

Analyse en altitude

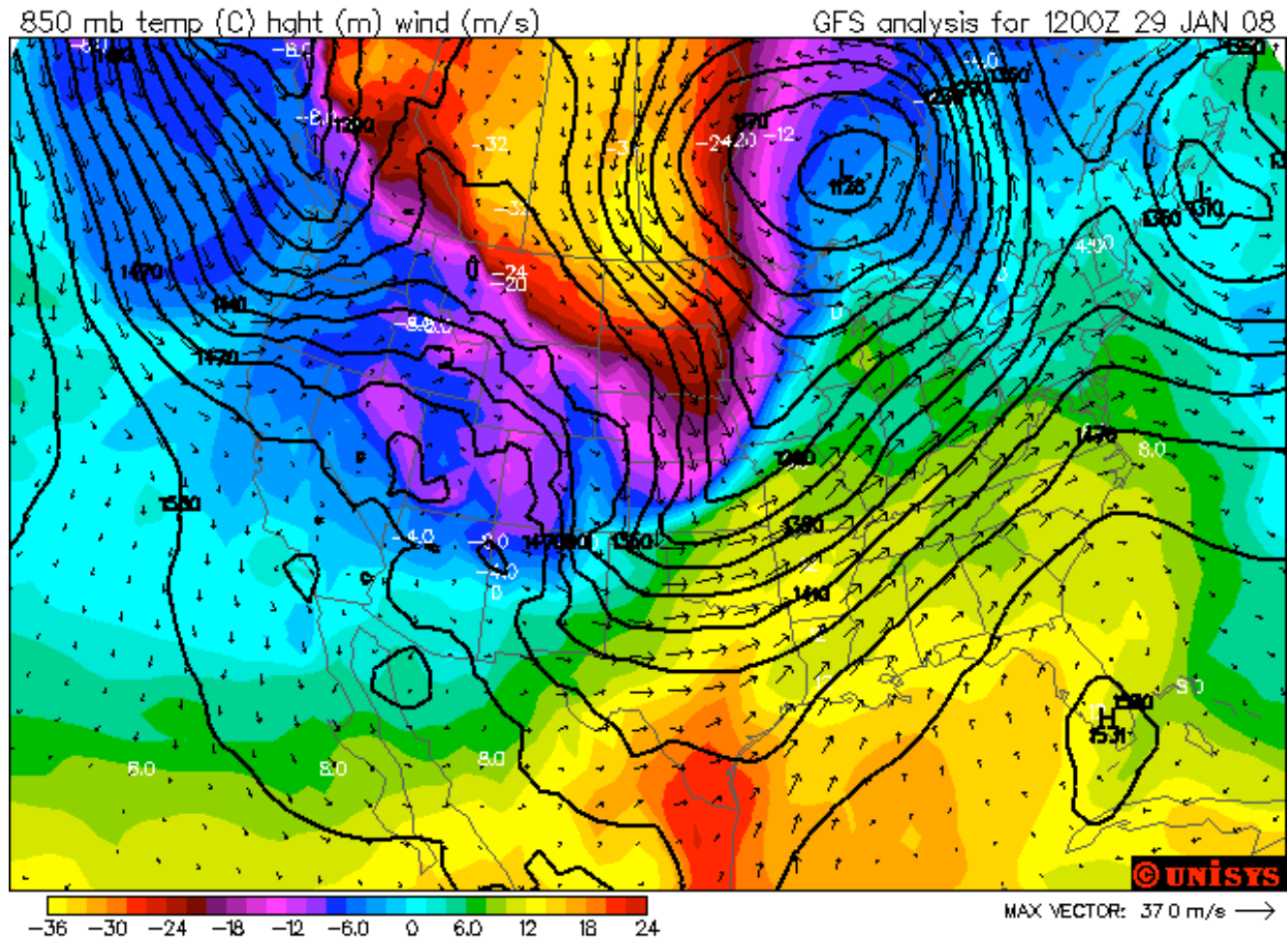


TABLE DES MATIÈRES

Analyse des isohypses.....	2
Advection de température	6
Analyse des isotaches et du courant-jet	7

Analyse des isohypses

En surface, nous analysons des isobares qui représentent le champ de pression reporté au niveau moyen de la mer. En altitude, on travaille sur des surfaces isobares et on y analyse les isohypses, des lignes d'égale hauteur géopotentielle de la surface. Avec l'usage des radiosondes, c'est la pression, la température et l'humidité que l'on mesure et la hauteur qui est calculée. C'est donc pour cette raison qu'on utilise ces surfaces isobares qui du reste sont à peu de choses près le complément des surfaces de niveau de hauteur.

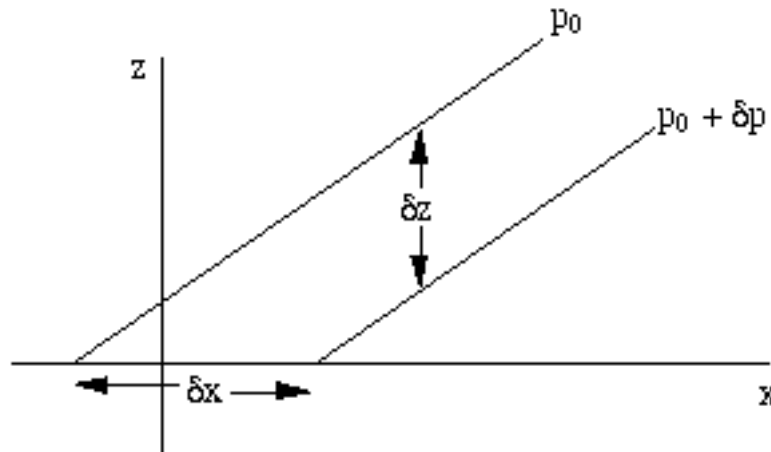


Figure 1. Gradient de pression en coordonnées isobariques.

$$\frac{(p_0 + \delta p) - p_0}{(\delta x)_z} = \frac{p_0 - (p_0 + \delta p)}{(\delta z)_x} \frac{\delta z}{(\delta x)_p} \quad 1)$$

où : z indique que l'on se trouve à une hauteur constante
 x indique qu'on se trouve à un point x donné et qu'on regarde à la verticale
 p indique que l'on se trouve sur une surface isobare

À la limite on obtient

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_z = - \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_x \times \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p \quad (2)$$

qui, avec la relation hydrostatique $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$, donne

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_z = \rho g \times \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p \quad (3)$$

On utilisait déjà le vent géostrophique en surface dans l'estimation du vent réel. En altitude, son usage est plus intéressant puisque le frottement étant quasi-nul, l'hypothèse géostrophique devient une très bonne approximation.

Isohypes

1. Les isohypes des cartes en altitude sont tracées en lignes noires continues à 60 mètres d'intervalle, excepté au-dessus de 400 hPa où l'intervalle est de 120 mètres.

Les lignes de référence standard sont les suivantes :

1 500 mètres sur la carte de 850 hPa
3 000 mètres sur la carte de 700 hPa
5 400 mètres sur la carte de 500 hPa
10 200 mètres sur la carte de 250 hPa

Sur les cartes canadiennes, la façon de lire les hauteurs (en haut à droite des stations) est la suivante :

À 850 hPa, on ajoute un 1 en avant et un 0 à la fin du code
À 700 hPa, on ajoute un 2 ou un 3 à l'avant et un 0 à la fin du code
À 500 hPa, on ajoute un 5 en avant et un 0 à la fin du code
À 250 hPa, on ajoute un 9 ou un 10 en avant et un 0 à la fin du code

Sur les cartes américaines, la façon de lire les hauteurs (en haut à droite des stations) est la suivante :

À 850 hPa, on ajoute un 1 en avant du code
À 700 hPa, on ajoute un 2 ou un 3 en avant du code
À 500 hPa, on ajoute un 0 à la fin du code
À 250 hPa, la hauteur est d'environ 10 000 m. Alors, si le premier chiffre du code est un 0, on doit ajouter un 1 à l'avant et un 0 à la fin du code. Si le premier chiffre du code est un 9, on doit ajouter un 0 à la fin du code.

2. Toutes les isohypes sont cotées en décamètres, selon la méthode qui sert à coter les isobares, (par exemple, 5 400 m = 540 dam).
3. Pour les centres fermés, le centre le moins élevé est marqué en noir du symbole X, de la hauteur la moins élevée exprimée en décamètre et d'un B majuscule. Le centre le plus élevé est marqué en noir du symbole X, de la hauteur la plus élevée (en décamètre) et d'un H majuscule.
4. Des isohypes intermédiaires peuvent être tracées, à la discrétion de l'analyste, en long traits discontinus noirs, quand le gradient des hauteurs est très faible. De préférence on devrait utiliser un intervalle de 30 m.

On remarque qu'en général, les gradients serrés des isohypses en altitude correspondent à des régions baroclines. En effet,

$$p = \rho RT \quad \text{et} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

De ces deux relations on tire que :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{RT} g \quad (4)$$

$$\frac{\delta p}{p} = -\frac{g}{RT} \delta z \quad (5)$$

$$\delta z = -\frac{RT}{g} \frac{\delta p}{p} \quad (6)$$

En intégrant l'équation (6) entre le sol et une pression p^* qui se trouve à la hauteur z_{p^*} :

$$\int_{z=0}^{z_{p^*}} dz = \int_{p_s}^{p^*} \frac{RT}{g} \frac{dp}{p} = \frac{R}{g} \int_{p_s}^{p^*} T \frac{dp}{p} \quad (7)$$

$$z_{p^*} = \frac{R}{g} \int_{p_s}^{p^*} T \frac{dp}{p} \quad (8)$$

$$z_{p^*} = \frac{R\bar{T}}{g} \ln \frac{p_s}{p^*} \quad (9)$$

où $\bar{T}$ est la température moyenne logarithmique de la couche et p_s est la pression de surface.

La hauteur d'une surface isobare est proportionnelle à la température. Le gradient de la hauteur et celui de la température sont reliés, mais pas parfaitement.

Lorsque les données sont espacées ou manquantes, on peut s'aider en utilisant les photos satellitaires. Si on identifie avec assez de précision la hauteur des sommets nuageux et si l'allure de la circulation est visible, les positions des creux, crêtes et centres fermés à ce niveau entre autres sont détectables. Il est clair que les nuages des niveaux moyens sont généralement situés entre le creux et la crête où on retrouve de l'advection positive de tourbillon et/ou de l'advection d'air chaud. Aux niveaux élevés de la troposphère, les patrons nuageux sont souvent associés aussi au courant-jet. Il faut donc, à priori, connaître les patrons et les conséquences de ces champs dérivés sur les patrons nuageux avant de se servir des photos satellitaires pour l'analyse des isohypses. Pour l'instant, les données pointées et l'histoire des systèmes seront nos outils principaux.

Nous analyserons, pour la même heure et date d'observation, la 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa et 250 hPa. Une connaissance des structures habituelles de l'atmosphère aide aussi l'analyse. En effet, les systèmes montrent une pente vers l'air froid en montant en altitude. En général cela signifie pour nous une pente vers l'ouest en montant dans la troposphère, comme le montre la figure 2.

Si le système est froid, i.e. que la masse d'air froid coïncide avec la basse pression, alors le système dépressionnaire est vertical avec l'altitude.

Comme il a été démontré précédemment, la hauteur z de la hauteur de la pression p est donnée par l'équation 9.

Il est donc toujours simple (?) de calculer la hauteur. Cette équation montre bien que z dépend de la pression de surface et de la température moyenne logarithmique dans la couche entre la surface et le niveau de pression p .

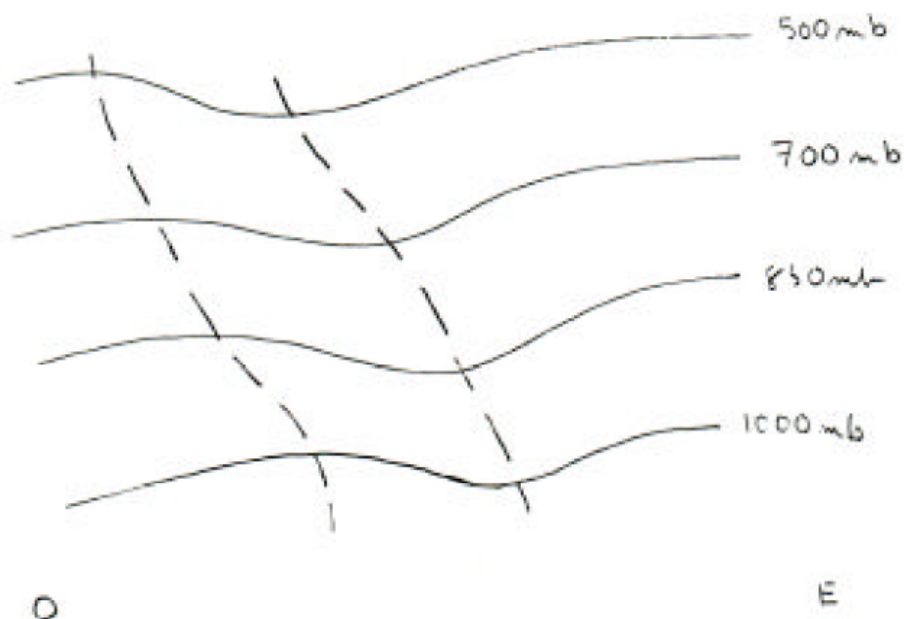


Figure 2 : Une coupe verticale au centre d'une dépression en développement montre que la dépression se penche vers l'ouest avec l'altitude. Changer la figure....

Advection de température

Si on superpose les isothermes aux isohypses, il est possible de tracer les carreaux d'advection. Comme le montre la figure 3, les carreaux d'advection fermés par deux isohypses (isobares) et deux isothermes différents peuvent être rehaussés en rouge pour l'advection chaude et en bleu pour l'advection froide. On peut donc qualitativement voir rapidement les régions principales d'advection de température. Plus le carreau est petit, plus l'advection est forte. Il ne faut pas oublier cependant que même sans carreau fermé, l'advection peut exister partout où les isohypses (isobares) croisent les isothermes.

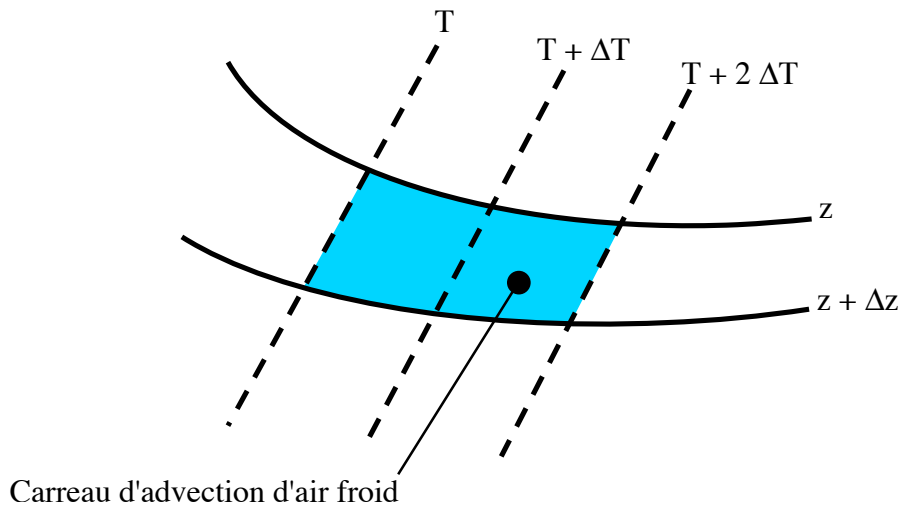


Figure 3 : exemple de représentation de l'advection dans une carte isobarique. Le vent quasi-géostrophique (approximativement de l'ouest) a une composante importante dans la direction du gradient de température (vers l'est). La situation représentée correspond à de l'advection froide ou négative.

Analyse des isotaches et du courant-jet

Définitions

Courant-jet : Courant tubulaire et aplati quasi-horizontal, voisin de la tropopause ou de la stratosphère, axé sur une ligne de vitesse maximale et caractérisé non seulement par de grandes vitesses mais aussi par de forts cisaillements transversaux (horizontal et vertical) de vitesse. Un courant-jet est normalement d'une longueur de plusieurs milliers de kilomètres, d'une largeur de centaines de kilomètres et d'une profondeur de quelques kilomètres.

Axe du courant-jet : Axe de vent maximum dans le champ de vent à deux dimensions.

Coeur du courant-jet : Maximum dans le champ de vitesse du vent en trois dimensions.

Isotaches et courant-jet

1. Généralement, les isotaches sont tracées à intervalle de 30 noeuds (en commençant à 60 noeuds) comme lignes en tirets noirs. On peut utiliser un plus petit intervalle si des détails sont nécessaires, par exemple, phénomènes météorologiques violents.
2. Sur la carte de 250 hPa seulement, les intervalles des isotaches sont ombrés de la façon suivante :

60 à 90 noeuds :	vert
90 à 120 noeuds :	rouge
120 à 150 noeuds :	bleu
150 à 180 noeuds :	violet
180 à 210 noeuds :	jaune
210 noeuds et + :	blanc
3. Sur la carte de 250 hPa, les isotaches de 60 noeuds ou plus peuvent être tracées en lignes continues dont la couleur correspond à celle de l'intervalle de vitesse dont l'isotache est la plus basse limite.
4. L'axe du courant-jet est signalé (lorsque le vent au coeur du courant-jet atteint ou dépasse 60 noeuds) par un trait **gras** noir, qui de préférence ne cache aucune donnée, et une tête de flèche qui indique la direction du courant-jet.
5. Les maxima du courant-jet sont indiqués par un J majuscule noir suivi de la vitesse maximale en noeuds.

Cisaillement du vent près du courant-jet et contraintes sur les isotaches

Tout d'abord, nous pouvons définir le cisaillement comme suit. Le cisaillement est la variation du module de la vitesse du vent dans une direction perpendiculaire à l'écoulement.

Cisaillement vertical du vent

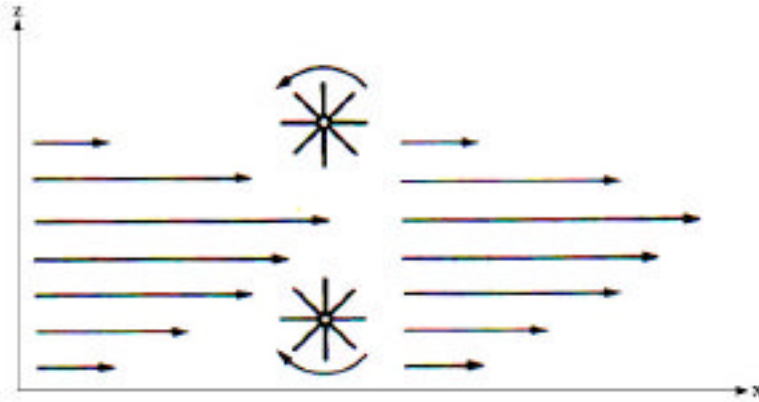


Figure 4. Cisaillement vertical du vent schématisé

Le cisaillement vertical du vent est plus fort au-dessus du coeur du courant-jet qu'en dessous dans un rapport de 3 :2. Des valeurs de cisaillement vertical du vent de 20 noeuds/1000 pi sont possible, bien qu'une valeur moyenne de 10 noeuds/1 000 pi est plus commune.

Cisaillement transversal du vent

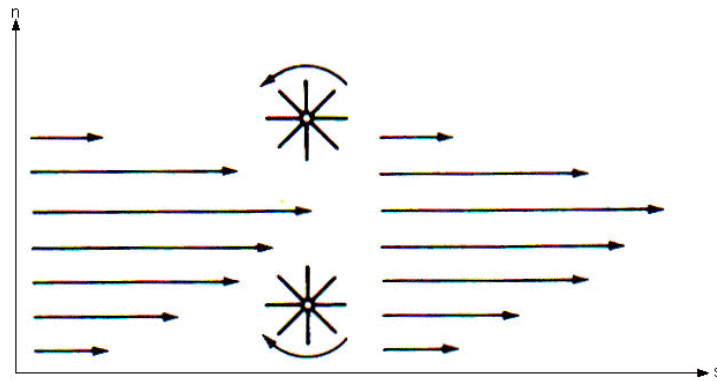


Figure 5. Cisaillement transversal du vent schématisé

Le tourbillon absolu en coordonnées naturelles est donné par:

$$\zeta_a = \frac{V}{R_s} - \frac{\partial V}{\partial n} + f \quad (10)$$

où ζ_a est le tourbillon absolu, V est la vitesse du vent, R_s est le rayon de courbure de la ligne de courant, $-\frac{\partial V}{\partial n}$ est le cisaillement transversal du vent avec n positif à gauche du mouvement et f est le paramètre

de Coriolis.

Pour avoir de la stabilité inertielle (ou stabilité du vent géostrophique) il faut que :

$$\zeta_a \geq 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{V}{R_s} - \frac{\partial V}{\partial n} + f \geq 0$$

Alors si on considère un courant rectiligne, $R_s \rightarrow \infty$ dans l'hémisphère Nord et la condition de stabilité sera :

$$-\frac{\partial V}{\partial n} + f \geq 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{\partial V}{\partial n} \leq f \geq 0$$

Côté cyclonique : $\frac{\partial V}{\partial n} \leq 0$

Ainsi appliqué à gauche du courant-jet $\frac{\partial V}{\partial n} \leq 0$; donc, ζ_a est toujours > 0 .

À droite du courant-jet $\frac{\partial V}{\partial n} \geq 0$, mais doit être plus petit que f .



Figure 5. Représentation schématique du courant jet. Le cœur du courant jet correspond à l'axe de maximum de vitesse. Les vitesses diminuent en s'éloignant de cet axe. Le facteur de Coriolis f est positif (dans l'hémisphère nord) et le cisaillement du vent est négatif à gauche du cœur du courant jet et positif à sa droite.

Côté anticyclonique $0 \leq \frac{\partial V}{\partial n} \leq f$

Conclusion : Il n'y a pas donc de restriction sur le cisaillement du vent à gauche du courant-jet.

Cependant, à droite du courant-jet il faut que $\frac{\partial V}{\partial n} \leq f$. Couramment, le rapport de cisaillement gauche/droite est de 5:3 avec un maximum de 3:1.

Tableau 1. Cisaillement maximum du vent à droite du courant-jet pour différentes latitudes.

Latitude	$f_s \times 10^{-41}$	$\frac{\partial V_H}{\partial n} \text{ kt/km}$
25	0.616	13.6
30	0.729	15.7
35	0.836	18.1
40	0.937	20.2
45	1.030	22.2
50	1.118	24.2
55	1.195	25.8
60	1.263	27.2
65	1.322	28.5
70	1.271	29.6
75	1.409	30.4
80	1.437	31.0

Exemple : À 45°N, le cisaillement horizontal maximal du côté anticyclonique du jet ne peut être ignoré.

$$\left(\frac{\partial V}{\partial n} \right)_{Max} \leq f + \frac{V}{R_s}$$

Si la courbure est positive ($R_s \geq 0$ courant cyclonique) le cisaillement à droite du courant-jet a une limite supérieure à celle relative à la courbure négative ($R_s \leq 0$ anticyclonique).