



Important

# Les cyclones extratropicaux

Vie et mort d'une dépression aux latitudes moyennes

Approfondissement dans les cours  
SCA3630 - Laboratoire de météorologie I  
SCA4622 - Météorologie dynamique  
SCA5622 - **Météorologie synoptique et laboratoire de météo**

# Cyclones tropicaux et extratropicaux. Quelle est la différence?

- Cyclones tropicaux
  - Ils n'ont pas de fronts
  - Les vents les plus forts sont à la surface
  - Leur source d'énergie principale c'est la chaleur latente
  - Ils se forment sur les océans et se dissipent rapidement quand ils arrivent sur terre.
  
- Cyclones extratropicaux ou des latitudes moyennes
  - En relation intime avec les fronts puisque les grands gradients horizontaux de température sont leur source d'énergie
  - Les vents les plus forts sont en altitude
  - Ils se forment, se développent et se dissipent proches des frontières entre deux masses d'air
  - Ils se développent sur les continents et sur les océans.

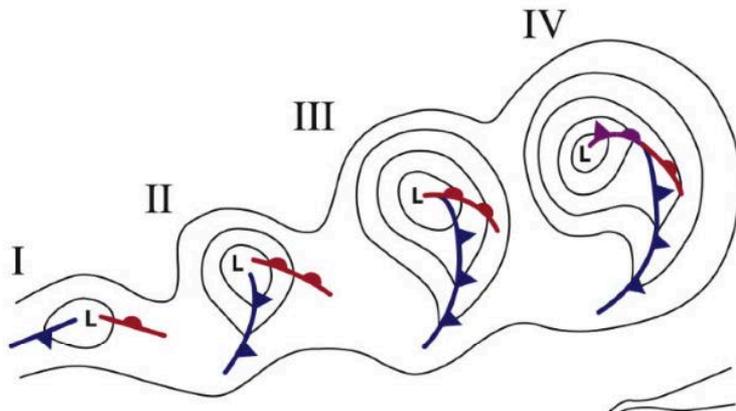
Les **cyclones extratropicaux**, généralement appelés **cyclones de latitude moyenne**, sont des systèmes dépressionnaires à échelle synoptique qui se forment entre des latitudes de 30 °N et 60 °N ou des latitudes de 30 °S et 60 °S.

Vie et mort d'une dépression aux latitudes moyennes

# LES CYCLONES EXTRATROPICAUX

# Les systèmes météorologiques aux latitudes moyennes (CML)

- Les systèmes météorologiques aux latitudes moyennes ou extratropicaux redistribuent l'énergie et réduisent les écarts de température dans l'atmosphère.
- Ils sont les principaux artisans de la météo à nos latitudes.
- Le modèle norvégien des cyclones extratropicaux a été proposée par Bjerknes et Solberg (1922). La **théorie du front polaire** (TFP) n'explique pas plusieurs aspects de l'évolution des dépressions à nos latitudes et s'applique difficilement à plusieurs dépressions.
- C'est une théorie qui ne s'applique pas à tous les systèmes puisque basée sur des observation de surface seulement.



Évolution et déplacement des cyclones extratropicaux selon la théorie du front polaire

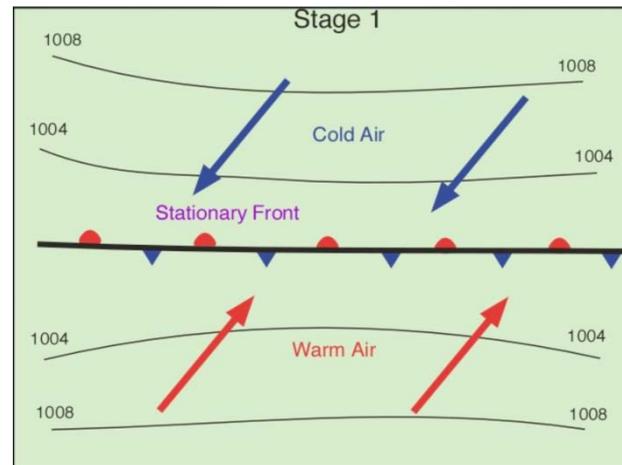
Source :

<http://wasatchweatherweenies.blogspot.ca/2011/04/updating-norwegian-cyclone-model.html>

- Un modèle plus récente décrit les cyclones extratropicaux à trois dimensions. Il s'appelle le modèle **des courroies convoyeurs** (CBT- Conveyor Belt Model), développée par Harrold (1973), modifiée par Young et al (1987) et divulguée par Browning (1999).

# Cyclogenèse : la théorie du front polaire (TFP)

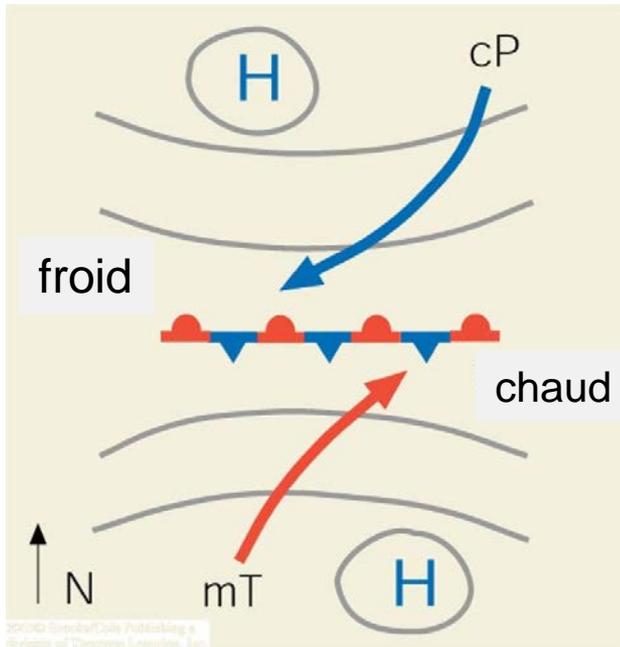
La moindre perturbation (ondulation) qui se forme dans le front polaire peut représenter un cyclone en devenir. Pourquoi?



Source : *Understanding Weather and Climate* by Aguado and Burt, © 1999

# Le cycle de vie de la perturbation cyclonique

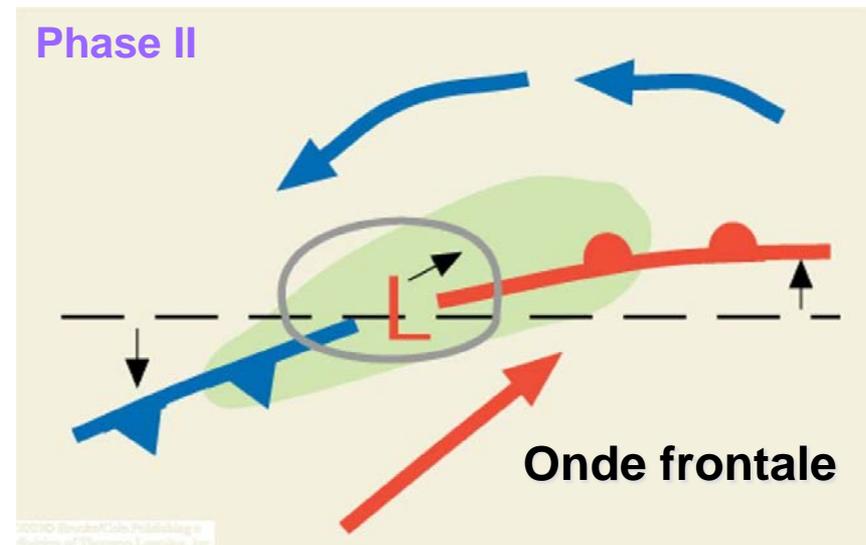
TFP



**Phase I :** Selon la théorie du front polaire le développement des cyclones extratropicaux (des latitudes moyennes) commence avec un front stationnaire entre l'air polaire et l'air tropical. Les vents de chaque côté du front sont de sens opposé (cisaillement horizontale du vent).

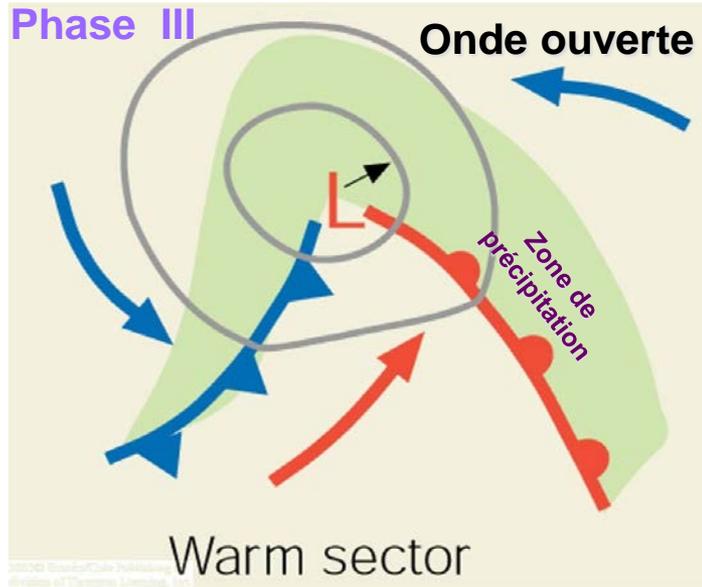
TFP

**Phase II : Cyclogenèse ou onde frontale :** Ce cisaillement génère une perturbation le long du front polaire. Le mouvement cyclonique autour de la perturbation fait diminuer la pression au centre. Un cyclone peu se développer si les conditions sont propices.



# Le cycle de vie de la perturbation cyclonique

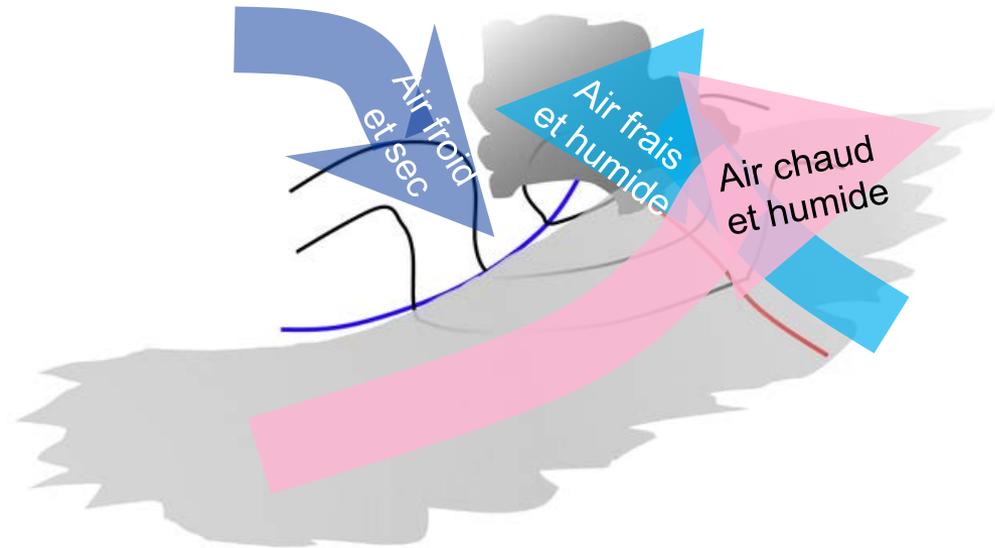
TFP



Source : <https://www.quora.com/>

**Phase III : Phase mature ou onde ouverte** : L'air froid se déplace rapidement vers le SE, l'air chaud, plus lentement, vers le NE.

CBT



Adapté de : <https://www.futurelearn.com/courses/>  
© Dr Peter Inness

Les trajectoires de l'air associées au système.  
Des nuages se forment

- le long du front froid : interaction entre l'air froid et sec (la langue sèche) et l'air chaud et humide (le courant chaud)
- en avant du front chaud : interaction du courant chaud et du courant froid

# Le cycle de vie de la perturbation cyclonique

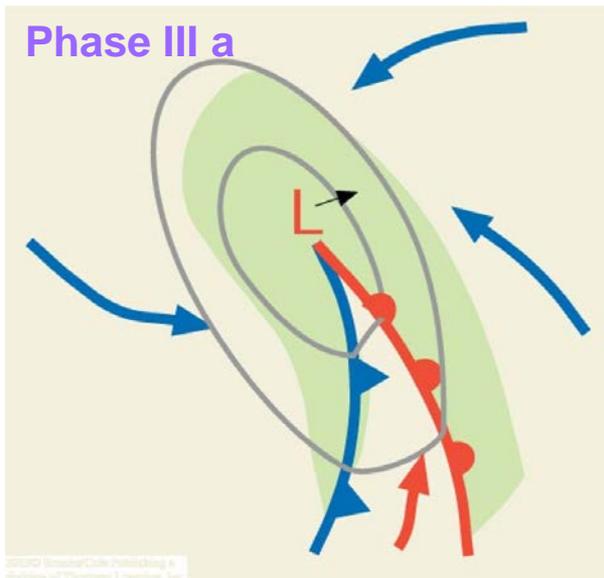
CBT

TFP

**Phase III a** : L'air froid se déplace plus vite que l'air chaud ce qui diminue l'angle entre les deux fronts. La pression au centre diminue. L'énergie qui alimente le développement de la tempête est l'énergie potentielle associée au fort gradient de température du front polaire.



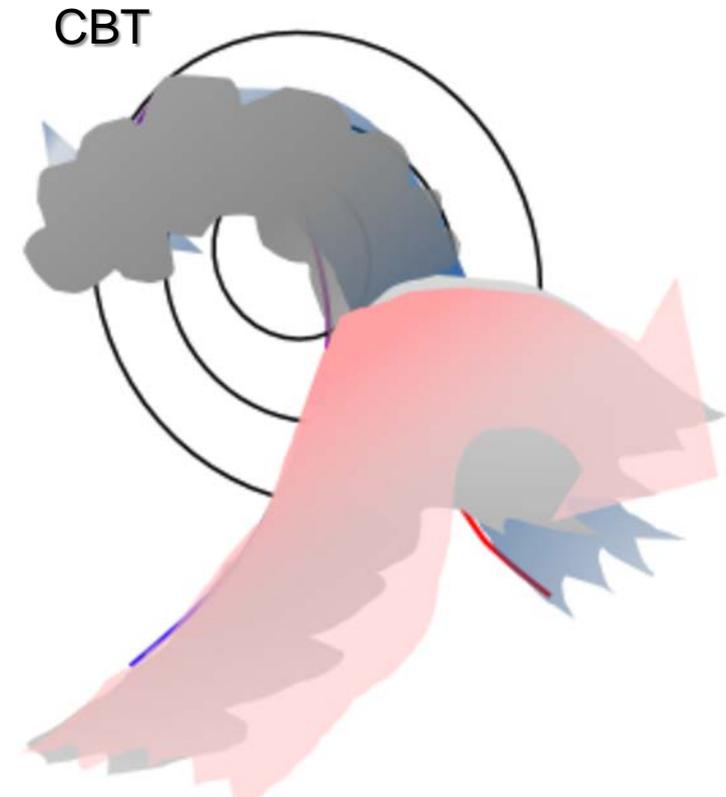
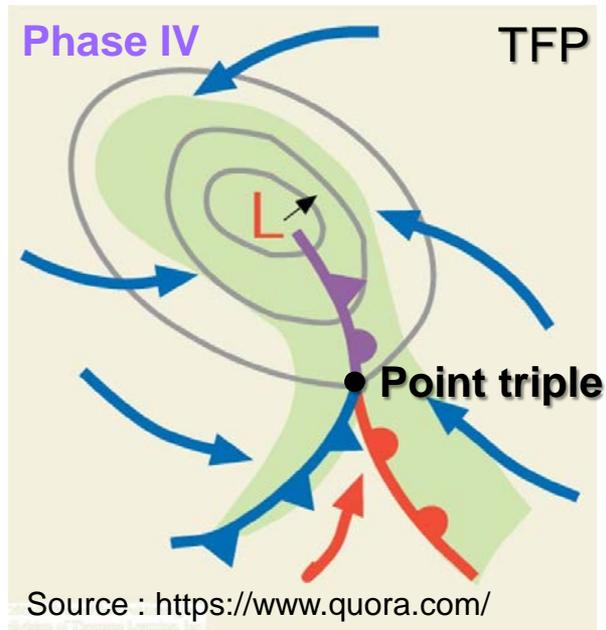
Les nuages associés aux deux courants sont distincts. Les nuages du courant d'air chaud est étroit et bien délimitée le long du front froid, et irrégulier en avant du front chaud. Le nuage associé à la bande d'air frais en avant du front chaud fait un crochet au-dessus du centre de la dépression. Ce nuage est également connu sous le nom de «tête de nuage émergente».



Source : <https://www.quora.com/>

What-is-the-mechanism-of-formation-of-a-temperate-cyclone

## Le cycle de vie de la perturbation cyclonique



<https://www.futurelearn.com/courses/>

© Dr Peter Inness

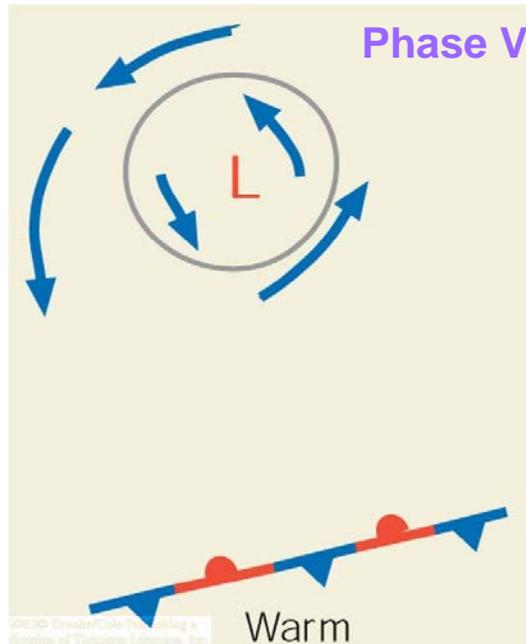
**Phase IV : Phase d'occlusion** : Le front froid rattrape le front chaud. On observe la formation d'un front occlus. L'intensité de la dépression est à son maximum. Au moment de **l'occlusion**, le centre de la dépression est entouré d'air froid. En absence de gradient de température le système commence à perdre son énergie. La dépression atteint habituellement l'intensité maximum 12-24 heures après le début de l'occlusion. Mais c'est le début de la fin.

Au fur et à mesure que la dépression se développe, les deux courants d'air s'enroulent autour de la dépression. L'air chaud se tourne vers l'est lorsqu'elle émerge au niveau du courant jet, tandis que l'air froid s'enroule autour de la dépression.

# Le cycle de vie de la perturbation cyclonique

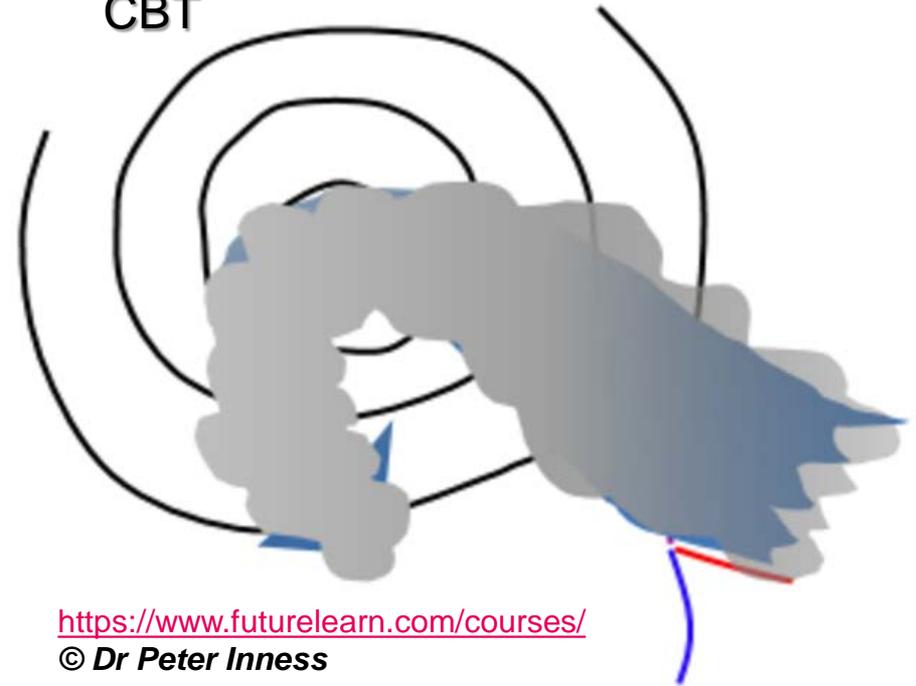
TFP

**Phase V** : La fin ou **cyclolyse** : Le centre de la dépression s'est déplacé vers l'air froid. La dépression est dans sa phase de disparition. À son étape finale il n'y a plus de précipitation associée à la dépression. Subsiste à peine une faible circulation cyclonique du vent.



Source : <https://www.quora.com/>

CBT

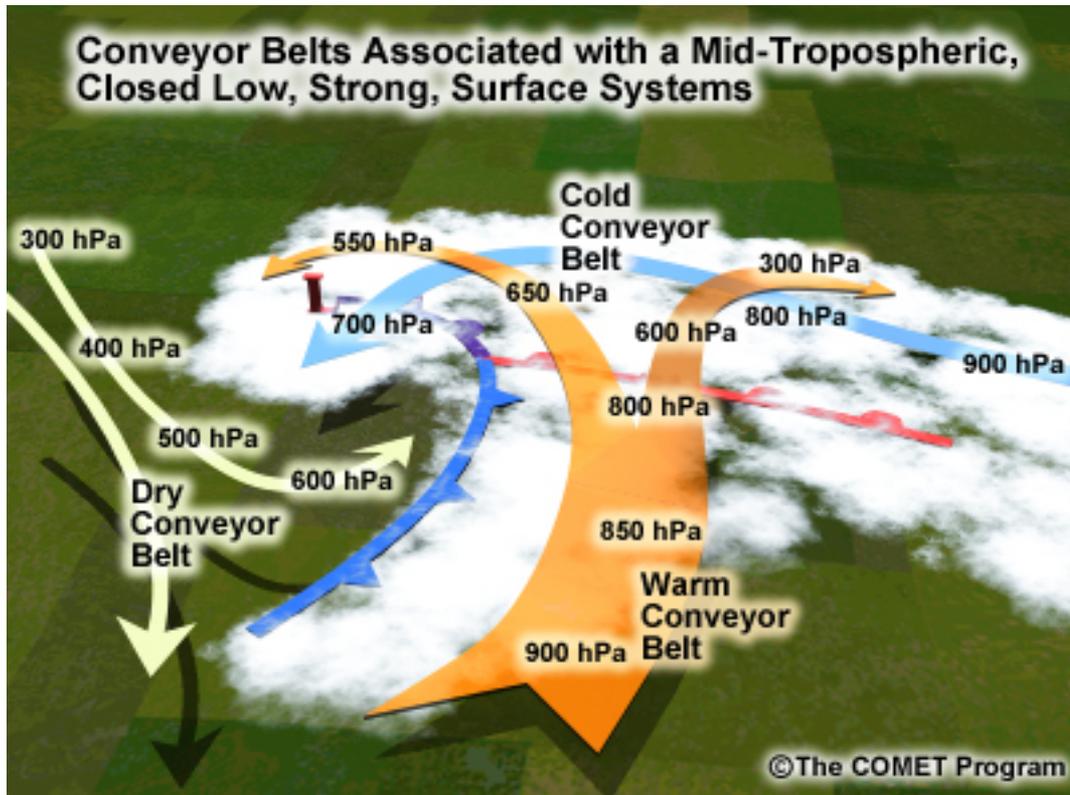


<https://www.futurelearn.com/courses/>

© Dr Peter Inness

Finalement, le courant d'air froid s'enroule si loin, qu'il intercepte le courant d'air chaud et arrête le flux d'air chaud et humide dans la dépression. Tout ce qui reste est le nuage de associé au courant d'air frais. Il n'y a plus de source d'énergie pour la dépression et elle se désintègre rapidement et disparaît.

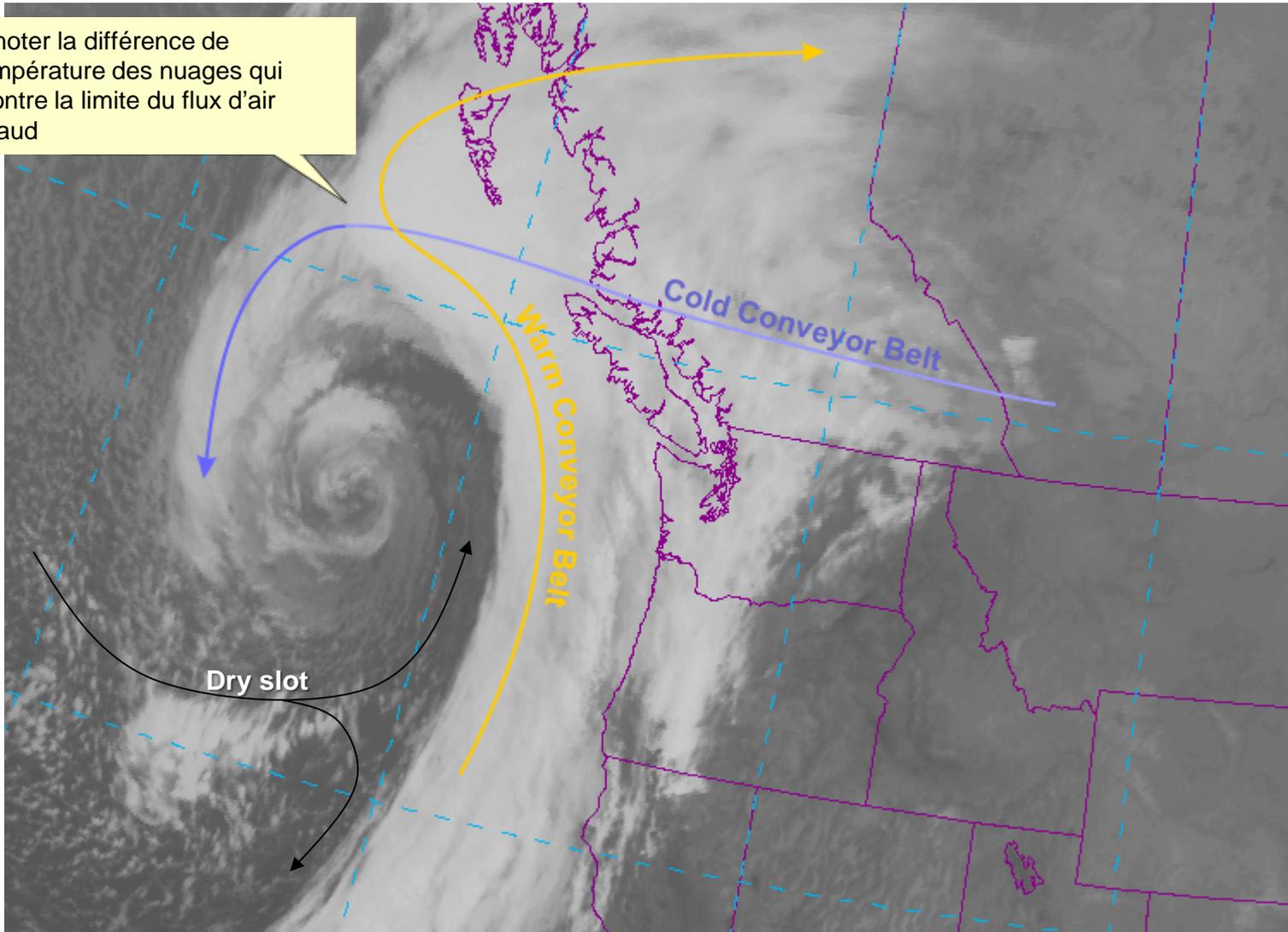
# Le modèle des convoyeurs (CONVEYOR BELT MODEL)



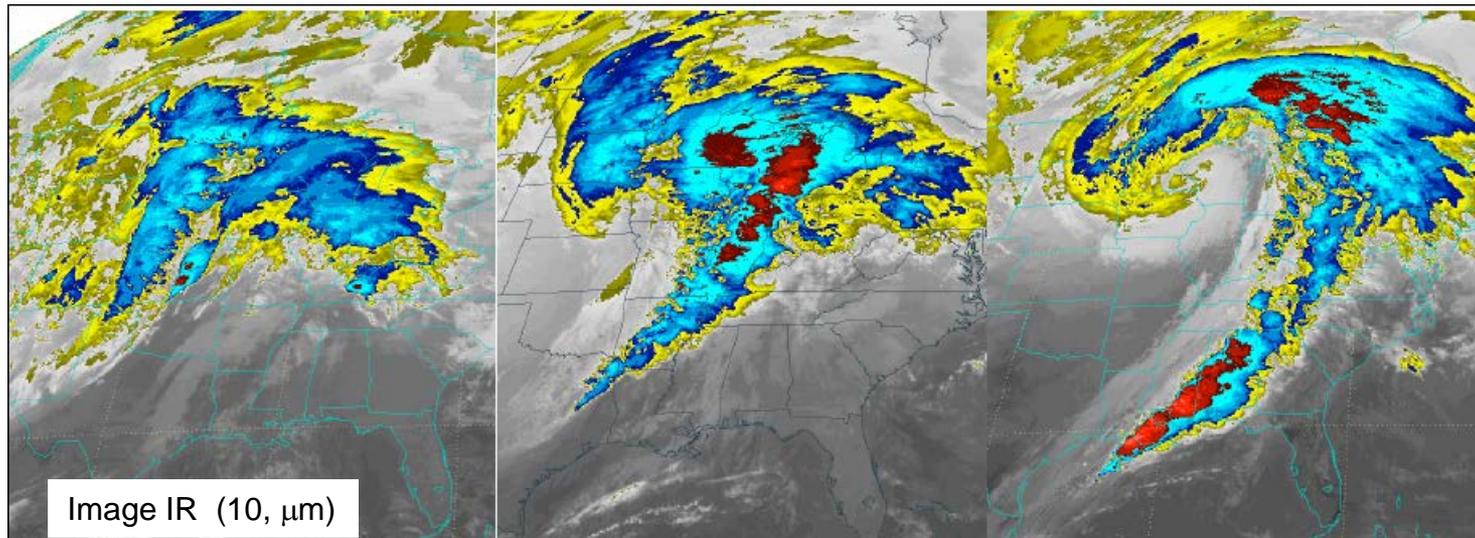
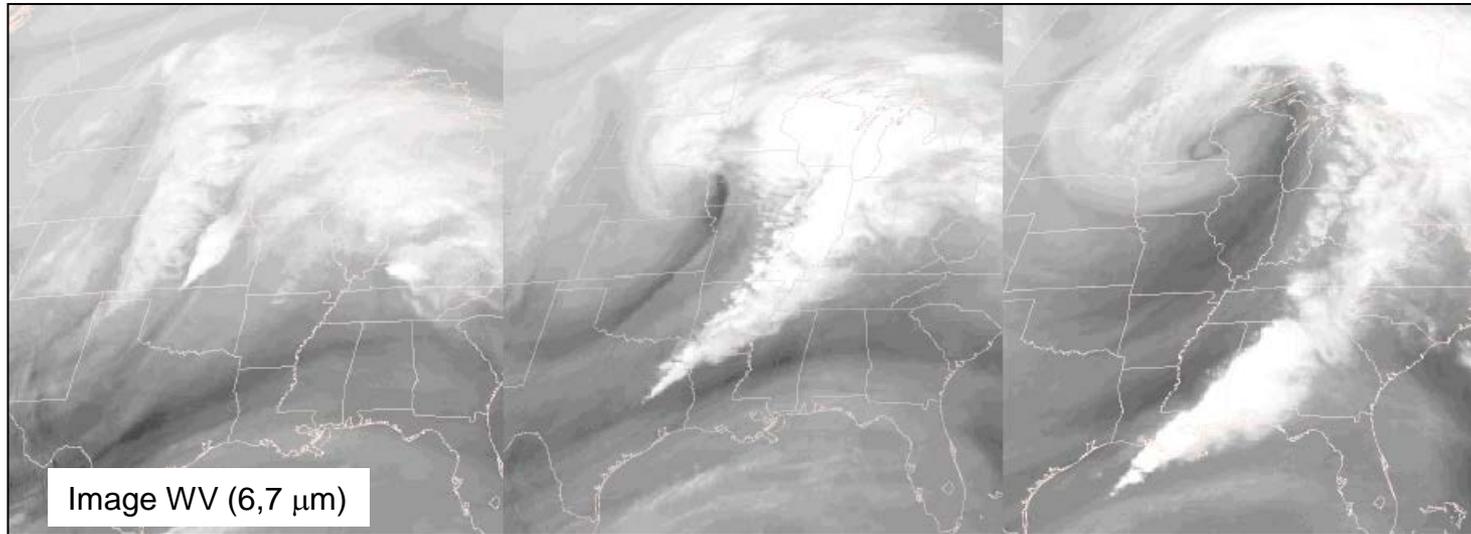
Le **MODÈLE DE COURROIE CONVOYEUR** est un modèle de la dépression. Il décrit la structure tridimensionnelle d'un cyclone en termes d'interactions de trois flux d'air : le convoyeur chaud, le convoyeur froid et le convoyeur sec ou le flux d'air sec. Par rapport au modèle frontal, le front froid résulte de l'interaction du convoyeur chaud et du convoyeur sec; le front chaud concerne les interactions des convoyeurs chauds et froids et le front occlus inclut les influences des trois.

# Le modèle des convoyeurs

À noter la différence de température des nuages qui montre la limite du flux d'air chaud



# Nuages et précipitation associés aux CLM



Source : Wallace and Hobbs, 2006 – Atmospheric Science. Introductory Survey (chapitre 8)

# Mais pourquoi les cyclones extratropicaux ne se conforment pas tous à la théorie du front polaire ? Pourquoi le flux d'air du modèle des convoyeurs est une meilleur représentation?

- Les tempêtes des latitudes moyennes libèrent l'énergie potentielle gravitationnelle provenant de la différence de température et d'humidité des masses d'air au nord et au sud du front polaire. On appelle ce phénomène **INSTABILITÉ BAROCLINE**
- Ces tempêtes permettent à l'atmosphère de baisser son centre de masse ...
- La diminution de l'énergie potentiel alimente la tempête. L'énergie potentielle se transforme en énergie cinétique.
- Comme effet secondaire, qui constitue le **BUT FONDAMENTALE** de l'instabilité, l'air froid est transporté vers le sud et l'air chaud vers le nord ce qui diminue les gradients de température.

# Instabilité barocline

L'**instabilité barocline** est due à l'advection de température :

$$Adv(T) = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T$$

Advection (quantité scalaire quelconque,  $Q$ ) =  $-\vec{V} \cdot \vec{\nabla} Q$

$$\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}; \quad \vec{\nabla} Q = \frac{\partial Q}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial Q}{\partial y}\vec{j} + w \cdot \frac{\partial Q}{\partial z}\vec{k}$$

$$Adv(x) = -\left( u \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial Q}{\partial y} + w \cdot \frac{\partial Q}{\partial z} \right)$$

L'advection de température est fonction de trois facteurs:

- (1) le gradient de température. Celui-ci est déterminé par la proximité des isothermes entre elles.
- (2) L'intensité du vent qui est déterminé par la force de gradient de pression
- (3) l'angle que font les isothermes avec la direction du vent.

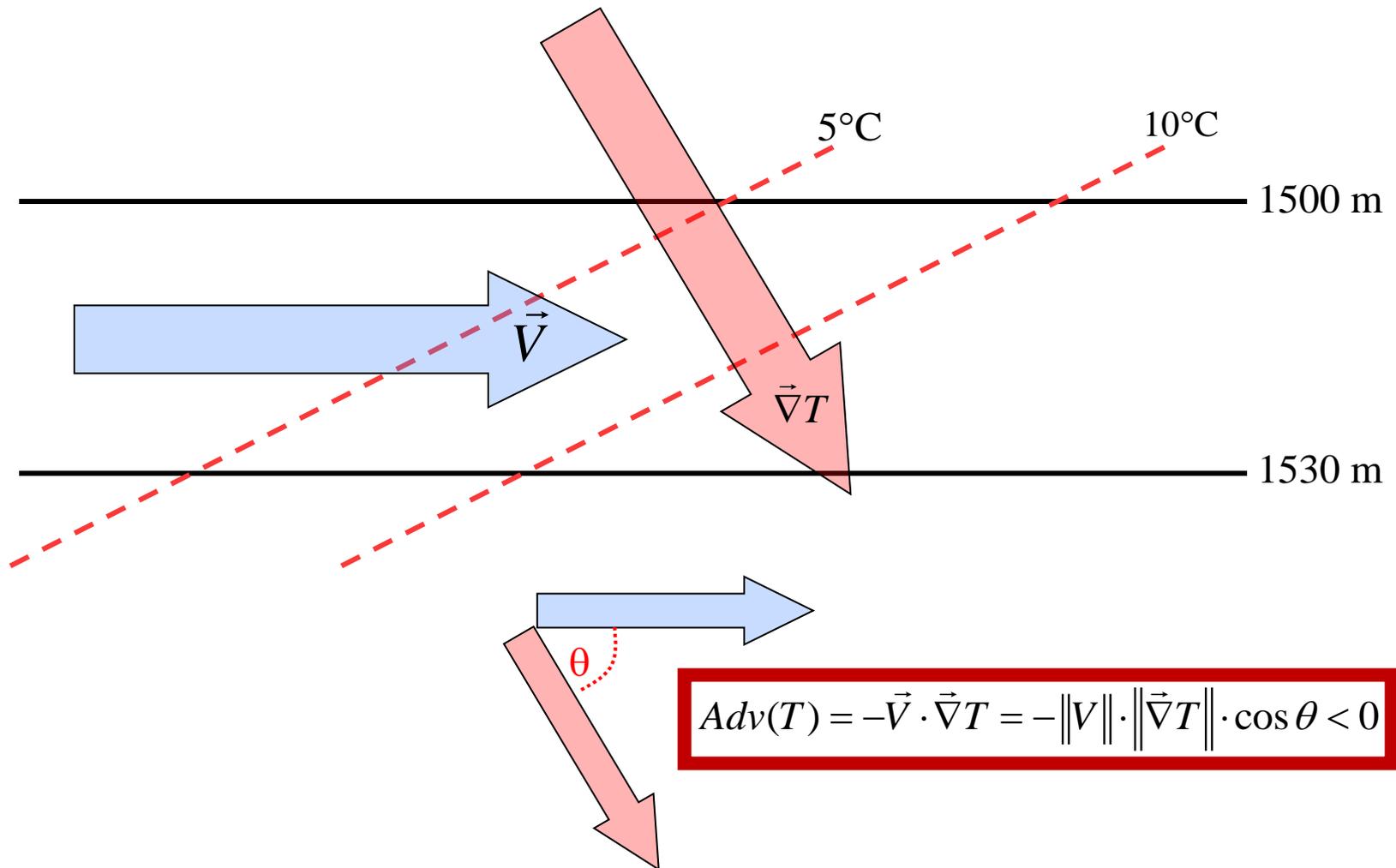
Dans l'atmosphère l'advection thermique est **maximisée** par la combinaison de:

1. isothermes étroitement espacés
2. contours (de pression ou de hauteur) étroitement espacés
3. isothermes perpendiculaires aux contours.

L'advection thermique est **minimisée** par la combinaison de:

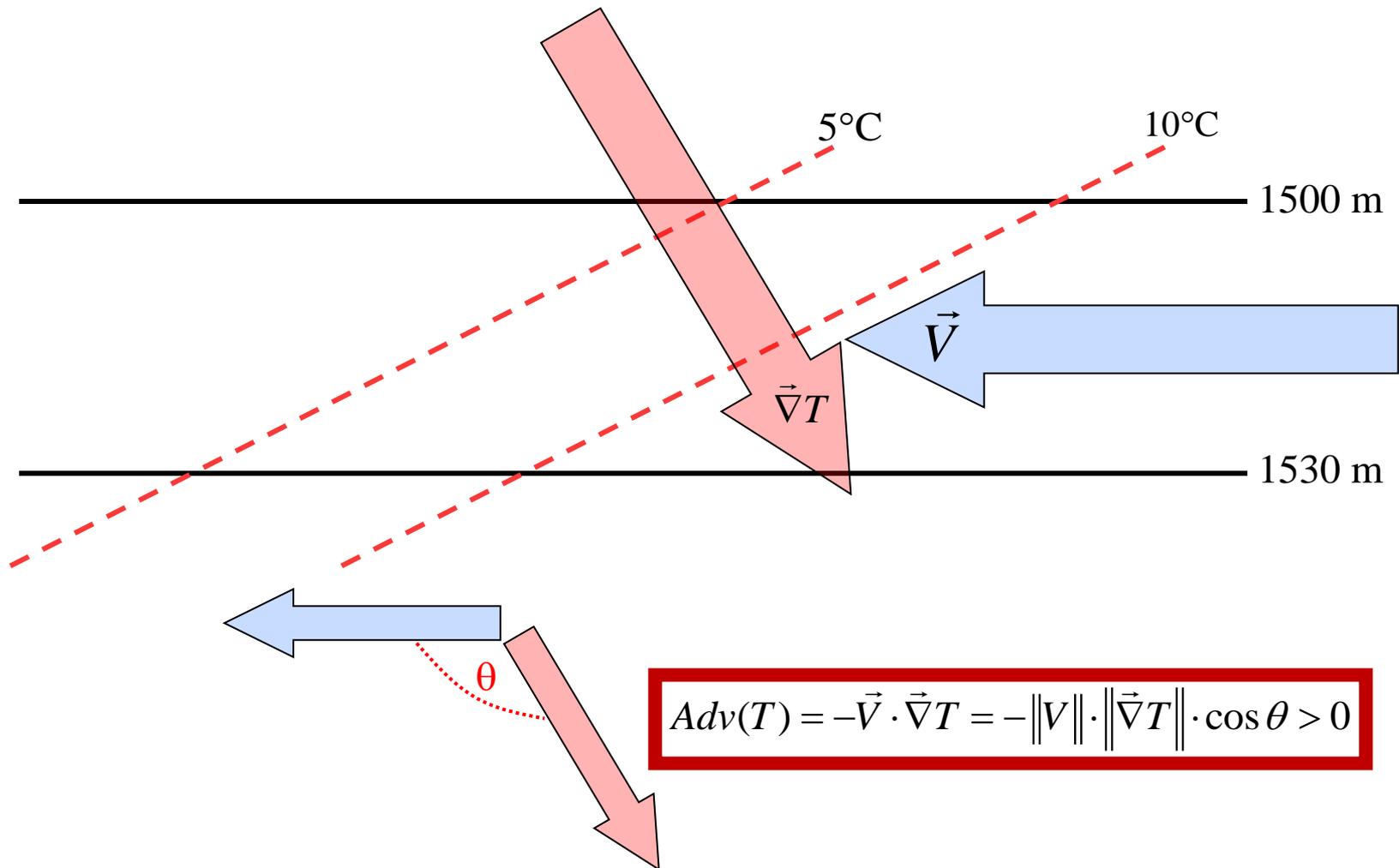
1. isothermes largement espacés
2. contours largement espacés
3. isothermes parallèles aux contours

# Faible baroclinicité – Faible advection de température

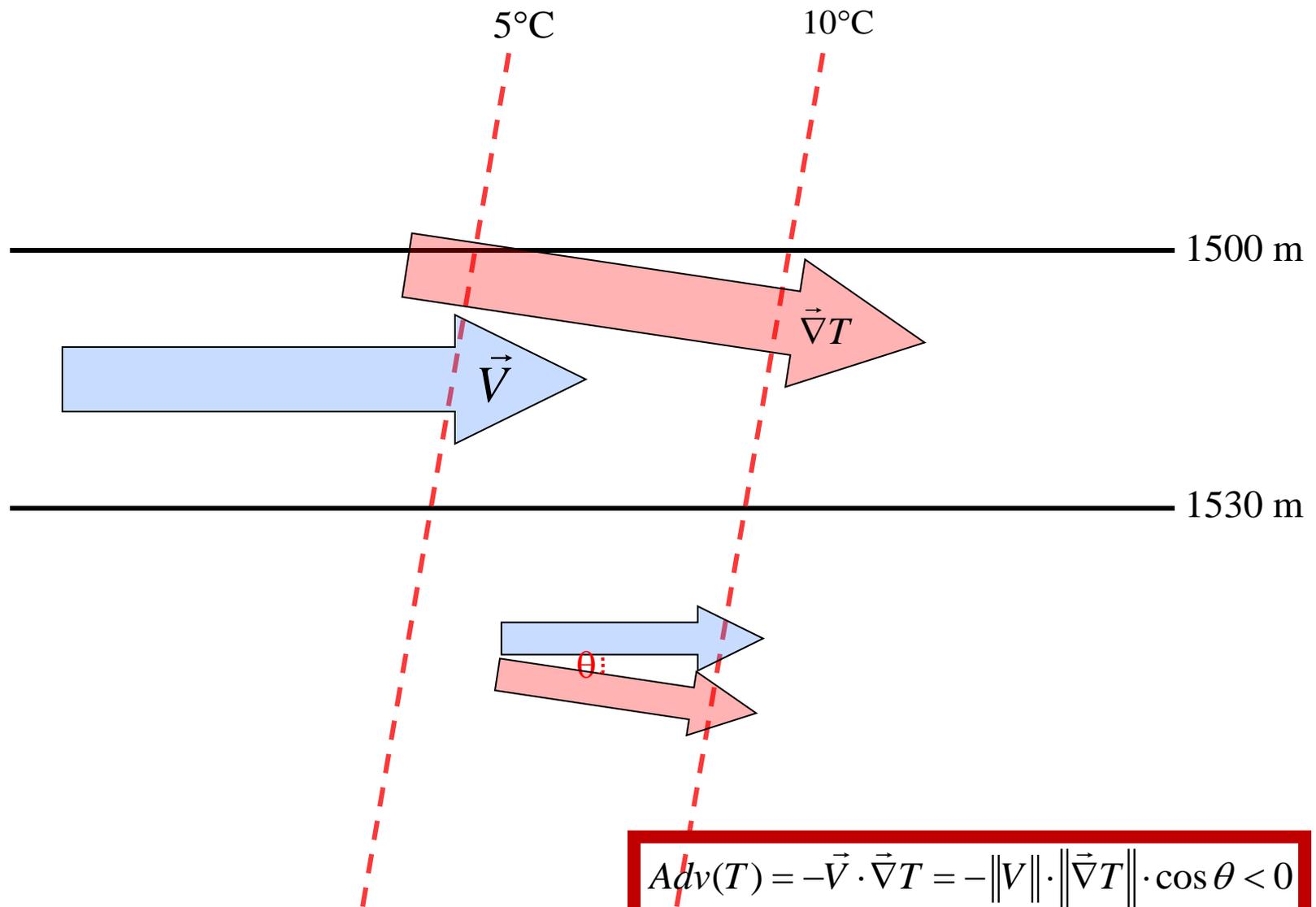


$$Adv(T) = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}T = -\|\vec{V}\| \cdot \|\vec{\nabla}T\| \cdot \cos \theta < 0$$

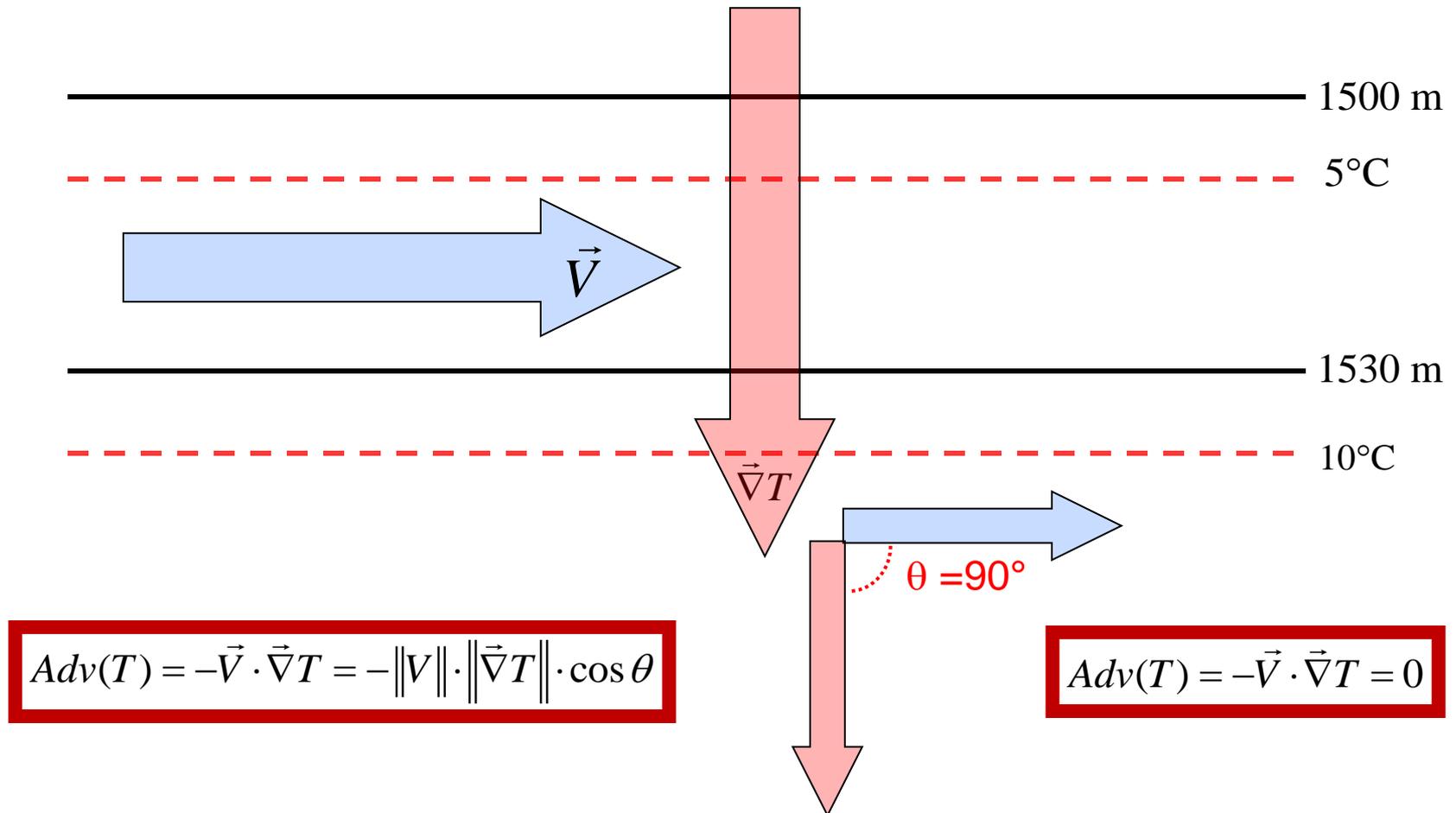
# Faible baroclinicité – Faible advection de température



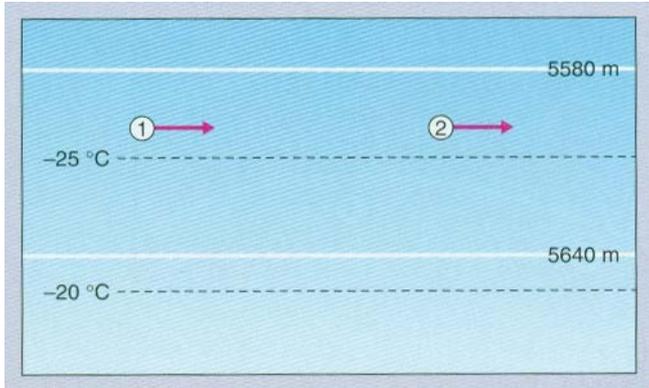
# Forte baroclinicité – Forte advection de température



# Aucune baroclicité – Advection de température nulle (Atmosphère équivalente barotrope)

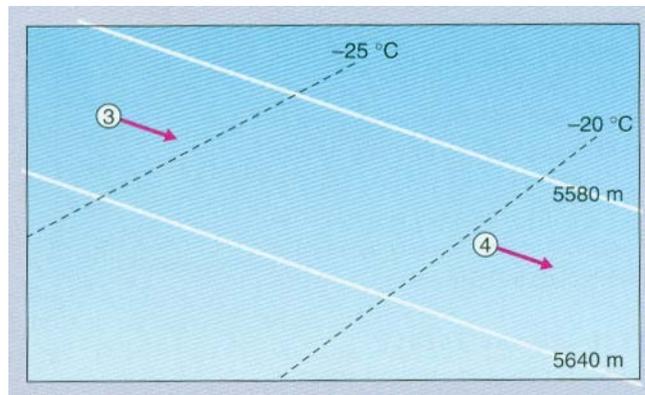


# Advection de température

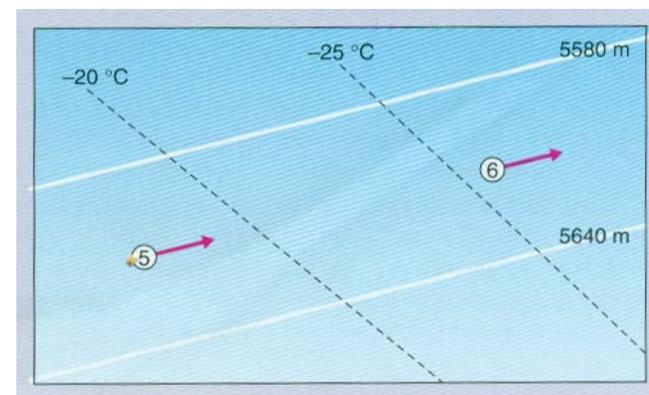


## Atmosphère barotrope

Advection de température = 0. Les isohypes (ou isobares) sont parallèles aux isothermes.



Advection de température < 0

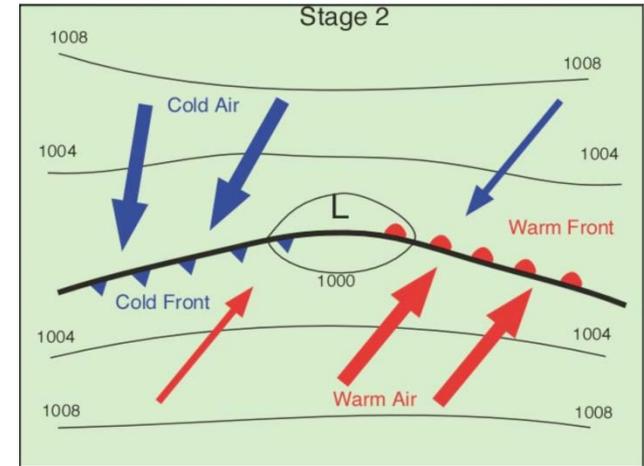
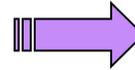
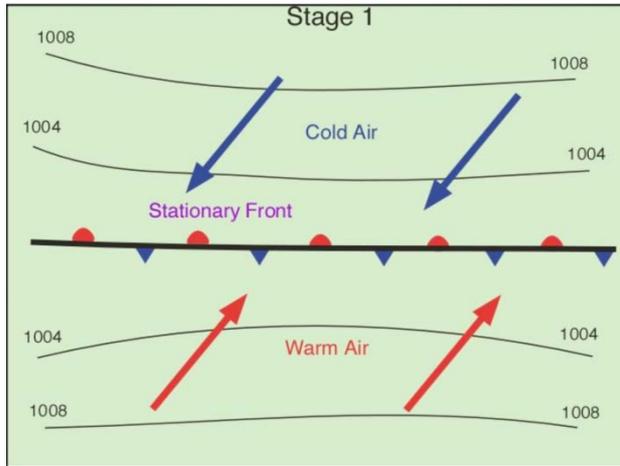


Advection de température > 0

## Atmosphère barocline

Advection de température  $\neq 0$ . Les isohypes (ou isobares) ne sont pas parallèles aux isothermes.

# Cyclogenèse : selon la théorie du front polaire



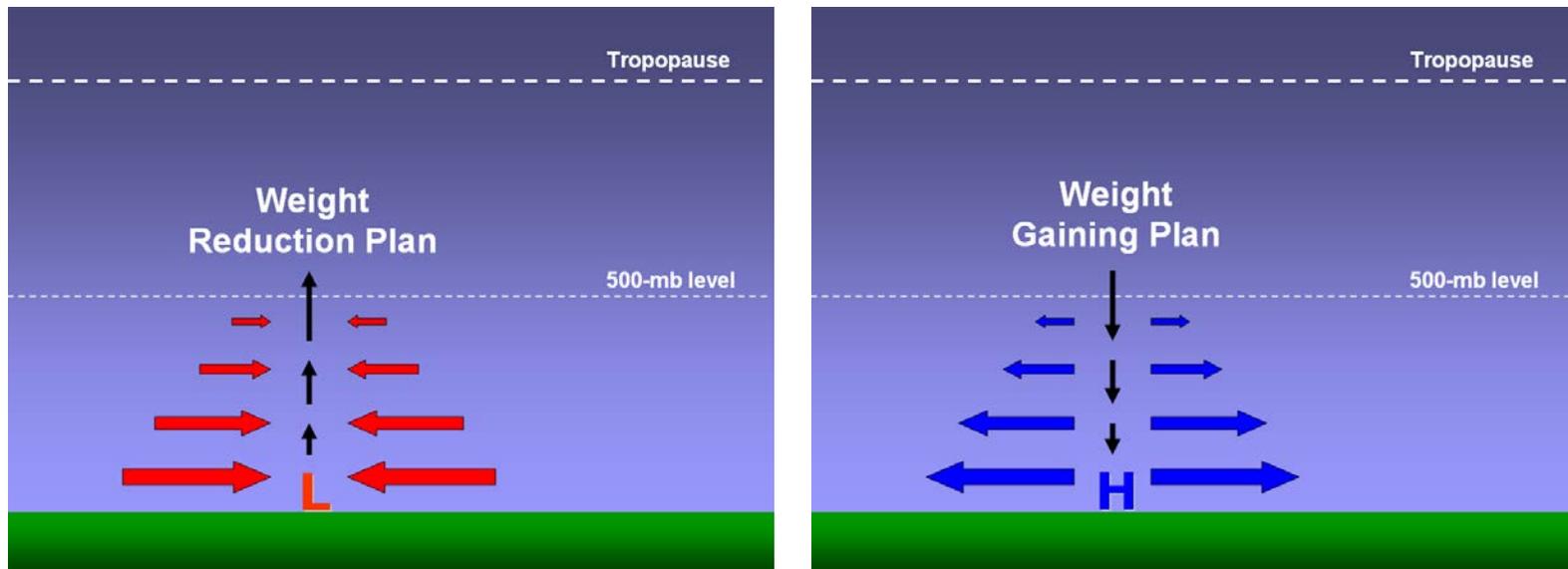
*Onde cyclonique en développement*

Source : *Understanding Weather and Climate* by Aguado and Burt, © 1999

Les vents se dirigent vers la basse pression ... La dépression devrait disparaître!

# Lien entre l'atmosphère proche de la surface et en altitude

La force de frottement, provoque la convergence et la divergence d'air vers les basses et des hautes pressions. Ceci a lieu à peu près dans la première moitié de l'atmosphère. À 500 hPa la divergence/convergence est pratiquement nulle.



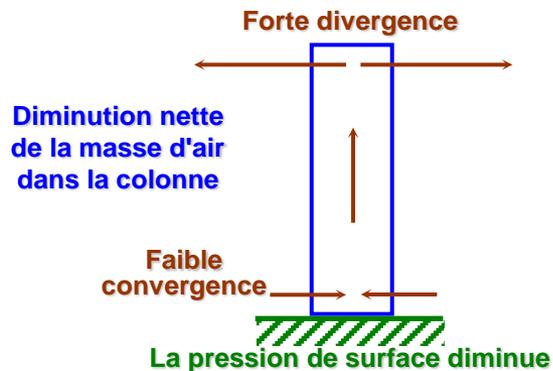
Source : *A world of weather*

Alors, pourquoi les hautes et les basses pression subsistent pendant des jours, parfois des semaines?

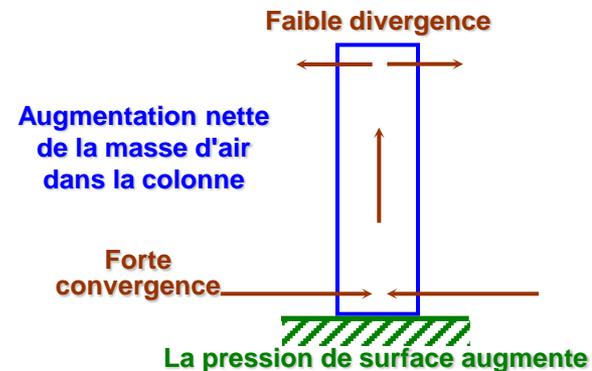
# Intensification/affaiblissement des systèmes météorologiques

- Les systèmes météorologiques aux latitudes moyennes ont un fort développement vertical et s'étendent de la surface à la tropopause.
- Pour maintenir le développement de ces systèmes, il faut que la divergence en altitude, dans le cas d'une dépression, et la convergence en altitude, dans le cas d'un anticyclone, soient plus fortes que la convergence ou la divergence dans la première moitié de l'atmosphère.

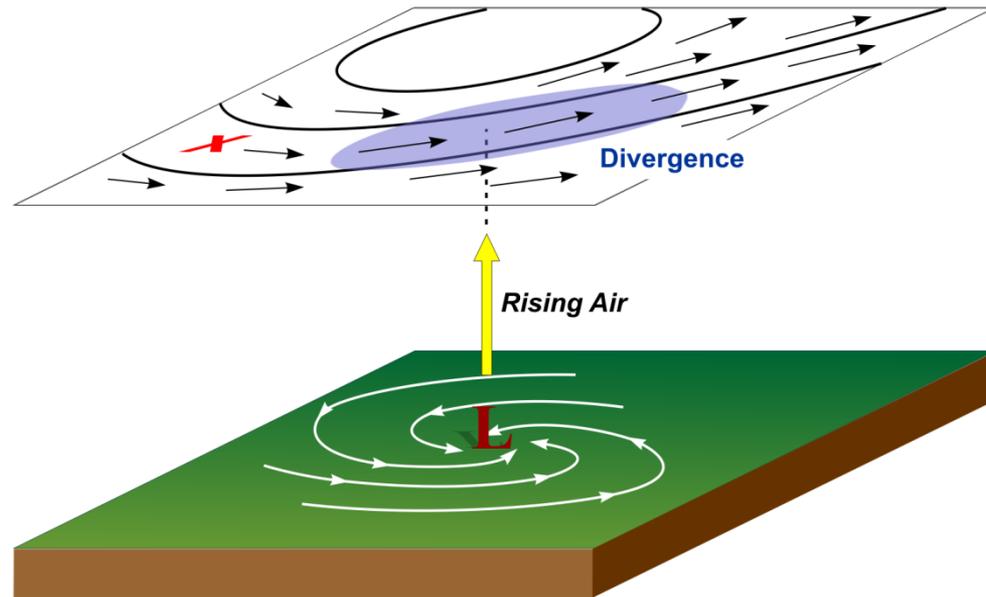
Intensification de la dépression  
en surface



Affaiblissement de la dépression  
en surface



Ils nous faut considérer ce qui se passe en altitude !

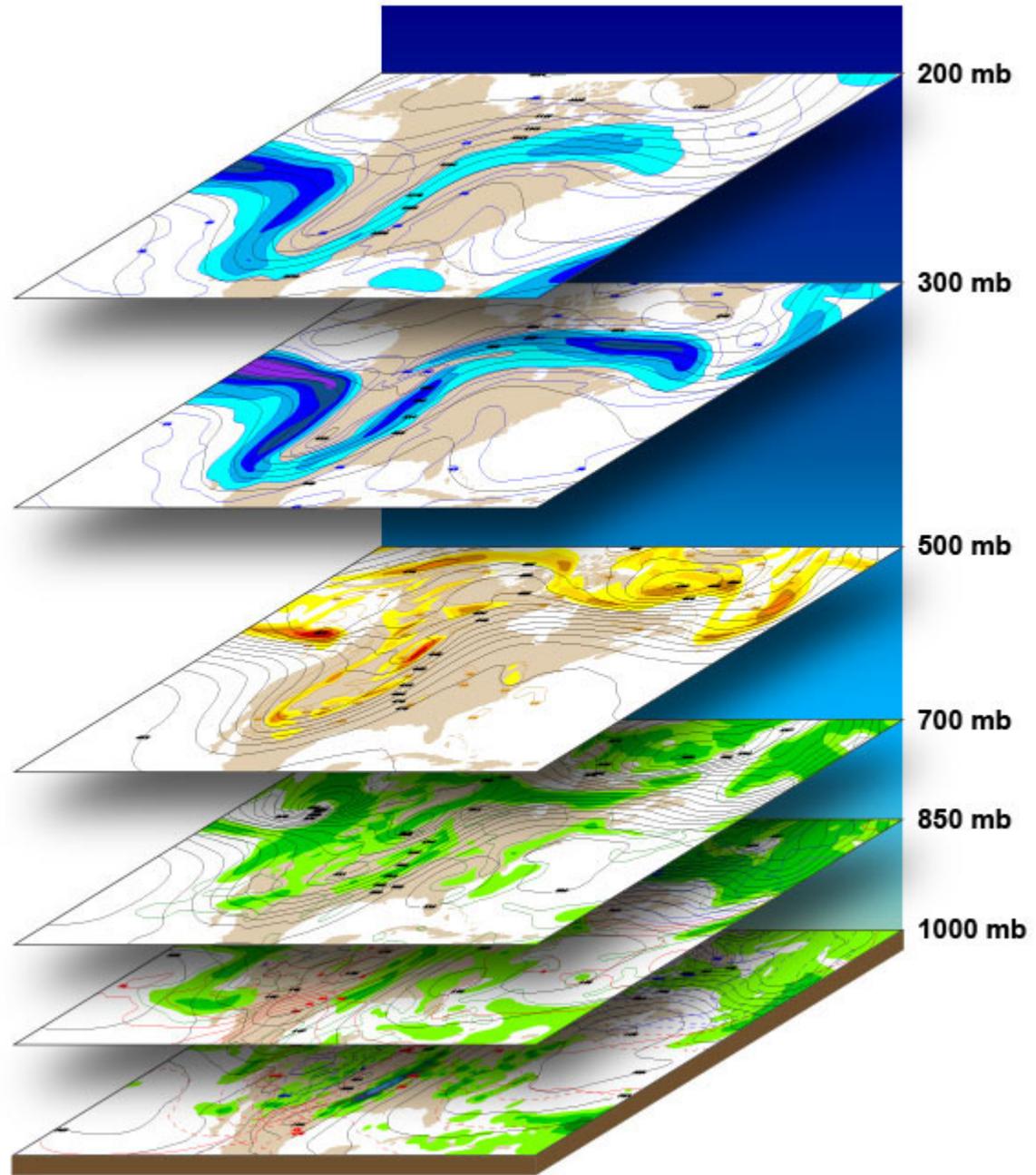


# Écoulement en altitude

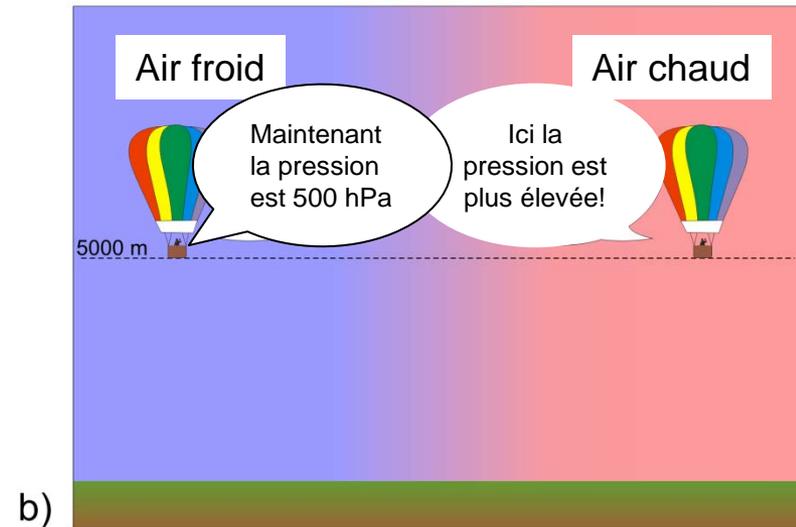
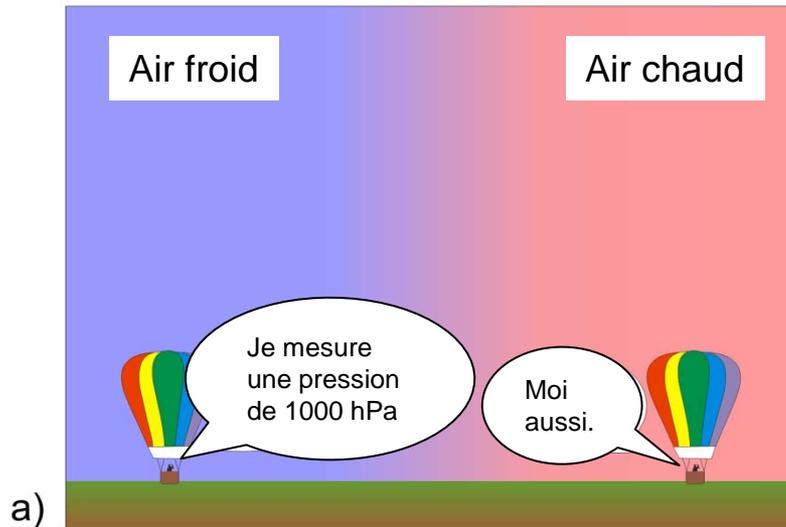
Les cartes en altitude sont tracées à pression constante. Les **contours** sont des **isohypses** ou des lignes d'égale hauteur

Essentiellement, les cartes météorologiques montrent l'atmosphère en trois dimensions.

Comment sont obtenues les cartes en altitude?

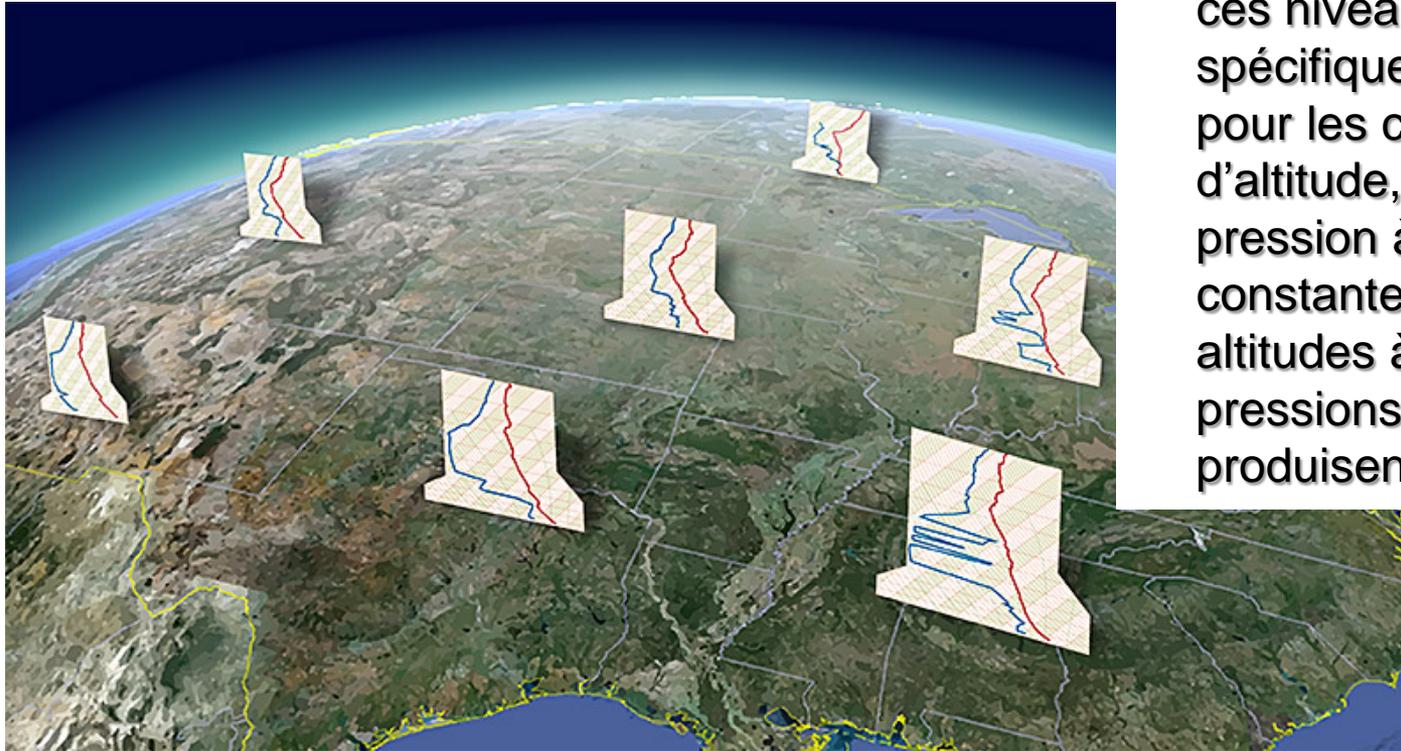


# Les cartes en altitude



- Lorsque nous examinons l'atmosphère au dessus de la surface, la pression de l'air diminue avec l'altitude croissante et l'élévation à laquelle une valeur de pression particulière se produit varie de station en station de mesure.
- Ces changements d'élévation représentent différentes densités (et finalement température de l'air) dans l'atmosphère. L'altitude de tout niveau de pression est déterminée par la densité de l'air au-dessous de ce niveau. Lorsque la température de l'air diminue, la densité de l'air augmente.
- Par conséquent, l'altitude où se produit une pression particulière sera plus faible dans les régions d'air plus froid. À l'inverse, les températures plus élevées de l'air entraînent des densités plus faibles et l'altitude du même niveau de pression sera plus élevée. C'est pourquoi, en règle générale, l'altitude des niveaux de pression constantes diminue de l'équateur vers les pôles simplement parce que l'atmosphère est plus froide aux pôles qu'à l'équateur...

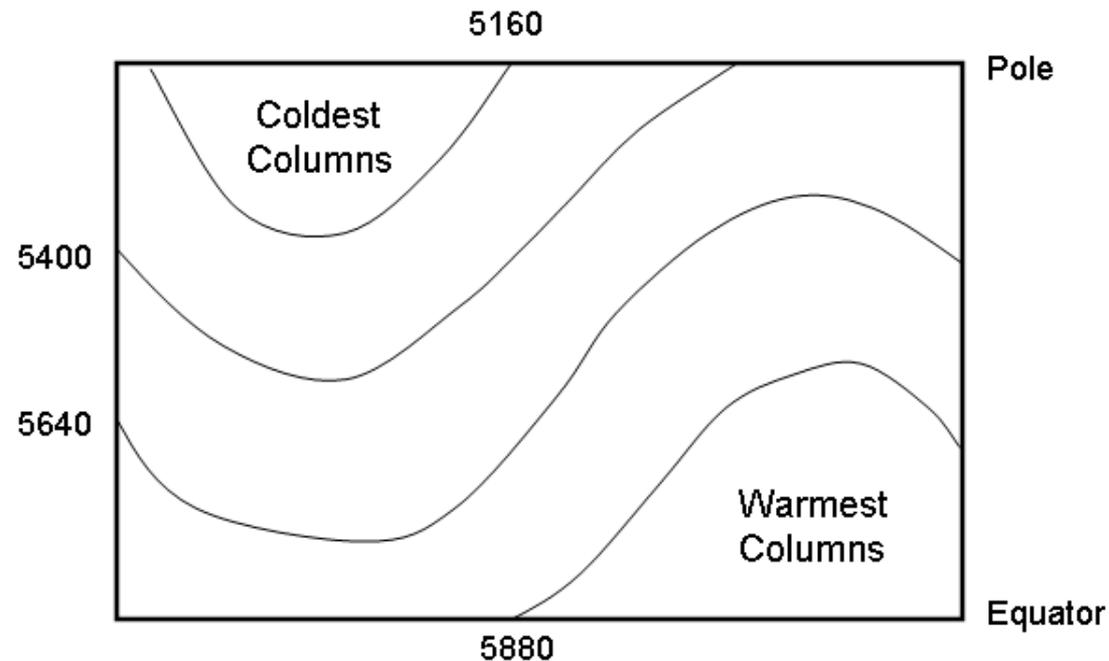
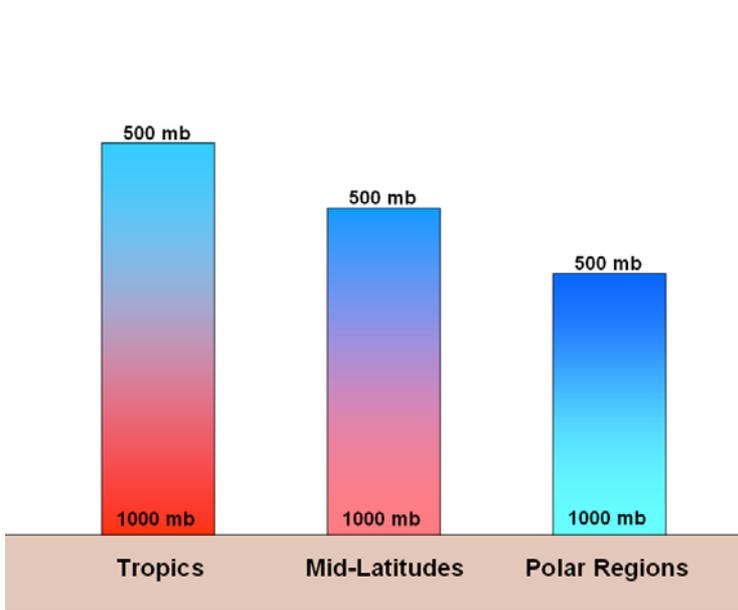
# Les cartes en altitude



- Pour tracer les cartes, nous regardons l'atmosphère à des niveaux de pression fixes et déterminons l'altitude à laquelle ces niveaux de pression spécifiques se produisent. Donc, pour les cartes météorologiques d'altitude, au lieu de regarder la pression à l'élévations constantes, nous examinons les altitudes à laquelle des pressions constantes se produisent.

- Des cartes de pression constante ou isobariques sont généralement créés pour les niveaux de pression de 200 mb, 300 mb, 500 mb, 700 mb et 850 mb. Ensemble, ces cinq niveaux peuvent donner à un météorologue une bonne représentation de l'état de l'atmosphère.

# Les cartes en altitude sont isobariques



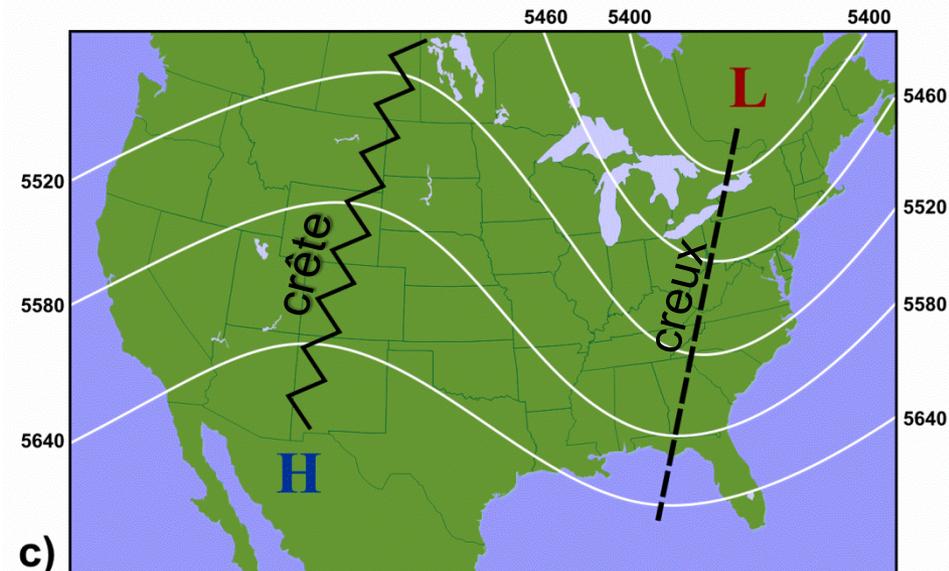
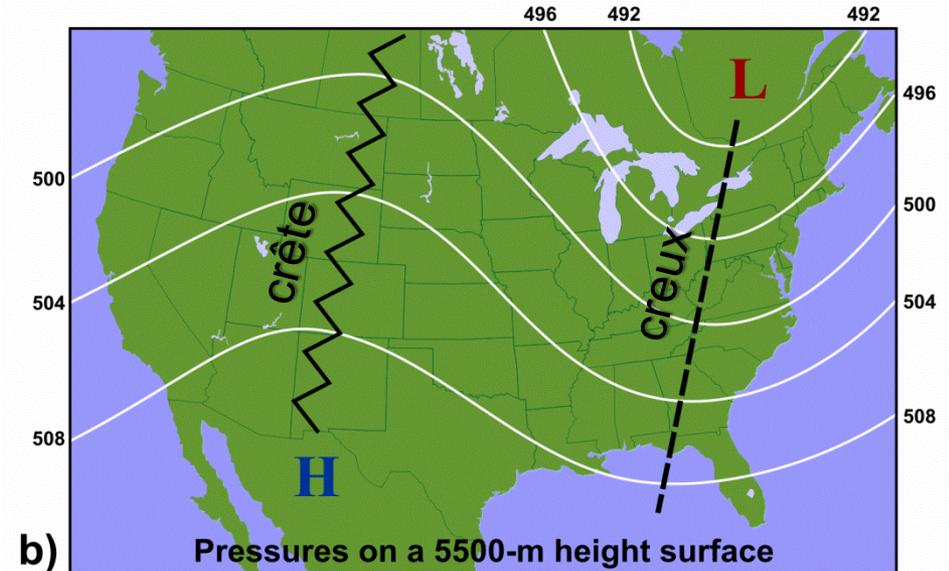
- Les lignes tracées sur des diagrammes de pression constante s'appellent **isohypses**, lignes de même **hauteur géopotentielle**. Par exemple, sur la carte de pression de 500 millibar, la pression d'air est une constante de 500 millibars sur toute la carte. Par conséquent, les lignes sur la carte représentent l'altitude à laquelle la pression d'air de 500 millibars a été atteinte.

La **hauteur du géopotentiel** désigne l'altitude à laquelle on atteint une énergie potentielle gravitationnelle donnée.

# Cartes isobariques versus cartes à altitude constante : crêtes et creux

- Par convention, les météorologues se réfèrent simplement aux isohypses et aux isobares en tant que «contours». En altitude l'information donnée par les lignes de contour isobare ou isohypse est équivalente. En regardant ces contours, nous observons les conditions météorologiques de l'air supérieur, telles que les crêtes et les creux. Et ce sont ces **crêtes** et **creux** qui régissent la météo que nous éprouvons à la surface.

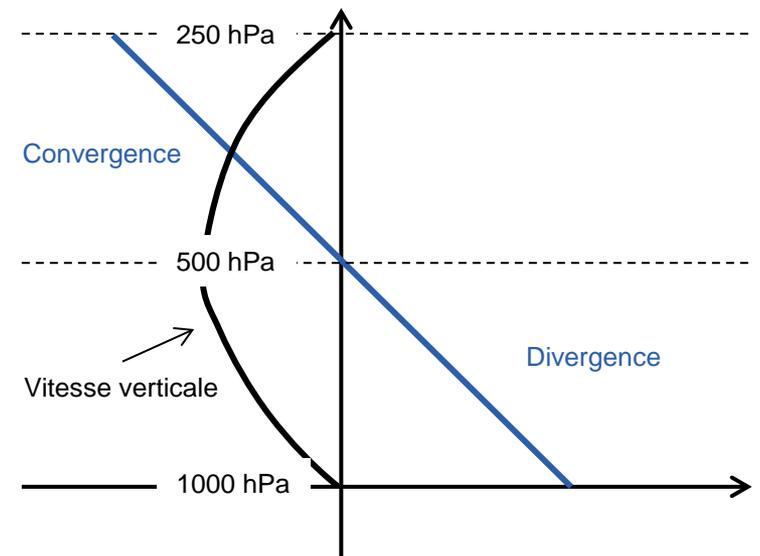
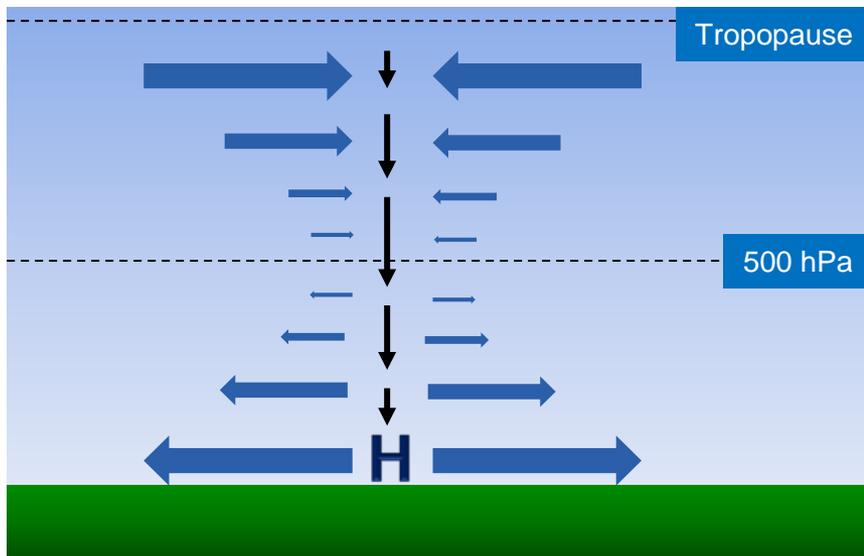
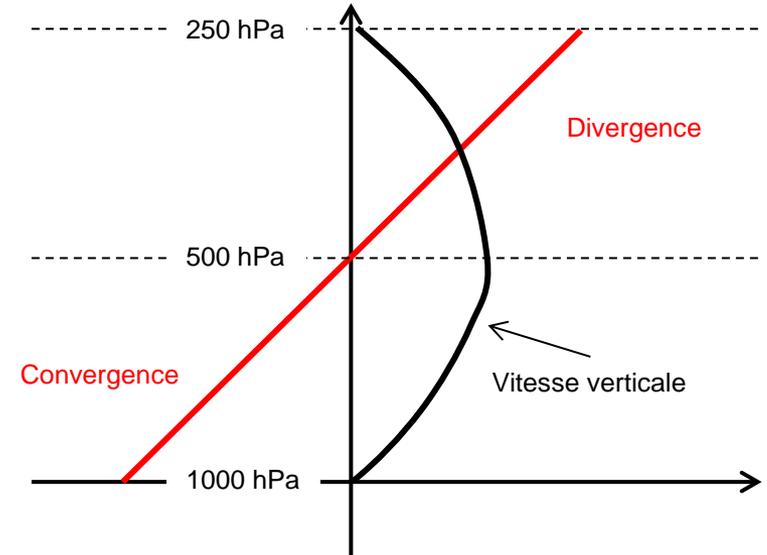
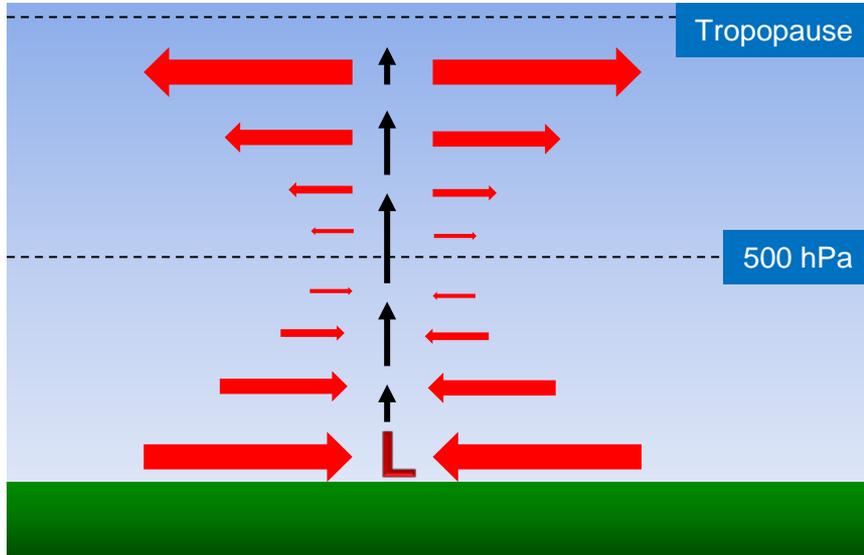
- Les **crêtes** sont des zones où l'élévation au quel on trouve une valeur donnée de pression est supérieure aux hauteurs environnantes de cette même valeur de pression.
- Et les **creux** sont comme des vallées en ce qu'ils se situent le long des zones des plus basses élévations de toute valeur de pression particulière.

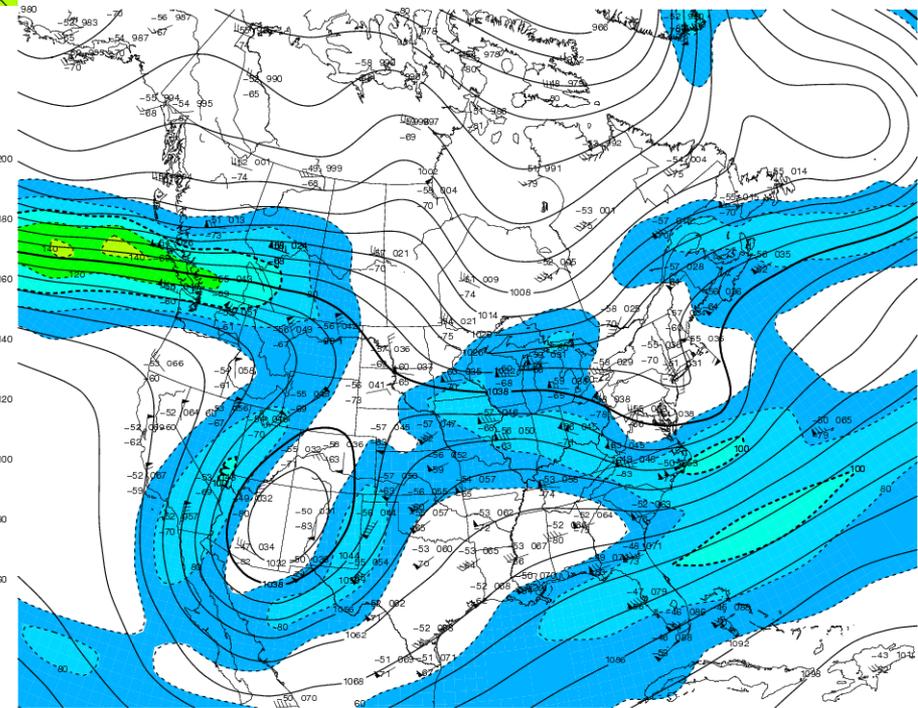
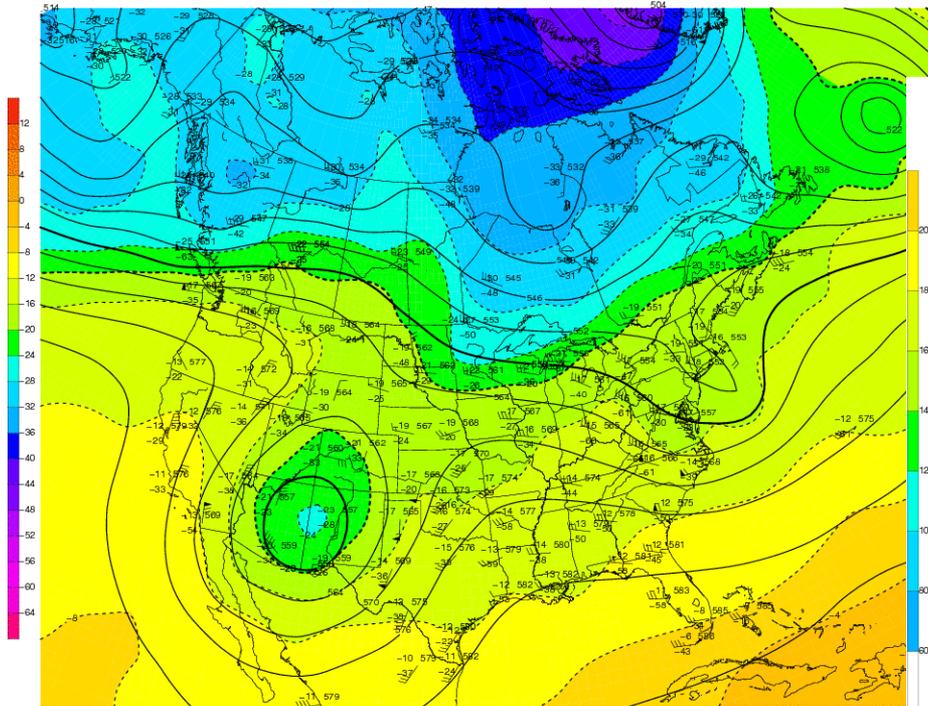


# Phénomènes physiques qui alimentent les perturbations

- Tous les phénomènes qui provoquent la **divergence de masse au-dessus** de la surface contribuent à la **baisse** de la pression en surface.
- Tous les phénomènes qui provoquent la **convergence de masse au-dessus** de la surface contribuent à la **hausse** de la pression en surface.
- Les principaux phénomènes à l'origine de la convergence/divergence de masse sont :
  - D'origine dynamique - la variation de la vitesse du vent (accélération) : courbure, cœurs de jet, force de frottement.
  - D'origine thermodynamique - le réchauffement différentiel de l'air. Par exemple, par réchauffement **différentiel** de la surface, par advection **différentiel** de température, par dégagement de **différentiel** de chaleur latente.

# Structure vertical (idéalisée) d'une perturbation de pression à la surface

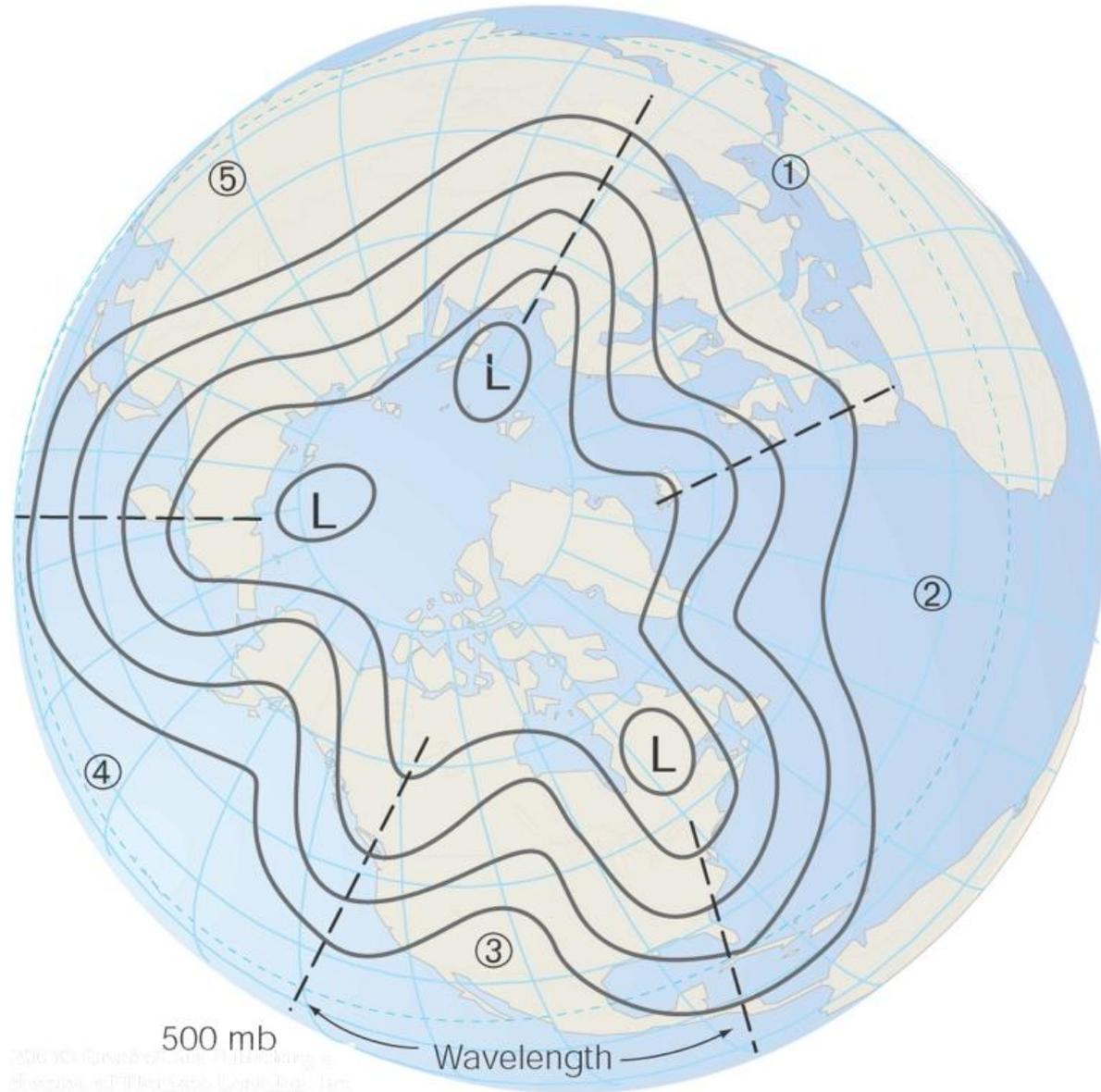




Le vent en altitude n'est pas toujours constant... (n'est pas toujours issu d'un équilibre de forces...).

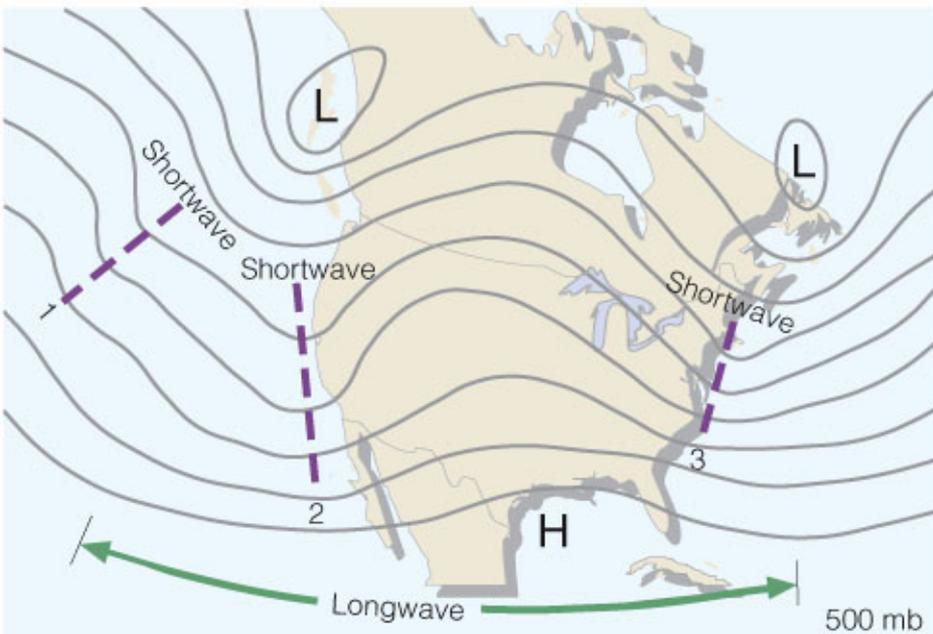
## DIVERGENCE EN ALTITUDE

- Les pôles sont entourés de 3 à 7 ondes longues, ou ondes de Rossby, montrant les vents en altitude circulant autour des dépressions à la surface de 500 mb.
- De petites perturbations dans les ondes de Rossby, les ondes courtes, sont symptômes de divergence en altitude ce qui peut déclencher les tempêtes extratropicales.



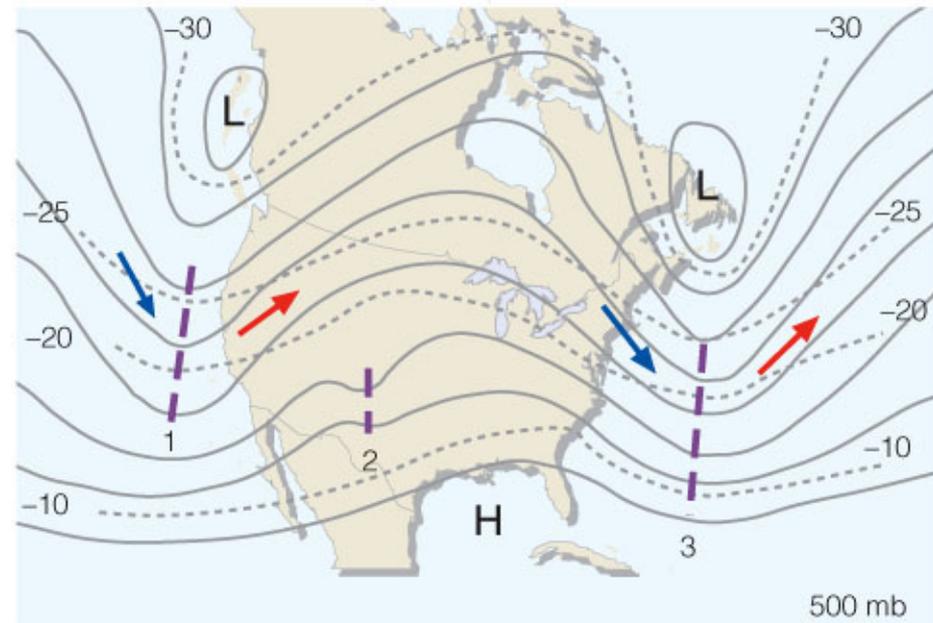
# Perturbations de courte longueur d'onde

8.2-35



(a) Day 1

© 2007 Thomson Higher Education

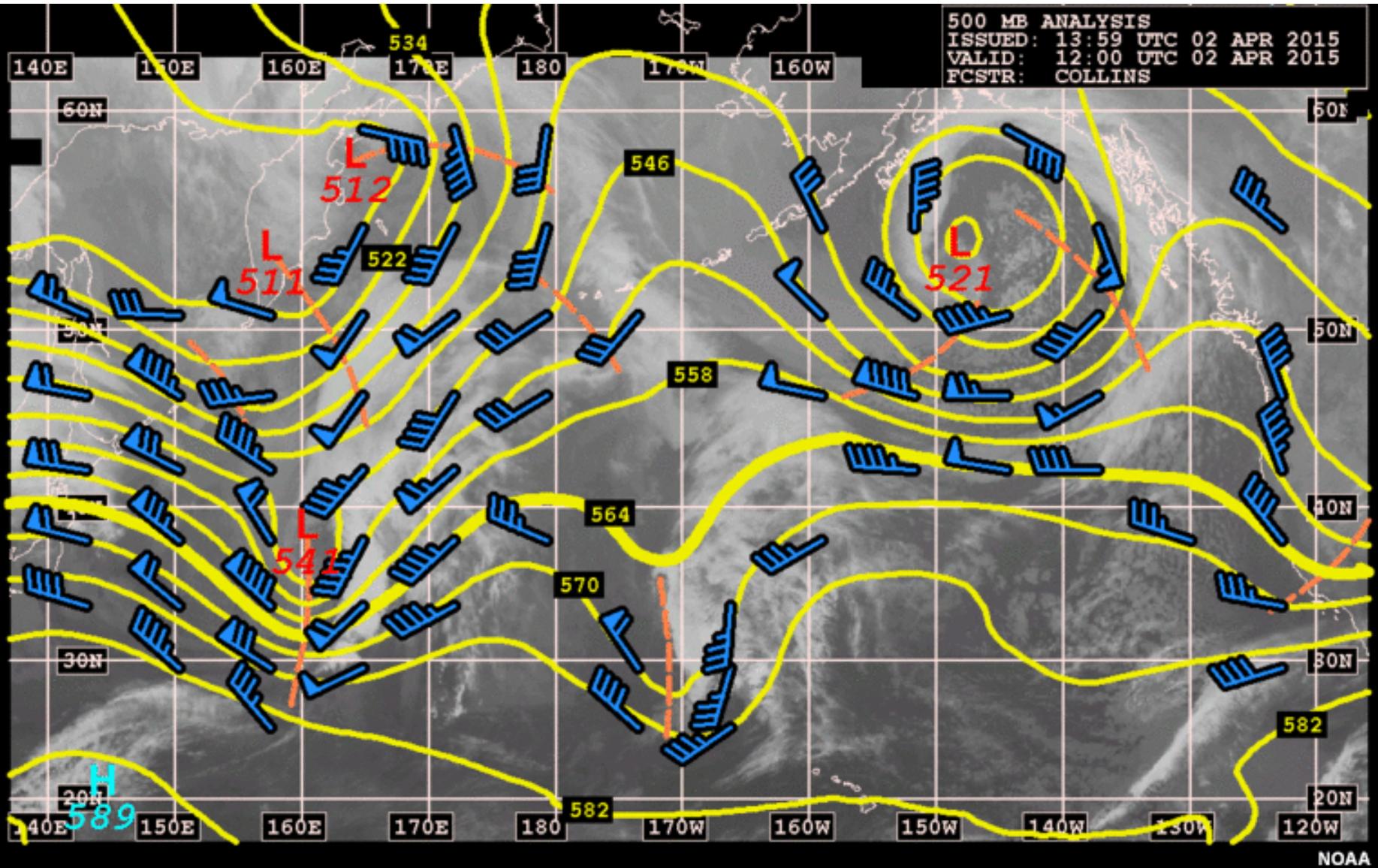


(b) Day 2 (24 hours later)

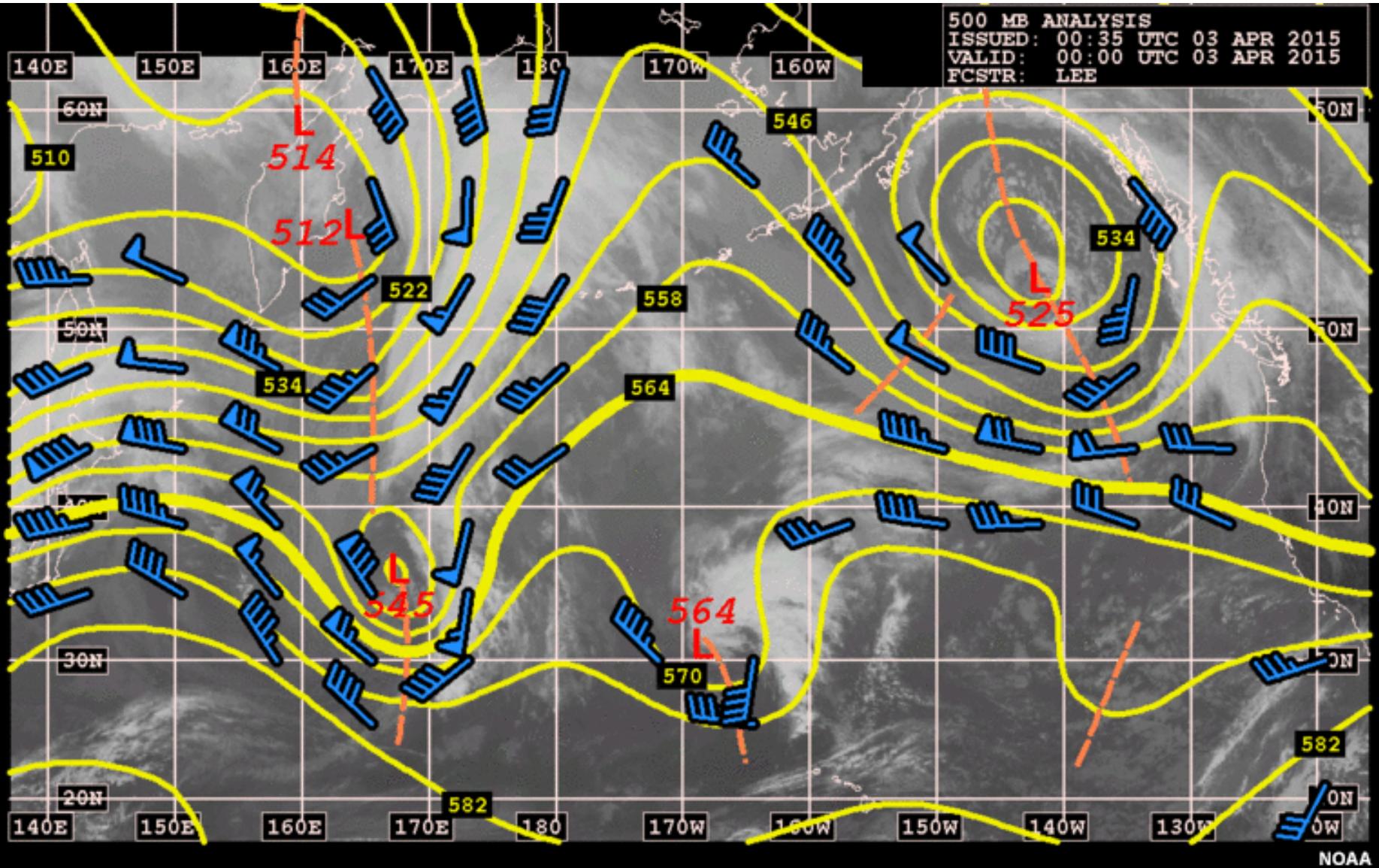
- Les creux d'ondes courtes enchâssés dans les ondes de Rossby se déplacent plus rapidement que celles-ci, se propageant dans le sens du vent dans les ondes de Rossby augmentant l'amplitude des creux d'ondes longues (Rossby).
- Les ondes de Rossby sont dominées par des **conditions barotropes**, c'est-à-dire, les contours et les isothermes sont parallèles ce qui veut dire qu'il n'y a pas d'advection de température.
- Dans les ondes courtes, les contours de hauteur et les isothermes sont généralement légèrement déphasés, ce qui crée une advection de température. Les conditions sont **baroclines**,



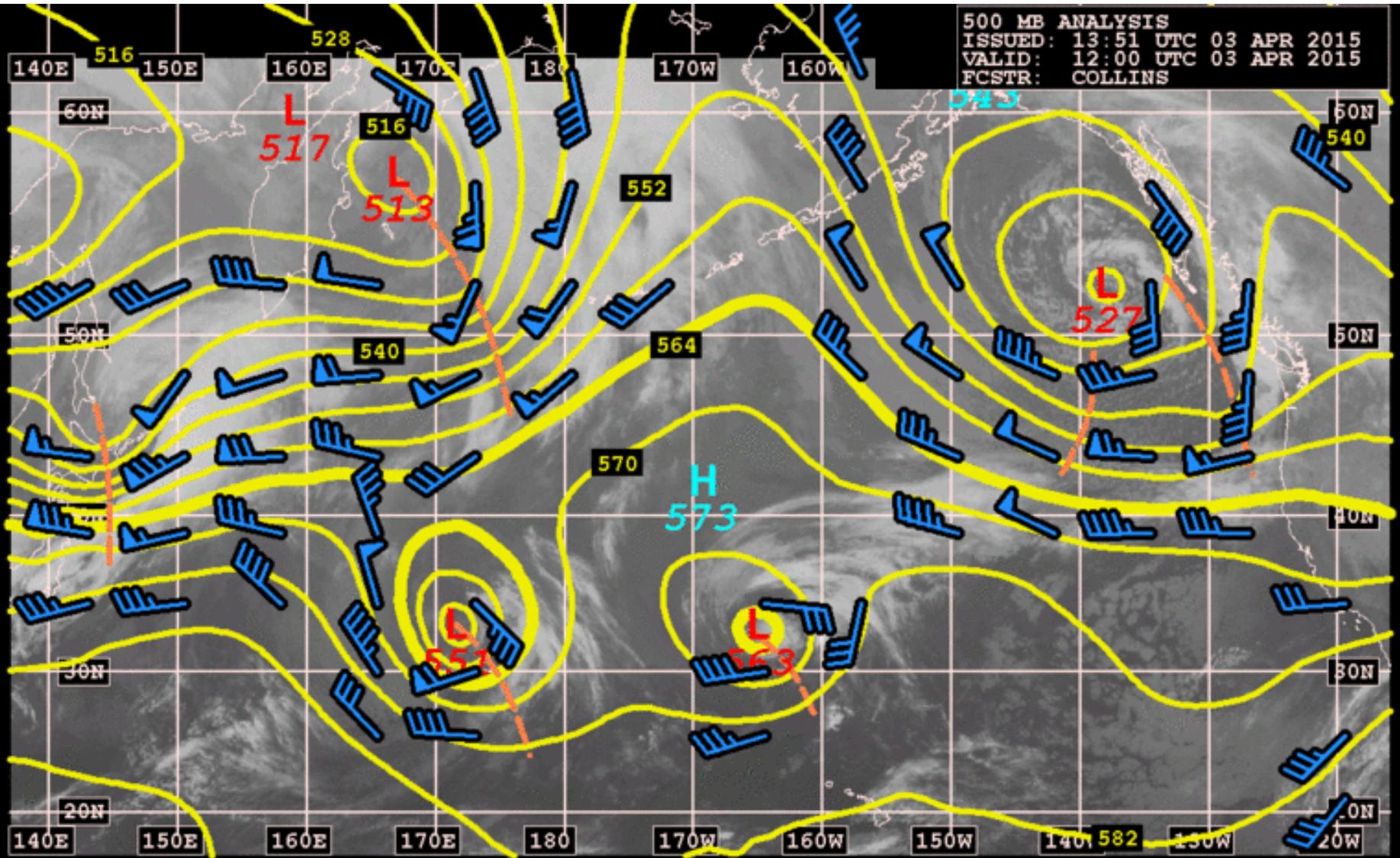
## Les images satellitaires nous aident à localiser les ondes courtes



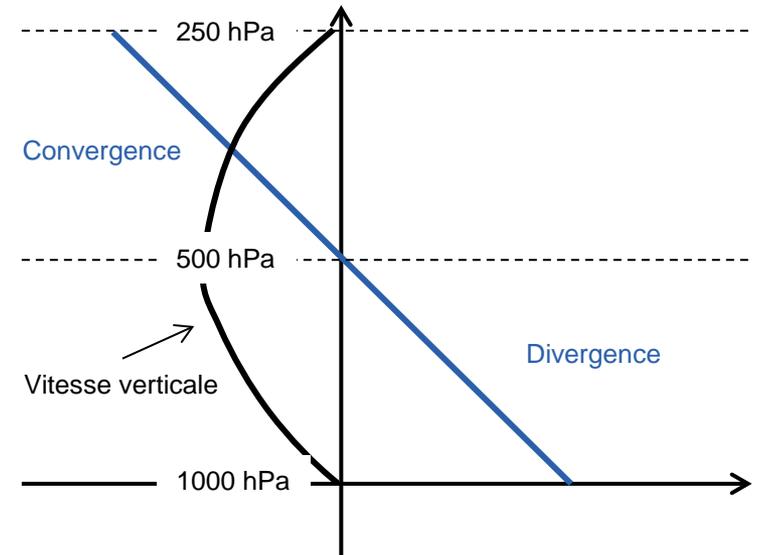
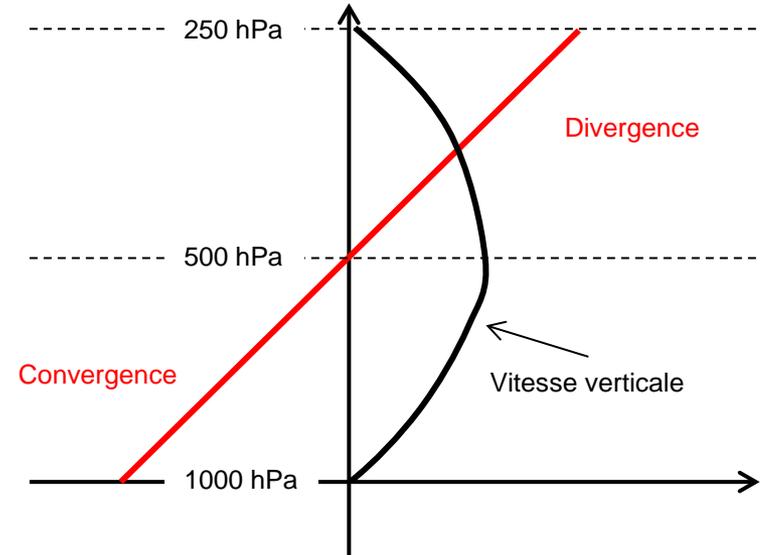
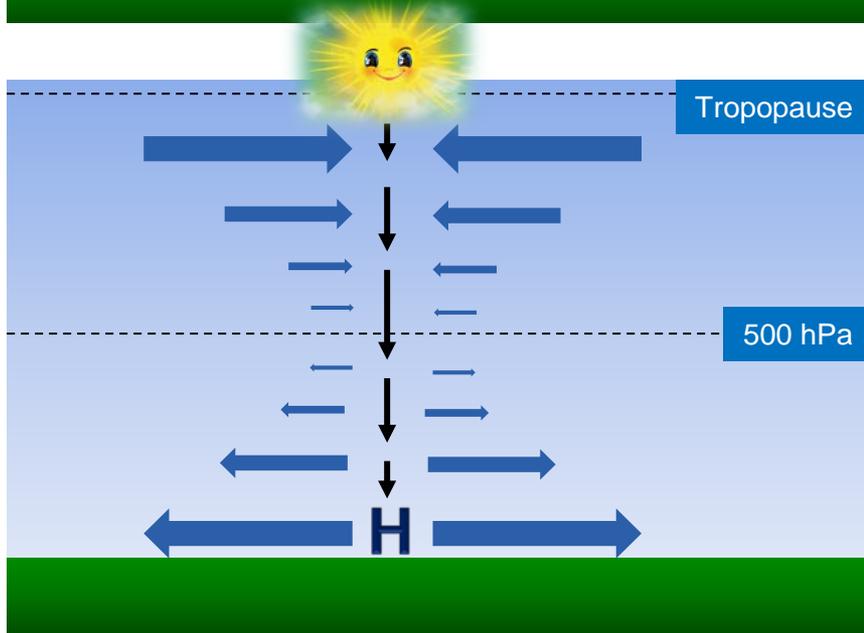
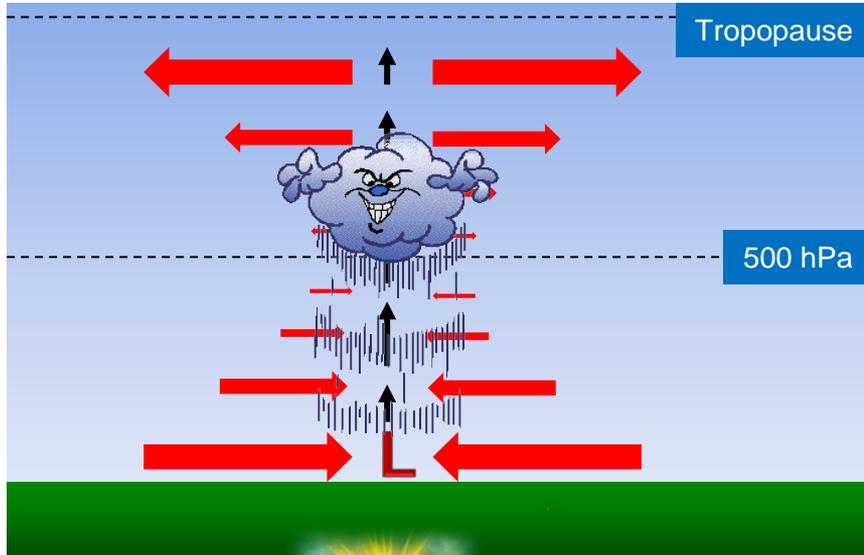
## Les images satellitaires nous aident à localiser les ondes courtes



# Les images satellitaires nous aident à localiser les ondes courtes



# Nuages et vitesse verticale



# Divergence/convergence

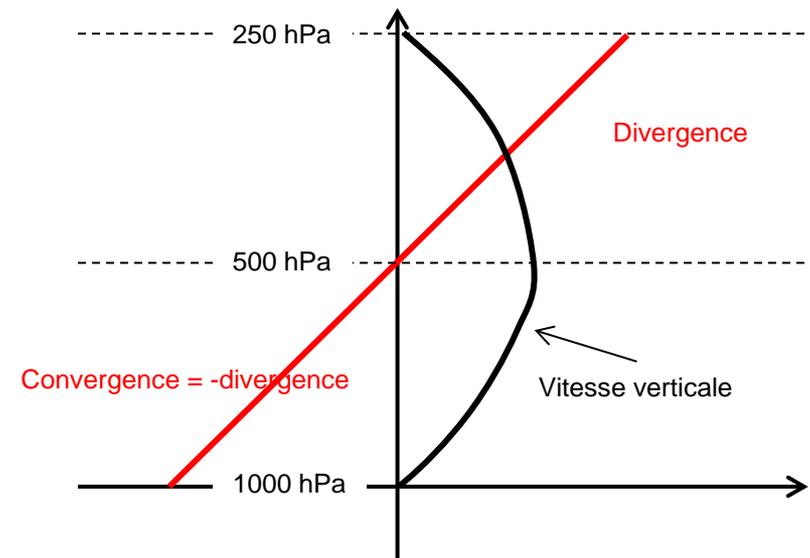
L'importance de comprendre la divergence horizontale devrait être bien établie dans vos esprits. Les mouvements verticaux associés à la divergence / convergence de l'échelle synoptique sont directement liés au développement des systèmes de pression de surface et au développement des champs de mouvement vertical qui conduisent à la création de systèmes de nuages / précipitations en association avec les creux de surface.

$$DIV(\vec{V}) = \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

À l'échelle synoptique la divergence tridimensionnelle quasi-nulle

$$\nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \Rightarrow \frac{\partial w}{\partial z} = - \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{V}_h \Rightarrow w(z) = -\int_0^z (\vec{\nabla} \cdot \vec{V}_h) \cdot dz$$

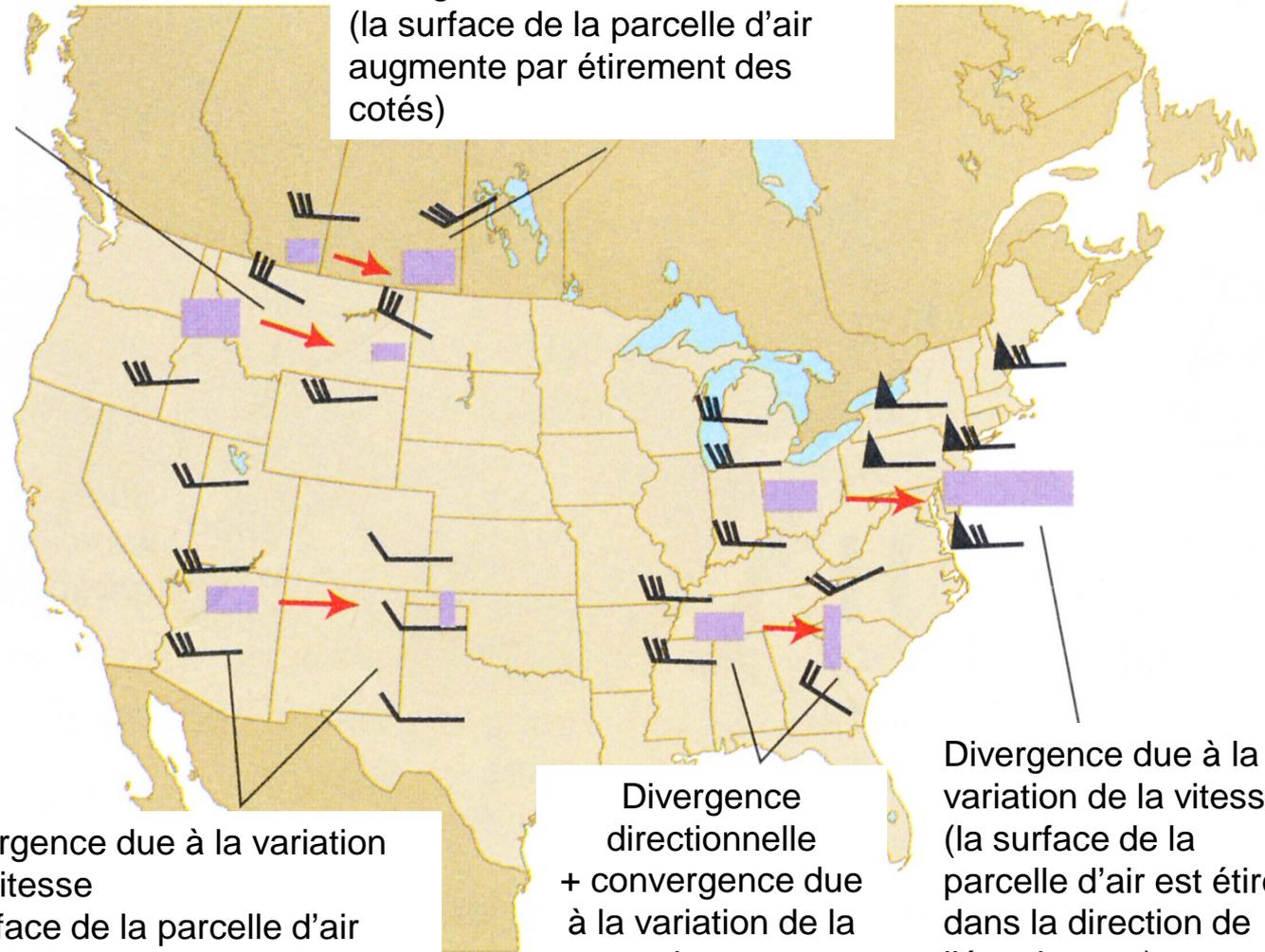


**Peut-on trouver les zones de divergence et convergence dans les cartes?**

# Divergence/convergence horizontale

Convergence directionnelle  
(la surface de la parcelle  
d'air diminue par  
écrasement de ses cotés)

Divergence directionnelle  
(la surface de la parcelle d'air  
augmente par étirement des  
cotés)

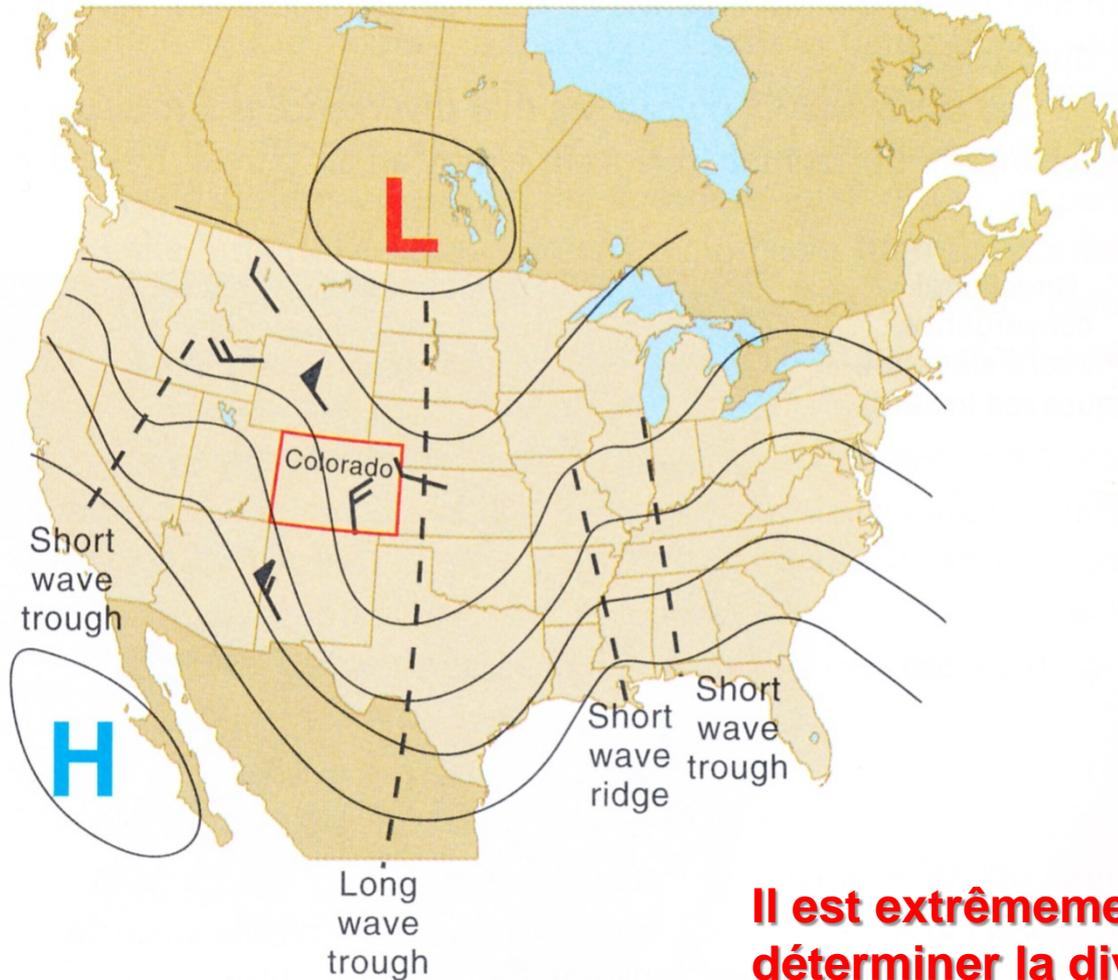


Convergence due à la variation  
de la vitesse  
(la surface de la parcelle d'air  
diminue par compression dans la  
direction du mouvement)

Divergence  
directionnelle  
+ convergence due  
à la variation de la  
vitesse

Divergence due à la  
variation de la vitesse  
(la surface de la  
parcelle d'air est étirée  
dans la direction de  
l'écoulement)

# Divergence ou convergence?



En altitude, sur le Colorado y-a-t-il de la divergence ou de la convergence?

1. Convergence ou divergence directionnelle?
2. Convergence ou divergence dues à la variation de la grandeur de la vitesse?
3. Et la contribution des deux? Correspond-t-elle à de la divergence ou à de la convergence?

**Il est extrêmement difficile de déterminer la divergence du vent dans l'atmosphère!**

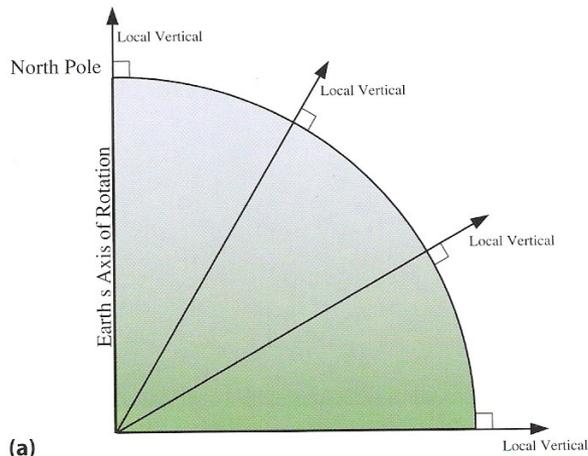
Le fait est que la manière dominante dont le taux de rotation absolu (tourbillon absolu) des parcelles d'air change à l'échelle synoptique, est par divergence (ou convergence). Le changement de tourbillon absolu est alors un «symptôme» de divergence ou de convergence.

Un «proxy» de la divergence / convergence

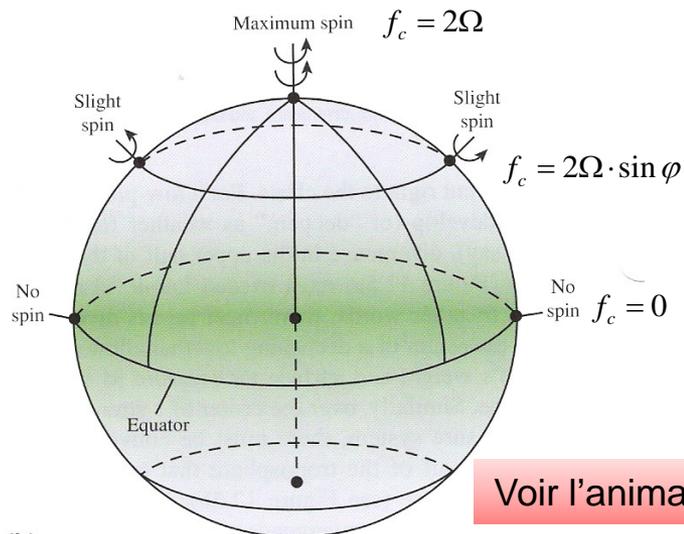
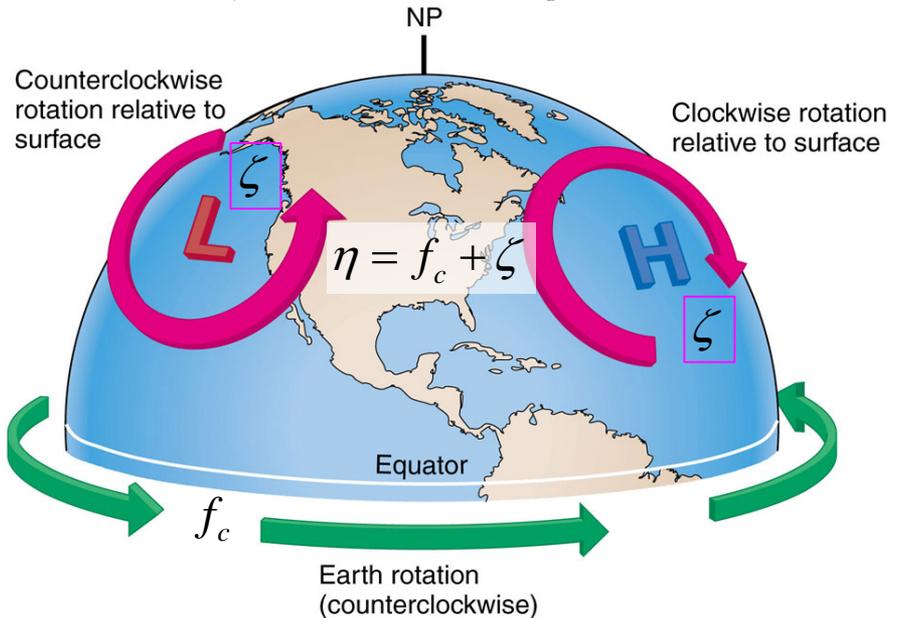
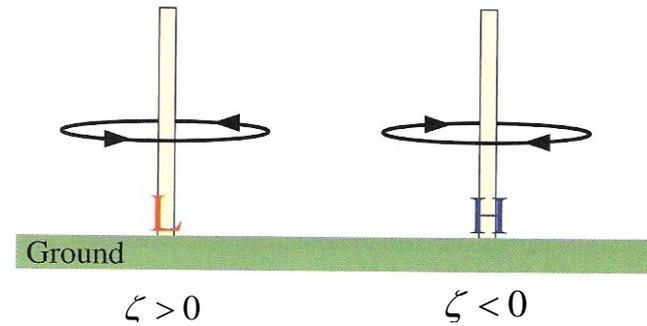
# TOURBILLON ABSOLU

# Le tourbillon absolu - définition

Le tourbillon absolu,  $\eta$ , est la composante verticale du **rotationnel** de la vitesse absolue. Il est proportionnel à la vitesse angulaire des parcelles d'air mesurée dans un référentiel inertiel (sans accélération).



(a)

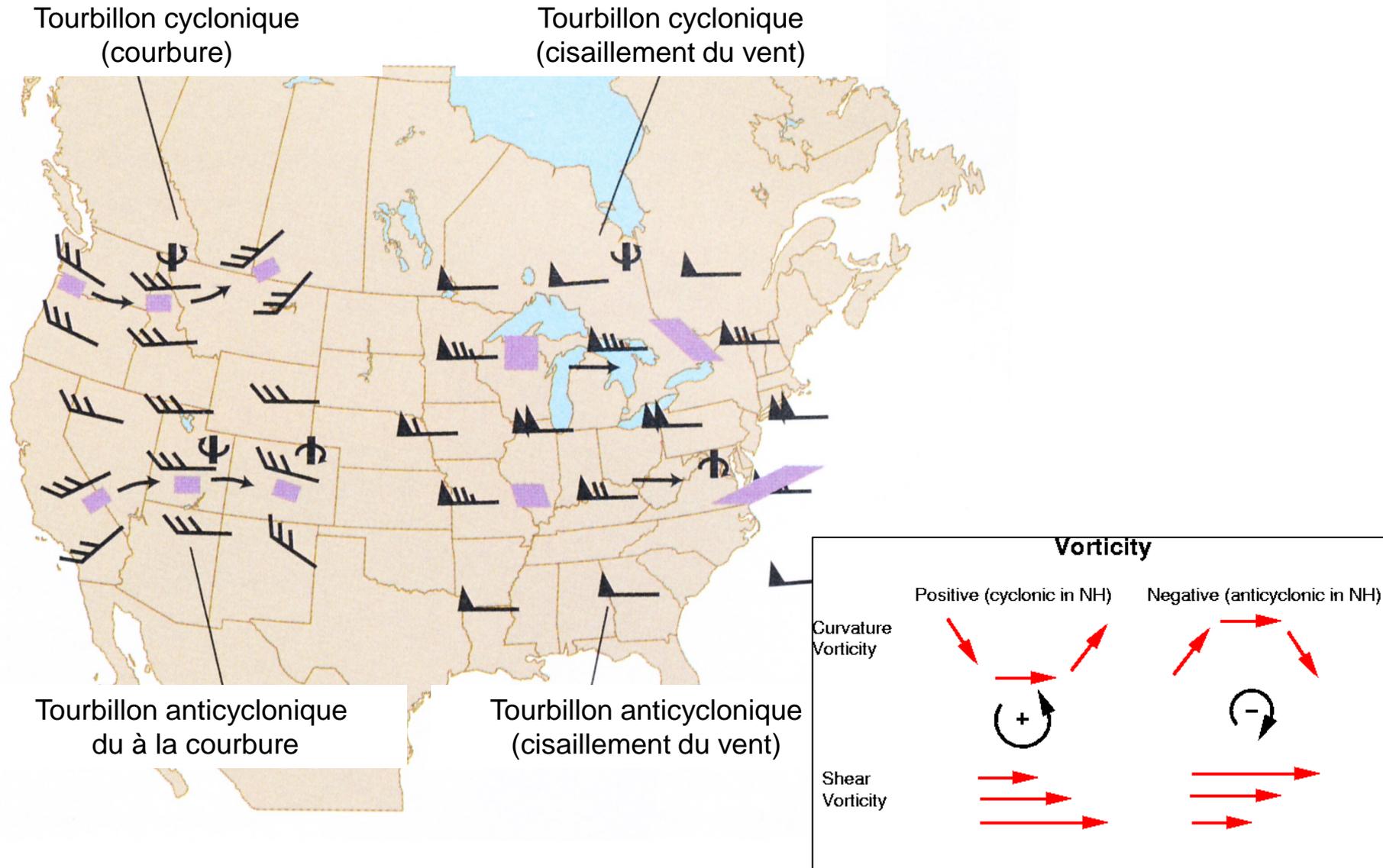


(b)

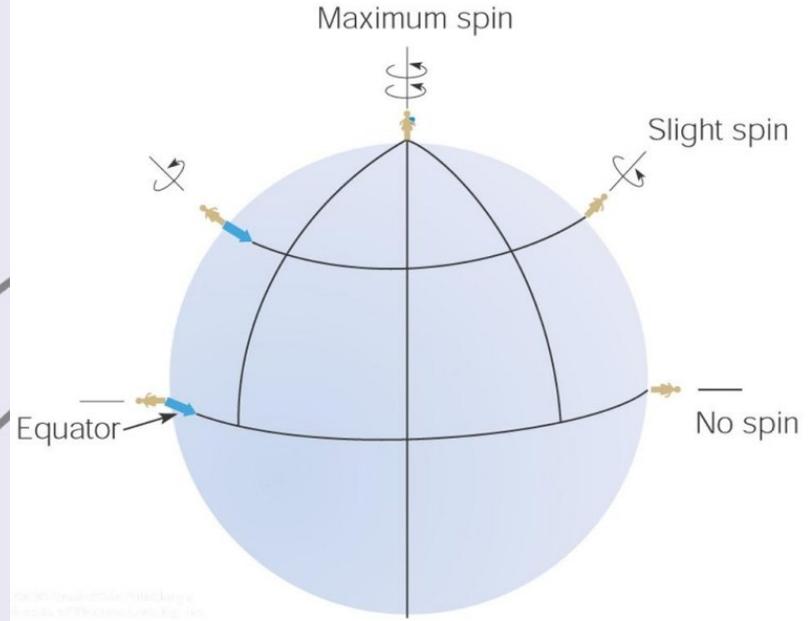
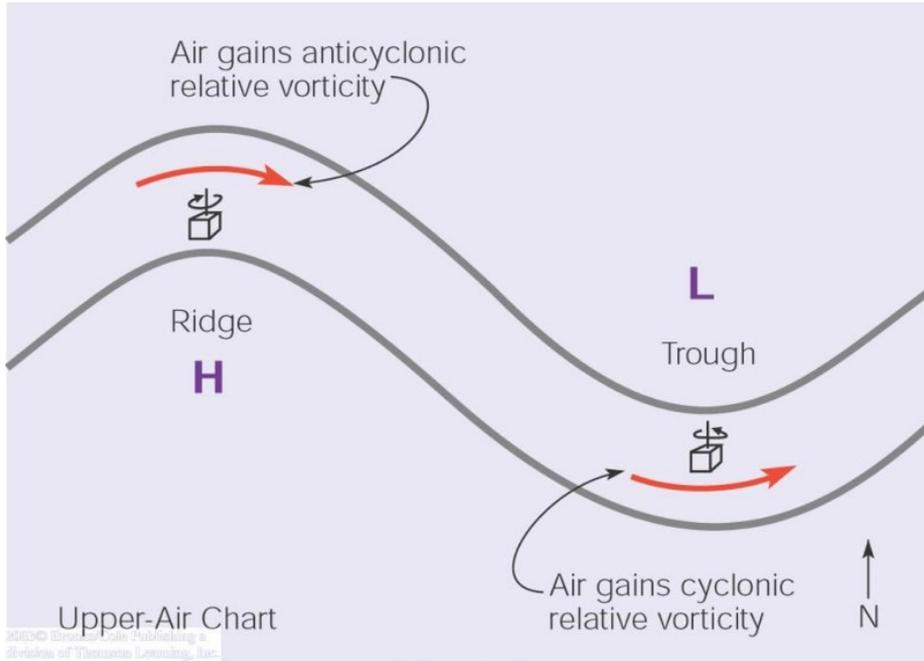
Voir l'animation «Stars»

Voir l'animation «[tilt-a-whirl](#)»

# Tourbillon relatif ( $\zeta$ ) de courbure et de cisaillement



# Divergence dynamique : le tourbillon absolu

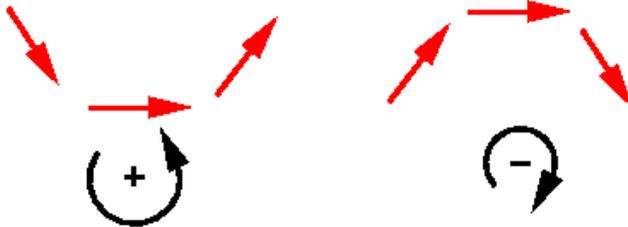


## Vorticity

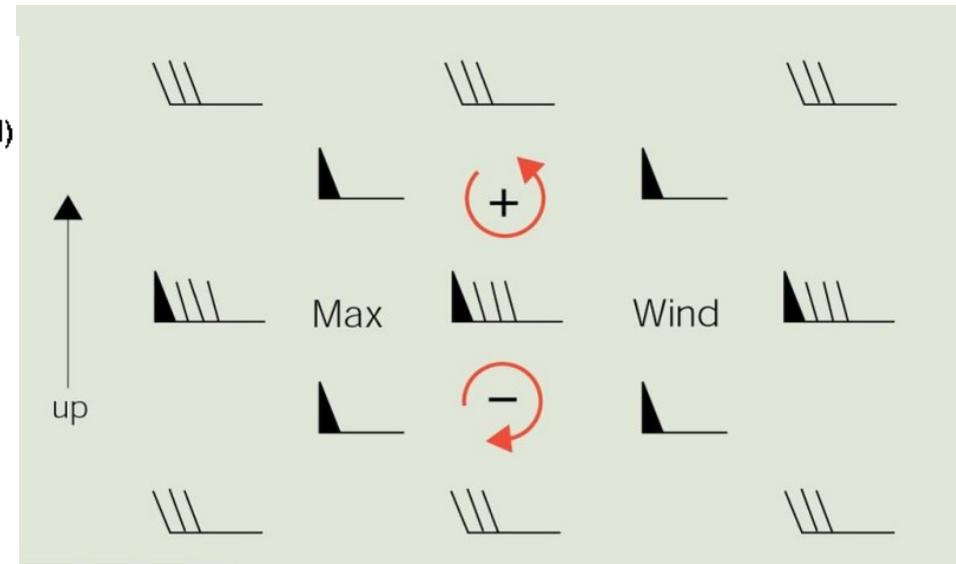
Positive (cyclonic in NH)

Negative (anticyclonic in NH)

Curvature Vorticity

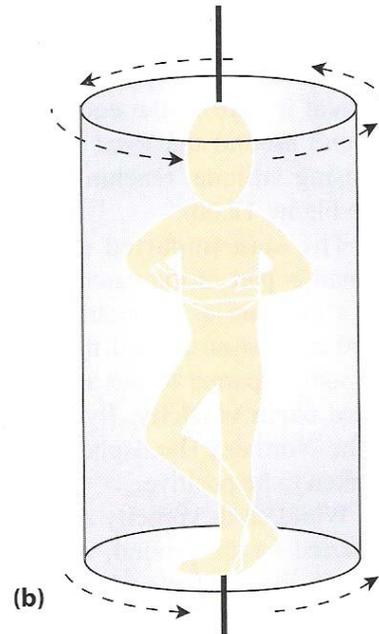
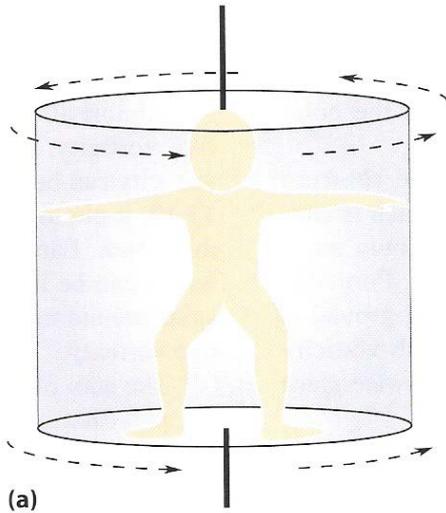


Shear Vorticity



# Conservation de moment angulaire : Les parcelles d'air se comportent comme des patineuses sur glace...

<https://www.youtube.com/watch?v=VmeM0BNnGR0>



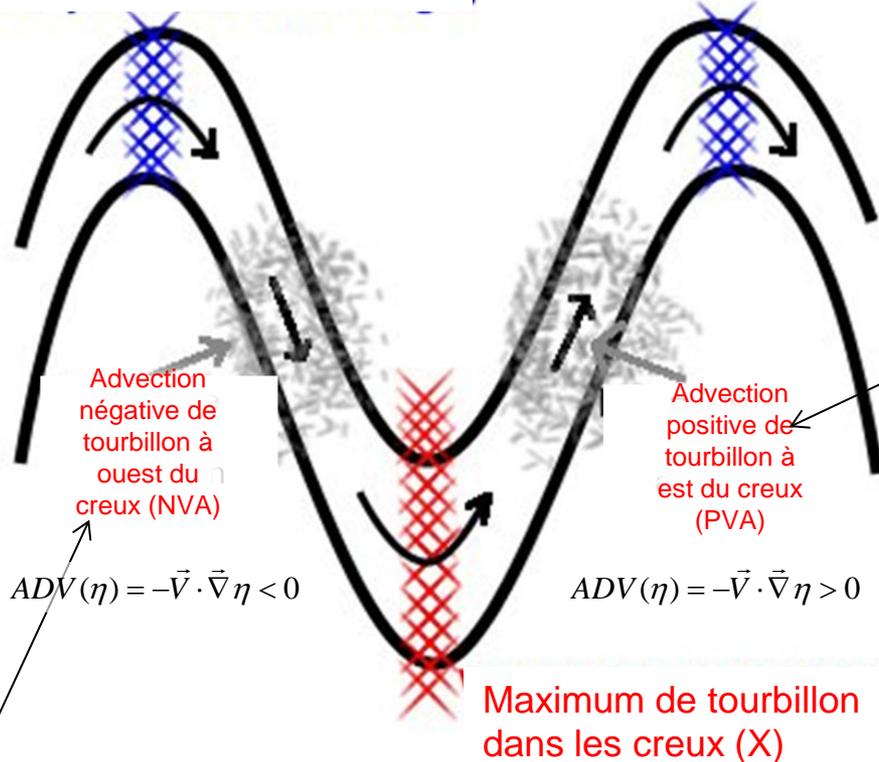
Les parcelles d'air qui se déplacent et qui expérimentent de la divergence auront une **DIMINUTION** du tourbillon absolu.

Sur une carte météorologique, ils sembleront se déplacer par conséquent, de valeurs élevées de tourbillon à des valeurs plus faibles de tourbillon!

- Il y a diminution de convergence de masse si la vitesse de rotation de la parcelle d'air diminue.
- Il y a augmentation de convergence de masse si la vitesse de rotation de la parcelle d'air augmente.

# Régions de tourbillon max (X) et min (N).

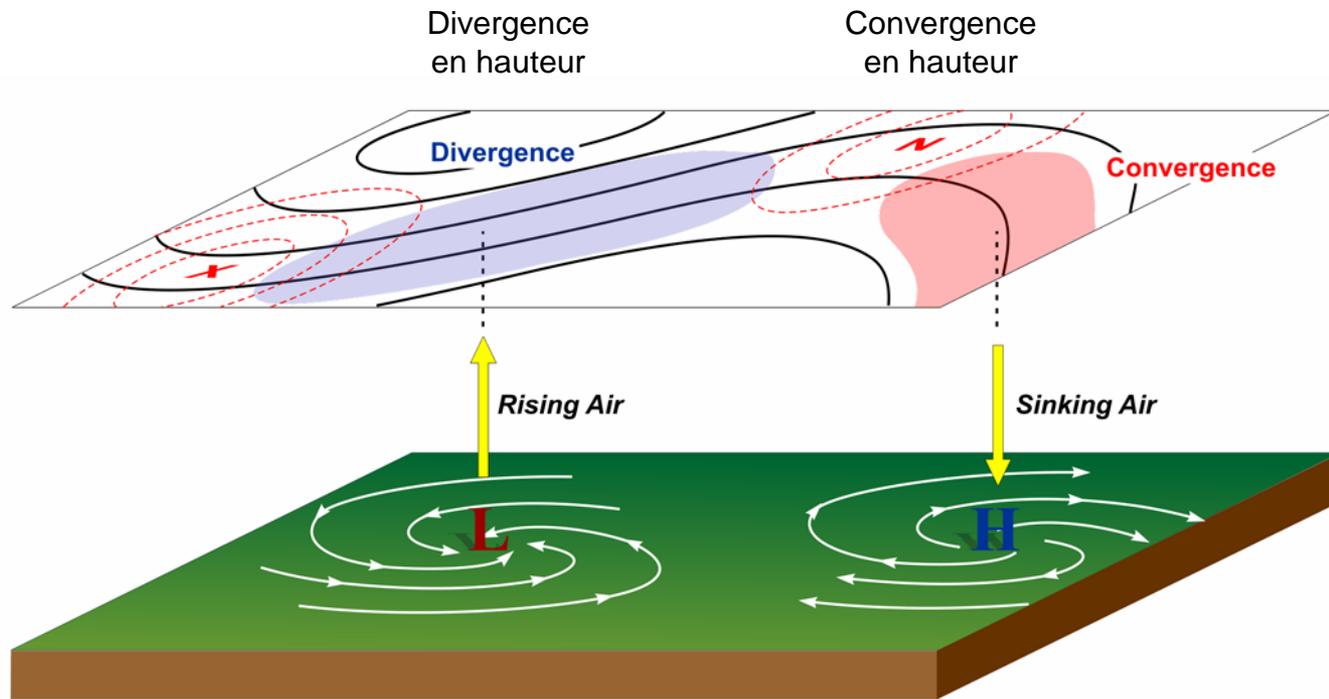
Minimum de tourbillon  
dans les crêtes (N)



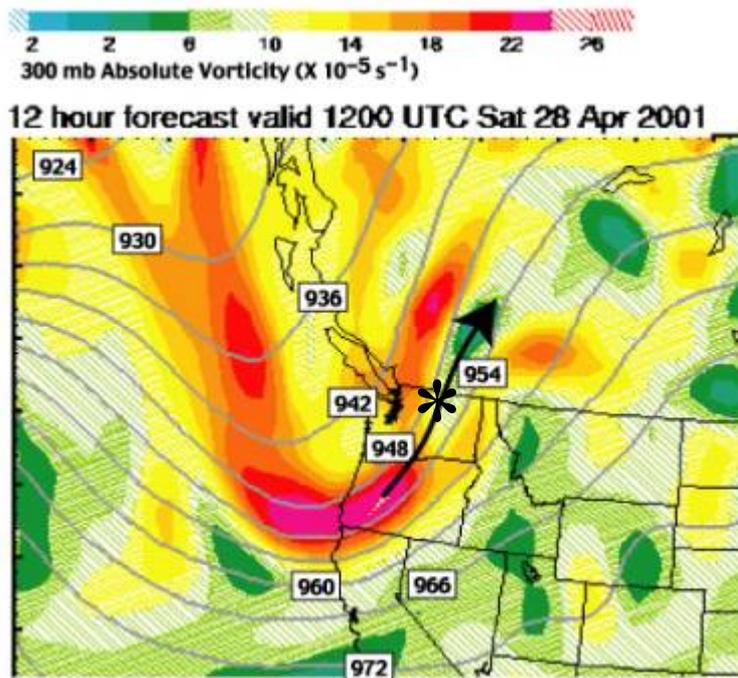
2.2 - Si la parcelle d'air, dans son mouvement passe d'une région où le tourbillon passe d'un max à un min, on parle d'**advection positive de tourbillon**. La surface des parcelles d'air augmente ce qui diminue le tourbillon absolu et a comme conséquence une **diminution de la convergence** ou **augmentation de la divergence**, ce qui favorise l'**ascension de l'air** et la **diminution de pression à la surface**;

2.1 - Si la parcelle d'air dans son mouvement passe d'une région où le tourbillon est min à un max, on parle d'**advection négative de tourbillon**. La surface des parcelles d'air diminue ce qui augmente le tourbillon absolu et a comme conséquence une diminution de **la divergence** ou **une augmentation de la convergence**. Ceci favorise **les mouvements descendants** et **l'augmentation de la pression à la surface**;

# Conséquences à la surface



# Exemple d'analyse de tourbillon à 300 hPa



<http://tornado.sfsu.edu/geosciences/classes/m302>

Notez que la flèche se déplace des régions de forte tourbillon absolu vers les régions de faible tourbillon.

Cela implique que la parcelle d'air se déplaçant entre le creux et la crête subit une diminution de tourbillon. **On se demande pourquoi!**

Si les valeurs de tourbillon indiquées sur le graphique indiquent les valeurs de tourbillon des parcelles d'air en mouvement, cela veut dire que, à l'est du creux, les parcelles d'air divergent (horizontalement). (Rappel : le danseur de ballet).

En quelle région la formation d'une basse pression à la surface est favorisée?

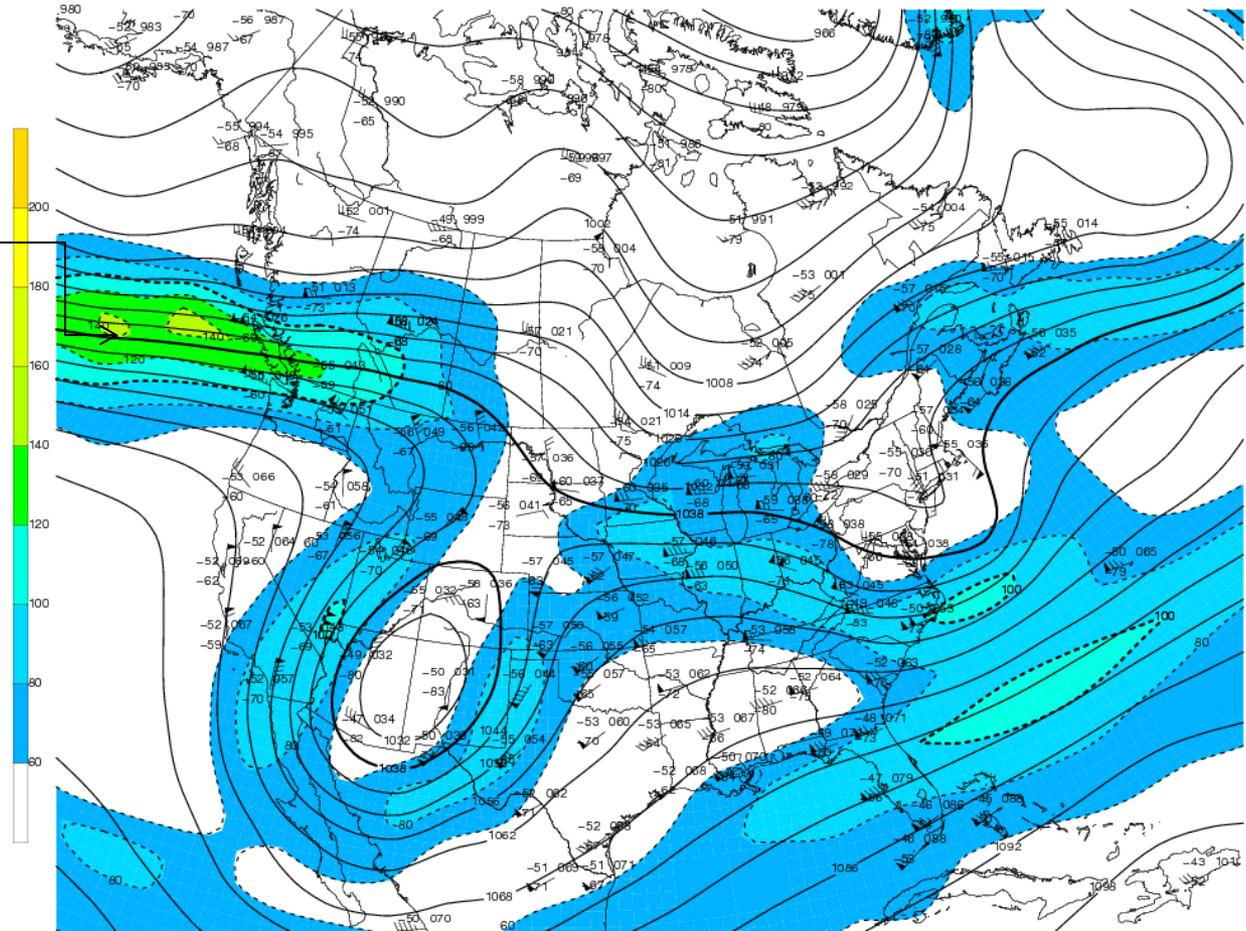
**Dans la région où l'advection positive de tourbillon est maximale (\*)**

# Divergence en altitude : le courant jet et ses cœurs

- Courant jet :
  - Les courants-jets sont situés à proximité de la **tropopause**. Les courants-jets ont plusieurs milliers de kilomètres de longueur, quelques centaines de large et seulement quelques kilomètres d'épaisseur. Ils sont associés au front polaire : rencontre entre les masses d'air tropicales et les masses d'air polaires.
  - Dans l'hémisphère nord : au nord du courant jet, les basses températures, au sud, les hautes températures.
  
- Les cœurs de jet
  - Régions au sein du courant jet où la vitesse atteint un maximum relatif.
  - Il existe de la divergence à l'entrée droite d'un cœur de jet et à sa sortie gauche.
  - Il existe de la convergence à l'entrée gauche d'un cœur de jet et à sa sortie droite.

# Le courant jet et ses «cœurs»

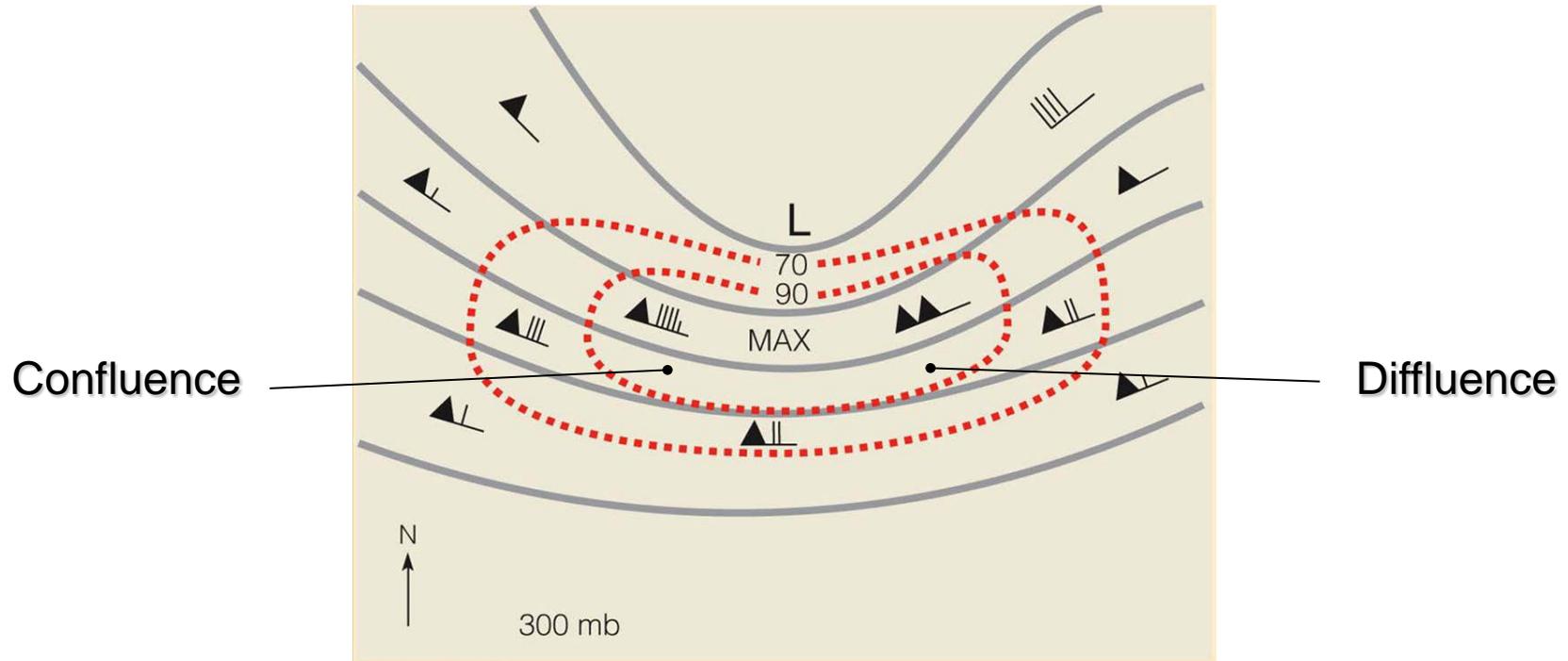
Cœur de jet :  
Régions au cœur du  
courant jet où la  
vitesse est maximale



250 hPa wind/geop.h plot170401/1200 <http://mefeocentre.com/>

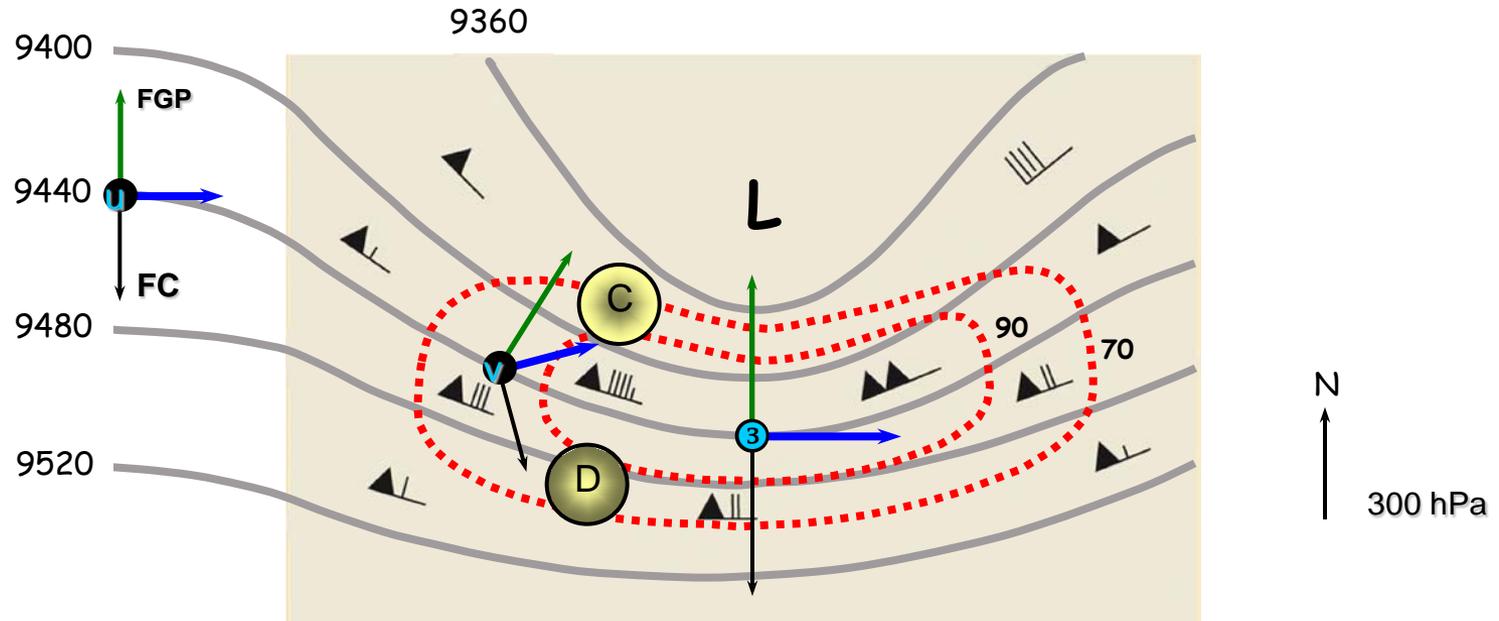
# Confluence-difffluence des isohypses

- Souvent, c'est dans les régions de confluence et difffluence qu'on trouve en altitude les cœurs du courant-jet, généralement à la base des creux d'onde longue en altitude.



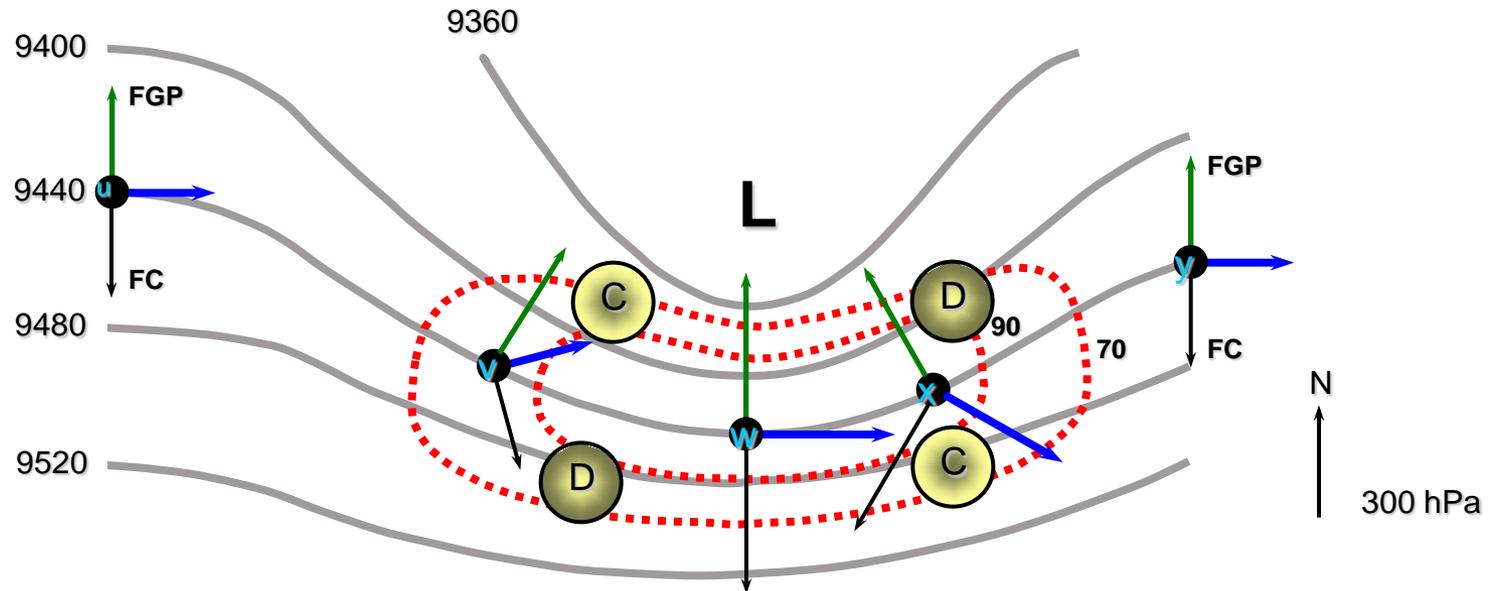
Voir animation «jet-streak»

# Le cœur du courant-jet



1. Les forces du gradient de pression et de Coriolis sont à l'équilibre.
2. Le gradient de pression augmente. La parcelle d'air accélère d'abord dans la direction du gradient de pression avant que la force de Coriolis puisse l'équilibrer.
  - Cela cause de la convergence (air qui descend) à l'entrée gauche du cœur du courant-jet et de la divergence (air qui monte) à l'entrée droite.
3. À nouveau on atteint l'équilibre entre les forces du gradient de pression et de Coriolis.

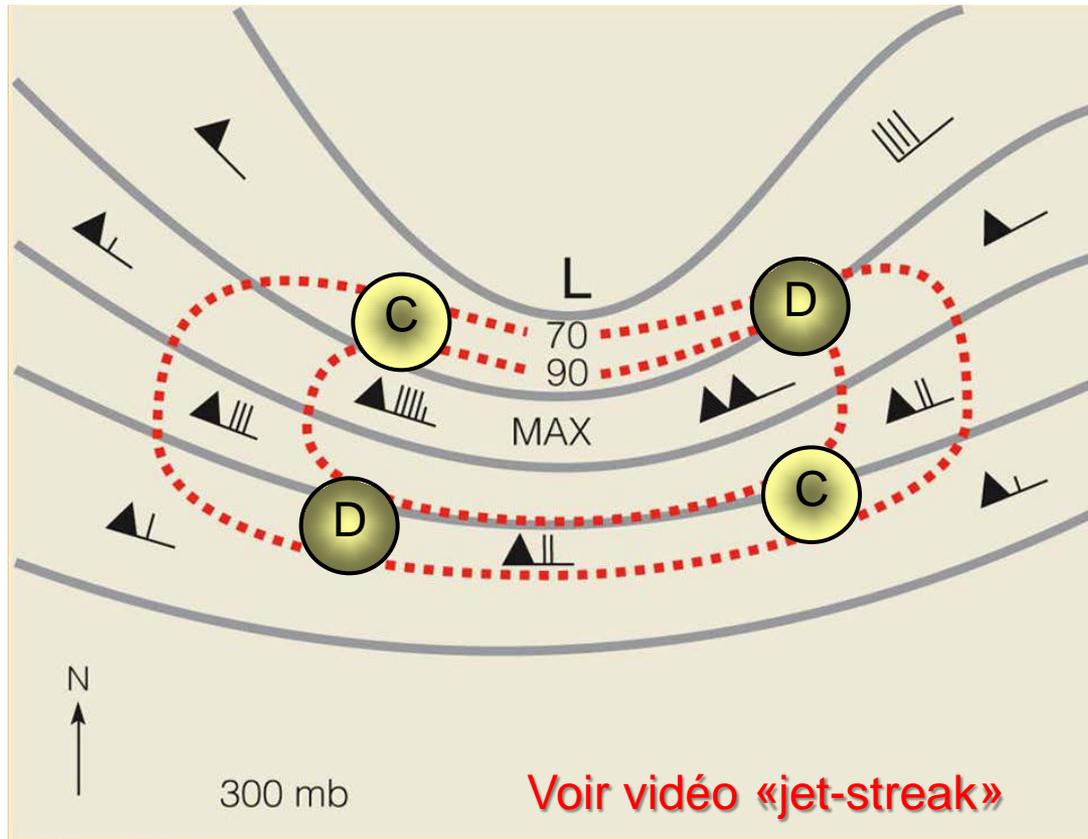
# Le cœur du courant-jet



4. Lorsque le gradient de pression se relâche, la parcelle d'air commence à décélérer en déviant dans la direction de la force de Coriolis qui tarde à diminuer.
  - Ceci cause de la convergence (air qui descend) à la sortie droite du cœur du courant-jet et de la divergence (air qui monte) à la sortie gauche.
5. À nouveau on atteint l'équilibre entre les forces du gradient de pression et de Coriolis.

# La confluence-diffluence des isohypses

- Par conséquent, de la convergence se développe généralement à l'entrée gauche et à la sortie droite des côurs du courant-jet, et la divergence à l'entrée droite et à la sortie gauche.

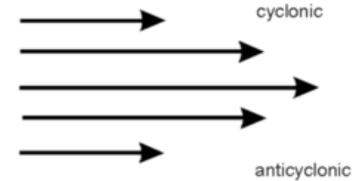
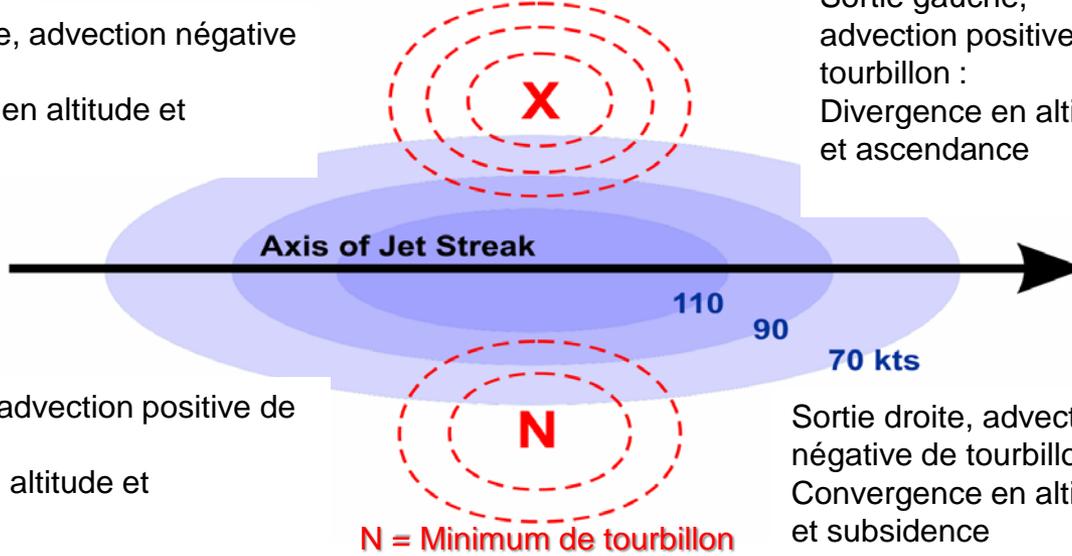


# Tourbillon : proxy de divergence/convergence

Entrée gauche, advection négative de tourbillon :  
Convergence en altitude et subsidence

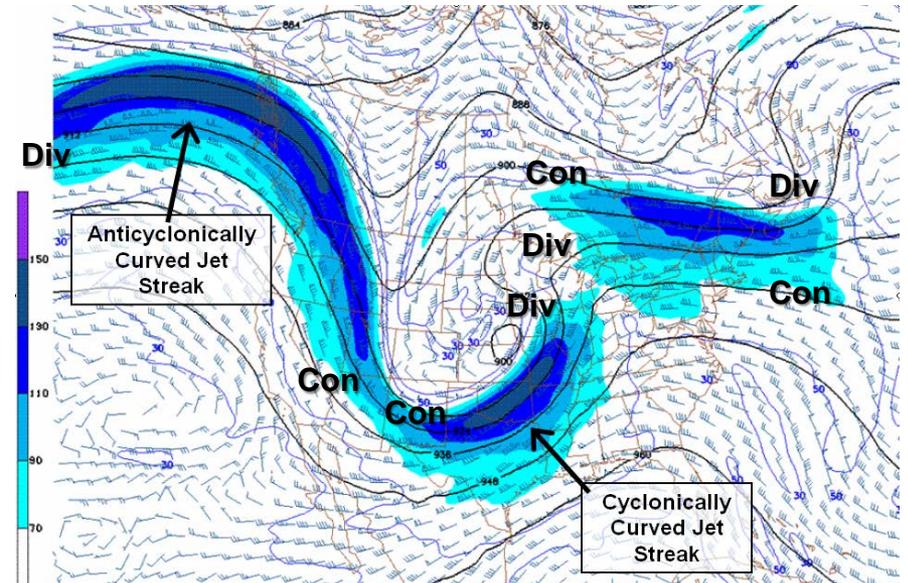
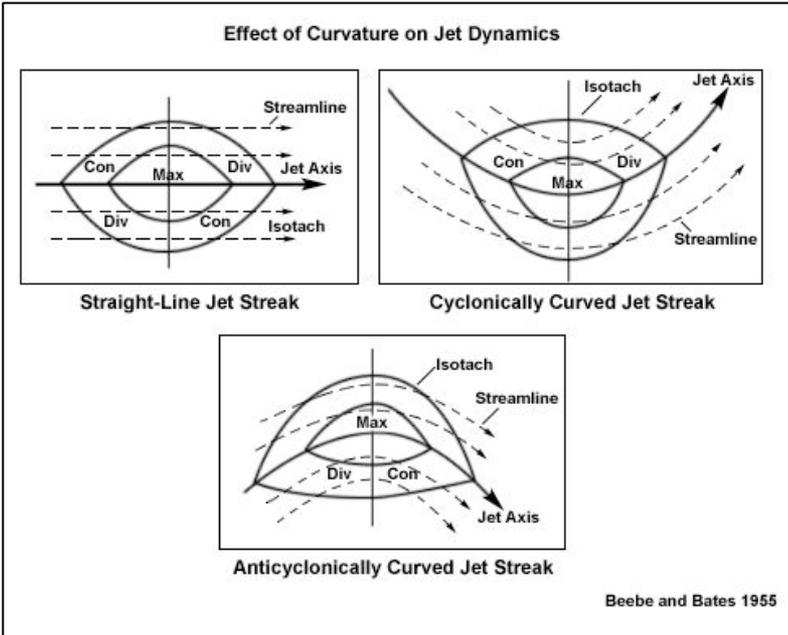
X = Maximum de tourbillon

Sortie gauche, advection positive de tourbillon :  
Divergence en altitude et ascendance

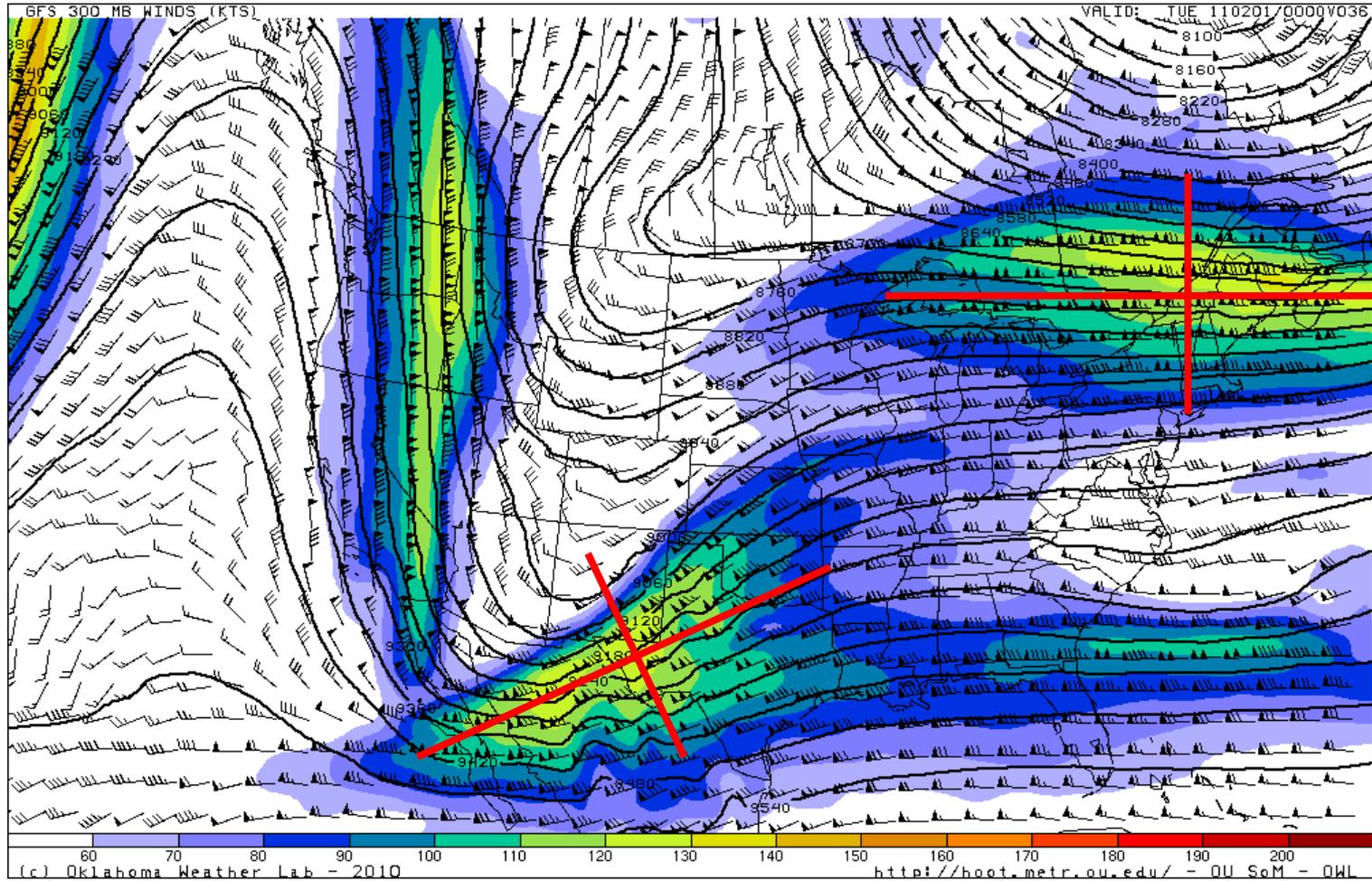


Entrée droite, advection positive de tourbillon :  
Divergence en altitude et ascendance

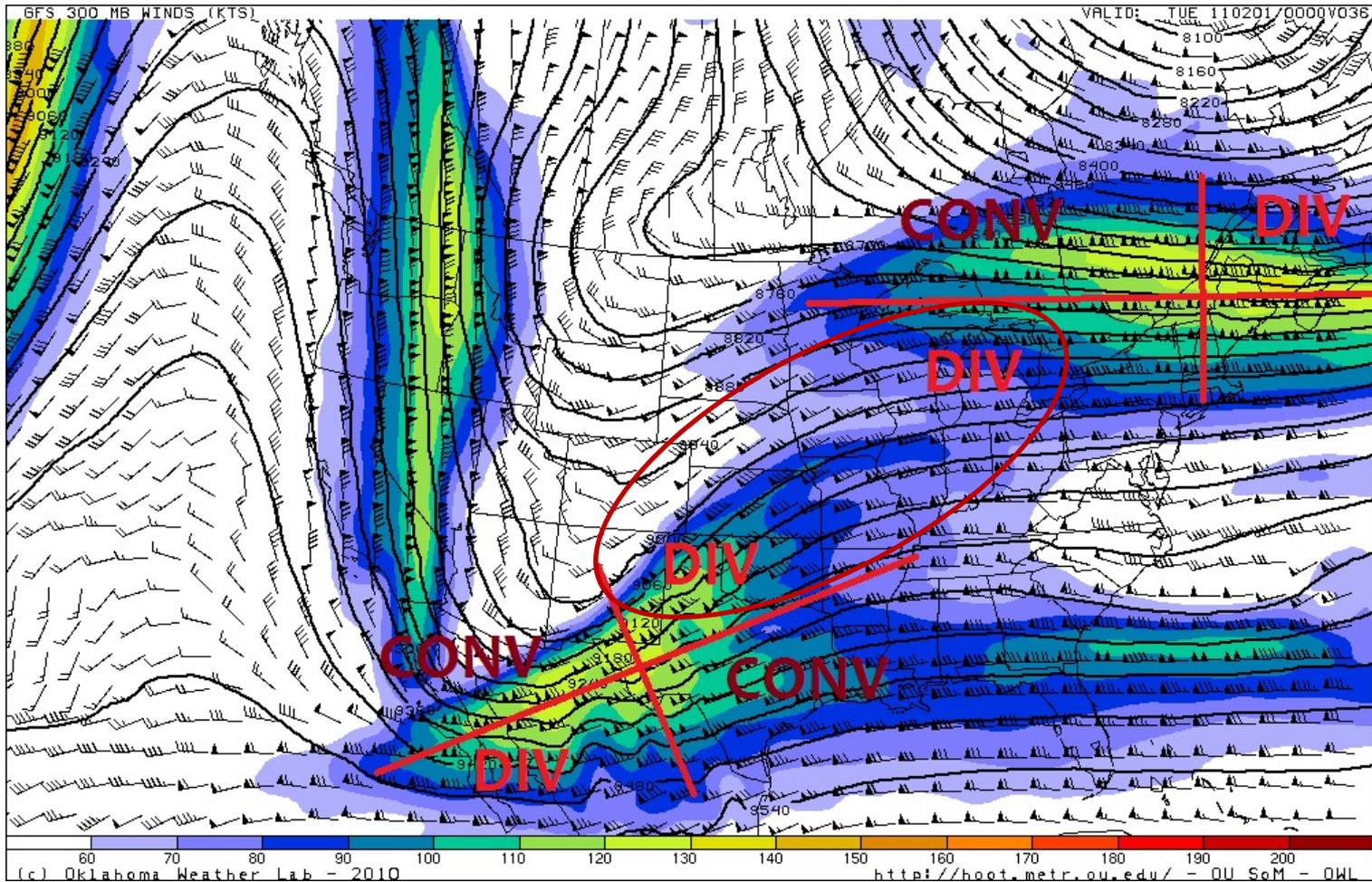
Sortie droite, advection négative de tourbillon :  
Convergence en altitude et subsidence



# Les cœurs du courant jet



# Les cœurs du courant jet

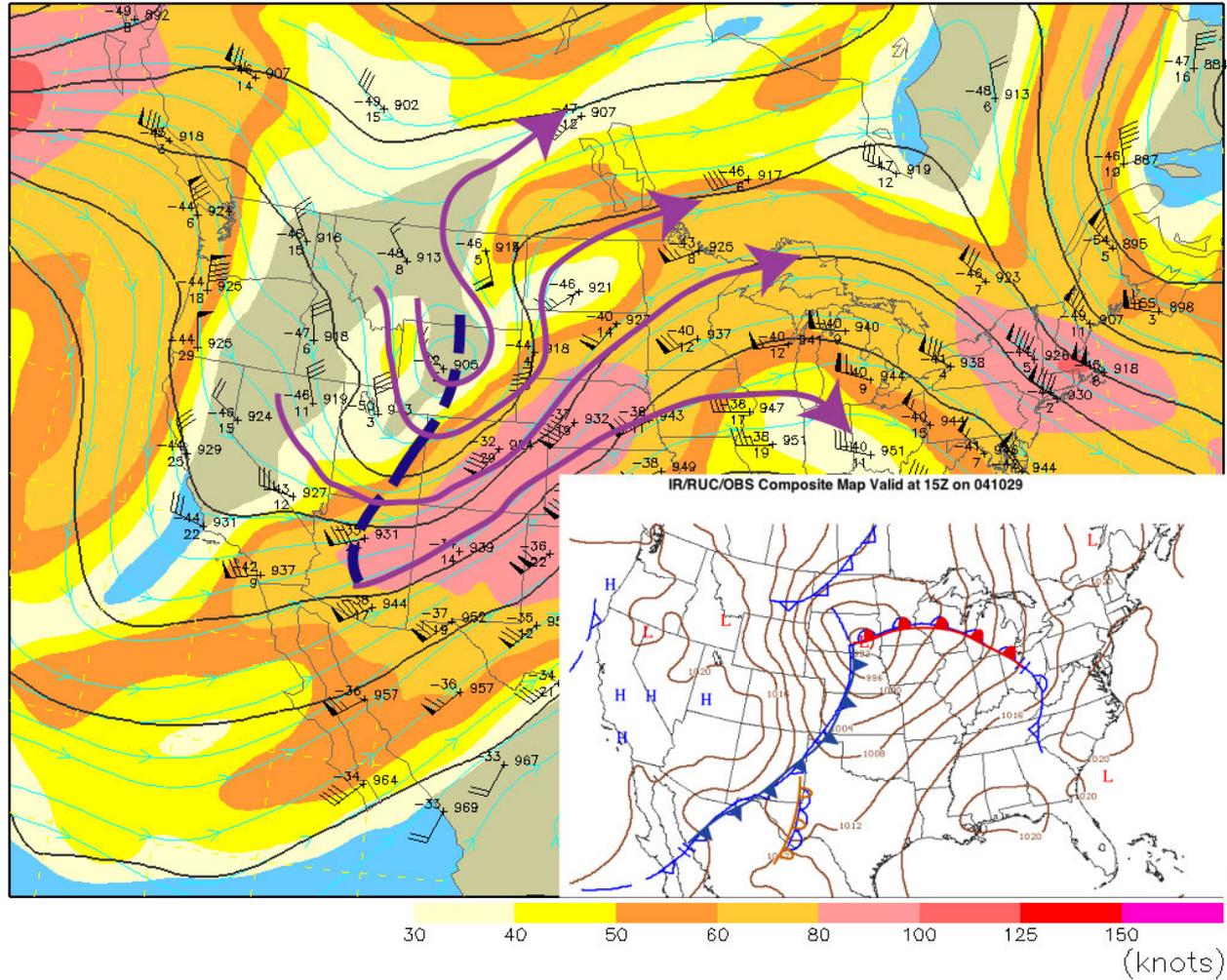


300 mb rawinsonde data 12z Fri 29 Oct 2004

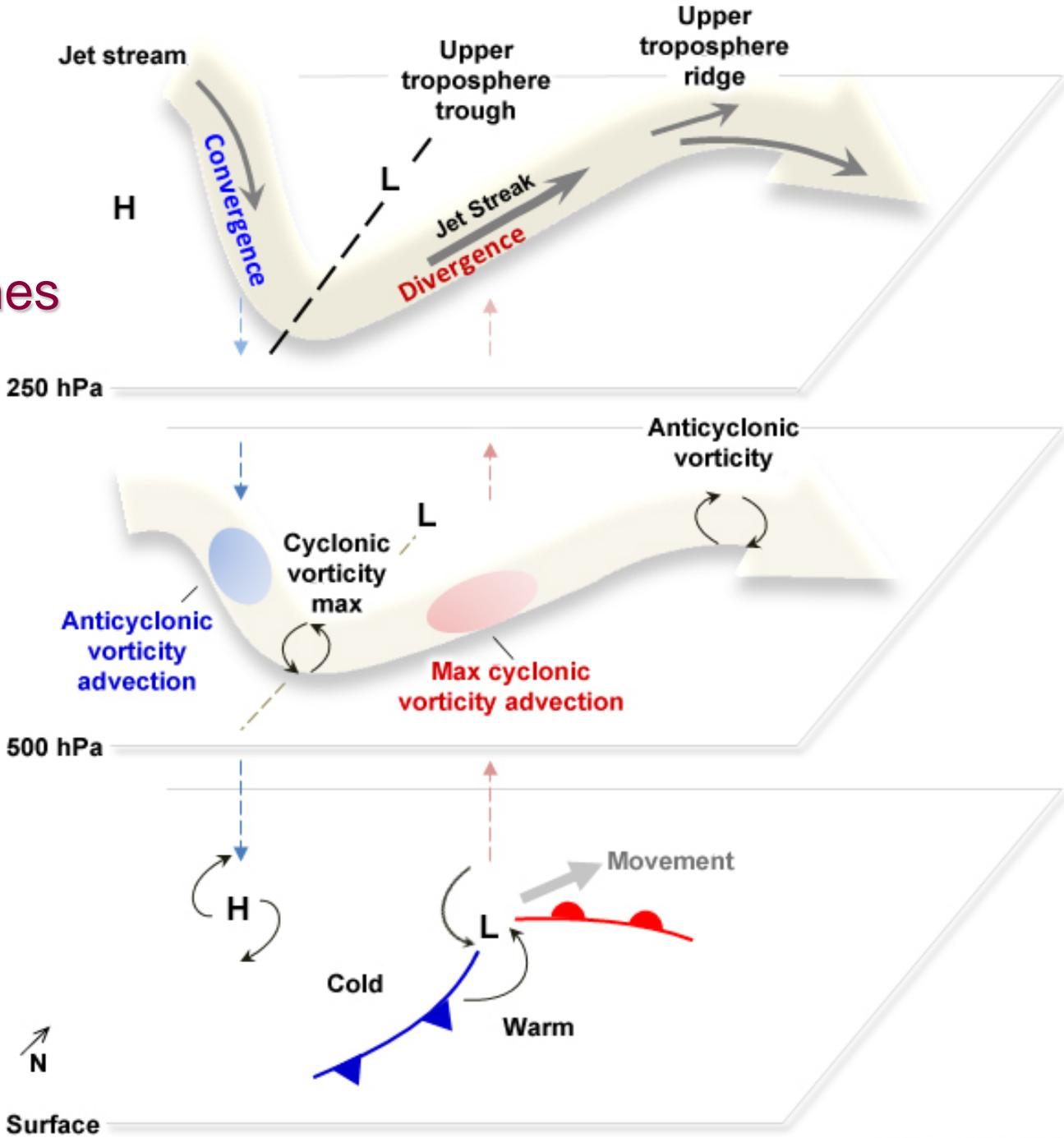
## 300 mb Heights (dm) / Isotachs (knots)

0-hour analysis valid 1200 UTC Fri 29 Oct 2004

RUC (12z 29 Oct)



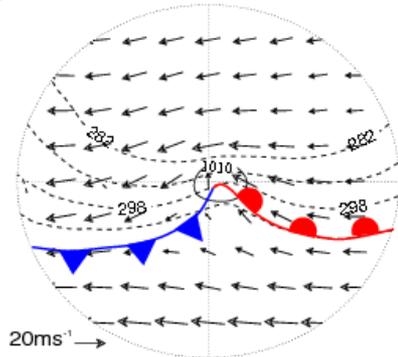
# Structure verticale idéale d'un cyclone en développement aux latitude moyennes



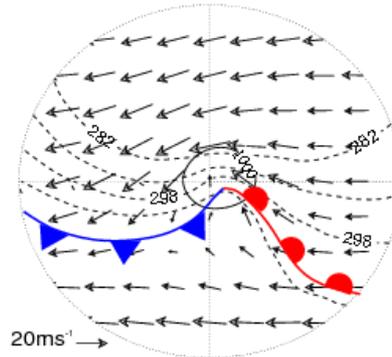
Pour qu'une dépression se développe, la dépression au niveau du courant jet et à 500 hPa doit être à ouest ou nord-ouest de la dépression en surface.

S'il y a aussi divergence au niveau du courant jet, la dépression se développe plus rapidement.

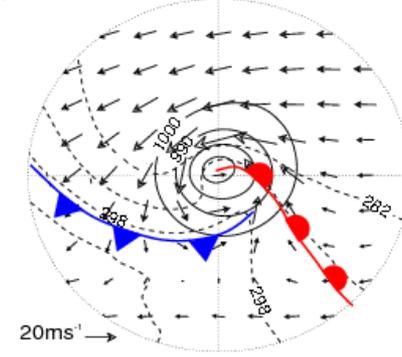
(a) - 48 hrs



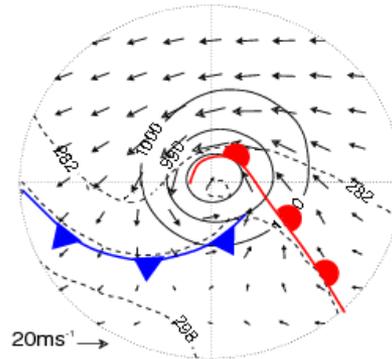
(b) - 24 hrs



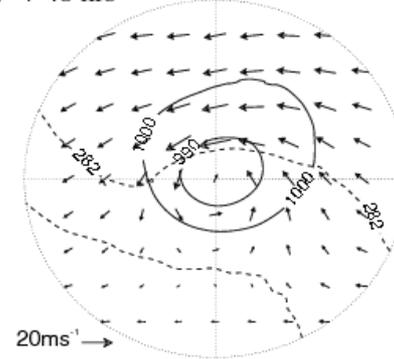
(c) 0 hrs



(d) + 24 hrs



(e) + 48 hrs

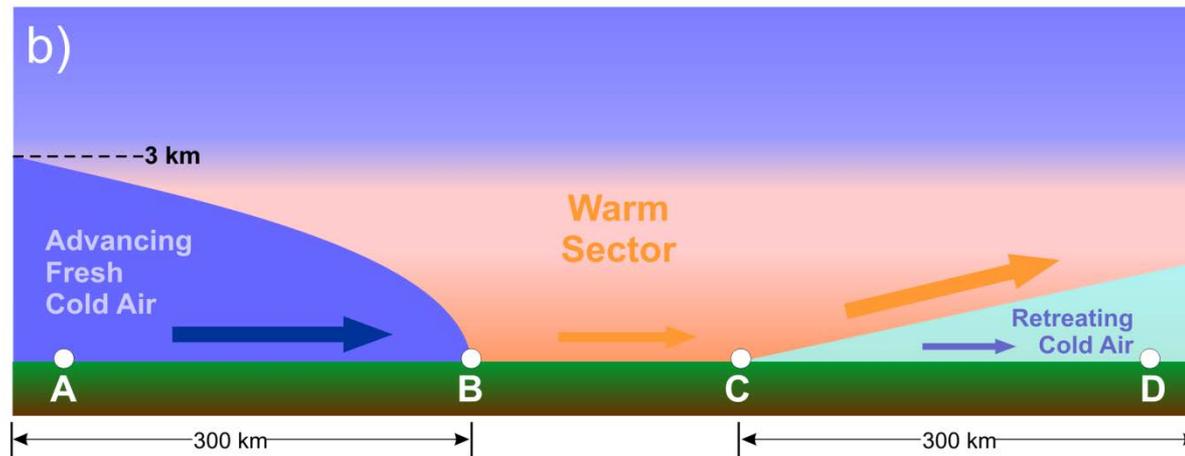
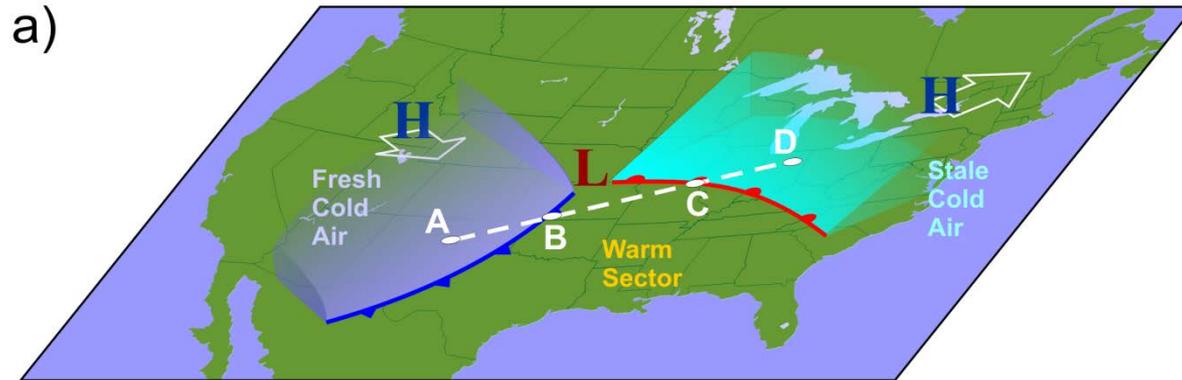


A-t-on oublié l'instabilité barocline ?

# L'AUTO-DÉVELOPPEMENT D'UNE DÉPRESSION (LM)



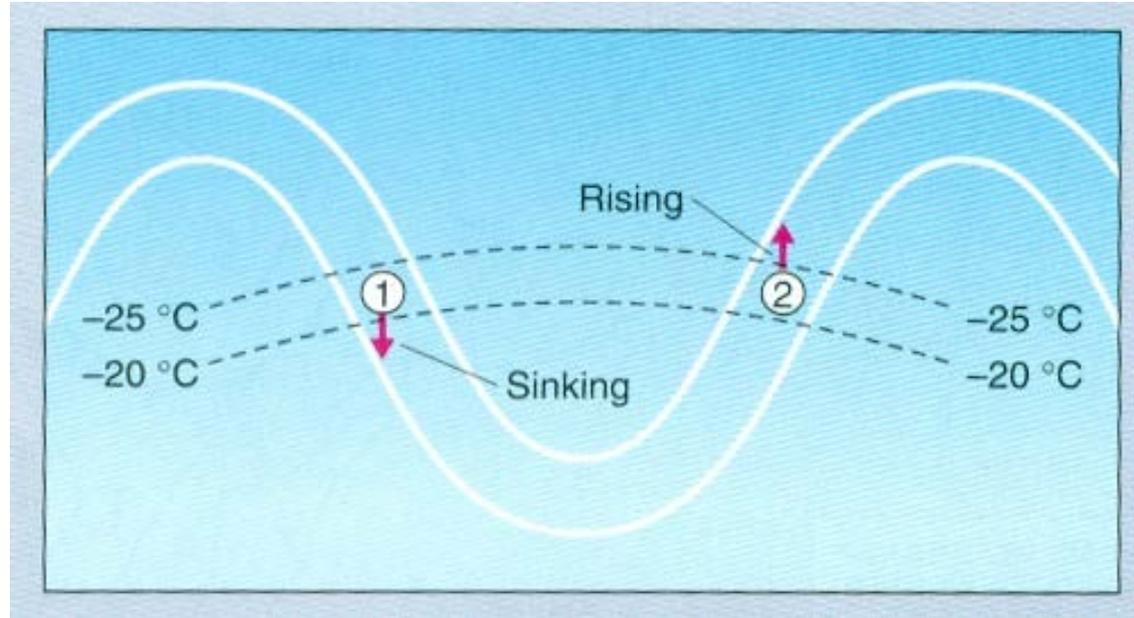
# Advection d'air chaud et d'air froid



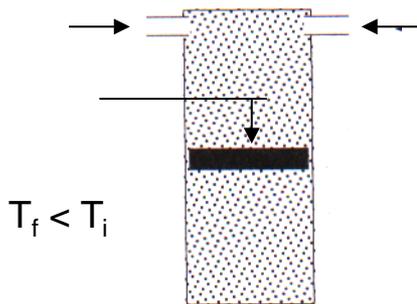
Dans le front froid l'air froid avance : **advection d'air froid**

Dans le front chaud l'air chaud avance : **advection d'air chaud**

# Advection de température moyenne entre la surface et 500 hPa.

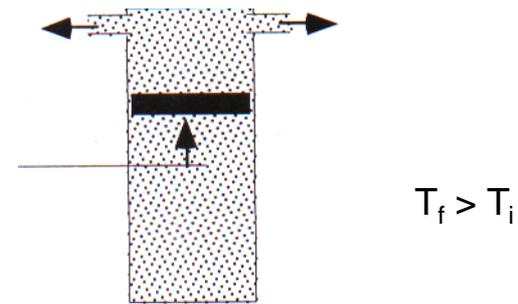


(1) Advection d'air froid  
Mouvement descendant



Convergence en hauteur  
Augmentation de la pression à la surface

(2) Advection d'air chaud  
Mouvement ascendant



Divergence en hauteur  
Diminution de la pression à la surface

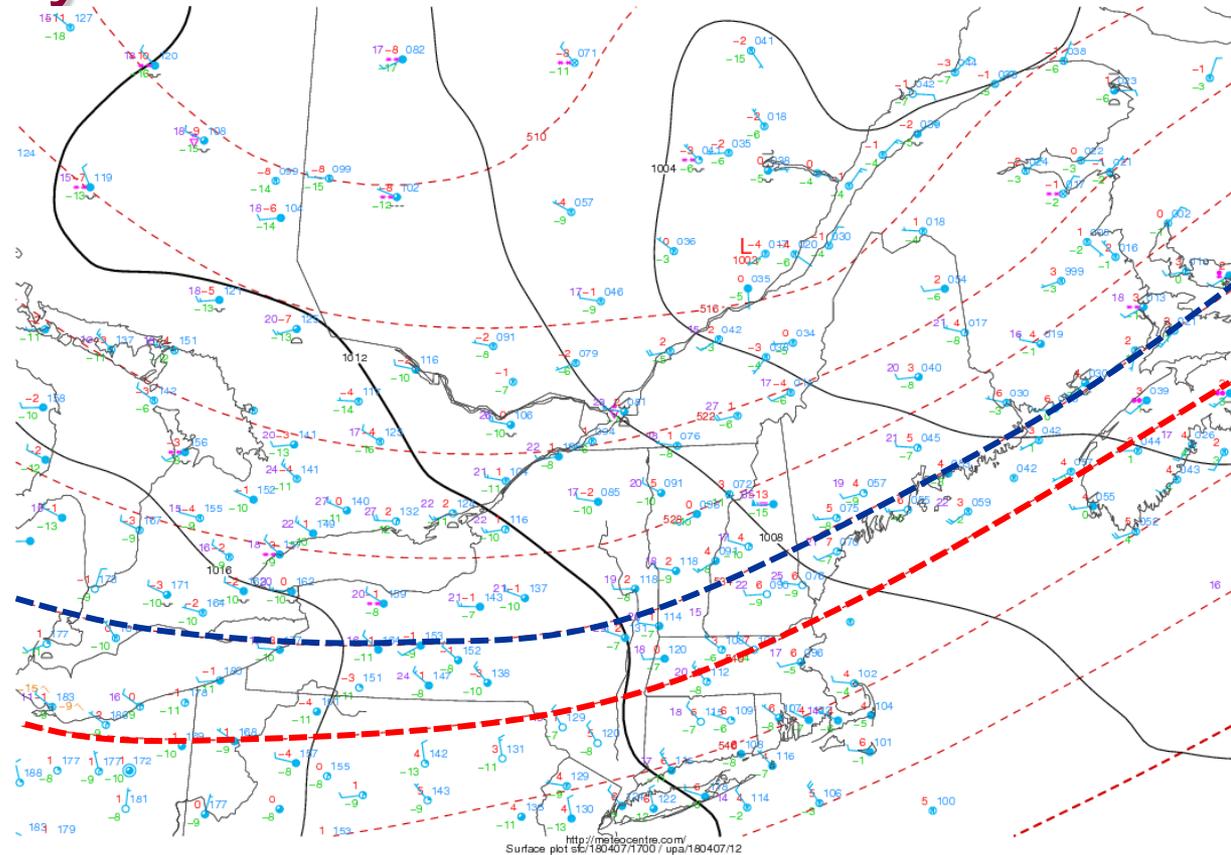
# Les épaisseurs 1000-500 hPa comme proxy de la température moyenne de la couche

## Lignes d'égale épaisseur

La température moyenne de la couche atmosphérique délimitée par les niveaux de pression de 1000 et 500 hPa est proportionnelle à l'épaisseur de cette couche. C'est pour ça que dans certaines cartes météorologiques on utilise l'épaisseur de la couche 1000-500 hPa pour estimer l'advection de température au lieu des isothermes

$$Z_{500,1000} = \frac{R_d}{g_0} \cdot \langle T_v \rangle_{500,1000} \cdot \ln \left( \frac{1000}{500} \right)$$

$$\langle T_v \rangle_{500,1000} [K] = \frac{Z_{500,1000} [m]}{20,3 [m \cdot K^{-1}]}$$



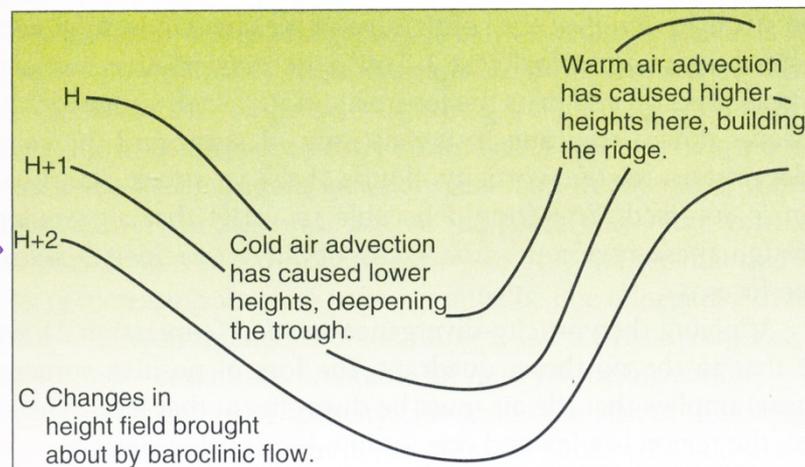
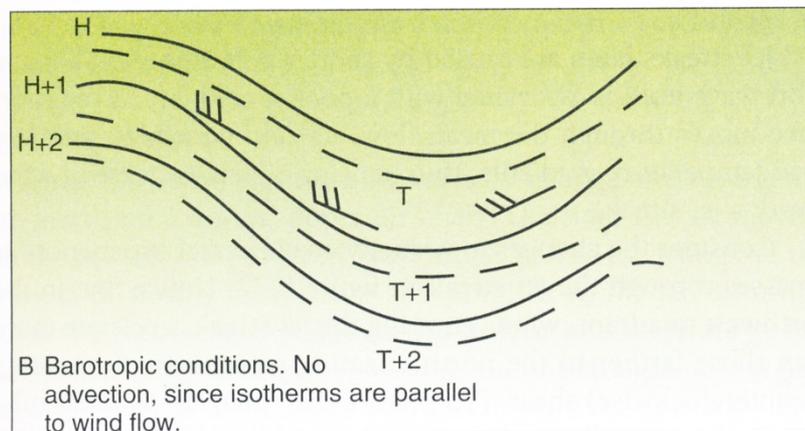
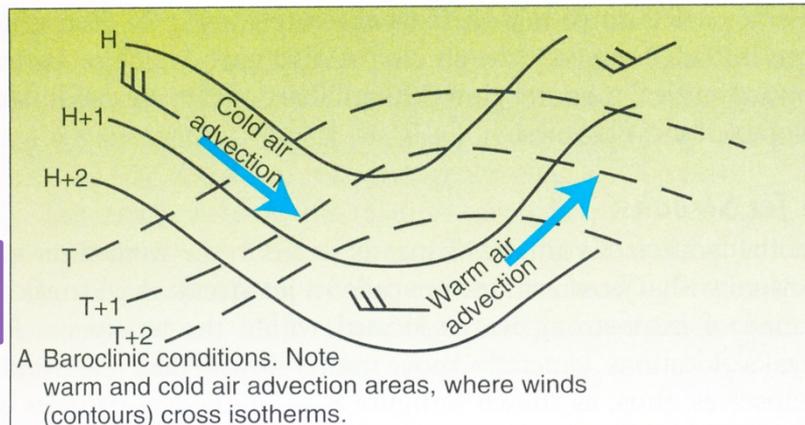
## Règle de pouce dans notre région (Montréal)

- La pluie est rare lorsque l'épaisseur de 500-1000 hPa est inférieure à 534 dam. -----
- La neige est rare lorsque l'épaisseur de 500-1000 hPa est supérieure à 540 dam. -----
- La pluie et la neige sont également probables lorsque la valeur de l'épaisseur de 500-1000 hPa se situe entre 534 et 540 dam.

# Conséquences de l'advection de température

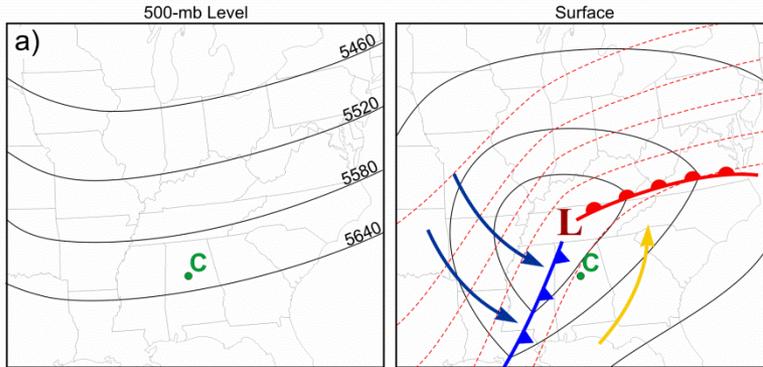
L'advection d'air froid à gauche intensifie le creux et l'advection d'air chaud à droite augmente la crête. Il en résulte une onde dont l'amplitude augmente.

Voir l'animation «Advection»



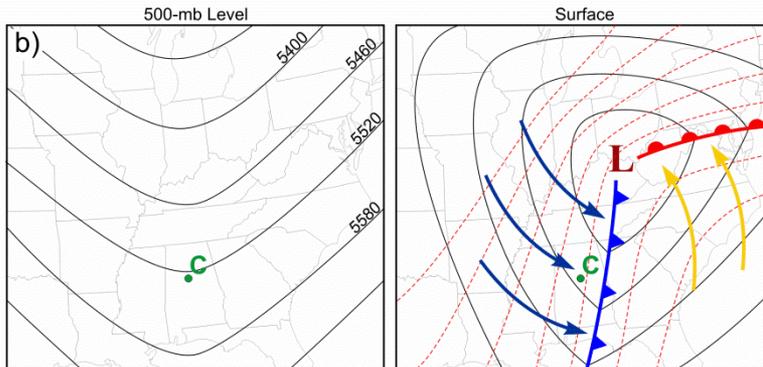
# L'auto-développement détermine le destin de la dépression

Dans la carte de surface les lignes noires sont des isobares et les lignes rouges les épaisseurs.

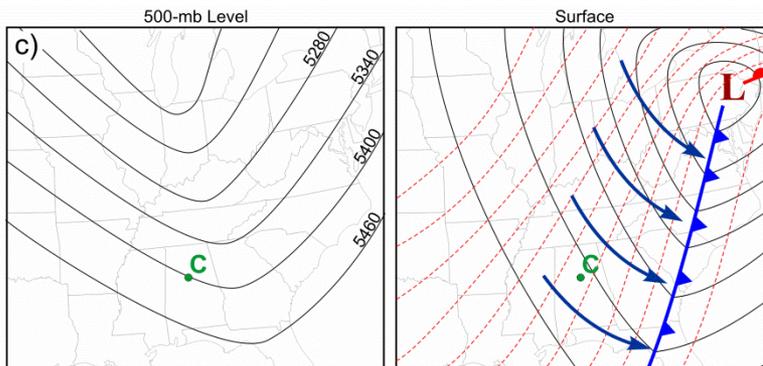


- - - - Température moyenne de la base atmosphère proportionnelle à épaisseur de la couche 1000-500 hPa

a) La basse pression à la surface (L) bénéficie de la divergence (l'advection de tourbillon) à l'est du creux;



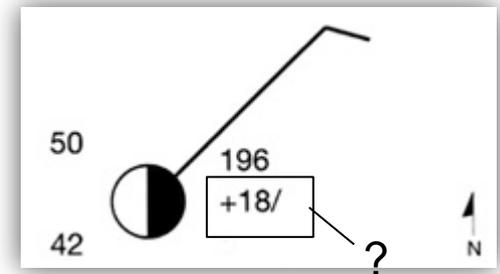
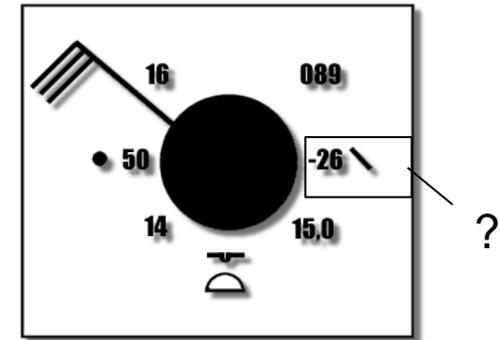
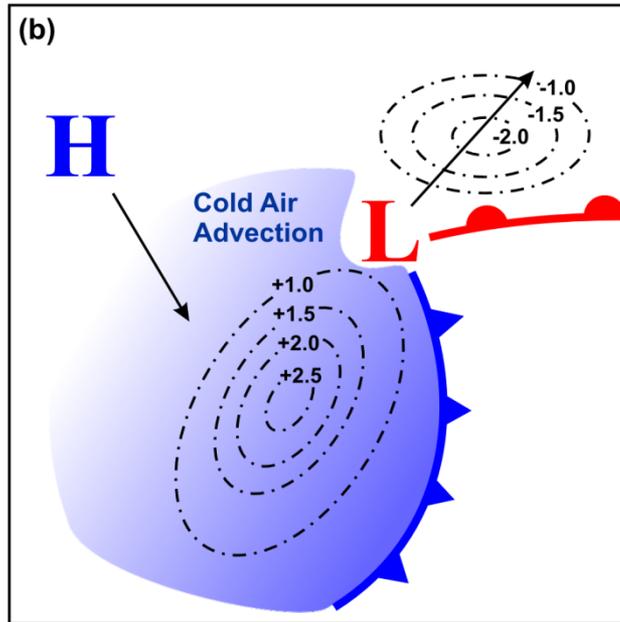
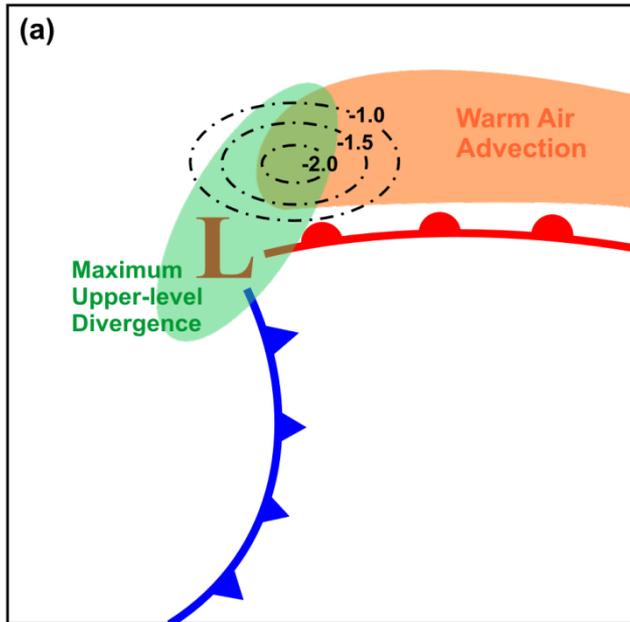
b) L'advection de l'air froid (atmosphère barocline); au-dessous du creux en altitude intensifie celui-ci;



c) Un creux plus intense augmente le tourbillon associé au creux ce qui favorise le mouvement ascendant à sa gauche, ce qui diminue la pression à la surface;

Le processus de auto-développement est enclenché. Mais jusqu'à quand se processus de rétroaction positif se maintiendra?

# Le déplacement de la dépression



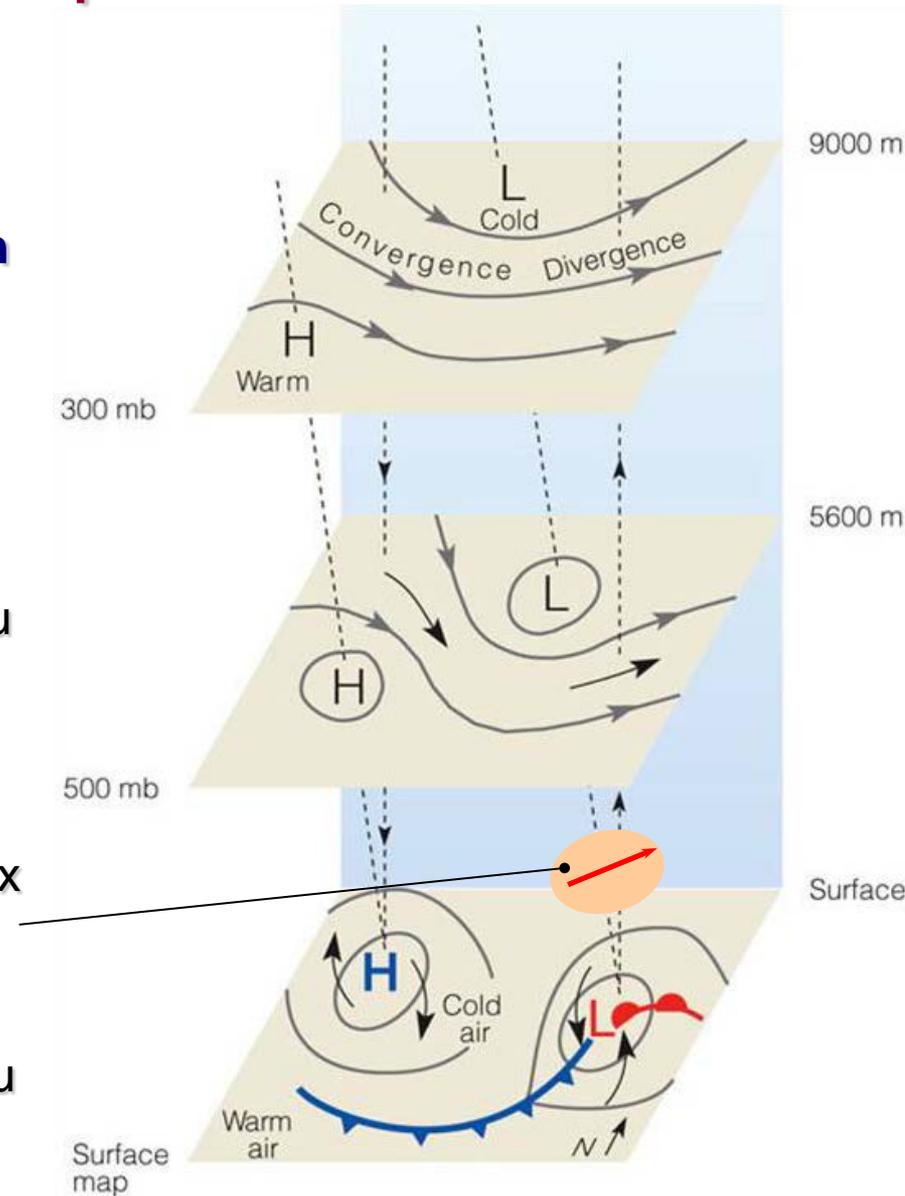
La dépression se déplace vers les régions où la pression à la surface diminue le plus vite.  
La tendance de pression nous indique le taux de variation de la pression dans le temps.

La dépression se reconstitue dans la région où la diminution de pression est maximum,  
c'est-à-dire, où la tendance de pression est minimum.

L'anticyclone se reconstitue dans la région où la tendance de pression est maximum.

# La structure verticale d'une perturbation

- Le développement d'un système météorologique est influencé par l'écoulement de l'air en altitude.
- En général on a besoin d'une **perturbation en surface** (baisse de pression) le long du front polaire et
- du support en altitude
  - à **500 hPa** :
    - Un creux d'onde courte doit être au nord-ouest de la dépression en surface.
    - l'**advection d'air froid** dans la basse atmosphère intensifie le creux en altitude et génère des mouvements descendants.
    - L'advection d'air chaud en avant du front chaud génère des **mouvements ascendants**.

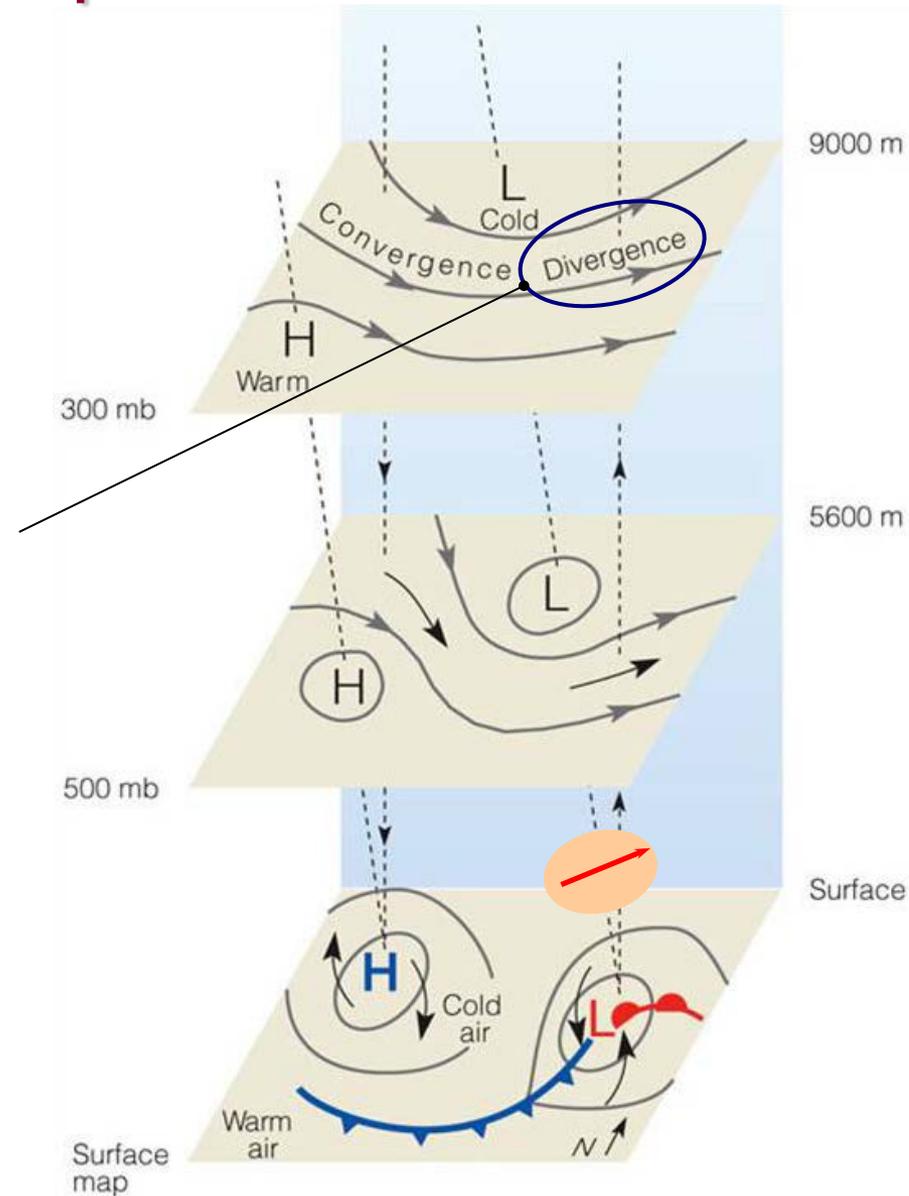


# La structure verticale d'une perturbation

- **Au niveau du courant-jet :**

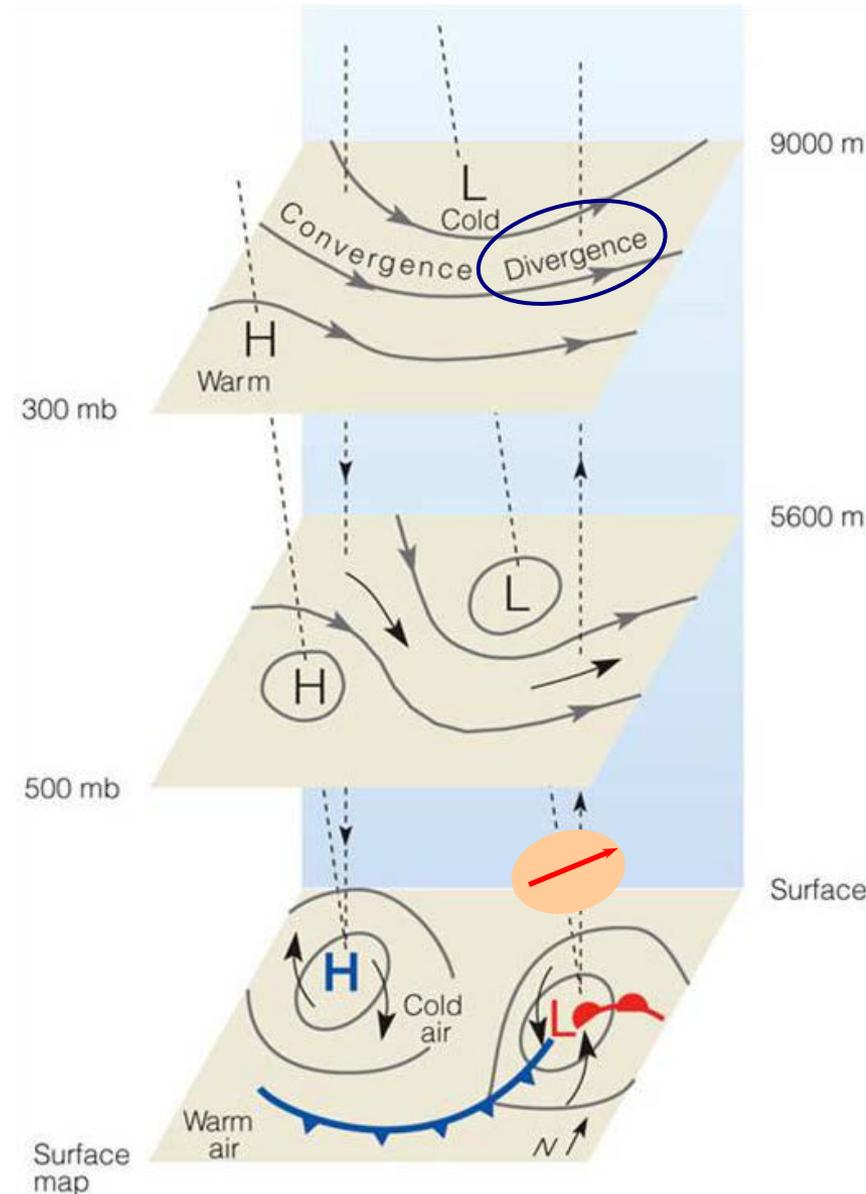
- Les cœurs du courant-jet à la base des creux d'onde longue génèrent des régions de **divergence** à l'est des creux.

**Sans du support en altitude, la perturbation à la surface ne peut pas se développer ou s'intensifier.**

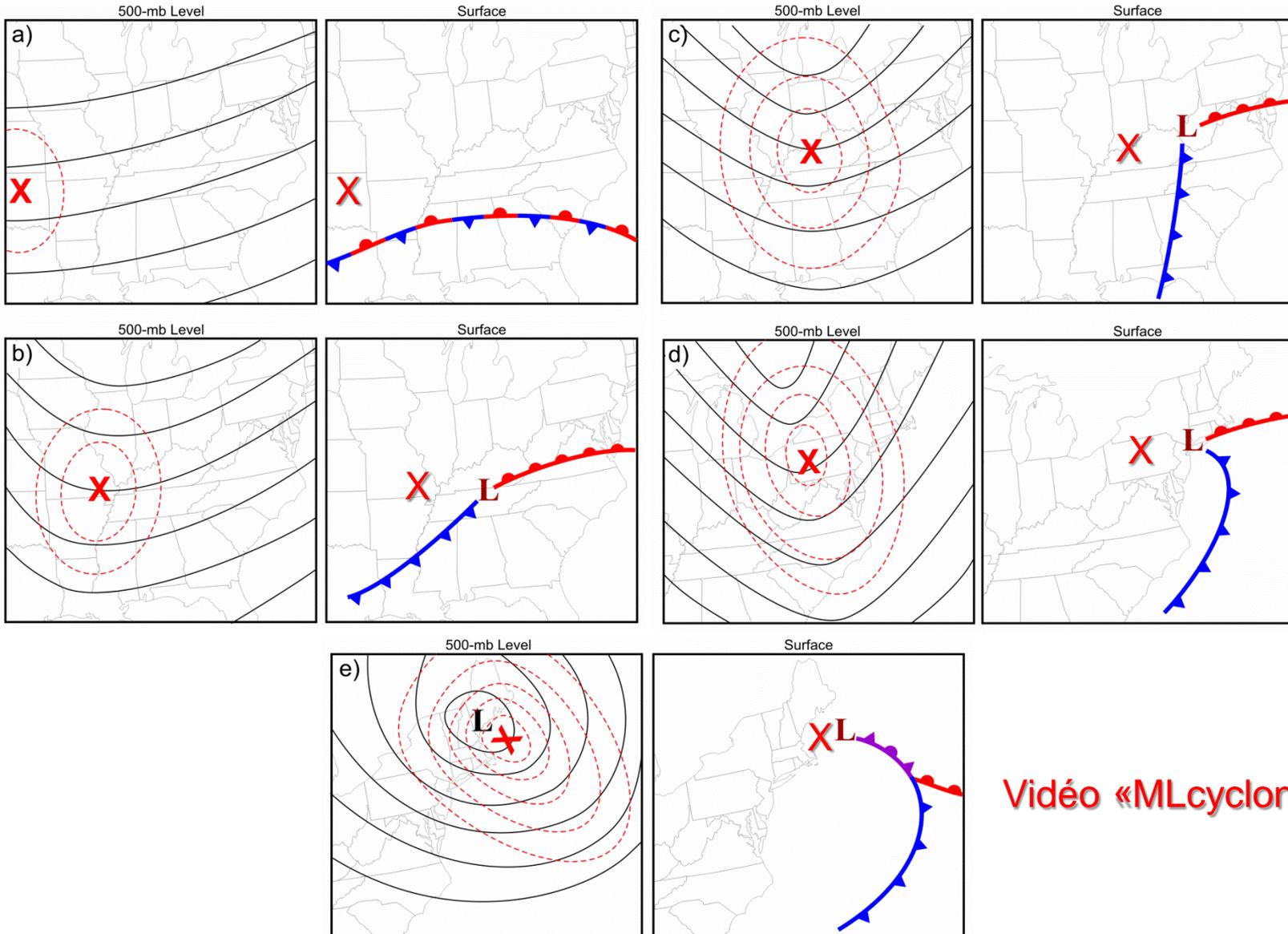


# Déplacement des dépressions

- La direction et la vitesse de déplacement d'une dépression sont étroitement liés à la vitesse et à la direction de l'écoulement à 500 hPa appelé "**niveau de guidage**" (steering level). La direction de déplacement est proche à celle de l'écoulement à 500 hPa, puisque elles se situent au-dessous des régions de divergence en altitude, régions où la tendance de pression est minimum.
- **Règle de pouce : des dépressions se déplacent à une vitesse environ la moitié de la vitesse du vent à 500 hPa et suivent les lignes de courant (contours) de l'écoulement à ce même niveau de pression.**

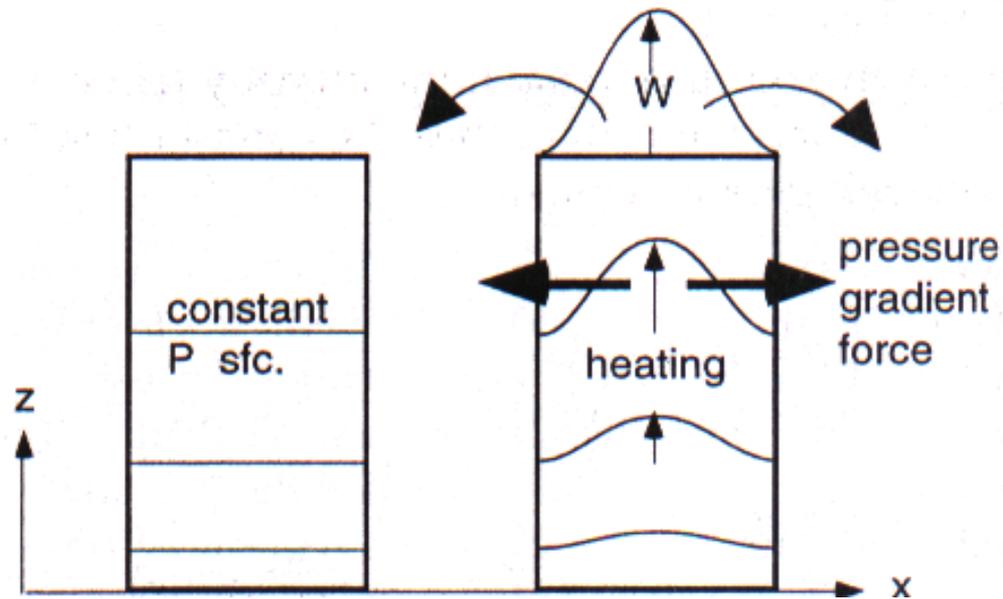


# Naissance, vie et mort d'un cyclone au latitudes moyennes : synthèse



Vidéo «MLcyclone»

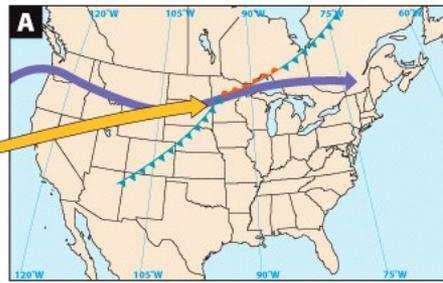
# Divergence créée par le réchauffement dû au dégagement de chaleur latente



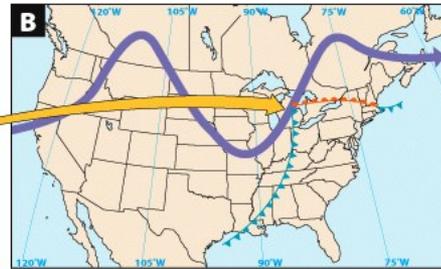
Quand la vapeur d'eau se condense et forme des nuages, il y a dégagement de chaleur latente. L'air est réchauffé et prend de l'expansion. Ceci crée un gradient de pression qui provoque de la divergence en altitude.

**Basse de pression thermique**

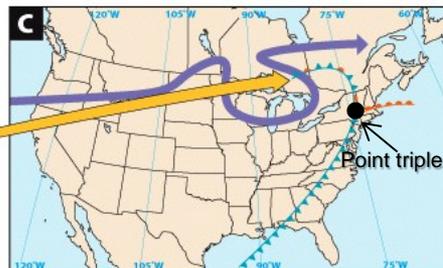
Jet stream

**Early stage**

A disturbance in the upper-air jet stream produces regions of upper-air convergence and divergence. Below the region of upper-air divergence, low pressures form as air begins to ascend. Circulation around this low pressure moves warm air to the north and cool air south, initiating the formation of two fronts.

**Open stage**

As the upper-air disturbance strengthens, upper-air convergence and divergence increase. The intensified ascent below the region of upper-air divergence strengthens the surface cyclone. Cold air pushes south, while warmer air moves north around the intensified circulation.

**Occluded stage**

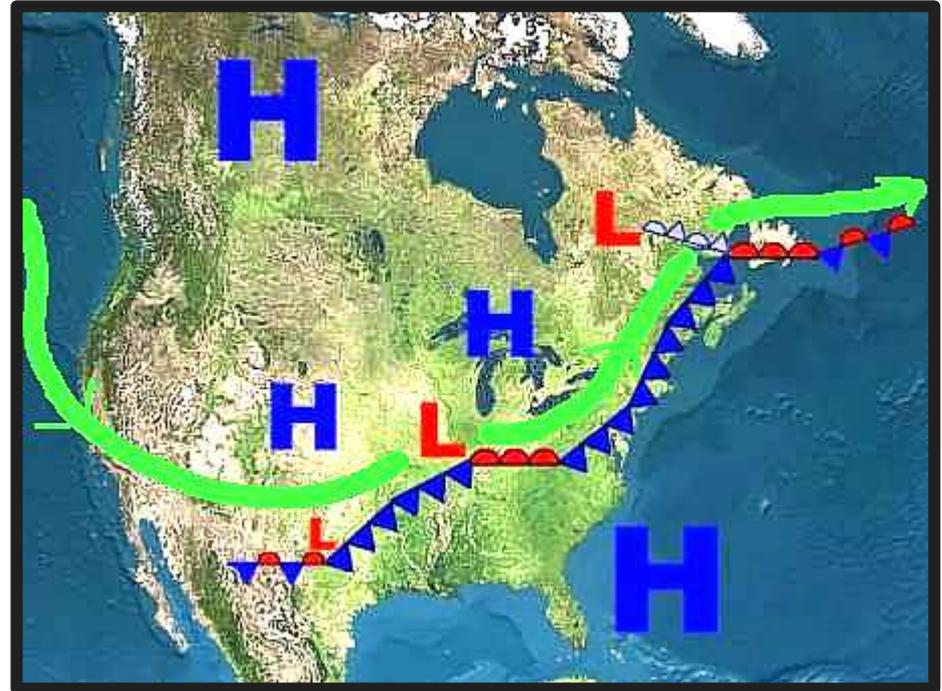
Eventually, the upper-air disturbance grows so large it forms a closed low-pressure center aloft. At this point, the storm has reached its maximum intensity and will begin to die out. Ascent continues in the region of upper-air divergence. At the surface, the circulation around the low-pressure center causes the cold front to catch the warm front, producing an occluded front and a closed midlatitude cyclone.

**A (cyclogenèse ou onde cyclonique) :** une perturbation dans le courant jet produit des régions de convergence et divergence en altitude. Au-dessous de la région de divergence la pression diminue (formation d'une dépression), l'air converge vers la dépression et monte. La circulation autour de la basse pression transporte de l'air chaud vers le nord et de l'air froid vers le sud, initiant la formation de deux fronts.

**B (phase mature ou cyclogenèse) :** La perturbation en altitude s'intensifie à cause de l'advection de l'air chaud sous la crête et de l'air froid sous le creux. La convergence et la divergence en altitude augmentent, ce qui intensifie la dépression à la surface.

**C (occlusion/cyclolyse) :** éventuellement il se forme en altitude un centre de basse pression. À ce moment la dépression à la surface a atteint sa plus grande intensité. L'écoulement devient barotrope. Sans support en altitude la dépression commence à faiblir. À la surface le front froid rejoint le front chaud. La dépression est occluse. L'ascension de l'air continue tant qu'il y a de la divergence en altitude. Celle-ci se situe maintenant au nord (nord-ouest) du point triple (rencontre des 3 fronts : froid, chaud et occlus).

Les cyclones (systèmes météorologiques) extratropicaux se développent le long du courant jet . Les cyclones extratropicaux et le courant jet doivent avoir une origine commune...

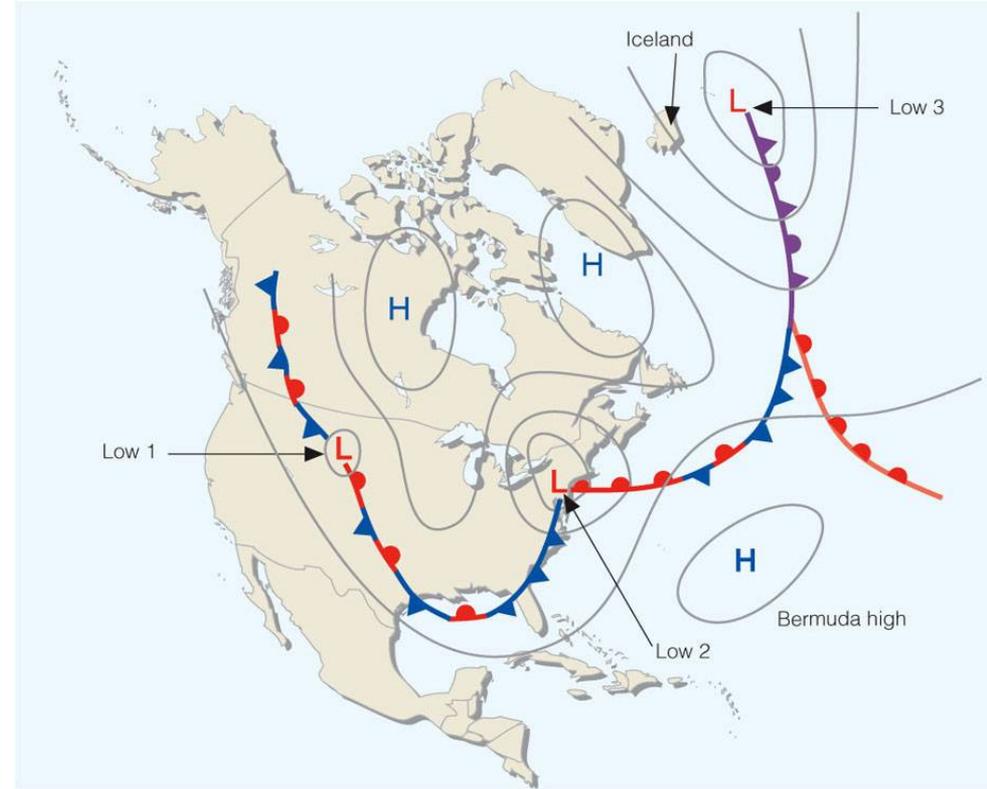


La cyclogenèse

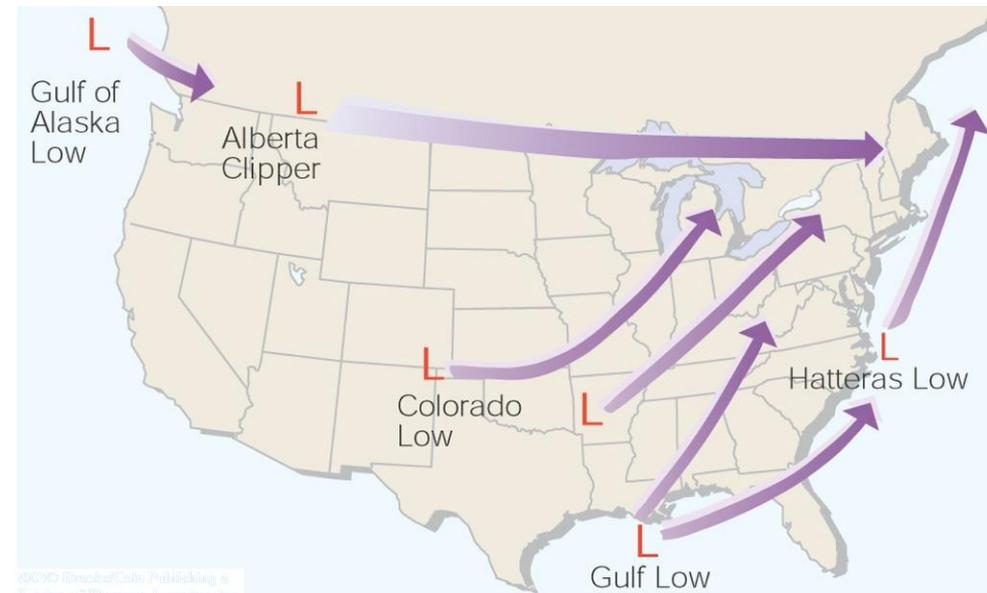
# RÉGIONS FAVORABLES À LA FORMATION DES DÉPRESSIONS

# Régions favorables à la cyclogenèse

- Plusieurs dépressions dans différentes phases d'évolution sont fréquemment observées le long du front polaire.
- Les régions en Amérique du Nord qui manifestent une tendance favorable à la cyclogenèse sont :
  - La côte atlantique à l'est des Carolines
  - Le golfe du Mexique
  - Le versant est des Rocheuses (Alberta Clipper et Colorado Low)
  - Le golfe de l'Alaska



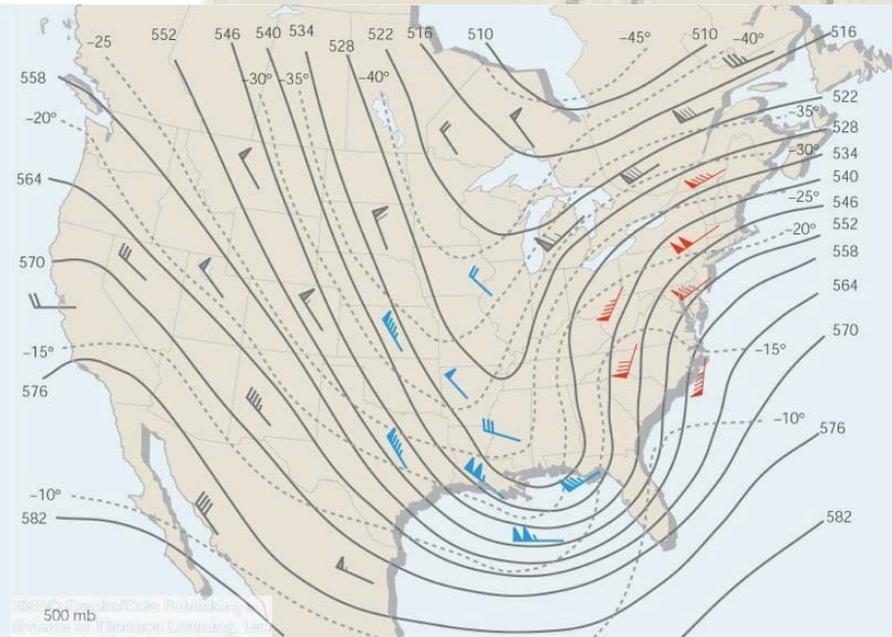
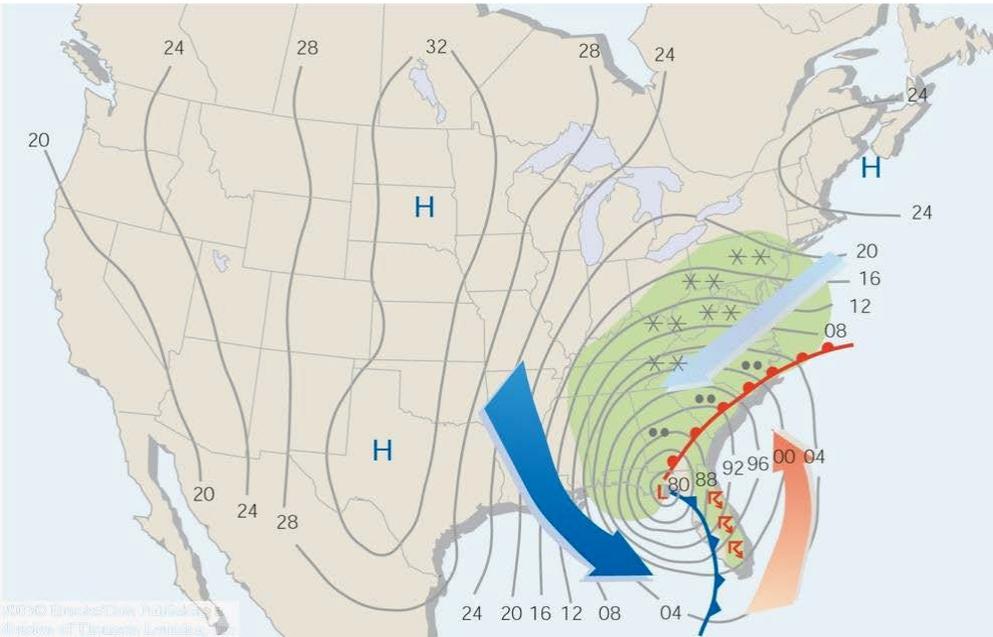
© 2007 Thomson Higher Education



© 2005 Brooks/Cole Publishing a Division of Thomson Learning, Inc.

# Développements explosifs

- Des dépressions se creusent parfois très rapidement. Si le taux de creusage dépasse les 24 hPa dans 24 heures on parle de cyclogenèse explosive et le système est appelé une bombe.
- Des cyclogenèses explosives se produisent fréquemment en hiver juste à l'est du continent dans l'Atlantique.

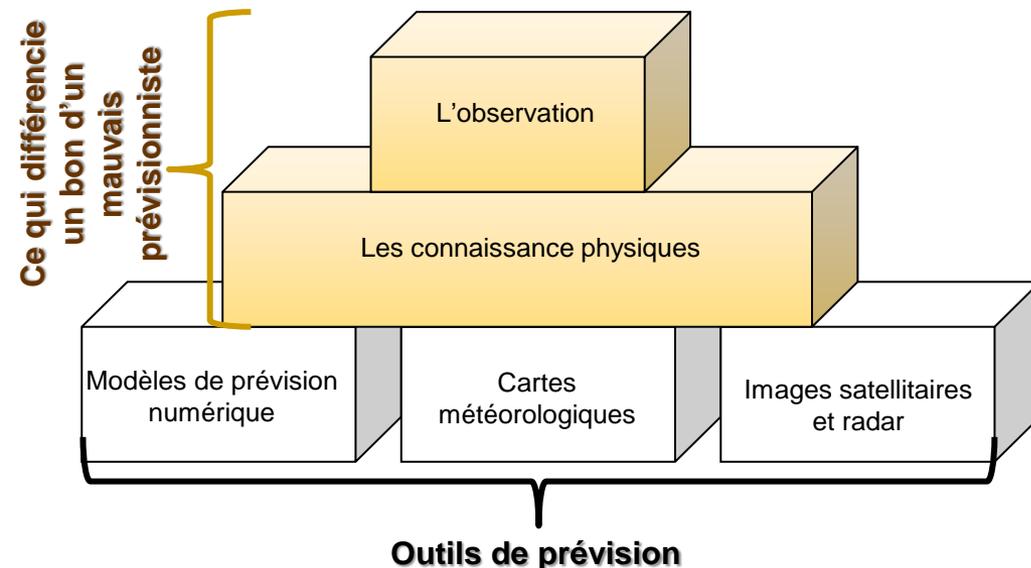


# Les prévisions

## Problèmes de prévision

Les prévisionnistes ont des difficultés particulières avec le temps complexe associé aux dépressions. Non seulement ils doivent prévoir la vitesse à laquelle les fronts se déplacent (grandeur et direction) , mais ils doivent aussi estimer la vitesse à laquelle le système se développe.

Puisque cela dépend de la position des ondes de Rossby, des mouvements de l'atmosphère supérieure et des conditions changeantes au niveau du sol, la prévision est une science complexe!



**Répétition, répétition, répétition!  
Plus vous observez  
l'atmosphère, plus vous faites  
des liens entre les observations  
et les causes physiques des  
phénomènes, plus vous vous  
essayez de faire prévisions, plus  
vous allez avoir du succès et  
plus vous vous amusez!**

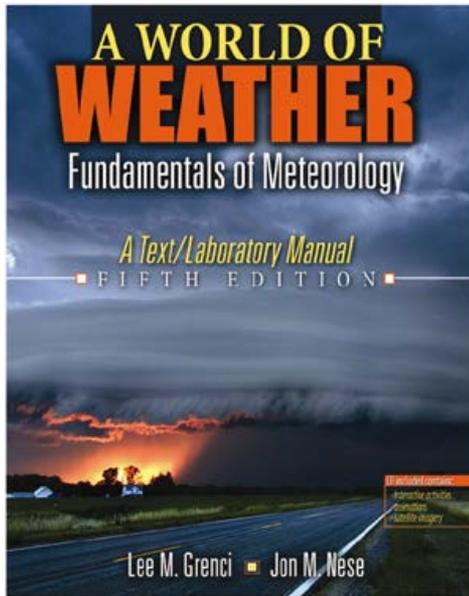
# Résumé (dépressions dans l'hémisphère Nord)

- Les dépressions se forment dans les régions de rencontre des masses d'air : les fronts.
- À nos latitudes le front le plus important est le front polaire qui sépare la cellule polaire de la cellule Ferrel.
- Une dépression s'intensifie quand la divergence de l'air en altitude est supérieure à la convergence de l'air proche de la surface.
- L'écoulement de l'air en altitude peut intensifier ou dissiper la perturbation dépressionnaire en surface:
  - Un creux en altitude à ouest de la dépression intensifie la dépression
    - Par divergence due à l'advection d'air chaud (transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique – ajustement hydrostatique)
    - Par divergence due à la variation de la vitesse (ajustement géostrophique)
  - Le cœur du courant jet (région où le vent est maximum) contribue aussi à intensifier la dépression de surface par divergence de masse. Le cœur du courant jet doit se situer à nord-ouest de la dépression.
- Le mouvement apparent des dépressions est contrôlé par la distribution de masse en altitude. Empiriquement on observe une corrélation entre l'écoulement au niveau de 500 hPa et le mouvement des dépression à la surface. La vitesse de déplacement est approximativement moitié de la vitesse du vent à 500 hPa.

# À venir - Le temps violent



# Animations – A world of weather



<http://www.atmo.arizona.edu/~mullen/atmo170A1/flash/>

[http://www.meteo.psu.edu/~j2n/CD\\_index.htm](http://www.meteo.psu.edu/~j2n/CD_index.htm)

Vidéo : <https://www.youtube.com/watch?v=FtsPCPtbkQ8>

## Références - Conveyor belt theory

Browning, K.A., 1999: **Mesoscale aspects of extratropical cyclones: An observational perspective.** in *Life Cycles of Extratropical Cyclones*, American Meteorological Society, Boston, 265-283.

Carlson, T.N., 1980: **Airflow through midlatitude cyclones and the common cloud patterns.** *Monthly Weather Review*, 108, 10, 1498-1509.

Harrold, T.W., 1973: **Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99, 232-251.

Young, M.V., G.A. Monk, and K.A. Browning, 1987: **Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 1089-1115.

Peter Inness : <https://www.futurelearn.com/courses/come-rain-or-shine/0/steps/15205>