

Dynamique de l'atmosphère terrestre

Mécanique élémentaire appliquée à un problème complexe

par **Thierry ALHALEL**

31400 Toulouse

thierry.alhalel@laposte.net

RÉSUMÉ

La circulation générale des vents dans la troposphère terrestre peut être assez facilement étudiée à l'aide de la boîte à outils de la mécanique classique, en ajoutant quelques notions de mécanique des fluides. Le modèle obtenu n'est bien sûr que très approximatif, mais donne déjà une image assez fidèle de la réalité et permet de décrire nombre de phénomènes. On essaiera dans cet article d'expliquer les principes de formation des vents globaux : alizés, vents d'ouest, jet-streams par exemple. On justifiera aussi la loi de Buys Ballot et on décrira certains aspects des vents régionaux.

INTRODUCTION

Le mouvement des masses d'air dans la basse atmosphère terrestre (la troposphère) est à l'évidence un phénomène complexe, mettant en jeu de multiples échelles de taille, le cycle de l'eau, le mouvement de rotation du globe terrestre, l'éclairement solaire, l'interaction entre l'atmosphère et les océans et encore bien d'autres paramètres. Cependant, les équations élémentaires de la mécanique (générale et des fluides) permettent à un coût assez réduit de mettre en évidence une classe complète de comportement des fluides de l'atmosphère.

Nous allons appliquer dans cet article les lois de la dynamique dans le référentiel terrestre (non galiléen) ainsi que les lois de la dynamique des fluides non visqueux, ce qui nous permettra de définir la notion d'équilibre géostrophique, la loi dite de Buys Ballot, et de comprendre la circulation générale des vents dans la basse atmosphère.

Comme on le verra, le phénomène moyen se produisant dans l'hémisphère nord a un pendant symétrique dans l'hémisphère sud, un peu altéré dans la réalité par la dissymétrie des surfaces émergées au nord et au sud.

Nous tenterons également d'expliquer le phénomène des courants-jets (*jet-streams*) au sommet de la troposphère, c'est-à-dire la notion plus complexe de vent thermique.

Nous finirons en dressant un petit inventaire des différents mouvements d'air moyens troposphériques à l'échelle régionale.

1. PETIT RAPPEL SUR LES FORCES D'INERTIE DANS LE RÉFÉRENTIEL TERRESTRE

Le référentiel terrestre **R**, du fait de la rotation du globe sur son axe (on notera $\vec{\Omega}$ le vecteur rotation de la Terre), n'est pas galiléen. Cela nous oblige donc, dans l'application des lois de la dynamique, à introduire les forces d'inertie, force d'entraînement et force de Coriolis.

Pour un point A de masse m se déplaçant à la vitesse⁽¹⁾ \vec{v}_A dans le référentiel terrestre **R** de centre O animé d'un mouvement de rotation à vitesse angulaire constante $\vec{\Omega}$ selon l'axe Oz (par rapport au référentiel géocentrique supposé galiléen), les forces d'inertie subies par A sont :

dans **R** :

$$\begin{cases} \vec{F}_{\text{coriolis}} = -2 \cdot m \cdot \vec{\Omega} \wedge \vec{v}_A \\ \vec{F}_{\text{entraînement}} = m \cdot \Omega^2 \cdot \overrightarrow{HA} \end{cases}$$

H est la projection orthogonale de A sur Oz et P celle sur le plan Oxy.

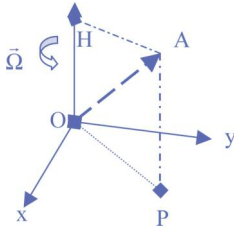


Figure 1 : Forces d'inertie.

En pratique, la force d'entraînement est introduite dans la définition de l'accélération locale **g** de la pesanteur, donc la seule force d'inertie à considérer, en plus des actions mécaniques, sera dans la suite la force de Coriolis.

Dans cette étude, on aura souvent besoin de la projection de la force de Coriolis (s'exerçant sur une masse d'air notée m située en A) dans le plan horizontal (c'est-à-dire tangent au sphéroïde terrestre au point A de latitude λ). On écrit alors cette projection :

$$(\vec{F}_C)_H = -m \cdot f \cdot \vec{n} \wedge \vec{u}_A$$

avec $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \lambda$: paramètre de Coriolis, où \vec{u}_A est une vitesse horizontale et \vec{n} le vecteur unitaire vertical local.

Notons les points importants suivants :

- ♦ Sur l'équateur (latitude nulle), la contribution de la force de Coriolis est nulle.
- ♦ Plus on se rapproche de l'équateur moins Coriolis joue un rôle important.

(1) Les vecteurs seront indifféremment notés en gras ou surmontés d'une flèche dans l'article.

- ◆ Dans l'hémisphère nord (latitude positive), la projection horizontale de la force de Coriolis est orientée à droite de la vitesse.
- ◆ Dans l'hémisphère sud (latitude négative), elle est orientée à gauche de la vitesse.

2. L'APPROXIMATION DU VENT GÉOSTROPHIQUE

On va appliquer la seconde loi de Newton à une particule d'air en mouvement dans l'atmosphère terrestre. Notons qu'il ne s'agit pas ici de particules au sens atomique du terme, mais bien d'un petit élément d'air, considéré comme non sécable, pris dans un ensemble beaucoup plus vaste, l'atmosphère. Dans toute la suite la pression de l'air sera notée p , sa masse volumique locale ρ , et la température T .

Dans le cas le plus général, cette particule (supposée de masse m) est soumise :

- ◆ aux forces de pression de l'air entourant la particule : $\vec{F}_p = -\frac{m}{\rho} \cdot \vec{\nabla}_p$, on remarque que la force résultante est perpendiculaire en tout point aux lignes isobares et dirigée vers les pressions décroissantes ;
- ◆ à la force de Coriolis : $\vec{F}_C = -2m \cdot \vec{\Omega} \wedge \vec{v}$;
- ◆ au poids de la particule (masse m) : $m \vec{g}$ (rappelons que ce vecteur inclut la force d'entraînement dans le référentiel terrestre) ;
- ◆ à la résultante des frottements s'exerçant sur la particule : \vec{R} .

la seconde loi de Newton, appliquée à la particule d'air, s'écrit donc dans le référentiel terrestre :

$$\vec{F}_p + \vec{F}_C + \vec{g} + \vec{R} = m\vec{a}$$

Considérons dans un premier temps une particule d'air au repos (ailleurs que sur l'équateur), et tentons de suivre son mouvement supposé horizontal.

On suppose que le gradient de pression est un vecteur horizontal, la seule force horizontale s'exerçant sur la particule sera la résultante des forces de pression (la force de Coriolis est nulle pour une vitesse nulle, les frottements que l'on considère négligeables). La particule d'air se met donc en mouvement et acquiert de la vitesse, dans un premier temps selon une trajectoire horizontale perpendiculaire aux lignes isobares vers les pressions décroissantes (direction et sens de la force \vec{F}_p) : le vent est né et souffle des hautes vers les basses pressions. Dès que la vitesse augmente, la force de Coriolis exerce son action et infléchit la trajectoire du vent, et si on néglige toutes les autres forces (en projection horizontale) le mouvement d'air finit par atteindre un équilibre où les forces de pression sont exactement compensées par la force de Coriolis : c'est l'équilibre géostrophique. Rappelons que la vitesse est perpendiculaire à la force de Coriolis : le vent (à l'équilibre) est devenu parallèle aux isobares et non plus perpendiculaire !

L'équilibre géostrophique consiste à supposer que les frottements sont négligeables et que la vitesse de la particule est constante (vectoriellement), ce qui revient à annuler le terme d'accélération. Cela implique aussi qu'en projection horizontale, les termes de gradient de pression et de Coriolis s'opposent exactement :

$$(\vec{F}_p + \vec{F}_C)_{\text{Horizontal}} = \vec{0}$$

La projection horizontale des forces de pression va des hautes vers les basses pressions. Cela implique que la projection de la force de Coriolis (dans le cadre de l'équilibre géostrophique) dans le plan horizontal sera orientée, elle aussi perpendiculairement aux isobares, mais selon les valeurs croissantes.

On peut donc désormais distinguer deux cas :

- ◆ Comme dans l'hémisphère nord la projection de la force de Coriolis est orientée à droite de la vitesse horizontale, on en déduit que le vent géostrophique est orienté à gauche du terme de Coriolis, selon les lignes isobares (horizontales). L'intensité du vent est bien entendu proportionnelle au gradient de pression. Sur une carte, plus les lignes isobares sont resserrées plus le vent aura une intensité élevée.

Remarquons qu'en moyenne l'air de la zone équatoriale est plus chaud donc moins dense que dans les zones de latitude plus élevées (pour une altitude donnée). On s'attend donc à ce que la pression décroisse plus vite avec l'altitude dans les zones de hautes latitudes que dans celles de basses latitudes (du fait de la plus grande densité de l'air à haute latitude). Autrement dit, à une altitude donnée, le vecteur gradient de pression va des hautes vers les basses latitudes, puisque la pression sera en moyenne plus élevée dans les basses latitudes que dans les hautes. Comme le vecteur des forces de pression est en sens opposé au gradient de pression, on conçoit qu'il soit dirigé des basses vers les hautes latitudes, autrement dit vers le nord pour l'hémisphère nord, et vers le sud pour l'hémisphère sud.

Dans le cas du vent géostrophique, la force de Coriolis s'oppose donc exactement aux forces de pressions, et cela implique que le vent géostrophique est en moyenne un vent d'ouest, puisqu'à gauche de la force de Coriolis, qui pointe vers le sud.

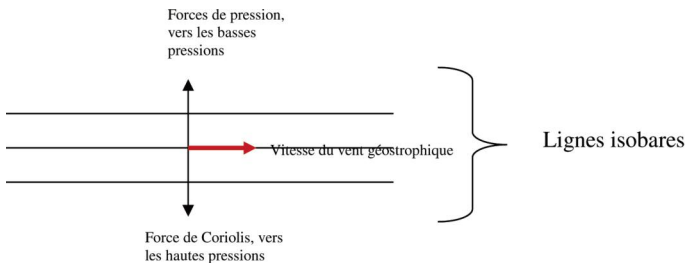


Figure 2 : Hémisphère nord et vent géostrophique.

- ◆ Comme dans l'hémisphère sud la projection de la force de Coriolis est orientée à

gauche de la vitesse horizontale, on en déduit que le vent géostrophique est orienté à droite du terme de Coriolis, selon les lignes isobares (horizontales). Le raisonnement tenu plus haut reste valable, et le vent géostrophique doit encore venir en moyenne de l'ouest dans l'hémisphère sud.

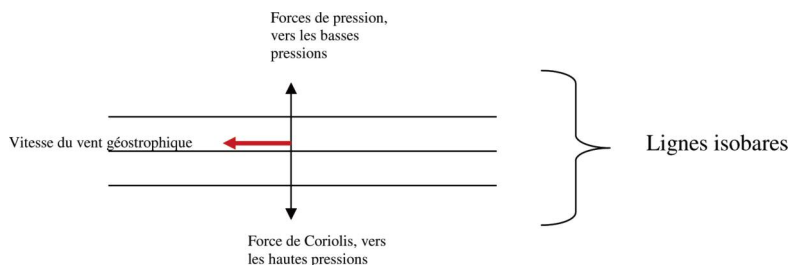


Figure 3 : Hémisphère sud et vent géostrophique.

Bien sûr, le vent géostrophique n'est qu'une idéalisation, du fait des forces de frottements en particulier à basse altitude, sur les reliefs (l'approximation est cependant assez bonne à disons 500 m au dessus des reliefs ou de la plaine). Il ne s'agit en fait que d'un vent moyen et le vent réel peut être plus ou moins proche de son approximation géostrophique.

3. LA LOI DE BUYS BALLOT : UNE AUTRE FAÇON DE VOIR LE VENT GÉOSTROPHIQUE

On peut présenter cette loi, utilisée depuis longtemps par les marins, de la façon suivante :

Dans l'hémisphère nord, avec le vent dans le dos, les hautes pressions sont à droite et les basses pressions à gauche.

La situation est inversée dans l'hémisphère sud.

On peut interpréter cette règle de la façon suivante :

Dans l'hémisphère nord, la circulation des vents cycloniques (autour d'une zone de basse pression ou dépression) se fait dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, tandis que la circulation autour d'une zone de haute pression (anticyclone des Açores par exemple) s'effectue dans le sens des aiguilles d'une montre.

La situation est exactement inversée dans l'hémisphère sud.

C'est ce que l'on constate sur les deux figures suivantes (cf. figures 4 et 5, page ci-après), représentant un cyclone près de la Floride (sens anti horaire, car hémisphère nord) et près de Madagascar (sens horaire, car hémisphère sud).

Par ailleurs, l'approximation géostrophique n'est valable qu'au premier ordre. On doit en réalité tenir compte de la composante horizontale des frottements, donc on a

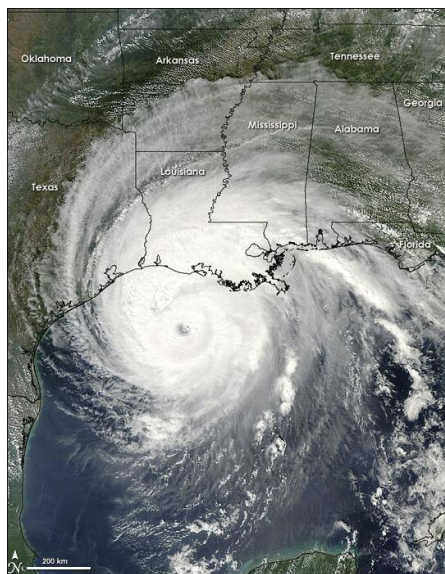


Figure 4 : Cyclone Rita (2005) – image NASA : noter le sens de rotation anti horaire.
<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=5879>

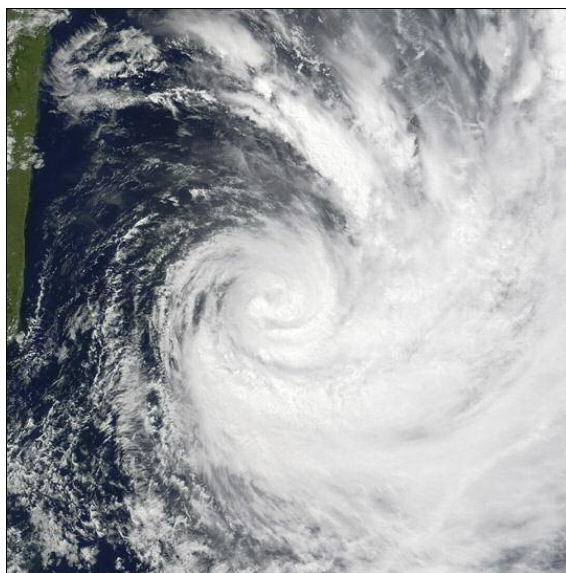


Figure 5 : Cyclone Hary (Madagascar 2002) – image NASA : noter le sens de rotation horaire.
<http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/view.php?id=9249>

l'équation (en projection horizontale) :

$$(\vec{F}_p)_H = -(\vec{F}_C + \vec{R})_{\text{Horizontal}}$$

La force de Coriolis n'est plus colinéaire avec la force de pression (puisque'elle doit être perpendiculaire à la vitesse), et de ce fait la vitesse du vent n'est plus exactement parallèle aux lignes isobares. Les frottements sont opposés à la vitesse, et celle-ci forme un angle non nul avec les lignes isobares. Bien sûr, cette contribution va pointer vers les zones de basse pression.

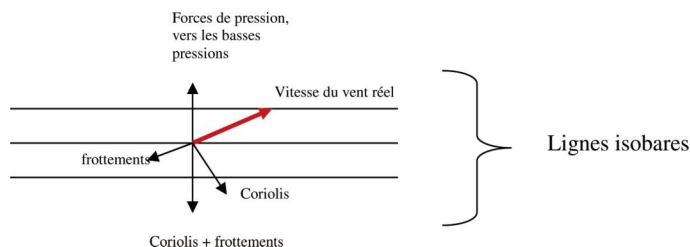


Figure 6 : Hémisphère nord et contribution des frottements.

Le résultat précédent est important, car il signifie que les masses d'air ont tendance à converger vers les zones de basse pression (ce que ne montre évidemment pas le vent (hypothétique) purement géostrophique). Cette convergence des vents (dans les deux hémisphères) autour de la zone dépressionnaire induit un soulèvement des basses couches humides. Lors de l'ascension, l'air se refroidit et la condensation amène la formation de nuages. La zone dépressionnaire est donc une zone de temps perturbé.

Au contraire (dans les deux hémisphères), les vents auront tendance à diverger d'une zone de haute pression, il y aura subsidence de l'air d'altitude, cette descente va s'accompagner d'un réchauffement qui va diminuer le degré d'humidité, ce qui va stabiliser la zone en terme d'intempéries. Une zone de haute pression est donc en général une zone de beau temps.

4. CIRCULATION GÉNÉRALE DE L'ATMOSPHÈRE

Le moteur initial des mouvements atmosphériques est bien sûr le rayonnement solaire. Si l'axe de rotation de la Terre était perpendiculaire au plan de l'écliptique (plan de l'orbite de la Terre contenant bien sûr le Soleil), l'équateur terrestre serait la zone recevant toute l'année le maximum de rayonnement en provenance du Soleil (du fait de l'inclinaison nulle des rayons). Mais en réalité, l'axe N-S est incliné de $23^{\circ}27'$ sur le plan de l'écliptique, ce qui induit que cette zone de réception maximale se déplace au cours de l'année entre les deux tropiques en passant exactement deux fois par an par l'équateur.

Cette ligne mouvante dans le temps peut être grossièrement associée à une zone dite zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui forme une ceinture dépressionnaire (mou-

vante avec les saisons) tout autour de globe. Les navigateurs appellent cette zone le pot au noir (orages violents et calmes plats).

Considérons dans un premier temps que la ZCIT est confondue avec l'équateur. On se place dans l'hémisphère nord, par exemple. Le fort rayonnement dans cette zone va permettre le soulèvement d'un air chaud et humide qui, une fois parvenu en altitude va se déplacer vers les latitudes tropicales (jusqu'à la zone des $+30^\circ$) avant de redescendre une fois refroidi et ayant perdu son humidité. Il s'agit d'un rouleau de convection de faible épaisseur (celle de la troposphère approximativement soit quinze kilomètres environ), mais de grande longueur enserrant tout l'hémisphère nord, nommé cellule de Hadley⁽²⁾. La symétrie du problème fait qu'on aura une autre cellule de Hadley, cette fois dans l'hémisphère sud. Ainsi l'équateur sépare ces deux grandes cellules de convection, qui s'étendent pour l'une de l'équateur jusqu'au tropique du Cancer et l'autre de l'équateur jusqu'au tropique du Capricorne.

La rotation de la Terre sur elle-même influe sur les cellules de Hadley en créant un système de vents permanents (de basse altitude) : les alizés. Dans l'hémisphère nord par exemple, si l'on ne tient pas compte de la force de Coriolis, les vents de basse altitude liés à la cellule de Hadley auront une trajectoire selon les méridiens, du tropique vers l'équateur. La force de Coriolis va donc dévier ce vent moyen vers la droite (dos au vent) donc d'est en ouest. La situation est bien sûr inversée dans l'hémisphère sud : la force de Coriolis est cette fois orientée à gauche avec le vent dans le dos, ce qui implique que les alizés seront orientés du sud-est vers le nord-ouest dans cet hémisphère.

Au final, les alizés (trade winds) sont des vents de nord-est (se dirigeant donc vers le sud-ouest) dans l'hémisphère nord, et des vents de sud-est (se dirigeant vers le nord-ouest) dans l'hémisphère sud (voir aussi la figure 8).

Ce qui précède ne décrit qu'un régime moyen, car le passage des saisons fait que la ZCIT se déplace vers le nord de l'équateur en été boréal et vers le sud de l'équateur en été austral. Cela implique que la cellule de Hadley australe pénètre l'hémisphère nord (la cellule boréale est alors affaiblie et remonte en latitude) durant l'été boréal, le phénomène inverse se produisant lors de l'été austral. Cela implique d'abord, dans l'hémisphère nord, que les alizés d'été sont affaiblis et ceux d'hiver renforcés. Ensuite, durant l'été boréal la cellule de Hadley australe peut mordre sur l'hémisphère nord, ce qui implique que la force de Coriolis va renverser les vents dirigés vers l'ouest de la cellule australe vers l'est (déviation à droite dans l'hémisphère nord !). C'est le phénomène de la mousson : en Inde par exemple, durant l'été boréal les vents (chargés d'humidité dans l'océan Indien) viennent du sud-ouest, se dirigent vers le nord-est et perdent leur humidité lors du passage sur le continent. Il existe aussi la mousson d'hiver, vent sec venant de l'est.

(2) Un modèle plus simple serait de ne considérer qu'une cellule unique dans chaque hémisphère, de l'équateur au pôle. Mais la rotation de la Terre – la force de Coriolis – et l'inclinaison de l'axe de rotation brisent cette symétrie simple, et obligent plutôt à considérer un système de trois cellules dans chaque hémisphère : Hadley, Ferrel, polaire.

Notons aussi que la mousson est bien connue en Asie du Sud-Est, mais existe aussi dans l'hémisphère sud, ou bien en Amérique du Nord, mais avec des précipitations bien moindres.

Le modèle général de circulation atmosphérique permet de considérer trois cellules de convection dans chaque hémisphère : la cellule de Hadley, dont nous avons déjà parlé, la cellule de Ferrel située approximativement dans la zone $\pm 30^\circ$ et $\pm 60^\circ$ de latitude dans les deux hémisphères, et les deux cellules polaires, au-delà de $\pm 60^\circ$. La cellule de Ferrel permet d'expliquer l'existence des vents permanents d'ouest (et se déplaçant vers l'est) de basse altitude (westerlies en anglais) qui soufflent en moyenne à ces latitudes intermédiaires. Cette cellule convective circule en sens inverse de celui de la cellule de Hadley et de la cellule polaire. Notons aussi que dans cette zone très perturbée on trouve aussi des phénomènes mouvants semi-permanents : les dépressions et les anticyclones.

Si on s'intéresse à la cellule polaire, la plus haute en latitude, l'air froid des pôles descend vers les latitudes plus basses, typiquement $\pm 60^\circ$. La force de Coriolis va infléchir ce mouvement – qui devrait être selon les méridiens si on ne tenait pas compte de la rotation de la Terre –, ce qui va créer dans l'hémisphère nord un vent moyen polaire de basse altitude venant du nord-est et se dirigeant vers le sud-ouest. Dans l'hémisphère sud, les vents polaires vont du sud-est vers le nord-ouest.

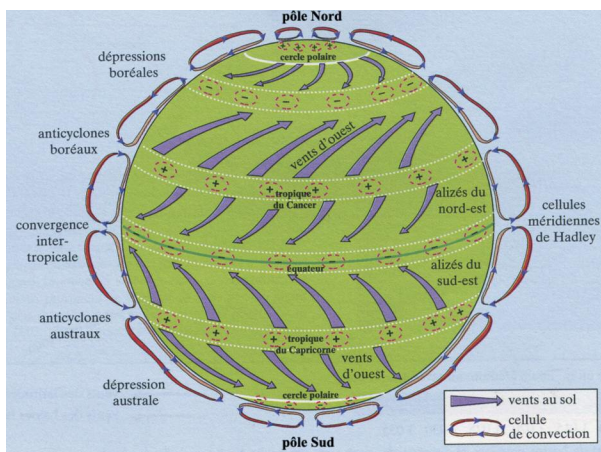


Figure 7 : Cellules convectives de l'atmosphère et système général des vents.

<http://www.arthurjohnston.com/v3/index.php?pages=314>

5. NOMBRE DE ROSSBY ET VENT THERMIQUE

Une autre façon d'aborder le problème de la circulation des vents est d'utiliser les outils de la mécanique des fluides. Considérons pour commencer un tourbillon de rayon R , de vorticité $\omega \cdot \mathbf{n}$ (dans le référentiel terrestre où \mathbf{n} est la verticale locale) situé à la latitude λ et notons U la vitesse de l'air sur le rayon extérieur R . On considère qu'une

particule de masse m du fluide du tourbillon est en équilibre horizontal sous l'action des forces (dans le référentiel terrestre) :

$$\text{équilibre dans le plan horizontal : } \begin{cases} -\frac{m}{\rho} \frac{dp}{dR} \\ \frac{mU^2}{R} \\ -mf \cdot \vec{n} \wedge \vec{U} \end{cases}$$

On distingue ici la projection des forces de pression dans le plan horizontal, la force centrifuge (liée à la rotation propre ω du tourbillon) et la projection horizontale de la force de Coriolis. On sait que l'équilibre géostrophique est une approximation qui ne tient compte que des forces de pression et de la force de Coriolis. On doit donc négliger :

$$\frac{U^2}{R} \ll f \cdot U$$

On définit le nombre sans dimension de Rossby⁽³⁾ : $Ro = \frac{U}{f \cdot R}$, on est en situation d'équilibre géostrophique si $Ro \ll 1$. Dans cette hypothèse, la vitesse de la particule de fluide du tourbillon obéit donc à l'équation :

$$U = \frac{1}{\rho \cdot f} \frac{dp}{dR}$$

avec :

$$f = 2\Omega \sin \lambda$$

On constate donc que si le tourbillon est un minimum de pression ($dp/dR > 0$), alors dans l'hémisphère nord ($\lambda > 0$) U sera positif. Cela correspond à une rotation dans le sens trigonométrique dans le cas d'un cyclone. Si au contraire le tourbillon est un maximum de pression (anticyclone), le sens de rotation sera inversé dans l'hémisphère nord. On retrouve bien les résultats du paragraphe 3 (loi de Buys Ballot). On doit inverser ces résultats dans l'hémisphère sud, comme de coutume.

Plaçons-nous maintenant dans la zone des latitudes moyennes, hémisphère nord, entre 30 et 60 degrés de latitude, dans l'approximation géostrophique. On fait l'hypothèse qu'au niveau de la mer la pression est constante et vaut p_0 , et qu'à ces latitudes peut exister un vent zonal (orienté selon les parallèles) $u(z)$. Les équations qui régissent l'air sont ici :

$$\begin{cases} \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \\ u(z) = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial R} \end{cases}$$

(3) Donnons un ordre de grandeur : si $\lambda = 45^\circ$, $U = 100$ km/h et $R = 100$ km, on aura $Ro \approx 0,3$: c'est bien l'indication que l'équilibre géostrophique n'est qu'une approximation, et la situation réelle peut différer de 30 % du modèle géostrophique. Remarquons aussi que l'approximation géostrophique est d'autant plus mauvaise que l'on s'approche de l'équateur, toutes choses égales par ailleurs.

la première est l'équation de la statique des fluides et la seconde celle de l'approximation géostrophique, avec R coordonnée horizontale.

On calcule :

$$\frac{\partial \rho}{\partial R} = -\frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial R} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial z} (p \cdot f \cdot u) = -\frac{f}{g} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \cdot u) = -\frac{f \cdot u}{g} \frac{\partial}{\partial z} (\rho) - \frac{f \cdot \rho}{g} \frac{\partial}{\partial z} (u)$$

On suppose ensuite que le gradient de densité n'est qu'horizontal (on néglige donc la composante verticale) et on trouve :

$$\frac{\partial \rho}{\partial R} \approx -\frac{f \cdot \rho}{g} \frac{\partial}{\partial z} (u)$$

soit aussi :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{f \cdot \rho} \frac{\partial \rho}{\partial R}$$

Il apparaît donc qu'un gradient de densité horizontal entraîne la formation d'un vent zonal vertical, dans l'hypothèse où : $\frac{\partial \rho}{\partial z} \approx 0$ ou plus généralement : $u \frac{\partial \rho}{\partial z} \ll \rho \frac{\partial u}{\partial z}$. Précisons encore les choses : la relation de l'hydrostatique nous donne l'équation intégrale suivante :

$$p = p_0 - \int_0^z \rho \cdot g \cdot dz$$

En supposant la pression constante au niveau du sol, mais avec un gradient de densité horizontal, aux points 1 et 2 avec $\rho_1 < \rho_2$, la relation précédente montre alors qu'en altitude on aura une différence de pression : $p_1 > p_2$.

Si on suppose que le gradient de densité est orienté vers le nord (ce qui est plausible dans l'hémisphère nord, l'air étant plus dense à haute latitude au niveau de la mer, en moyenne), on voit que le vent zonal ne peut être dirigé, en altitude, que vers l'est (dans l'hypothèse géostrophique, le vent a les basses pressions à gauche et est orienté selon les isobares). Cela explique l'existence des jet-streams, forts vents d'altitude dirigés vers l'est dans l'hémisphère nord, contre lesquels doivent lutter les avions se dirigeant vers l'ouest. La situation est inverse dans l'hémisphère sud, avec des jet-streams se déplaçant en sens opposé, vers l'ouest.

Au niveau du sol on peut aussi remarquer que, la pression étant constante, les températures T sont en variation inverse de celle de la densité ρ . Le gradient horizontal de température est donc en sens opposé du gradient horizontal de densité.

Un jet est en général un vent fort (> 100 km/h) situé entre 10 et 15 km (altitude de la tropopause, séparation entre la troposphère et la stratosphère), c'est un courant qui peut atteindre des centaines de kilomètres de long, sur une centaine de large, et de l'ordre d'un kilomètre d'épaisseur.

Remarquons pour finir qu'il existe dans chaque hémisphère deux jet-streams : le jet

subtropical, situé à 15 km d'altitude, vers 30° de latitude, au niveau de la séparation entre la cellule de Hadley et la cellule de Ferrel, le jet polaire ensuite, situé vers 10 km d'altitude au niveau de la séparation entre la cellule de Ferrel et la cellule polaire.

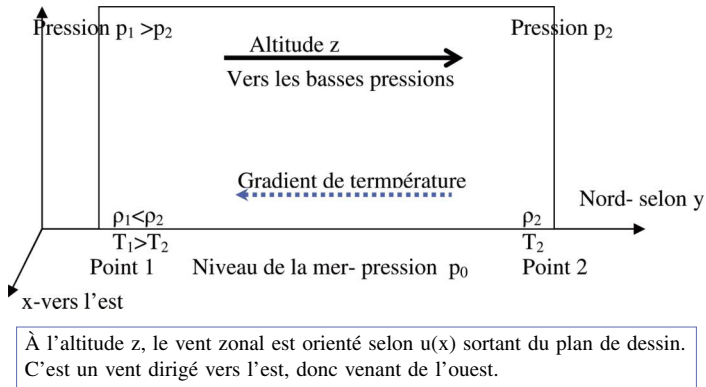


Figure 8 : Le vent thermique – vue en coupe dans l'hémisphère nord.

6. LES VENTS GLOBAUX, RÉGIONAUX ET LOCAUX

On classe les phénomènes atmosphériques en trois grandes catégories spatio-temporelles :

- ♦ À l'échelle planétaire (ou échelle synoptique) : ce sont des phénomènes globaux (tels que les alizés ou les anticyclones), qui s'étalent donc sur des distances de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres et peuvent durer dans le temps plusieurs semaines voire plusieurs mois.
- ♦ À l'échelle régionale : ces vents peuvent s'étendre sur quelques centaines de kilomètres (tornades ou brises par exemple) pendant une durée de quelques heures à plusieurs jours.
- ♦ À l'échelle locale : très réduits dans le temps et l'espace, ces phénomènes ne durent que quelques minutes sur quelques kilomètres seulement (tempêtes de poussière, turbulence). Nous n'en dirons pas plus dans cet article.

6.1. À l'échelle régionale : quelques exemples de vents

Nous ne parlerons ici que des vents modérés et pas des phénomènes violents comme les tornades, qui sont encore mal compris.

- ♦ Vents catabatiques⁽⁴⁾ : ils proviennent de la descente d'air très froid venant de terres hautes. Ce vent a une température de départ très basse, ce qui le rend très dense et le

(4) Notons que catabatique signifie : « qui descend ». Le contraire d'un vent catabatique est un vent anabatique (qui monte), tel une brise de montagne.

met en mouvement vers la zone située en contrebas, de densité inférieure. Malgré un réchauffement adiabatique lié à la compression de descente, le vent arrive sur les terres situées en contrebas avec une température bien plus faible que l'air qu'il déplace. La vitesse atteinte peut être importante et dépasser 100 km/h. On rencontre ces vents froids en Arctique et Antarctique où dans des zones de glaciers importants par exemple. Ces vents peuvent être canalisés par des vallées plus ou moins encaissées, ce qui peut encore augmenter leurs vitesses.

Les vents tels que *le Mistral* et *la Bora* (Yougoslavie) peuvent aussi être considérés, au moins en partie, comme des vents catabatiques (dans le cas du mistral par exemple la vallée du Rhône canalise ce vent, ce qui induit une augmentation de la vitesse horizontale du fait du rétrécissement, mais l'accumulation de masses d'air froides sur les hauteurs du Massif Central et des Alpes joue bien sûr un rôle dans le cadre du vent catabatique).

- ♦ Vents avec effet de Foehn : ce type de vent est toujours lié à la présence de hauteurs ou de montagnes. Il s'agit d'un mouvement d'air humide (venant donc souvent de la mer) qui monte en suivant le relief. Lors de l'ascension, la vapeur d'eau va se condenser, réchauffant l'air lui-même par libération de chaleur latente. L'air désormais plus sec passe le sommet et descend de l'autre côté en se comprimant adiabatiquement, donc en augmentant encore sa température. Au final, l'air descendant peut donc être sec et de température élevée, de l'ordre de 20 °C au moins.

Parmi les vents liés à cet effet on peut citer : *le Foehn* lui-même (vent des Alpes), *la Lombarde* (Alpes françaises), *le vent d'Autan* (le vent humide associé est le vent marin, qui s'assèche sur les contreforts des Pyrénées), *le Libeccio* (en Corse). *La Tramontane* (Pyrénées-Orientales) peut aussi présenter cet effet de foehn.

En Amérique du Nord, on trouve *le Chinook* (Montagnes Rocheuses), *le Santa Ana* (Californie), *le Diablo* (San Francisco). Bien sûr, on retrouve cet effet d'assèchement un peu partout dans le monde, dès que l'on rencontre l'association vent humide / montagne⁽⁵⁾.

Citons encore pêle-mêle quelques vents présentant un effet de foehn : *le Puelche* dans les Andes, *le Sirocco* en Afrique du Nord, *le Simoun* en Arabie, *le Kamsin* en Syrie...

- ♦ Brises de terre et de mer, brises de vallée et de montagne : le phénomène de brise est lié au contraste de températures entre la mer et la terre pour une zone côtière ou bien entre les sommets et la vallée en zone montagneuse.

On peut comprendre le cycle brise de mer / brise de terre de la façon suivante : dès le début du jour, la terre s'échauffe plus vite que la mer, du fait de sa plus faible capacité calorifique. L'air chauffé au dessus de la terre va donc s'élever (faible densité) et être remplacé par de l'air provenant de la mer, plus dense. Il s'établit ainsi une cellule convective, qui va de la mer vers la terre au niveau de la mer, et en sens inverse en altitude. Le régime permanent s'établit plusieurs heures après le lever du soleil.

(5) Notons que la température élevée du vent de foehn peut induire des oscillations de densité si l'air au niveau du sol est plus froid (donc plus dense) que lui.

De la même manière on conçoit que la brise de terre apparaisse quelques heures après le coucher du soleil, en sens inverse du précédent, l'explication thermique provenant du fait que cette fois la terre se refroidit plus vite que la mer.

Les brises de montagne ont une origine thermique semblable à celle des brises de mer. Dans la journée l'air au dessus du relief s'échauffe plus que celui de même altitude au dessus de la vallée, il se crée donc un courant qui suit le relief en montant : c'est la brise de vallée. Très vite après le coucher du soleil on observera l'effet inverse : la brise de montagne.

6.2. À l'échelle planétaire globale

On a vu les grandes lignes de la circulation globale de l'atmosphère dans le paragraphe 4. Nous allons mettre l'accent sur les grands systèmes de vent, sans parler plus avant des phénomènes violents comme les cyclones.

- ◆ Dans chaque hémisphère, pour la zone 0° à 30° de latitude environ, on rencontre un régime semi-permanent de vents : *les alizés* (trade winds en anglais). Ceux-ci soufflent de façon plus ou moins forte et continue du nord-est vers le sud-ouest dans l'hémisphère nord, et du sud-est vers le nord-ouest dans l'hémisphère sud. Comme on l'a vu, ces vents convergent vers la zone de convergence intertropicale ZCIT, et ne dépassent pas en général 3000 m d'altitude.
- ◆ La zone de latitude comprise entre 30° et 60° (pour les deux hémisphères) est celle *des vents globaux d'ouest* (westerlies en anglais). Cette zone est beaucoup plus instable que la zone tropicale, car elle est aussi sujette aux alternances anticyclone / dépression⁽⁶⁾. Les vents d'ouest sont des vents de basse altitude, soufflant du sud-ouest vers le nord-est dans l'hémisphère nord, et du nord-ouest vers le sud-est dans l'hémisphère sud. Rappelons qu'on peut interpréter ces vents d'ouest comme des vents géostrophiques issus de l'équilibre entre les forces de pression et la force de Coriolis qui joue à plein dans cette zone de latitude (voir aussi le paragraphe 2).
- ◆ *La mousson* fait partie de ces phénomènes globaux. La plus connue est celle d'Asie du Sud-Est. On peut l'interpréter en rappelant que la zone de convergence intertropicale ZCIT se déplace avec les saisons, remonte vers le nord en été, englobant l'Inde et le sud-est de l'Asie, et descend dans l'hémisphère sud en hiver. Durant l'hiver, une zone de haute pression règne sur l'Asie et la subsidence de l'air crée des vents continentaux secs et froids. En été, le flux vient de l'océan Indien, vent chaud et humide, ce qui entraîne de très fortes précipitations du fait de la présence du massif himalayen. Notons que le phénomène de mousson se retrouve aussi à divers degrés avec cette alternance été / hiver, saison humide / saison sèche, dans les zones Amérique centrale et du Nord / Amérique du Sud, Afrique de l'Ouest / Afrique centrale et Asie du Sud-Est / Australie du Nord.

(6) On parle souvent de centres d'action pour regrouper le couple dépression / anticyclone. On sait que ces phénomènes peuvent « vivre » longtemps, une durée de l'ordre de la saison.

Remarquons que lorsque la ZCIT passe au-dessus de l'Inde en été, les vents humides qui arrivent sur l'Asie du Sud-Est viennent de l'ouest (océan Indien) et peuvent être vus comme des alizés de l'hémisphère sud qui ont changé de direction sous l'effet de la force de Coriolis de l'hémisphère nord.

- ♦ **Zone dépressionnaire / anticyclone** : on parle aussi de centres d'action pour désigner à la fois les dépressions et les anticyclones, qui trônent en général la zone des 30° à 60°, pendant des durées qui peuvent atteindre plusieurs mois (avec ou sans déplacement). Pour en citer quelques-uns : l'Asie est le siège, en hiver, de l'anticyclone de Sibérie, on connaît bien aussi l'anticyclone des Açores. La figure 9 montre quelques-unes de ces zones de hautes pressions, aussi bien dans l'hémisphère nord que sud.

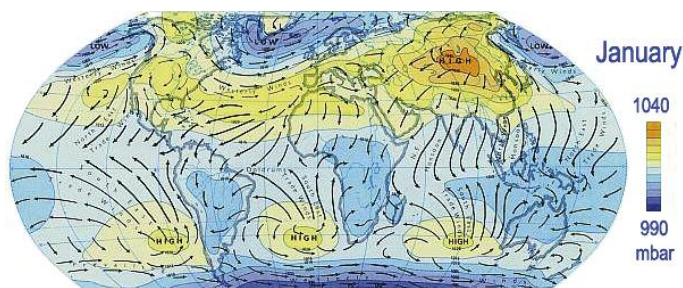


Figure 9 : Les différentes structures atmosphériques à l'échelle planétaire.

Les zones de hautes pressions sont en jaune orangé, remarquer l'anticyclone de Sibérie.

Les zones de basses pressions sont bleues. On peut noter que dans l'hémisphère sud chaque grand système océanique possède un anticyclone (lié à la moindre importance des continents).

<http://www.seafriends.org.nz/oceano/windjan.jpg>

Les trade winds sont les alizés, les westerlies sont les vents d'ouest. Les doldrums représentent le pot au noir : zone de vents faibles et de fortes précipitations. La figure montre aussi les cellules de convection : Hadley, Ferrel, polaire.

- ♦ Parmi les vents globaux, nous ne devons pas oublier les jet-streams, vents d'altitude, vus au paragraphe 5. Les deux plus connus de l'hémisphère nord sont le jet-stream polaire et le jet-stream subtropical, que l'on trouve à des altitudes de 7 à 12 km, sur des largeurs de quelques centaines de kilomètres et une épaisseur de l'ordre du kilomètre. Leurs vitesses caractéristiques vont de 200 à 300 km/h. Ce sont aussi des flux d'ouest, qui peuvent faire le tour de la Terre. Rappelons que leur origine est liée aux différences de température au sol qui engendrent un gradient de pression en altitude. On rencontre les mêmes jet-streams dans l'hémisphère sud.

CONCLUSION

Nous avons vu dans cet article comment des lois physiques simples de mécanique, de mécanique des fluides et de thermodynamique permettent d'expliquer certains phénomènes atmosphériques globaux ou régionaux.

Les grands régimes de vents sont liés à la force de Coriolis, ainsi que le sens de rotation des grands ensembles de pression. On peut aussi expliquer les courants d'altitude (jet-streams), ainsi que les vents plus régionaux (foehn, catabatique).

Cependant, étudier uniquement l'aspect atmosphérique sans tenir compte des autres interactions est insuffisant. Pour donner juste une idée de ces échanges, notons l'existence du couplage entre l'océan Pacifique et l'atmosphère dans le phénomène El Niño / La Niña. Pour expliquer succinctement les choses, un courant froid remonte (upwelling) le long des côtes du Pérou et de l'Équateur, et pendant quelques semaines dans l'année, autour de Noël, le phénomène s'inverse, avec l'arrivée d'un courant chaud de surface, venu du Pacifique. Certaines années (une sur trois environ, ou une sur sept), ce phénomène d'inversion prend une grande ampleur et dure une saison entière.

Cela est lié avec une inversion des pressions (basses pressions australiennes / hautes pressions pacifiques est qui deviennent hautes pressions australiennes / basses pressions pacifiques est) qui est nommée oscillation australe (Southern Oscillation). La phase où les pressions sont élevées sur le Pacifique sud-ouest est nommée El Niño, le cas inverse La Niña. Il semble que ces phases de pressions soient couplées avec des oscillations du même genre dans l'océan Indien et l'Atlantique Sud. On a affaire ici à un cycle de période irrégulière.

Les effets sur le régime global des vents dans le Pacifique Sud sont importants (mais aussi sur les précipitations ainsi que les activités humaines : pêcheries, cultures) : normalement les alizés sont forts et soufflent, nous le savons, vers l'ouest, mais lors d'un épisode La Niña important ils sont plus faibles, peuvent s'annuler et on peut voir des coups de vent d'ouest vers est.

La périodicité et les causes de ce cette inversion sont encore mal comprises, mais ses effets se font sentir à l'échelle du globe tout entier, y compris dans l'hémisphère nord, et pour ce qui nous intéresse ici, jusque dans le régime global des vents.

La situation réelle est donc bien plus complexe que ne laisse croire cet article, mais on constate malgré tout qu'un peu de physique permet de comprendre bien des phénomènes complexes, au moins dans le principe.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] DELMAS R., CHAUZY S., VERSTRAETE J.-M. et FERRÉ H. *Atmosphère, océan et climat*. Paris : Belin, Pour la Science, 2007.
- [2] Lesieur M. *La turbulence*. EDP Science Presses Universitaire de Grenoble, 1994.
- [3] Ahrens D. *Essentials of meteorology*. Wadsworth Publishing Co Inc, 2007.
- [4] LUTGENS F.K. *The Atmosphere*. 7^e édition, New Jersey : Prentice Hall, 1998.

NETOGRAPHIE

- ◆ Concernant les vents régionaux :
http://comprendre.meteofrance.com/pedagogique/dossiers/phenomenes/vents_r%EA9gionaux?page_id=13742
- ◆ Plus généralement :
<http://comprendre.meteofrance.com/pedagogique/dossiers>



Thierry ALHALEL
Toulouse (Haute-Garonne)