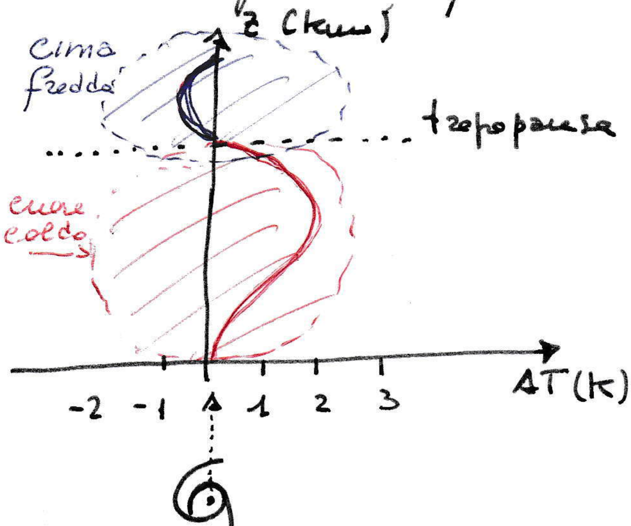
Anomalia di pressione e altezza geopotenziale nei cicloni T. (Tropicali)

Osservazione sul campo termico

I cicloni tropicali sono caratterizzati da un campo di temperatura che differisce rispetto a quello medio dell'atmosfera circostante.
In particolare la temperatura dell'aria nelle regioni centrali del ciclone, e della troposfera, sono maggiori rispetto al riferimento ambientale che le circonda.
Per questo motivo i cicloni tropicali sono chiamati anche cicloni a "cuore caldo" (warm core).
Nella stratosfera, subito al di sopra della Tropopausa, la temperatura nel ciclone è minore rispetto a quella ambientale media.
La struttura termica del ciclone è simmetrica rispetto ad un asse verticale che individua l'occhio del ciclone.



Conseguenze sul campo barico

Mediamente l'aria della troposfera, nelle regioni interne del ciclone tropicale, è più calda rispetto all'ambiente circostante e ciò determina la depressione presente al suolo.
Infatti, dall'equazione dell'equilibrio idrostatico

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

utilizzando l'equazione di stato per esprimere il campo barico in funzione del campo termico

$$p = \rho R T$$

si ottiene la dipendenza della variazione della pressione con l'altezza, in funzione della Temperatura;

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{RT}\, g$$

in forma differenziale

$$(1) \qquad \frac{dp}{p} = -\frac{g\,dz}{RT}$$

(ricordiamo la definizione di geopotenziale $d\phi := g\,dz$)

Pertanto la pressione alla superficie planetaria sarà funzione della media dell'inversa della temperatura, lungo la colonna d'aria presa in considerazione.

Se integriamo l'equazione (1) dalla quota z_{top} che corrisponde alla pressione presa come riferimento in quota e prossima allo zero es $p(z_{top}) = 10\ hPa$ si ha

$$\int_{P(surface)}^{P(z_{top})} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_{z=0}^{z=z_{top}} \frac{dz}{T}$$

se $\left\langle \frac{1}{T} \right\rangle := \frac{1}{z_{top}} \int_0^{z_{top}} \frac{dz}{T}$

media dell'inversa della temperatura sulla verticale

$$\ln \frac{P(z_{top})}{P(surface)} = -\frac{g}{R}\, z_{top} \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle$$

$$P(surface) = P(z_{top})\, e^{\frac{g}{R} z_{top} \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle}$$

Quindi la pressione superficiale può essere determinata a partire dalla pressione di riferimento moltiplicandola per il fattore $e^{\frac{g}{R} z_{top} \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle}$

Visto che le condizioni che caratterizzano le regioni molto lontane dalla superficie terrestre, per l'atmosfera della regione centrale del ciclone tropicale e dell'ambiente che lo circonda sono confrontabili, infatti ~~siamo~~ lontani dalla perturbazione, ad esempio nella stratosfera, la $p(z_{top})$ e Z_{top} sono le stesse in entrambe le regioni considerate ovvero:

circa uguali $\quad P(z_{top})$ [ciclone] $\simeq P(z_{top})$ [ambiente circostante]

Z_{top} [ciclone] $= Z_{top}$ [ambiente circostante]

N.B. fisso la quota uguale per entrambe

Al suolo, invece la pressione è determinata dalla temperatura della colonna d'aria ~~che~~

$$P(\text{superficie})_{[\text{ciclone}]} = P_{Z_{top}}\, e^{g/R\, Z_{top} \langle \frac{1}{T} \rangle_{ciclone}}$$

$$P(\text{superficiale})_{[\text{ambiente}]} = P_{Z_{top}}\, e^{g/R\, Z_{top} \langle \frac{1}{T} \rangle_{ambiente}}$$

Dal fatto osservato $\quad \langle \frac{1}{T} \rangle_{ciclone} < \langle \frac{1}{T} \rangle_{ambiente}$

(cuore caldo)

ne consegue

$$e^{g/R\, Z_{top} \langle \frac{1}{T} \rangle_{ciclone}} < e^{g/R\, Z_{top} \langle \frac{1}{T} \rangle_{ambiente}}$$

quindi $\quad p(\text{superficiale})_{[\text{ciclone}]} < p(\text{superficiale})_{[\text{ambiente}]}$

Se rieseguiamo l'analisi, ma ci limitiamo a considerare la pressione nei pressi della tropopausa, in virtù della temperatura mediamente minore al di sopra della tropopausa, per la regione ciclonica rispetto all'ambiente circostante, otterremo una pressione maggiore sulla verticale del ciclone rispetto all'ambiente.

$$\underset{[\text{ciclone}]}{P(\text{tropopausa})} = P_{z\,top}\, e^{\frac{g}{R}(z_{top} - z_{tropopausa}) \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\substack{\text{ciclone}\\ \text{stratosfera}}}}$$

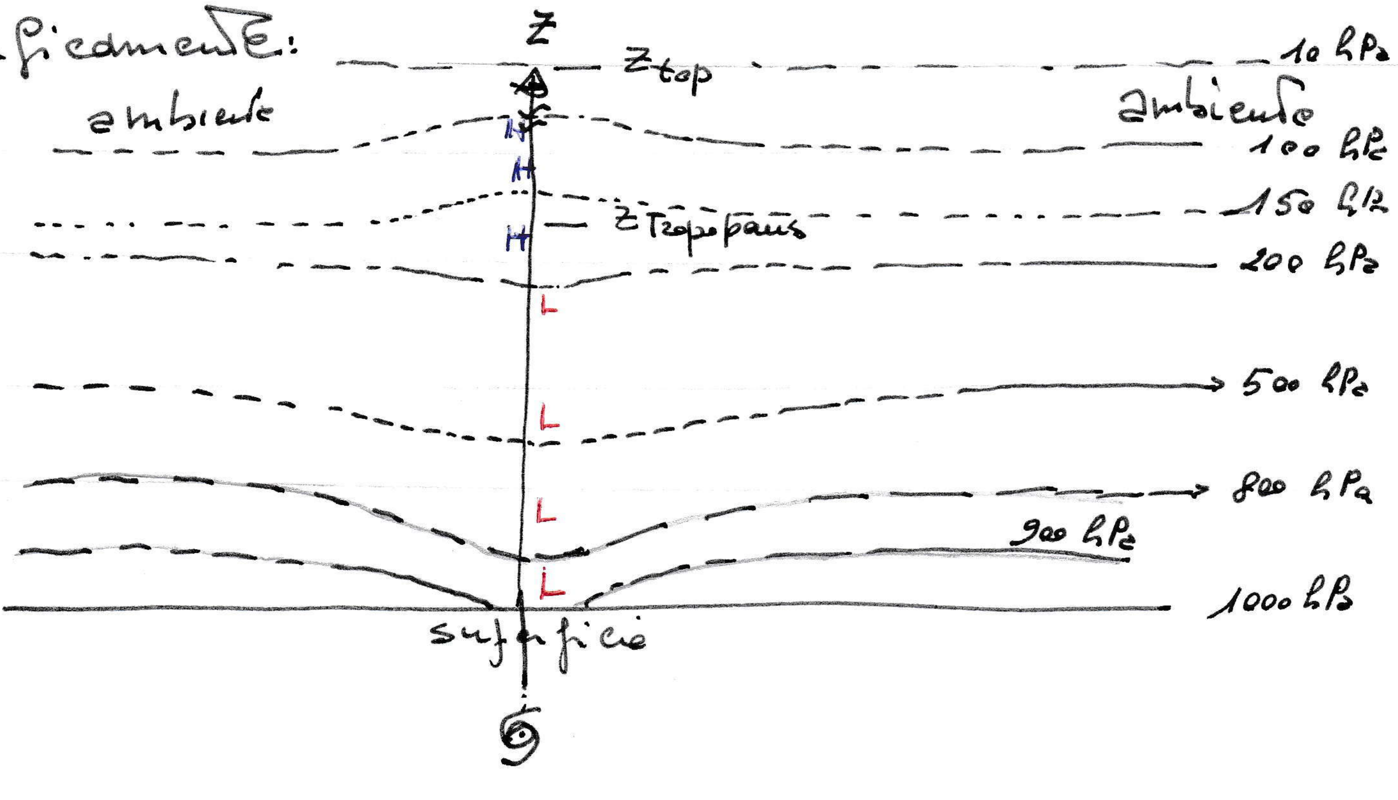
$$\underset{[\text{ambiente}]}{P(\text{tropopausa})} = P_{z\,top}\, e^{g/R\,(z_{top} - z_{tropopausa}) \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\substack{\text{ambiente}\\ \text{stratosfera}}}}$$

essendo $\left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\substack{\text{ciclone}\\ \text{stratosfera}}} > \left\langle \frac{1}{T} \right\rangle_{\substack{\text{ciclone}\\ \text{ambiente}}}$

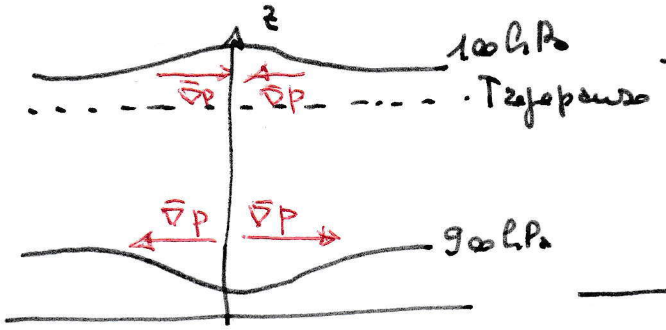
Ne consegue

$$\underset{[\text{ciclone}]}{P(\text{tropopausa})} > \underset{[\text{ambiente}]}{P(\text{tropopausa})}$$

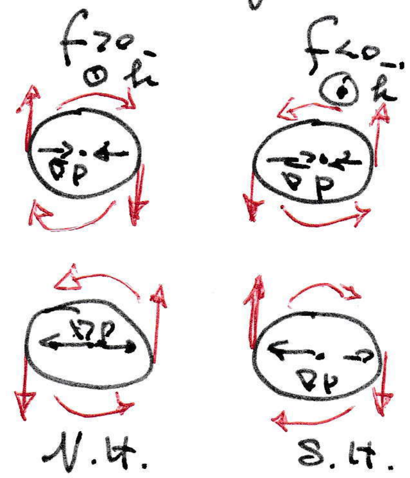
Graficamente:



Tenuto conto della simmetria del campo di pressione rispetto al centro del ciclone, i gradienti di pressione ~~ad~~ una quota fissata nella troposfera puntano verso l'esterno del ciclone, mentre nella stratosfera puntano verso il centro. Ciò determina la circolazione nelle due aree dell'atmosfera, assunta l'approssimazione geostrofica valida (ovvero esclusa dell'a regione centrale del ciclone (Mesoscala)).



$$\vec v_g = \frac{\vec k}{f\rho}\times\vec\nabla p$$



Analoga considerazione vale per i gradienti del geopotenziale sulle superfici isobariche. Si noti che, in un ciclone tropicale, in cui le temperature della regione centrale sono maggiori rispetto a quelle ambientali (warm core), la differenza maggiore è quella nei pressi della bassa troposfera, mentre nell'alta troposfera la differenza è minore pur restando positiva.

Ciò si riflette nel modulo del gradiente del geopotenziale ovvero

$$\left|\vec\nabla_p \Phi\right|\Big|_{\text{bassa troposfera}} > \left|\vec\nabla_p \Phi\right|\Big|_{\text{alta troposfera}}$$

Ricordando l'espressione del vento geostrofico

$$\vec v_g = \frac{\vec k}{f}\times\vec\nabla_p \Phi \qquad \text{(coordinate isobariche)}$$

si osserva che il modulo del vento geostrofico è proporzionale al gradiente del geopotenziale o dell'altezza geopotenziale visto che $d\Phi := g\,dz$

$$\vec{v}_g = g\frac{\vec{k}}{f} \times \nabla_p z \quad \text{(coordinate isobariche)}$$

con z altezza geopotenziale della superficie isobarica

Pertanto i venti, della regione interessata dal ciclone tropicale, della bassa troposfera, avranno un'intensità maggiore rispetto a quelli dell'alta troposfera. Questa osservazione può esprimersi studiando la variazione del vento geostrofico con la quota, ma visto che stiamo usando le coordinate isobariche, anche con la pressione

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial p} = \frac{\partial}{\partial p}\left(g\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p z\right) = g\frac{\vec{k}}{f} \times \frac{\partial(\vec{\nabla}_p z)}{\partial p}$$

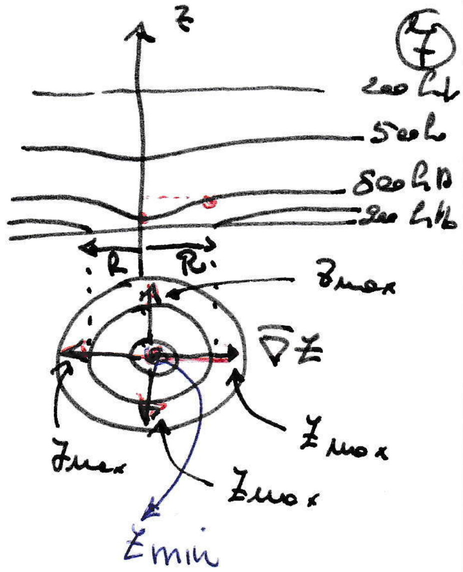
Ricordando che $\frac{\partial p}{\partial z} < 0$ quindi la pressione ~~aum~~ aumenta verso il basso

In un ciclone dal cuore caldo (warm core), abbiamo visto che $|\nabla\phi|_{\text{bassa troposfera}} > |\nabla\phi|_{\text{alta troposfera}}$ quindi

$$|\vec{\nabla} z|\Big|_{\text{bassa troposfera}} > |\vec{\nabla} z|\Big|_{\text{alta troposfera}}$$

ne consegue che $\frac{\partial(|\vec{\nabla} z|)}{\partial p} > 0$

Visto che $\vec{\nabla} z$ viene calcolato ~~usando~~ usando la direzione e verso radiali rispetto all'asse del ciclone, ~~In questo caso~~, data la simmetria radiale del campo del geopotenziale, è possibile approssimare il ∇Z con $\dfrac{Z_{max} - Z_{min}}{R}$



dove Z_{max} è ~~il geopo~~ l'altezza geopotenziale in periferia (~ 500 km) dell'occhio del ciclone mentre Z_{min} è l'altezza geopotenziale al centro del ciclone. ($R \sim 500$ km)

Lo stesso segno, della derivata, viene mantenuto se al posto della coordinata verticale pressione si usa il logaritmo naturale della pressione, il quale conserva l'asse della coordinata verticale pressione.

Quindi

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \ln p} = g \frac{\bar{k}}{f} \frac{\partial (\nabla Z)}{\partial \ln p} > 0$$

Se si definisce la grandezza $-V_T$ nel seguente modo

$$-V_T = \frac{\partial |\nabla Z|}{\partial \ln p} \propto \frac{\partial (Z_{max} - Z_{min})}{\partial \ln p}$$

Si possono usare due livelli troposferici che indicano rispettivamente l'alta e la bassa troposfera per definire la struttura termica di un ciclone. Questi due livelli corrispondono a due strati, compresi tra due superfici isobariche, che sono caratterizzati dalla stessa massa, cioè

Alta troposfera tra 300 hPa e 600 hPa (indice U)

Bassa troposfera tra 600 hPa e 900 hPa (indice L)

Ricordiamo che la massa di uno strato atmosferico è funzione lineare della pressione (differenza)

$$dm = S\, dz \cdot \rho \qquad \Delta m = \int_{m(p_1)}^{m(p_2)} dm = S \int_{p_1}^{p_2} -dz \frac{\partial p}{\partial z} \left(\frac{1}{g}\right) = -S \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{g}\, dp$$

Si definisca un valore per $-V_T$ da alta troposfera ed uno da bassa troposfera

$$-V_T^U := \left.\frac{\partial (Z_{max} - Z_{min})}{\partial \ln p}\right|_{600\,hPa}^{300\,hPa}$$

(alta troposfera)

calcolare la derivata come rapporto incrementale tra i valori a 300hPa meno quelli a 600hPa

$$-V_T^L := \left.\frac{\partial (Z_{max} - Z_{min})}{\partial \ln p}\right|_{900\,hPa}^{600\,hPa}$$

(bassa troposfera)

Praticamente, usando misure o stime di Z si ha

$$-V_T^U \cong \frac{(Z_{max} - Z_{min})_{300\,hPa} - (Z_{max} - Z_{min})_{600\,hPa}}{\ln(1/2)}$$

$$-V_T^L \cong \frac{(Z_{max} - Z_{min})_{600\,hPa} - (Z_{max} - Z_{min})_{900\,hPa}}{\ln(2/3)}$$

Per un ciclone tropicale, in cui il cuore è caldo in tutta la troposfera, si ha

$$-V_T^U > 0 \quad e \quad -V_T^L > 0$$

Inoltre essendo ~~la~~ il gradiente del geopotenziale massimo nei bassi strati troposferici e riducendosi a zero nell'alta troposfera sarà

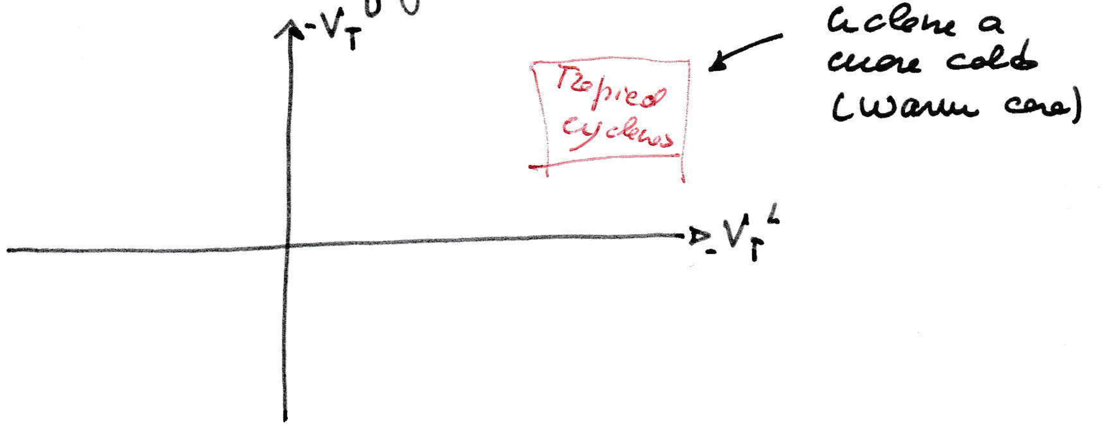
$$-V_T^L > -V_T^U$$

Valori tipici di $Z_{max} - Z_{min}$ in bassa troposfera di 350 m circa e di 50 m nell'alta mentre 250 m circa a 600 hPa (media troposfera) si hanno valori tipici di $-V_T^L \simeq 250$ m e $V_T^U \simeq 200$ m

Solitamente in un ciclone tropicale si ha:

$$-V_T^L > -V_T^U$$

In un diagramma in cui $-V_T^L$ viene posto in ascisse e $-V_T^U$ in ordinate si ha che un ciclone tropicale si colloca nella regione in alto a destra: 1° quadrante

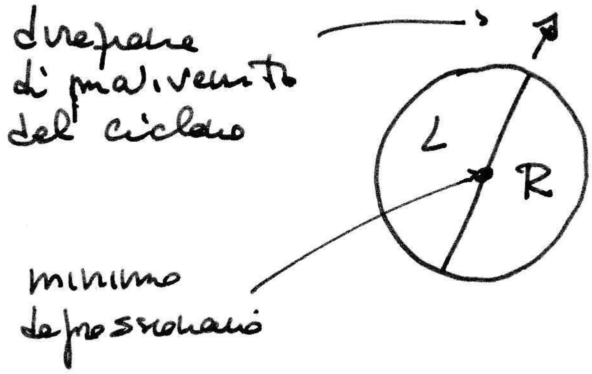


La struttura termica e barotropica, nei bassi strati troposferici, di un ciclone tropicale è una caratteristica che contraddistingue inequivocabilmente questa classe di cicloni atmosferici, perciò è possibile utilizzare il parametro di asimmetria termica per descrivere tale peculiarità. Il parametro è indicato con B ed è definito come segue:

$$B = \langle Z_{600hPa} - Z_{900hPa} \rangle_R - \langle Z_{600hPa} - Z_{900hPa} \rangle_L$$

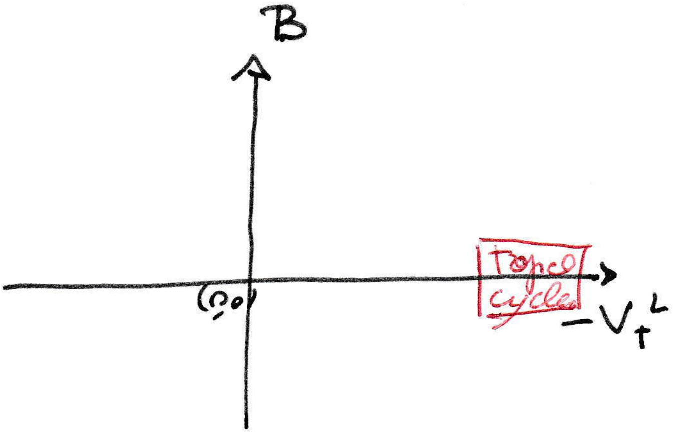
dove la media $\langle\ \rangle_R$ e $\langle\ \rangle_L$ sono rispettivamente ~~eseguite~~ eseguite sul semi disco, di raggio $r \simeq 500$ km, destro (R) e sinistro (L) rispetto ad un diametro, passante per il minimo di pressione al suolo (superficie), ovvero il centro del ciclone, e contenente la direzione di propagazione del ciclone, calcolata seguendo la traiettoria del minimo depressionario nel tempo. Il verso del diametro è quello del moto del ciclone.

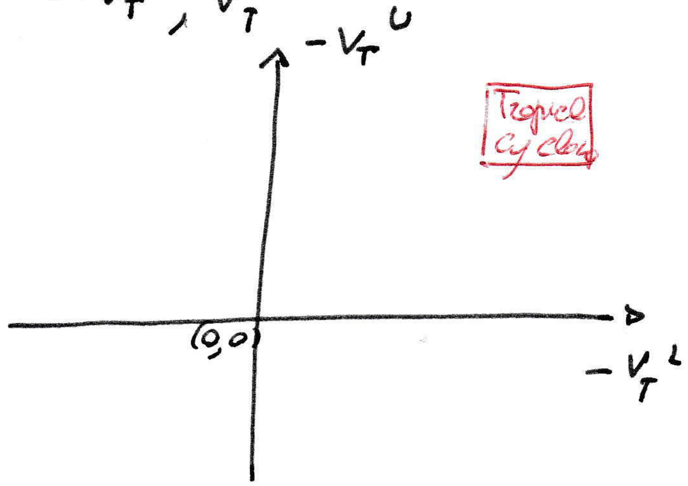
Il parametro B assume il valore $\emptyset$ in caso di cicloni aventi simmetria radiale rispetto al minimo depressionario, il che è sinonimo di barotropicità.



Quindi, in un ciclone tropicale ci si attende $B \simeq 0$

Usando i tre parametri B, $-V_T^L$, $-V_T^U$ è possibile caratterizzare il ciclone tropicale con un punto di uno spazio tridimensionale le cui coordinate sono B, $-V_T^L$, $-V_T^U$. Tale spazio si può rappresentare tramite le due proiezioni sui piani $B, -V_T^L$ e $-V_T^U, V_T^L$





In tutte le fasi evolutive di un ciclone tropicale il parametro B si manterrà prossimo allo zero mentre i parametri $-V_T^U$ e $-V_T^L$ si sposteranno nel primo quadrante di $-V_T^L, -V_T^U$ allontanandosi dall'origine verso la regione in alto a destra per poi tornare verso l'origine in fase dissipativa