



Dinamica atmosferei

Particula de aer

o cantitate bine delimitata din atmosfera de a carei evolutie in spatiu si timp suntem interesati.

Dimensiunea particulei poate fi considerată la diferite scări în funcție de scopul propus.

Se disting următoarele scări:

- **scara generală** - particula de aer are dimensiuni orizontale de ordinul **1000 – 4000 km**, iar scala timpului este de la **săptămâni** la **ani**;
- **scara sinoptică** - masele de aer au dimensiuni orizontale de **100 – 1000 km**, scala de timp fiind de ordinul **zile – săptămâni**;
- **mezoscara** - utilizată în studiul microclimatului în care întinderea pe orizontală este sub **100 km**. Aici timpul are variații de la **ore** la **o zi**.
- **scara aerologică** - în care se studiază evoluția maselor de aer pe durate de la **minute** la **ore**, dimensiunea particulei fiind de **10m**.

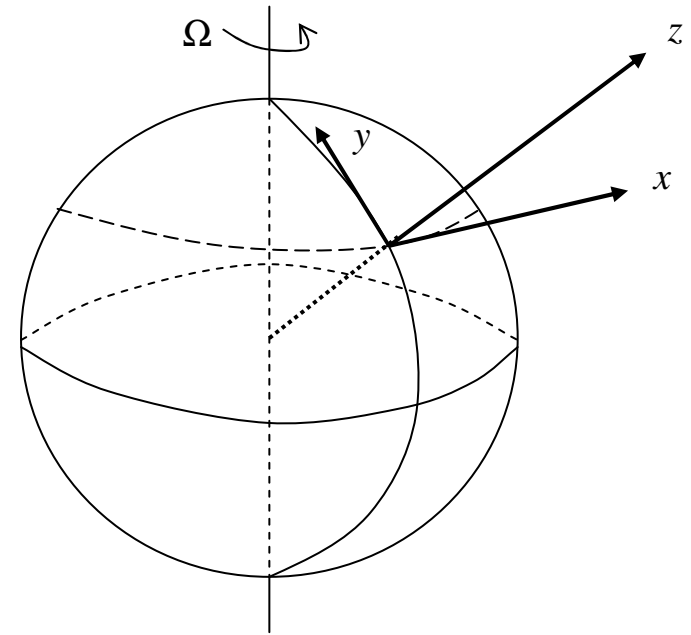
Sistemul de referinta

SRN (legat de Pamantul aflat in rotatie)

axa **Ox** - tangentă la cercul de latitudine dată, orientată de la V către E

axa **Oy** - tangentă la meridian orientată de la S către N

axa **Oz** - verticala locului, orientată dinspre centrul Pământului către spațiul exterior



Viteza masei de aer: $\vec{V} = V(u, v, w)$

$$\Omega = \frac{2\pi}{T} = \frac{2\pi}{23h * 56 \text{ min} * 42s} \cong 7,2 * 10^{-5} \text{ rad / s}$$

Legea de miscare:

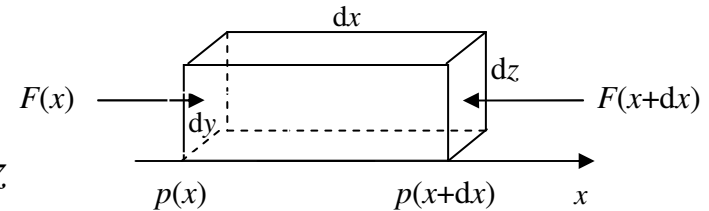
$$m \frac{d\vec{V}}{dt} = \sum_i \vec{F}_i \Rightarrow \frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{1}{m} \sum_i \vec{F}_i$$

Ultima egalitate reprezinta o relatie intre acceleratii, fiind astfel preferabil sa se lucreze cu forta ce revine unitatii de masa de aer

Forțele ce acționează asupra particulei de aer

Forța de gradient baric

$$F = p(x)dS - p(x + dx)dS = -\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)dx dS = -\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)dx dy dz$$



$$\frac{F_{p_x}}{m} = -\frac{1}{\rho dx dy dz} \frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \quad \frac{F_{p_y}}{m} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y}; \quad \frac{F_{p_z}}{m} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} \quad \frac{\vec{F}_p}{m} = -\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p$$

Forța gravitațională

Data de legea atracției universale a lui Newton:

$$\vec{F}_g = -k \frac{mM_P}{r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r}$$

$$\frac{\vec{F}_g}{m} = \vec{g} = \frac{\vec{g}_0}{(1+z/R_P)^2} = \vec{g}_0 \left(1 - \frac{2z}{R_P}\right) \cong \vec{g}_0$$

(in troposfera)

Forța centrifugă: $\vec{F}_{cf} = m\Omega^2 R_P \cdot \cos \varphi \cdot \vec{1}_{\vec{F}_{cf}}$

Greutatea aparentă: $\vec{G}_a = \vec{F}_g + \vec{F}_{cf}$

$$\vec{g} = \frac{\vec{G}_a}{m} = \vec{g}_0 + \Omega^2 R_P \cdot \cos \varphi \cdot \vec{1}_{\vec{F}_{cf}}$$

Forțele ce acționează asupra particulei de aer

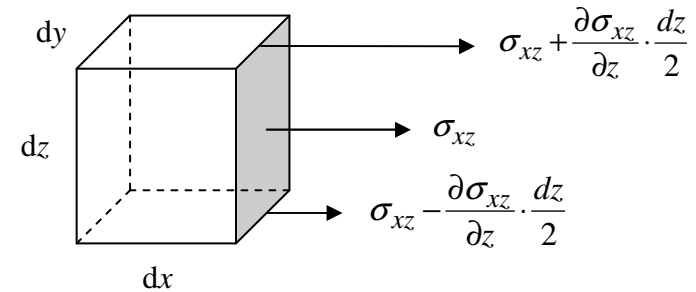
Forța de frecare

Legea Newton: $dF = \frac{dP}{dt} = -\eta \frac{dv}{dz} dS$

η coeficient de vîscozitate ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

$\sigma_{xz} = \frac{dF}{dS} = -\eta \frac{\partial u}{\partial z}$

tensiunea de forfecare

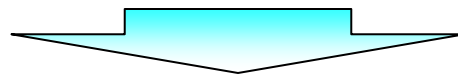


$$f_x = \frac{F_x}{m} = dydx \left(\sigma_{xz} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \cdot \frac{dz}{2} - \sigma_{xz} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \cdot \frac{dz}{2} \right) \frac{1}{\rho dx dy dz}$$



$$f_x = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = -\frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

Generalizand



$$f_x = -\frac{\eta}{\rho} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

$$f_y = -\frac{\eta}{\rho} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right)$$

$$f_z = -\frac{\eta}{\rho} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right)$$

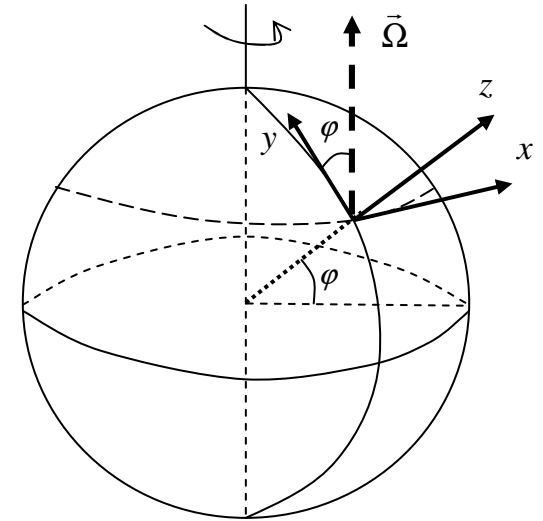
Forța Coriolis: $\vec{F}_{Coriolis} = -2m\vec{\Omega} \times \vec{V}$

Ecuatiile de mișcare

Tinand cont de componentele acceleratiei Coriolis

$$\vec{f}_{Coriolis} = \frac{F_{Coriolis}}{m} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} = -2 \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ 0 & \Omega \cdot \cos \varphi & \Omega \cdot \sin \varphi \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

$$\vec{f}_{Coriolis} = (-2w\Omega \cos \varphi + 2v\Omega \sin \varphi, -2u\Omega \sin \varphi, 2u\Omega \cos \varphi)$$



Ecuatia vectoriala de miscare poate fi scrisa pe componente:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} + \vec{f} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad \longleftrightarrow \quad \begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + f_x + 2v\Omega \sin \varphi - 2w\Omega \cos \varphi \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + f_y - 2u\Omega \sin \varphi \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - g + f_z + 2u\Omega \cos \varphi \end{cases}$$



Analiza de scală

Cunoașterea importanței fiecărui termen permite **simplificarea** sistemului de ecuații cât și **filtrarea** ecuațiilor prin eliminarea unor mișcări nedorite.

Definim următoarele mărimi :

a) - factorul de scală ce măsoară viteza de mișcare a aerului în plan orizontal:

$$U = U(u, v) \quad U \sim 10m/s$$

b) - factorul de scală ce măsoară viteza de mișcare a aerului în plan vertical:

$$W \sim 1cm/s = 10^{-2}m/s$$

c) - lungimea de scală:

$$L = 10^6m$$

d) - scala de timp:

$$T = \frac{L}{U} = 10^5s$$

e) - înălțimea atmosferei (troposferei):

$$D = 10^4m$$

f) - fluctuația orizontală a presiunii:

$$\frac{\Delta p}{\rho} = 10^3m^2/s^2$$



Estimarea valorilor numerice ale termenilor din ecuatiile de miscare

Acceleratiile din planul orizontal: $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} \sim \frac{U}{T} = \frac{10}{10^5} = 10^{-4}$

Acceleratia pe directia verticalei: $\frac{dw}{dt} \cong \frac{W}{T} = \frac{10^{-2}}{10^5} = 10^{-7}$

Componentele acceleratiilor Coriolis:

$$l_0 = 2\Omega \sin \varphi_0 \cong 10^{-4}; \quad \varphi_0 = 45^\circ;$$
$$2\Omega \sin \varphi_0 \cdot u = 10^{-4} \cdot 10 \cong 10^{-3}$$
$$2\Omega \sin \varphi_0 \cdot u = 10^{-4} \cdot 10 \cong 10^{-3}$$
$$2\Omega \cos \varphi_0 \cdot w = 10^{-4} \cdot 10^{-2} \cong 10^{-6}$$

Acceleratiile datorate gradientului baric din plan orizontal: $\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \approx \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} \approx \frac{\Delta p}{\rho} \cdot \frac{1}{L} \approx \frac{10^3}{10^6} \approx 10^{-3}$

Acceleratia datorata gradientului baric pe directie verticala: $\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} \approx \frac{\Delta p}{\rho} \cdot \frac{1}{D} \approx \frac{10^3}{10^4} \approx 10^{-1}$

Aproximații ale ecuațiilor de mișcare

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + f_x + 2v\Omega \sin \varphi - 2w\Omega \cos \varphi \\
 10^{-4} \quad 10^{-3} \quad 10^{-3} \quad 10^{-6}
 \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + l \cdot v$$


$$\left\{ \begin{array}{l}
 \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + f_y - 2u\Omega \sin \varphi \\
 10^{-4} \quad 10^{-3} \quad 10^{-3}
 \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} - l \cdot u$$

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - g + f_z + 2u\Omega \cos \varphi \\
 10^{-7} \quad 10^{-1} \quad 10 \quad 10^{-3}
 \end{array} \right\} \Rightarrow 0 = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Ecuatii de prognoza



Ecuatia hidrostaicii atmosferei

Aproximatia geostrofica


 Aproximatia geostrofica $\frac{du}{dt} \approx \frac{dv}{dt} \ll a_{Coriolis}$ $\vec{V}_g = (u_g, v_g, 0)$

Aproximația geostrofică arată echilibrul dintre forțele esențiale ce intervin în cazul circulației la scară mare: forța de gradient baric și forța Coriolis

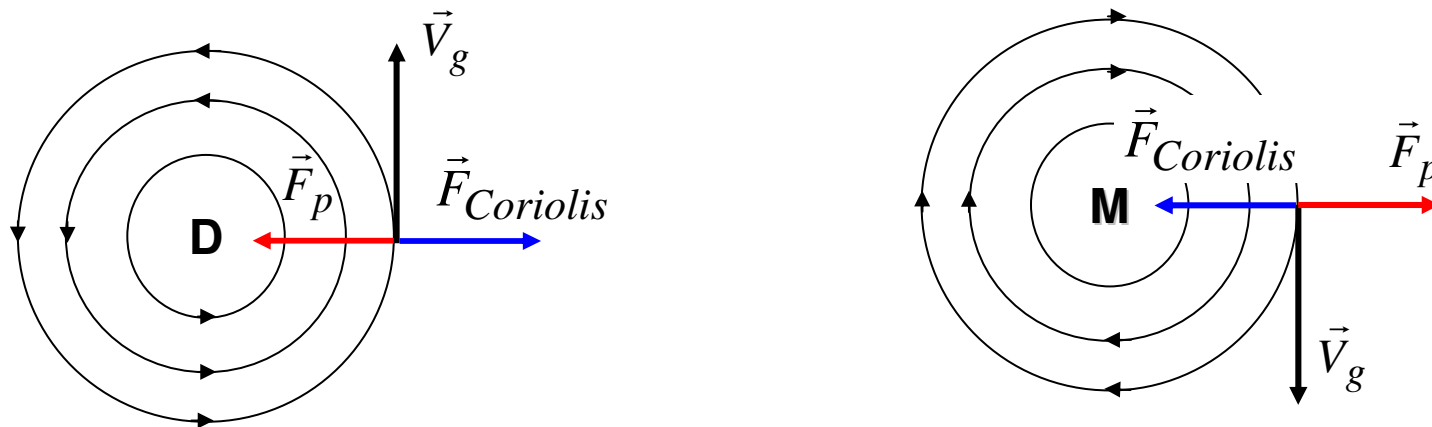
$$\begin{aligned}
 0 &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + l \cdot v_g & \longrightarrow & \quad v_g = \frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \\
 0 &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} - l \cdot u_g & \longrightarrow & \quad u_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y}
 \end{aligned}
 \quad \longrightarrow \quad
 \vec{V}_g = \frac{1}{\rho l} \vec{k} \times \nabla p = \frac{1}{\rho l} \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ 0 & 0 & 1 \\ \frac{\partial p}{\partial x} & \frac{\partial p}{\partial y} & \frac{\partial p}{\partial z} \end{vmatrix}$$

- 
Vântul geostrofic constituie o bună aproximație pentru mișcările orizontale dacă latitudinea este mai mare de 10° , iar altitudinea la care se calculează acest vânt este superioară lui $z = 1\text{km}$.
- 
Pentru $\varphi = 30^\circ$ și un gradient orizontal al presiunii de 20 Pa /km se obține $v_g = 23.8 \text{ m/s}$.

Linii de curent in miscarea geostrofica

$$\vec{V}_g = (u_g, v_g, 0)$$

$$\vec{V}_g = \frac{1}{\rho l} \vec{k} \times \nabla p$$



Legea Buys-Ballot afirmă că în **emisfera nordică** vântul geostrofic suflă în lungul izobarelor și lasă la stânga zonele de presiune redusă.

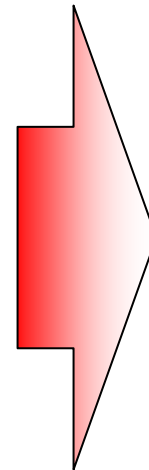
Mișcarea ageostrofică

Pentru altitudini mai mici de 1 km frecarea nu mai poate fi neglijată și mișcarea aerului este **ageostrofică**.

$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_{ag} \Rightarrow \vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g \quad V_{ag} = V(u - u_g, v - v_g, w)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + l \cdot v + f_x \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + l \cdot v_g \end{aligned} \right\} \frac{du}{dt} = \underbrace{l(v - v_g)}_{v_{ag}} + f_x$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} - l \cdot u + f_y \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + l \cdot u_g \end{aligned} \right\} \frac{dv}{dt} = -\underbrace{l(u - u_g)}_{u_{ag}} + f_y$$

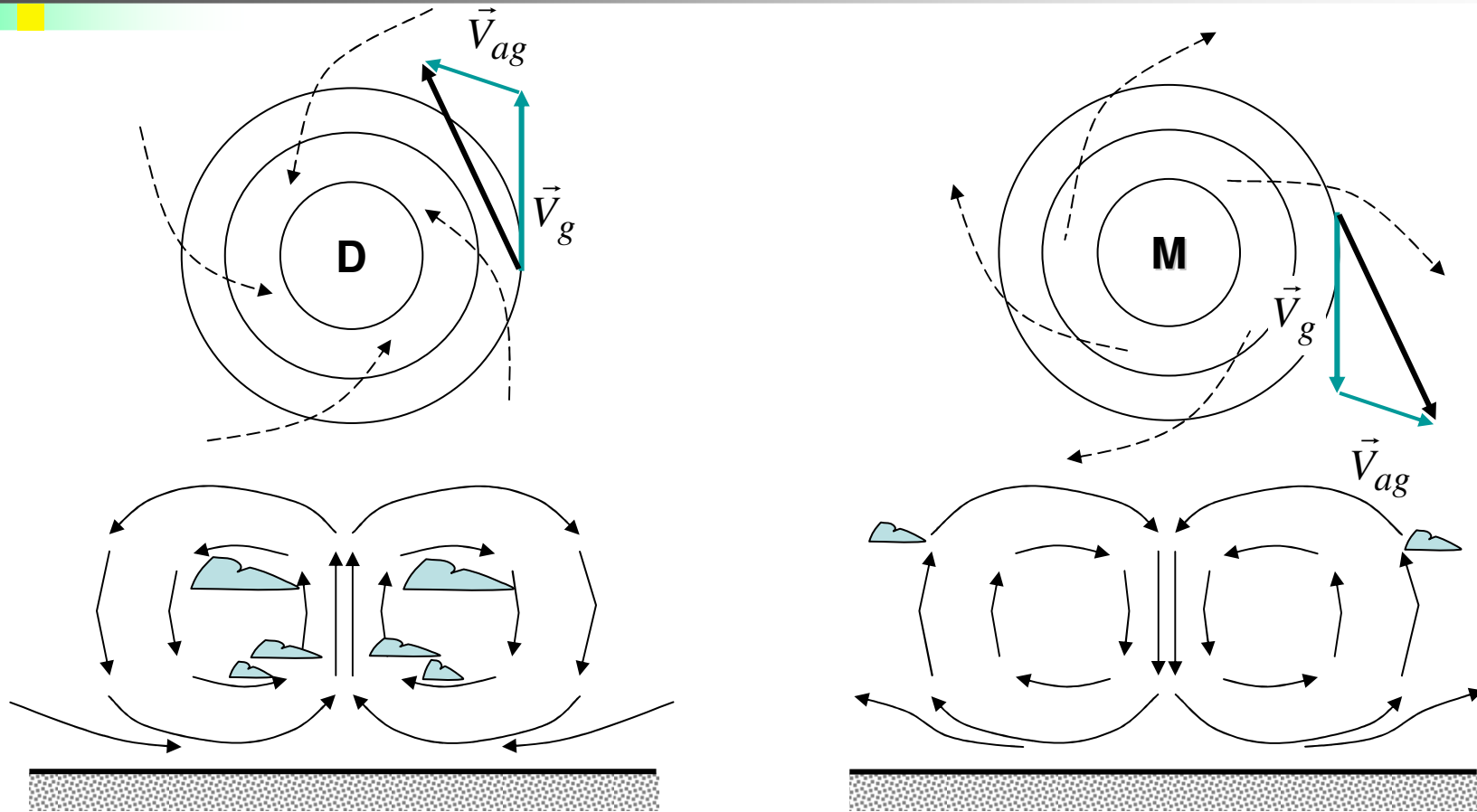


$$\begin{cases} u_{ag} = -\frac{1}{l} \cdot \frac{dv}{dt} + \frac{1}{l} \cdot f_y \\ v_{ag} = \frac{1}{l} \cdot \frac{du}{dt} - \frac{1}{l} \cdot f_x \end{cases}$$

$$l = 2\Omega \sin \varphi \quad - \text{Factorul (parametrul) Coriolis}$$

Mișcarea ageostrofică este determinată de forța Coriolis și de forța de frecare.

Pompajul Ekman

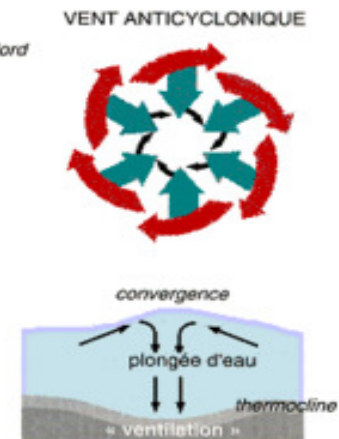
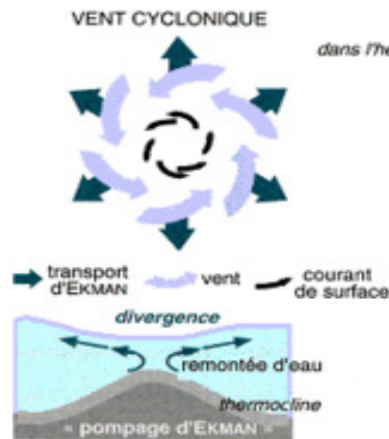
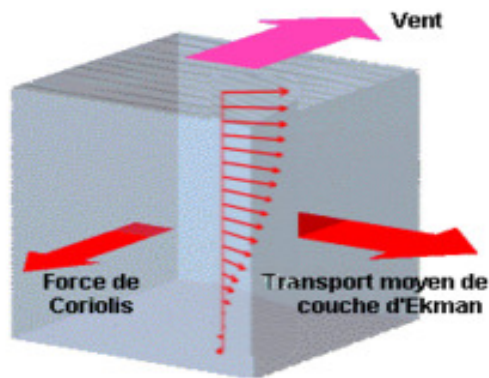
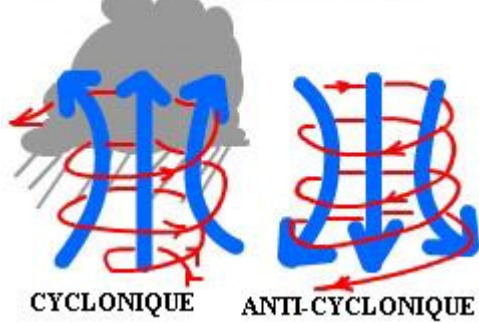


Nu se constată o scădere, respectiv o creștere a densității aerului, rezultă că în mișcarea ageostrofică există componente ale vitezei pe verticală.

Mișcările verticale ce apar din cauza frecărilor se numesc *mișcări forțate* sau de **pompaj dinamic** (pompajul Ekman)

Efectul frecarii asupra curentilor aerieni si marini

CIRCULATION



L'effet de la spirale d'Ekman sur le transport horizontal et vertical de l'eau en océan

Vântul termic

Se definește **vântul termic** ca fiind diferența dintre vântul geostrofic la presiunea p și vântul geostrofic la presiunea p_0 .

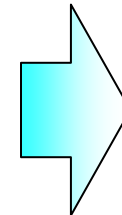
$$p_0 \quad \vec{V}_{g0} = \frac{1}{l\rho} \vec{k} \times \nabla p = \frac{g}{l} \vec{k} \times \nabla Z_{p_0}$$

$$p \quad \vec{V}_g = \frac{1}{l\rho} \vec{k} \times \nabla p = \frac{g}{l} \vec{k} \times \nabla Z_p$$

$$p_0 > p$$

$$\vec{V}_T = \vec{V}_g - \vec{V}_{g0}$$

$$\vec{V}_T = \frac{g}{l} \vec{k} \times \nabla_p Z - \frac{g}{l} \vec{k} \times \nabla_{p_0} Z = \frac{g}{l} \vec{k} \times \nabla (Z_p - Z_{p_0})$$



$$\vec{V}_T = \frac{R}{\mu l} \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) \vec{k} \times \nabla \bar{T}$$

Teoria vântului termic explica:



- **circulația de altitudine predominant zonală (de la vest către est)**

(Gradientul termic orizontal mediu este orientat de la polul nord către ecuator ceea ce face ca vântul termic să fie orintat de la vest către est);



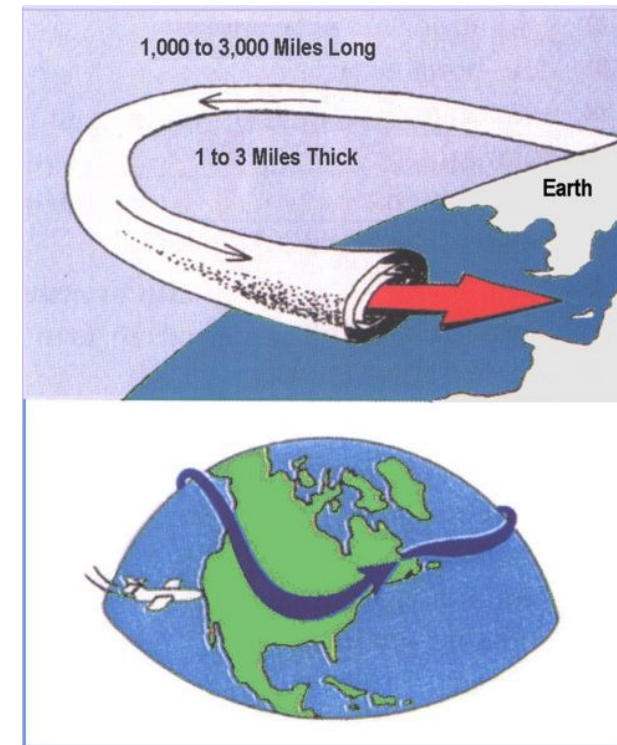
- **creșterea intensității circulației în troposfera superioară**
(vântul termic crește cu creșterea grosimii de aer);

Fenomene induse de vantul termic

- ★ - **variația direcției vitezei vântului termic cu altitudinea pune în evidență advecțiile.**
(în cazul rotirii vântului termic spre stânga are loc o advecție rece, iar în cazul rotirii spre dreapta are loc o advecție caldă).

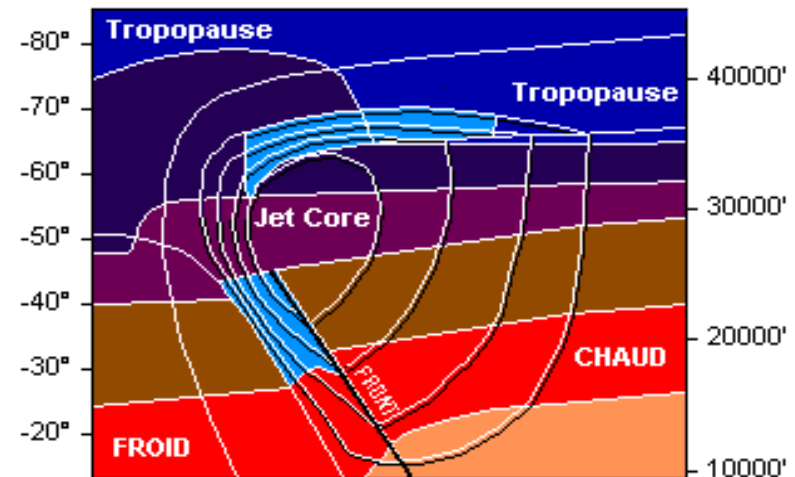
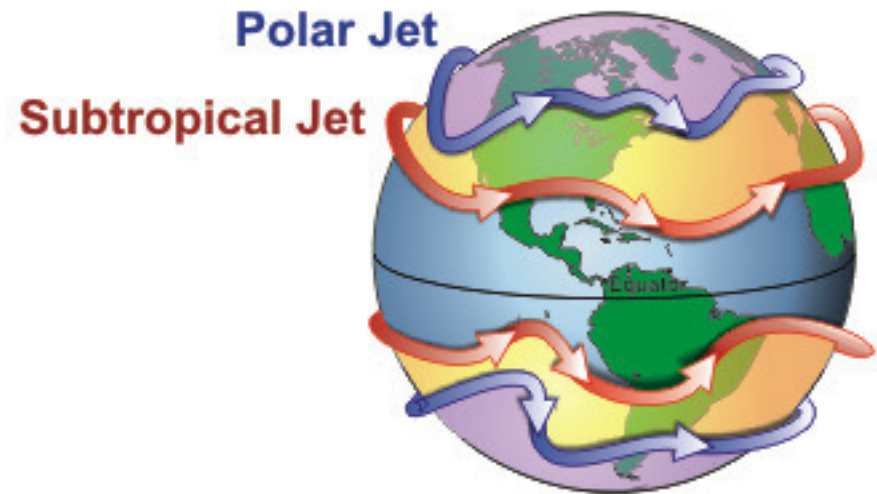
- ★ - **explicarea formării curenților jet (*jet stream*)**

Curenții jet sunt curenți de aer relativ înguști ce se găsesc în atmosferă, la aproximativ 11 km de suprafața terestră (stratosfera), sub tropopauză. Aceștia se formează la limita maselor de aer cu diferențe semnificative de temperatură.



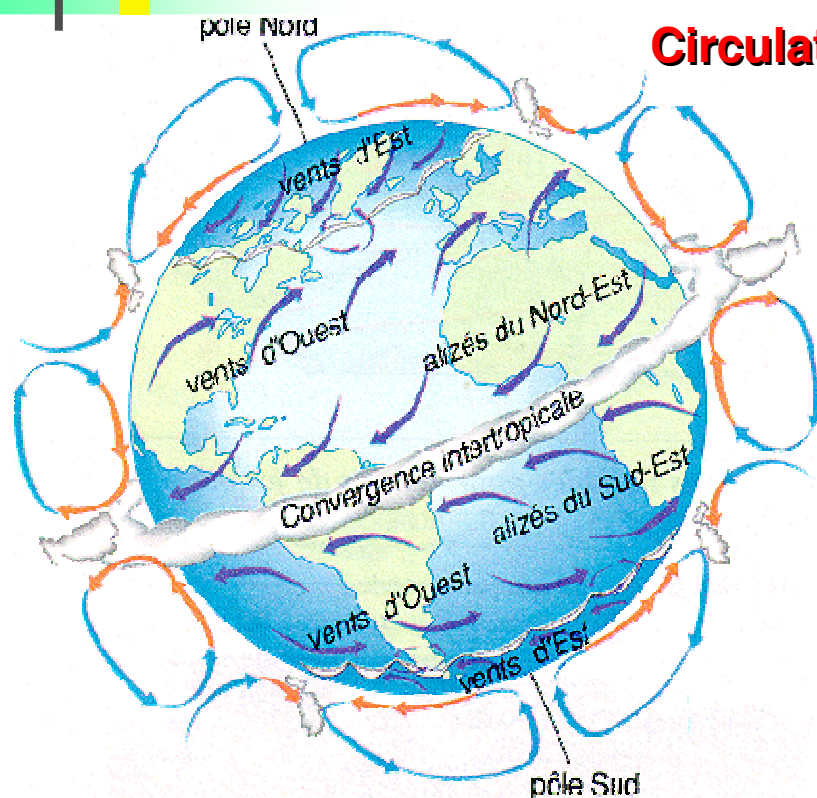
Curentii Jet (Jet-streams)

Cei mai semnificativi cureni jet sunt: **curenții jet subpolari** formați la intersecția masei de aer rece din regiunea polară cu cea a masei de aer cald din regiunile mai sudice și **curenții jet subtropicali** ce se formează în regiunea tropicală în timpul verii.

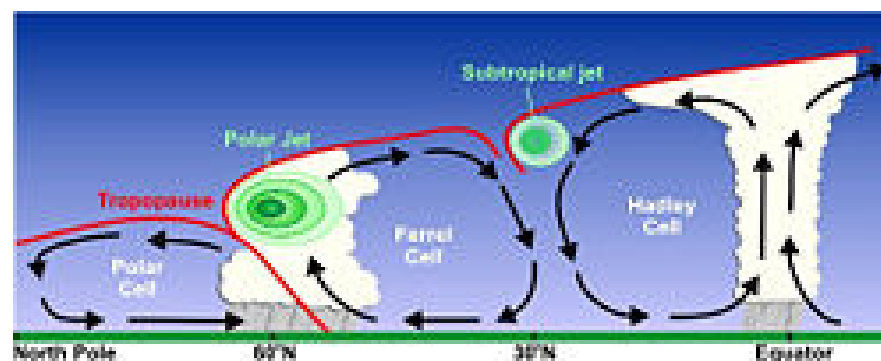
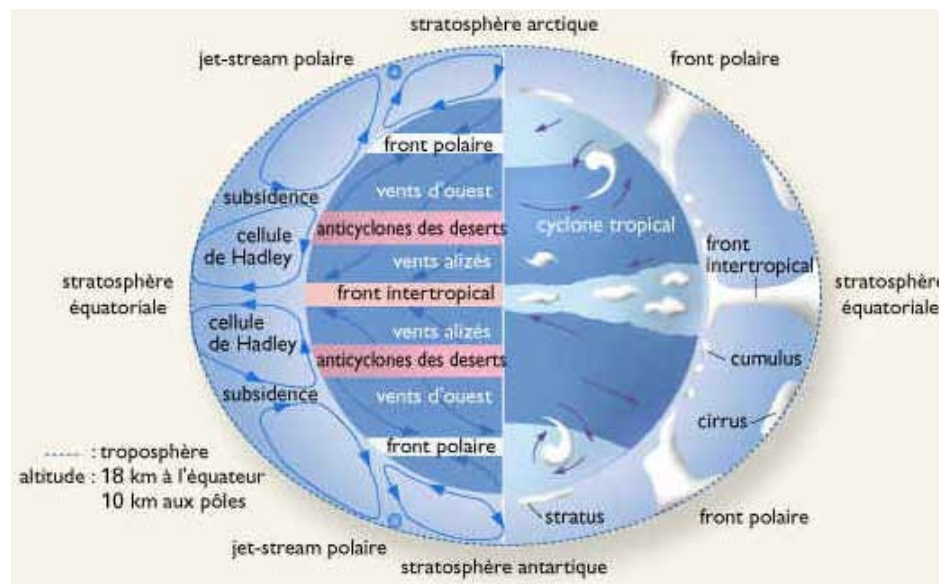


Implicatii ale curentului jet

Circulatia globala tricelulara

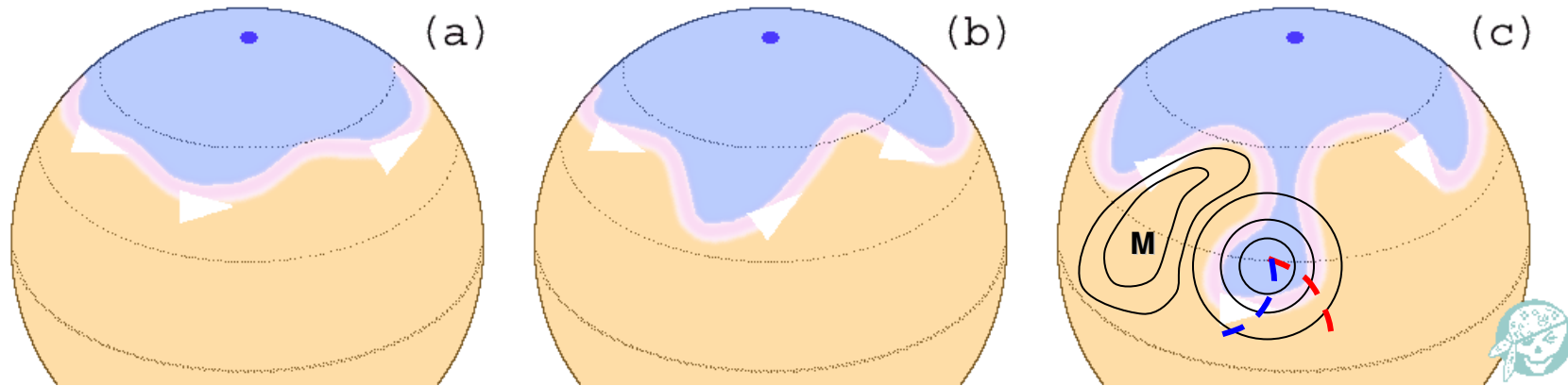


Rotatia rapida planetara da nastere unei circulatii globale constituite din trei celule: Hadley, Ferrel si polara. Pozitia ca si extinderea acestor celule est puternic influentata de curentii jet polar si subtropical.



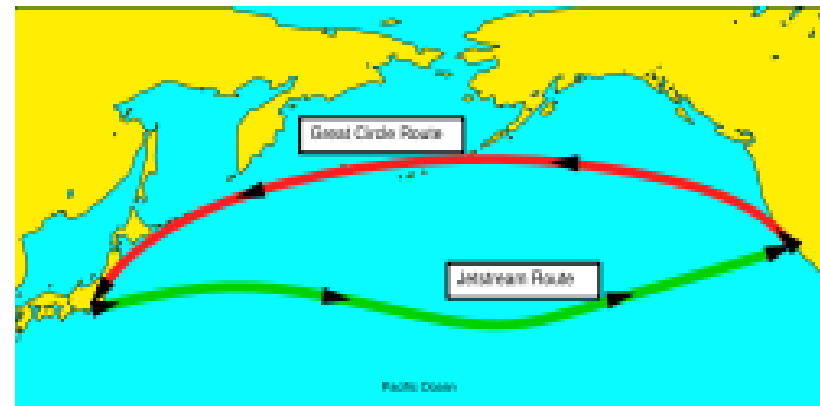
Implicatii ale curentului jet

Formatiunile ciclonice si anticiclonice



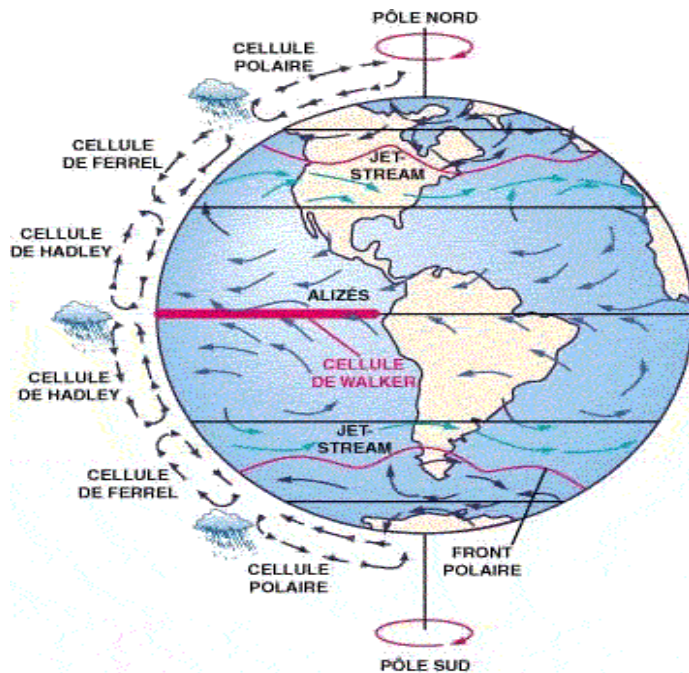
Zborul aviatic

Zborul intre Los Angeles si Tokio
utilizand curentii jet

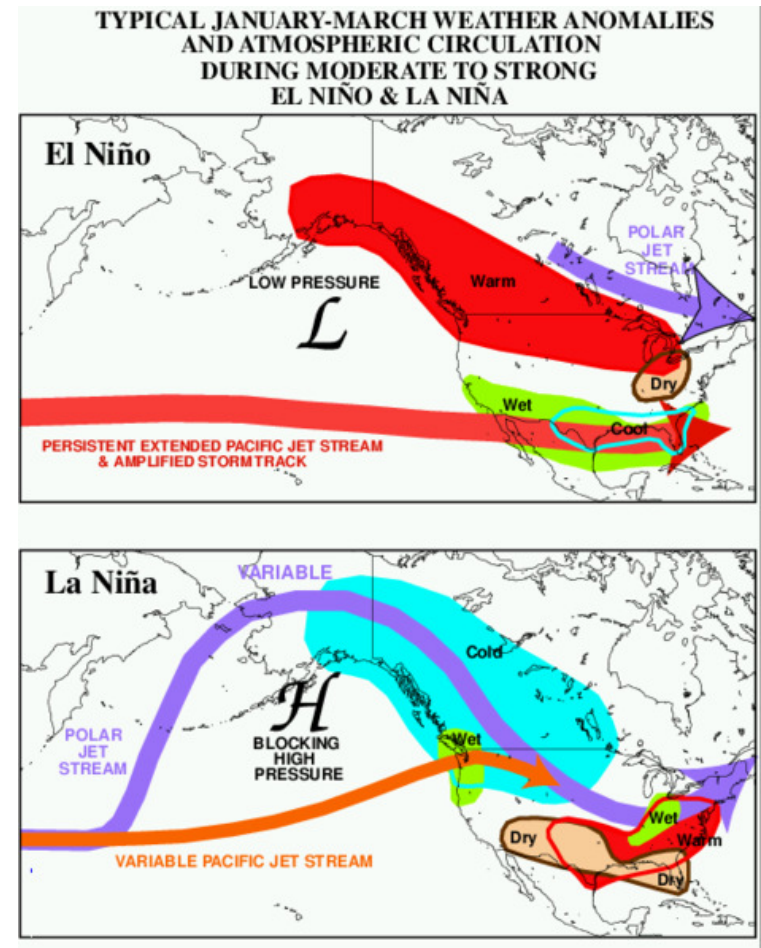


Implicatii ale curentului jet

Influenta glogala a lui El Nino



Curentul jet subtropical alimenteaza vanturile dirijate catre pol si care fac parte din celula Farrel. Efectul **El Nino** modifica celula Walker (paralela cu ecuatorul) si celula Hadley. Celulele vecine sunt de asemenea modificate, ceea ce explica de ce El Nino are repercursiuni pe intreg globul.



Completitudinea sistemului de ecuatii

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + f_x + 2v\Omega \sin \varphi - 2w\Omega \cos \varphi \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + f_y - 2u\Omega \sin \varphi \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - g + f_z + 2u\Omega \cos \varphi \\ ? \\ ? \end{array} \right.$$

Necunoscute

u
 v
 w
 $p(T, \rho)$
 ρ