

A satellite image of Earth showing cloud patterns and ocean currents. Overlaid on the image are several black curved arrows representing atmospheric circulation. A central low-pressure system is marked with a red 'L'.

Dynamique de l'atmosphère

Les quasi-équilibres dynamiques

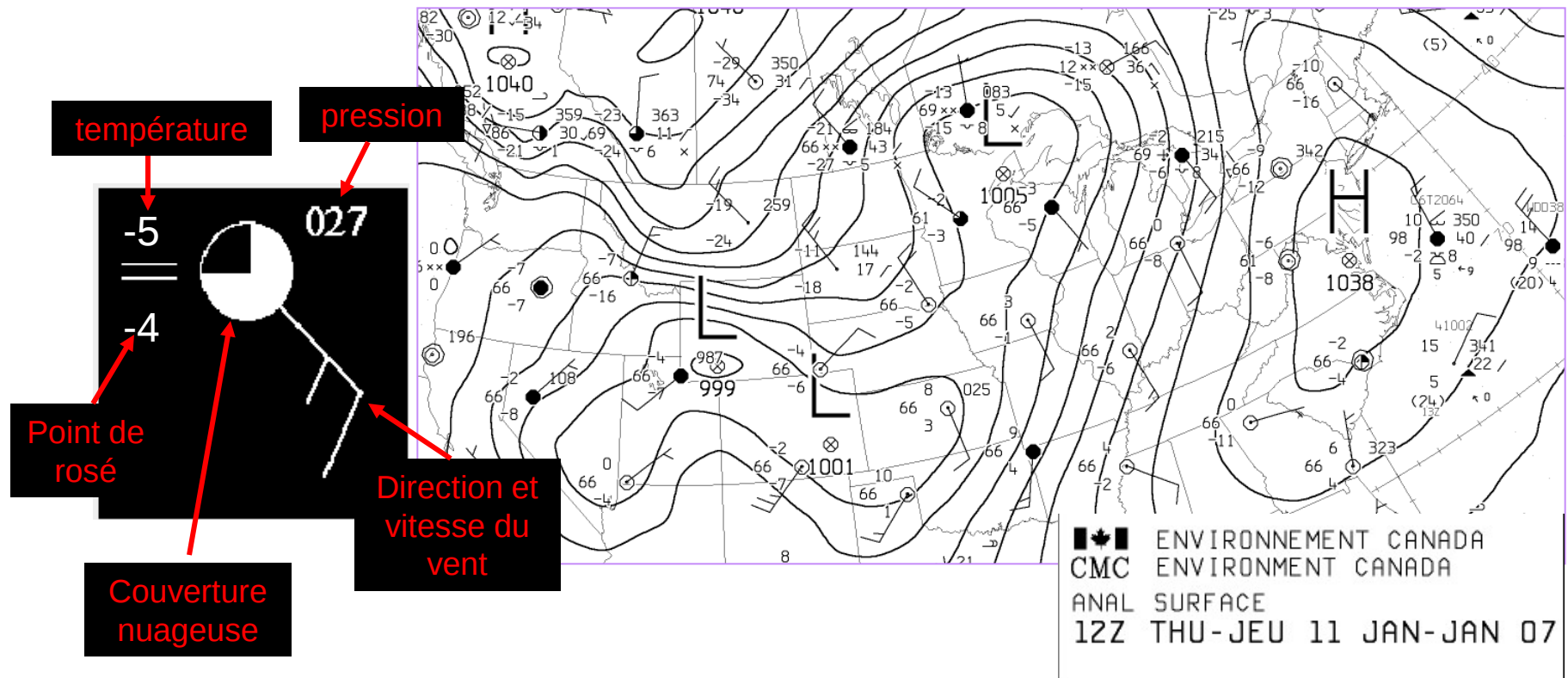
Table de matières

- Écoulement en équilibre en altitude
 - Écoulement en ligne droite : Équilibre géostrophique
 - Le vent géostrophique
 - Écoulement courbé
 - Le vent gradient
- Le vent près de la surface

Approfondissement de cette matière :
Cours SCA4622 – Dynamique de l'atmosphère

Quelques remarques à propos du vent sur les cartes météo

- En général, plus les contours sont rapprochés, plus les vents sont forts ... *pourquoi ?*
- et *pourquoi* ceci n'ai pas toujours vrai?



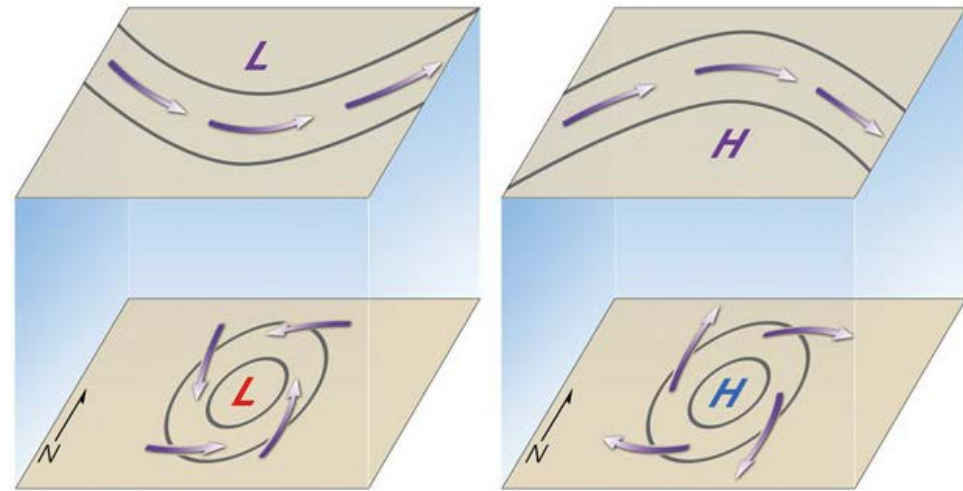
Quelques remarques à propos du vent qu'on observe sur les cartes météo

■ L : dépression ou *cyclone extratropical*

- Les vents y tournent en sens antihoraire (hémisphère Nord) ... *pourquoi ?*

■ H : anticyclone

- Les vents y tournent en sens horaire (hémisphère Nord) ... *pourquoi ?*



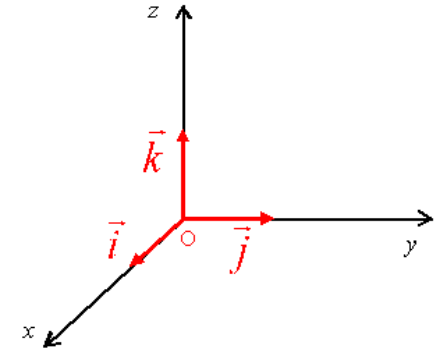
(b) Northern Hemisphere

- ◎ Les vents croisent les isobares en surface et sont parallèles à celles-ci en altitude ... *pourquoi ?*

Quasi-équilibre vertical

Nous avons déjà étudié les conditions d'équilibre vertical dans l'atmosphère. On l'appelle équilibre hydrostatique :

$$\underbrace{-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k}}_1 - \underbrace{g \vec{k}}_2 = 0 \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g$$



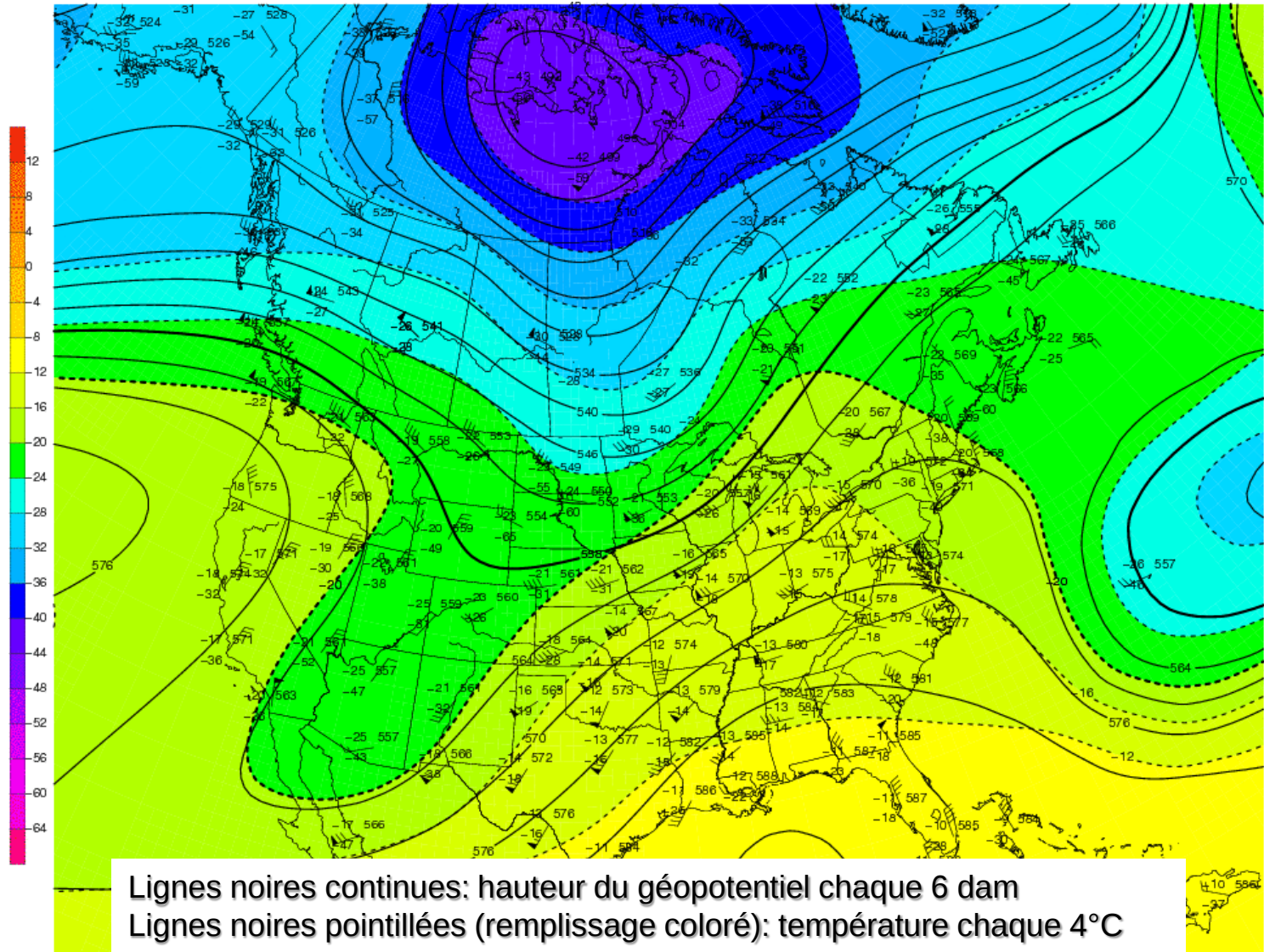
Dans le référentiel ci-contre

1 est la composante verticale de la force de gradient de pression

2 la force de gravité

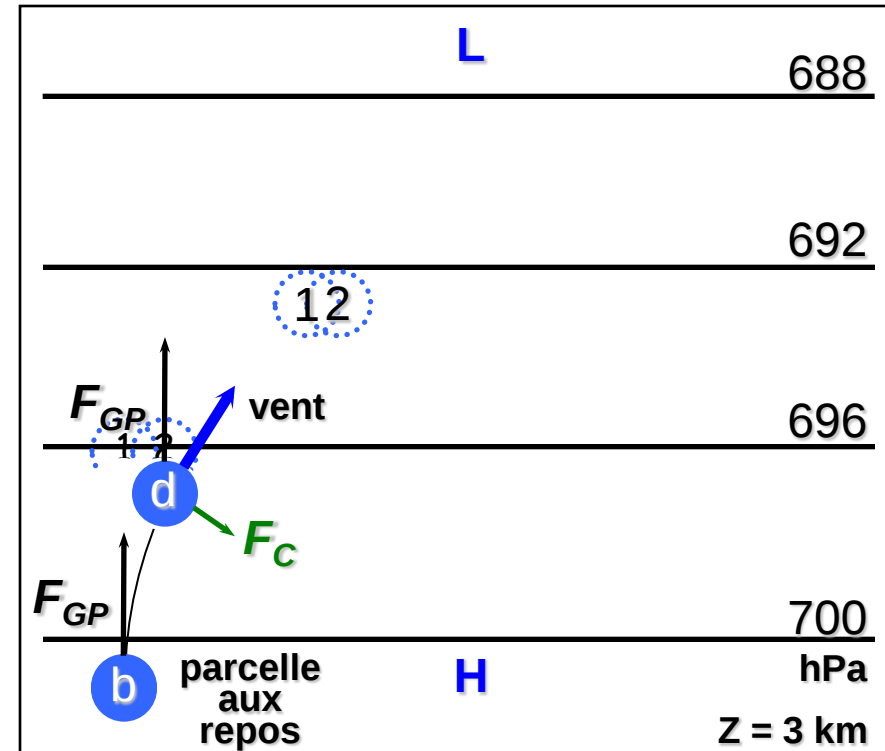
Est-ce qu'il y a aussi des équilibres horizontaux?

Pourquoi le vent en altitude est-il *parallèle* aux isobares ?



Équilibre géostrophique

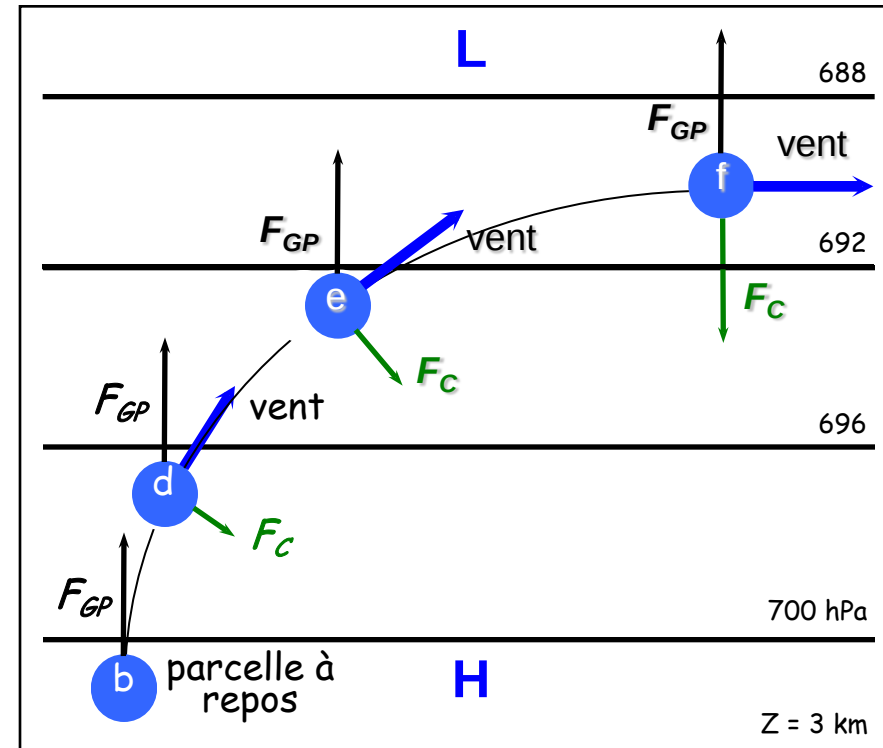
- a. Soit à 3 km d'altitude dans l'hémisphère Nord un champ de pression dont les isobares sont de lignes droites parallèles.
- b. Considérons une parcelle d'air au repos.
- c. Quelle sera sa trajectoire dans le temps?



- d. La vitesse de la parcelle n'est plus nulle et la force de Coriolis (F_C) l'a fait tourner légèrement vers la droite. F_C est encore petite par rapport à l'action du gradient de pression (F_{GP}).

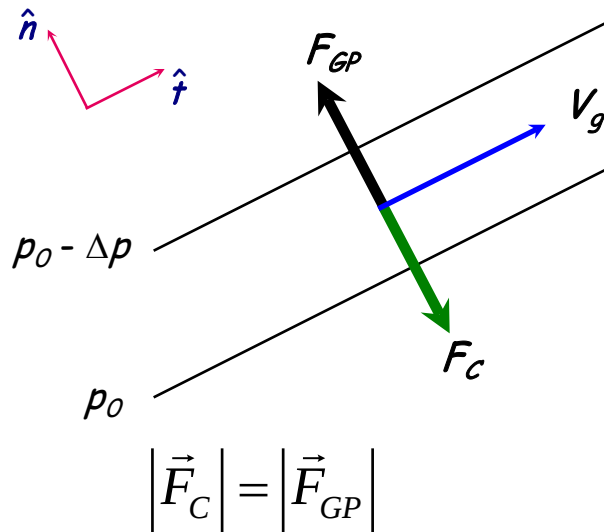
Équilibre géostrophique

- e. La parcelle a augmenté sa vitesse et a tourné davantage vers la droite. F_C a augmenté aussi.
- f. Enfin la direction de la parcelle est à angle droit au gradient de pression et F_C est égale et contraire à F_{GP} .



- Si **les forces** du gradient de pression et de Coriolis sont **en équilibre**, alors le vent résultant est appelé **le vent géostrophique**. Le vent géostrophique est toujours parallèle aux isobares.

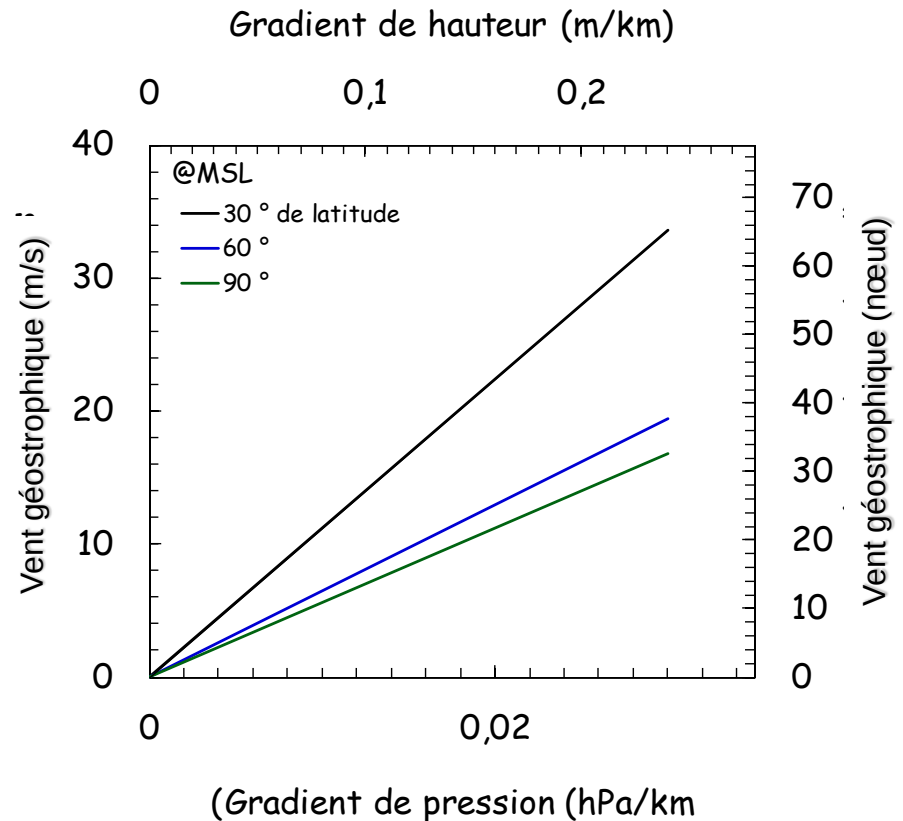
Le vent géostrophique



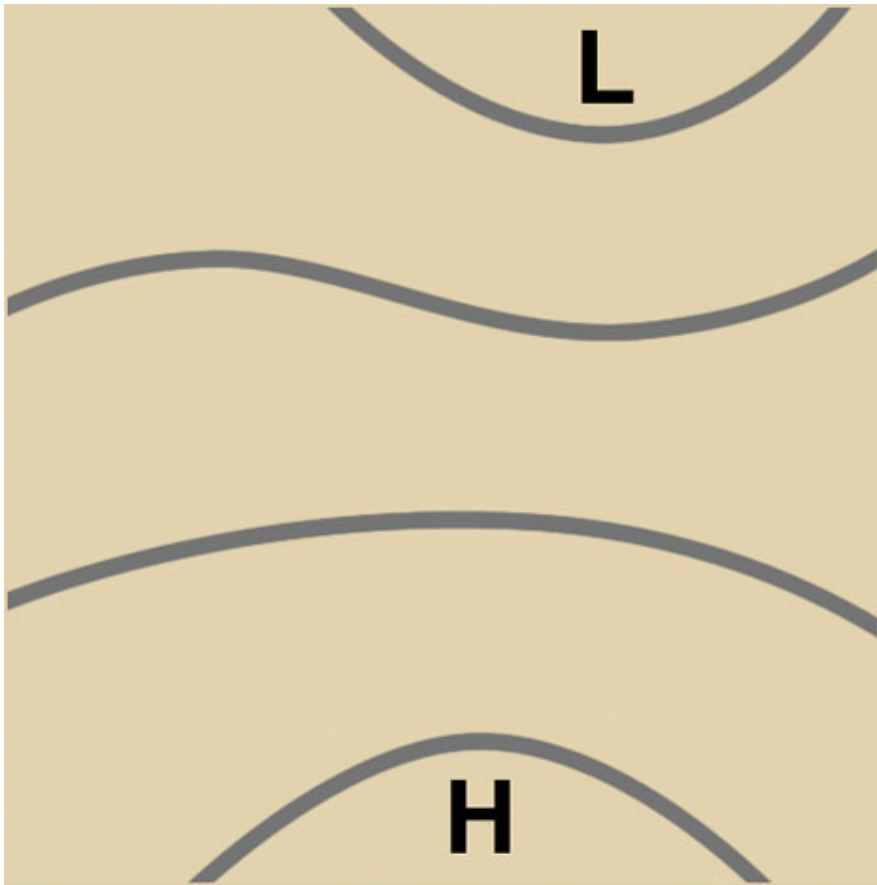
$$\underbrace{2\Omega \cdot \sin \varphi}_{f_c} \cdot V_g = \frac{1}{\rho} \cdot |\vec{\nabla} p|$$

$$V_g \equiv \frac{1}{f_c \cdot \rho} \cdot |\vec{\nabla} p|$$

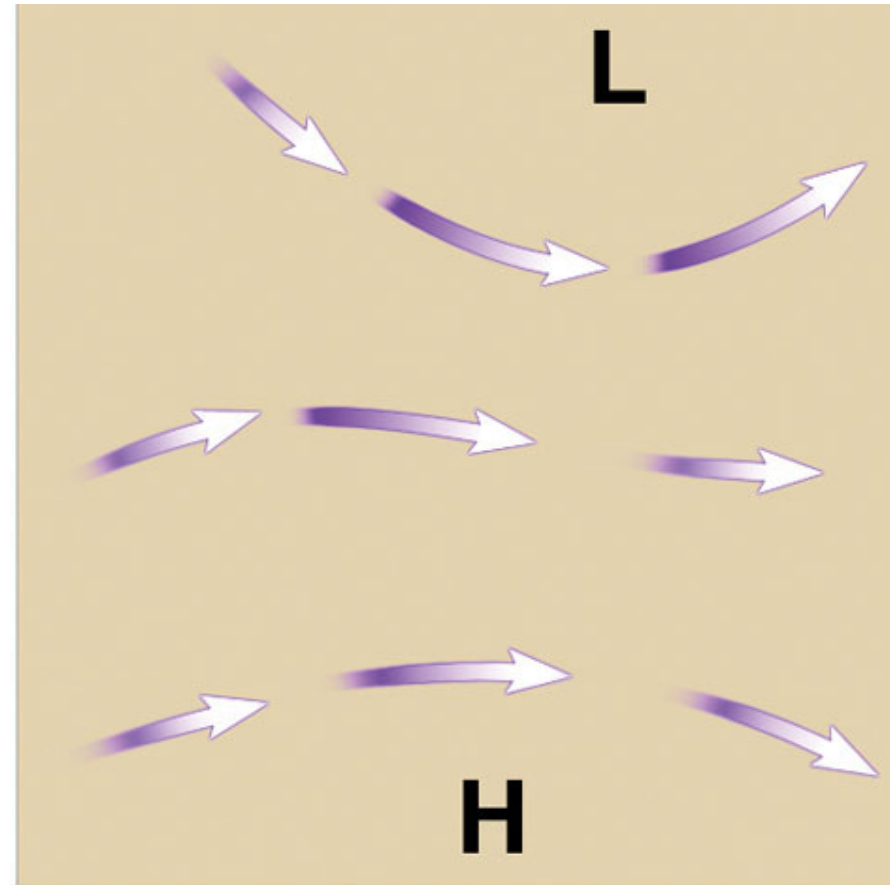
où $f_c = 2 \Omega \cdot \sin \varphi$ est appelé le **paramètre de Coriolis**, φ est la latitude et Ω la vitesse de rotation de la Terre



- En altitude, au moins d'une erreur de 10 %, **le vent géostrophique V_g** est une bonne approximation du vent réel pour les systèmes synoptiques aux latitudes extratropicales, **si les isobares ne sont pas trop courbées.**



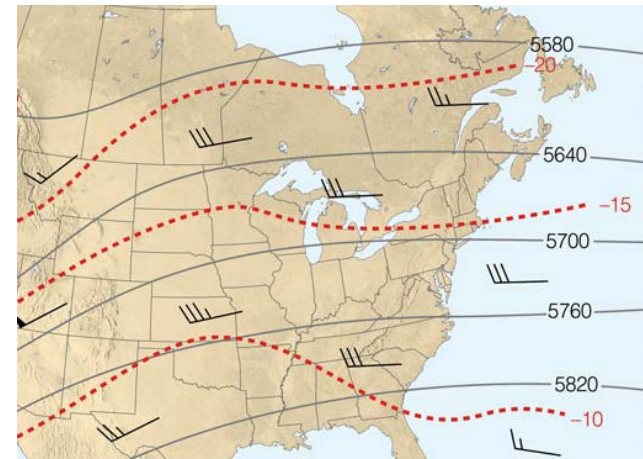
(a) Isobares ou isohypses



(a) le patron des vents correspondant

Le vent géostrophique

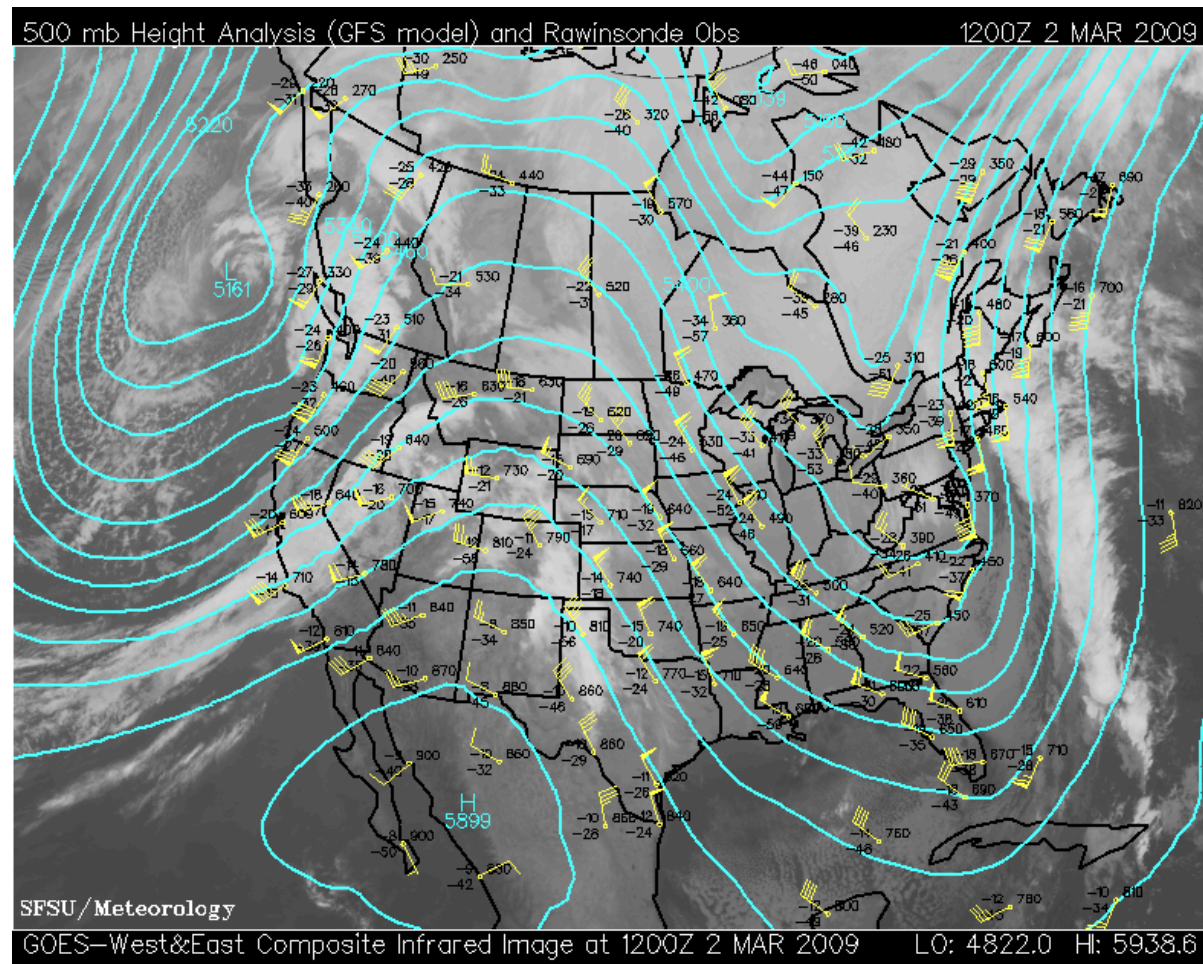
- Lorsque le vent correspond à l'équilibre entre la FGP et la force de Coriolis, il souffle à vitesse constante et dans la même direction, et se nomme *vent géostrophique* (*géo* : Terre ; *strophos* : tournant)
- Le vent est purement géostrophique le long d'isobares *rectilignes*
- Le vent géostrophique est déterminé par *le gradient de pression* et par *la latitude*
- Le vent géostrophique peut être estimé comme suit :
 - Direction : parallèle aux isobares
 - Vitesse : inversement proportionnelle à l'espacement des isobares (rapprochées = vents forts; éloignées = vents faibles)
- **En l'absence de mesures directes du vent, le vent réel en altitude peut être estimé (à 10% près) par les mesures de pression seulement.**



	Miles (statute) per hour	Knots
☉	Calm	Calm
—	1-2	1-2
↖	3-8	3-7
↖↖	9-14	8-12
↖↖↖	15-20	13-17
↖↖↖↖	21-25	18-22
↖↖↖↖↖	26-31	23-27
↖↖↖↖↖↖	32-37	28-32
↖↖↖↖↖↖↖	38-43	33-37
↖↖↖↖↖↖↖↖	44-49	38-42
↖↖↖↖↖↖↖↖↖	50-54	43-47
↖↖↖↖↖↖↖↖↖↖	55-60	48-52
↖↖↖↖↖↖↖↖↖↖↖	61-66	53-57

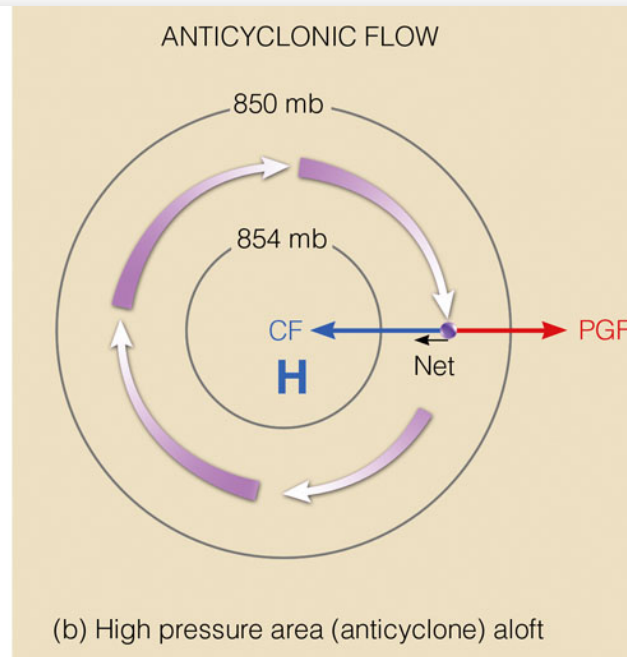
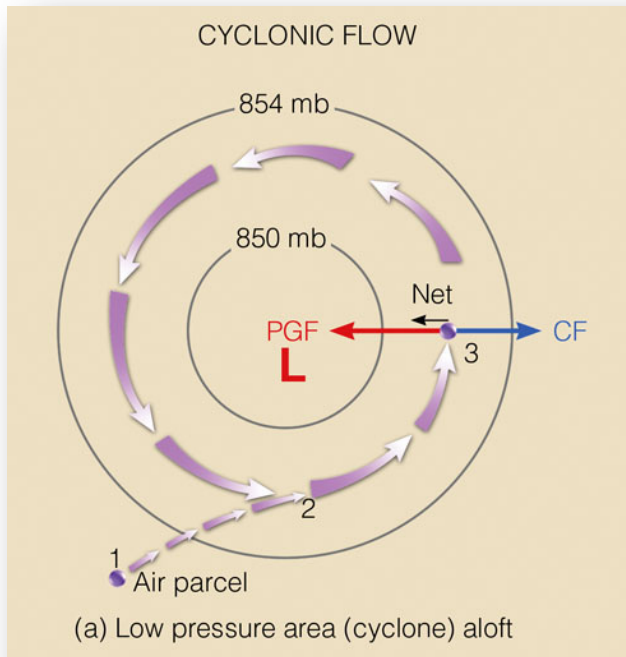
... et quand les isobares sont courbées?

- L'écoulement est géostrophique seulement lorsque les forces du gradient de pression et de Coriolis s'équilibrent.
- Cela peut se produire seulement quand les isobares sont des lignes droites.
- Quand les isobares sont courbées, le vent réel n'est pas géostrophique, puisqu'il est accéléré (il change de direction).



Vent gradient et force centripète

- Les isobares des cartes météo ne sont pas toujours rectilignes, mais présentent très souvent une courbure plus ou moins importante.
- La courbure des isobares cause un *déséquilibre* entre la force du gradient de pression et la force de Coriolis, causant à son tour un changement dans la direction du vent.
- Si la **force résultante** est perpendiculaire au mouvement, la grandeur du vent reste constante. Le mouvement est circulaire et uniforme.

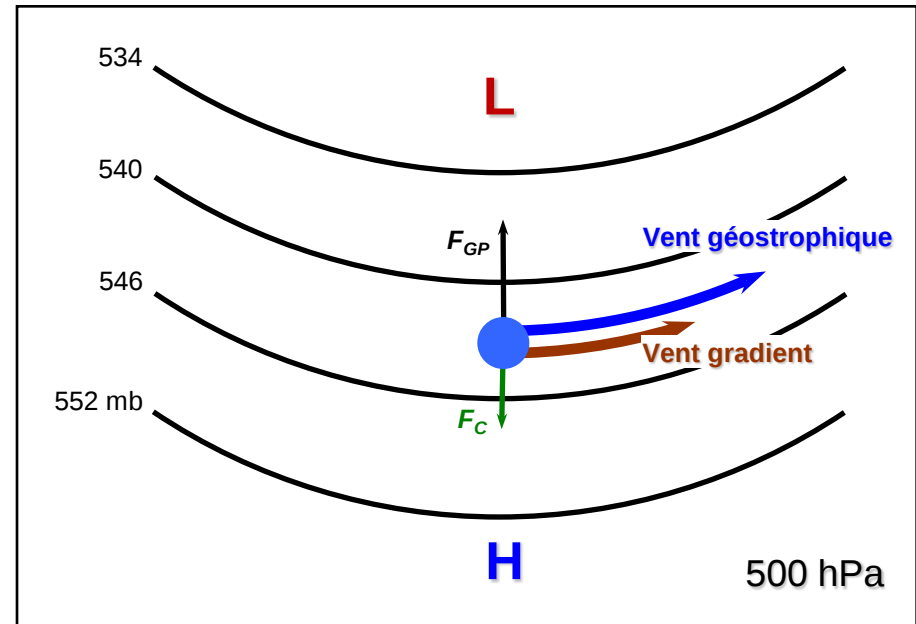


© Brooks/Cole, Cengage Learning

- La force résultante est **centripète**. Elle agit sur la parcelle et la fait tourner parallèlement aux isobares.
- Le vent dont la grandeur est constante mais qui change constamment de direction est nommée le **vent gradient**, V_{GR} .

Le vent gradient : circulation cyclonique

- Dans le cas cyclonique (ex: dépression), la force de gradient de pression est, en grandeur, supérieure à la force de Coriolis. La vitesse réelle du vent est ainsi inférieure à la vitesse géostrophique. Le vent est sous-géostrophique.



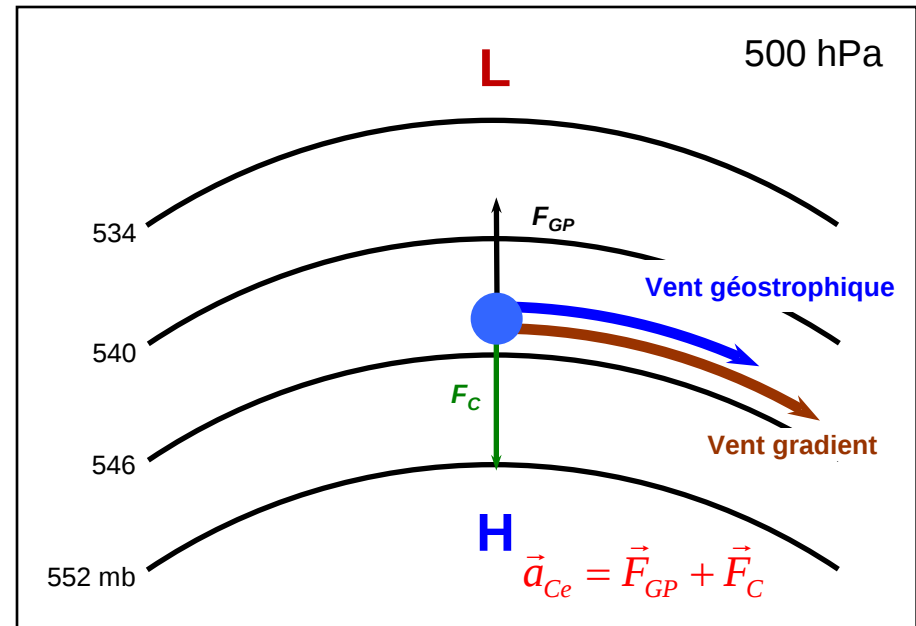
R = rayon de courbure.

- Il est positif quand la courbure est cyclonique (même sens que la rotation de la terre)
- Il est négatif quand la courbure est anticyclonique

$$\text{Quand } R > 0 \Rightarrow V_g > V_{GR}$$

Le vent gradient : écoulement anticyclonique

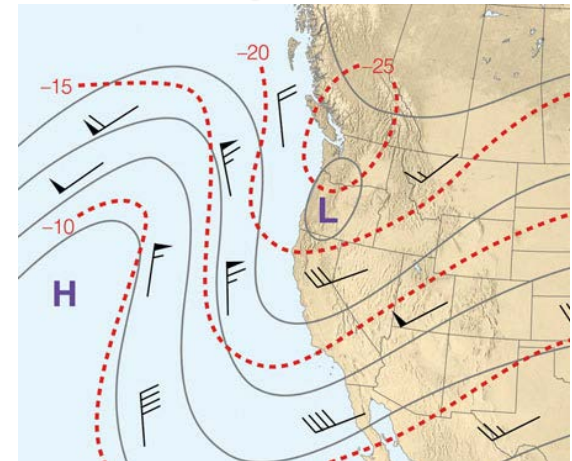
- Dans le cas anticyclonique, la force de Coriolis est supérieure, en grandeur, à la force de gradient de pression. La vitesse réelle est supérieure à la vitesse géostrophique. Le vent est super-géostrophique.



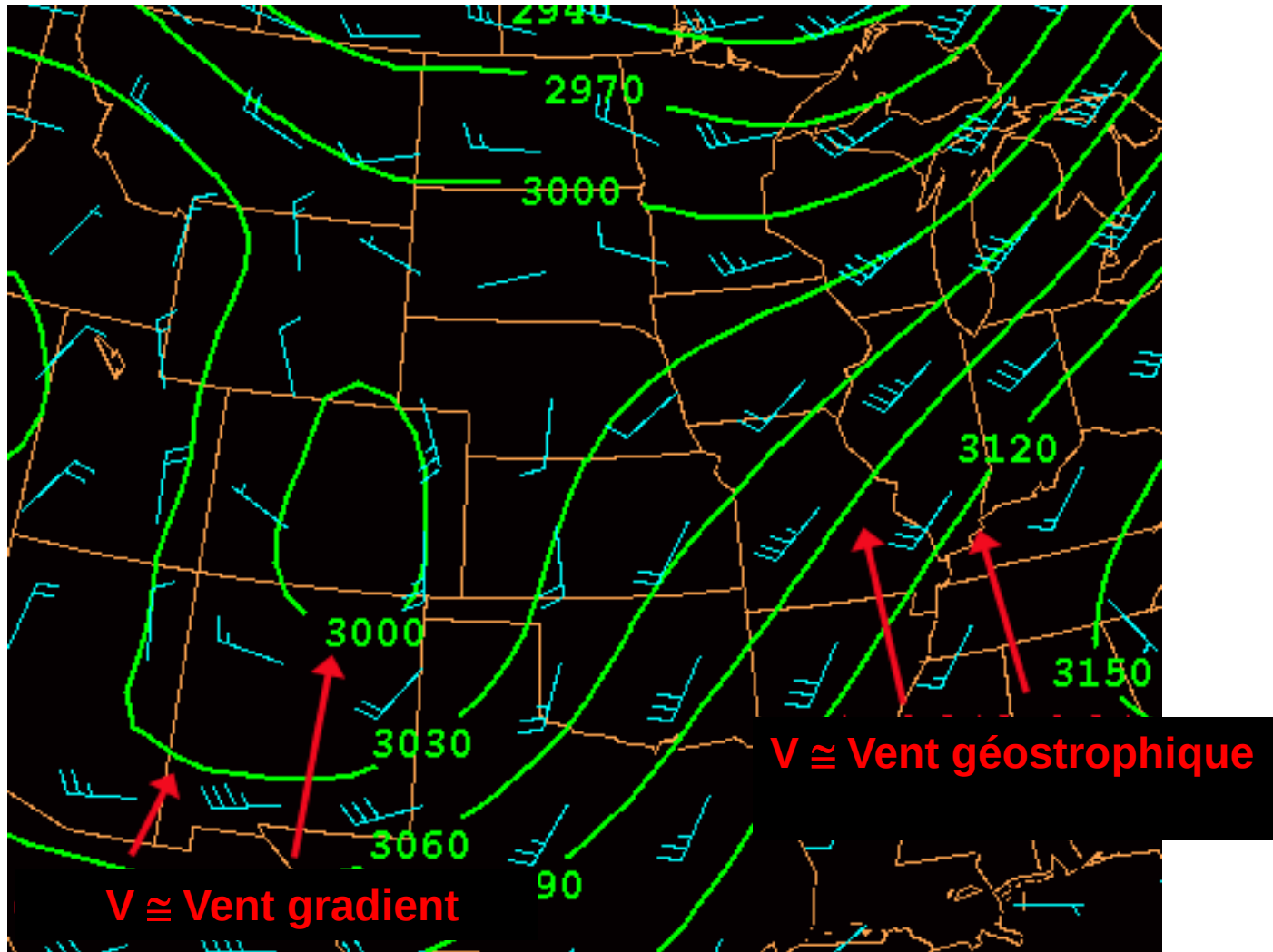
$$\text{Quand } R < 0 \quad V_g < V_{GR}$$

Le vent gradient

- Lorsque le vent parallèle aux isobares (ou isohypses) dont l'accélération est purement centripète (donc de grandeur constante et de direction variable) il se nomme **vent gradient**.
- Le vent gradient est déterminé par *le gradient de pression*, par *la latitude* et par *le rayon de courbure*.
- Le vent gradient peut être estimé comme suit :
 - Direction : parallèle aux isobares / isohypses
 - Vitesse : inversement proportionnelle à l'espacement des isobares (rapprochées = vents forts; éloignées = vents faibles)
 - Il est supérieur au vent géostrophique quand la courbure est négative (anticyclonique)
 - Il est inférieur au vent géostrophique quand la courbure est positive (cyclonique)
- **Quand les isolignes sont courbées le vent gradient est une meilleur estimation du vent en altitude que le vent géostrophique..**

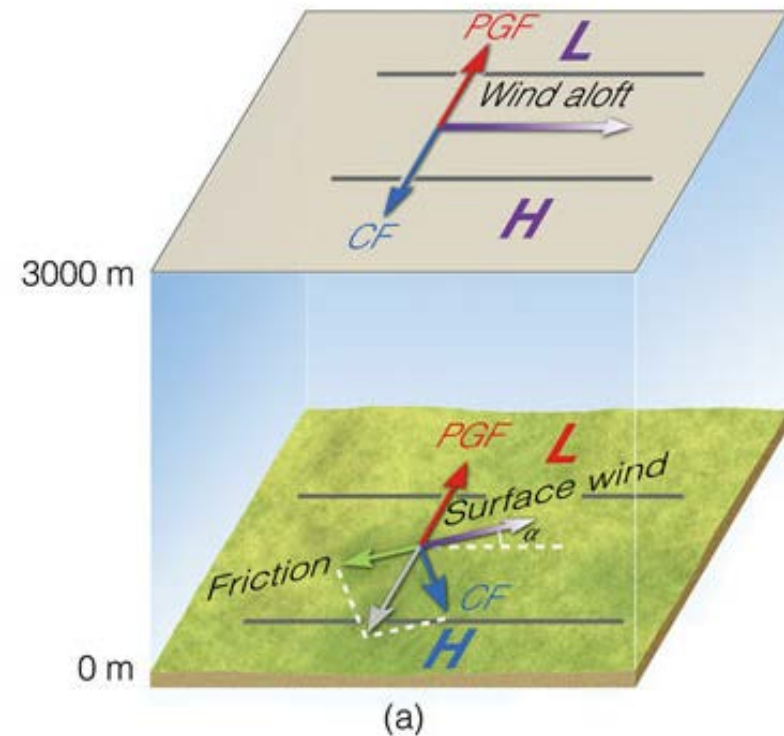


Estimation du vent réel, V , en altitude



La dernière force : la force de friction

- La surface de la Terre, avec toutes ses irrégularités et sa topographie variée, cause une *force de friction* importante sur le vent, qui se fait sentir typiquement jusqu'à 1000m d'altitude.
- Cette couche de l'atmosphère dans laquelle l'effet de la surface terrestre est notable se nomme la *couche limite planétaire*.
- La force de friction cause une diminution de la vitesse du vent, et donc de la force de Coriolis.



© Brooks/Cole, Cengage Learning

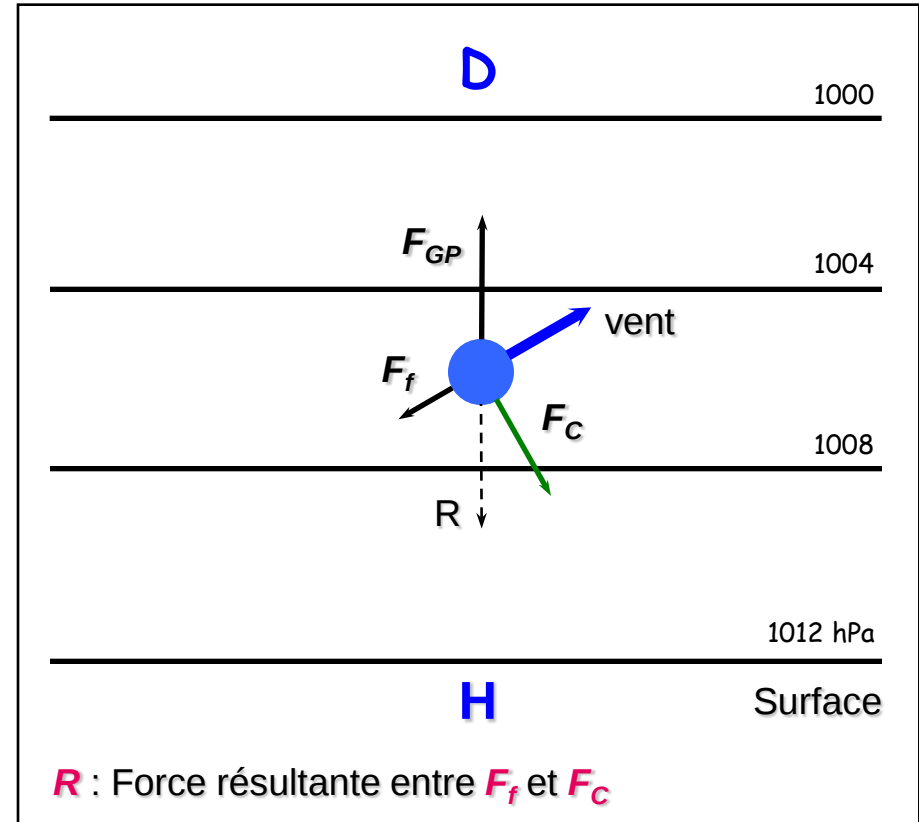
- Il s'ensuit une *domination du gradient de pression sur la force de Coriolis*, qui amène le vent à tourner vers les basses pressions de sorte que la direction du vent croise les isobares vers les basses pressions selon un angle d'environ 30° en moyenne.

Le vent près de la surface

- Si on se réfère à la figure suivante, l'introduction de la force de friction a pour effet de réduire la vitesse du vent et par le fait même la force de Coriolis.
- L'équilibre géostrophique n'est plus possible. Le nouvel équilibre est tel que la vitesse du vent est inférieure à la vitesse du vent géostrophique et le vent souffle à travers des isobares.

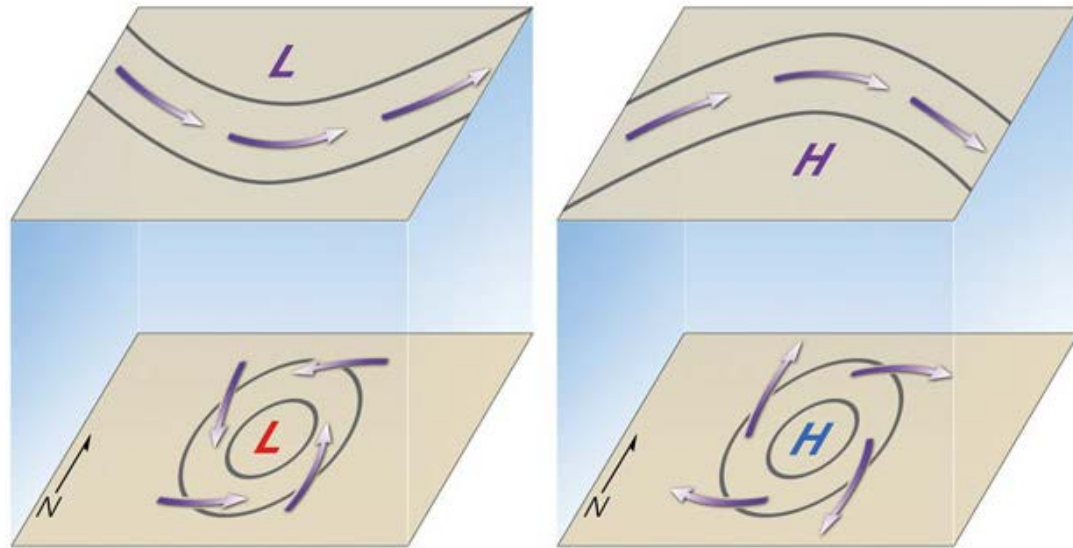
$$\vec{F}_{GP} + \vec{F}_C + \vec{F}_f = 0$$

$$\vec{F}_{GP} = -(\vec{F}_C + \vec{F}_f) = -\vec{R}$$



La dernière force : la force de friction

- Autour d'une dépression en surface, le vent tourne donc dans le sens antihoraire dans l'hémisphère Nord (horaire dans l'hémisphère Sud) et *converge* vers son centre.
- Autour d'un anticyclone en surface, le vent tourne dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord (antihoraire dans l'hémisphère Sud) et *diverge* de son centre.

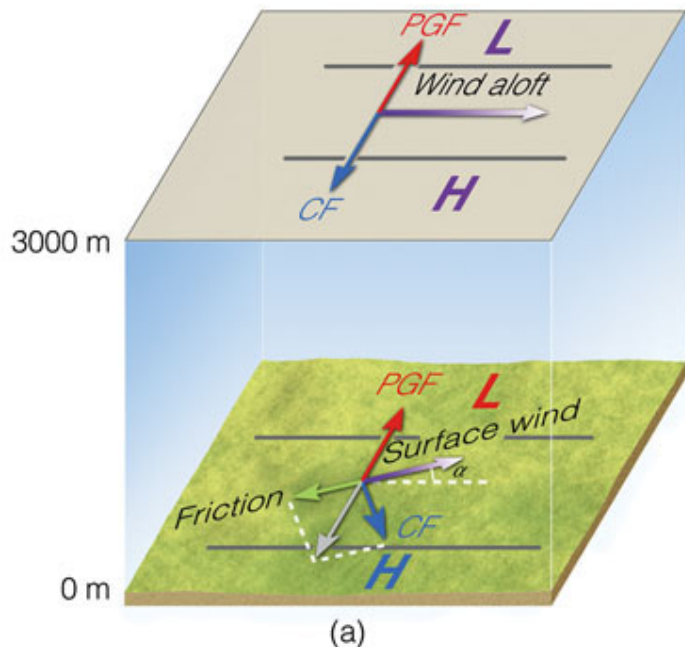


(b) Northern Hemisphere

Le vent en altitude et à la surface

Isolignes rectilignes

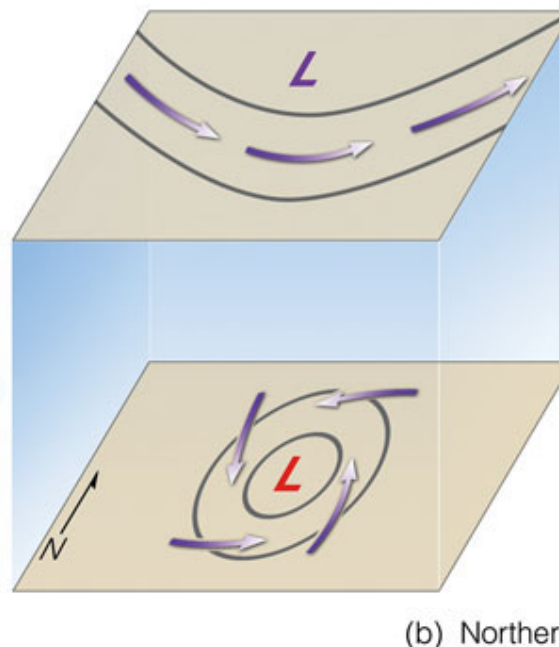
Vent géostrophique



Vent de surface < vent géostrophique
à cause du frottement

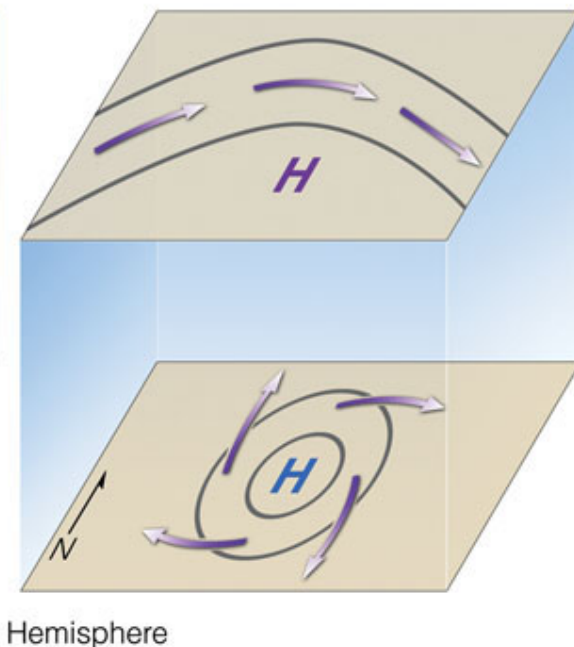
Isolignes courbées

Vent gradient < Vent géostrophique
pour permettre la courbure



Vent de surface < vent gradient
à cause du frottement

Vent gradient > Vent géostrophique
pour permettre la courbure

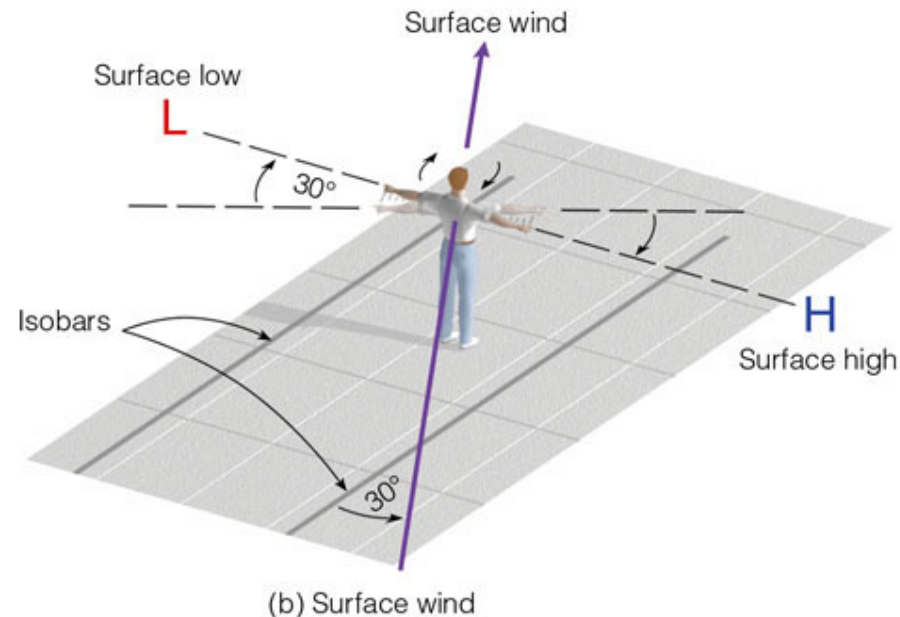
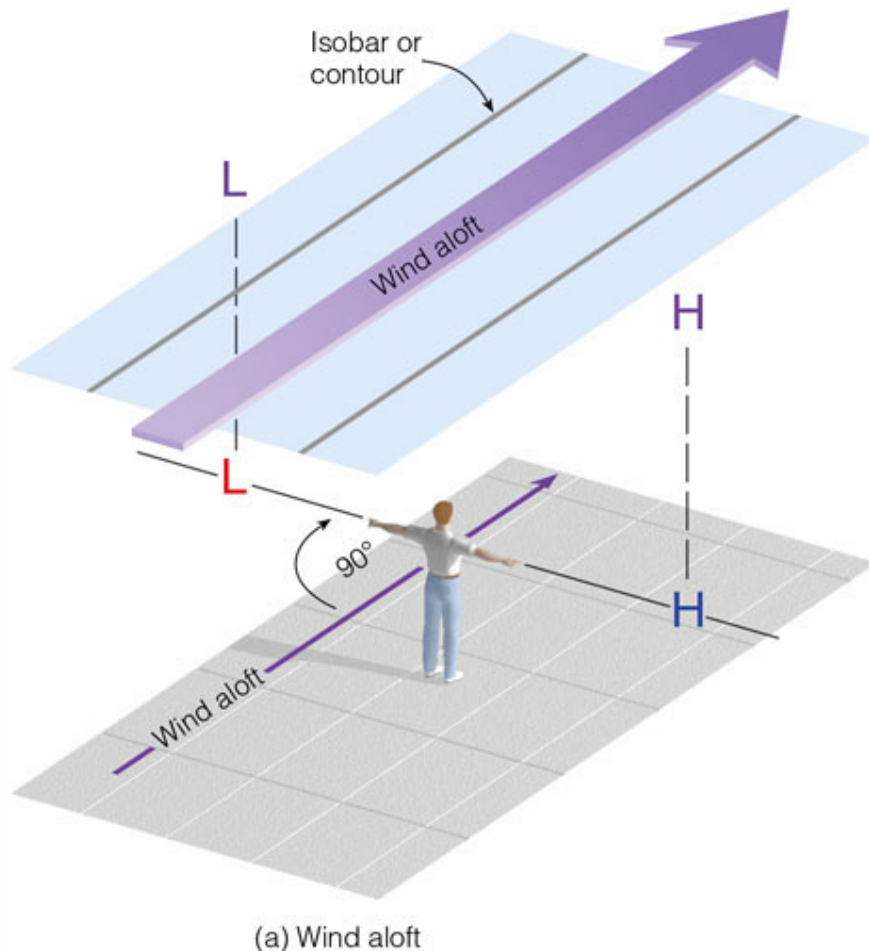


Vent de surface > vent gradient
à cause du frottement

Loi de Buys-Ballot

La **loi de Buys-Ballot** affirme qu'un observateur situé en altitude dans l'**hémisphère Nord** qui se place dos au vent a la dépression à sa gauche et l'anticyclone à sa droite. La position des zones de pressions est inversée dans l'**hémisphère sud**.

Le **vent de surface** nous donne aussi la position de la basse et de la haute pression. Il nous faut cependant tenir compte de l'effet de la **force de friction**.

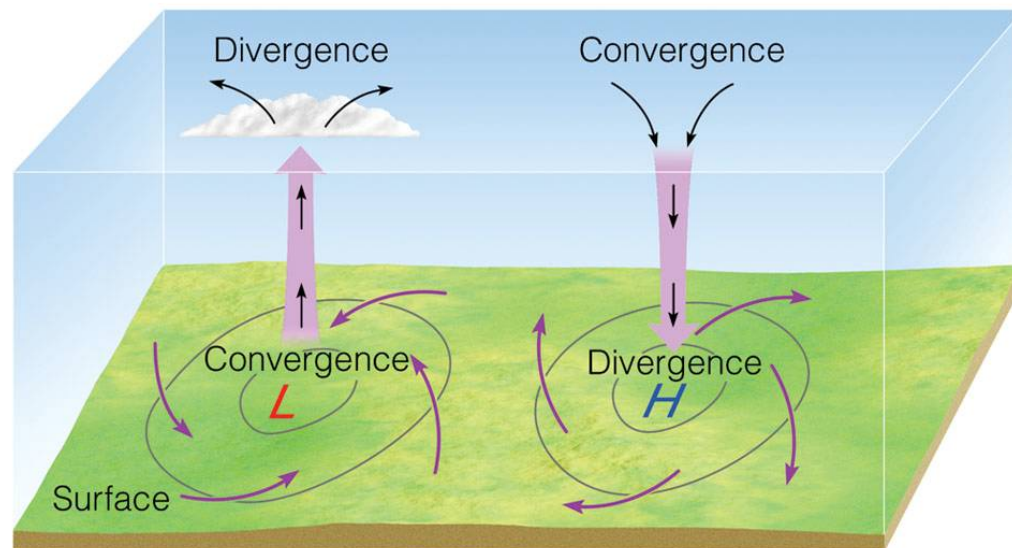


Northern Hemisphere

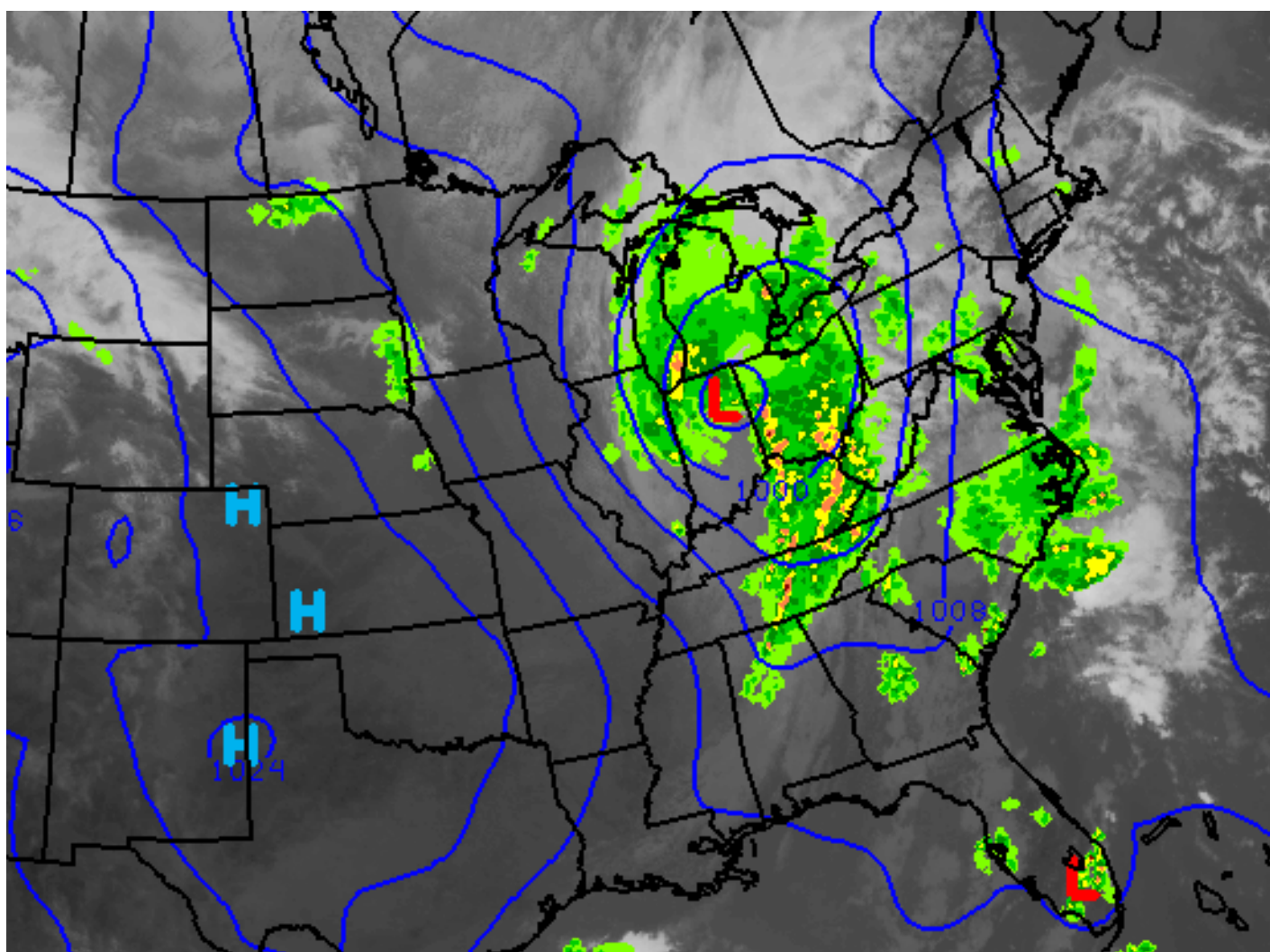
Lignes **noires**: pression (hPa=mb) intervalle 4 hPa,
Lignes pointillées rouges: hauteur du géopotential à 500 hPa.

Le mouvement verticale (Hémisphère Nord)

- En surface, près du centre d'une dépression, l'air converge et se soulève. Pour cela, on s'attend à du temps nuageux, pluvieux ou maussade.
- En surface, près du centre d'un anticyclone, l'air diverge et par conséquent doit provenir de plus haut par mouvement de subsidence. Du temps clair, sec et plaisant est donc à prévoir.



Nuages et précipitations associés à une dépression.



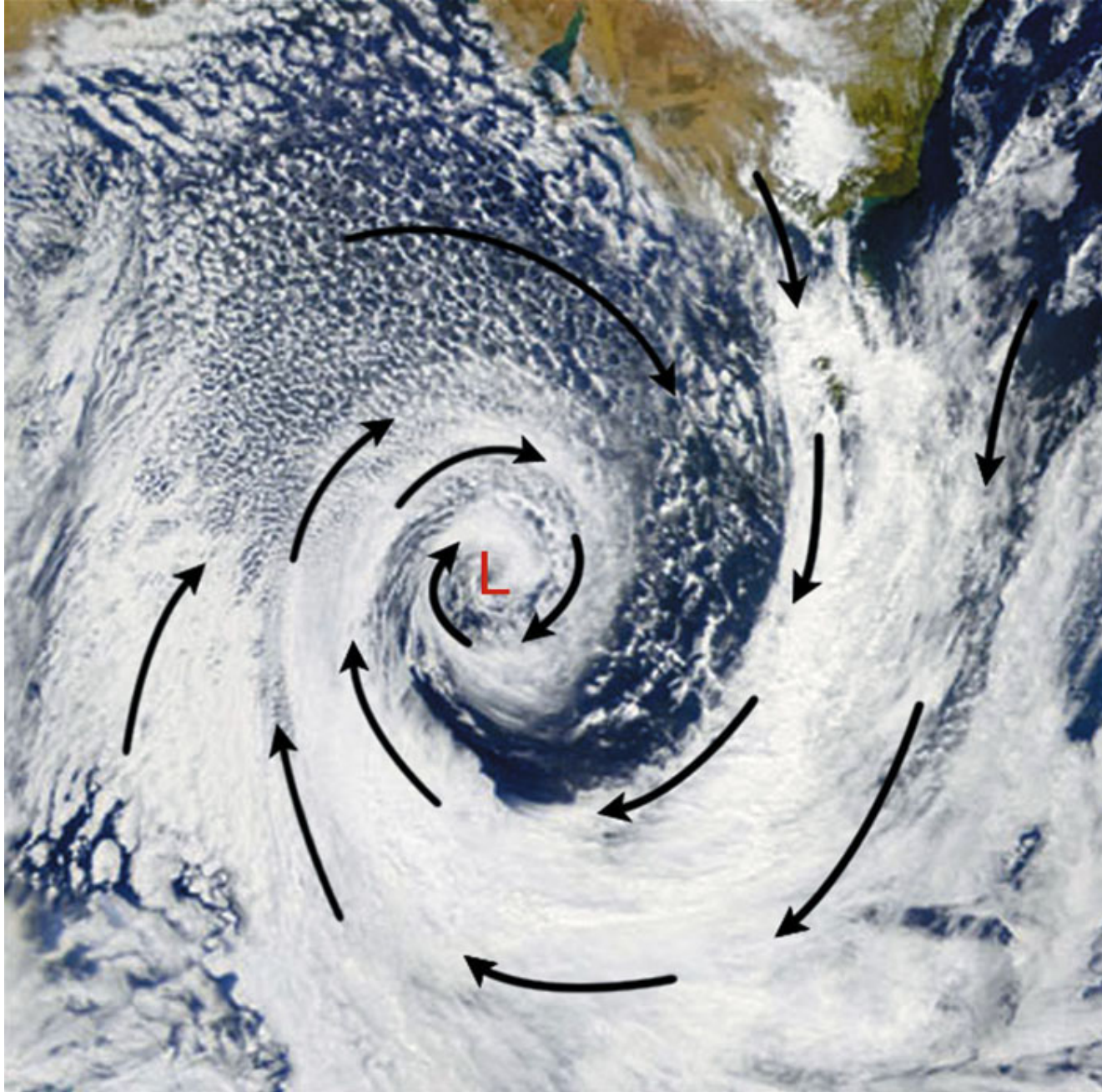
Les isobares (bleu) dans une image composite IR et radar.

À noter la corrélations importante entre :

- 1) La dépression L et les nuages/précipitation;
- 2) L'anticyclone H et l'absence de précipitation/peu de nuages.



(a) Northern Hemisphere



(b) Southern Hemisphere

Résumé

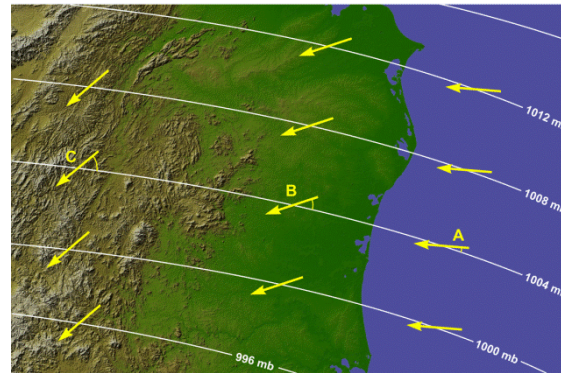
- En altitude il s'établit souvent un équilibre entre la force de Coriolis et la force de gradient de pression. L'équilibre géostrophique. Le vent d'équilibre s'appelle le vent géostrophique :
 - Est parallèle aux lignes d'égale pression ou aux lignes d'égale hauteur.
 - Son intensité est proportionnelle à la distance entre les isobares (ou isohypses).
- L'équilibre géostrophique est possible seulement quand les isolignes sont parallèles.
- Si le mouvement n'est pas rectiligne, il y a une accélération. Si l'accélération est purement centripète (c'est-à-dire que la vitesse du vent est constante mais qu'il y a changement de direction) le vent est encore parallèle aux isolignes et on l'appelle le vent gradient.
 - Si l'écoulement est cyclonique le vent gradient est inférieur au vent géostrophique.
 - Si l'écoulement est anticyclonique le vent gradient est supérieur au vent géostrophique.

Résumé (suite)

- Les vents géostrophiques et gradients sont des vents théoriques. Ils peuvent être toujours calculés. Les vents réels sont mesurés et, parfois, ils sont très proches des valeurs des vents théoriques, mais pas toujours!
- Les vents en altitude
 - sont quasi-parallèles aux isohypses et zonaux (prédominantes d'ouest)
 - les hauteurs des surfaces isobares diminuent vers les pôles.
 - loi de Buys-Ballot : affirme qu'un observateur situé dans l'**hémisphère Nord** qui se place dos au vent (en altitude) a la dépression à sa gauche et l'anticyclone à sa droite. La position des zones de pressions est inversée dans l'**hémisphère sud**.
- Les vents à la surface
 - Ils diffèrent fortement des vents théoriques (gradient et géostrophique) à cause de la force de frottement
 - Les vents croisent les isobares vers les basses pression selon un angle qui dépend de la rugosité du terrain.

Résumé (suite)

- Plus la force de frottement est importante plus l'angle entre la direction du vent et les isobares est élevé.



- La force de frottement diminue la force de Coriolis (puisque l'intensité du vent diminue) et a comme résultat la déviation du vent vers les basse pressions.
- Les forces qui agissent sur l'air à la surface provoquent la convergence de l'air vers les centres de basse pression et de la divergence d'air au tour des centres de haute pression.
- La convergence à la surface provoque des mouvement d'ascendance de l'air (mauvais temps) et la divergence à la surface provoque des mouvements de subsidence (beau temps).

À venir ...

L'origine des forces.

ERA-Interim | Climate Reanalyzer

January 15 1979-2000 Average

