Andamento del vento geostrofico con la quota

Il modello di circolazione atmosferica determinato dal bilanciò geostrofico permette di spiegare anche la struttura del vento, cioè della circolazione, rispetto alla coordinata verticale

Dal modello geostrofico si ha:

$$\bar{V}_g = (u_g, v_g) \quad \text{con} \quad w_g = 0 \quad e \quad \boxed{\bar{V}_g = \frac{\bar{k}}{f} \times \bar{\nabla}_p \Phi}$$

Dove si è scelto di descrivere $\bar{V}_g$ in coordinate isobariche per motivi di semplicità della trattazione.

Vogliamo studiare $\boxed{\dfrac{\partial \bar{V}_g}{\partial z}}$ andamento del vento con la quota. Infatti

$$\bar{V}_g(z + \Delta z) \simeq \frac{\partial \bar{V}_g}{\partial z} \Delta z + \bar{V}_g(z)$$

Osserviamo che

$$\boxed{\frac{\partial \bar{V}_g}{\partial z}} = \frac{\partial \bar{V}_g}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} = \boxed{-\rho g \frac{\partial \bar{V}_g}{\partial p}}$$

Ricordiamo inoltre che $\dfrac{\partial p}{\partial z} < 0 \Rightarrow -\dfrac{\partial \bar{V}_g}{\partial p}$ indica la variazione del $\bar{V}_g$ nello stesso verso in cui aumenta z

Quindi

$$\frac{\partial \bar{V}_g}{\partial z} = -\rho g \frac{\partial \bar{V}_g}{\partial p} = -\rho g \frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\bar{k}}{f} \times \bar{\nabla}_p \Phi\right)$$

Si ricordi che $\bar{k}$ ed f non dipendono da p pertanto

$$\frac{\partial \bar{V}_g}{\partial z} = -\rho g \left(\frac{\bar{k}}{f} \times \frac{\partial}{\partial p} \bar{\nabla}_p \Phi\right) = -\rho g \left(\frac{\bar{k}}{f} \times \bar{\nabla}_p \frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)$$

Lo scambio di derivate lungo le dimensioni spaziali orizzontali e la pressione è conseguenza della scelta delle coordinate isobariche.

Tenendo presente che, in coordinate isobariche, la componente verticale dell'equazione per la conservazione della quantità di moto è $\boxed{\dfrac{\partial \Phi}{\partial p} = -\dfrac{1}{\rho}}$ e utilizzando l'equazione di stato si ottiene la relazione tra la variazione del vento geostrofico con la quota ed il campo termico su superfici isobariche

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial z} = -\rho g\left(\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p\left(-\frac{1}{\rho}\right)\right) = \frac{\rho g R}{p}\left(\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p T\right)$$

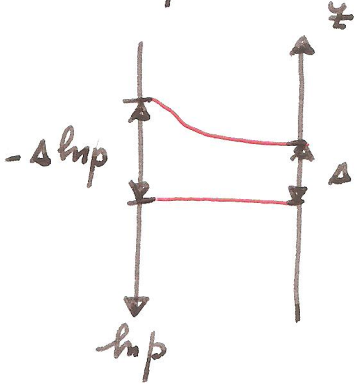
$$\boxed{\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial z} = \frac{g}{T}\left(\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p T\right)} \quad \text{o anche} \quad -\rho g \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = \frac{g}{T}\left(\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p T\right)$$

Dalla seconda forma è possibile ricavare un'espressione in cui sono presenti solo gradienti in coordinate isobariche

$$-\rho g \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = \frac{g}{T}\left(\frac{\vec{k}}{f} \times \vec{\nabla}_p T\right) \qquad -p \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = \frac{R}{f}\left(\vec{k} \times \vec{\nabla}_p T\right)$$

Si noti che da $\dfrac{\partial \vec{V}_g}{\partial (\ln p)} = \dfrac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} \cdot \dfrac{\partial p}{\partial (\ln p)} = p \dfrac{\partial \vec{V}_g}{\partial p}$

si ha $\boxed{-\dfrac{\partial \vec{V}_g}{\partial (\ln p)} = \dfrac{R}{f}\left(\vec{k} \times \vec{\nabla}_p T\right)}$



Quindi, assunto di conoscere il vettore della velocità alla quota z (ovvero alla pressione corrispondente $p(z)$) sia $\vec{V}_g(p)$, il vettore alla quota $z+\Delta z$ sarà dato da:

$$\boxed{\vec{V}_g(p(z)) + \frac{R}{f}\left(\vec{k} \times \vec{\nabla}_p T\right)(-\Delta(\ln p))}$$

Osservazione

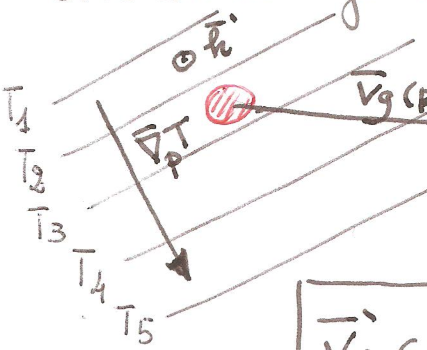
a) Le variazioni del vento geostrofico con la quota sono funzione del gradiente di ~~tem~~ temperatura sulle superficie isobariche.

b) Le variazioni del vento geostrofico con la quota dipendono del parametro di Coriolis (quindi dall'emisfero che si considera)

c) Il vento geostrofico si mantiene su superfici isobariche anche in quota.

d) La variazione del vento geostrofico con la quota è sempre ortogonale al gradiente di temperatura.

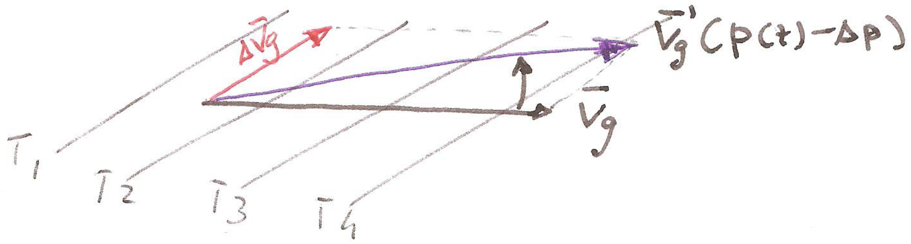
Consideriamo il caso in cui ci troviamo nell'emisfero Nord e il vento geostrofico alla quota z $(p(z))$ produce un trasporto di masse d'aria da regioni più fredde verso regioni più calde (avvezione di aria fredda). Si suppone che il campo termico sia costante ed uniforme in verticale.



$T_1 < T_2 < T_3 < T_4 < T_5$

Il vettore velocità alla quota $z + \Delta z \Rightarrow p - \Delta p$ sarà dato dalla somma vettoriale

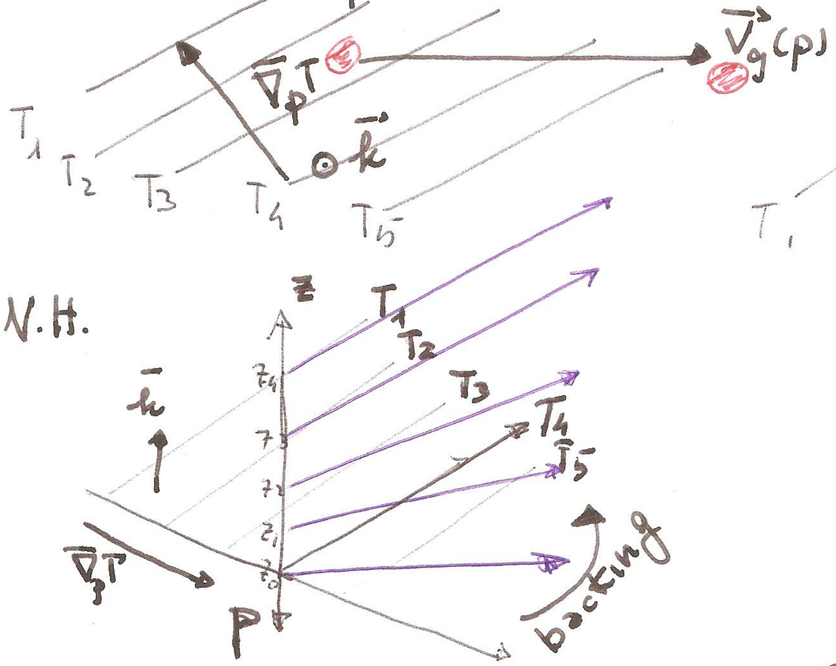
$$\boxed{\vec V_g(p(z))} + \boxed{\frac{R}{f}(\vec k \times \vec\nabla_p T)(-\Delta \ln p)} = \vec V_g(p(z)-\Delta p)$$

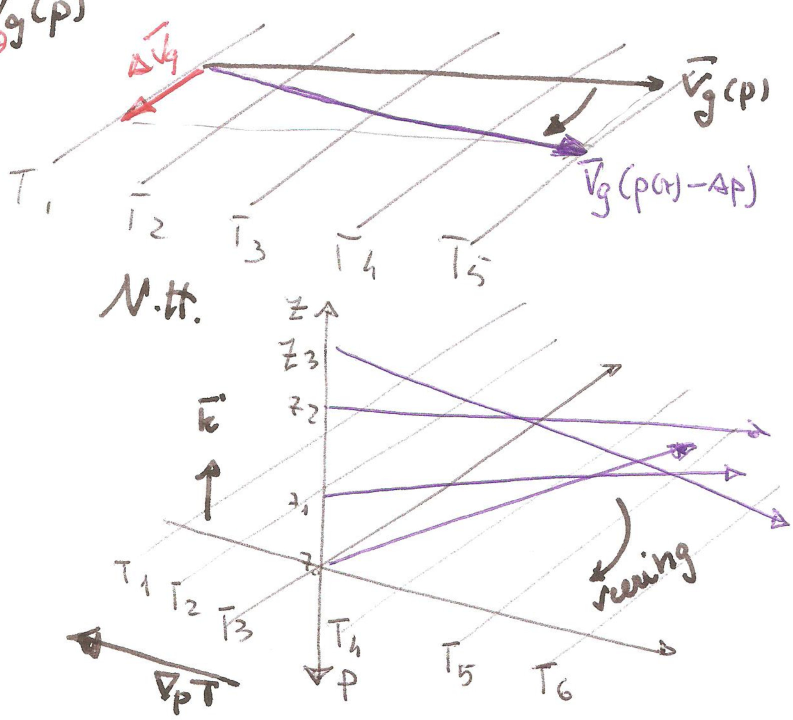


Si noti che il vettore $\vec V_g$ ruota in senso antiorario salendo di quota, in quanto $f>0$ ($R>0$ sempre). Questo fenomeno viene chiamato, nella pratica meteorologica **backing**.
Nell'emisfero sud la rotazione è oraria.

Nel caso in cui il vento geostrofico trasporti aria da regioni calde verso regioni fredde (avvezione di aria calda) il vento geostrofico, aumentando la quota, ruoterà in senso orario (nell'emisfero Nord) ed il fenomeno viene comunemente chiamato veering. La rotazione è antioraria nell'emisfero sud.

$T_1 > T_2 > T_3 > T_4 > T_5$





Osservazione

I caso di campi termici omogenei in verticale, il vettore velocità raggiungerà il perfetto parallelismo con le isoterme ad una quota finita, successivamente aumenterà solo il modulo ma non cambierà direzione.
Quindi ci si aspetta che il vento geostrofico aumenti di intensità con la quota

Osservazione

L'aumento del vento con la quota sarà più marcato nelle zone con forte gradiente termico orizzontale cioè nelle zone frontali