

L3

Dynamika atmosféry II

Oddělení numerické předpovědi počasí

© ČHMÚ 2007

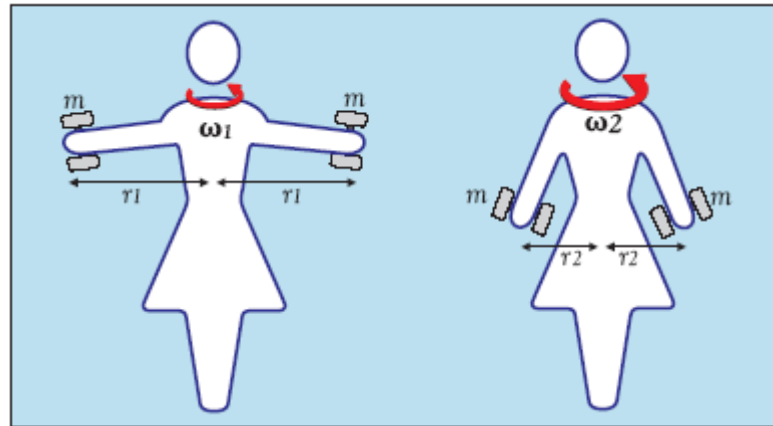
Plán přednášky

- Rotační pohyby v atmosféře
 - Vorticity
- Potenciální vorticity
 - Quasi-Geostrofická potenciální vorticity
- Baroklinní zóna
- Tryskové proudění
- Baroklinní instabilita
- Frontogeneze

Rotační pohyb: zachování hybnosti (1)

Rotace v kontinuu (atmosféra) je složitější, než rotace hmotného tělesa. Ale můžeme stále použít principy **klasické mechaniky**, abychom porozuměli cirkulaci ve vírech. Použijeme například zákon **zachování hybnosti**.

Příklad z krasobruslení:



hybnost

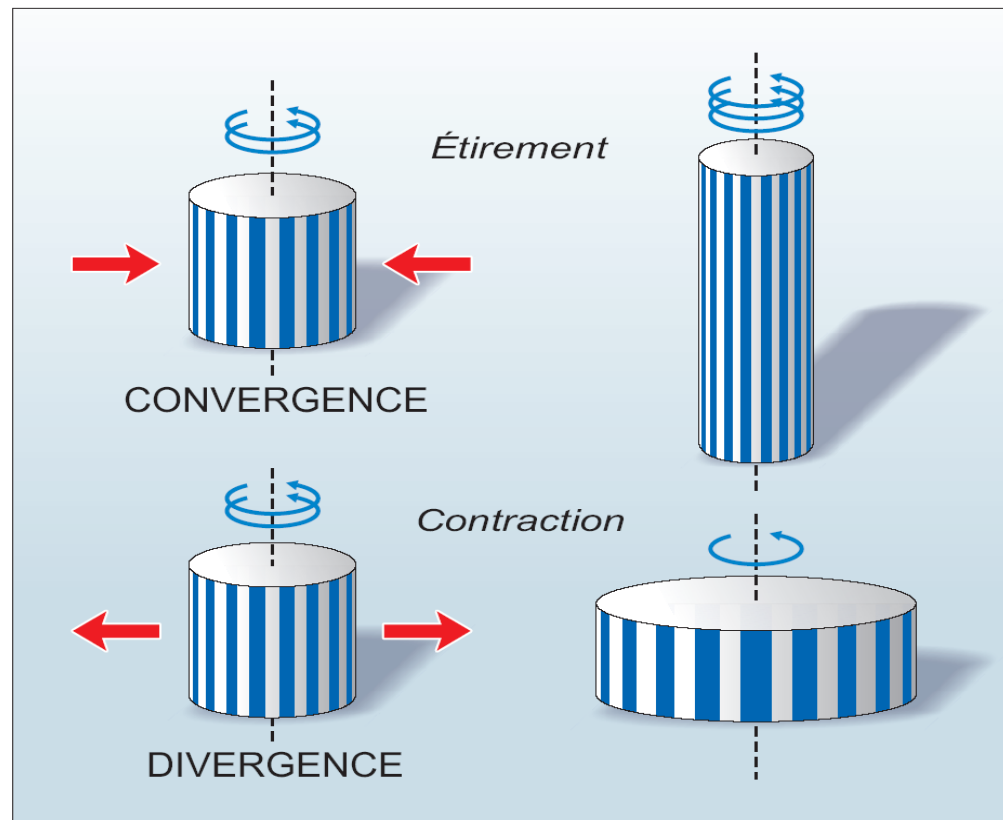
$$\omega \sum_i m_i r_i^2$$

Ta je zachována: když r je kratší, ω je vyšší

Rotační pohyb: zachování hybnosti (2)

Zachování hybnosti (příklady):

- Změna zonální rychlosti částic, které se pohybují podél poledníku: zrychlení směrem doprava (Coriolisova síla);
- Změna rotační rychlosti kvůli divergenci (konvergenci) proudění:



Rotační pohyb: cirkulace a vorticity

Cirkulace je definována jako křivkový integrál tečné složky rychlosti podél nějaké uzavřené křivky:

$$C = \oint \vec{u} \cdot d\vec{l} = \int \int_A \underbrace{(\nabla \times \vec{u}) \cdot \vec{n}}_{\text{vorticity}} dA$$

Stokesův teorém

Vorticity je mikroskopickým měřítkem rotace v tekutině.

Definujeme **absolutní vorticitu** a **relativní vorticitu**; vorticity působená vlastní rotací Země se dá snadno spočítat:

$$\nabla \times \vec{u}_e = \nabla \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}) = 2\vec{\Omega}$$

Je konstantní v čase; její vertikální složka je $2 \Omega \sin \varphi = f$

Vertikální složky absolutní a relativní vorticity splňují:

$$\xi_a = \xi_r + f$$

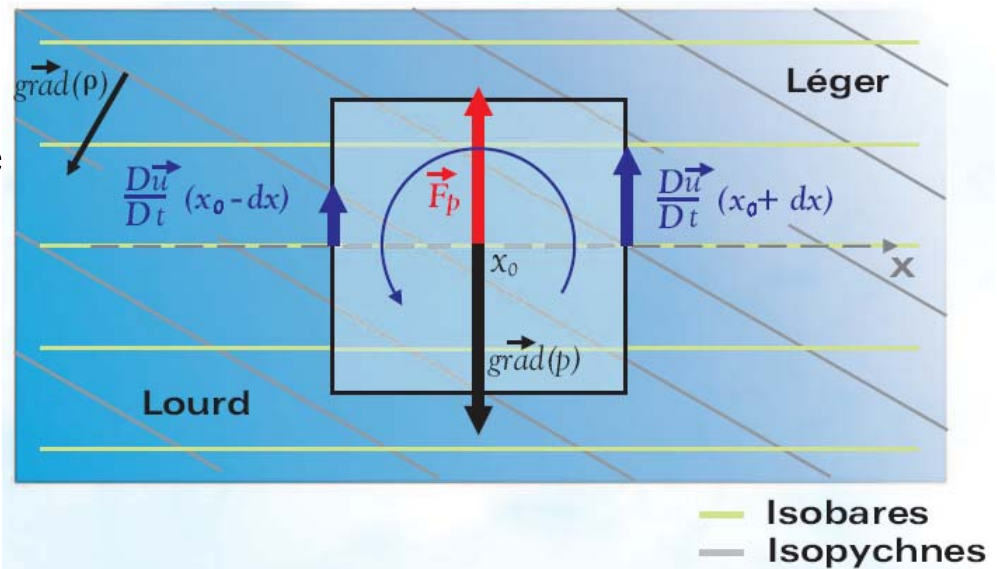
rovnice vorticity (1)

Rovnice vorticity se dá odvodit aplikací operátoru rotace na pohybovou rovnici; ve 3D:

$$\frac{D\vec{\xi}_a}{Dt} = \frac{D\vec{\xi}}{Dt} = \underbrace{-\text{div}(\vec{u})\vec{\xi}_a}_{\text{A}} + \underbrace{\text{grad}(\vec{p}) \times \text{grad}\left(\frac{1}{\rho}\right)}_{\text{B}} + \underbrace{(\vec{\xi}_a \bullet \text{grad})\vec{u}}_{\text{C}}$$

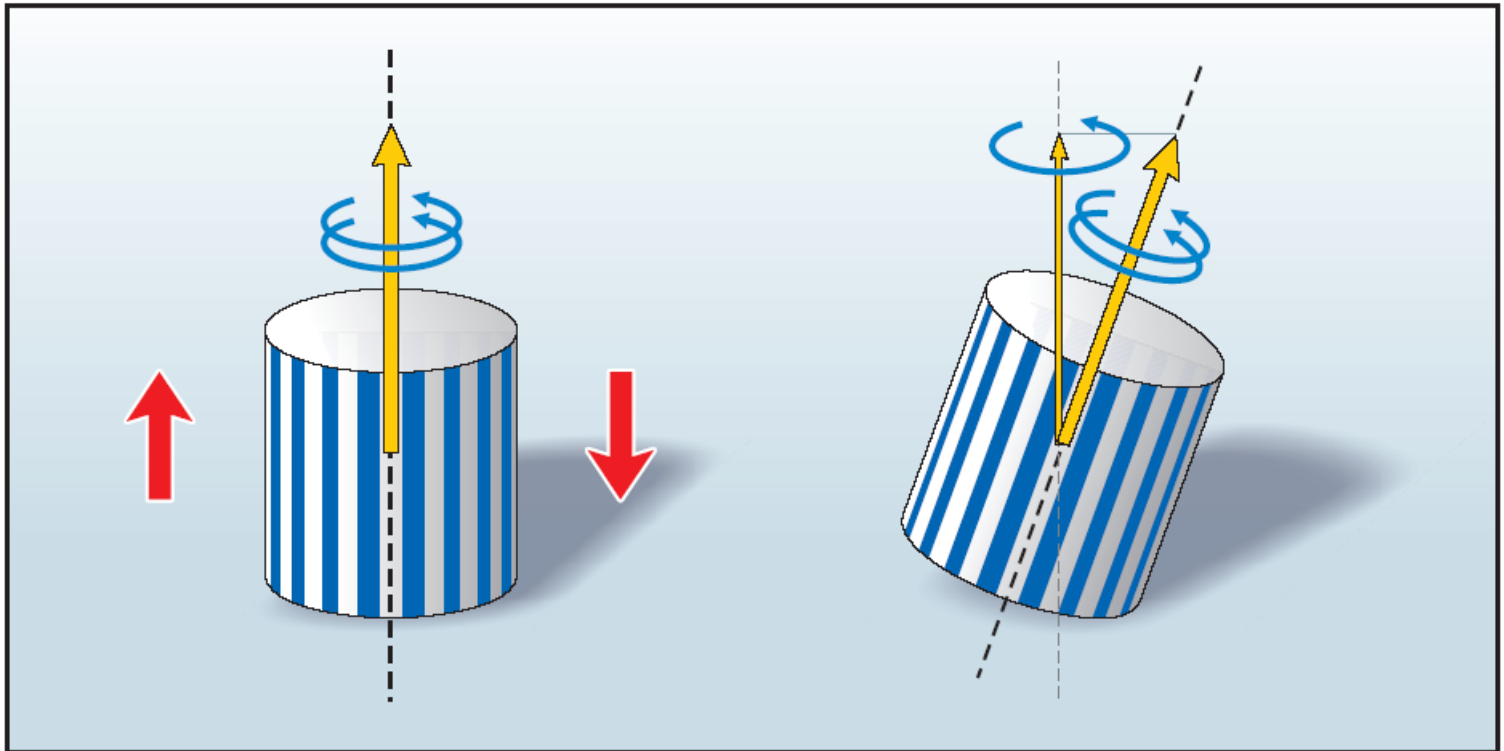
A je “divergenční člen”: v divergentním proudění se rotace zpomaluje aby se zachovala hybnost.

B je “solenoidální” člen: je nulový v barotropní atmosféře
V baroklinní atmosféře je zdrojem rotace, jak je znázorněno na horizontální plošce:



Rovnice vorticity (2)

C je “tažný a naklápěcí” člen: efekt zachování hybnosti působí protažení částice ve směru osy rotace. Střih větru naklání osu rotace.



Vektor vorticity není veličina, která se zachovává. Není tomu tak ani pro jeho vertikální složku.

Potenciální vorticity: definice

Když zkombinujeme rovnici vorticity s termodynamickou rovnicí, dá se ukázat že veličina P :

$$P = \frac{\vec{\xi}_a \bullet \vec{\nabla}(\theta)}{\rho}$$

je zachována při adiabatických procesech. Je to Ertelova potenciální vorticity. Rovnice jejího vývoje:

$$\frac{DP}{Dt} = \frac{\vec{\xi}_a}{\rho} \bullet \frac{D(\vec{\nabla}(\theta))}{Dt} + \frac{D\left(\frac{\vec{\xi}_a}{\rho}\right)}{Dt} \bullet \vec{\nabla}(\theta) = 0$$

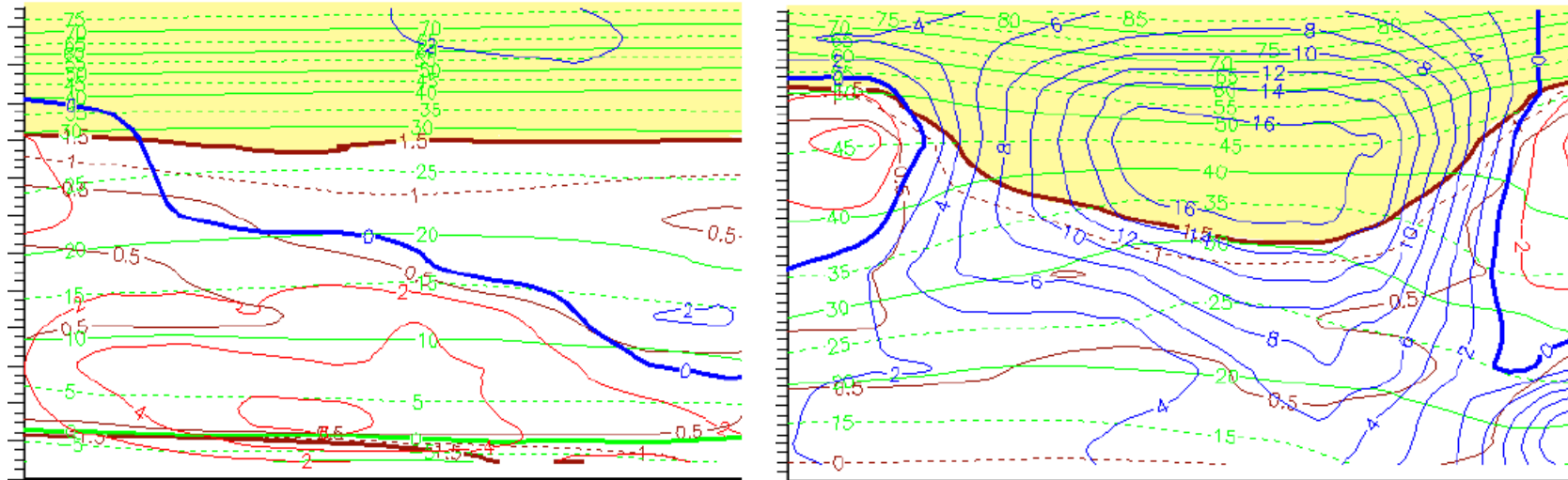
Má dimenzi $\text{Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ale v praxi používáme “jednotku potenciální vorticity”: $1 \text{ pvu} = 10^6 \text{ Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$. V troposféře je hodnota asi 0.5 pvu Prudce roste ve stratosféře. Tento kontrast je použit pro definici tropopauzy jako plochy o 1.5 nebo 2 pvu.

Potenciální vorticity: vlastnosti

Potenciální vorticity je zachována při adiabatických procesech. Proto můžeme snadněji zjistit původ troposférických či stratosférických částic.

Tropopauza klesá, když částice také klesají; gradient potenciální teploty se zmenšuje. To je kompenzováno nárůstem vorticity.

Vorticity a potenciální teplota jsou spojeny.



Modrá a červená: vorticity (+,-); zelená: potenciální teplota; hnědá: 1.5 pVU
Vlevo: klidná atmosféra; vpravo: baroklinní atmosféra s anomálií tropopauzy

Kvazi-geostrofická potenciální vorticity

- Motivace pro kvazi-geostrofické přiblížení:
 - Zjednodušený systém pomáhá porozumět kvalitativně důležitým atmosférickým procesům.
 - Je platný pro synoptické (velkého měřítka) pohyby, jejichž Rossbyho číslo je malé ve srovnání s jedničkou. Uvažujeme, že se atmosféra nachází téměř v geostrofické a hydrostatické rovnováze.
 - V tomto kontextu lze ukázat použití kvazi-geostrofické potenciální vorticity.

Kvazi-geostrofická potenciální vorticity - definice

Jako analogie k Ertelově potenciální vorticitě existuje **invariant materiální derivace podél isobarických ploch**:
kvazi-geostrofická potenciální vorticity:

$$q = f + \xi_g + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left((\theta - \Theta) / \frac{d\Theta}{dp} \right) \quad \text{nebo:} \quad q = f + \xi_g + \frac{f_0 \tilde{N}^2}{N_0^2}$$

Tato veličina spojuje **geostrofickou vorticitu** se **statickou stabilitou**.
 Dá se ukázat, že oba tyto členy jsou **funkcí geopotenciálu**

$$q = f + \nabla^2 \psi + f_0^2 \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{\partial \psi}{\partial p} / \left(-\hat{R} \frac{d\Theta}{dp} \right) \right];$$

$$\psi = [\phi - \phi_0(p)] / f_0; \quad \hat{R} = (p/p_0)^{\kappa} R / p$$

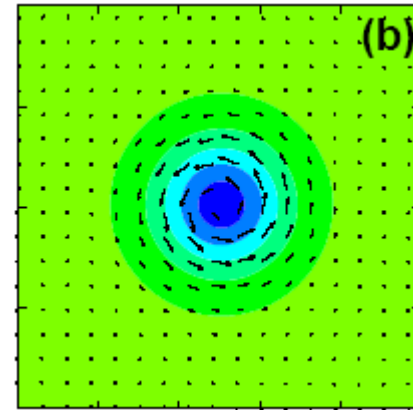
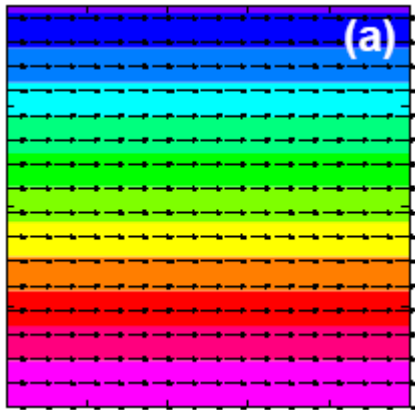
Zeleně podtržené členy: 3D Laplacián

Když známe q ,
 můžeme vyřešit
 rovnici pro geopotenciál

**Inverze rovnice
 potenciální vorticity**

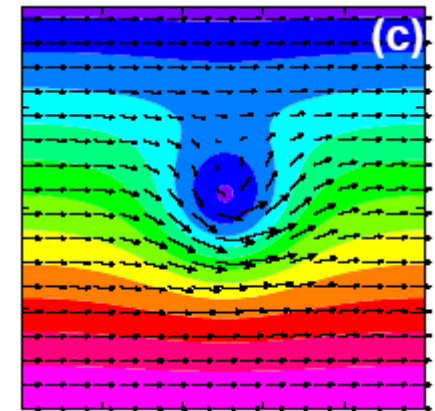
Anomálie q určí další pole.

Inverze Q-G potenciální vorticity

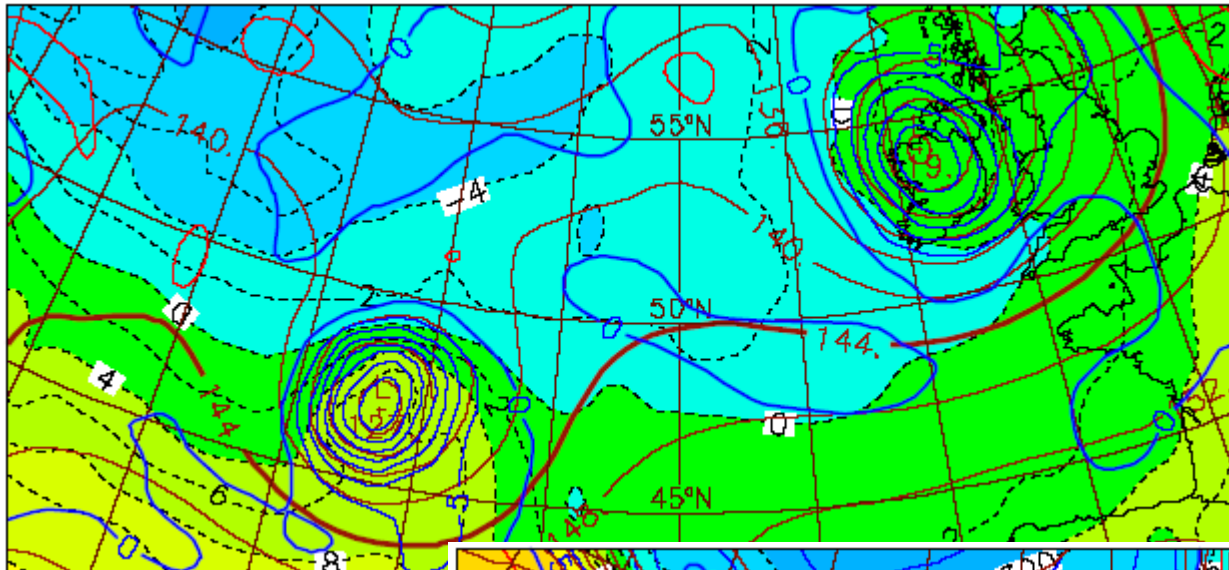


Teplota a vítr v (x,y) jako výsledek inverze rovnice potenciální vorticity (PV):

- a) Stejněměrné rozdělení PV s gradientem teploty předepsaným na okraji;
- b) Kladná kulová anomálie PV
- c) = a) + b)



Inverze Q-G potenciální vorticity

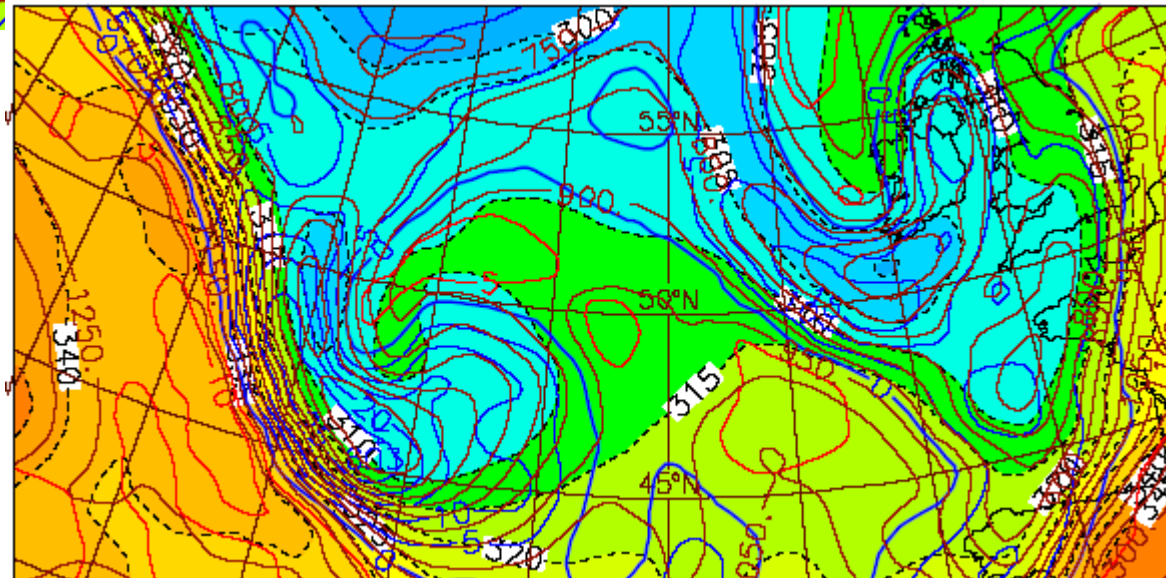


extrémy
geopotenciálu
jsou dobře
patrné

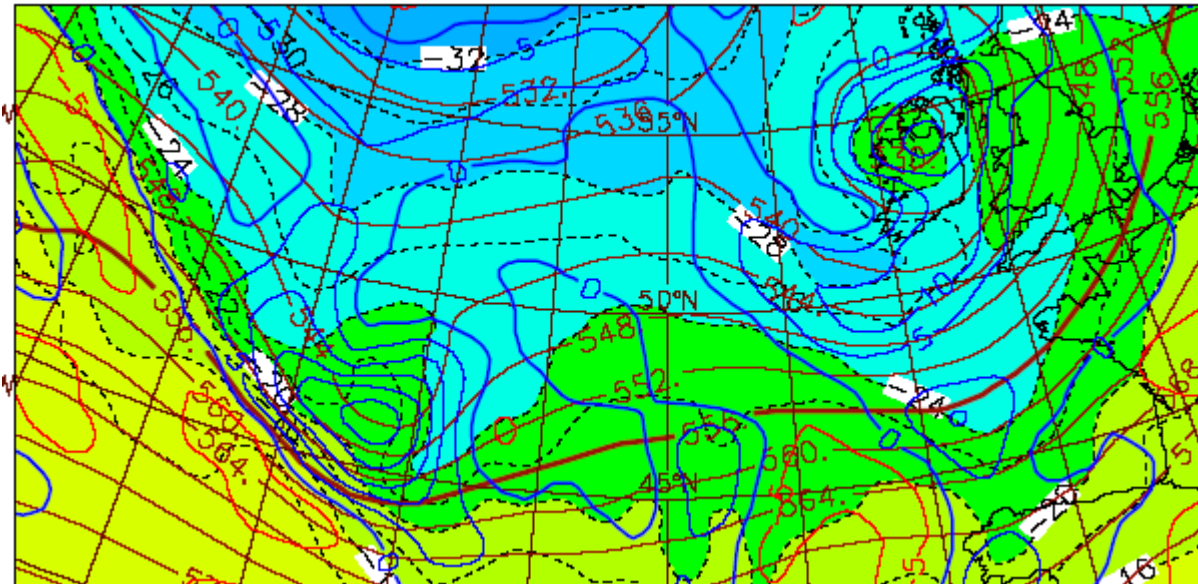
850 hPa

T-barvy, Z-hnědé
izočáry, vorticity –
modré a červené izočáry.

Tropopauza



Inverze Q-G potenciální vorticity



500 hPa

extrémy
geopotenciálu
nejsou tak
výrazné

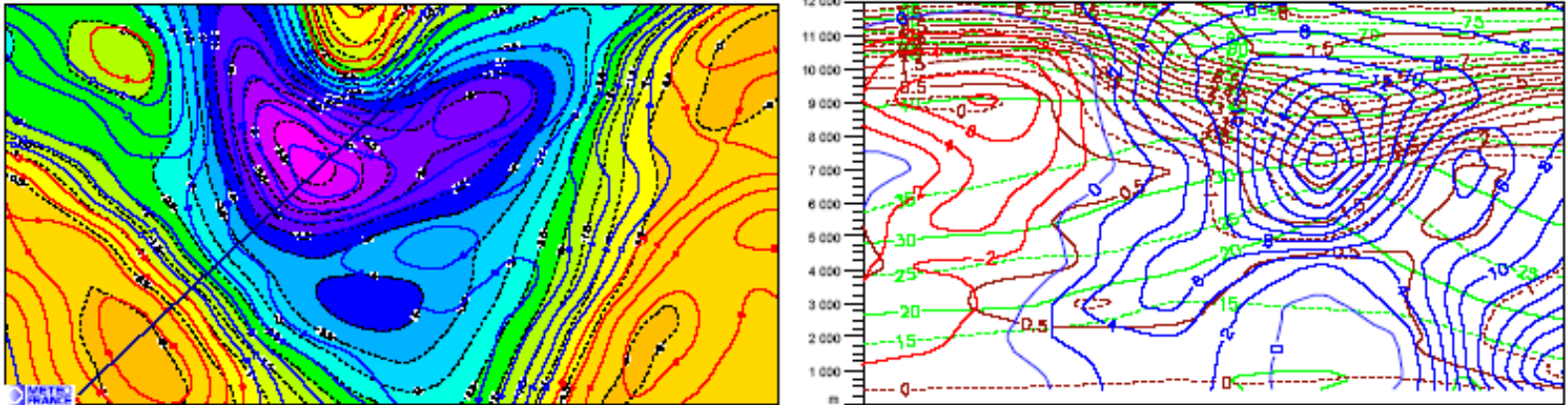
T-barvy, Z-hnědé
izočáry, vorticity –
modré a červené izočáry.

PV anomálie tropopauzy

V synoptickém měřítku si stratosférické a troposférické částice zachovávají jejich PV při vertikálních pohybech.

Anomálie nízké tropopauzy = průnik stratosférické PV do troposféry -
kladná anomálie PV: kladná vorticity, studená anomálie teploty.

Anomálie vysoké tropopauzy = záporná anomálie PV:
záporná vorticity, teplá anomálie teploty.



Vlevo: PV-barva, vorticity (modré a červené izočáry) v 300 hPa.

Vpravo: vertikální řez: PV – hnědé izočáry, vorticity (modré a červené izočáry), potenciální teplota (zelené izočáry).

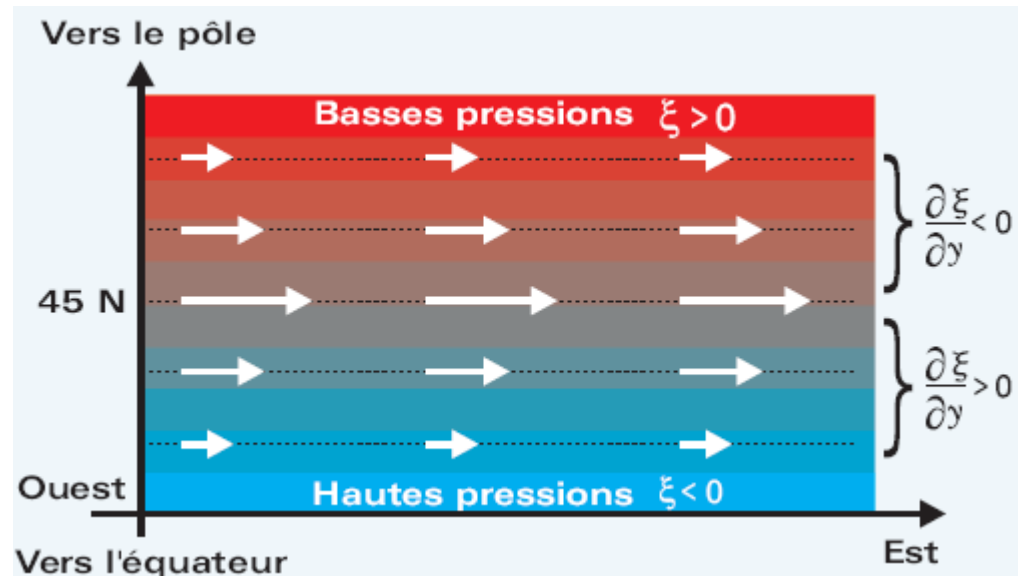
Koncepce baroklinní zóny (1)

Uvažujeme střední **zonální** a **časové stavy** atmosféry ve **středních šířkách** severní polokoule; atmosféra má tyto rysy:

Silný **meridionální gradient teploty**

Vítr **U** dosahuje **maximума** na šířce φ_0 ; $\varphi_0 = 45 \text{ deg.}$, $U = U(y, z)$ a zesiluje s **výškou** (termální vítr), **nejsilnější je v hladině tropopauzy**.

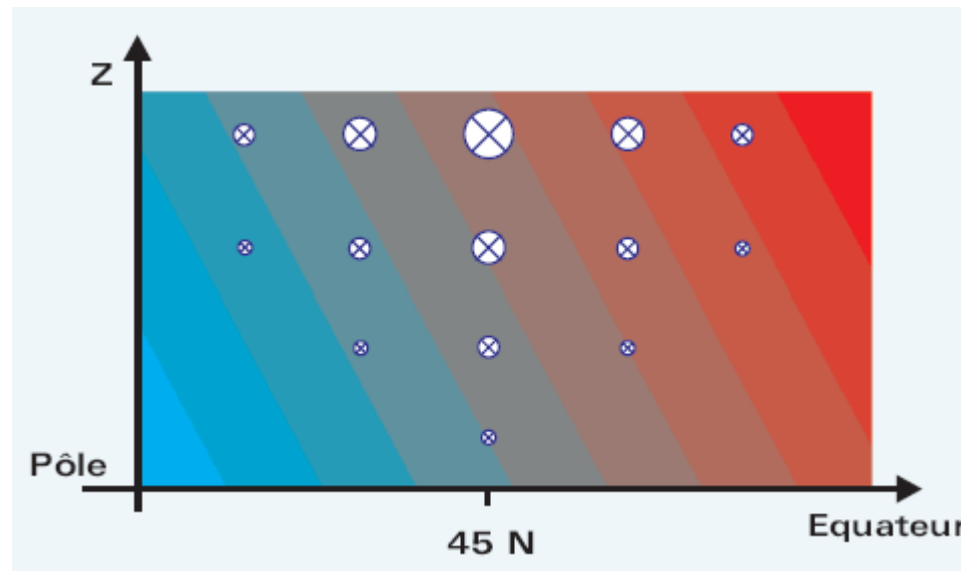
Vítr a **potenciální teplota** (barva) v **hladině tropopauzy**



Koncepce baroklinní zóny (2)

Atmosféra je v kvazi-geostrofické rovnováze.

Je **baroklinní** díky geostrofickému přizpůsobení **rozdílnému ohřevu**.



Vertikální řez: **vítr**: “konce šípů”, **potenciální teplota**: barvy. Máme **dostupnou potenciální energii (APE)**.

Baroklinní zóna: kvazi-stacionární perturbace (1)

Jednoduchý model **planetárních Rossbyho vln**: používáme koncepci **zachování kvazi-geostrofické PV**. Měřtková analýza PV anomálie říká:

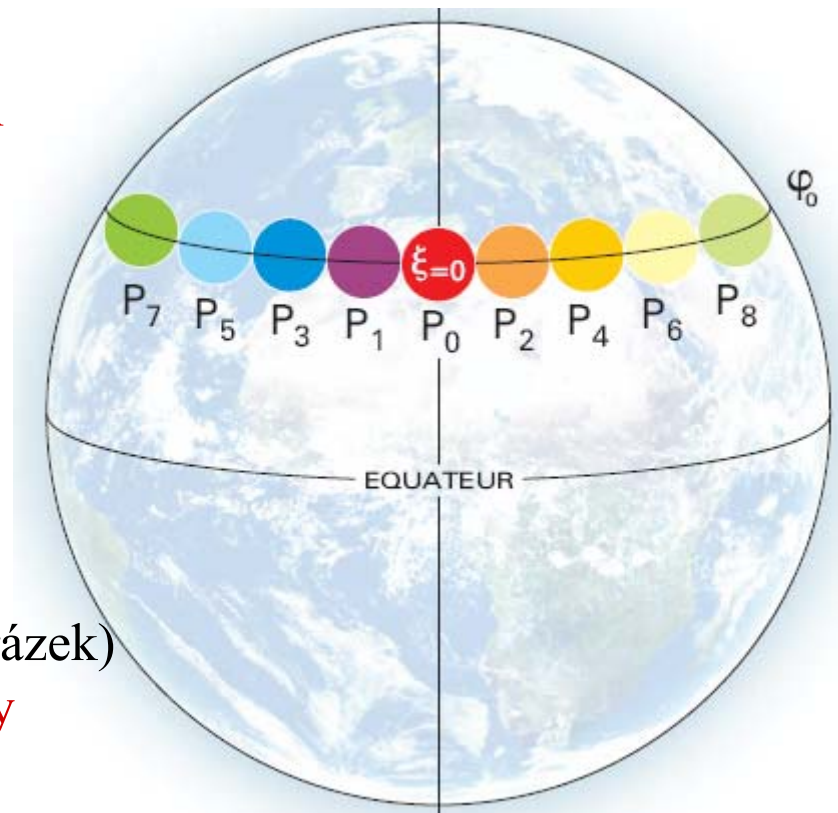
Vorticitní člen převažuje když **horizontální měřítko l** anomálie je malé

ve srovnání s **vertikálním měřítkem**

$$l \ll \frac{N_0 h}{f_0}$$

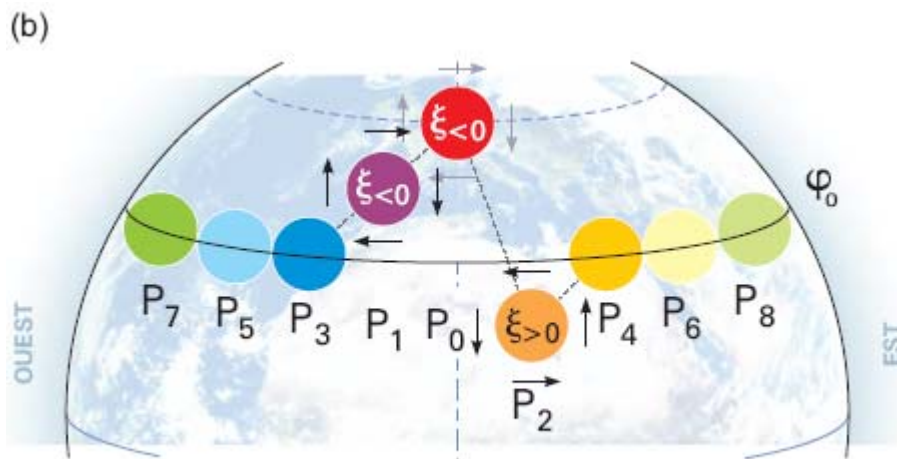
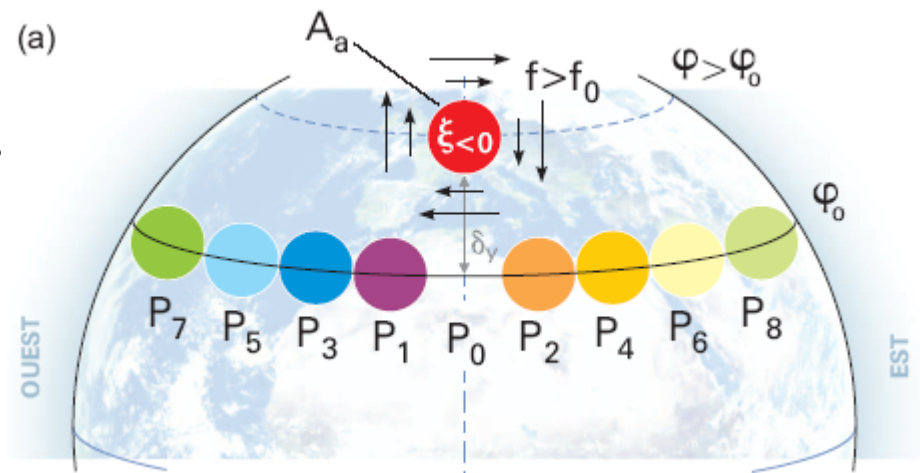
To bude náš případ;
uvažujeme zachování **absolutní vorticity** v následujícím jednoduchém příkladu.

Máme částice vzduchu v klidu (obrázek) a sledujeme vznik **relativní vorticity** pro malé meridionální výchylky



Baroklinní zóna: kvazi-stacionární perturbace (2)

Částice P_0 se posune na sever;
 díky silnějšímu f vznikne
záporná relativní vorticity.
 Ta indukuje anticyklonální
 rotaci, která ovlivní sousední
 částice vzduchu.

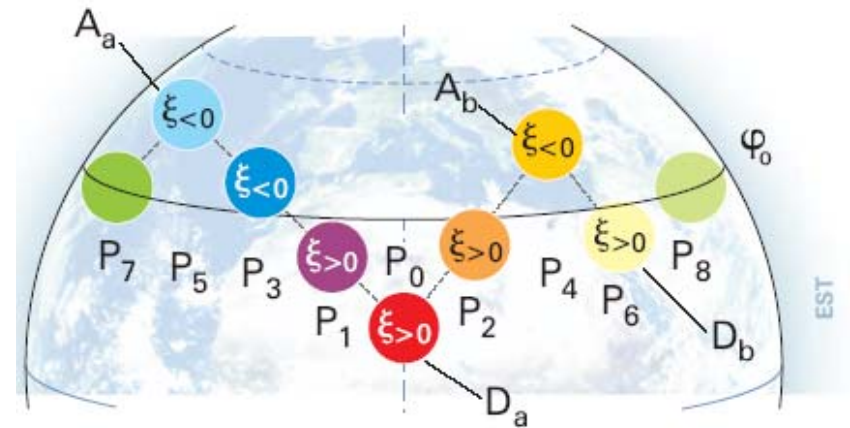


Částice P_1 pak také putuje
 na sever, získá zápornou
 relativní vorticitu, atd.:
 Rossbyho vlna se šíří na
 západ.

Energie vlny se šíří na východ prostřednictvím malých PV perturbací

Baroklinní zóna: kvazi-stacionární perturbace (3)

Kvůli P_1 se částice P_0 vrací zpátky k jihu; získá tak kladnou relativní vorticitu. Cyklonální cirkulace vrátí P_1 také zpátky. Částice oscilují v meridionálním směru.

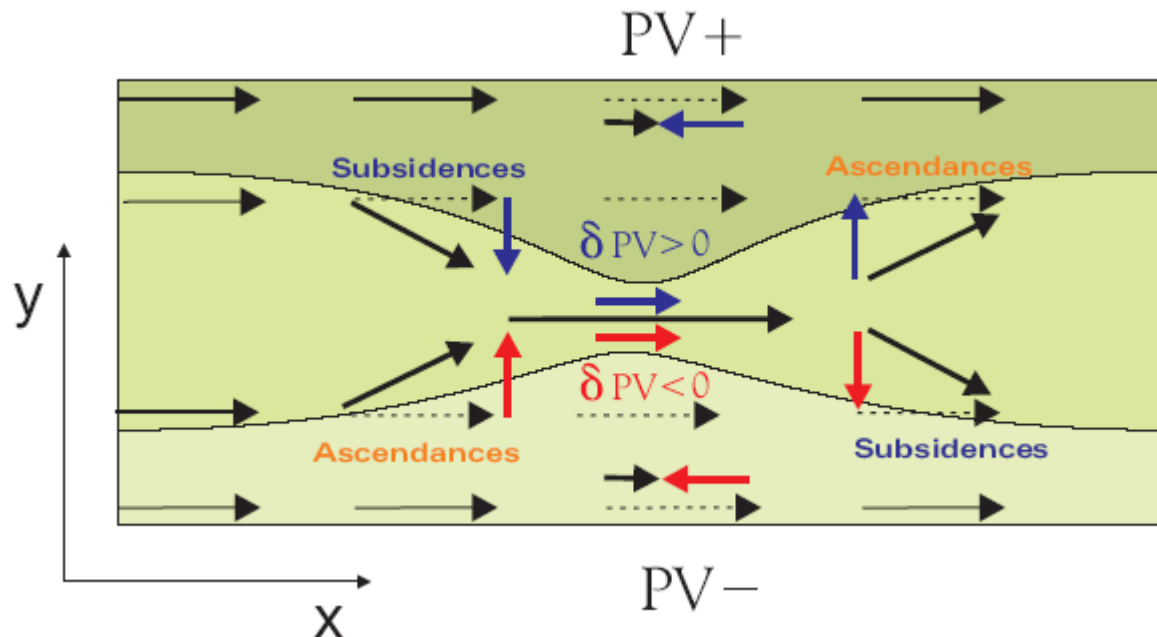


Perturbace – výše a níže se pohybují k západu s fázovou rychlostí c . Když vezmeme v úvahu zonální vítr U , výsledná rychlost šíření je $U - c$. Pokud jsou obě stejné, dostaneme kvazi-stacionární vlnu.

Celé spektrum Rossbyho vln je generováno velkými pohořími, které způsobují perturbace zonálního proudění, nebo také diabatickými procesy, generujícími anomálie PV. Některé jsou kvazi-stacionární, ty s kratší vlnovou délkou jsou advehovány U na východ. Jejich superpozice modifikuje nízkofrekvenční variabilitu baroklinní zóny (kladná zpětná vazba).

Planetární jet-stream (1)

Rossbyho vlny, přesněji řečeno s nimi spojené **anomálie vorticity**, **modifikují** pole zonálního větru U v **baroklinní zóně**. Tyto anomálie jsou největší v tropopauze, kde U je také nejsilnější. Dostaneme místa se slabším a **silnějším větrem (jet stream)**. Jednoduchý model:



Vítr je nejsilnější mezi kladnou a zápornou anomálií PV.

Planetární jet-stream (2)

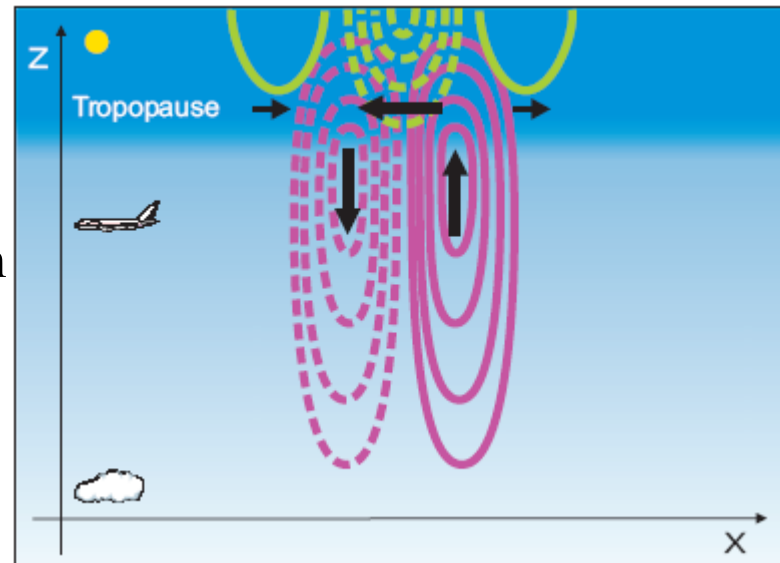
Na vstupu do jetu máme zónu **konvergentního proudění** a na jeho konci je zóna **divergentního proudění**. Anomálie PV generují také **vertikální cirkulaci**, spojenou s konvergencí a divergencí **ageostrofického větru**: to jsou oblasti **výstupů** a **sestupů**.

Jde o mechanismus **sekundární cirkulace udržující PV**: v baroklinní zóně **silnější vítr ve výšce advehuje anomálii θ (a ξ) rychleji k východu s výškou**. To mění **statickou**

stabilitu. V kombinaci s anomálií ξ by pak došlo ke změně PV anomálie, neslučitelné s jejím zachováním při adiabatických procesech. Sekundární ageostrofická cirkulace tak modifikuje anomálii ξ pro udržení PV.

Příklad cyklonální anomálie

v tropopauze: **w-fialová**, **U_a - zelená**



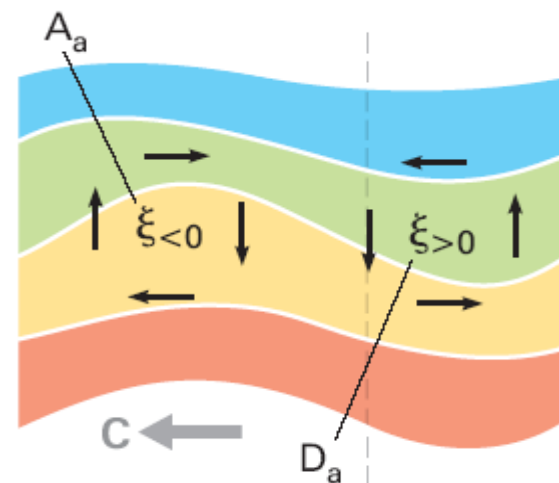
Baroklinní perturbace (1)

Rozumíme jimi níže a výše synoptického-měřítká; kvazi-geostrofické přiblížení je stále platné pro vysvětlení mechanismu jejich prohloubení-zesílení či vyplnění-zeslabení.

Synoptická škála je kratší než planetární; meridionální variabilita PV planetárních Rossbyho vln je relativně malá. Předpokládáme, že v troposféře má PV stejnoměrné rozdělení.

Anomálie PV jsou blízko hranic troposféry (povrch, tropopauza) kvůli diabatickému ohřevu. Jejich důsledkem pak vznikají anomálie teploty, větru a geopotenciálu také v blízkosti povrchu a tropopauzy.

V hladině tropopauzy, anomálie PV s $\xi < 0$ a teplou θ anomálií cestují k západu jako Rossbyho vlny. Jejich fázová rychlost je však menší než silný vítr U . Tak se vlastně jeví jako když cestují k východu, kam se šíří i jejich energie. Malé perturbace PV se objevují na východ.

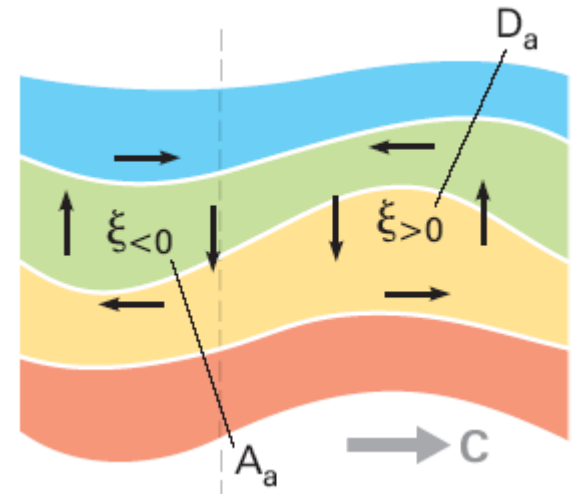


Baroklinní perturbace (2)

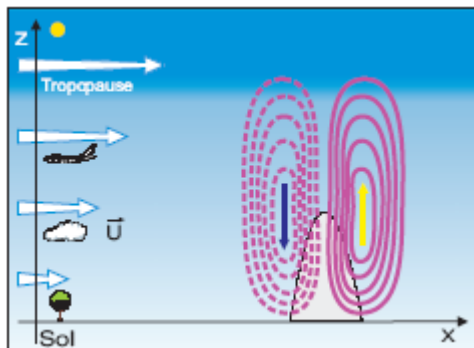
U **povrchu**, cyklonální anomálie PV s $\xi > 0$ a **teplou** θ anomálií **cestují k východu** (zrcadlové řešení k předchozímu případu).

Jejich rychlost šíření je $U + c$.

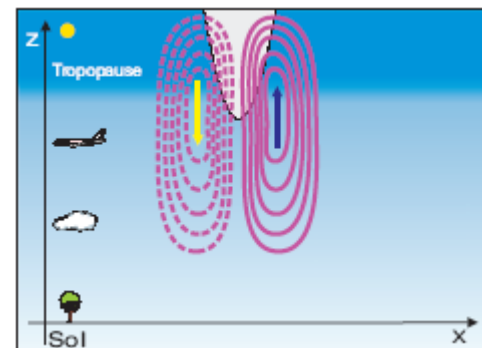
Blízko země je U malé. Jejich energie se šíří na západ, kde se objeví malé PV perturbace.



Vertikální rychlosti spojené s těmito PV anomáliemi vznikají díky sekundární cirkulaci indukované zachováním PV:



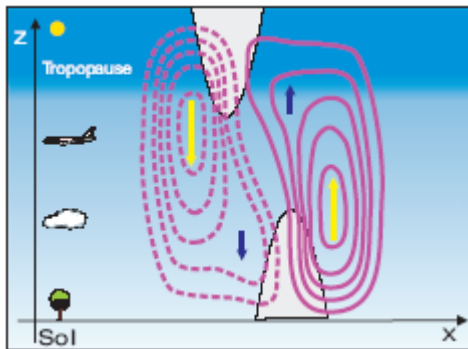
Cyklonální anomálie PV u země



a v tropopauze

Baroklinní perturbace (3)

Kladná zpětná vazba mezi dvěma cyklonálními anomáliemi PV u povrchu a v tropopauze. Měly by mít trochu posunutou **fázi**:



Maximální výstupy spojené s PV anomálií v tropopauze **jsou právě nad osou rotace** anomálie u povrchu a **vice versa** pro **sestupný proud**.

Nastane vertikální protažení s kontrakcí hmoty k ose rotace. Zachováním setrvačnosti **vorticita obou anomálií vzroste**.

Zesílení anomálie vorticity indukuje zesílení anomálií tlaku (geopotenciálu), větru a teploty.

Baroklinní vývoj (1)

Jednoduchý model celkem dobře odpovídá reálně pozorovaným strukturám baroklinních perturbací:

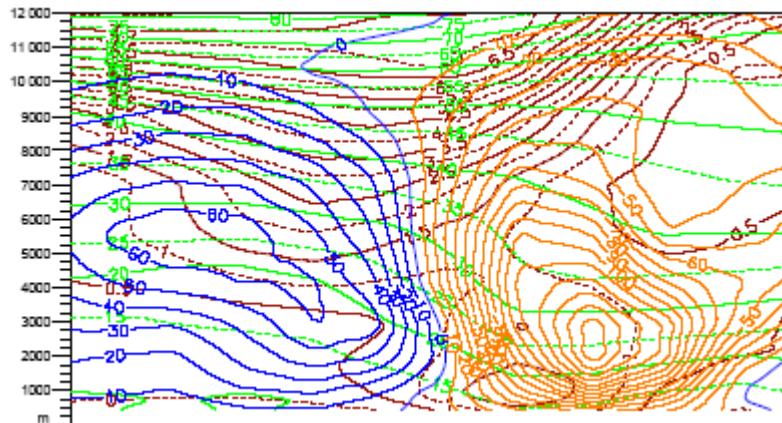
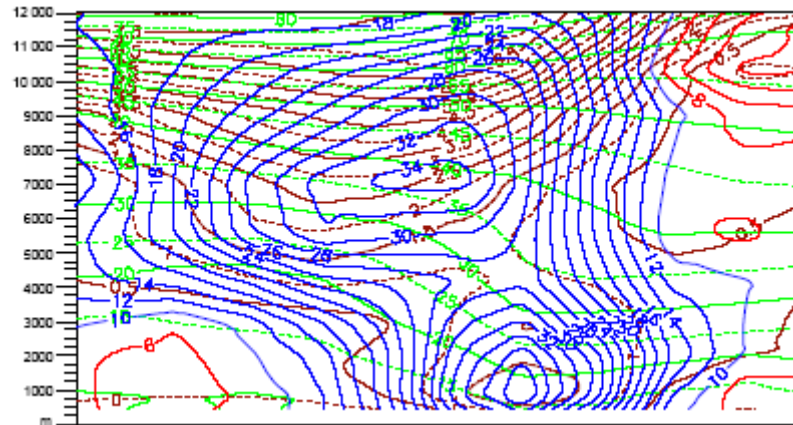
Vertikální řez:

PV- hnědá

θ -zelená

Vorticity:

modrá a červená



PV-hnědá

θ -zelená

Vertikální rychlosti: modrá a
oranžová

Baroklinní vývoj (2)

Pro **významný baroklinní vývoj** (bouři), podmínka optimálního **posunu fáze musí existovat** po **několik hodin** nebo dokonce **dní**. Tyto dvě anomálie musí zůstat v baroklinní zóně. Máme následující výraz pro **zonální** a **fázovou** rychlost:

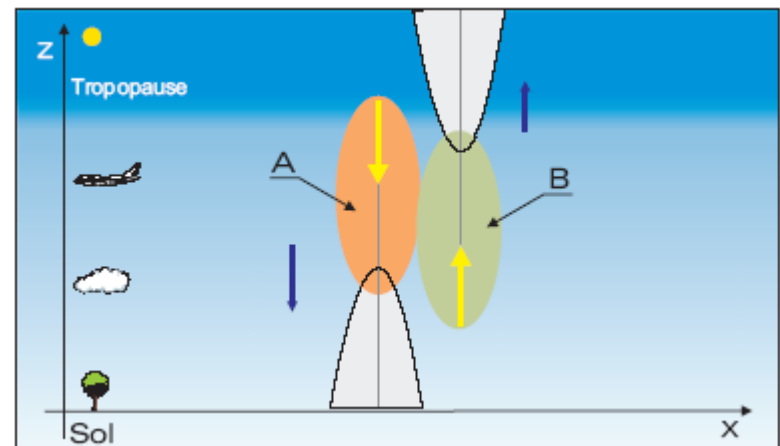
$$U_{tropo} + c_{tropo} = U_{surf} + c_{surf}$$

Když je tato podmínka splněna, anomálie jsou **“uzamčeny”** v **baroklinní perturbaci**.

Záporná vazba: zánik baroklinity (obrázek):

To se stane, když má horní vlna fázový posun ale na východ.

Baroklinní perturbace se rozpadne.



Meridionální transport tepla a baroklinní cyclogeneze

Meridionální transport tepla závisí na znaménku součinu perturbací meridionálního geostrofického větru a potenciální teploty:

$$v'_g \theta'$$

Když je znaménko kladné, teplo je transportováno k severu. To převládá ve vyvíjejících se baroklinních perturbacích. V rozpadající se perturbaci je to naopak: její energie posílí meridionální gradient teploty, jet-stream a rezervoár APE.

Silný teplotní gradient, jet a APE: silná baroklinní zóna nazývaná jako “depression rail”. Baroklinní vývoj se spustí pokud existují prekursori:
-anomálie ve spodní troposféře, která začne interagovat s baroklinní zónou;
-anomálie u povrchu (teplý oceán, latentní teplo konvektivních systémů);
Pak je ještě potřeba interakce s jet-streamem pro vytvoření kladné anomálie PV v hladině tropopauzy, aby vývoj mohl skutečně začít.

Příklad baroklinní cyklogeneze

850 hPa:

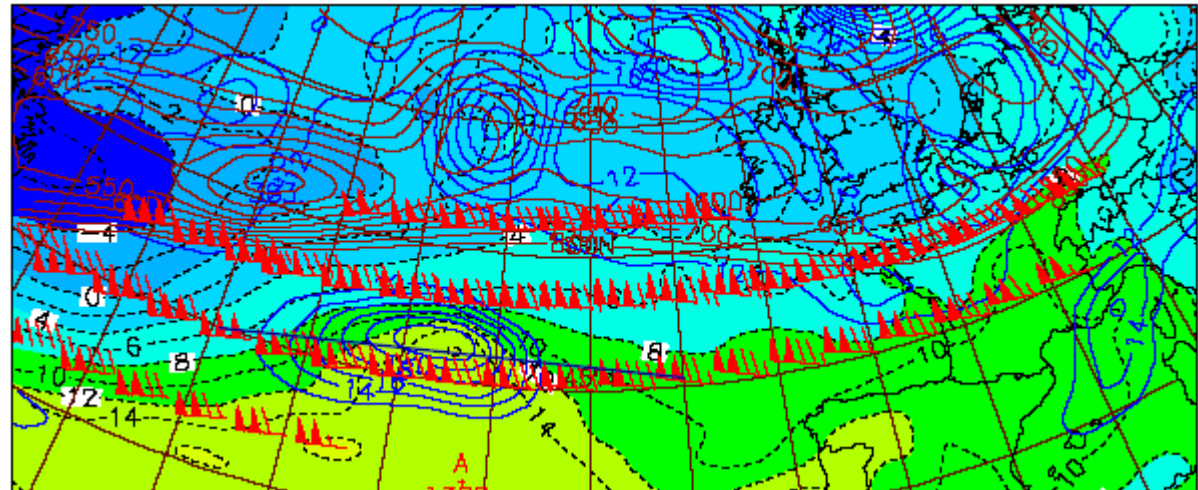
Abs. vorticita-modrá,

θ_w – barvy,

tropopausa:

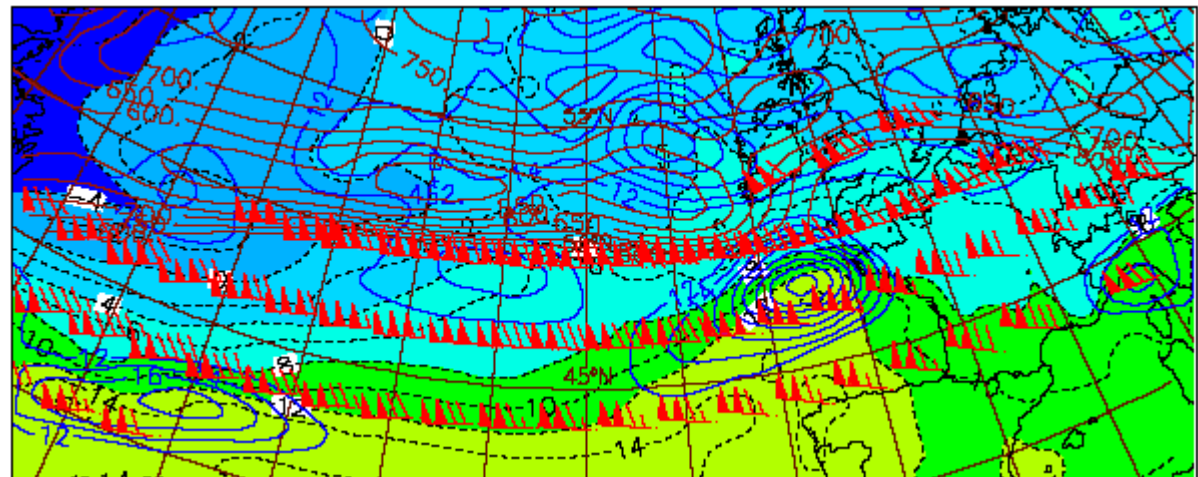
geopotenciál - hnědá

jet-stream - červeně



12 hodin později: anomálie 850 hPa podjede jet a silný baroklinní vývoj startuje.

Výsledkem je bouře “Lothar” dne 26/12/1999.



Fronty: deformace pole větru

Zde se podíváme na mechanismus vzniku front v rámci cyklogeneze.

Intenzita může být popsána horizontálním gradientem θ .

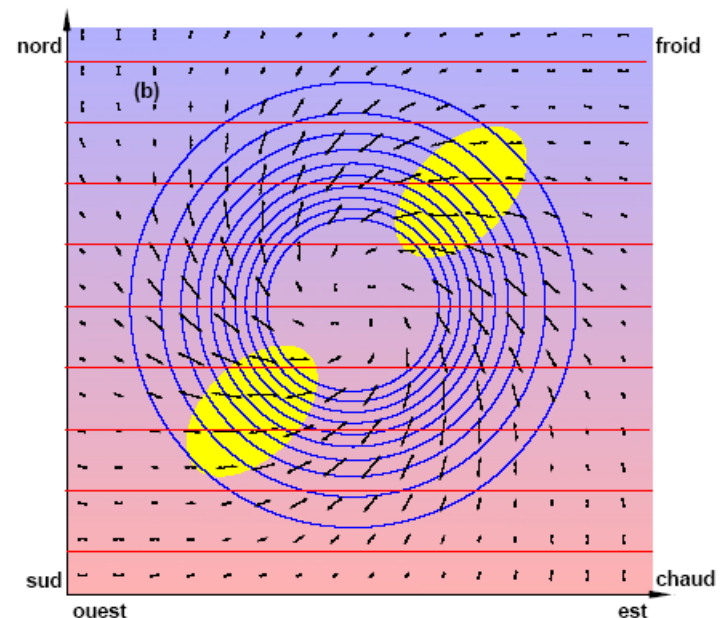
Vývoj tohoto gradientu závisí na deformaci pole větru v cyklonálním vortexu.

Idealizovaný, symetrický vortex
a deformace geostrofického větru:

Můžeme určit místa, kde dojde
ke zhuštění isentrop – zesílení
teplotního gradientu a fronty.

Jsou to místa frontogeneze.

Deformace je proces adiabatický ->
zachování PV. Nastartuje se
sekundární cirkulace s ageostrofickou
složkou větru, která povede k dalšímu
zesílení gradientu teploty.



Černé šipky: osy dilatace proudění
Žluté zóny: frontogeneze

Fronty – ageostrofický efekt (1)

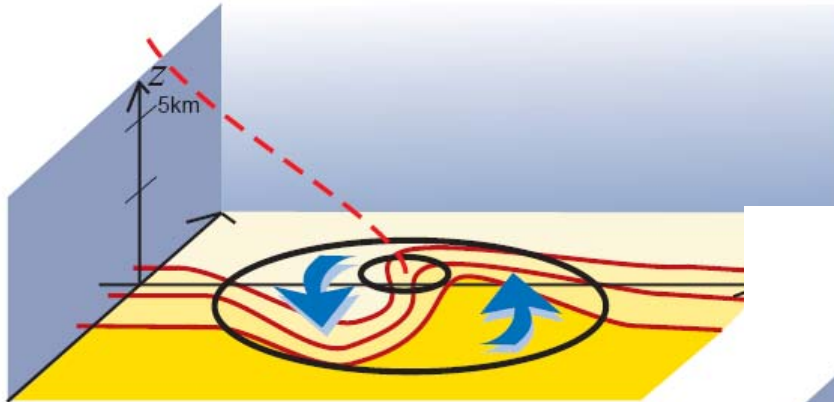
Jde o druhý mechanismus frontogeneze; tentokrát v sub-synoptickém měřítku. Když dojde k natažení anomálie, měřítko se ve směru kolmém na frontu zmenší a Rossyho číslo > 1 ($\approx 50\text{km}$)

Pak kvazi-geostrofické rovnice jsou příliš hrubé: musíme započítat divergenci ageostrofického větru do vývoje gradientu teploty.

Konvergentní ageostrofický vítr zrychluje frontogenezi: je nejsilnější blízko země.

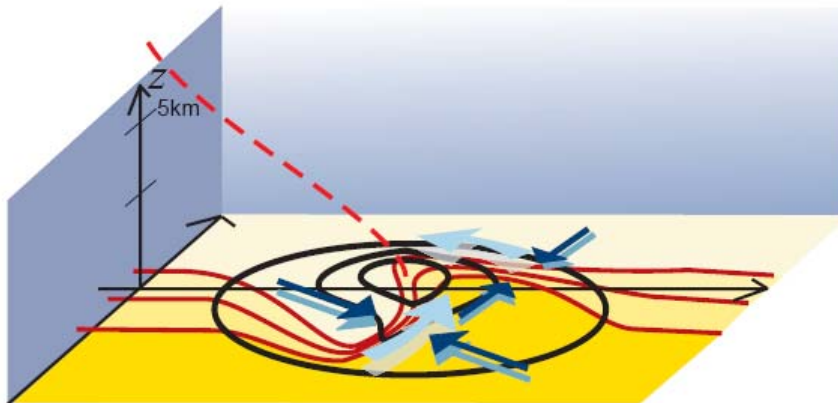
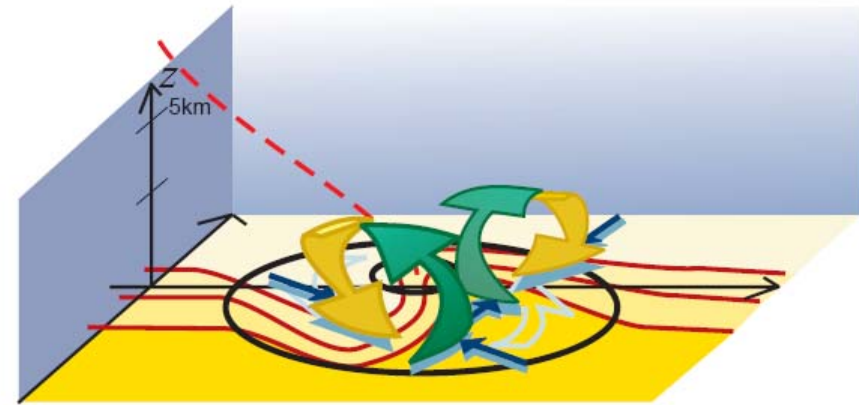
Existuje **kladná vazba** mezi konvergencí ageostrofického větru a zesilováním teplotního gradientu. Je to díky sekundární cirkulaci, která vrací atmosféru zpět k hlavním rovnovážným stavům, hydrostatickému a geostrofickému.

Fronty – ageostrofický efekt (2)



Počáteční fáze deformace geostrofického větru

Zachování PV: start sekundární cirkulace, konvergence přízemního větru (již ageostrofického)



Výsledek kladné vazby: posílení gradientu teploty a horizontálního stříhu větru.

Závěr lekce L3

- Koncept potenciální vorticity překonává staré postuláty Norské školy.
- Je zřejmé, že je užitečné mít na jedné mapce přehled dvou hladin: horní hranice mezní vrstvy a tropopauzy, kde vznikají anomálie PV, kde jsou jet-streamy, zóny konvergence, divergence, ale samozřejmě také fronty.
- Bez pomoci numerických simulací by nebylo možné studovat vývoj 3D polí v baroklinní zóně => návrat k rovnicím a jejich numerickému řešení (L4).