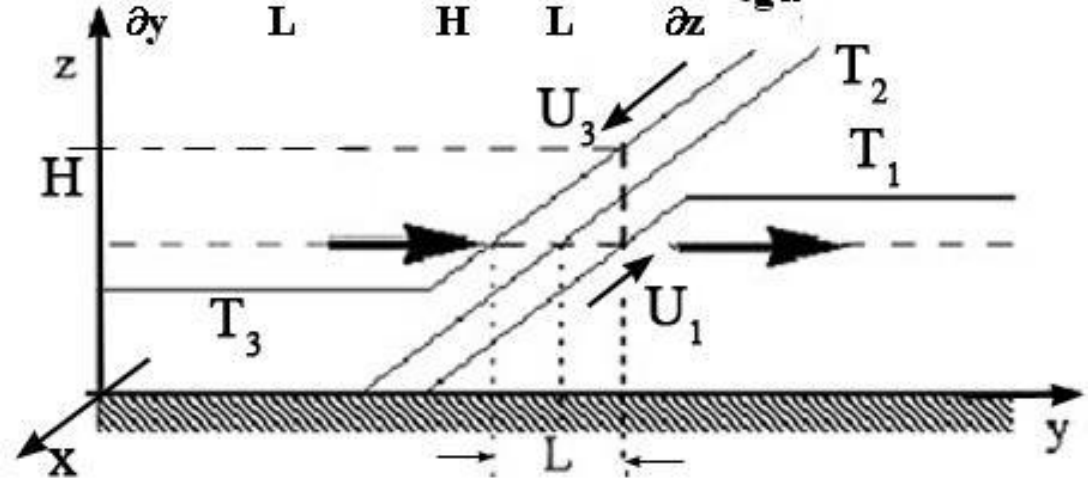
Фронтогенез

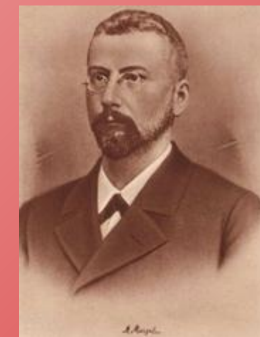
и

Q-вектор

Наклон фронтальных зон в атмосфере

$$\frac{\partial T}{\partial y} \approx \frac{T_1 - T_3}{L} = \frac{T_1 - T_3}{H} \cdot \frac{H}{L} = -\frac{\partial T}{\partial z} \cdot tg\alpha$$





Макс Маргулис

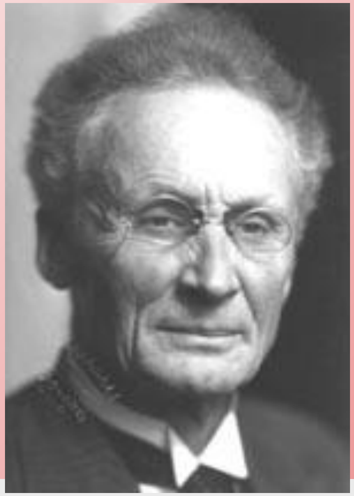
$$\Delta U_g = -\frac{g \cdot \Delta z}{l \cdot T_{cp}} \frac{\partial T_{cp}}{\partial y}$$

Если $\Delta U_{gp} \approx \Delta U \approx U_3 - U_1$ и $z \cdot \nabla T = H \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \approx (T_1 - T_3) \cdot tg\alpha$ то

$$\boxed{tg\alpha = \frac{l \cdot T_{cp}}{g} \cdot \frac{U_3 - U_1}{T_1 - T_3}}$$ – формула Маргулеса

Чтобы угол наклона был в сторону холодного воздуха <u>в теплом воздухе должна быть</u> <u>больше скорость ветра вдоль фронта</u>

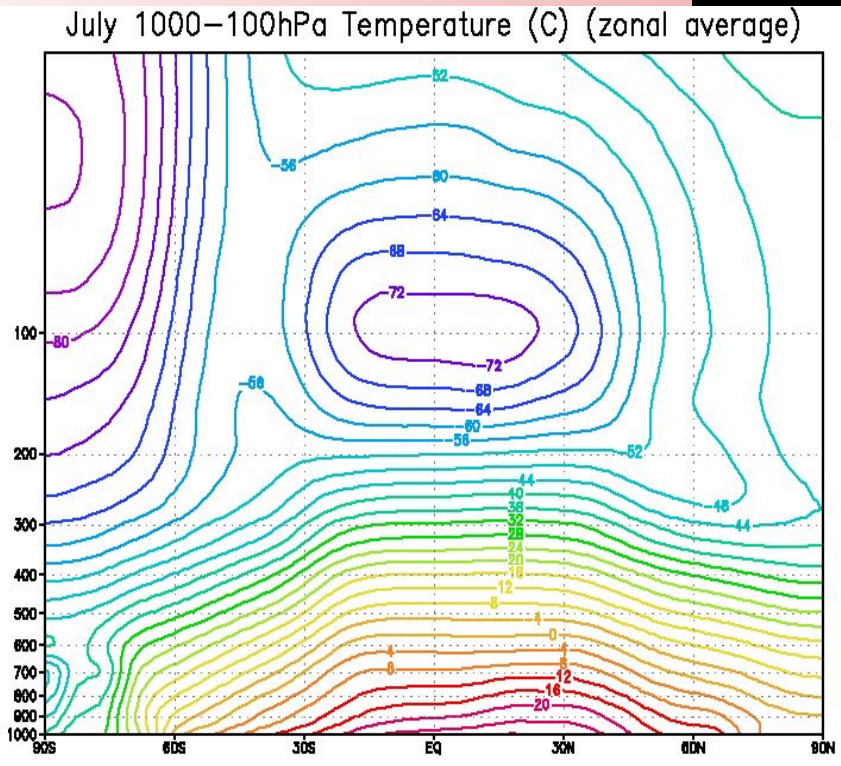
Фронты образуются в зонах конвергенции ветра

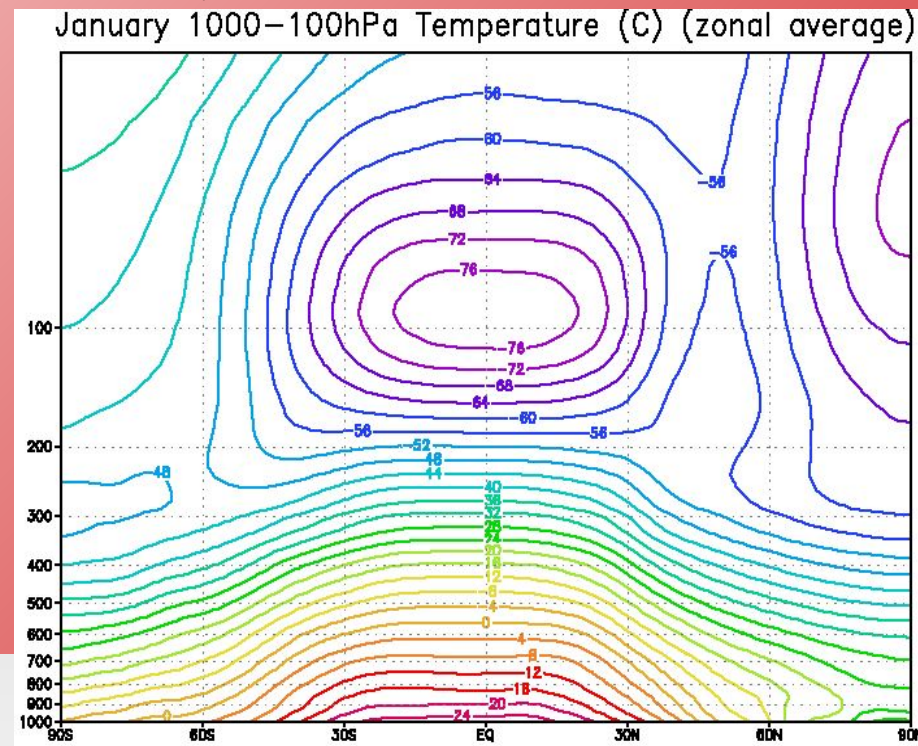


Вильгельм
Бьеркнес

Зоны максимальных градиентов температуры

январь **июль**

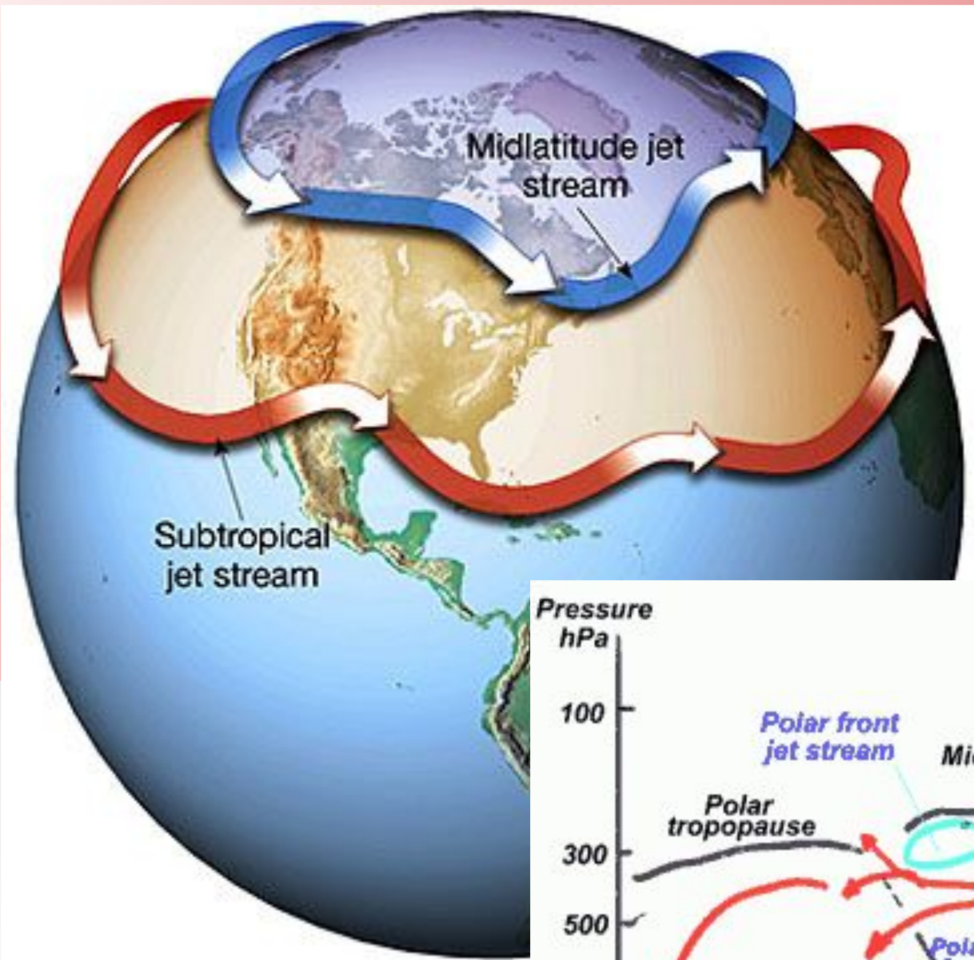


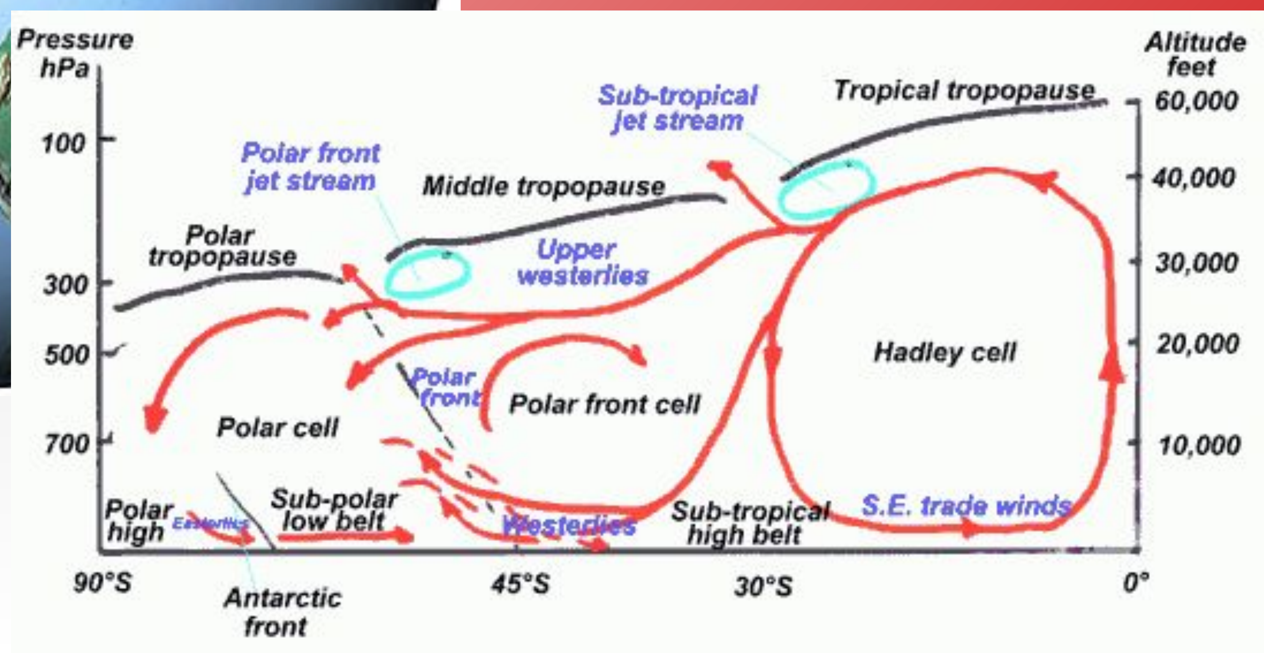


- ***Зона 1: Область нисходящих токов, ограничивающая ячейку Хэдли, в которой температура выровнена по широте и высока***
- ***Зона 2: Область вблизи снеговой линии, севернее которой температуры над льдом и снегом выравнена по горизонтали и низка***

Что мы знаем:

- В зонах устойчивых максимальных температурных градиентов образуются климатические фронты, разделяющее полушарие на экваториальную и приполярную части и область умеренных широт.
- Механизм увеличения скоростей ветра в струйных течениях – термический ветер– приводит в этих зонах под влиянием усиленных термических градиентов к возникновению двух струйных течений


Midlatitude jet stream
Subtropical jet stream


Pressure hPa
Altitude feet
100
300
500
700
60,000
40,000
30,000
20,000
10,000
Sub-tropical jet stream
Tropical tropopause
Polar front jet stream
Middle tropopause
Polar tropopause
Upper westerlies
Hadley cell
Polar front
Polar front cell
Polar cell
Polar high
Easterlies
Sub-polar low belt
Westerlies
Sub-tropical high belt
S.E. trade winds
90°S
Antarctic front
45°S
30°S
0°

Вопрос:

А почему же вне области струйных течений образуются узкие зоны максимальных температурных градиентов ?

Ответ на этот вопрос дает динамическая теория фронтогенеза

<u>Сгущение изотерм, образующее фронт, определяется</u> <u>различием адвекции в деформационном поле</u>

Тор Харольд Бержерон

Сверре Петессен

<u>Причины усиления горизонтального градиента температуры</u>

Уравнение притока тепла для изобарических поверхностей:

$$\boxed{\frac{d\theta}{dt} = \frac{J}{\rho_P}}\text{, где}\quad \theta_p = T\left(\frac{P_0}{p}\right)^{R/C_P},\quad \frac{J}{\rho_P}\ \text{— приток тепла к единице массы}$$

Если рассматривать адиабатическую и квазигеострофическую атмосферу, то

$$\frac{d\theta}{dt} = \cancel{\frac{J}{\rho_P}} \Rightarrow \boxed{\frac{\partial\theta}{\partial t} + u_g\frac{\partial\theta}{\partial x} + v_g\frac{\partial\theta}{\partial y} + \omega\frac{\partial\theta}{\partial p} = 0}\text{, где}\quad \omega = \frac{dp}{dt}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} : \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} = -u_g\frac{\partial\theta}{\partial x} - v_g\frac{\partial\theta}{\partial y} - \omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right) \Rightarrow$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_g\frac{\partial}{\partial x} + v_g\frac{\partial}{\partial y}\right)\frac{\partial\theta}{\partial y} = \frac{D_g}{Dt}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right) = -\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial y} - \frac{\partial\omega}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p} \cancel{-\omega\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p}}$$

$$\boxed{\frac{D_g}{Dt}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right) = -\underline{\left(\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)} - \underline{\frac{\partial\omega}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p}}}$$

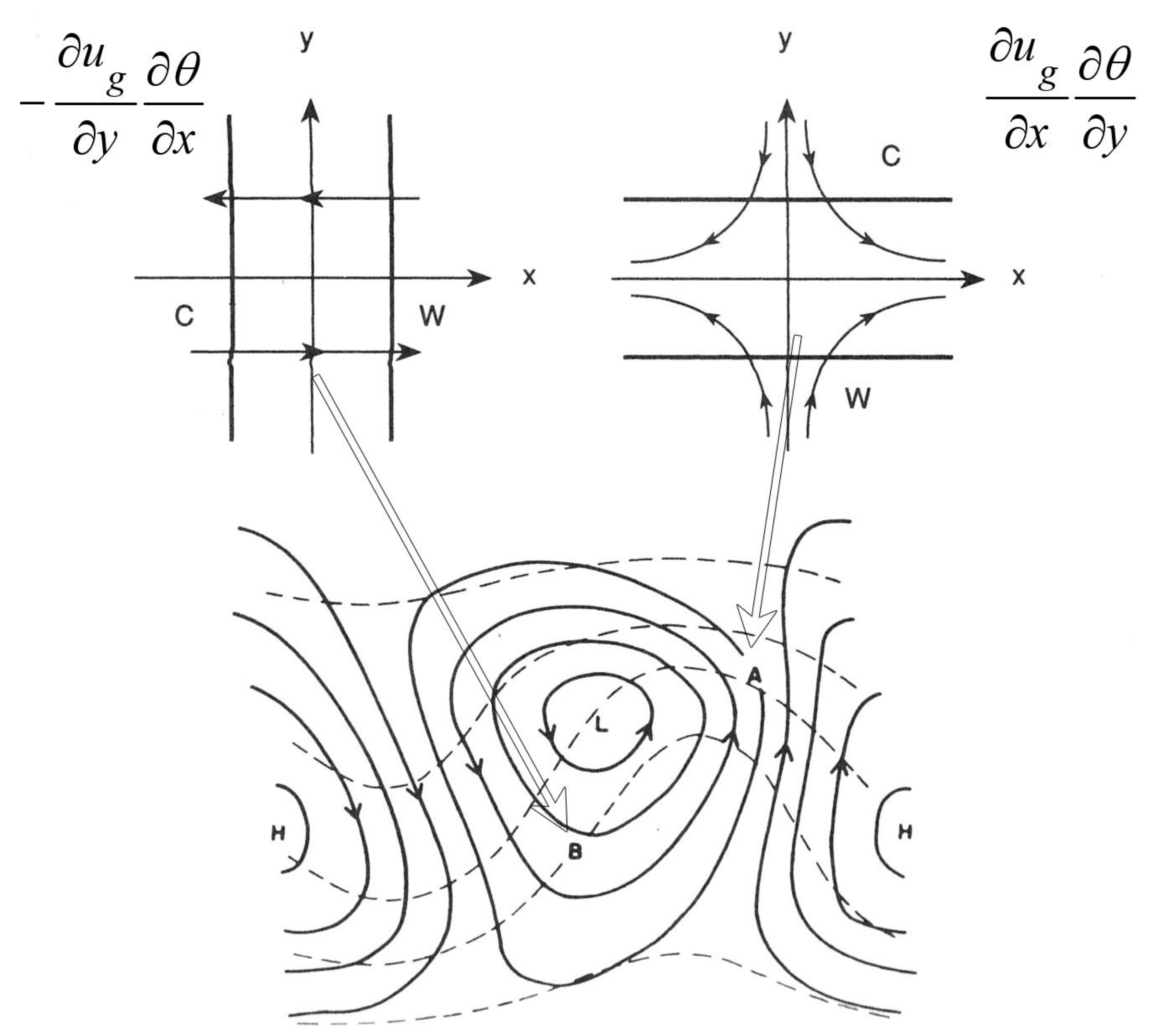
Три причины усиления градиента температуры

$$\frac{D_g}{Dt}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)=-\underbrace{\left(\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial x}-\frac{\partial u_g}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)}_{1\qquad\qquad 2}-\underbrace{\frac{\partial\omega}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p}}_{3}$$

- ***Поперечный сдвиг геострофического ветра (1)***
- ***Продольное усиление геострофического ветра (2)***
- ***Усиление наклона изотерм и увеличение скорости поперечной вертикальной циркуляции (3)***

Первопричины роста поперечного градиента Т

Поперечный сдвиг Ug (зона холодного фронта)



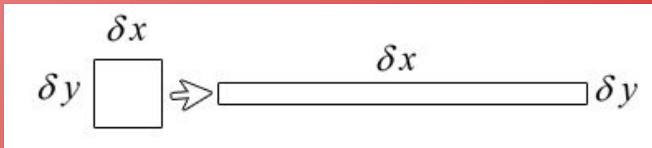
Деформация Растяжения (зона теплого фронта)

Самоусиление фронтогенеза

Деформационное поле гиперболического типа: $\psi(x,y) = -K \cdot x \cdot y$

$$u_g = -\frac{\partial \psi}{\partial y} = Kx, \quad v_g = \frac{\partial \psi}{\partial x} = -Ky, \quad \frac{\partial u_g}{\partial x} = K, \quad K \cong \frac{1\,[\text{м/с}]}{100\,[\text{км}]} = 10^{-5}\left[\;^{-1}\right]$$

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{\delta x}{\delta y}\right) = \frac{1}{\delta x}\frac{D\delta x}{Dt} - \frac{1}{\delta y}\frac{D\delta y}{Dt} = \frac{\delta u}{\delta x} - \frac{\delta v}{\delta y} \rightarrow \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = 2K$$



$$\frac{D_g}{Dt}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) = K\frac{\partial T}{\partial y}$$

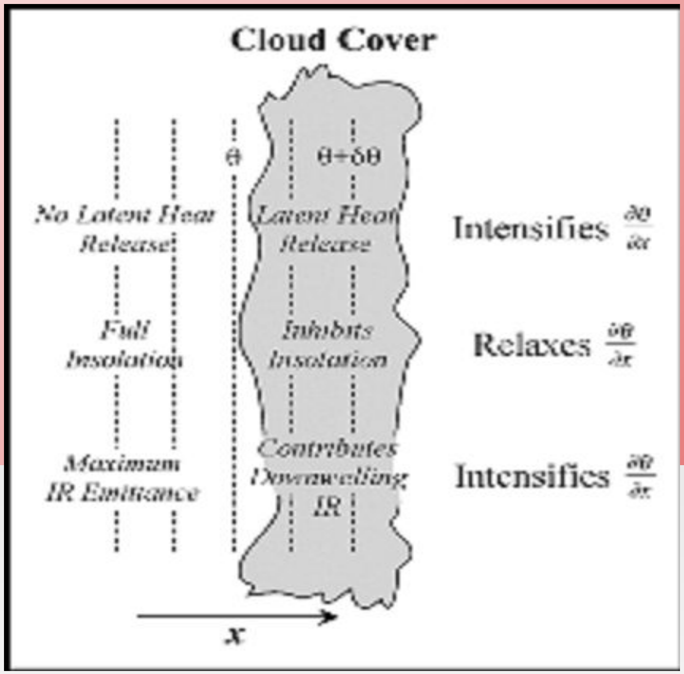
$$\frac{\partial T}{\partial y} = e^{Kt}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{t=0}$$

Увеличение градиента температуры в 10 раз возможно при выбранном *K* не менее, чем за 3 суток.

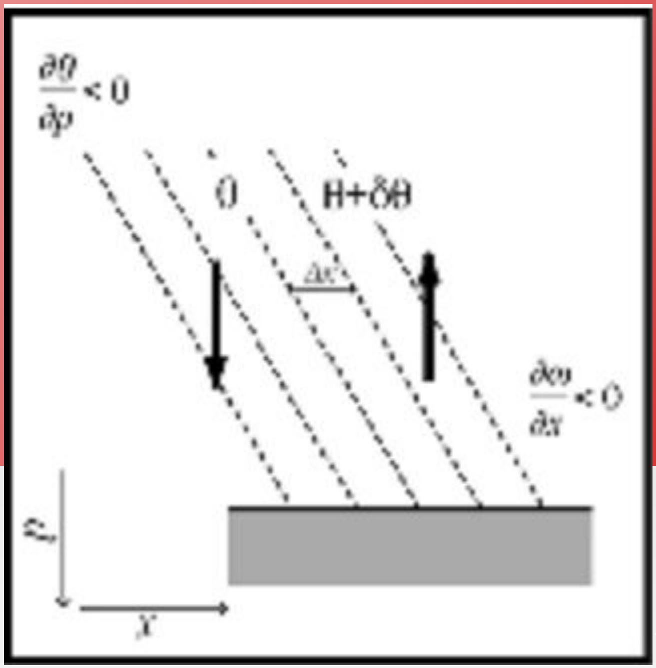
В атмосфере на это происходит за 10 -12 часов.

<u>Это значит, что при фронтогенезе возникают положительные обратные связи</u>

Еще причины роста поперечного градиента Т

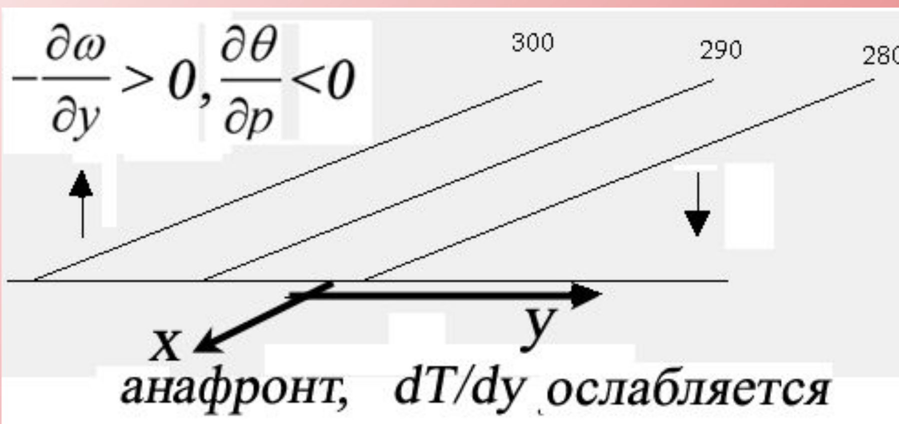


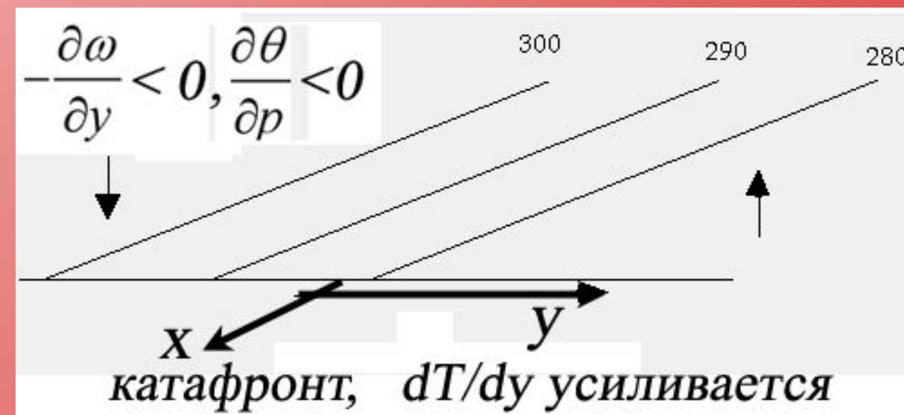
Влияние различий притока тепла поперек зоны фронта



Влияние поперечной вертикальной циркуляции при наклонных изотермах

Возникновение и усиление поперечных циркуляций по разному влияет на фронтогенез





- ***Вопрос: откуда берутся и почему возникают и усиливаются поперечные циркуляции?***
- ***Ответ дает «полугеострофическая» модель фронта)***

Количественное объяснение возникновения поперечной циркуляции в зоне фронта

Арнт Элиассен
1915-2000

Джон Стенли Сойер
1916-2000

Полугеострофическая модель фронтогенеза. 1

Исходная система уравнений:

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0$$

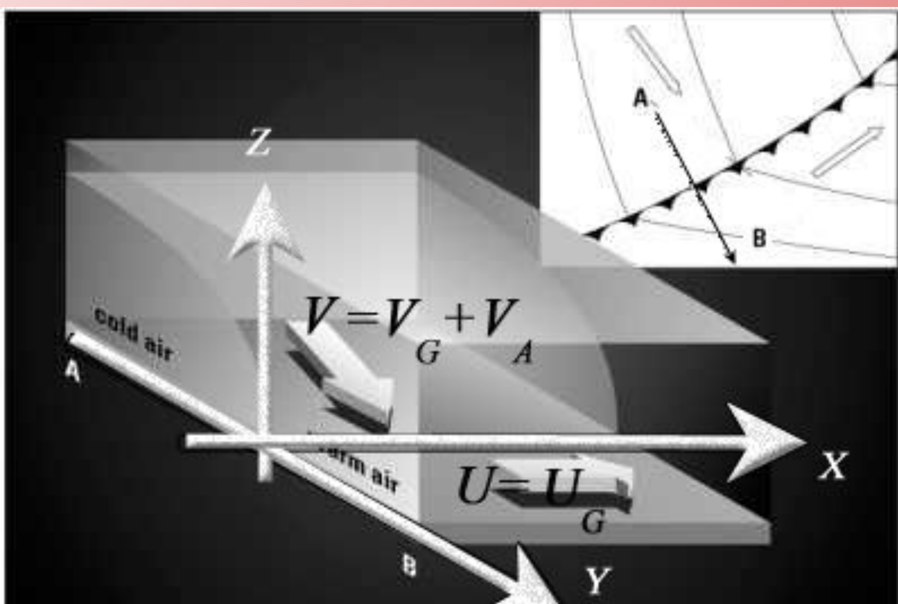
$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0$$

$$\frac{D\Theta}{Dt} + w\frac{d\theta_0}{dz} = 0$$

Параметр плавучести $b \equiv \frac{g\Theta}{\theta_{00}} = \frac{\partial \Phi}{\partial z}$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z}$$



Система координат

Полугеострофическая модель фронтогенеза. 2 Масштабы и их отношения

$$L_x \gg L_y\,, \quad U \gg V$$

$$U \sim 10\,\mathrm{m\,s^{-1}}, V \sim 1\,\mathrm{m\,s^{-1}}, L_x \sim 1000\,\mathrm{km}, L_y \sim 100\,\mathrm{km},$$

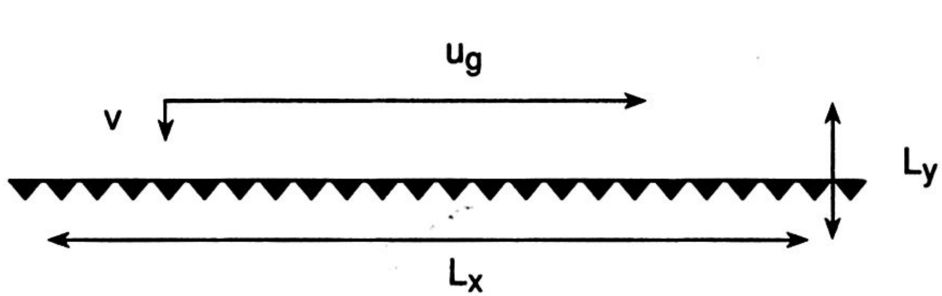
$$D/Dt \sim V/L_y$$

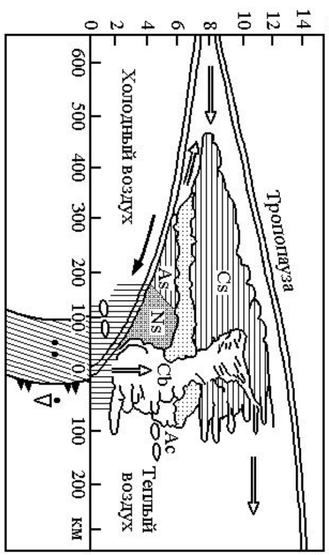
$$\mathrm{Ro} \equiv V/fL_y \ll 1, \text{ the}$$

$$\frac{|Du/Dt|}{|fv|} \sim \frac{UV/L_y}{fV} \sim \mathrm{Ro}\left(\frac{U}{V}\right) \sim 1$$

$$\frac{|Dv/Dt|}{|fu|} \sim \frac{V^2/L_y}{fU} \sim \mathrm{Ro}\left(\frac{V}{U}\right) \sim 10^{-2}$$

По оси У выполняется геострофическое соотношение,
а по оси Х оно не выполняется
Это используется в полугеострофических построениях





Полугеострофическая модель фронтогенеза. 3 Упрощения уравнений

$\frac{Du_g}{Dt} - fv_a = 0$, поскольку $fv_g = \frac{\partial \Phi}{\partial x}$ и $fu_g = -\frac{\partial \Phi}{\partial y}$, откуда $\left(f\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{\partial b}{\partial y} \right)$

$\frac{Db}{Dt} + N^2 w = 0$, аналог температуры $b = \frac{g(\theta - \theta_0)}{\theta_0} = \frac{\partial \Phi}{\partial z}$, частота Б-В. осн состояния $N^2 = \frac{g}{\theta_0}\frac{\partial \theta_0}{\partial z}$

$\frac{\partial v_a}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$ тогда $v_g = -\frac{\partial \psi}{\partial z}$, $w = \frac{\partial \psi}{\partial y}$, а ψ – функция тока

$\frac{D}{Dt} = \frac{D_g}{Dt} + \lambda\left(v_a \frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z} \right)$, где $\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g\frac{\partial}{\partial x} + v_g\frac{\partial}{\partial y}$, а $\lambda = \begin{cases} 1 \\ 0 \end{cases}$ – индикатор

Для перехода к следующему слайду нужно разобрать формулу

$$f\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{Du_g}{Dt} - fv_a \right) = \frac{D}{Dt}\left(f\frac{\partial u_g}{\partial z} \right) + f\frac{\partial u_g}{\partial z}\frac{\partial u_g}{\partial x} + f\frac{\partial v_g}{\partial z}\frac{\partial u_g}{\partial y} + \lambda f\frac{\partial}{\partial z}\left(v_a\frac{\partial u_g}{\partial y} + w\frac{\partial u_g}{\partial z} \right)$$

$$-Q_2 = \frac{\partial u_g}{\partial z}\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial z}\frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{\partial v_g}{\partial z}\frac{\partial u_g}{\partial y} - \frac{\partial v_g}{\partial y}\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial y}$$

Вывод основного уравнения для поперечной циркуляции во фронтальной зоне

$$\frac{D}{Dt}\left(f\frac{\partial u_g}{\partial z}\right) = Q_2 + \frac{\partial v_a}{\partial z} f\left(f - \lambda\frac{\partial u_g}{\partial y}\right) + \lambda\frac{\partial w}{\partial z}\frac{\partial b}{\partial y}$$

$+$

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{\partial b}{\partial y}\right) = Q_2 - \lambda\frac{\partial v_a}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y}\left(N^2 + \lambda\frac{\partial b}{\partial z}\right)$$

$$0 = 2Q_2 + \frac{\partial v_a}{\partial z} f\left(f - \lambda\frac{\partial u_g}{\partial y}\right) + \lambda\frac{\partial w}{\partial z}\frac{\partial b}{\partial y}$$

$$- \lambda\frac{\partial v_a}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y}\left(N^2 + \lambda\frac{\partial b}{\partial z}\right)$$

ГДЕ $Q_2 = -\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial y}$

Поперечная циркуляция в полугеострофическом и геострофическом случаях

Используя функцию тока

$$\frac{\partial w}{\partial y} = \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial y^2}, \quad \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial y \partial z}, \quad \frac{\partial v_a}{\partial z} = -\frac{\partial^2 \psi_M}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial v_a}{\partial y} = -\frac{\partial^2 \psi_M}{\partial y \partial z}$$

получим уравнение для описания циркуляции воздуха в зоне фронта

$$\boxed{\left(N^2 + \lambda \frac{\partial b}{\partial z}\right) \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial y^2} + \lambda \left(-2 \frac{\partial b}{\partial y}\right) \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial z \partial y} + f \left(f - \lambda \frac{\partial u_g}{\partial y}\right) \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial z^2} = 2Q_2}$$

В случае чисто геострофического движения тогда $\lambda = 0$,

$$N^2 \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial y^2} + f^2 \frac{\partial^2 \psi_M}{\partial z^2} = 2Q$$

Уравнение Сойера-Елиассена может менять тип

$$\left(-\gamma\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2}+\left(2\frac{\partial M}{\partial p}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial p\partial y}+\left(-\frac{\partial M}{\partial y}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial p^2}=Q_g-\gamma\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)$$

$$Q_g=-2\left(\frac{\partial U_g}{\partial y}\frac{\partial V_g}{\partial p}-\frac{\partial V_g}{\partial y}\frac{\partial U_g}{\partial p}\right)$$

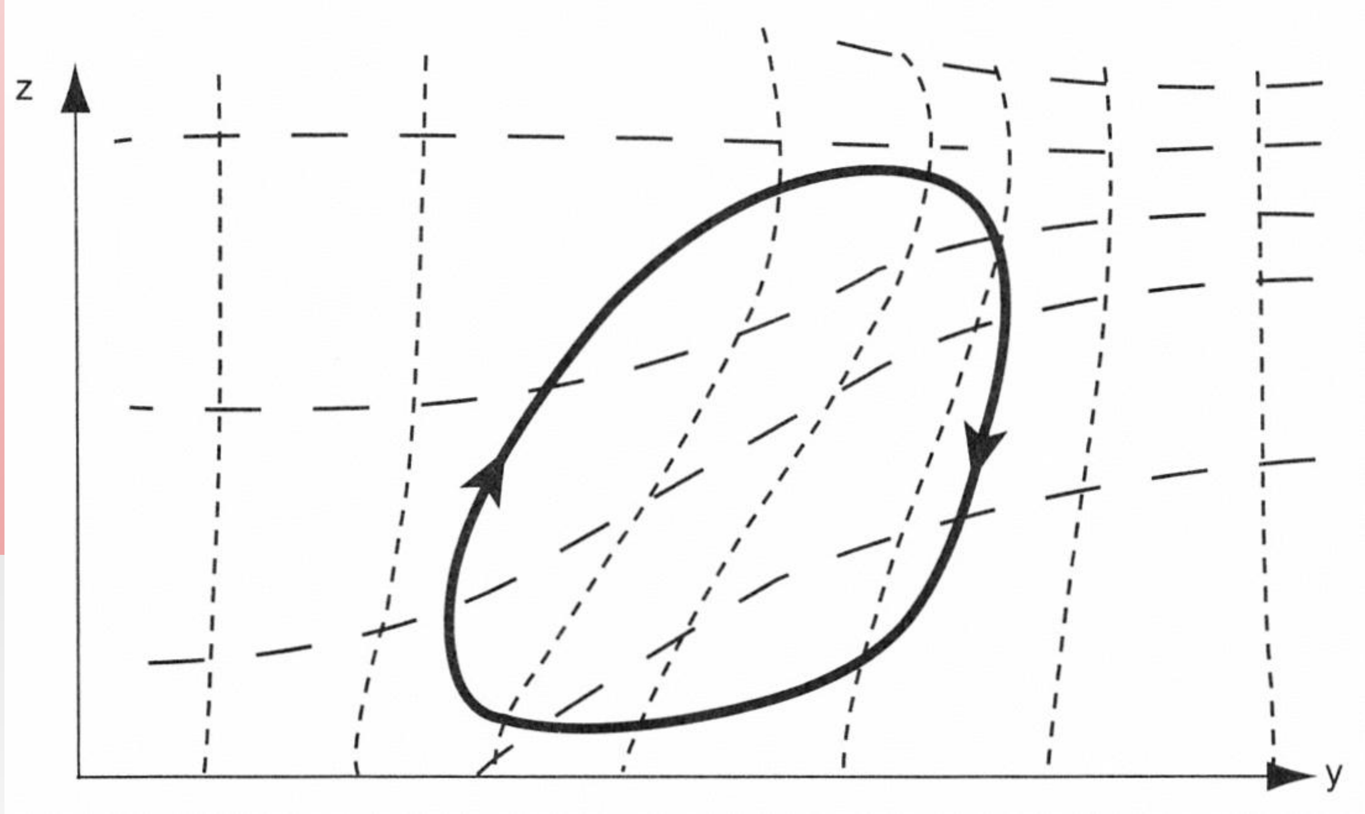
$$A\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+B\frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}+C\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}+D\frac{\partial u}{\partial x}+E\frac{\partial u}{\partial y}+Fu=G$$

$$B^2-4AC\quad\begin{array}{ll} <0 & \textit{Elliptic}\\ =0 & \textit{Parabolic}\\ >0 & \textit{Hyperbolic.}\end{array}$$

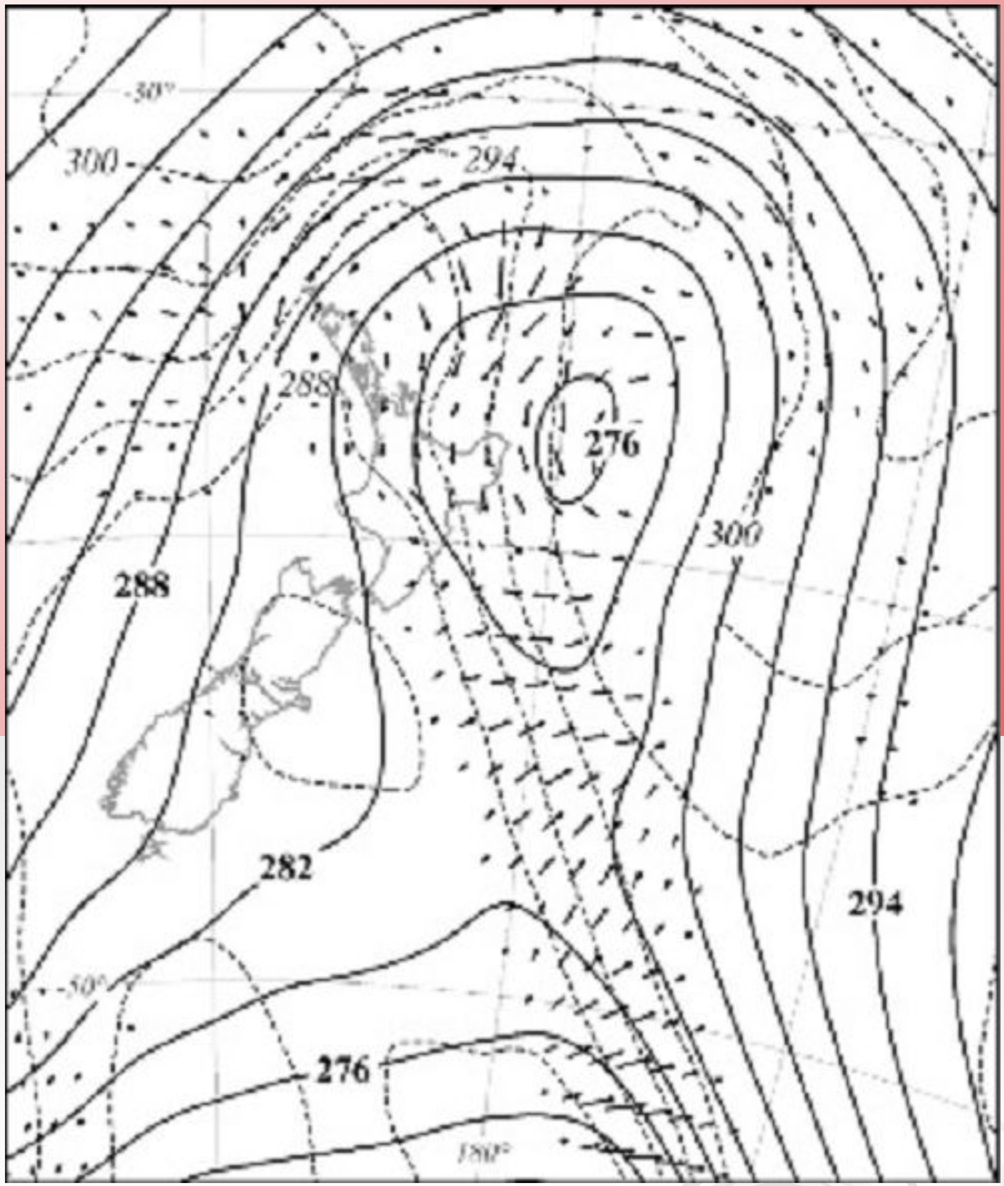
$$\gamma\left(\frac{\partial\theta}{\partial p}\frac{\partial M}{\partial y}-\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial M}{\partial p}\right)>0.$$

Это условие эллиптичности уравнения Сойера-Элиассена, когда решение единственно во всей области

Типичные условия возникновения поперечной циркуляции в геострофической фронтальной зоне



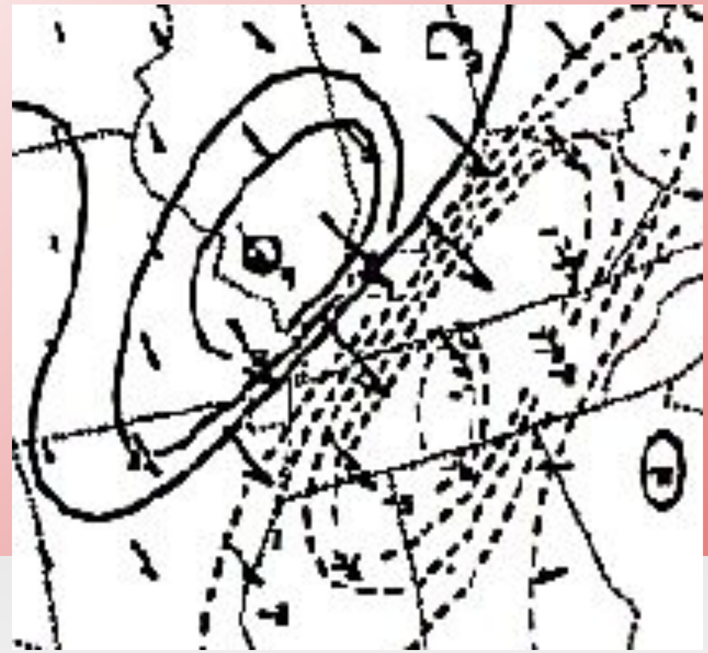
Уравнение поперечной циркуляции будет эллиптическим и под влиянием неоднородной адвекции температуры (Q_2) возникает поперечная циркуляция воздуха, которая усиливает рост градиента температуры и тем самым увеличивает наклон и переводя режим в полугеострофический. В последнем асимметрия еще более усиливается



Совместный анализ термобарического поля и Q-вектора при выявлении зон фронтогенеза (Нов.зеландия. 6.08.2004. 06 UT

Изогипсы Н700 – сплошные
Изоэнтропы – точечные
Q-вектор (значения большие $2*10^{-10}$ м2/кг/с) показаны стрелками

Пример анализа Q-вектора



Qn – нормальная (поперечная) к изотермам составляющая
В зоне ее дивергенции - сплошная, а в зоне конвергенции пунктирная в слое 850-700.
Если Qn направлен от холода к теплу, то имеет место фронтогенез (показано на рисунке!)

В области конвергенции Qn -- восходящие потоки, в области дивергенции – нисходящие
Зона конвергенции обычно располагается вдоль фронта и связана с полосой интерсивных осадков

Что будет дальше:
Инерционные колебания

$$v_g = \frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \text{ где } \Rightarrow \boxed{\frac{du}{dt} = fv = f\frac{dy}{dt} \Rightarrow du = f\,dy}, \qquad f = 2\omega\sin\varphi$$

$$u_g = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial y} \Rightarrow \boxed{\frac{dv}{dt} = f(u_g - u) \Rightarrow \frac{d^2y}{dt^2} = \left(u_g - u\right)}$$

$$u_g(y) = u_g(0) + \frac{\partial u_g}{\partial y}y \quad u(y) = u_g(0) + f\cdot y \quad u_g(y) - u(y) = \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} - f\right)y$$

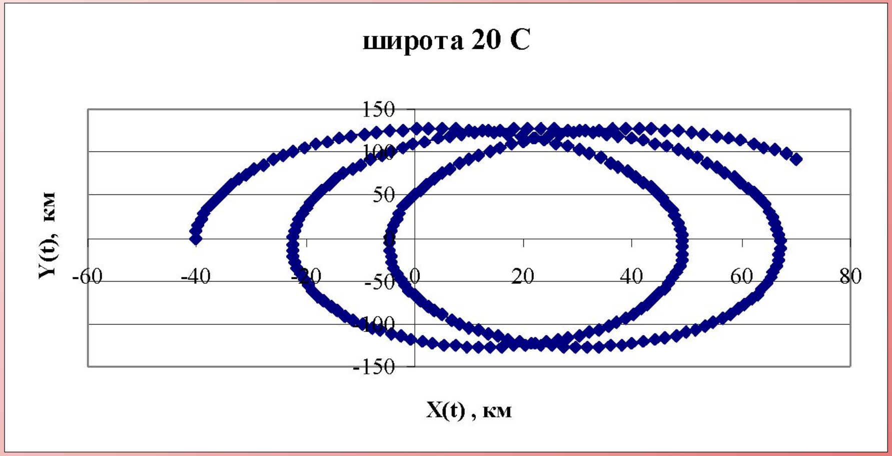
$\boxed{u(y) = u_g(0) + f\cdot y = M \text{ — скорость абсолютного движения}}$

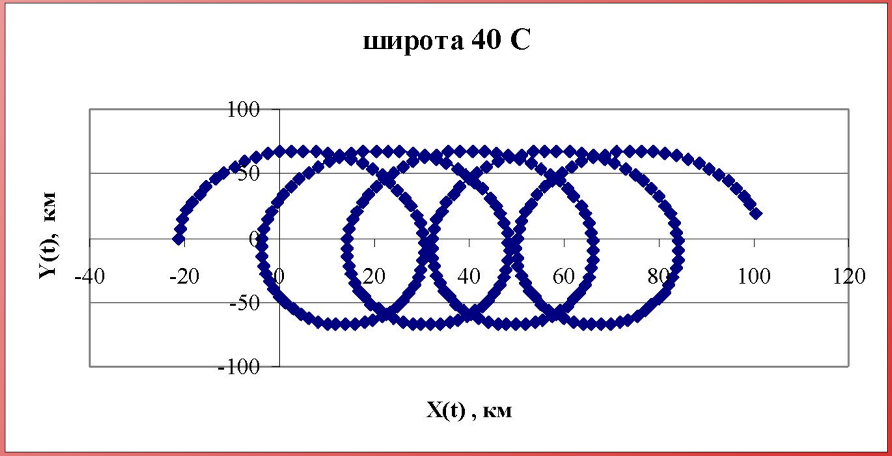
$$\frac{d^2y}{dt^2} = f(u_g - u) = -f\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)y = -f\frac{\partial M}{\partial y}y$$

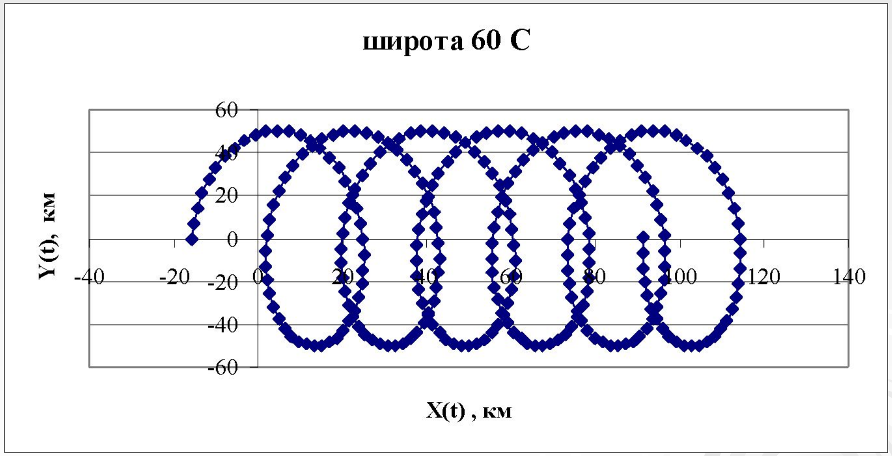
$\frac{d^2y}{dt^2} + F^2y = 0$ — уравнение инерционных колебаний атмосферы

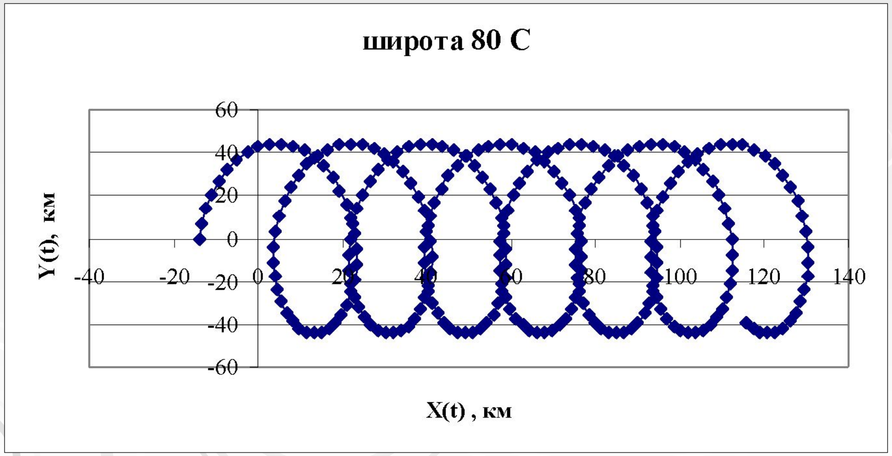
$F = \sqrt{f\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)}$ — частота инерционных колебаний, при $f < \frac{\partial u_g}{\partial y}$ неустойчивы

Траектории частицы при инерционном колебании на разных широтах





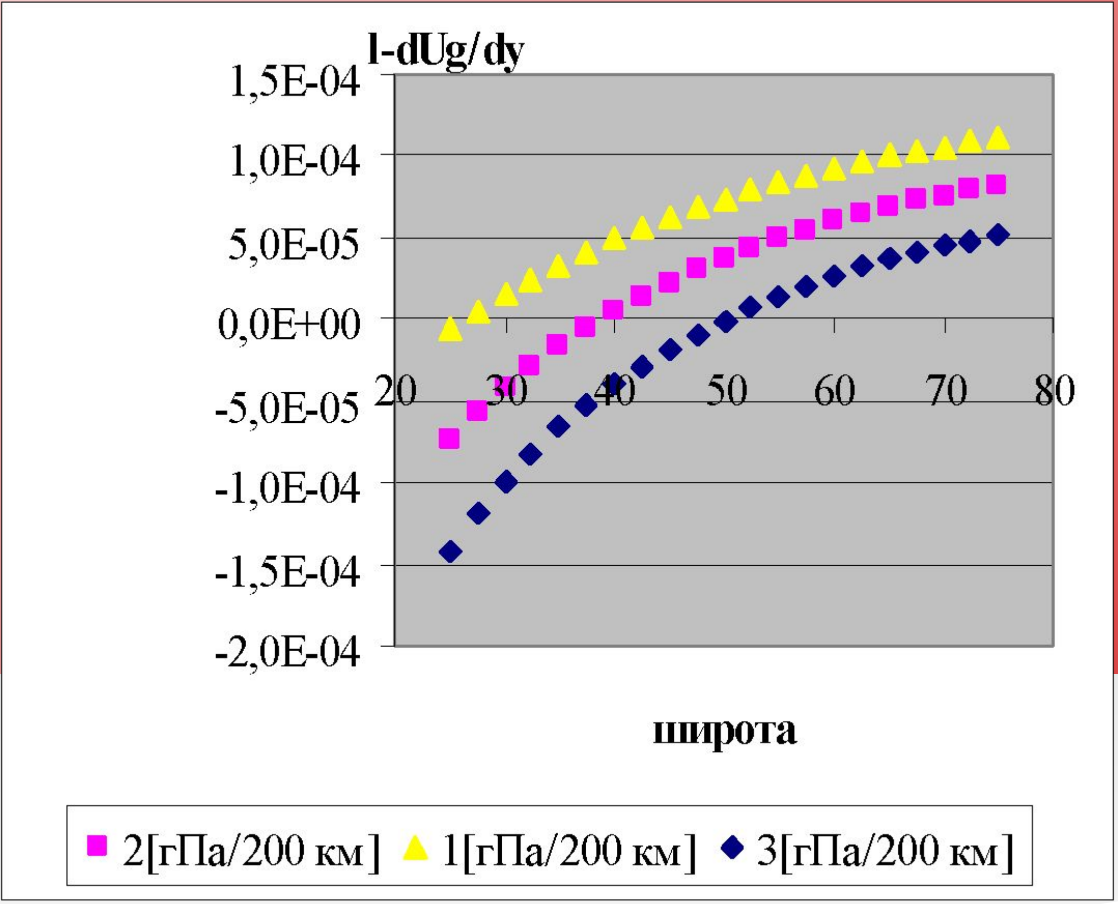




Инерционные колебания атмосферы – это движение под действием постоянного начального поля давления

- Если градиент давления отсутствует, частота инерционных колебаний равна $2\omega\sin\phi_0$
- Период назыветса маятниковыми сутками

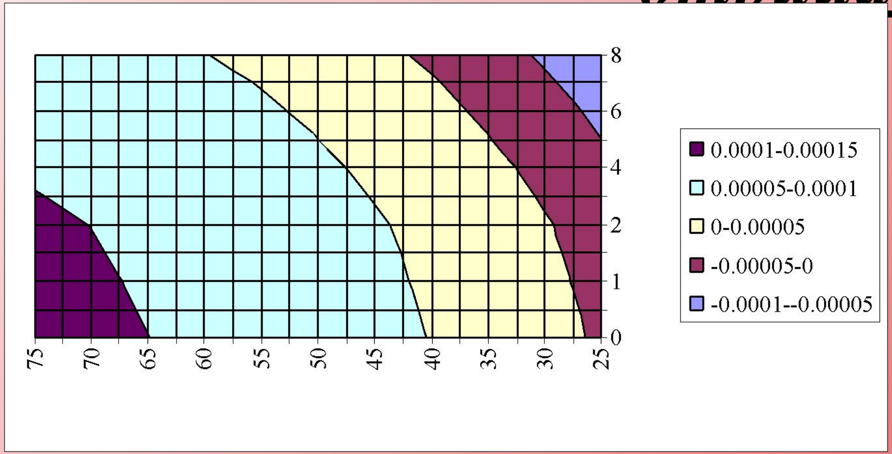
Значения абсолютного вихря
$dM/dy = 2\omega\sin\phi - \delta Ug/\delta y$

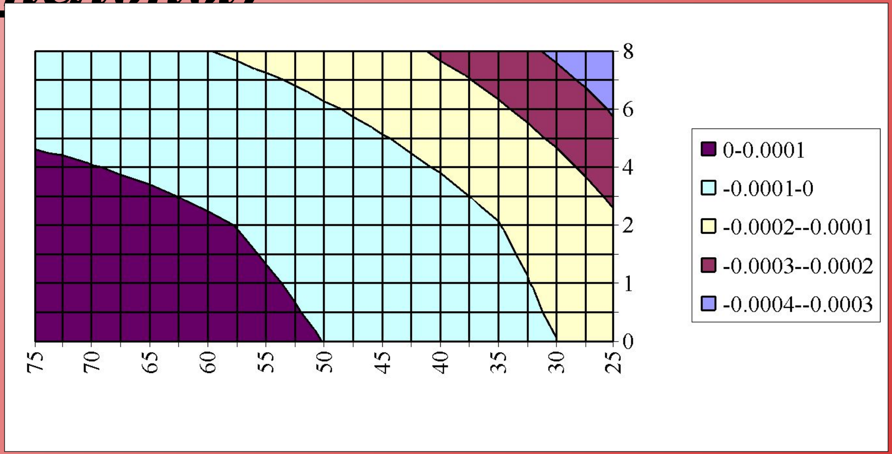


В зависимости от изменения скорости геострофического ветра абсолютный вихрь убывает с разной скоростью на разных широтах.

Неустойчивость инерционных колебанийхарактерна для средних и низких широт

Схема вертикального разреза абсолютного вихря (в зонах неустойчивости значения отрицательны)





Ug(0)=7 м/с (dp/dz= 1гПа/200 км)

Ug(0)=20 м/с (dp/dz= 3гПа/200 км)

- ***По горизонтали – широта в градусах***
- ***По вертикали высота в км***
- ***Атмосфера политропна, градиент температуры 6С/км***
- ***Геострофический ветер вычислен при постоянном градиенте давления и меняется только от параметра кориолиса***

Инерционная неустойчивость

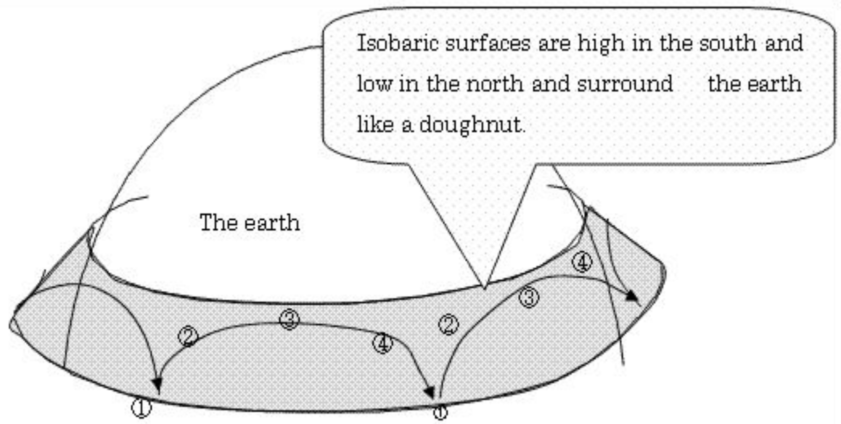


Figure 4. Trajectories of an air parcel which is put quietly on the height field whose meridional slope is fixed.

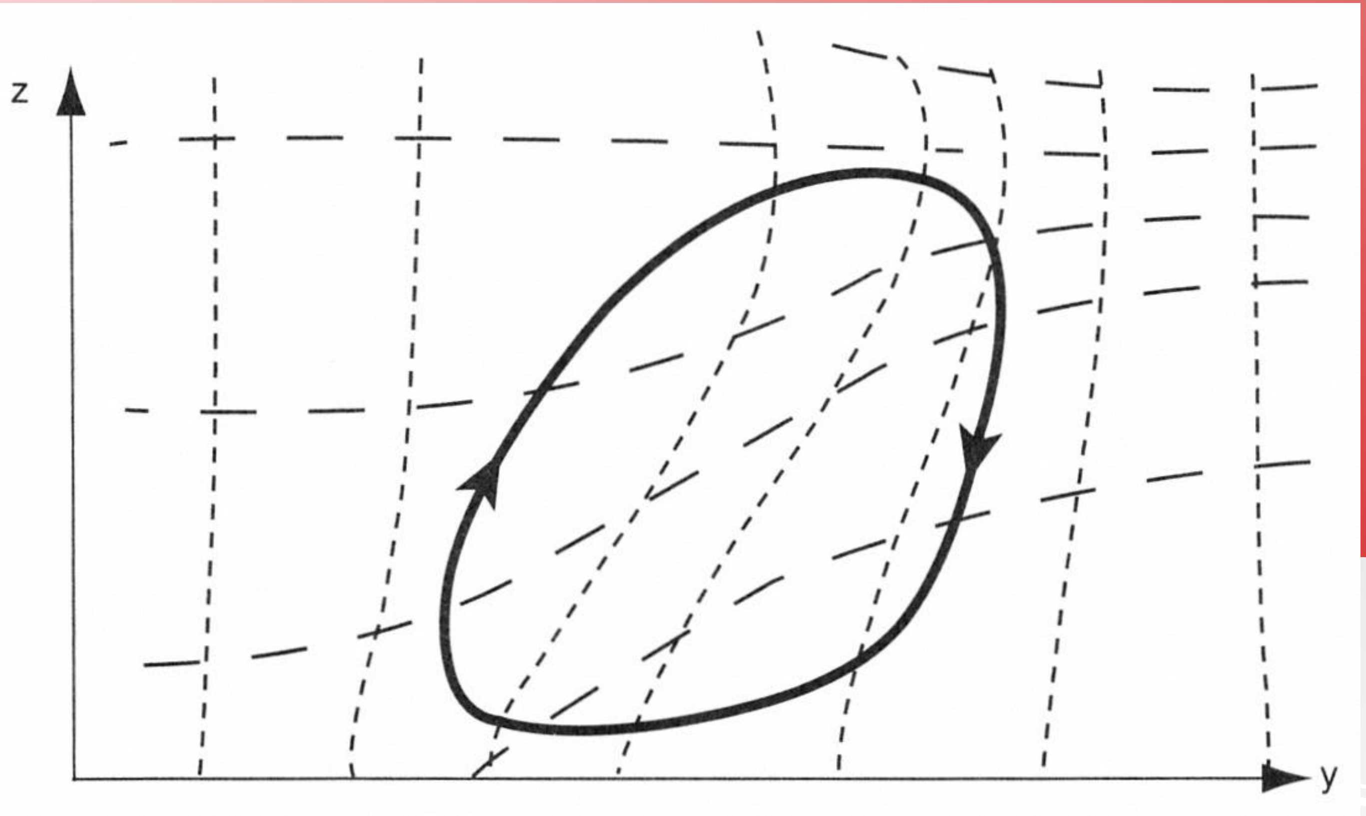
$$f - \frac{\partial u_g}{\partial y} < 0 \text{ колебания}$$

$$F = \sqrt{f\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)} \Rightarrow f - \frac{\partial u_g}{\partial y} = 0 \text{ нет колебаний}$$

$$f - \frac{\partial u_g}{\partial y} > 0 \text{ неустойчивость}$$

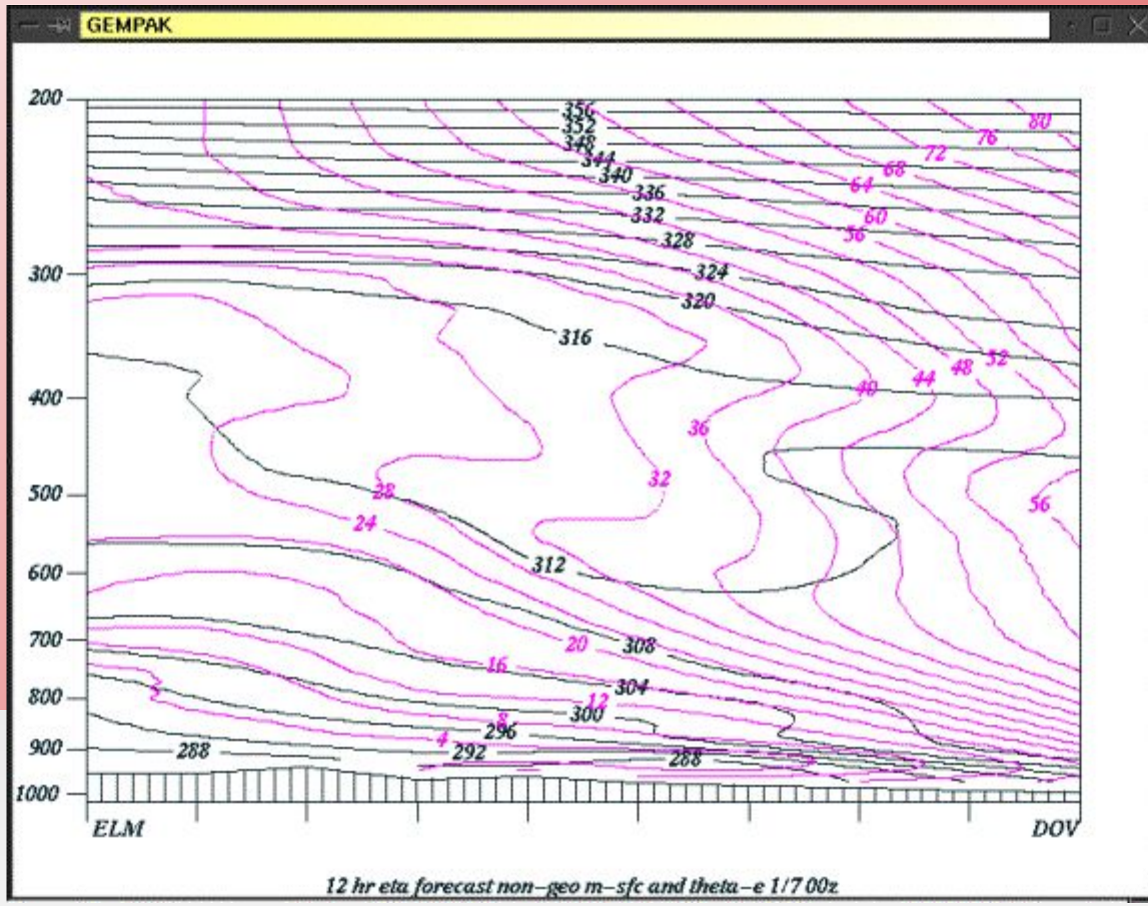
- *Инерционные колебания могут быть неустойчивыми на определенных высотах и широтах*

Возвращаемся к поперечной циркуляции в геострофической фронтальной зоне



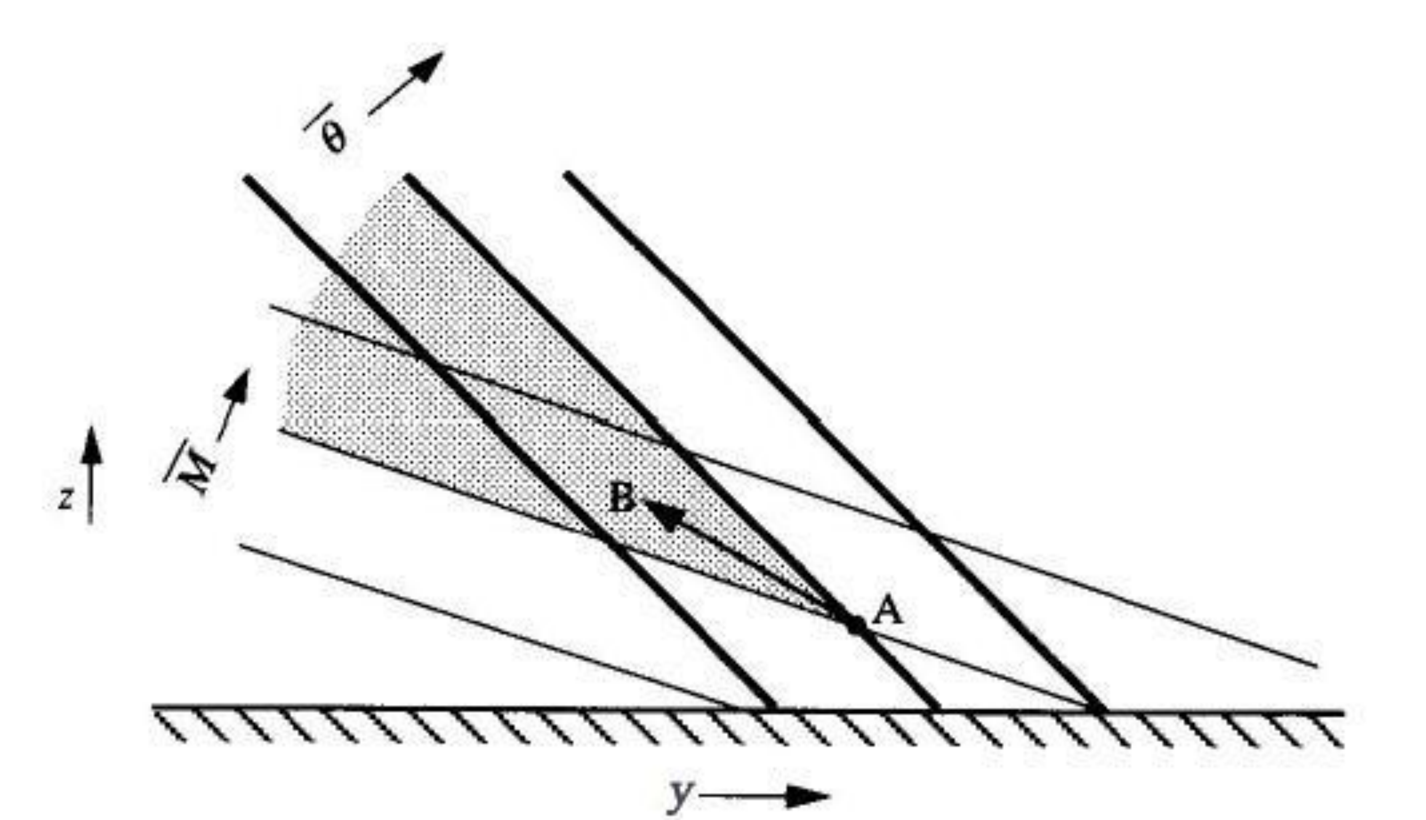
Поперечная циркуляция усиливает рост градиента температуры и тем самым увеличивает наклон изолиний абсолютного вихря *M*, т.е. *∂M/∂y* и переводя режим в полугеострофический. В последнем асимметрия еще более усиливается

Пример разрезов θ_e и M



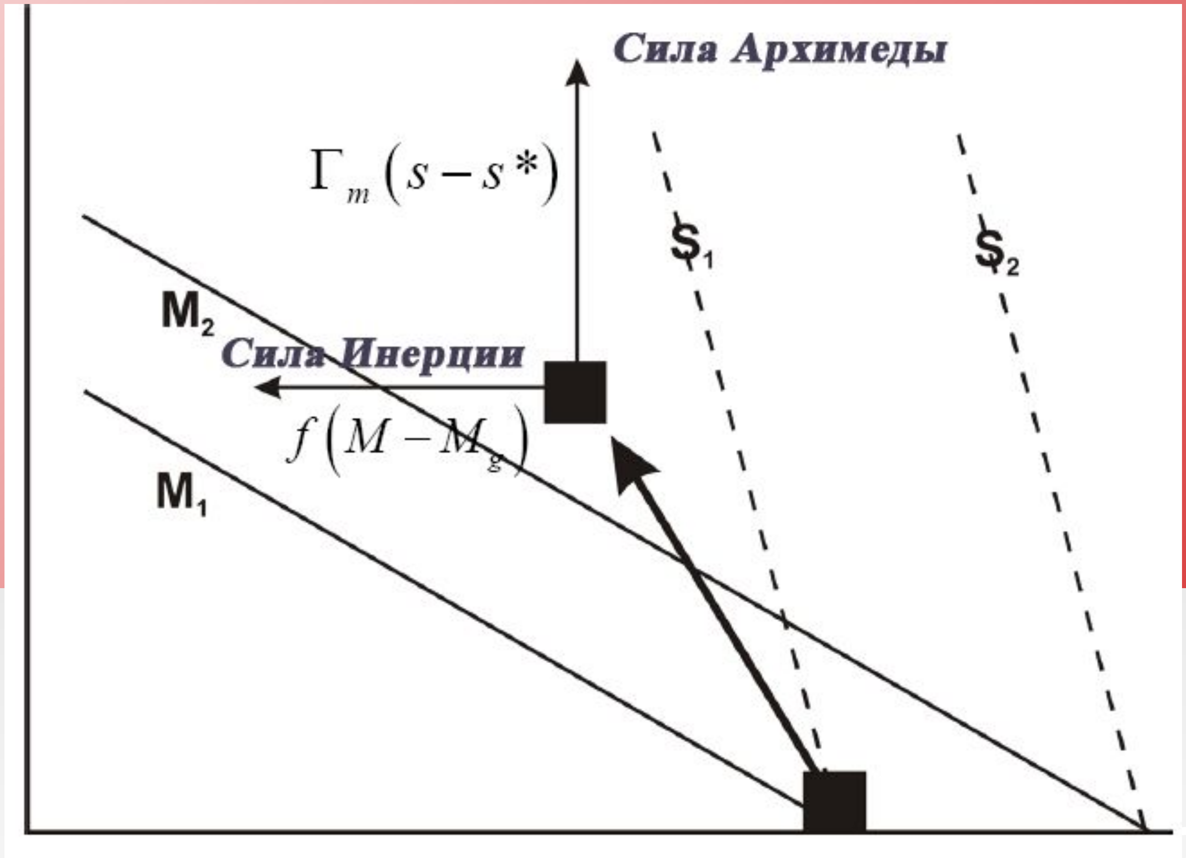
В баротропной атмосфере изолинии θe – горизонтальны, а M – вертикальны
В реальной оба типа линий наклонены в сторону полюса, но наклон разный в разных точках

Образование симметричной неустойчивости



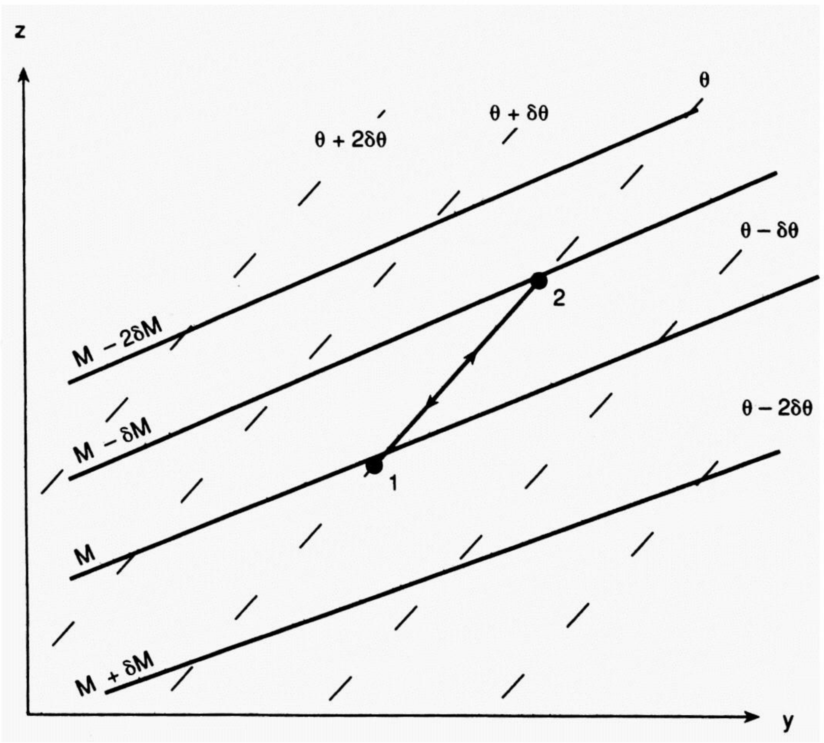
Если изолинии θ и M таковы, что d θ/dz>0 и dM/dy>0 (устойчивость), но наклон M меньше, чем наклон θ. Тогда частица, перемещаемая из т. A в т. B окажется теплее окружающей среды и с меньшим M. Т.е. она будет неустойчивой при наклонном движении

Силы, действующие на частицу при наклонном движении



<u>Условие возникновения симметричной неустойчивости при адиабатическом движении</u>

$$M_1 = fy_1 - u_1 = fy_1 - u_g(y_1, z),$$
$$M_2 = fy_2 - u_2 = fy_1 + f\delta y - u_g(y_1 + \delta y, z + \delta z)$$



Новые значения: $M_1^n = fy_1 + f\delta y - u_1^n \quad M_2^n = fy_1 + f\delta y - u_2^n$

Т.к. момент сохраняется, то $M_1^n = M_1; M_2^n = M_2$

Исключаем M_1, M_2 : $u_1^n = f\delta y + u_1,\ u_2^n = -f\delta y + u_2$

Тогда изменение кинетической энергии $\delta KE = KE^n - KE$

$$\delta KE = \frac{1}{2}\left[\left(u_1^n\right)^2 + \left(u_2^n\right)^2\right] - \frac{1}{2}\left[\left(u_1\right)^2 + \left(u_2\right)^2\right] =$$

$$= \frac{1}{2}\left\{\left[\left(u_1^n\right)^2 - \left(u_1\right)^2\right] + \left[\left(u_2^n\right)^2 - \left(u_2\right)^2\right]\right\} =$$

$$= \frac{1}{2}\left[\left(u_1^n - u_1\right)\left(u_1^n + u_1\right) + \left(u_2^n - u_2\right)\left(u_2^n + u_2\right)\right] =$$

$$= f\delta y\left(f\delta y + u_1 - u_2\right) = f\delta y\left(M_2 - M_1\right) < 0$$

Т.О. при этом типе движения fdM/dy≡ f(dM/dy)$_\theta$<0,
Т.е. <u>наклон M к оси OY меньше, чем θ</u>

Критерий симметричной неустойчивости

Вдоль поверхностей M=const и θ==const выполняются: $dM=0, d\theta=0$

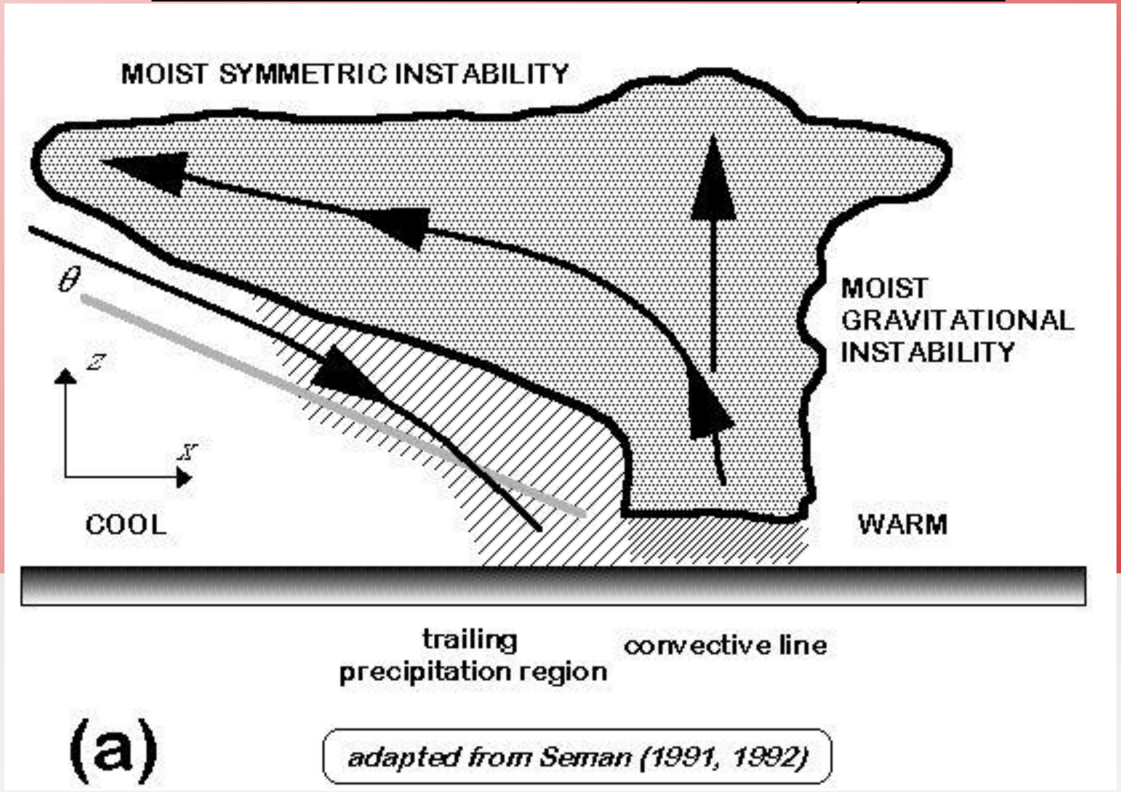
$$dM = \frac{\partial M}{\partial y}dy + \frac{\partial M}{\partial z}dz = 0 \quad \text{и} \quad d\theta = \frac{\partial\theta}{\partial y}dy + \frac{\partial\theta}{\partial z}dz = 0 \quad = \boxed{-\frac{f\theta_0}{g}\frac{\partial u_g}{\partial z}}dy + \frac{\partial\theta}{\partial z}dz$$

$$\left.\frac{dz}{dy}\right|_M = \frac{-\frac{\partial M}{\partial y}}{\frac{\partial M}{\partial z}} = \frac{\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)}{\frac{\partial u_g}{\partial z}} \qquad \left.\frac{dz}{dy}\right|_\theta = \frac{-\frac{\partial\theta}{\partial y}}{\frac{\partial\theta}{\partial z}} = \frac{\frac{f\theta_0}{g}\frac{\partial u_g}{\partial z}}{\frac{\partial\theta}{\partial z}} = \frac{f\frac{\partial u_g}{\partial z}}{N^2}$$

Отношение наклона пов-сти M к наклону пов-сти θ должно быть меньше 1:

$$\left.\frac{dz}{dy}\right|_M \Big/ \left.\frac{dz}{dy}\right|_\theta = \frac{f\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)N^2}{\left(f\frac{\partial u_g}{\partial z}\right)^2} = \boxed{\frac{f\left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y}\right)Ri}{f^2}} < 1, \text{ где } \quad Ri = \frac{\frac{g}{\theta_0}\frac{\partial\theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u_g}{\partial z}\right)^2}$$

Почему для синоптики важна симметричная неустойчивость – наклонная конвекция?



1. Она объясняет форму фронтальных облаков, а также полосы облаков внутри однородных по давлении циклонов (тайфунов)

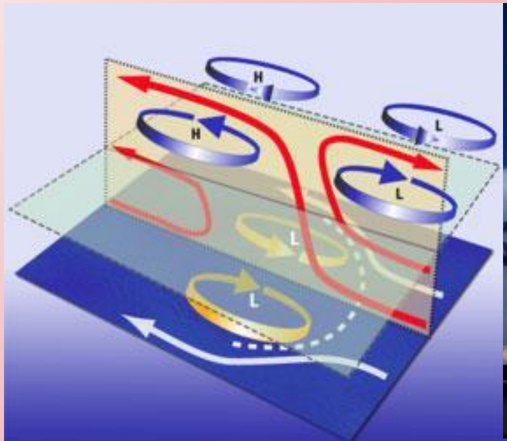
Почему для синоптики важна симметричная неустойчивость – наклонная конвекция?

$$\left.\frac{dz}{dy}\right|_M \Big/ \left.\frac{dz}{dy}\right|_\theta = \frac{f\left(f-\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)N^2}{\left(f\frac{\partial u_g}{\partial z}\right)^2} = \frac{F^2 \cdot N^2}{S^4} < 1$$

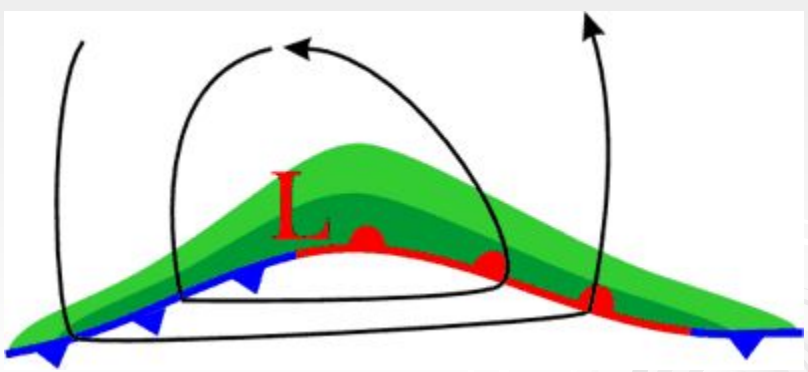
- Условие наклонной неустойчивости одновременно является условием перехода уравнения поперечной циркуляции к гиперболическому типу и возникновением нескольких полос циркуляции во фронтальной зоне

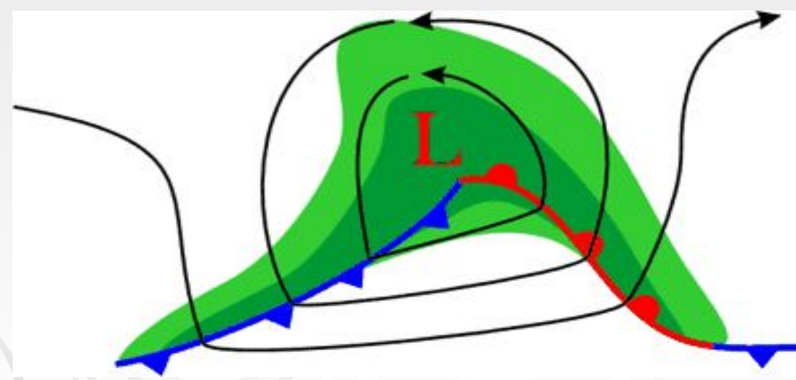
$$\boxed{\frac{\partial^2}{\partial t^2}\left(\frac{\partial^2\psi}{\partial z^2}\right) + \left(N^2 + \lambda\frac{\partial b}{\partial z}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2} + \lambda\left(-2\frac{\partial b}{\partial y}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial z\partial y} + f\left(f - \lambda\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)\frac{\partial^2\psi}{\partial z^2} = 2Q_2}$$

Вертикальная циркуляция переходит в режим растущих колебаний в горизонтальной плоскости

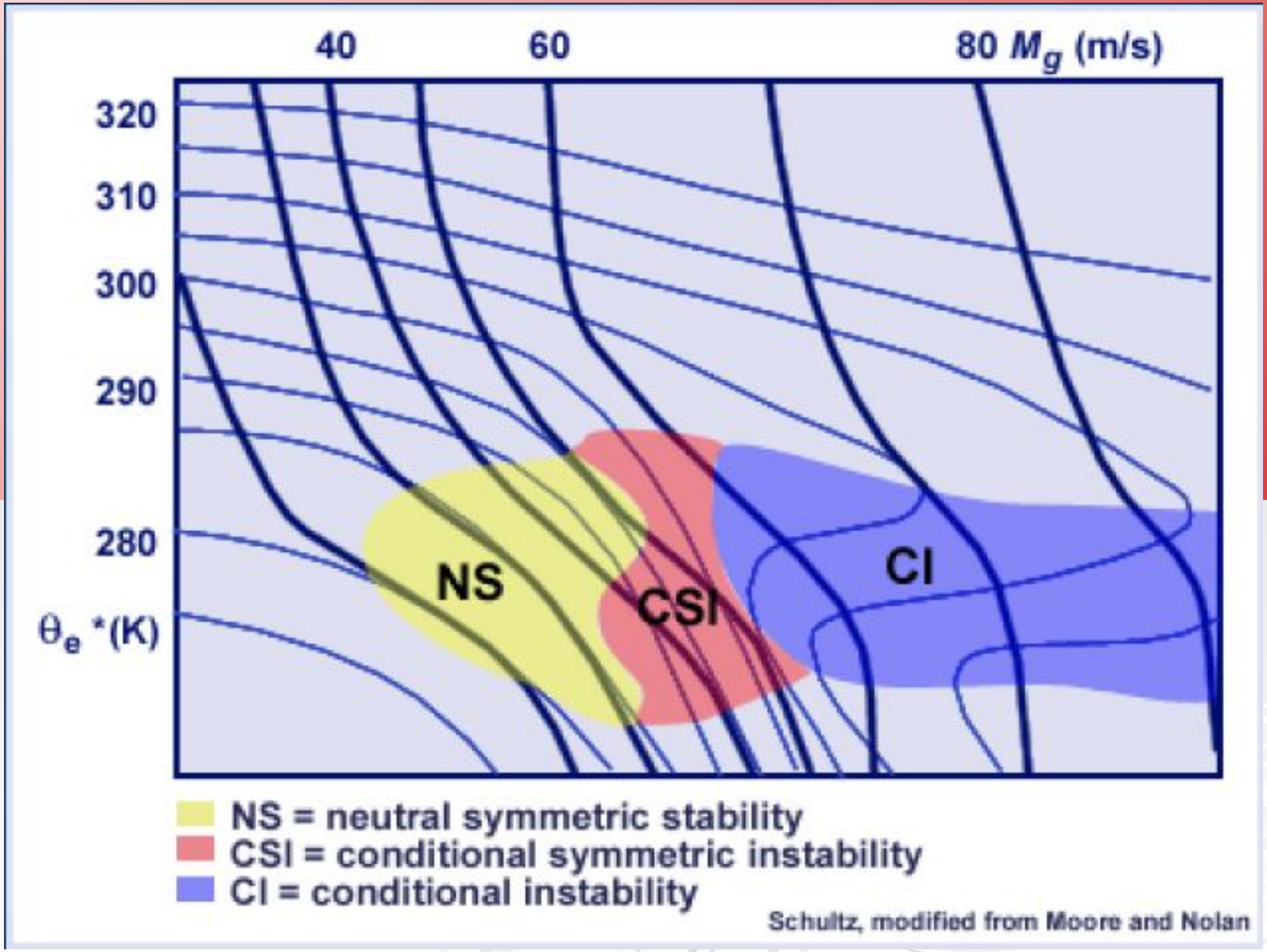


Это значит, что возникают суперячейки и даже может приводить к начальной стадии образования циклона – растущей фронтальной волне





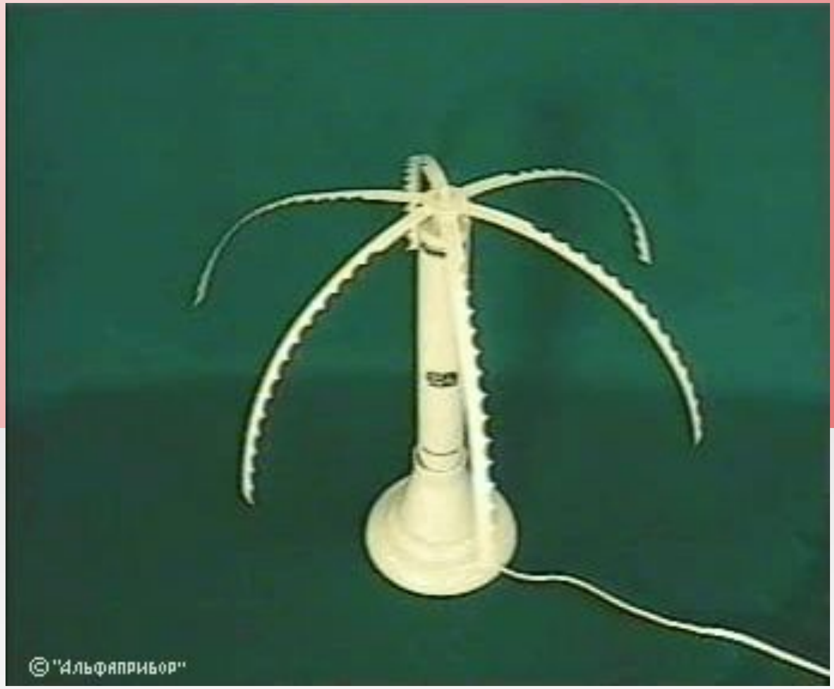
Симметричная неустойчивость или условия наклонной конвекции: изображения на практике в США



Фронтогенез - итоги

- В зонах ускорения создаются условия для самоусиления поперечных градиентов температуры и геострофического ветра
- Это ведет усилению ускорений и возникновению поперечных циркуляций, которые приобретают наклонную форму
- Когда наклон изолиний М становится меньше, чем изолиний θ, возникает наклонная неустойчивость, вызывающая наклонную конвекцию и неустойчивость, ведущую к образованию вертикальных вихрей и даже к возникновению фронтальных волн.

Финал: Придем домой и ударим люстрой Чижевского по всем суперячейкам!



Домашняя лошадь Equus caballus пополнила список видов с полностью расшифрованным геномом.

Кроме того, генетики установили, что все люди на 93% — лошади и только на 86% -собаки.