

Les origines du vent.

L'étude des mouvements de l'atmosphère que sont les vents constitue un exemple intéressant d'application des lois de la Mécanique à un domaine qui, en dehors des météorologues, paraît assez peu connu des physiciens.

1. EQUATION GENERALE DU MOUVEMENT D'UNE MASSE D'AIR UNITE.

Par rapport à un référentiel lié à la Terre, l'équation de la dynamique relative à une masse unité d'air animée d'une vitesse \vec{V} s'écrit :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{F}_p + \vec{g} + \vec{F}_c + \vec{R}$$

où \vec{F}_p est la force de pression, \vec{g} la force de pesanteur, \vec{F}_c la force de CORIOLIS et \vec{R} la force de frottement due à la viscosité de l'air.

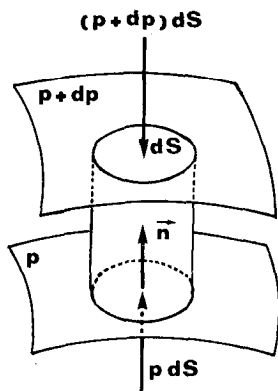


Fig. 1

On montre facilement que la force de pression est égale à $-\frac{1}{\rho} \text{grad } p$ que l'on écrit aussi $-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$. En effet, les

forces exercées sur un élément de fluide cylindrique de hauteur dn et de surface de base dS situées sur des surfaces isobares p et $p + dp$, se réduisent à :

$$p \cdot dS \vec{n} - (p + dp) dS \cdot \vec{n} = - dp \cdot dS \cdot \vec{n}$$

où \vec{n} est le vecteur unité porté par l'axe du cylindre.

La masse de l'élément de volume est $\rho dS \cdot dn$ en appelant ρ la masse volumique du fluide. La force de pression qui s'exerce sur l'unité de masse est donc :

$$\vec{F}_p = - \frac{dp \cdot dS \vec{n}}{\rho dn \cdot dS} = - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p.$$

La force de CORIOLIS est $\vec{F}_c = - (2\vec{\Omega} \times \vec{V})$ où $\vec{\Omega}$ est le vecteur vitesse angulaire correspondant au mouvement de rotation de la Terre sur elle-même; sa direction est celle de l'axe des pôles.

L'équation du mouvement s'écrit donc :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} - (2\vec{\Omega} \times \vec{V}) + \vec{R}.$$

Supposons que le mouvement de l'air atmosphérique soit un mouvement plan horizontal défini par des axes Ox (suivant le parallèle du lieu) et Oy (suivant la direction du méridien). L'axe Oz est celui de la verticale du lieu.

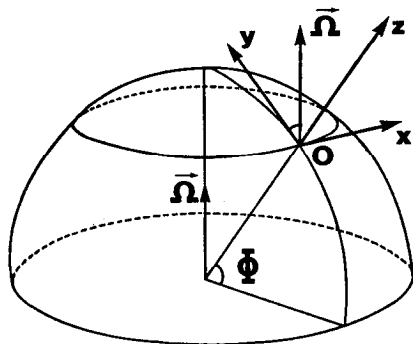


Fig. 2

L'équation du mouvement dans le plan horizontal Oxy est, en affectant de l'indice h , les composantes horizontales :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_{hp} - (2\vec{\Omega} \times \vec{V})_h + \vec{R}_h \quad (1)$$

Les composantes de $\vec{\Omega}$ dans le référentiel $Oxyz$ sont $0, \Omega \cos \Phi, \Omega \sin \Phi$ en désignant par Φ la latitude du lieu.

Celles de \vec{V} sont u, v, o .

Les composantes de la force de CORIOLIS sont respectivement $2\Omega v \sin \Phi$ suivant Ox et $-2\Omega u \sin \Phi$ suivant Oy .

Pour alléger l'écriture, nous écrivons $f = 2\Omega \sin \Phi$; f est appelé *paramètre de Coriolis*.

Ainsi, la composante horizontale de la force de CORIOLIS $(\vec{F}_c)_h$ de composantes fv et $-fu$ a pour module fV .

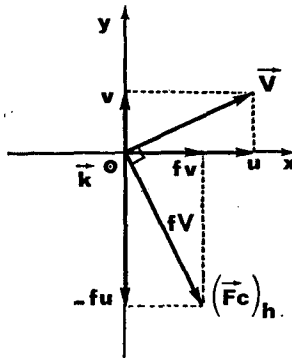


Fig. 3

Elle est normale au vecteur vitesse \vec{V} et située à droite de \vec{V} dans l'hémisphère Nord ($\Phi > 0, f > 0$) et à gauche de \vec{V} dans l'hémisphère Sud ($\Phi < 0, f < 0$).

Dans l'hémisphère Nord, ceci se traduit par le produit vectoriel :

$$(\vec{F}_c)_h = -f(\vec{k} \times \vec{V})$$

où \vec{k} est le vecteur unité porté par la verticale Oz .

2. VENT GEOSTROPHIQUE.

Dans une première approximation, négligeons les forces de frottement ($\vec{R} = 0$) et l'accélération $\left(\frac{d\vec{V}}{dt} = 0\right)$, ce qui revient

à considérer le mouvement de l'air comme rectiligne et uniforme dans le plan horizontal. Dans ces conditions, l'équation du mouvement se réduit à :

$$-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h p - (2\vec{\Omega} \times \vec{V})_h = 0 \quad \text{ou} \quad (\vec{F}_p)_h + (\vec{F}_c)_h = \vec{0}.$$

Dans le plan horizontal, les forces de pression et de CORIOLIS s'équilibrent. Le vecteur gradient horizontal de pression $\vec{\nabla}_h p$ étant normal aux lignes isobares ($p = \text{cte}$) et dirigé vers les hautes pressions, $(\vec{F}_c)_h$ est donc aussi normal à ces mêmes lignes. Comme $(\vec{F}_c)_h$ est perpendiculaire à \vec{V} et situé à sa droite dans l'hémisphère Nord, le vent souffle parallèlement aux lignes isobares en laissant à sa gauche les régions de basse pression (ou de haute pression dans l'hémisphère Sud). C'est la règle dite de BUYS-BALLOT.

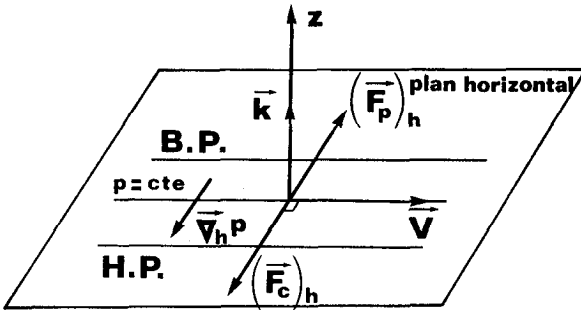


Fig. 4

Un tel vent est appelé géostrophique, nous le noterons \vec{V}_g . Son intensité est obtenue en égalant les normes de $(\vec{F}_p)_h$ et de $(\vec{F}_c)_h$.

$$\frac{\|\vec{\Delta}_h p\|}{\rho} = f V_g, \quad \text{soit} \quad V_g = \frac{\|\vec{\nabla}_h p\|}{\rho f}.$$

Les propriétés de \vec{V} sont incluses dans son expression vectorielle :

$$\vec{V}_g = \frac{1}{\rho f} (\vec{k} \times \vec{\nabla}_h p) \quad (2)$$

Sur les cartes météo, les isobares sont tracées de 5 en 5 millibars (500 N.m⁻²). Pour une distance de 250 km entre deux iso-

bares successives dans une région de latitude $\Phi = 45^\circ$ N et en prenant pour la masse volumique de l'air la valeur $\rho = 1,3 \text{ kg. m}^{-3}$,

avec $\Omega = \frac{2\pi}{T} = 7,3 \cdot 10^{-5}$, le vent soufflera avec une vitesse de

$15,2 \text{ m. s}^{-1}$ (environ 55 km. h^{-1}). Plus les isobares sont serrées, plus le vent sera de forte intensité.

3. VENT AGEOSTROPHIQUE.

Le vent géostrophique \vec{V}_g ne représente qu'une première approximation, le vent réel \vec{V} lui est différent. On peut écrire :

$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_a.$$

\vec{V}_a est la composante agéostrophique du vent ; c'est la correction qu'il faut apporter au vent géostrophique pour obtenir le vent réel.

En fait, plusieurs facteurs peuvent intervenir dans cette correction. Nous allons voir successivement l'influence des principales causes qui font que les hypothèses conduisant au calcul du vent géostrophique ne sont plus vérifiées.

a) Correction de tendance.

Cette correction tient compte de la modification du champ de pression au cours du temps.

On désigne par tendance le taux de variation de pression en fonction du temps en un lieu donné, soit $\frac{\partial p}{\partial t}$. Le météorologiste

l'exprime en millibares par 3 heures. Les lignes d'égale tendance sont appelées lignes isallobares.

Considérons un mouvement de l'air toujours rectiligne, uniforme et sans frottement mais dans lequel la vitesse \vec{V} est dépendante uniquement du temps. Dans ce cas :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t}$$

et l'équation (1) du mouvement s'écrit :

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = (\vec{F}_p)_h + (\vec{F}_c)_h.$$

De l'expression vectorielle (2), on déduit :

$$(\vec{F}_p)_h = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h p = f(\vec{k} \times \vec{V}_g)$$

dont la norme est $\|(\vec{F}_p)_h\| = f V_g$.

$$\text{Ainsi, } \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = f(\vec{k} \times \vec{V}_g) - f(\vec{k} \times \vec{V}) = -f[\vec{k} \times (\vec{V} - \vec{V}_g)].$$

Désignons par \vec{V}_i la différence $\vec{V} - \vec{V}_g$ entre le vent réel et le vent géostrophique. \vec{V}_i est appelé vent isallobarique.

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -f(\vec{k} \times \vec{V}_i) \quad \text{d'où} \quad \vec{V}_i = -\frac{1}{f} \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} \times \vec{k} \right).$$

Faisons l'hypothèse que :

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} \simeq \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} = \frac{1}{\rho f} \left(\vec{k} \times \frac{\partial \vec{\nabla}_h p}{\partial t} \right)$$

$$\begin{aligned} \vec{V}_i &= -\frac{1}{\rho f^2} \left[\left(\vec{k} \times \frac{\partial \vec{\nabla}_h p}{\partial t} \right) \times \vec{k} \right] \\ &= -\frac{1}{\rho f^2} \frac{\partial \vec{\nabla}_h p}{\partial t} = -\frac{1}{\rho f^2} \vec{\nabla} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

Le vent isallobarique est perpendiculaire aux isallobares et dirigé vers la zone de plus faible tendance.

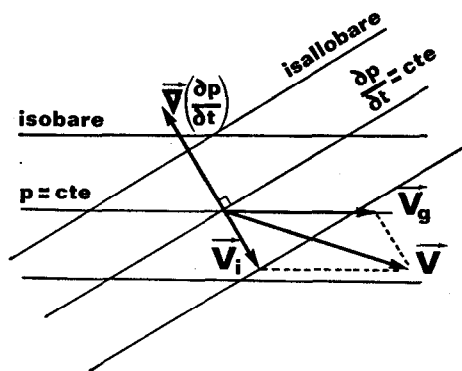


Fig. 5

b) Correction de courbure.

L'hypothèse géostrophique supposait les lignes de courant rectilignes. Admettons maintenant que les lignes de courant sont circulaires, parcourues de manière uniforme et toujours sans frottement. Dans la pratique, on assimilera toute portion de ligne de courant à un cercle de rayon de courbure R.

Nous raisonnerons pour fixer les idées dans le cas de l'hémisphère Nord. Deux possibilités sont à envisager suivant que le mouvement est direct (mouvement cyclonique) ou indirect (mouvement anticyclonique). Dans tous les cas $(\vec{F}_c)_h$ est normal à

\vec{V} et situé à sa droite; $\frac{d\vec{V}}{dt}$ qui a pour module $\frac{\vec{V}^2}{R}$ est égale-

ment normal à \vec{V} et dirigé vers le centre de courbure; $(\vec{F}_p)_h = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h p$ est tel que :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = (\vec{F}_p)_h + (\vec{F}_c)_h. \tag{4}$$

Les fig. 6 et 7 montrent que, dans les deux cas, la règle de BUYS-BALLOT est satisfaite (le vent a à sa gauche les régions de basse pression).

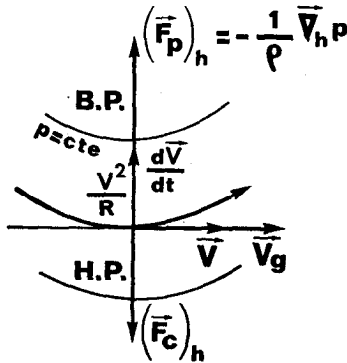


Fig. 6. — Courbure cyclonique.

$$\frac{V^2}{R} = \|(\vec{F}_p)_h\| - \|(\vec{F}_c)_h\| = fV_g - fV$$

$$V = V_g - \frac{V^2}{fR}$$

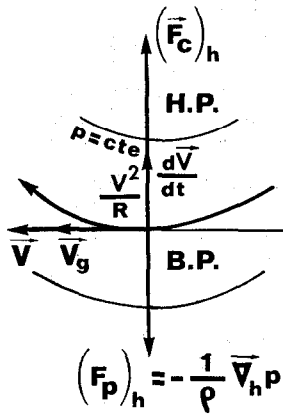


Fig. 7. — Courbure anticyclonique.

$$\frac{V^2}{R} = \|(\vec{F}_c)_h\| - \|(\vec{F}_g)_h\| = fV - fV_g$$

$$V = V_g + \frac{V^2}{fR}$$

La correction à apporter au vent géostrophique a pour valeur $\frac{V^2}{fR}$; on l'appelle (pour des raisons historiques) *le vent de gradient*. Celui-ci se retranche de V_g dans le cas d'une courbure cyclonique et s'y ajoute dans le cas d'une courbure anticyclonique.

c) Correction de diffluence.

Afin de serrer de plus près le cas réel, considérons maintenant la vitesse variable sur la portion de ligne de courant

circulaire. L'équation (4) est toujours valable mais ici l'accélération $\frac{d\vec{V}}{dt}$

a deux composantes, l'une, égale à $\frac{V^2}{R}$, est dirigée vers le

centre de courbure suivant la normale OY à la ligne de courant, l'autre dirigée suivant la tangente OX a pour valeur :

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\partial V}{\partial X} \cdot \frac{\partial X}{\partial t} = V \frac{\partial V}{\partial X}$$

La fig. 8 montre la position des différents vecteurs dans le cas d'une courbure cyclonique.

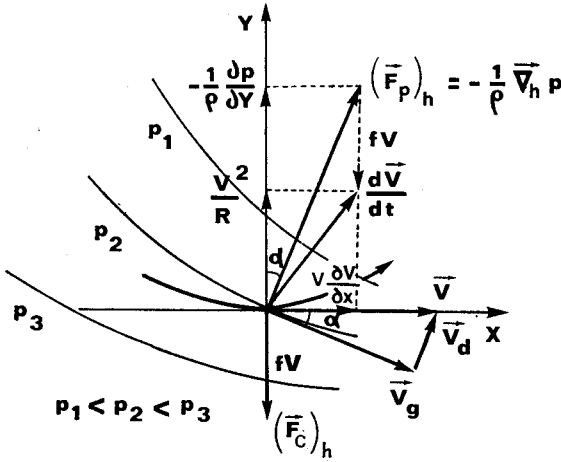


Fig. 8

Le vent réel \vec{V} , tangent à la ligne de courant, fait avec \vec{V}_g un angle α .

La correction de diffluence \vec{V}_d est telle que :

$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_d$$

elle est perpendiculaire à \vec{V}_g , donc à la ligne isobare, et modifie la direction de ce vent.

On a :

$$\text{tg } \alpha = \frac{V_d}{V_g} = \frac{V \frac{\partial V}{\partial X}}{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial Y}}$$

$$V_d = -\rho V_g \cdot V \frac{\partial V}{\partial X} \tag{5}$$

Si $\frac{\partial V}{\partial X} > 0$, le vent croît dans le sens du mouvement par

suite d'un resserrement des lignes de courant, on dit qu'il y a *confluence*. Dans ce cas, \vec{V}_d est situé à gauche de \vec{V}_g , vers les régions de basse pression (c'est le cas de la fig. 8).

Si $\frac{\partial \vec{V}}{\partial X} < 0$, le vent décroît d'intensité par suite d'un élargissement des lignes de courant, il y a *diffluence* et \vec{V}_d est situé à droite de \vec{V}_g vers les régions de haute pression.

Dans tous les cas, \vec{V}_d modifie la direction du vent géostrophique, le vent réel ne suit plus les lignes isobares.



Fig. 9. — Confluence $\left(\frac{\partial V}{\partial x} > 0 \right)$.

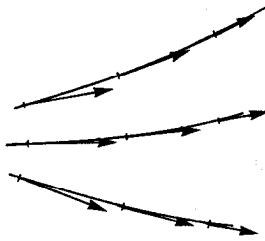


Fig. 10. — Diffuence $\left(\frac{\partial V}{\partial x} < 0 \right)$.

4. INFLUENCE DES FORCES DE FROTTEMENT.

Au voisinage du sol et jusqu'à une altitude de l'ordre de 1,5 km, il n'est pas possible de négliger totalement les forces de frottement dues à la viscosité de l'air. Dans l'hypothèse géostrophique, l'équation du mouvement s'écrira :

$$(\vec{F}_p)_h + (\vec{F}_c)_h + \vec{R}_h = 0$$

où \vec{R}_h , composante horizontale de la force de frottement, est opposée à la vitesse \vec{V} . La force de frottement a pour double effet de diminuer l'intensité du vent et de modifier sa direction.

En effet, la fig. 11 montre que le vent réel \vec{V} fait un angle α avec l'isobare et pointe vers les régions de basse pression.

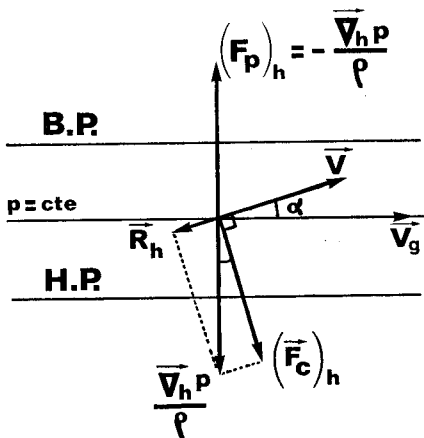


Fig. 11

Une conséquence importante est que, dans une région dépressionnaire, le vent qui tourne (dans l'hémisphère Nord) dans le sens direct (courbure cyclonique) pointera vers le centre de la dépression alors que dans une zone de haute pression (anti-cyclonique), le vent qui tourne dans le sens inverse s'éloignera du centre de haute pression.

Dans le premier cas, la convergence du vent s'accompagne de mouvements ascendants de l'atmosphère (favorables à la formation de nuages), dans le second cas, la divergence du vent provoque une subsidence (mouvement descendant dû à l'appel d'air) qui s'accompagne d'un réchauffement de l'air et d'une bonne visibilité.

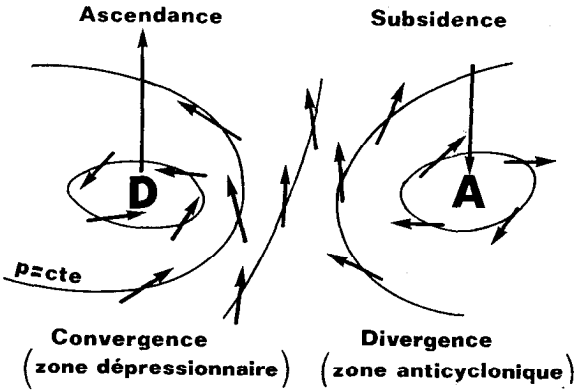


Fig. 12. — Hémisphère Nord.

5. VENT THERMIQUE.

Admettons un instant que la pression au sol est uniforme, égale à p . Le vent est donc nul à ce niveau.

Dans un plan horizontal situé à l'altitude Δz , la pression sera $p + \Delta p$ avec $\Delta p = -\rho g \cdot \Delta z$ ou, en tenant compte de l'équation d'état des gaz,

$$p = \rho \frac{R}{M} T : \quad \Delta p = -p \frac{Mg}{RT} \Delta z.$$

Si la température au sol n'est pas uniforme, la variation de pression Δp ne sera pas constante pour tous les points du plan Δz .

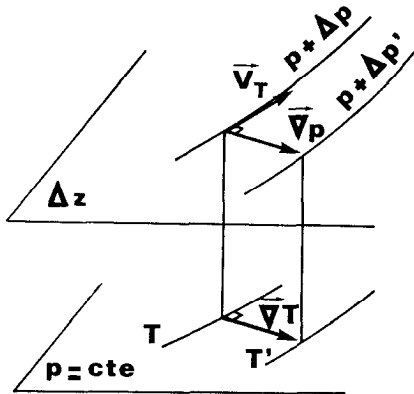


Fig. 13

Ainsi, s'il existe un gradient horizontal de température au sol, celui-ci provoquera un gradient horizontal de pression à l'altitude Δz , tel que :

$$\vec{\nabla} p = \vec{\nabla}(\Delta p) = \vec{\nabla} \left(-\frac{pMg}{RT} \Delta z \right) = -\frac{pMg}{RT^2} \Delta z \vec{\nabla} T = -\frac{\Delta p}{T} \vec{\nabla} T$$

$\vec{\nabla} p$ est donc parallèle et de même sens que $\vec{\nabla} T$ puisque Δp est négatif.

Dans l'hypothèse géostrophique, ce gradient de pression donnera naissance à un vent appelé vent thermique dont l'intensité est :

$$V_T = \frac{\|\vec{\nabla} p\|}{\rho f} = \frac{|\Delta p|}{fT_0} \cdot \|\vec{\nabla} T\| = \frac{g \Delta z}{fT} \|\vec{\nabla} T\|.$$

Ce vent est parallèle aux lignes isothermes et laisse à sa gauche les régions de basse température. Dans le cas où un gradient de pression existe au sol, le vent thermique \vec{V}_T viendra en altitude s'ajouter vectoriellement au vent géostrophique \vec{V}_g .

L'existence du vent thermique explique le renforcement des vents d'Ouest et l'affaiblissement des vents d'Est en altitude. En effet, le gradient horizontal de température dans la troposphère est dirigé grossièrement du Nord au Sud ; le vent thermique est donc un vent d'Ouest qui s'ajoute au vent au sol s'il est d'Ouest et s'en retranche s'il s'agit d'un vent d'Est.

Dans la stratosphère, le gradient thermique change de sens et les conclusions sont inversées. Ceci explique l'existence d'un maximum des vents d'Ouest vers la tropopause, limite supérieure de la troposphère qui se situe, sous nos latitudes moyennes, vers 11 km d'altitude.

6. CONCLUSION.

La détermination du vent à partir du champ horizontal de pression, représenté par le tracé des lignes isobares, peut être faite en général avec une assez bonne approximation en appliquant l'hypothèse géostrophique de lignes de courant parallèles aux isobares parcourues à une vitesse égale au vent géostrophique.

Lorsque la courbure des isobares devient importante, on devra appliquer à ce vent les corrections de courbure et de diffluence. De même, l'influence de la « tendance » et celle des forces de frottement seront éventuellement prises en compte pour affiner la connaissance du vent réel. Enfin, en altitude, il y aura lieu d'ajouter le vent thermique au vent au sol.

Robert PICCA,

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
(Université de Toulouse III).*