Temperaturun geostrofik adveksiyası.

İzoterm və izobarlar paralel olmayanda geostrofik külək izotermləri kəsərək isti və soyuğu daşıyır. Belə proses temperaturun adveksiyası adlanır. Hər hansı bir nöqtədə zamana görə mütləq temperaturun dəyişməsini istilik axımı tənliyindən almaq olar: cpt xususi ist tutumu, tetra potensial temp,e r radiasiya ist axini

$$\frac{d\Theta}{dt}=\frac{\Theta}{c_pT}\left(\varepsilon_\theta+\varepsilon_r+\frac{c_pT}{\Theta}\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial\Theta}{\partial z}\right)=\frac{\Theta}{c_pT}\left(\varepsilon_\theta+\varepsilon_r+\varepsilon_t\right), \qquad (1)$$

harada ki,

$$\varepsilon_t\equiv\frac{c_pT}{\Theta}\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial\Theta}{\partial z} \qquad (2)$$

turbulent isti axını ifadə edir.

Potensial temperatur təyinindən alarıq:

$$\frac{1}{\Theta}\frac{d\Theta}{dt}=\frac{1}{T}\frac{dT}{dt}-\frac{R}{c_pp}\frac{dp}{dt}\to\frac{d\Theta}{dt}=\frac{\Theta}{dt}\left(\frac{dT}{dt}-\frac{RT}{c_pp}\frac{dp}{\partial z}\frac{dz}{dt}\right)=$$
$$=\frac{\Theta}{T}\left(\frac{dT}{dt}+\frac{RT}{c_pp}\frac{dg}{RT}w\right),=\frac{\Theta}{T}\left(\frac{dT}{dt}+w\gamma_a\right). \qquad (3)$$

(1) və (2) tənlikləri $\frac{d\Theta}{dt}$ kəmiyyətinin iki ayrı-ayrı ifadəsini verir. Deməli bu iki tənliyin sağ tərəfləri bərabər olmalıdır:

$$\frac{\Theta}{T}\left(\frac{dT}{dt}+w\gamma_a\right)=\frac{\Theta}{c_pT}\left(\varepsilon_\theta+\varepsilon_r+\varepsilon_t\right). \qquad (4)$$

Öz növbəsində,

$$\frac{dT}{dt}=\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}$$

Beləliklə,

$$\frac{\partial T}{\partial t}+\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}+w\gamma_a=\frac{(\varepsilon_0+\varepsilon_r+\varepsilon_t)}{c_p} \qquad (5)$$

Bu tənlik mütləq temperatur nəzərə alınmaqla istilik axını tənliyidir. Əlavə olaraq biz istiliyin turbulent axını düsturunu belə yaza bilərik:

$$\varepsilon \equiv \frac{c_p T}{\Theta}\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\Theta}{T}\left(\frac{\partial T}{\partial z}+\gamma_a\right)\approx c_p\frac{\partial}{\partial z}k\left(\frac{\partial T}{\partial z}+\gamma_a\right). \qquad (5a)$$

Burada, mütləq və potensial temperaturun şaquli qradiyentləri arasında əlaqə istifadə olunmuşdur və həmçinin sərhəd qatındakı təzyiqin 1000 hPa-dan az fərqli olması faktı nəzərə alınmışdır.

$$\frac{\Theta}{T}=\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}\approx 1$$

Temperaturun zamandan asılı olaraq lokal dəyişməsi:

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\left(u\frac{\partial T}{\partial x}+\frac{\partial T}{\partial y}\right)-w\frac{\partial T}{\partial z}-w\gamma_a+\frac{(\varepsilon_\theta+\varepsilon_r+\varepsilon_t)}{c_p}. \qquad (6)$$

(6)- tənliyi göstərir ki, fiksə olunmuş (qeydolunmuş) nöqtədə mütləq temperaturun zamandan asılı olaraq dəyişməsi istiliyin adveksiyası, konveksiyası, sıxılma və genişlənmə işi, radiasiya, faza və turbulent axını hesabına baş verir. Adveksiya sərbəst atmosferdə horizontal hərəkət zamanı istilənmə və soyumanın əsas mənbəyidir.

Bundan əlavə daha dəqiqliklə geostrofik küləyin toplananlarını (6) formuluna tətbiq edə bilərik:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a=\left(u_g\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}\right)=\left(\vec{V}_g\cdot\nabla T\right). \qquad (7)$$

Bu düsturun sağ tərəfi $\vec{V}_g$ və ∇T , vektorlarının skalyar hasilidir. Bunu başqa cürdə yaza bilərik.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = -V_g \frac{\partial T}{\partial n}\cos\varepsilon = -V\varepsilon\frac{\partial T}{\partial n}\sin\delta . \qquad (8)$$

Burada, V_g və $\frac{\partial T}{\partial n}$ - geostrofik küləyin və temperatur qradiyentinin modullarıdır.

ε - geostrofik küləklə temperatur qradiyenti arasında bucaq,

δ - təzyiq və temperatur qradiyentləri arasındakı bucaq,

cos ε - sin δ-ya uyğundur, ona görə ki, hər iki külək uyğun qradiyentləri ilə perpendikulyardır.

Adveksiyanın düzgün işarəsi o zaman alınır ki, δ saat əqrəbinin əksi istiqamətində təzyiq qradiyentindən temperatur qradiyentinə doğru hesablanır və ya geostrofik küləkdən termik küləyə doğru (Şəkil 1).

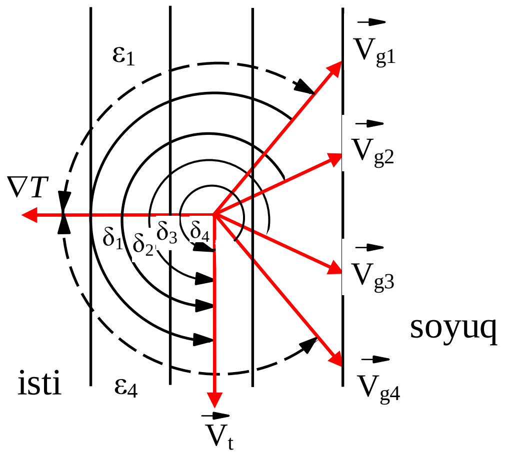
"a" – halı üçün biz isti havanın adveksiyasını görürük.

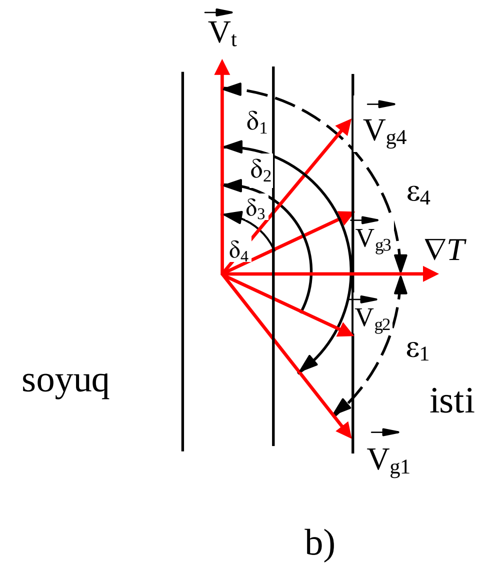
$\frac{\pi}{2} < |\varepsilon \le \pi \to \cos\varepsilon| < 0$, $\pi < \delta < 2\pi \to \sin\delta < 0$ və (8)-ə uyğun olaraq $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a > 0$.

"b" – halı üçün soyuq havanın adveksiyasını görürük:

$0 \le |\varepsilon| \frac{\pi}{2} < \to \cos\varepsilon > 0$, $0 < \delta < \pi \to \sin\delta > 0$ və (8)- ə görə $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a < 0$.

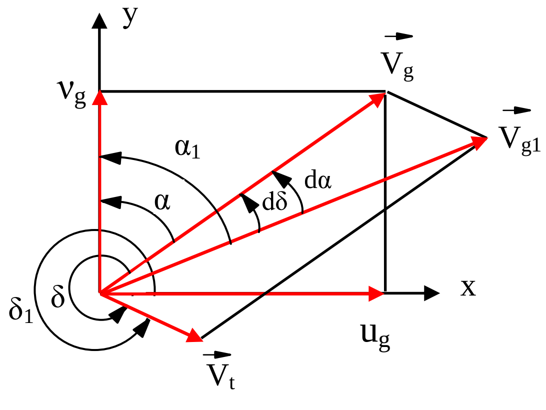
Həm "a", həm də " b" halında temperaturun advektiv dəyişməsi praktiki olaraq hündürlükdən asılı olmur. Belə ki, $\frac{\partial T}{\partial n}$ əsas etibarı ilə yer səthinin termik müxtəlifliyi ilə təyin olunur və bütün yüksəkliklərdə sabit qalır.





Şəkil1. İsti (a) və soyuq (b) havanın adveksiyası

Temperaturun advektiv dəyişməsi küləyin dönmə bucağı ilə əlaqədardır. Geostrofik küləyin toplananları u_g, v_g və külək vektoru $\vec{V}_g$ Şəkil 2-də göstərilmişdir.



Şəkil 2. Hündürlükdən asılı olaraq geostrafik küləyin dönmə bucağı.