fréquence avec laquelle les images satellitaires GOES sont produites et transmises à la Terre?
7. Combien de satellites géostationnaires est qu'il y a en exploitation en Amérique du nord?

CHAPITRE 21 DÉCODAGE DES ABRÉVIATIONS STANDARDS

Les prévisions destinées à l'aviation sont souvent écrites dans un langage abrégé, dans le but de raccourcir les textes et de les transmettre plus rapidement. En Amérique du Nord, les textes des prévisions sont écrits en anglais. En conséquence, les abréviations correspondent à des mots anglais. Les mots qui n'ont pas d'abréviation sont écrits tel quel.

[A](#) [B](#) [C](#) [D](#) [E](#) [F](#) [G](#) [H](#) [I](#) [J](#) [K](#) [L](#) [M](#) [N](#) [O](#) [P](#) [Q](#) [R](#) [S](#) [T](#) [U](#) [V](#) [W](#) [Y](#)

21.1 Lettre A

Anglais	Abbr.	Français
ABOUT	ABT	À PEU-PRÈS
ABOVE	ABV	AU-DESSUS
ABOVE FREEZING LAYER	AFL	AU-DESSUS NIV. CONGÉLATION
ABOVE GROUND	AG	AU-DESSUS DU SOL
ABOVE GROUND LEVEL	AGL	AU-DESSUS DU NIVEAU DU SOL
ABOVE MEAN SEA LEVEL	AMSL	AU-DESSUS DU NIV. MOYEN DE LA MER
ABOVE SEA LEVEL	ASL	AU-DESSUS DU NIV. DE LA MER
ACCELERATE	ACLT	ACCÉLÉRER
ACCEPT	ACPT	ACCEPTER
ACCOMPANY	ACPY	ACCOMPAGNER
ACCORDING	ACRDG	SELON
ACROSS	ACRS	À TRAVERS
ACTIVE	ACT	ACTIF
ADDITION	ADDN	ADDITION
ADJACENT	ADJ	ADJACENT
ADVANCE	ADVN	AVANCER

Anglais	Abbr.	Français
ADVECTION	ADVCTN	ADVECTION
ADVISE	ADZ	CONSEILLER
ADVISORY	ADZRY	AVIS
AERODROME	AD	AÉRODROME
AERODROME FORECAST	TAF	PRÉVISION D'AÉRODROME
AFFECT	AFCT	AFFECTER
AFTER	AFT	APRÈS
AFTERNOON	AFTN	APRÈS-MIDI
AGAIN	AGN	ENCORE
AGREE	AGR	EN ACCORD, ÊTRE D'ACCORD
AGREEMENT	AGRMT	ACCORD
AHEAD	AHD	EN AVANT
AIR-TO-AIR	A/A	AIR-AIR
AIR-TO-GROUND	A/G	AIR-SOL
AIR MASS	AIRMS	MASSE D'AIR
AIR REPORT	AIREP	COMPTE RENDU EN VOL
AIRCRAFT	ACFT	AÉRONEF, AVION
AIRPORT	ARPT	AÉROPORT
ALABAMA	AL	ALABAMA
ALASKA	AK	ALASKA
ALASKA PANHANDLE	ALSK PNHDL	EXTRÊME SUD DE L'ALASKA
ALBERTA	AB	ALBERTA
ALEUTIAN	ALUTN	ALÉOUTIENNES
ALL QUADRANTS	ALQDS	TOUS LES QUADRANTS
ALOFT	ALF	EN ALTITUDE
ALONG	ALG	LE LONG DE
ALTERNATE	ALTN	AÉROPORT DE DÉGAGEMENT
ALTHOUGH	ALTHO	BIEN QUE
ALTIMETER	ALTM	ALTIMÈTRE
ALTITUDE	ALT	ALTITUDE
ALTOCUMULUS	AC	ALTOCUMULUS
ALTOCUMULUS CASTELLANUS	ACC	ALTOCUMULUS CASTELLANUS
ALTOSTRATUS	AS	ALTOSTRATUS
AMEND	AMD	MODIFIER
AMOUNT	AMT	NÉBULOSITÉ, ÉTENDUE DES NUAGES
AMPLIFY	AMP	AMPLIFIER
AMPLITUDE	AMPLTD	AMPLITUDE

Anglais	Abbr.	Français
ANALYSE, ANALYSIS	ANAL	ANALYSE, ANALYSER
ANOMALOUS PROPAGATION	AP	PROPAGATION ANORMALE
ANTICIPATE	ANTCPT	ANTICIPER
ANTICYCLONIC	ACYC	ANTICYCLONIQUE
APPARENT	APRNT	APPARENT
APPEAR	APPR	SEMBLER
APPROACH	APCH	APPROCHE/APPROCHER
APPROXIMATE	APRX	APPROXIMATIF
APRIL	APR	AVRIL
ARCTIC	ARTC	ARCTIQUE
ARIZONA	AZ	ARIZONA
ARKANSAS	AR	ARKANSAS
AROUND	ARND	AUTOUR
ARRANGE	ARNG	PRENEZ DES DISPOSITIONS POUR
ARRIVE	ARR	ARRIVER
AS SOON AS POSSIBLE	ASAP	DÈS QUE POSSIBLE
ASCEND	ASND	MONTER, S'ÉLEVER
ASCENT	ASNT	ASCENSION
ASSOCIATE	ASOCT	ASSOCIER
AT THIS TIME	ATTM	À CE MOMENT
ATLANTIC	ATLC	ATLANTIQUE
ATMOSPHERE	ATMOS	ATMOSPHÈRE
ATTEND	ATND	ASSISTER À
AUGUST	AUG	AOÛT
AURORA BOREALIS	AURBO	AURORE BORÉALE
AUTOMATIC	AUTO	AUTOMATIQUE
AVAILABLE	AVBL	DISPONIBLE
AVERAGE	AVG	MOYEN(NE)
AVIATION	AVTN	AVIATION
AVIATION ROUTINE WEATHER REPORT	METAR	MESSAGE MÉTÉOROLOGIQUE RÉGULIER POUR L'AVIATION
AVIATION WEATHER ADVISORY	AIRMET	AVIS MÉTÉOROLOGIQUE POUR L'AVIATION

21.2 Letter B

English	Abbr.	French
BACK	BCK	RECULER

English	Abbr.	French
BAFFIN BAY	BAFBA	BAIE DE BAFFIN
BAFFIN ISLAND	BAFISLD	ÎLE DE BAFFIN
BALLOON	BLN	BALLON
BAND	BND	BANDE
BAROCLINIC	BACLIN	BAROCLINE
BAROMETER	BARO	BAROMÈTRE
BAROTROPIC	BATROP	BAROTROPE
BASE OF OVERCAST	BOVC	BASE DU CIEL COUVERT
BAY OF FUNDY	BAFDY	BAIE DE FUNDY
BEACON	BCN	RADIOPHARE
BEAUFORT SEA	BFRTS	MER DE BEAUFORT
BECAUSE	BCS	PARCE QUE
BECOME	BECM	DEVENIR
BECOMING	BECMG	DEVENANT
BEFORE	BFR	AVANT
BEGIN, BEGAN	BGN	COMMENCER, À COMMENCÉ
BEHIND	BHND	DERRIÈRE
BELOW	BLO	AU-DESSOUS
BENEATH	BNTH	SOUS
BERMUDA	BDA	BERMUDES
BETTER	BTR	MEILLEUR
BETWEEN	BTN	ENTRE
BETWEEN LAYERS	BTL	ENTRE LES COUCHES
BEYOND	BYD	AU-DELÀ
BLOCK	BLK	BLOC
BLOWING	BL	SOUFFLER
BLOWING DUST	BLDU	CHASSE-POUSSIÈRE ÉLEVÉE
BLOWING DUST IN THE VICINITY	VCBLDU	CHASSE-POUSSIÈRE ÉLEVÉE DANS LES ENVIRONS
BLOWING SAND	BLSA	CHASSE-SABLE ÉLEVÉE
BLOWING SAND IN VICINITY	VCBLSA	CHASSE-SABLE ÉLEVÉE DANS LES ENVIRONS
BLOWING SNOW	BLSN	CHASSE-NEIGE ÉLEVÉE
BLOWING SNOW IN VICINITY	VCBLSN	CHASSE-NEIGE ÉLEVÉE DANS LES ENVIRONS
BORDER	BDR	FRONTIÈRE
BOUNDARY	BDRY	LIMITE
BREAK	BRK	ÉCLAIRCIE
BRIEF	BRF	BREF
BRITISH COLUMBIA	BC	COLOMBIE BRITANNIQUE

English	Abbr.	French
BROAD	BRD	LARGE, ÉVASÉ
BROADCAST	BCST	ÉMISSION RADIO/TÉLÉ
BROKEN	BKN	FRAGMENTÉ
BUILD	BLD	DÉVELOPPER
BUILDUP	BLDUP	SE DEVELOPPER, AUGMENTER
BUILT	BLT	DÉVELOPPER
BULLETIN	BULL	BULLETIN
BY WAY OF, VIA	VIA	VIA, PASSANT PAR

21.3 Letter C

English	Abbr.	French
CALIFORNIA	CA	CALIFORNIE
CANADA	CAN	CANADA
CANADIAN	CDN	CANADIEN(NE)
CANCEL	CNCL	ANNULER
CARIBBEAN	CARIB	ANTILLES
CASCADES	CASCDS	CASCADES
CATEGORY	CTGY	CATÉGORIE
CAUTION	CAUTN	PRUDENCE
CEILING	CIG	PLAFOND
CELSIUS (DEGREES)	C	CELSIUS (DEGRÉS)
CENTIMETRE(S)	CM	CENTIMÈTRE(S)
CENTRAL	CNTRL	CENTRAL
CENTRE	CNTR	CENTRE
CHANCE	CHNC	CHANCE
CHANGE	CHG	CHANGE
CHANNEL	CH	CANAL
CIRCUIT	CCT	CIRCUIT
CIRCULATE	CRCLT	CIRCULER
CIRROCUMULUS	CC	CIRROCUMULUS
CIRROSTRATUS	CS	CIRROSTRATUS
CIRRUS	CI	CIRRUS
CIVIL	CIV	CIVIL
CLEAR	CLR	CLAIR,DEGAGÉ
CLEAR AIR TURBULENCE	CAT	TURBULENCE EN ATMOSPÈRE CLAIRE
CLOSE	CLS	PRÈS, FERMER
CLOUD	CLD	NUAGES

English	Abbr.	French
CLOUDS AND WEATHER	CLDS AND WX	NUAGES ET TEMPS
COAST	CST	CÔTE
COASTAL MOUNTAINS	CSTLMTNS	CHAÎNE CÔTIÈRE
COASTAL PASSES	CSTLPSS	COLS CÔTIERS
COLD AIR ADVECTION	CAA	ADVECTION D'AIR FROID
COLD FRONT PASSAGE	FROPA	PASSAGE D'UN FRONT FROID
COLORADO	CO	COLORADO
COMMA	CMA	VIRGULE
COMMA HEAD	CMAH	TÊTE DE LA VIRGULE NUAGEUSE
COMMA SHAPE CLOUD	CMASC	VIRGULE NUAGEUSE
COMMENCE	CMNC	COMMENCE
COMMUNICATIONS	COM	COMMUNICATIONS
COMPLETE	CMPL	COMPLÉTER, COMPLET
COMPLEX	CMPLX	COMPLEXE
COMPUTER	CMPTR	ORDINATEUR
CONCLUSION	CNCLSN	CONCLUSION
CONDENSATION TRAILS	CONTRAILS	TRAINNÉES DE CONDENSATION
CONDITION	COND	CONDITION
CONFIDENT,CONFIDENCE	CONFID	CONFIANT,CONFIANCE
CONFLUENCE	CNFLNC	CONFLUENCE
CONFLUENT	CNFLNT	CONFLUENT
CONNECTICUT	CT	CONNECTICUT
CONSIDERABLE	CSDRBL	CONSIDÉRABLE
CONTACT	CTC	CONTACT
CONTINUE	CONT	CONTINUER
CONTINUOUS	CONTUS	CONTINU
CONTOUR	CONTR	CONTOUR, ISOLIGNE
CONTROL	CTL	CONTRÔLE
CONVECTION	CVCTN	CONVECTION
CONVECTIVE	CVCTV	CONVECTIF
CONVERGE	CONVRG	CONVERGER
CONVERGENCE	CONVRGNC	CONVERGENCE
CORRECT, CORRECTION	COR	CORRECT(E), CORRECTION
CORRESPOND	CRSPND	CORRESPONDRE
COVER	COV	COUVERT
CROSSING	XNG	CROISEMENT
CUMULONIMBUS	CB	CUMULONIMBUS
CUMULUS	CU	CUMULUS
CUMULUS FRACTUS	CUFRA	CUMULUS FRACTUS

English	Abbr.	French
CURRENT	CRNT	COURANT
CURVE	CRV	COURBE
CYCLOGENESIS	CYCGNS	CYCLOGÉNÈSE
CYCLOLYSIS	CYCLYS	CYCLOLYSE
CYCLONIC	CYC	CYCLONIQUE

21.4 Letter D

English	Abbr.	French
DAILY	DLY	QUOTIDIEN
DAKOTAS	DKTS	DAKOTAS
DANGER, DANGEROUS	DNG	DANGER, DANGEREUX
DAVIS STRAIT	DVSST	DÉTROIT DE DAVIS
DAYBREAK	DABRK	AUBE
DAYLIGHT	DALGT	LUMIÈRE DU JOUR
DAYTIME	DATM	JOUR
DECAMETRE	DAM	DECAMÈTRE
DECELERATE	DCLRT	RALENTIR
DECEMBER	DEC	DÉCEMBRE
DECIDE	DECID	DÉCIDER
DEEP	DP	PROFOND
DEEPEN	DPN	CREUSER (SE)
DEFINITE	DFNT	DÉFINI, PRÉCIS
DEFORMATION ZONE	DFZN	ZONE DE DÉFORMATION
DEGREE	DEG	DEGRÉ
DELAWARE	DE	DELAWARE
DELAY	RTD	DÉLAI, RETARD
DELETE	DLT	RAYER
DENSE	DNS	DENSE
DEPICTION	DPCTN	REPRÉSENTATION
DEPTH	DPT	PROFONDEUR
DESCEND	DSND	DESCENDRE
DESCENT	DSNT	DESCENTE
DESCRIBE	DSCRB	DÉCRIRE
DETECTOR	DTCTR	DÉTECTEUR
DETERIORATE	DTRT	DÉTERIORER
DETERMINE	DTRM	DÉTERMINER
DEVELOP	DVLP	DÉVELOPPER

English	Abbr.	French
DEVIATION	DEV	DÉVIATION
DEW POINT	TD	POINT DE ROSÉE
DIAGNOSIS	DIAG	DIAGNOSTIC
DIFFICULT	DFCLT	DIFFICILE
DIFFLUENCE	DIFLNC	DIFFLUENCE
DIFFLUENT	DIFLNT	DIFFLUENT
DIFFUSE	DFUS	DIFFUS
DIMINISH	DMSH	DIMINUER
DIRECT	DCT	DIRECT
DIRECTION	DCTN	DIRECTION
DISAPPEAR	DSAPR	DISPARAÎTRE
DISCUSS	DSCS	DISCUTER
DISPERSAL	DSPRL	DISPERSION
DISPLACE	DSPLC	DÉPLACER
DISSEMINATE	DISEM	DISSÉMINER
DISSIPATE	DSIPT	DISSIPER
DISTANT/DISTANCE	DIST	DISTANT/DISTANCE, ÉLOIGNÉ
DISTRIBUTE	DISTR	DISTRIBUER
DISTRICT OF COLUMBIA	DC	DISTRICT DE COLUMBIA
DISTURBANCE	DSTBNC	PERTURBATION
DIVERGE	DIVRG	DIVERGER
DIVERGENCE	DIVRGNC	DIVERGENCE
DIVIDE	DVD	SÉPARER, PARTAGER
DODGING	DDG	ÉVITANT
DOMESTIC	DOM	INTÉRIEUR
DOMINANT	DMNT	DOMINANT
DOPPLER (RADAR)	DPLR	DOPPLER (RADAR)
DOUBLE	DBL	DOUBLE
DOUBTFUL	DBTFL	DOUTEUX
DOWN	DN	SOUS
DOWNDRAFT	DNDFT	COURANT D'AIR DESCENDANT
DOWNSLOPE	DNSLP	DESCENDANT LA PENTE
DOWNSTREAM	DNSTRM	AVAL, DESCENDRE LE
DOWNWIND	DNWND	SOUS LE VENT
DRAFT	DFT	ÉBAUCHE, COURANT (D'AIR)
DRIFT	DRFT	DÉRIVER, DÉRIVE
DRIFTING DUST	DRDU	CHASSE-POUSSIÈRE
DRIFTING SNOW	DRSN	CHASSE NEIGE
DRIZZLE	DZ	BRUINE

English	Abbr.	French
DRY BULB	DB	THERMOMÈTRE SEC
DUPLICATE	DUPLCT	COPIE
DURATION	DUR	DURÉE
DURING	DURG	DURANT, PENDANT
DURING CLIMB	DURC	EN MONTÉE
DURING DESCENT	DURD	EN DESCENTE
DUST	DU	POUSSIÈRE
DUST STORM	DS	TEMPÊTE DE POUSSIÈRE
DUST STORM IN VICINITY	VCDS	TEMPÊTE DE POUSSIÈRE DANS LES ENVIRONS
DUST WHIRLS	PO	TOURBILLON DE POUSSIÈRE
DUST WHIRLS IN VICINITY	VCPO	TOURBILLON DE POUSSIÈRE DANS LES ENVIRONS

21.5 Letter E

English	Abbr.	French
EARLY	ERLY	TÔT
EAST	E	EST
EAST-NORTHEAST	ENE	EST-NORD-EST
EAST-SOUTHEAST	ESE	EST-SUD-EST
ECHO TOP	ECTP	SOMMET DE L'ÉCHO
EFFECT	EFCT	EFFET, RÉSULTAT, EN VIGEUR
ELEVATION	ELEV	ÉLÉVATION
ELLESMERE ISLAND	ELISL	ÎLE ELLESMERE
ELSEWHERE	ELSW	AILLEURS
EMBEDDED	EMBD	ENCASTRÉ, IMBRIQUÉ
EMISSION	EM	ÉMISSION
EN-ROUTE	ENRT	EN ROUTE
ENDING	ENDG	SE TERMINANT
ENHANCE, ENHANCEMENT	ENHNC	REHAUSSER, REHAUSSEMENT
ENOUGH	ENUF	ASSEZ
ENTIRE	ENTR	ENTIER
EQUIPMENT	EQPT	ÉQUIPEMENT
ESPECIALLY	ESPLY	SPÉCIALEMENT
ESTIMATE	EST	ESTIMER
EVAPORATION	EVAP	ÉVAPORATION
EVENING	EVE	SOIR
EVERY	EVRY	CHAQUE

English	Abbr.	French
EVIDENCE	EVDNC	ÉVIDENCE
EXCEPT	EXC	EXCEPTÉ
EXPAND	XPND	AUGMENTER, AUGMENTATION
EXPECT	EXP	ATTENDRE, S'ATTENDRE À
EXPOSED	XPOSD	EXPOSÉ
EXTEND	XTND	ÉTENDRE, PROLONGER
EXTENSIVE	XTNSV	VASTE
EXTRAPOLATION	XTRAP	EXTRAPOLATION
EXTREME	XTRM	EXTRÊME

21.6 Letter F

English	Abbr.	French
FACILITIES	FAC	INSTALLATIONS ET SERVICES
FACSIMILE	FAX	FAC-SIMILE
FALLING	FALG	À LA BAISSÉ
FARTHER, FURTHER	FRTHR	PLUS LOIN, DAVANTAGE
FEATURE	FEAT	CARACTÉRISTIQUE
FEBRUARY	FEB	FÉVRIER
FEET, FOOT	FT	PIED(S)
FEW	FEW	QUELQUES
FIELD	FLD	CHAMP, TERRAIN
FILL	FIL	COMBLER, REMPLIR
FIRST	FST	PREMIER
FLIGHT	FLT	VOL, ENVOLÉE
FLIGHT INFORMATION CENTRE	FIC	CENTRE D'INFORMATION DE VOL
FLIGHT INFORMATION REGION	FIR	RÉGION D'INFORMATION DE VOL
FLIGHT INFORMATION SERVICE	FIS	SERVICE D'INFORMATION DE VOL
FLIGHT LEVEL (PIREP)	FL	NIVEAU DE VOL (PIREP)
FLIGHT PLAN	PLN	PLAN DE VOL
FLIGHT SERVICE STATION	FSS	STATION D'INFORMATION DE VOL
FLORIDA	FL	FLORIDE
FLOW	FLO	ÉCOULEMENT
FLUCTUATE	FLUC	FLUCTUER
FLURRY	FLRY	AVERSE DE NEIGE
FLY	FLY	VOLER
FOG	FG	BROUILLARD
FOG (ANY TYPE) IN VICINITY	VCFG	BROUILLARD DANS LES ENVIRONS

English	Abbr.	French
FOG COVERING PART OF AERODROME	PRFG	BROUILLARD SUR UNE PARTIE DE L'AÉRODROME
FOG PATCHES	BCFG	BANCS DE BROUILLARD
FOLLOW	FLW	SUIVRE
FOOTHILLS	FTHLS	CONTREFORTS DES ROCHEUSES
FOR YOUR INFORMATION	FYI	À TITRE DE RENSEIGNEMENT
FORECAST	FCST	PRÉVISION, PRÉVU
FORM	FRM	FORME
FORMAT	FRMT	FORMAT
FORWARD	FWD	DEVANT, VERS L'AVANT
FOX BASIN	FXBSN	BASIN DE FOX
FREEZE, FREEZING	FZ	GELER, GELANT
FREEZING DRIZZLE	FZDZ	BRUINE SE CONGELANT
FREEZING LEVEL	FZLVL	NIVEAU DE CONGÉLATION
FREEZING RAIN	FZRA	PLUIE VERGLAÇANTE
FREQUENCY	FREQ	FRÉQUENCE
FREQUENT	FRQ	FRÉQUENT
FRIDAY	FRI	VENDREDI
FROM	FM	DE (VENANT DE)
FRONT	FNT	FRONT
FRONTAL PASSAGE	FROPA	PASSAGE FRONTAL
FRONTOGENESIS	FNTGNS	FRONTOGÉNÈSE
FRONTOLYSIS	FNTLYS	FRONTOLYSE
FROST ON THE INDICATOR	FROIN	GIVRE SUR L'INDICATEUR
FROZEN	FZN	GELÉ
FUNCTION	FUNC	FONCTION
FUNNEL CLOUD	FC	NUAGE EN ENTONNOIR
FUTURE	FUTR	FUTUR

21.7 Letter G

English	Abbr.	French
GARBLE	GRBL	BROUILLÉ
GENERAL	GEN	GÉNÉRAL
GENERAL NOTICE	GENOT	AVIS GÉNÉRAL
GEORGIA	GA	GEORGIE
GEORGIA STRAIT	GASTR	DÉTROIT DE GÉORGIE
GEORGIAN BAY	GGNBA	BAIE GEORGIENNE
GIVE	GV	DONNER

English	Abbr.	French
GLIDE PATH	GP	ALIGNMENT DE DESCENTE
GOOD	GUD	BON
GRADIENT	GRAD	GRADIENT
GRADUAL	GRDL	GRADUEL
GRAND BANKS	GRBNKS	GRAND BANCS
GRAPHIC AREA FORECAST	GFA	PRÉVISION DE ZONE EN FORMAT GRAPHIQUE
GREAT	GRT	GRAND
GREAT BEAR LAKE	GBRLK	GRAND LAC DE L'OURS
GREAT LAKES	GRTLKS	GRANDS LACS
GREAT SLAVE LAKE	GSVLK	GRAND LAC DES ESCLAVES
GREENLAND	GRNLD	GROENLAND
GROUND	GND	SOL
GROUND-TO-AIR	G/A	SOL-AIR
GROUP	GRP	GROUPE
GUIDANCE	GDNC	CONSEIL
GULF	GLF	GOLFE
GULF OF ALASKA	GLFALSK	GOLFE DE L'ALASKA
GULF OF MEXICO	GLFMEX	GOLFE DU MEXIQUE
GULF OF ST. LAWRENCE	GLFSTLAWR	GOLFE DU SAINT-LAURENT
GUST(METAR, TAF)	G	RAFALE(METAR, TAF)
GUSTY	GSTY	EN RAFALE

21.8 Letter H

English	Abbr.	French
HAIL	GR	GRÊLE
HAIL SHOWER	SHGR	AVERSE DE GRÊLE
HAILSTONE	HLSTO	GRÊLON
HALF	HLF	DEMI, MOITIÉ
HARBOUR	HBR	PORT
HAZE	HZ	BRUME SÈCHE
HEADING	HDG	EN-TÊTE
HEATING	HTG	CHALEUR
HEAVY	HVY	LOURD, FORT
HECTOPASCAL	HPA	HECTOPASCAL
HEIGHT	HGT	HAUTEUR
HEMISPHERE	HEMIS	HÉMISPHERE
HENCE	HNC	PAR CONSÉQUENT

English	Abbr.	French
HERE	ER	ICI
HIGH	HI	HAUT,ANTICYCLONE
HIGHER	HIER	PLUS HAUT
HILL TOP	HLTP	SOMMET DE COLLINE
HISTORY	HIST	HISTOIRE
HODOGRAPH	HODO	HODOGRAPHE
HOLIDAY	HOL	CONGÉ, VACANCES
HORIZON	HRZN	HORIZON
HORIZONTAL	HRZNTL	HORIZONTAL
HOURL	HR	HEURE
HOWEVER	HWVR	CEPENDANT
HUDSON BAY	HSNBA	BAIE D'HUDSON
HUNDRED	HND	CENT,CENTAIN
HURRICANE	HURCN	OURAGAN

21.9 Letter I

English	Abbr.	French
ICE CRYSTALS	IC	CRISTAUX DE GLACE
ICE FOG	FZFG	BROUILLARD GLACÉ
ICE PELLET SHOWER	SHPL	AVERSE DE GRANULES DE GLACE
ICE PELLETS	PL	GRANULES DE GLACE
ICING	ICG	GIVRAGE
ICING IN CLOUD	ICGIC	GIVRAGE DANS LES NUAGES
ICING IN PRECIPITATION	ICGIP	GIVRAGE DANS LES PRÉCIPITATIONS
IDAHO	ID	IDAHO
IDENTIFIER	ID	IDENTIFICATEUR
IDENTIFY, IDENTIFICATION	IDENT	IDENTIFIER,IDENTITÉ
ILLINOIS	IL	ILINOIS
IMMEDIATE	IMDT	IMMÉDIAT
IMPORTANT	IMPT	IMPORTANT
IMPROVE	IMPR	AMÉLIORER
IN CLOUD	INC	DANS LES NUAGES
IN VICINITY OF	INVOF	DANS LES ENVIRONS
INCLUDE	INCL	INCLURE
INCOMPLETE	INCOMP	INCOMPLET
INCREASE	INCR	AUGMENTER, AUGMENTATION
INDEFINITE	INDEF	INDÉFINI

English	Abbr.	French
INDIANA	IN	INDIANA
INDICATE	INDC	INDIQUER
INFERIOR	INFR	INFÉRIEUR
INFLUENCE	INFLNC	INFLUENCE
INFORMATION	INFO	INFORMATION, RENSEIGNEMENTS
INFORMATION CONCERNING EN-ROUTE WEATHER PHENOMENA WHICH MAY AFFECT THE SAFETY OF AIRCRAFT OPERATIONS	SIGMET	RENSEIGNEMENTS RELATIFS AUX PHÉNOMÈNES MÉTÉOROLOGIQUES EN ROUTE QUI PEUVENT AFFECTER LA SÉCURITÉ DE VOL
INFRARED	IR	INFRAROUGE
INLAND	INLD	INTÉRIEUR DES TERRES
INOPERATIVE	INOP	INOPÉRANT, DÉFECTUEUX
INSTABILITY	INSTBY	INSTABILITÉ
INSTEAD	INSTD	PLUTÔT, AU LIEU DE
INSTRUMENT	INSTR	INSTRUMENT
INSTRUMENT FLIGHT RULES	IFR	RÈGLES DE VOL AUX INSTRUMENTS
INTENSE	INTS	INTENSE
INTENSIFY	INTSFY	INTENSIFIER
INTENSITY	INTSTY	INTENSITÉ
INTERIOR	INTR	INTÉRIEUR
INTERMITTENT	INTMT	INTERMITTENT
INTERNATIONAL	INTL	INTERNATIONAL
INTERRUPT, INTERRUPTION	INTRP	INTERROMPRE, INTERRUPTION
INTERSECTION	INTSCN	INTERSECTION
INVADE	INVD	ENVAHIR
INVERSION	INVRN	INVERSION
IOWA	IA	IOWA
ISLAND	ISLD	ÎLE
ISOBAR	ISBR	ISOBARE
ISOLATE	ISOL	ISOLER
ISOTHERM	ISOTRM	ISOTHERME

21.10 Letter J

English	Abbr.	French
JAMES BAY	JMSBA	BAIE JAMES
JANUARY	JAN	JANVIER
JETSTREAM	JTSTR	COURANT-JET
JUAN DE FUCA STRAIT	JDFSTR	DÉTROIT JUAN DE FUCA

English	Abbr.	French
JULY	JUL	JUILLET
JUNCTION	JCTN	JONCTION
JUNE	JUN	JUIN

21.11 Letter K

English	Abbr.	French
KANSAS	KS	KANSAS
KEEWATIN	KWTN	KEEWATIN
KENTUCKY	KY	KENTUCKY
KILOGRAMS	KG	KILOGRAMMES
KILOHERTZ	KHZ	KILOHERTZ
KILOMETRE	KM	KILOMÈTRE
KILOMETRE PER HOUR	KMH	KILOMÈTRE À L'HEURE
KILOPASCAL	KPA	KILOPASCAL
KNOT	KT	NOEUD

21.12 Letter L

English	Abbr.	French
LABRADOR	LABRDR	LABRADOR
LAKE	LK	LAC
LAKE WINNIPEG	LKWPG	LAC WINNIPEG
LAND	LD	TERRE, ATERRIR
LANDING	LDG	ATTERRISSAGE
LARGE	LRG	GRAND
LATER	LTR	PLUS TARD
LATITUDE	LAT	LATITUDE
LAYER	LYR	COUCHE
LEAVING	LVG	LAISSANT, PARTANT DE
LEE	LEE	SOUS LE VENT
LENGTH	LEN	LONGEUR
LENTICULAR	LENT	LENTICULAIRE
LEVEL	LVL	NIVEAU, UNI
LIFT	LFT	SOULÈVEMENT
LIFTED INDEX	LI	INDICE DE SOULÈVEMENT
LIGHT	LGT	LÉGER, LUMIÈRE
LIGHT AND VARIABLE	L/V	LÉGER ET VARIABLE

English	Abbr.	French
LIGHTNING	LTNG	ÉCLAIR,FOUDRE
LIGHTNING CLOUD TO CLOUD	LTGCC	ÉCLAIR DE NUAGE À NUAGE
LIGHTNING CLOUD TO GROUND	LTGCG	ÉCLAIR DE NUAGE AU SOL
LIGHTNING IN CLOUD	LTGIC	ÉCLAIR DANS LES NUAGES
LIKELY	LKLY	PROBABLEMENT
LIMIT	LT	LIMITE
LIMITED	LTD	LIMITÉ
LINE	LN	LIGNE
LITTLE	LTL	PEU, PETIT
LOCAL	LCL	LOCAL
LONG	LG	LONG
LONG RANGE	LGRG	À LONG TERME
LONGITUDE	LONG	LONGITUDE
LONGWAVE	LGWV	GRANDE ONDE
LOUISIANA	LA	LOUSIANE
LOW	LO	DÉPRESSION, BAS
LOW IFR	LIFR	IFR INFÉRIEUR
LOW LEVEL JET	LLJ	JET À BAS NIVEAU
LOW LEVEL WIND SHEAR	LLWS	CISAILLEMENT DU VENT À BAS NIVEAUX
LOWER	LWR	PLUS BAS, INFÉRIEUR

21.13 Letter M

English	Abbr.	French
MACKENZIE	MCKNZ	MACKENZIE
MAGNETIC	MAG	MAGNÉTIQUE
MAINE	ME	MAINE
MAINLY	MNLY	PRINCIPALEMENT
MAINTAIN	MAINT	MAINTENIR
MANITOBA	MB	MANITOBA
MANUAL	MANL	MANUEL
MARCH	MAR	MARS
MARGINAL	MRGL	MARGINAL
MARGINAL VFR	MVFR	VFR MARGINAL
MARITIME	MRTM	MARITIME
MARYLAND	MD	MARYLAND
MASSACHUSETTS	MA	MASSACHUSETTS
MAXIMUM	MAX	MAXIMUM

English	Abbr.	French
MAY	MAY	MAI
MEAN SEA LEVEL	MSL	NIVEAU MOYEN DE LA MER
MEASURE	MSR	MESURE
MECHANICAL	MECH	MÉCANIQUE
MEGAHERTZ	MHZ	MÉGAHERTZ
MERGE	MRG	JOINDRE, RÉUNIR
MESOSCALE	MESO	MOYENNE ÉCHELLE
MESSAGE	MSG	MESSAGE
METEOROLOGICAL	MET	MÉTÉOROLOGIQUE
METEOROLOGICAL WATCH OFFICE	MWO	CENTRE DE VEILLE MÉTÉOROLOGIQUE
METRE PER SECOND	MPS	MÈTRES PAR SECONDE
METRES	M	MÈTRES
METRIC UNITS	MTU	UNITÉS MÉTRIQUES
MICHIGAN	MI	MICHIGAN
MIDDLE	MID	MILIEU
MIDNIGHT	MIDNGT	MINUIT
MILES PER HOUR	MPH	MILLES À L'HEURE
MILLIBAR	MB	MILLIBAR
MINIMUM	MIN	MINIMUM
MINNESOTA	MN	MINNESOTA
MISSING	MISG	MANQUANT, ABSENT
MISSISSIPPI	MS	MISSISSIPPI
MISSISSIPPI RIVER	MISSIRVR	RIVIÈRE MISSISSIPPI
MISSOURI	MO	MISSOURI
MIST	BR	BRUME
MIXED	MXD	MÉLANGÉ
MIXING	MXG	MÉLANGEANT, DE MÉLANGE
MODERATE	MDT	MODÉRÉ
MODIFY	MDFY	MODIFIER
MOIST	MST	HUMIDE
MOISTURE	MSTR	HUMIDITÉ
MONDAY	MON	LUNDI
MONITOR, MONITORED	MNT	CONTRÔLE, CONTRÔLÉ
MONTANA	MT	MONTANA
MORNING	MRNG	MATIN, MATINÉE
MOSTLY	MSTLY	GÉNÉRALEMENT
MOTION	MOTN	MOUVEMENT
MOUNTAIN	MT	MONTAGNE

English	Abbr.	French
MOUNTAIN WAVES	MTW	ONDE OROGRAPHIQUES
MOVE	MOV	MOUVOIR, DÉPLACER

21.14 Letter N

English	Abbr.	French
NARROW	NRW	ÉTROIT
NAUTICAL MILE	NM	MILLE MARIN
NAVIGATION	NAV	NAVIGATION
NEAR	NR	PRÈS
NEBRASKA	NE	NEBRASKA
NECESSARY	NEC	NÉCESSAIRE
NEGATIVE	NEG	NÉGATIF
NEGATIVE VORTICITY ADVECTION	NVA	ADVECTION NÉGATIVE DE TOURBILLON
NEVADA	NV	NEVADA
NEW BRUNSWICK	NB	NOUVEAU-BRUNSWICK
NEW ENGLAND	NEWENG	NOUVELLE-ANGLETERRE
NEW HAMPSHIRE	NH	NEW HAMPSHIRE
NEW JERSEY	NJ	NEW JERSEY
NEW MEXICO	NM	NOUVEAU MEXIQUE
NEW YORK	NY	NEW YORK
NEWFOUNDLAND	NF	TERRE-NEUVE
NEXT	NXT	SUIVANT
NIGHT	NGT	NUIT
NIGHTTIME	NGTM	DURANT LA NUIT
NIL SIG WEATHER	NSW	PAS DE TEMPS SIGNIFICATIF
NIMBOSTRATUS	NS	NIMBOSTRATUS
NO CHANGE	NC	PAS DE CHANGEMENT
NONE	NIL	AUCUN
NORMAL	NML	NORMAL
NORTH	N	NORD
NORTH-NORTHEAST	NNE	NORD-NORD-EST
NORTH-NORTHWEST	NNW	NORD-NORD-OUEST
NORTH AMERICA	NAM	AMÉRIQUE DU NORD
NORTH ATLANTIC	NAT	NORD ATLANTIQUE
NORTH CAROLINA	NC	CAROLINE DU NORD
NORTH DAKOTA	ND	DAKOTA DU NORD
NORTH POLE	NP	PÔLE NORD

English	Abbr.	French
NORTHEAST	NE	NORD-EST
NORTHWEST	NW	NORD-OUEST
NORTHWEST TERRITORIES	NT	TERRITOIRES DU NORD-OUEST
NOTIFY	NTFY	NOTIFIER
NOVA SCOTIA	NS	NOUVELLE-ÉCOSSE
NOVEMBER	NOV	NOVEMBRE
NUMBER	NMBR	NOMBRE
NUMERICAL	NUMCL	NUMÉRIQUE
NUMEROUS	NMRS	NOMBREUX
NUNAVUT	NU	NUNAVUT

21.15 Letter O

English	Abbr.	French
OBSCURE	OBSC	OBSCURCIR
OBSERVE, OBSERVATION	OBS	OBSERVER, OBSERVATION
OBSTRUCT, OBSTACLE	OBST	OBSTRUER, OBSTACLE
OCCASIONAL	OCNL	OCCASIONNEL
OCCLUDE	OCLD	OCCLURE
OCCLUSION	OCLN	OCCLUSION
OCCUR	OCR	SE PRODUIRE
OCEAN	OCN	OCÉAN
OCTOBER	OCT	OCTOBRE
OFFSHORE	OFshr	AU LARGE
OHIO	OH	OHIO
OKLAHOMA	OK	OKLAHOMA
ON REQUEST	O/R	SUR DEMANDE
ON TOP	OTP	AU-DESSUS
ONSHORE	ONshr	DU LARGE (vent)
ONTARIO	ON	ONTARIO
OPEN	OPN	OUVRIR
OPERATION	OPS	EXPLOITATION OU VOLS
OPERATOR	OPR	EXPLOITANT
OREGON	OR	OREGON
ORGANISE	ORGZ	ORGANISER
ORIENT	ORNT	ORIENTER
ORIGINAL	ORIG	ORIGINAL
OROGRAPHIC	ORGPHC	OROGRAPHIQUE

English	Abbr.	French
OTHERWISE	OTWZ	AUTREMENT
OUTLOOK	OTLK	APERÇU
OVER	OVR	AU-DESSUS
OVER THE LAND	OVRLD	SUR LA TERRE
OVER THE SEA	OVRSEA	SUR LA MER
OVER THE STRAITS	OVRSTRS	SUR LES DÉTROITS
OVERCAST	OVC	COUVERT
OVERHEAD	OVRHD	AU-DESSUS, DANS LE CIEL
OVERLAP	OVRLP	RECOUVREMENT
OVERNIGHT	OVRNGT	PENDANT LA NUIT
OVERRUN	OVRN	ENVAHIR, DÉBORDER

21.16 Letter P

English	Abbr.	French
PACIFIC	PAC	PACIFIQUE
PANHANDLE	PNHNDL	BANDE DE TERRE
PARAGRAPH	PARA	PARAGRAPHE
PARALLEL	PRL	PARALLÈLE
PARTLY	PTLY	PARTIELLEMENT
PASSAGE, PASSING	PSG	PASSAGE, PASSANT
PATCH	PTCH	NAPPES, BANCS
PATTERN	PATN	CONFIGURATION
PENNSYLVANIA	PA	PENNSYLVANIE
PERFORMANCE	PER	PERFORMANCE
PERIOD	PD	PÉRIODE
PERMANENT	PERM	PERMANENT
PERSIST	PRST	PERSISTER
PHASE	PHS	PHASE
PICTURE	PIX	IMAGE, PHOTO
PILOT BALLOON OBS	PIBAL	OBSERVATION BALLON PILOTE
PILOT REPORT	PIREP	MESSAGE DE PILOTE
PLEASE	PLS	S'IL VOUS PLAÎT
POINT	PT	POINT
POLAR	P	POLAIRE
PORTION	PTN	PORTION
POSITION	PSN	POSITION
POSITIVE	POS	POSITIF

English	Abbr.	French
POSITIVE VORTICITY ADVECTION	PVA	ADVECTION POSITIVE DE TOURBILLON
POSSIBLE	PSBL	POSSIBLE
POTENTIAL	PTNL	POTENTIEL
POWER	PWR	PUISSANCE
PRECAUTION	PRCTN	PRÉCAUTION
PRECEDE	PRECD	PRÉCÉDER
PRECIPITATIONS	PCPN	PRÉCIPITATIONS
PREDOMINATE, PREDOMINANT	PDMT	PRÉDOMINER, PRÉDOMINANT
PREFER	PRFR	PRÉFÉRER
PRELIMINARY	PRELIM	PRÉLIMINAIRE
PREPARE	PREP	PRÉPARER
PRESENT	PRSNT	PRÉSENT, PRÉSENTER
PRESSURE	PRES	PRESSION
PRESSURE FALLING RAPIDLY	PRESFR	PRESSION EN BAISSÉ RAPIDE
PRESSURE RISING RAPIDLY	PRESRR	PRESSION EN HAUSSE RAPIDE
PREVAIL	PVL	PRÉVALOIR
PREVALENT	PVLT	COURANT, RÉPANDU
PREVIOUS	PREV	PRÉCÉDENT, ANTÉRIEUR
PRIMARY	PRIM	PRIMAIRE
PRINCE EDWARD ISLAND	PE	ÎLE DU PRINCE ÉDOUARD
PRINCIPAL	PRCPL	PRINCIPAL
PROBABILITY	PROB	PROBABILITÉ
PROCEDURE	PROC	PROCÉDURE
PROCEED	PCD	PROCÉDER
PROGNOSIS, PROGNOSTIC	PROG	PRONOSTIC, PRONOSTIQUE
PROVIDE	PRVD	FOURNIR
PROVISIONAL	PROV	PROVISOIR
PUBLIC	PUB	PUBLIQUE
PUGET SOUND	PGTSND	PUGET SOUND

21.17 Letter Q

English	Abbr.	French
QUADRANT	QUAD	QUADRANT
QUANTITATIVE PRECIPITATION FORECAST	QPF	PRÉVISION DES QUANTITÉS DE PRÉCIPITATIONS
QUANTITY	QNTY	QUANTITÉ
QUARTER	QTR	QUART
QUASI-STATIONARY	QS	QUASI-STATIONNAIRE

English	Abbr.	French
QUEBEC	QC	QUÉBEC
QUEEN CHARLOTTE ISLANDS	CHRLTS	ÎLES DE LA REINE CHARLOTTE

21.18 Letter R

English	Abbr.	French
RADAR	RDR	RADAR
RADAR REPORT	RAREP	MESSAGE DE RADAR
RADIAL	RDL	RADIAL
RADIATION	RADN	RAYONNEMENT
RADIO	RDO	RADIO
RADIOSONDE OBS.	RAOB	RADIOSONDAGE
RADIUS	RAD	RAYON
RAGGED	RAG	DÉCHIQUETÉ
RAIN	RA	PLUIE
RAIN SHOWER	SHRA	AVERSE DE PLUIE
RAINFALL RATE	RRT	TAUX DE CHUTE DE PLUIE
RANGE	RG	PORTÉE ÉTENDUE
RAPID	RPD	RAPIDE
RATHER	RTHR	PLUTÔT
REACH	RCH	ATTEINDRE
REASON	RSN	RAISON
RECEIVE	RCV	RECEVOIR
RECENT	RE	RÉCENT
RECOMMEND	RCMD	RECOMMANDER
REFERENCE	REF	RÉFÉRENCE
REFLECTION	RFCN	RÉFLEXION
REFORM	RFRM	RÉFORMER
REGION	RGN	RÉGION
REGULAR	REG	RÉGULIER
RELATIVE	RLTV	RELATIF
RELATIVE HUMUDITY	RH	HUMIDITÉ RELATIVE
RELAY	RLA	RELAYER
RELEASE	RLS	LIBÉRER, LÂCHER
RELIABLE	RLBL	FIABLE
REMAIN	RMN	DEMEURER, RESTER
REMARK	RMK	REMARQUE
REPEAT	RPT	RÉPÉTER

English	Abbr.	French
REPLACE	RPLC	REEMPLACER
REPORT	REP	RAPPORTER, RAPPORT, MESSAGE
REQUEST	REQ	DEMANDER
REQUIRE	RQR	NÉCESSITER
RESTRICT	RSTR	RESTREINDRE
RETARD, LATE	RTD	RETARDER, EN RETARD
RETURN	RTRN	RETOUR, RETOURNER
REVISE	RVS	RÉVISER
RHODE ISLAND	RI	RHODE ISLAND
RIDGE	RDG	CRÊTE
RISING	RSG	MONTANT, À LA HAUSSE
ROCKIES	RCKY	ROCHEUSES
ROTATE	ROT	TOURNER, PIVOTER
ROTATION	ROTN	ROTATION
ROUGH	RUF	RUDE, RUGEUX
ROUTE	RT	ROUTE
ROUTE FORECAST	ROFOR	PRÉVISION DE ROUTE
ROUTINE PIREP	UA	PIREP RÉGULER
RUNWAY	RWY	PISTE D'AÉRODROME
RUNWAY VISUAL RANGE	RVR	PORTÉE VISUELLE DE PISTE

21.19 Letter S

English	Abbr.	French
SAND WHIRLS	PO	TOURBILLON DE SABLE
SAND WHIRLS IN VICINITY	VCPO	TOURBILLON DE SABLE DANS LES ENVIRONS
SANDSTORM	SS	TEMPÊTE DE SABLE
SANDSTORM IN VICINITY	VCSS	TEMPÊTE DE SABLE DANS LES ENVIRONS
SASKATCHEWAN	SK	SASKATCHEWAN
SATELLITE	SAT	SATELLITE
SATELLITE COMMUNICATION	SATCOM	COMMUNICATION PAR SATELLITE
SCATTERED, SCATTER	SCT	ÉPARS, DISPERSER
SCHEDULE	SKED	HORAIRE
SEA LEVEL PRESSURE	SLP	PRESSION AU NIVEAU DE LA MER
SEARCH AND RESCUE	SAR	RECHERCHES ET SAUVETAGE
SECOND (next)	SCND	DEUXIÈME, SECOND
SECOND (time)	SEC	SECONDE

English	Abbr.	French
SECTION	SXN	SECTION
SECTOR	SECT	SECTEUR
SELECT	SEL	SÉLECTIONNER
SELKIRKS	SLKRS	MONTS SELKIRKS
SEPTEMBER	SEP	SEPTEMBRE
SEQUENCE	SQNC	SÉQUENCE
SERVICE	SER	SERVICE
SETTING	SETG	RÉGLAGE, CALAGE (altimètre)
SETTLE	SETL	AJUSTER
SEVERAL	SVRL	PLUSIEURS
SEVERE	SEV	FORT, VIOLENT
SHALLOW	SHLW	PEU PROFOND, PEU ÉPAIS
SHALLOW FOG	MIFG	COUCHE MINCE DE BROUILLARD
SHIFT	SHFT	CHANGEMENT, SAUTE
SHORE	SHR	RIVE
SHORT	SHRT	PETIT, COURT
SHORT RANGE	SRG	COURT TERME
SHORTWAVE	SWV	ONDE COURTE
SHOULD	SHUD	DEVRAIT
SHOWER	SH	AVERSE
SHOWER (ANY TYPE) IN VICINITY	VCSH	AVERSE DANS LES ENVIRONS
SHUTDOWN	SHTDN	ARRÊT
SIGNAL	SGL	SIGNAL
SIGNATURE	SIGNTR	SIGNATURE
SIGNIFICANT	SIG	SIGNIFICATIF
SIGNIFICANT WEATHER	SIGWX	TEMPS SIGNIFICATIF
SIMULTANEOUS	SIMUL	SIMULTANÉ
SITUATION	SITU	SITUATION
SKY CLEAR	SKC	CIEL DÉGAGÉ
SKY CONDITION (pirep)	SK	ÉTAT DU CIEL (pirep)
SLIGHT	SLGT	LÉGER, PEU
SLOPE	SLP	PENTE
SLOW	SLO	LENT
SMALL	SML	PETIT
SMOKE	FU	FUMÉE
SMOOTH	SMTH	DOUX
SNOW	SN	NEIGE
SNOW GRAINS	SG	NEIGE EN GRAINS

English	Abbr.	French
SNOW PELLET SHOWER	SHGS	AVERSE DE NEIGE ROULÉE
SNOW PELLETS	GS	NEIGE ROULEE
SNOW SHOWER	SHSN	AVERSE DE NEIGE
SNOW SQUALL	SNSQ	BOURRASQUE DE NEIGE
SNOWFALL	SNFL	CHUTE DE NEIGE
SOMETIMES	SMTM	PARFOIS
SOMEWHAT	SMWHT	QUELQUE PEU
SOURCE	SRC	SOURCE
SOUTH	S	SUD
SOUTH-SOUTHEAST	SSE	SUD-SUD-EST
SOUTH-SOUTHWEST	SSW	SUD-SUD-OUEST
SOUTH CAROLINA	SC	CAROLINE DU SUD
SOUTH DAKOTA	SD	DAKOTA DU SUD
SOUTHEAST	SE	SUD-EST
SOUTHWEST	SW	SUD-OUEST
SPECIAL	SPECI	SPÉCIAL
SPEED	SPD	VITESSE
SPIRAL	SPRL	SPIRALE
SPREAD	SPRD	RÉPANDRE
SPRINKLE	SPKL	ARROSER
SQUALL LINE	SQLN	LIGNE DE GRAINS
SQUALLS	SQ	GRAINS
ST. LAWRENCE	STLAWR	ST-LAURENT
STABILITY INDEX	SI	INDICE DE STABILITÉ
STABLE	STBL	STABLE
STAGNANT	STAG	STAGNANT, INACTIF
STANDARD	STD	STANDARD, NORME
STATION	STN	STATION
STATISTICS	STATS	STATISTIQUES
STEADY	STDY	CONSTANT
STOP	STP	ARRÊTER, ARRÊT
STORM	STM	TEMPÊTE
STRAIT	STR	DÉTROIT
STRAIT OF BELLE ISLE	STRBI	DÉTROIT DE BELLE ÎLE
STRATIFORM	STFRM	STRATIFORME
STRATOCUMULUS	SC	STRATOCUMULUS
STRATUS	ST	STRATUS
STRATUS FRACTUS	SF	STRATUS FRACTUS
STREAM	STRM	COURANT

English	Abbr.	French
STRENGTHEN	STGTN	RENFORCER
STRONG	STG	FORT
SUBJECTIVE	SBJV	SUBJECTIF
SUBSIDE	SBSD	APAISER, EN SUBSIDENCE
SUBSIDENCE	SBSDNC	SUBSIDENCE
SUGGEST	SUG	SUGGÉRER
SUMMARY	SMRY	SOMMAIRE
SUMMER SEVERE WEATHER	SSWX	TEMPS VIOLENT D'ÉTÉ
SUNDAY	SUN	DIMANCHE
SUNRISE	SNRS	LEVER DU SOLEIL
SUNSET	SNST	COUCHER DU SOLEIL
SUPERIOR	SUPR	SUPÉRIEUR
SUPERSEDE	SUPSD	REEMPLACER
SUPPLEMENT	SUPPL	SUPPLÉMENT
SUPPORT	SUPRT	APPUI, SOUTIEN
SURFACE	SFC	SURFACE
SYNOPSIS, SYNOPTIC	SYNO	SYNOPTIQUE, SITUATION
SYSTEM	SYS	SYSTÈME

21.20 Letter T

English	Abbr.	French
TAKE-OFF	TKOF	DÉCOLLAGE
TECHNICAL	TECHL	TECHNIQUE
TECHNICAL REASON	TECR	RAISONS TECHNIQUES
TECHNICIAN	TECH	TECHNICIEN
TELECOMMUNICATION	TELECOM	TÉLÉCOMMUNICATION
TELEPHONE	TEL	TÉLÉPHONE
TELETYPE	TLTP	TÉLÉSCRIPTEUR
TEMPERATURE	T	TEMPÉRATURE
TEMPORARY	TEMPO	TEMPORAIRE
TENDENCY	TNDCY	TENDANCE
TENNESSEE	TN	TENNESSEE
TEPHIGRAM	TEPHI	TÉPHIGRAMME
TERMINAL	TRML	AÉROGARE, AÉRODROME
TERRAIN	TRRN	TERRAIN
TEXAS	TX	TEXAS
THENCE	THNC	DE LÀ

English	Abbr.	French
THEREAFTER	THRFTR	PAR LA SUITE
THERMAL	THRML	THERMIQUE
THICK	THK	ÉPAIS
THIN	THN	MINCE
THOUSAND	THSD	MILLE, MILLIER
THROUGH	THRU	À TRAVERS
THROUGHOUT	THRUT	PARTOUT, POUR TOUTE LA DURÉE
THUNDERSTORM	TS	ORAGE
THURSDAY	THU	JEUDI
TILL	TILL	JUSQU'À
TODAY	TDA	AUJOURD'HUI
TOMORROW	TMW	DEMAIN
TONIGHT	TNGT	CE SOIR ET CETTE NUIT
TOPPING	TPG	SURMONTANT
TORNADO	+FC	TORNADE
TOWARD	TWD	VERS
TOWERING	TWRG	BOURGEONNANT
TOWERING CUMULUS	TCU	CUMULUS BOURGEONNANT
TRACE	TR	TRACE
TRACK	TRK	VOIE, ROUTE, SILLAGE
TRAFFIC	TRFC	TRAFIC
TRAJECTORY	TRAJ	TRAJECTOIRE
TRANSCRIBED WEATHER BROADCAST	TWB	ÉMISSION RADIO TRANSCRITE
TRANSFER	TSFR	TRANSFÉRER
TRANSMIT	XMIT	TRANSMETTRE
TROPICAL	TROPCL	TROPICAL
TROPICAL CYCLONE	TC	CYCLONE TROPICAL
TROPOPAUSE	TROP	TROPOPAUSE
TROUGH	TROF	CREUX, DÉPRESSION
TROUGH OF WARM AIR ALOFT	TROWAL	LANGUE D'AIR CHAUD EN ALTITUDE
TUESDAY	TUE	MARDI
TUKTOYAKTUK PENINSULA	TUKPEN	PÉNINSULE DE TUKTOYAKTUK
TURBULENCE	TURB	TURBULENCE
TWILIGHT	TWLGT	PÉNOMBRE
TYPE OF AIRCRAFT	TYP	TYPE D'AÉRONEF
TYPHOON	TYPH	TYPHON

21.21 Letter U

English	Abbr.	French
UNABLE	UNA	INCAPABLE, DANS L'IMPOSSIBILITÉ
UNAVAILABLE	UNAVBL	NON DISPONIBLE
UNIVERSAL TIME COORDINATED	UTC	TEMPS UNIVERSEL COORDONNÉ
UNKNOWN	UNKN	INCONNU
UNLESS	UNLS	À MOINS QUE
UNLIKELY	UNLKLY	IMPROBABLE
UNLIMITED	UNLTD	ILLIMITÉ
UNRELIABLE	UNREL	DOUTEUX, PEU FIABLE
UNSCHEDULED	UNSKED	IMPRÉVU, SPÉCIAL
UNSETTLE	UNSETL	PERTURBER, INCERTAIN
UNSTABLE	UNSTBL	INSTABLE
UNSTEADY	UNSTDY	IRRÉGULIER, NON CONSTANT
UNTIL	TILL	JUSQU'À
UNTIL FURTHER NOTICE	UFN	JUSQU'À NOUVEL AVIS
UPDRAFT	UPDFT	COURANT D'AIR ASCENDANT
UPPER	UPR	SUPÉRIEUR, PLUS ÉLEVÉ
UPPER AIR	UA	EN ALTITUDE
UPPER WIND FROM RAOB	RAWIN	VENTS PAR RADIOSONDAGE
UPSLOPE	UPSLP	MONTANT LA PENTE
UPSTREAM	UPSTRM	EN AMONT
UPWIND	UPWND	ENAMONT
URGENT	URG	URGENT
URGENT PIREP	UUA	PIREP URGENT
USABLE	USBL	UTILISABLE
UTAH	UT	UTAH
UTC (UNIVERSAL TIME COORDINATED)	Z	UTC (TEMPS UNIVERSEL COORDONNE)

21.22 Letter V

English	Abbr.	French
VALID	VLD	VALIDE, VALABLE
VALLEY	VLY	VALLÉE
VANCOUVER ISLAND	VRISL	ÎLE DE VANCOUVER
VAPOUR	VPR	VAPEUR

English	Abbr.	French
VARIABLE	VRB	VARIABLE
VARIATION	VRTN	VARIATION
VEER	VR	VIRER (mouvement dextrogyre)
VERIFY	VFY	VÉRIFIER
VERMONT	VT	VERMONT
VERTICAL	VERT	VERTICAL
VERTICAL VELOCITY	VV	VITESSE VERTICALE
VERY	VRY	TRÈS
VICINITY	VC	ENVIRONS
VICTORIA ISLAND	VICISL	ÎLE DE VICTORIA
VIOLENT	VLNT	VIOLENT
VIRGINIA	VA	VIRGINIE
VISIBILITY	VIS	VISIBILITÉ
VISIBLE	VISBL	VISIBLE
VISUAL	VISL	VISUEL
VISUAL FLIGHT RULES	VFR	RÈGLES DE VOL À VUE
VOLCANIC ASH	VA	CENDRE VOLCANIQUES
VORTICITY	VORT	TOURBILLON
	W	
WARM	WRM	CHAUD
WARM AIR ADVECTION	WAA	ADVECTION D'AIR CHAUD
WARNING	WRNG	AVERTISSEMENT
WASHINGTON	WA	WASHINGTON
WATER	WTR	EAU
WATERSPOUT	WTSPT	TROMBE MARINE
WATERSPOUT (METAR)	+FC	TROMBE MARINE (METAR)
WAVE	WV	VAGUE, ONDE
WEAK	WK	FAIBLE
WEAKEN	WKN	FAIBLIR, S'AFFAIBLIR
WEATHER	WX	CONDITIONS DU TEMPS
WEDNESDAY	WED	MERCREDI
WEIGHT	WT	POIDS

21.23 Letter W

English	Abbr.	French
WEST-NORTHWEST	WNW	OUEST-NORD-OUEST
WEST-SOUTHWEST	WSW	OUEST-SUD-OUEST

English	Abbr.	French
WEST VIRGINIA	WV	VIRGINIE OCCIDENTALE
WET BULB	WB	THERMOMÈTRE MOUILLÉ
WIDELY	WDLY	TRÈS, GRANDEMENT
WIDESPREAD	WDSPRD	ÉTENDU
WIDTH	WID	LARGEUR
WIND	WND	VENT
WIND SHEAR	WS	CISAILLEMENT DU VENT
WIND SHIFT	WSHFT	CHANGEMENT DE DIRECTION DU VENT
WINTER SEVERE WEATHER	WSWX	TEMPS D'HIVER RIGOUREUX
WISCONSIN	WI	WISCONSIN
WITHIN	WTN	DANS
WITHOUT	WO	SANS
WORSE	WRS	PIRE
WYOMING	WY	WYOMING

21.24 Letter Y

English	Abbr.	French
YESTERDAY	YDA	HIER
YUKON	YK	YUKON

CHAPITRE 22 SOLUTIONS

Chapitre: [1](#) [2](#) [3](#) [4](#) [5](#) [6](#) [7](#) [8](#) [9](#) [10](#) [11](#) [12](#) [13](#) [14](#) [15](#) [16](#) [17](#) [18](#) [19](#) [20](#)

22.1 Chapitre 1

1. L'atmosphère.
2. Azote, oxygène, vapeur d'eau, gaz carbonique et ozone.
3. Vapeur d'eau; elle devient visible sous certaines conditions. atmosphériques; ce qui donne lieu à la formation de nuages et de brouillard.
4. Les aérosols sont des particules liquides ou solides en suspension dans l'air.
5. Elles sont les noyaux de condensation nécessaires au changement de phase de la vapeur d'eau. De plus, une forte concentration d'aérosol solide peut réduire considérablement la visibilité.
6. Plusieurs centaines de kilomètres.
7. 5500 m.
8. Inertie, fluidité, viscosité, expansibilité et compressibilité.
9. Viscosité.
10. L'air comprimera. Son volume diminuera mais sa température sera à la hausse.

11. La troposphère.
12. La troposphère et la stratosphère.
13. La température de l'air dans la troposphère diminue avec l'altitude. De fait, le soleil réchauffe la surface terrestre, qui réchauffe à son tour l'air par les bas niveaux.
14. La température cesse brusquement de diminuer avec la hauteur.
15. 11 km.
16. Plus haute.
17. La tropopause.
18. La présence de la couche d'ozone y joue un rôle clé. L'ozone absorbe de l'énergie ultraviolet en provenance du Soleil; ce qui explique la hausse des températures.
19. C'est une représentation moyenne du profil de température par rapport à la pression dans les 20 premiers kilomètres d'altitude, à une latitude de 40 °N.
20. 1013,25 hPa, F 15 °C.

22.2 Chapitre 2

1. C'est l'étude des relations entre les phénomènes calorifiques et mécaniques.
2. Par rayonnement, conduction, convection, turbulence mécanique, advection thermique et échanges reliés à la chaleur latente.
3. Les nuages forment un bouclier qui réfléchit le rayonnement Terrestre à ondes longues vers le bas. Cette énergie demeure entre le sol et les nuages. Elle permet de ralentir la baisse de la température de l'air près du sol, malgré l'absence de Soleil.
4. La convection est un mouvement interne de l'air, déclenché par le réchauffement du sol. Elle génère des transferts verticaux de chaleur et quantité de mouvements dans la troposphère. Elle se produit lorsque la décroissance de la température avec l'altitude atteint un seuil critique, et que la surface de la Terre est inégalement réchauffée. Elle peut se produire aussi lorsque l'air est soulevé de façon forcée.
5. Le gradient thermique à l'horizontal est un vecteur qui est perpendiculaire aux isothermes et qui indique la direction des isothermes les plus chauds. De fait, c'est une mesure de l'intensité du champ thermique.
6. Il y a une forte advection d'air chaud lorsque la température au-dessus d'un point fixe augmente rapidement.
7. L'énergie requise pour permettre à une substance de changer de phase - solide, liquide ou gazeuse - sans qu'il y ait variation de température. En météorologie, la substance utilisée est l'eau.
8. Pour un petit volume d'air, le processus thermodynamique de compression sera adiabatique s'il n'y a aucun échange de chaleur, soit gain ou perte de chaleur, avec son environnement. Ainsi, le réchauffement du volume d'air sera causé uniquement par la compression qu'il subit.
9. 1
10. Vrai.
11. 9 °C.
12. 10 °C.

22.3 Chapitre 3

1. La vapeur d'eau est le seul gaz qui peut changer d'état selon le régime de température de l'atmosphère. De plus, ces changements de phase sont à l'origine de la formation et de la dissipation des nuages et des précipitations.
2. La température de l'air et la pression.

3. C'est de l'air qui contient la quantité maximale de vapeur d'eau, en fonction de sa température et de sa pression.
4. C'est le changement direct de phase, d'une substance solide à gazeuse, ou vice-versa, sans passer par la phase liquide.
5. Par détente adiabatique - expansion lors d'un soulèvement - par rayonnement et par conduction.
6. Évaporation de l'eau à la surface du sol ou de la mer, surtout quand elle plus chaude que l'air ambiant; évaporation de la pluie chaude; évapotranspiration de la masse; et combustion de matières organiques.
7. À pression constante, c'est la température que la masse d'air doit atteindre pour qu'il y ait saturation par rapport à l'eau.
8. Faux. Le point de rosée diminuera aussi.
9. C'est la mesure du nombre de grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec contenu dans une masse d'air.
10. Faux.
11. La sublimation de la vapeur d'eau.

22.4 Chapitre 4

1. La force par unité de surface qu'exerce l'air à un niveau déterminé.
2. hPa (mb, 101,3 kPa, 29,92 pouces de mercure).
3. La pression atmosphérique réelle à l'altitude de la station d'observation.
4. Les différences d'altitude, parce que la pression atmosphérique diminue à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère, et qu'elle augmente lorsqu'on se rapproche du sol.
5. Niveau moyen de la mer.
6. Les isobares.
7. a : 2, b : 1, c : 2, d : 2, e : 2, f : 3, f : 1, h : 2
8. Vrai.
9. Faux.
10. C'est la variation de la pression d'une station au niveau moyen de la mer, au cours des 3 heures précédant l'observation.
11. Le taux de variation de la pression avec la distance horizontale.
12. Plus froide à YTE qu'à YBR.
13. La pression ayant monté, le calage altimétrique a également augmenté, de sorte que si celui-ci n'est pas rectifié, l'altimètre indiquera une altitude inférieure à celle de la station.

22.5 Chapitre 5

1. Le vent est le mouvement de l'air.
2. En donnant son point d'origine.
3. La force de gradient de pression, la force de Coriolis, la force centripète et la force de frottement.
4. La rotation de la Terre exerce une force sur l'air que l'on appelle la force de Coriolis. Celle-ci est opposée à la force du gradient de pression et fait en sorte que l'air se déplace parallèlement aux isobares, en forçant cet air à tourner vers la droite le long de sa trajectoire.
5. À gauche.
6. Vrai.
7. Faux.
8. b
9. Le vent de surface soufflera à travers les isobares les plus basses.

10. Faux. Le vent soufflera moins fort, mais il pointera davantage vers les basses pressions.
11. Faux.
12. L'instabilité de l'air et les obstacles aux vents.
13. En surface, le vent souffle de la côte vers le plan d'eau. lorsque la température du sol est plus froide que celle de l'eau. En altitude, le vent souffle en direction contraire au vent de surface. La brise de terre est plus fréquente la nuit.
14. Vrai.
15. L'effet de barrière, de vallée, d'entonnoir, et le cisaillement.
16. L'isohypse est une ligne reliant les points d'égale altitude sur une carte à pression constante.
17. Vrai.
18. Vrai.
19. La dépression se trouve à l'est du point.
20. Un grain a une durée plus longue qu'une rafale. De plus, le grain persistera quelques minutes avant de disparaître.
21. Trop basse.
 22.
 - o on perd de l'altitude.
 - o on gagne de l'altitude.
 - o pas de changement.
 - o pas de changement.
23. Les vents d'Ouest de bas niveaux situés entre 30° N et 60° N.
24. C'est la zone de convergence intertropicale où les nuages sont épais et les pluies abondantes. On appelle parfois cette région la zone des calmes équatoriaux.
25. Vrai.
26. Les cellules d'Hadley.
27. Vrai.
28. Vrai.
29. Faux.
30. Le courant-jet est un couloir plat et sinueux où l'on retrouve des vents maximum au voisinage de la tropopause.
31. Le courant-jet se situe où il y a variation brusque de la hauteur de la tropopause.
32. Vrai.
33. Les isotaches.
34. À gauche.
35. Vrai.

22.6 Chapitre 6

1. L'air est stable s'il retourne à son point originel après soulèvement.
2. L'air est neutre s'il est ni stable ou instable.
3. Le ballon descendra doucement vers le sol, puisqu'il est plus froid que l'air environnant.
4. Vrai.
5. La convection.
6. Vrai.
7. Soulèvement orographique.
8. Soulèvement d'une masse d'air par le passage d'un front.
 9.
 - o Instable.
 - o Instable.

- o Stable.
 - o Stable.
 - o Instable.
 - o Stable.
 - o Instable.
 - o Instable.
 - o Instable.
 - o Stable.
- 10.
- o instable.
 - o stable.
 - o empêche.
 - o refroidissement.
 - o orographique.
 - o instable.
 - o faible
 - o convection
 - o très prononcé
11. Le réchauffement diurne accentue le gradient thermique et donne lieu à des courants verticaux qui entraîneront la fumée en altitude.
12. L'air froid du courant du Nord-Ouest sera instable sur l'eau à cause de son régime de température. De fait, cet air est beaucoup plus froid que la température de l'eau des Grands Lacs. Par conséquent, de gros nuages convectifs se formeront et donneront des averses de neige sur la rive sud-est du lac Huron. Celui du courant du Sud est plus stable puisque le régime de température de l'air est plus chaud. La différence de température entre les eaux des lacs et la masse d'air est plus faible dans ce cas que dans celui où on a une masse d'air en provenance du Nord-Ouest. Une différence de température plus faible donnera un régime plus stable. Dans ce cas, les averses de neige seront plus faibles sur la rive nord du lac Ontario.

22.7 Chapitre 7

1. Une masse d'air est un certain volume d'air à grande échelle dans la troposphère, marqué par une certaine uniformité dans les champs de température et par l'humidité à l'horizontale.
2. Un front est une zone de transition qui sépare deux masses d'air.
3. Une masse d'air peut se modifier et prendre un autre nom si elle demeure suffisamment longtemps sur une surface, pour que son régime de température et d'humidité en soit changé.
4. Maritime.
5. Tempérées (moyennes).
6. Maritime tropicale.
7. Vrai.
8. Elle diminue.
9. Des cumulus ou cumulus bourgeonnants et même, des cumulonimbus isolés.
10. Une inversion arctique est une distribution anormale de la température dans la troposphère, faisant en sorte que la température croît ou reste presque stable avec l'altitude. Elle caractérise la masse d'air continentale arctique.
11. mT, mP, mA, cA.
12. La stabilité, l'humidité, le mode de refroidissement.

13. Le refroidissement par rayonnement, par advection et par expansion lors d'un soulèvement à grande échelle.
14.
 - ☐ mA
 - ☐ mP
 - ☐ cA
 - ☐ mA
 - ☐ cA
 - ☐ mT
15. Toutes deux sont relativement humides; l'air mP, du fait d'une longue trajectoire au-dessus de l'océan; l'air mT, du fait de sa stagnation en basses latitudes. Cependant, l'air chaud mT est plus humide que l'air mP, à cause de son point de saturation plus élevé.
16.
 - ☐ L'air mP est plus chaud que l'air mA, car sa trajectoire passe plus au sud, au-dessus des eaux plus chaudes des latitudes tempérées, avant de gagner le continent
 - ☐ L'air mP est plus humide que l'air mA, parce qu'il se maintient plus longtemps au-dessus de l'océan qui le réchauffe et le charge d'humidité.

22.8 Chapitre 8

1. C'est une zone de transition qui sépare deux masses d'air bien distinctes.
2. Le front maritime.
3. La masse d'air continentale arctique (cA) et maritime arctique (mA).
4. La surface frontale.
5. 4 km.
6. Faux.
7. Vrai.
8. Faux.
9. Vrai.
10. Faux.
11. a
12. c
13. Un trowal est un creux d'air chaud en altitude.
14. Dans des creux.
15. Processus d'affaiblissement ou de dissipation d'une zone frontale ou barocline.
16. Le Gulf-Stream. Lorsqu'une masse d'air froid sur l'est du continent se déplace sur le Gulf-Stream, il y a modification de la couche d'air adjacente à la surface marine. La température de l'eau dans le Gulf-Stream est sensiblement beaucoup plus chaude que celle de la masse d'air froid. Il en résultera un gradient thermique et d'humidité, donc il y aura intensification de la zone barocline, et frontogénèse.
17. Ouragans, tornades, dépressions orographiques et dépressions thermiques.
18. Le secteur chaud est la partie d'un système frontal située entre le front chaud et le front froid. Cette partie renferme de l'air chaud, d'où la provenance de son nom.
19. Une occlusion est un des stades d'évolution d'une dépression frontale où le secteur chaud à la surface compris entre le front chaud et le front froid se détache du système à mesure que le front froid rejoint le front chaud.

22.9 Chapitre 9

1. Elle baisse.
2. Elle baisse de façon continue à l'approche du front, et monte rapidement après son passage.
3. Il est réchauffé par la base lorsqu'il traverse des régions relativement chaudes.
4. Plus grande.
5. La plus chaude.
6. Vrai.
7.
 - o le givrage
 - o les précipitations
 - o la turbulence
 - o les orages
 - o les sautes de vent
 - o le plafond insuffisant
 - o la faible visibilité.
8. b
9. Faux.
10. b
11. d
12.
 - o dextrogyre
 - o augmente
 - o augmente
13. À l'approche du front chaud, l'épaisseur de l'air froid au-dessus de la station diminue; par conséquent, la pression au niveau moyen de la mer et le calage altimétrique baissent. Après le passage du front chaud, la masse d'air chaud homogène présente une épaisseur et des caractéristiques uniformes. La pression au niveau moyen de la mer et le calage altimétrique demeurent alors constants.
14. Le gradient de pression de l'air chaud, et l'angle entre le courant chaud et la surface frontale.
15. L'ascendance provoque le refroidissement par dilatation, la condensation et la formation de nuages.
16. Cirrus, cirrostratus, altostratus, nimbostratus et stratus.
17. Voir figure 9-11.
18. Les orages de front froid se forment généralement au front, tandis que les orages de front chaud sont plutôt noyés dans une épaisse couche nuageuse, à l'avant du front.
19. a
20. c
21. d

22.10 Chapitre 10

1. Cirrostratus.
2. Cumulonimbus.
3. Cirrus.
4. Nimbostratus.
5. Cumulonimbus.
6. Stratus.
7. Altocumulus.
8. Cumulus.

9. Cirrocumulus.
10. Altostratus.
11. Cumulonimbus.
12. Stratocumulus.
13. Altostratus.
14. Humidité relative élevée, refroidissement de l'air et présence de noyaux de condensation.
15. Refroidissement par rayonnement, advection et dilatation.
16. La dilatation, ou expansion adiabatique de l'air.
17. Ascendance orographique, ascendance frontale, turbulence mécanique, convection et convergence. Tous ces phénomènes entraînent le refroidissement par dilatation.
18. La température.
19.
 - elle demeure constante.
 - elle augmente.
20.
 - elle demeure constante.
 - elle diminue.
21. Le réchauffement diurne et l'advection d'air froid au-dessus d'une surface chaude.
22. Le réchauffement par la base accentue le gradient thermique, donnant lieu à de forts courants verticaux au cours de la journée.
23. Le refroidissement par la base qui se produit la nuit rend l'air stable; ce qui empêche la formation de courants verticaux.
24. Un refroidissement par dilatation se produit lorsque le courant d'Est est soulevé par la pente du sol : ascendance orographique.
25. La stabilité ou l'instabilité de l'air ascendant.
26. La présence de stratus dans les Maritimes révèle un air stable, donc, peu de turbulence, tandis que les cumulus du sud de l'Ontario indiquent que l'air est instable et que des courants verticaux y engendrent une turbulence convective.
27. L'air est stable à la station « A », tandis que les averses signalées à la station « B » révèlent que l'air y est instable.
28. Des cristaux de glace.
29. La nuit, le sol subit une perte de chaleur par rayonnement. Le sol devient plus froid et l'air refroidit à son contact.
30. Ciel clair, vents légers et forte humidité.
31. Le mélange de l'eau limite la perte de chaleur par rayonnement, empêchant celle-ci de se refroidir sensiblement la nuit. En conséquence, la température de l'air demeure presque stable.
32. Le Soleil réchauffe le sol où il n'y a pas de brouillard, ainsi que la partie supérieure du brouillard. Ce sol, à son tour, réchauffe l'air ambiant et les côtés du brouillard. Ce réchauffement permet l'évaporation des gouttelettes du brouillard; ce qui le dissipe.
33. L'air froid, plus dense, s'écoule dans les vallées.
34. Lorsque de l'air chaud et humide se déplace sur une surface relativement froide.
35.
 - o Les nuages retardent le réchauffement diurne du sol; ce qui explique la persistance du brouillard. Toutefois, le réchauffement peut suffire à engendrer de faibles courants verticaux qui soulèvent le brouillard et donnent une couche de stratus en basse altitude.

- o Sur mer, les nuages n'affectent pas le brouillard d'advection, car la température de l'eau s'élève peu avec le réchauffement diurne.

22.11 Chapitre 11

1. La visibilité horizontale dominante, en surface, se mesure au niveau des yeux; c'est la plus grande distance à laquelle un objet peut être identifié. La portée visuelle oblique est la plus grande distance perçue par un pilote en vol, lorsqu'il regarde le sol.
2. Le refroidissement nocturne stabilise l'air aux niveaux inférieurs, limitant les courants ascendants qui, normalement, emportent et dispersent les particules de fumée et de poussière en altitude. L'air stable de la nuit permet aux particules de se concentrer à basse altitude, réduisant ainsi la visibilité.
3. L'air instable et les vents forts en surface, à l'arrière du front froid, provoquent une turbulence mécanique. Des particules de neige poudreuse sont alors soulevées bien au-dessus du niveau des yeux, réduisant la visibilité en surface.
4. L'observation horaire signale la visibilité horizontale dominante en surface, et non la portée visuelle oblique observée par avion. L'observation horaire indique par ailleurs, la visibilité observée à la station, et non à l'entrée de la piste en service. De brusques et fréquentes fluctuations de la visibilité entraînent souvent une différence entre les conditions réelles et celles de la dernière observation horaire.
5. c
6. b
7. b
8. d

22.12 Chapitre 12

1. b
2. d
3. d
4. b
5. b
6. a
7. b
8. c
9.
 - o du givre blanc.
 - o l'absence de forts courants ascendants explique les petites gouttelettes surfondues présentes dans les nuages stratiformes. À cause de leur taille réduite, ces gouttelettes ont tendance à se congeler immédiatement au contact de l'avion en formant ce type de givre granuleux et fragile.
10. La taille des gouttelettes surfondues, leur nombre, la forme de l'aile de l'avion et sa vitesse.
11. Lorsque des cristaux de glace et des gouttelettes surfondues coexistent dans un nuage, ces dernières ont tendance à s'évaporer et à s'agglomérer sur les cristaux de glace. Ceux-ci se multiplient donc aux dépens des gouttelettes surfondues, et la teneur en eau du nuage diminue.
12. L'avion, dont la vitesse propre augmente, accroît également son coefficient de givrage. La quantité de gouttelettes surfondues recueillies dans un volume et en un temps précis augmente, et, par conséquent, la quantité de givre transparent accumulée sera à la hausse.

13. Immédiatement avant le stade de maturité et le début des précipitations, alors que la teneur en eau de la cellule est maximale.
14. Les précipitations de neige affaiblissent la teneur en eau du nuage par cristallisation des gouttelettes surfondues.
15. Si l'humidité relative est grande, le carburateur risque de givrer en ciel clair à température relativement élevée. L'humidité relative, proche de la saturation, est très forte immédiatement sous le nuage, mais faible au-dessus du sommet.
16. Les granules de glace en surface indiquent de la pluie se congelant en altitude, d'où probabilité moyenne ou forte de givre transparent, au cours de la descente.
17.
 - o Une couche où la température est supérieure à 0° C, située au-dessus d'une couche d'air de température inférieure à 0° C.
 - o Température légèrement inférieure ou égale à 0° C dans le nuage, et sous celui-ci. En général, le profil de température est stable et correspond souvent à une isotherme.

22.13 Chapitre 13

1. Humidité élevée, air instable jusqu'aux niveaux supérieurs et ascendance de l'air.
2. Voir figure 13-1.
3. Le refroidissement nocturne stabilise l'air à basse altitude et bloque les courants ascendants, empêchant ainsi l'évolution des orages.
4. Le mécanisme générateur est dans ce cas l'ascendance frontale qui se poursuit malgré le refroidissement nocturne; les courants ascendants continuent d'entretenir les orages, jour et nuit.
5. Présence de turbulence, grêle, givrage et foudre.
6. De fortes rafales, produisent de brusques variations de la direction du vent en surface.
7. Dégâts causés par la grêle et le vent.
 - variations soudaines du vent et augmentation de sa vitesse à l'arrivée du courant froid descendant.
 - baisse puis augmentation du plafond après le passage de l'orage.
 - réduction provisoire de la visibilité dans les précipitations, au passage de l'orage.
 - baisse soudaine de la température pendant l'orage, puis montée graduelle après son passage.
 - averses qui commencent et s'arrêtent brusquement au passage de l'orage.
 - chute de la pression au passage de l'orage, suivie d'une hausse lorsque l'orage s'éloigne.
8. Les microrafales sont d'intenses courants descendants, à petite échelle, sous un orage violent qui, en atteignant le sol, soufflent du centre de la base de l'orage vers l'extérieur.
9. Vrai.
10. Vrai.
11. C'est une ligne étroite et mobile le long de laquelle se produit une variation violente du vent : grain. Cette ligne est très souvent accompagnée d'averses ou d'orages. Elle se développe fréquemment à l'avant d'un front froid dans de l'air humide et instable, mais elle peut également se développer dans l'air instable très loin de tout front.
12. Vrai.

22.14 Chapitre 14

1. On peut définir la turbulence comme étant une agitation désordonnée et persistante de l'écoulement de l'air.
2. L'intensité de la turbulence dépend de la différence de vitesse entre les courants adjacents, de la taille de l'appareil, de sa surface portante, de sa vitesse, de son niveau de vol et du jugement du pilote sur son intensité.
3. Turbulence faible, modérée et forte.
4. Les courants convectifs, les obstacles au vent, et le cisaillement.
5. L'avion aura tendance à descendre plus bas que la trajectoire prévue. Il faudra compenser en augmentant la vitesse d'approche de l'appareil.
6. Il faut éviter de voler dans le nuage convectif. La turbulence est moins forte loin au-dessus.
7. Vrai.
8. Turbulence résultant des perturbations mécaniques de la circulation ambiante du vent causées par des obstacles.
9. La vitesse du vent et de la rugosité des obstacles au sol.
10. La présence de nuages convectifs indique que l'air est instable et qu'il y a probablement de la turbulence sur le côté d'où vient le vent, ainsi qu'au-dessus du sommet. De plus, l'air est subsident sur le côté opposé au vent. Pour éviter de s'écraser, il faut grimper de 1000 à 1500 m au-dessus du sommet lorsqu'on est situé à une distance de 50 à 80 km de la montagne.
11. C'est une perturbation ondulatoire de la direction du vent au-dessus d'une chaîne de montagne. Ces ondes sont quasi stationnaires au-dessus des montagnes, et produisent de la turbulence modérée ou forte.
12. Faux. À cause du vent, les ondes orographiques débordent souvent des montagnes sur plusieurs dizaines de kilomètres.
13. C'est une variation spatiale du vecteur vent pour un lieu et un moment bien précis.
14. Cisaillement dans les bas niveaux Low Level Wind Shear.
15. Variation du vecteur vent supérieure à 25 kn.
16. Il y a presque toujours de la turbulence près d'un front.

22.15 Chapitre 15

1. Environnement Canada.
2. Faux.
3.
 - o Au téléphone.
 - o Par un exposé verbal du spécialiste en météorologie.
4. Afin de faire un meilleur usage des observations, des prévisions et de leurs modifications.
5.
 - o A
 - o P
 - o A
 - o P
 - o P
 - o A
 - o P
 - o P
 - o A
6. Un SIGMET
7. La prévision de zone vise une zone déterminée, et non une ligne de vol.

8. Soustraire 7 heures.
- 9.
- ☐ 19 h, heure de l'Est.
 - ☐ 13 h 30, heure de Terre-Neuve.
 - ☐ 17 h, heure avancée des Rocheuses.
 - ☐ 1800 UTC.
- 10.
- ☐ pluie verglaçante continue.
 - ☐ averse de neige.
 - ☐ front froid.
 - ☐ bruine intermittente.
 - ☐ neige continue.
 - ☐ orage.
 - ☐ front chaud.
 - ☐ pluie continue.
 - ☐ neige intermittente.
 - ☐ langue d'air chaud
 - ☐ bruine continue.
 - ☐ averse de pluie.
 - ☐ brouillard.
11. Le pilote a fait des hypothèses fondées uniquement sur la carte de surface. À cause de l'écart entre le moment de l'observation et le moment d'émission, la carte n'a pas donné une image complète du temps. La zone de basse pression s'est probablement déplacée vers la ligne de vol du pilote, pour donner du mauvais temps. Le pilote aurait dû consulter les prévisions.
- 12.
- ☐ front chaud.
 - ☐ langue d'air chaud.
 - ☐ front occlus.
 - ☐ front chaud en altitude.
 - ☐ front froid en altitude.
 - ☐ front froid en altitude.
 - ☐ front stationnaire.
 - ☐ front stationnaire.
 - ☐ front chaud en altitude.
 - ☐ langue d'air chaud.
- 13.
- ☐ brouillard.
 - ☐ orage.
 - ☐ averse de neige.
 - ☐ pluie intermittente.
 - ☐ pluie verglaçante.
 - ☐ grésil.
 - ☐ bruine continue.
 - ☐ pluie continue.
 - ☐ bruine verglaçante intermittente.
 - ☐ bruine.
14. c
15. 60 à 90 kn.
16. d

17. Faux.
18. Isohypses.
19. 18 000 pi ou 5500 m.
20. 10 000 pi ou 3000 m.

22.16 Chapitre 16

Section sur les rapports horaires SA.

YUL	identification de la station : Aéroport international de Montréal, DORVAL
SA	classification d'un message régulier
2300	heure d'observation : 2300 UTC
-X	ciel partiellement obscurci par une couche avec base à la surface
4 SCT	couche épaisse dont la base est à 400 pi au-dessus du sol
M40 OVC	ciel couvert, plafond mesuré à 4000 pi au-dessus du sol
4FK	visibilité de 4 mi dans du smog
243	pression au NMM 1024,3 hPa
16	température : 16 °C
15	température du point de rosée : 15 °C
0410	direction du vent : 40° réels, vitesse du vent : 10 kn
025	calage altimétrique : 30,25 pces de mercure
F2SF3SC5	brouillard : opacité 2/10; stratus fractus : opacité 3/10; stratocumulus : opacité 5/10

Section sur les METAR

1. 29,90 pces de mercure
2. - 5 °C
3. - 3 °C
4. 340° à 15 kn, rafales à 30
5. direction variable, 3 kn.
6. données non disponibles
7. CU1AS2CI0 (oktas)
8. Ciel obscurci, visibilité verticale de 200 pi
9. 1,5 mi
10. CYEG et CYHZ
11. CYYC et CYAW
12. 300 pi
13. Neige faible et poudrerie élevée.
14. Pluie faible, bruine faible et brume.

22.17 Chapitre 17

1. Article 17.6.1
 - Heure d'émission du TAF.

- Visibilité = 6 milles terrestres dans la brume.
- Date et heure valide du TAF. En l'occurrence, le TAF est valide du second jour du mois actuel à 0600Z au lendemain à 0600Z.
- Indicatif de station pour Montréal, le bureau qui a émis le TAF.
- Couche épaisse de nuages; 2 000 pi à la base, 3 000 pi au sommet. Il y a aussi une couche interrompue au-dessus de la première, 4 000 pi à la base, 6 000 pi au sommet par rapport au NMM.
- Le ciel est dégagé, couche de nuage d'une base à 3 000 pi par rapport au NMM, sommet à 6 000 pi. Une zone couverte de nuage surmonte la première couche, base à 10 000 pi et sommet à 15 000 pi. Ces nuages réduisent parfois la visibilité à 6 milles en présence de pluie. Après 1900Z, les nuages couvriront le ciel, base à 2 000 pi et sommet à 15 000 pi par rapport au NMM. En outre, la visibilité sera de 3 milles en présence de pluie légère et de brume.

2. Article 17.6.2

- Signifie que le bulletin est un SIGMET pour un risque météorologique autre que des cendres volcaniques ou qu'un cyclone tropical.
- Le SIGMET est valide le sixième jour du mois actuel de 1730Z à 2130Z
- Le SIGMET a été émis par Montréal.
- Signifie que de 0200Z à 0500Z le temps indiqué avant le groupe TEMPO passera au temps indiqué par le groupe TEMPO.
- On a émis le SIGMET du fait de la présence d'une ligne discontinue de cumulonimbus.

3. Article 17.6.3

- Signifie que le bulletin est un message AIRMET.
- L'AIRMET est valide à compter de 0720Z le 20 du mois actuel jusqu'à l'émission du GFA suivant ou jusqu'à ce qu'on ait besoin de mettre l'AIRMET à jour, si c'est plus tôt. C'est le bureau de Montréal qui a émis l'AIRMET.
- Il est fort probable que l'AIRMET sera automatiquement mis à jour par la prochaine diffusion ordinaire du GFA. Si la situation météorologique change beaucoup avant l'heure d'émission du prochain GFA ordinaire, on mettra l'AIRMET à jour.
- La raison de l'émission de l'AIRMET était la présence de bruine verglaçante non prévue dans le GFA valide.

4. Article 17.6.4

- La période d'évolution probable du temps du GFA est de 12 heures, de 0600Z à 1800Z le 29 octobre 2002.
- L'heure d'émission du GFA est le 28 octobre 2002 à 1721Z et le GFA est valide à 0600Z le 29 octobre 2002.
- Zone de neige avec visibilité pouvant descendre à 3 milles terrestres.
- Voici les symboles météorologiques décrits dans la case de la légende : Orage (TS), Cyclone tropical (STM), pluie verglaçante (FZRA) et éruption volcanique (VOLCAN).
- Zone de couches multiples de nuages avec quelques altocumulus castellanus (ACC) engendrant des averses de neige avec visibilité proche de 2 milles terrestres et fréquents plafonds de stratus de 300 à 600 pieds au-dessus du sol.

5. Article 17.6.5

- La carte est appelée ICG-TURB & FZLVL, car elle décrit des zones où l'on trouve des turbulences modérées ou violentes ou un givrage modéré à grave, ainsi que les lignes de niveau de gel.
- L'heure valide de la carte est 0600Z, le 29 octobre 2002.
- On ne prévoit de givrage dans aucune région.
- Deux zones de turbulences figurent sur la carte. Il s'agit des zones hachurées délimitées par une ligne bleue.
- Les lignes rouges en pointillés sont des lignes de niveau de gel.

6. Article 17.6.6

- La vitesse du vent au-dessus de Vancouver (YVR) à 9 000 pieds est de 35 noeuds.
- La direction du vent au-dessus de Vancouver à 18 000 pieds est de 240 degrés vrais.
- La température au-dessus de Penticton (YYF) à 6 000 pieds est de 01 degré Celsius.
- La température n'est pas prévue à 3 000 pieds.

7. Article 17.6.7

- On a émis le FDCN1 KWBC le 24 du mois à 0440 Z.
- La température au-dessus de Vancouver, à 34 000 pieds, est de -48 degrés Celsius.
- Le vent au-dessus de Penticton à 30 000 pieds est de 130 degrés et sa vitesse est de 20 noeuds.

22.18 Chapitre 18

1. Un PIREP est un message d'observation des conditions météorologiques transmis par un pilote en vol.
2. Un PIREP doit être émis dès que les conditions en vol sont notables pour la navigation aérienne, qu'elles aient été ou non prévues. Cependant, un PIREP peut aussi être émis pour confirmer que le temps observé est clément.
3. Les pilotes ou les navigateurs qui préparent leur plan de vol et ceux qui sont déjà en vol. Les météorologistes et techniciens qui préparent et transmettent les prévisions météorologiques. Le personnel de la tour de contrôle et les aides à la navigation. Le réseau informatique qui génère certaines prévisions de façon automatique.

22.19 Chapitre 19

1. L'antenne du radar émet sous forme d'impulsions une onde électromagnétique à fréquence très élevée, qui balaie le ciel. Lorsque cette onde frappe un obstacle telle des particules de précipitations, une partie en est réfléchi vers le radar. C'est à partir des données ainsi recueillies qu'on produit des images illustrant la position et l'importance des précipitations.
2. Des particules de précipitations, telles les gouttes de pluie, les flocons de neige, le grésil et la grêle.
3. 220 km.

4. Une tornade a lieu près du sol; or, les radars balaient le ciel à une altitude plus élevée. Par ailleurs, la taille d'une tornade est plus petite que la résolution du radar. D'où l'impossibilité pour le radar de les détecter.
5. Un Capi à 1,5 km est une projection radar au plan horizontal, à une altitude de 1,5 km. En d'autres mots, c'est une image illustrant tous les échos que le radar a reçu à cette altitude.
6. Le radar Doppler permet de détecter l'intensité, l'emplacement, la direction et la vitesse de déplacement des particules de précipitations.
7. Un LLWS peut être détecté lorsqu'il n'est pas trop près du sol et qu'il y a précipitations.
 8.
 - o Non, non. Elles sont trop petites et trop près du sol.
 - o Non, non. L'éclair n'est pas un corps solide.
 - o Oui, oui.
 - o Non, oui.
 - o Oui, oui.
 - o Non, non. La résolution des radars météorologiques n'est pas assez bonne.
 - o Non, non. Elle se produit à une altitude trop élevée.
 - o Oui, oui. Affirmatif si elles sont à la portée du radar, et à une altitude détectable par le radar.
 - o Non, non. La poudrière se produit sous le balayage radar.
 - o non, non. Le radar ne peut pas détecter un nuage; seulement les précipitations.

22.20 Chapitre 20

1. Nous avons d'une part les satellites à trajectoire polaire, issus de TIROS et lancés par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) et, d'autre part, les orbiteurs géostationnaires appelés satellites géostationnaires de l'environnement (GOES).
2. Les satellites à orbite polaire tournent autour de la Terre à environ 800 kilomètres au-dessus des régions polaires perpendiculairement à la rotation de la Terre. À chaque passe ils examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 kilomètres qui se situe plus à l'ouest à cause de la rotation de la Terre vers l'est. Puisqu'ils sont très près de la Terre, leurs images ont un meilleur pouvoir séparateur que celles des satellites géostationnaires. Leur passage au-dessus du pôle Nord donne par ailleurs, lorsqu'il n'y a pas de nuages, des images claires et précises de l'état des glaces de l'Arctique. Les satellites géostationnaires de l'environnement (GOES) sont à 35 800 kilomètres directement au-dessus de l'équateur. En se déplaçant dans le même sens que celui de la rotation de la Terre, ces satellites effectuent une révolution dans le même temps que la Terre. Ils se maintiennent donc au même endroit à l'équateur, ayant l'apparence d'être stationnaires. Parce ces satellites demeurent au-dessus du même endroit de la surface équatoriale, on peut obtenir des vues successives, du même satellite pour observer le développement des systèmes de tempêtes. Les détails ne sont pas aussi bien rendus que par les satellites à trajectoire polaire plus proches, mais ils produisent des images plus fréquentes, à chaque demi-heure, des mêmes surfaces de la Terre. En raison de leur angle par rapport aux pôles, ces satellites ne donnent pas d'information précise au-delà du 60° N; la distorsion des images empêche de les utiliser pour l'Arctique.
3. Les satellites peuvent produire les images suivantes :
 1. Spectre visuelle ;
 2. Spectre infrarouge ;
 3. Une combinaison du spectre visuel et de l'infrarouge ;
 4. Vapeur d'eau.
4. Le mouvement des nuages que l'on observe en visionnant des images satellitaires séquentielles montre la circulation des systèmes météorologiques à grande échelle. On

peut estimer la vitesse des vents à différents niveaux et on peut même identifier des courants à grande vitesse en haute atmosphère. Les météorologues utilisent les images satellitaires pour déterminer la forme, la hauteur et le type des nuages. Les changements dans les nuages, de même que leur mouvement, fournissent de précieux renseignements aux spécialistes des prévisions météorologiques pour déterminer ce qui se produit et ce qui est susceptible de se produire au niveau de la météo au cours des heures et jours à venir.

5. Les orages ressemblent à des «taches" ou à des "séries de taches».
6. Les satellites GOES produisent des images à chaque demi-heure, des mêmes surfaces de la Terre.
7. Il y a normalement deux satellites géostationnaires qui couvrent le Canada, les États-Unis et les mers avoisinantes ; un pour la portion est et l'autre pour la côte ouest et l'Océan Pacifique. Le champ de vision de chacun couvre environ un tiers de la surface de la Terre.