

Completitudinea sistemului de ecuatii

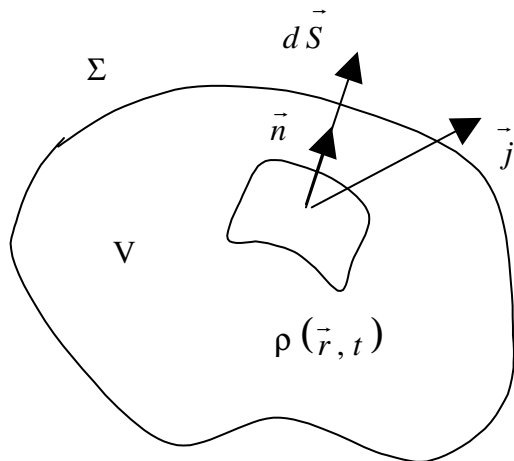
$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + f_x + 2v\Omega \sin \varphi - 2w\Omega \cos \varphi \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + f_y - 2u\Omega \sin \varphi \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial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

? Ecuatia de continuitate

? Ecuatia calorica de stare (ec. Energiei termodinamice)

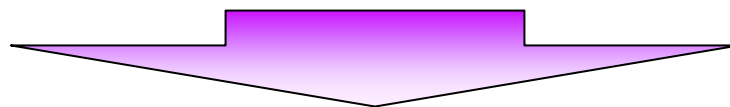
Ecuatia de continuitate

Curentul masic: $\vec{j} = \frac{dm}{d\vec{S}dt} = \frac{\rho dV}{d\vec{S}dt} = \frac{\rho dS \cdot \vec{V}dt}{dSdt} = \rho \vec{V} \rightarrow \frac{dm}{dt} = -\oint_{\Sigma} \vec{j} d\vec{S}$



Masa: $m = \iiint_V \rho dx dy dz \rightarrow \frac{dm}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{V_{\Sigma}} \rho dV = \iiint_{V_{\Sigma}} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV$

$$\frac{dm}{dt} = -\oint_{\Sigma} \vec{j} d\vec{S} = -\iiint_{V_{\Sigma}} \nabla \cdot \vec{j} dV = \iiint_{V_{\Sigma}} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV$$



Ecuatia de continuitate (legea conservarii masei)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{j} = 0$$

sau

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0$$

i) – densitate constanta in timp: $\nabla \cdot \vec{j} = 0$

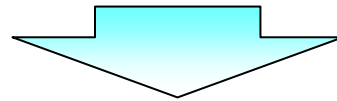
ii) – densitate constanta in spatiu: $\nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$

- **fluid incompresibil**
(componentele vitezei nu sunt liniar independente).

Ecuatia energiei termodinamice

Din {

- primul principiu al termodinamicii: $vC_V dT = \delta Q - p dV$
- diferentierea ecatiei termice de stare: $p dV = -V dp + vR dT$



$$vC_p dT = mc_p dT = \delta Q + V dp \quad \text{Impartind cu } mc_p dt$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \cdot \frac{\delta}{dt} \left(\frac{Q}{m} \right) + \frac{V}{mc_p} \frac{dp}{dt}$$

Unde $\dot{q} = \frac{\delta}{dt} \left(\frac{Q}{m} \right)$ este *viteza de schimb de căldură a unității de masă*.

$$T = T(x(t), y(t), z(t); t)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\dot{q}}{c_p} + \frac{V}{mc_p} \frac{dp}{dt}$$

Ecuatiile cuplate de evoluție ale atmosferei

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} + \vec{f} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \vec{V}) = 0 \\ \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{RT}{pC_p} \frac{dp}{dt} = \frac{\dot{q}}{c_p} \end{array} \right.$$

C_p - căldura molară a aerului
 c_p - căldura specifică a aerului

Mecanisme de încălzire (răcire):

- **radiația termică de unde scurte** ce provine de la Soare;
- **radiația termică de unde lungi** ce provine de la Pământ;
- **conducția termică** a aerului;
- **căldura latentă** a transformărilor de fază;
- **frecarea** internă și externă.

Observație:

Frecarea este o sursă **diabatică** de căldură a carei estimare este extrem de dificilă;

Forța de **frecare internă** este datorată viscozității;

Forța de **frecare externă (orografică)** este datorată reliefului. Depinde în general de viteza particulei.

Modele fizico-matematice ale atmosferei

Modelul atmosferic barotrop

Atmosfera este **barotropă** atunci când suprafețele **izobarice** sunt paralele cu suprafețele **izopicnice** (suprafețe de densitate constantă). Advecțiile termice pe suprafețele izobarice sunt nule, izohipsele fiind paralele cu izotermele.

$$(\nabla T)_p = 0 \quad \Rightarrow \quad 0 = \frac{\partial \vec{V}_T}{\partial p} = \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial z} \quad \Rightarrow \quad \text{vântul geostrofic este independent de înălțime}$$

Modelul barotrop s-a dezvoltat în următoarele aproximații:

- - aerul este un **fluid incompresibil**;
- - atmosfera este presupusă **omogenă** și **lipsită de viscozitate**;
- - în circulația la scară mare **direcția vântului variază puțin pe verticală**;
- - variațiile vitezei vântului sunt aceleași în lungul tuturor verticalelor.

Variante:

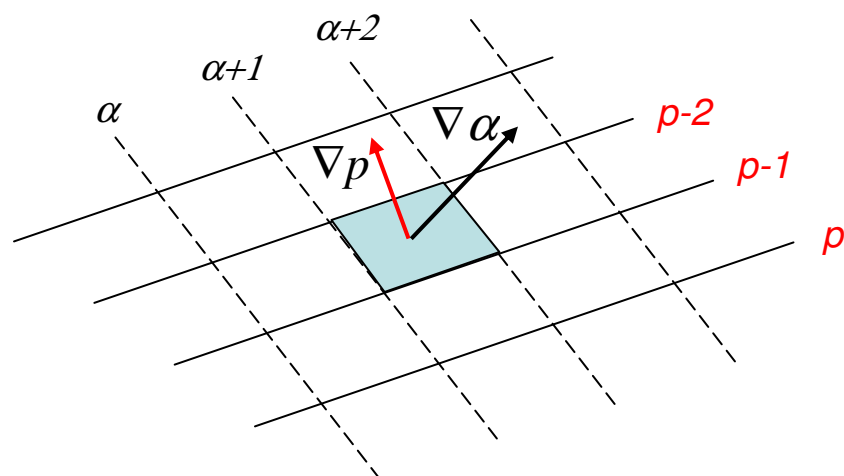
Modelul barotrop nedivergent - consideră atmosfera ca pe un fluid incompresibil, neviscos și omogen ce curge între doi pereți rigizi, **solul** și **tropopauza**.

Modelul barotrop divergent - privește atmosfera tot ca pe un fluid incompresibil și lipsit de viscozitate, dar format din două straturi de densități diferite ce curge între doi pereți rigizi.

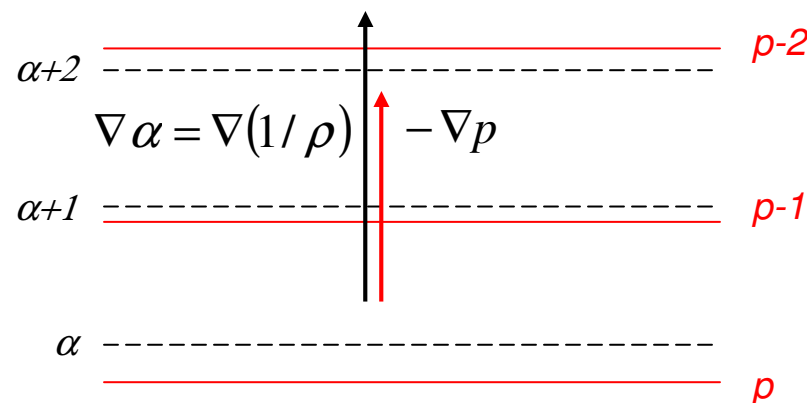
Modele fizico-matematice ale atmosferei

Modelul atmosferic baroclin

Atmosfera *baroclină* este atmosfera în care suprafețele izobarice și cele izopicnice se intersectează, formând *solenozii izobarici-izosterici* (de volum constant). Existența acestor solenoizi zobarici-izosterici atrage după sine advecții termice nenule pe suprafețele izobarice. Intensitatea acestor advecții termice oglindește *gradul de baroclinicitate*.



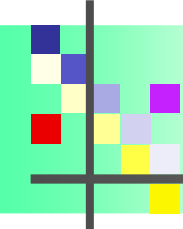
Model baroclin



Model barotrop

Diferența esențială dintre **modelul barotrop** și **modelul baroclin** rezidă în faptul că primul obține transformările câmpului baric păstrând constantă energia cinetică și doar redistribuind-o, cel de-al doilea ține cont de transformarea energiei potențiale și termodinamice în energie cinetică.

În modelele numerice **atmosfera este împărțită în mai multe niveluri**, realizându-se pe fiecare nivel câte un model baroclin. Cu cât numărul nivelurilor crește, cu atât precizia soluției modelului numeric este mai bună.



Aerosoli

Aerosoli:

- *naturali* (praf, cenușă vulcanică, particule de fum, polen, spori de plante, bacterii, particule de săruri marine etc.)
- *antropogeni* rezultați din arderea combustibililor, din activitățile umane industriale și de transport (fum, cenușă, ciment, praf, diverși oxizi etc).

Dupa dimensiune:

- *particule Aitken* cu dimensiuni mai mici de 0.1 microni (*nuclee de condensare*);
- *particule mari*, având dimensiunile cuprinse între 0.1 microni și 1 micron;
- *particule gigant*, ale căror dimensiuni depășesc valoarea de 1 micron.

Impactul aerosolilor

Poluare locala a aerului

- afecteaza sanatatea umana;
- reduce vizibilitatea.

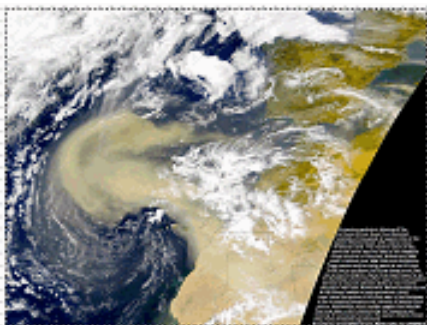
Poluare regionala a aerului

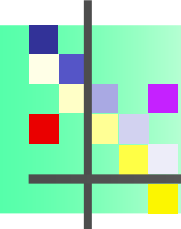
- ploi acide care afecteaza padurile si lacurile;
- afecteaza calitatea apelor;
- influenteaza fotochimia si producerea ozonului.

Poluare globala a aerului

- reflecta lumina solara si astfel influenteaza climatul;
- aerosolii schimba reflectivitatea norilor;
- aerosolii constituie catalizatori in pierderea ozonului stratosferic.

Diferite tipuri de aerosoli





Legislatia privind aerosolii poluanti

In directivele 1999/30/EC SI 96/62/EC, **Commission Europeana** a dat limitele pentru particulele materiale PM10 (cu diametru sub 10 microni) din aer:

Faza 1 (din 1 Ianuarie 2005)

Media anuala: 40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

Media zilnica (24-ore): 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

Faza 2 (din 1 Ianuarie 2010 - valori orientative)

Media anuala: 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

Media zilnica (24-ore): 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

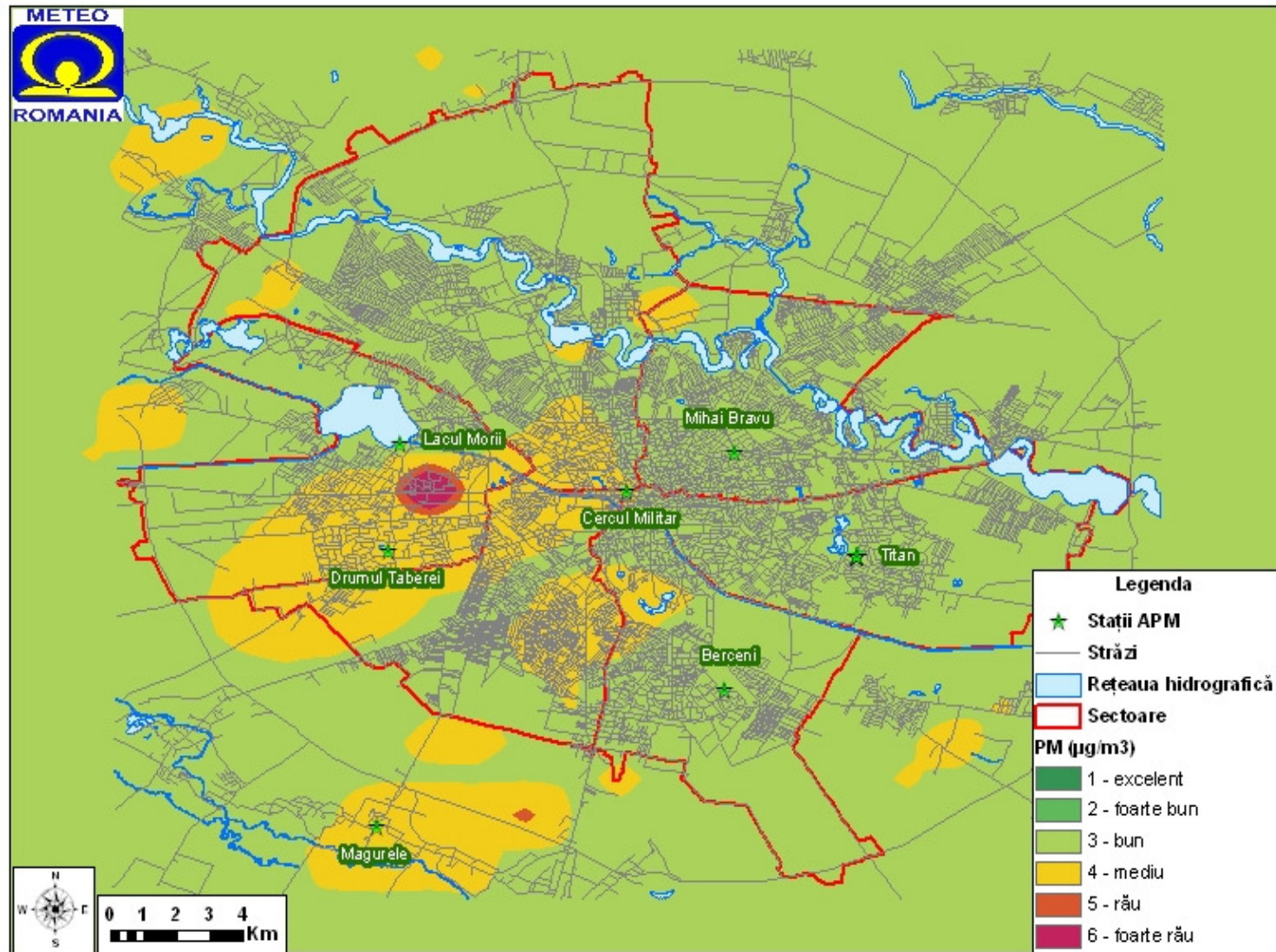
Protocolul de la Kyoto

- este un acord internațional privind mediul, negociat în decembrie 1997 de către **160** de țări.
- prevede o reducere a emisiilor poluante cu 5,2% în perioada 2008-2012 fata de cele din 1990.
- după Conferința de la Marrakech (noiembrie 2001), **40** de țări au ratificat Protocolul de la Kyoto.
- in octombrie 2004, Rusia (17,4% din emisiile de gaze de seră), a ratificat acordul, lucru care a dus la îndeplinirea cvorumului necesar pentru intrarea în vigoare a protocolului.
- in noiembrie 2004 țările participante erau în număr de **127** inclusiv Canada, China, India, Japonia, Noua Zeelandă, Rusia, cei 25 de membri ai Uniunii Europene împreună cu România și Bulgaria.

Țări neparticipante

- **Statele Unite** și **Australia**, responsabile pentru mai mult de 40% din totalul emisiilor de gaze de seră.

04-11-2009 (modelul ALADIN)



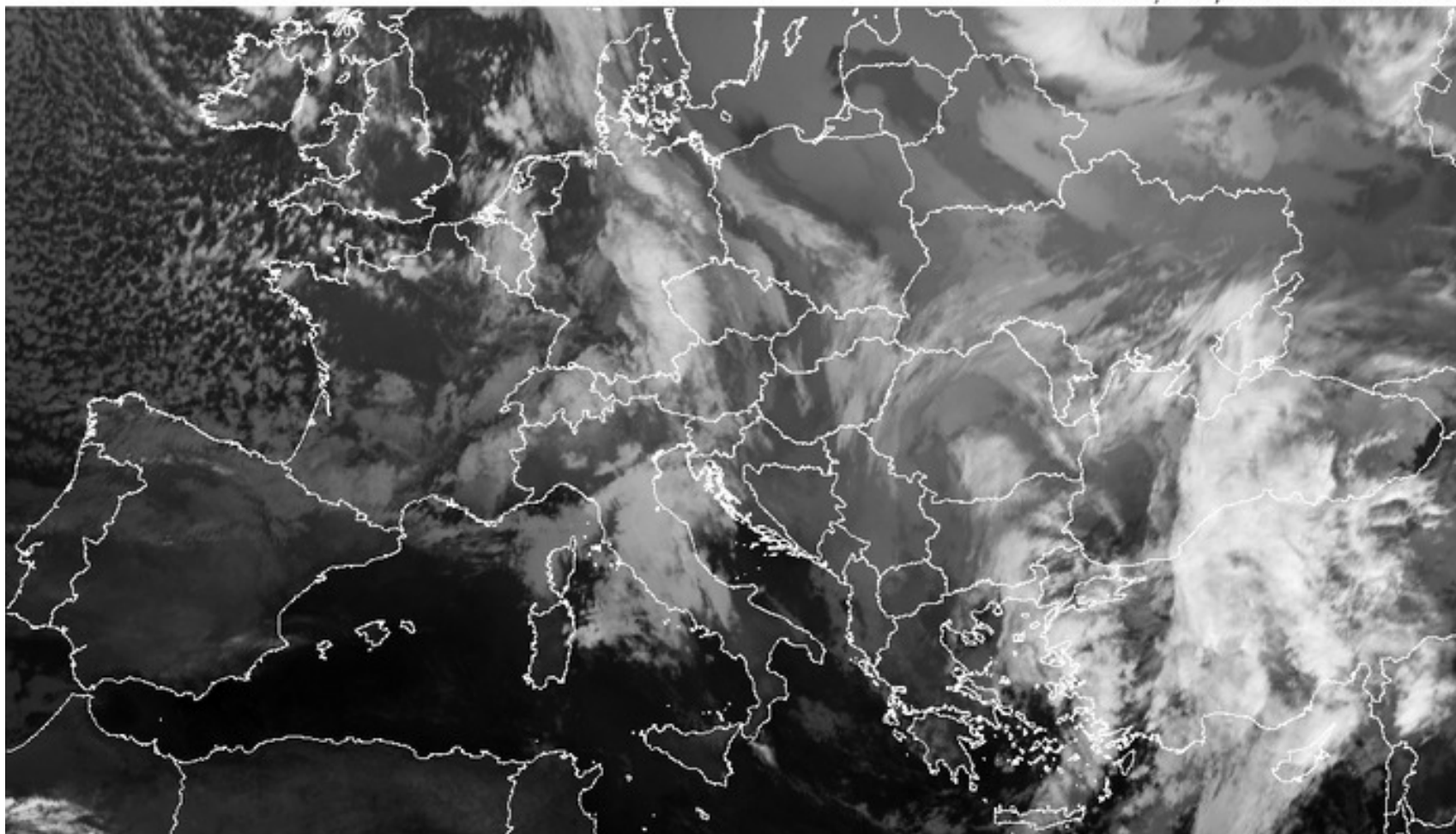
Celule convective



METEOSAT 9
CANAL INFRAROSU TERMIC 12.0 μm , TEMPERATURA DE STRALUCIRE
04:11:2009, 06:00 TU



ADMINISTRAȚIA NAȚIONALĂ DE METEOROLOGIE



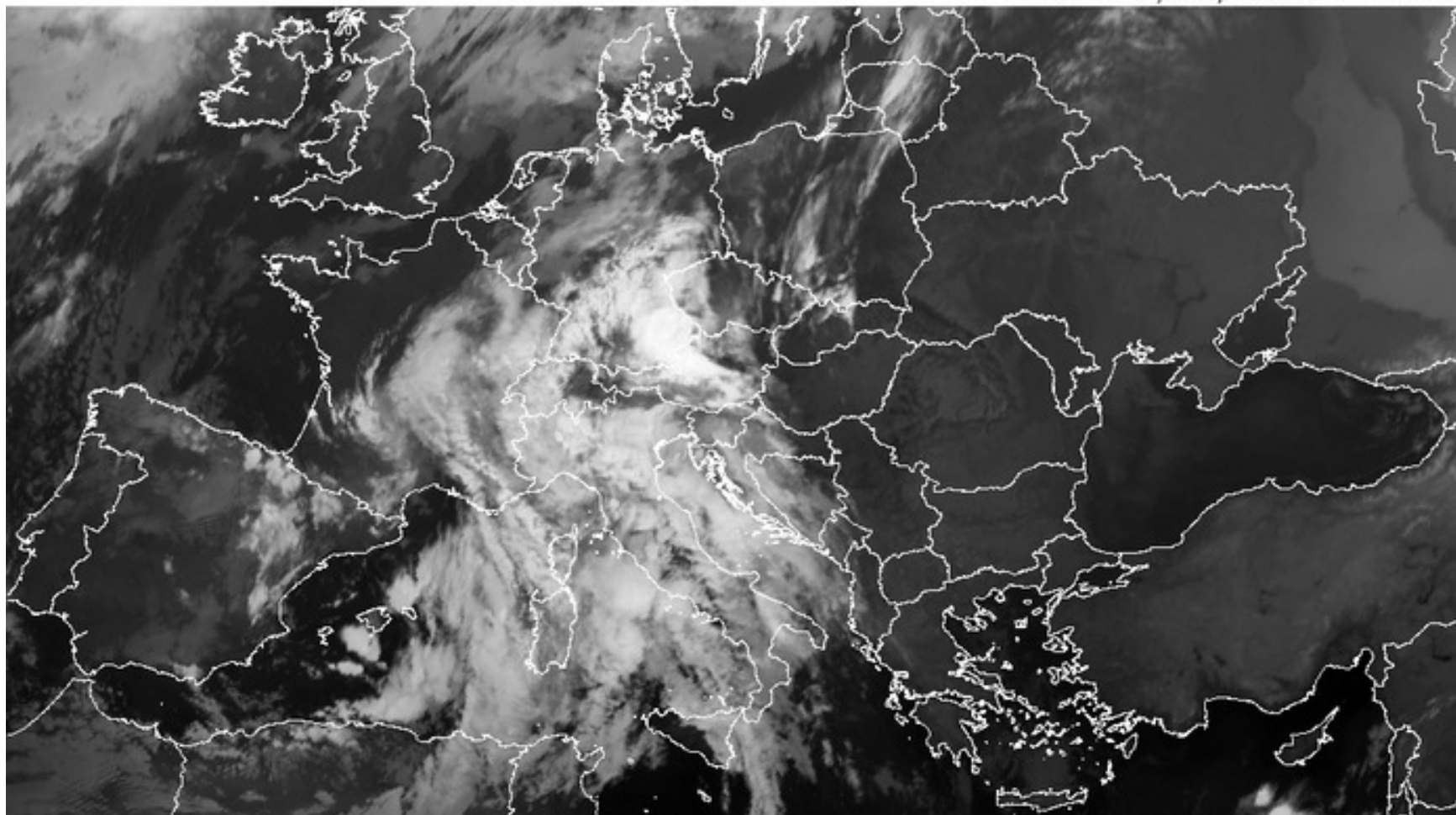
Ceata de radiatie si de advectie



METEOSAT 9
CANAL INFRAROSU TERMIC 12.0 μm , TEMPERATURA DE STRALUCIRE
01:11:2010, 00:00 TU



ADMINISTRAȚIA NAȚIONALĂ DE METEOROLOGIE



Distributii dimensionale ale aerosolilor

Distributia dupa dimensiunea particulelor

dN - numarul de particule ce au dimensiunea r cuprinsa in intervalul $[r, r+dr]$

$$dN = Nf(r)dr$$

$$f(r) = \frac{dP}{dr} = \frac{dN / N}{dr}$$

$$\int_0^{\infty} f(r)dr = \int \frac{dN}{N} = 1$$

Distributia dupa suprafata particulelor

dN - numarul de particule ce au suprafata s cuprinsa in intervalul $[s, s+ds]$

$$dN = Ng(s)ds$$

$$g(s) = \frac{dP}{ds} = \frac{dN / N}{ds}$$

$$\int_0^{\infty} g(s)ds = \int \frac{dN}{N} = 1$$

Distributia dupa volumul particulelor

dN - numarul de particule ce au volumul v cuprins in intervalul $[v, v+dv]$

$$dN = NF(v)dv$$

$$F(v) = \frac{dP}{dv} = \frac{dN / N}{dv}$$

$$\int_0^{\infty} F(v)dv = \int \frac{dN}{N} = 1$$



Observatie:

$$f(r)dr = g(s)ds = F(v)dv$$

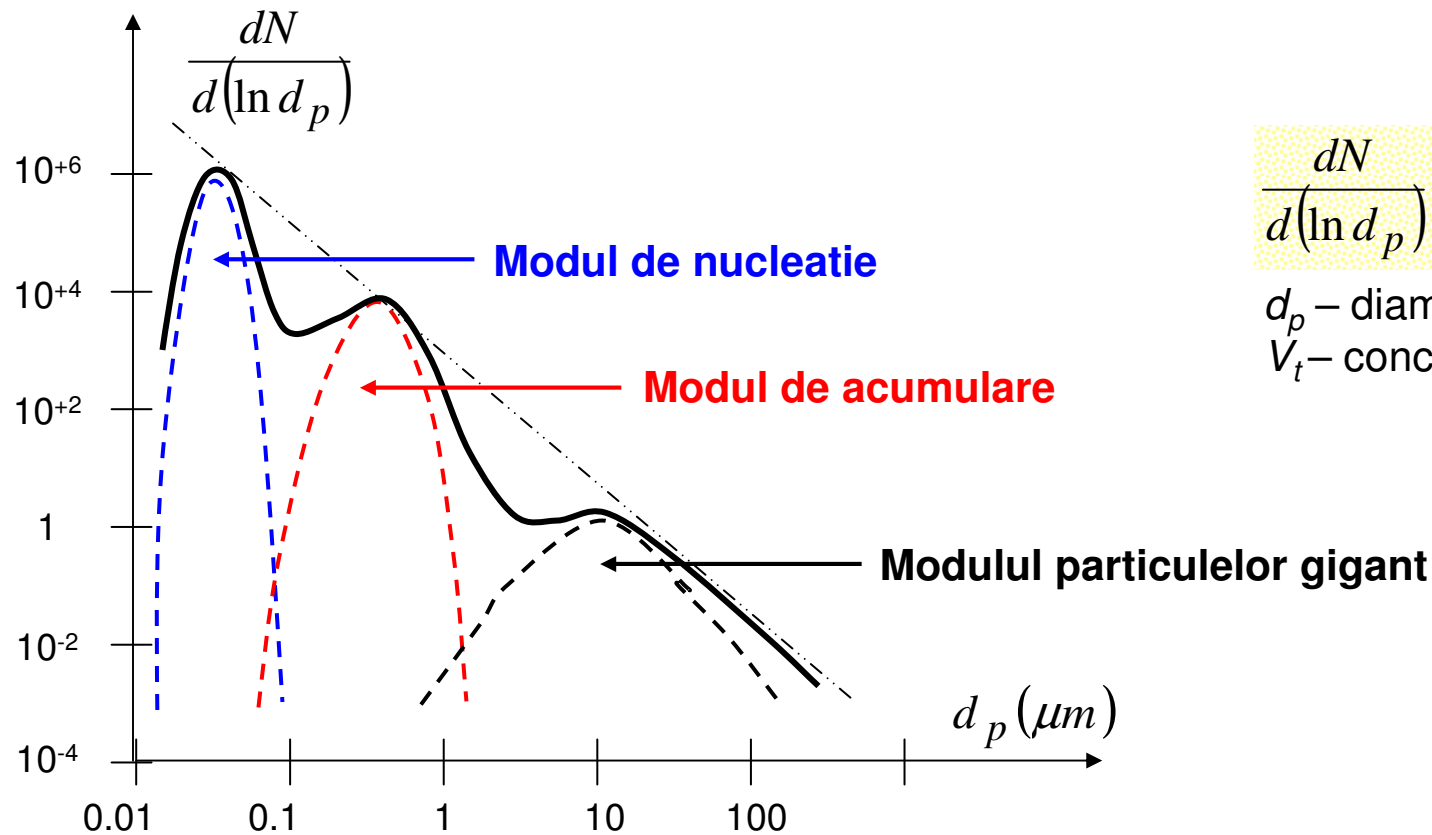
Distributia Junge

- este valabila pentru particule mari si particule gigant:

$$\frac{dN}{dr} = n(r) = Cr^{-(\beta+1)}$$

$$\frac{dN}{d(\ln r)} = Cr^{-\beta}$$

$$\beta \in [2, 5]$$



$$\frac{dN}{d(\ln d_p)} = 0.66V_t \cdot d_p^{-3.06}$$

d_p – diametrul particulei;
 V_t – concentratia volumica totala;

Distributia Junge

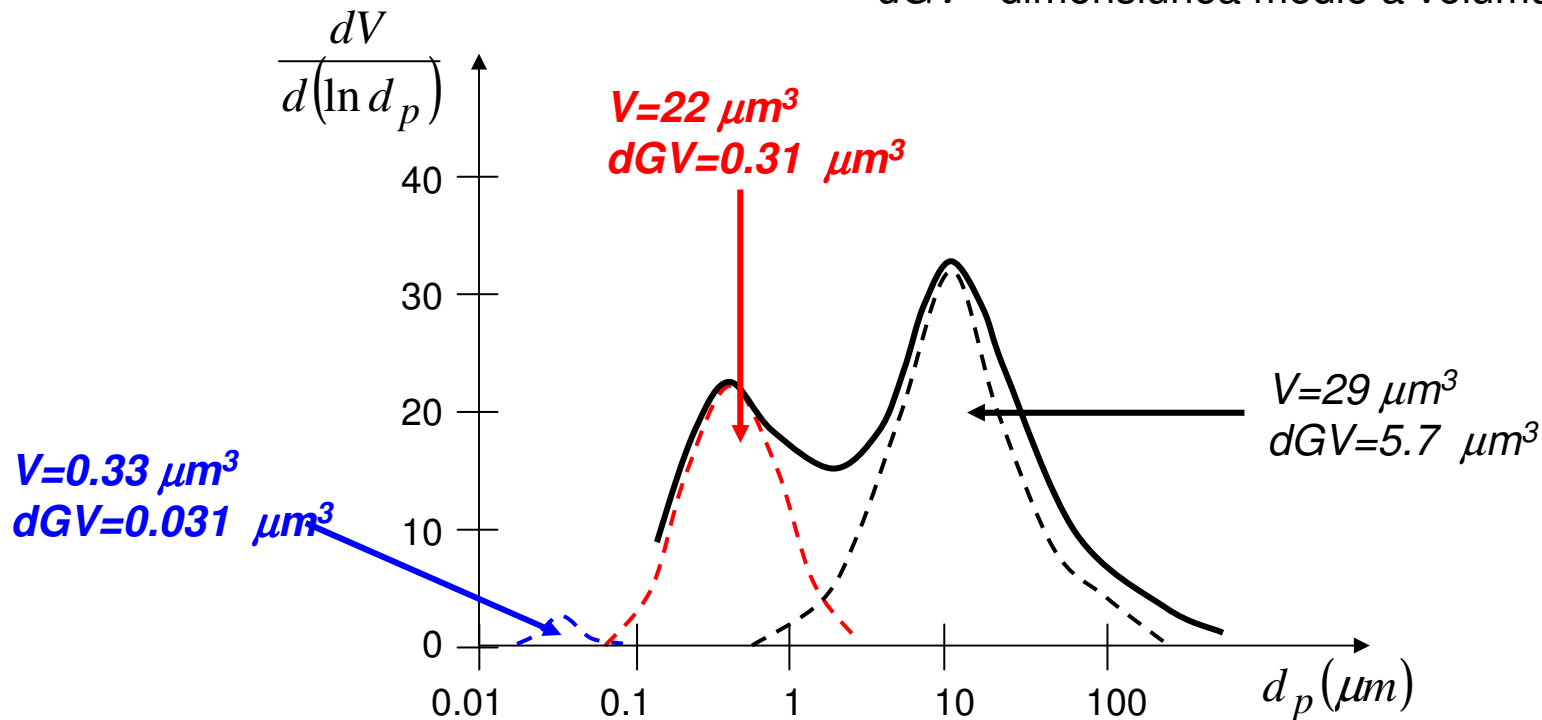
Distributia dupa volumul particulelor:

$$\frac{dV}{d(\log d_p)} = 17.8 \cdot d_p^{-0.05}$$

d_p – diametrul particulei;

V – volumul particulei;

dGV - dimensiunea medie a volumului geometric



Alte distributii

Distributia Kolmogorov (distributia logaritm-normală)

- utilizata in cazul aerosolilor de deasupra oraselor

$$n(r) = \frac{1}{\sigma r \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{\ln^2 \frac{r}{r_0}}{2\sigma^2} \right]$$

r_0 - valoarea medie

$$\sigma = \sqrt{(\ln r - \ln r_0)^2}$$

Distributia Gauss

- utilizata in cazul aerosolilor fini

$$n(r) = \frac{1}{\beta \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(r - r_0)^2}{2\beta^2} \right]$$

$$\beta = \sqrt{(r - r_0)^2}$$

dispersia valorii medii

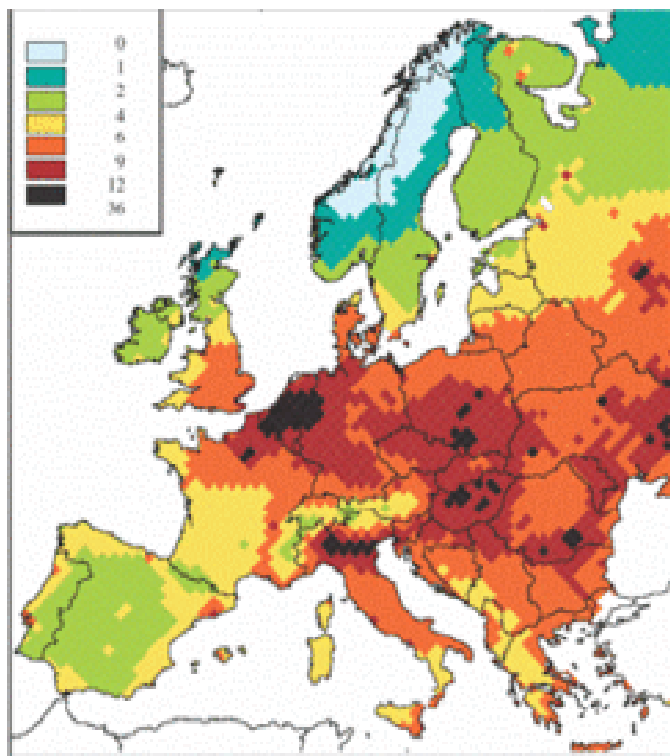
Functia de distributie gamma

- utilizata in cazul acuratetilor mari pentru dimensiuni

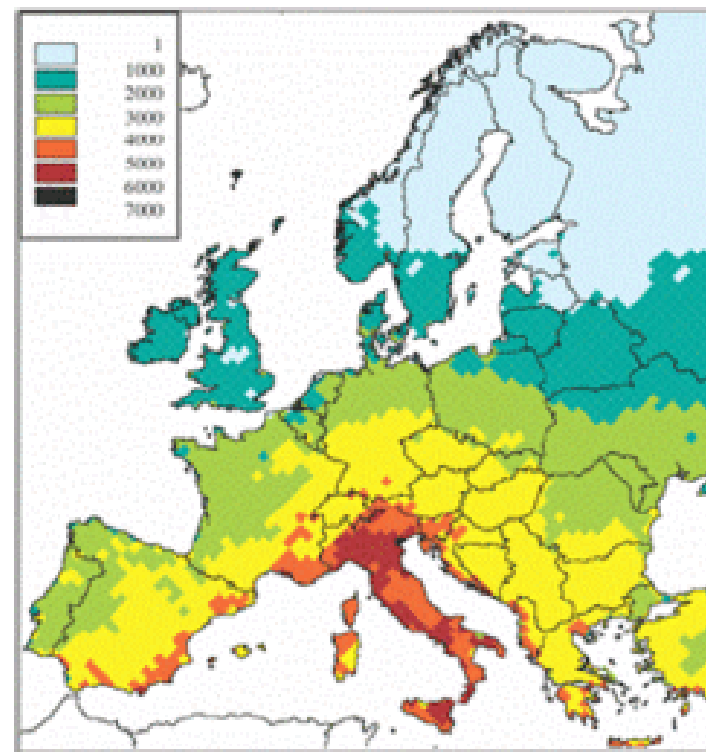
$$n(r) = A r^\alpha \exp(-B r^\gamma)$$

$$A, B, \alpha, \gamma \in R_+$$

Efecte ale aerosolilor

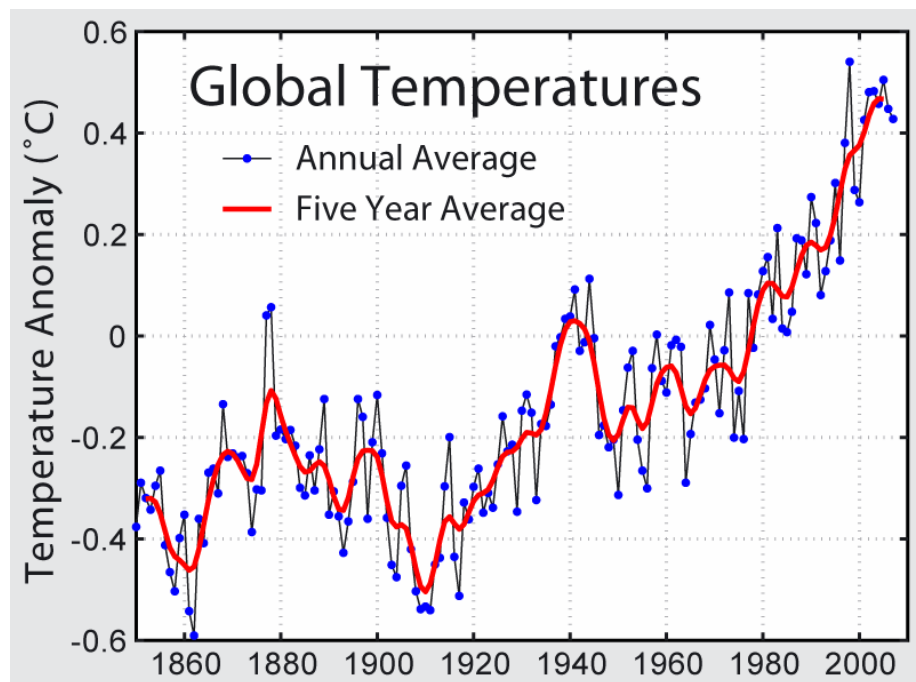


Impactul aerosolilor (PM -2.5) asupra sanatatii oamenilor exprimat in numarul de luni de reducere a sperantei de viata. (Clean Air for Europe Report).



Favorizarea aparitiei ozonului la nivelul solului - o problema serioasa pentru sudul Europei, dar si pentru multe regiuni din SUA sau din alte state in dezvoltare.

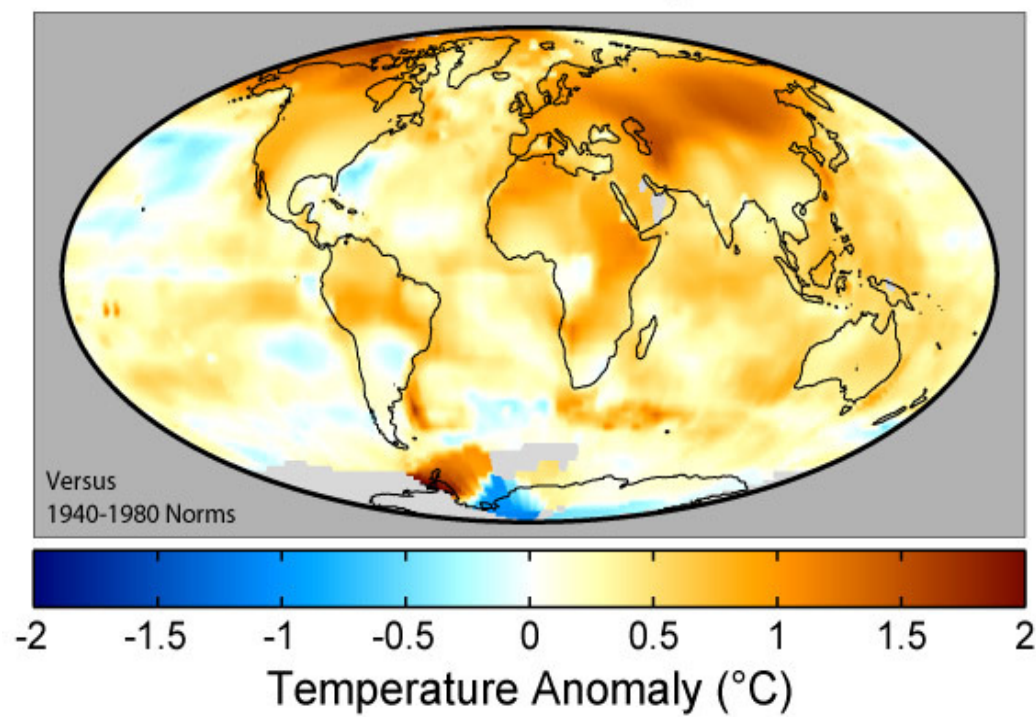
Incalzirea globala



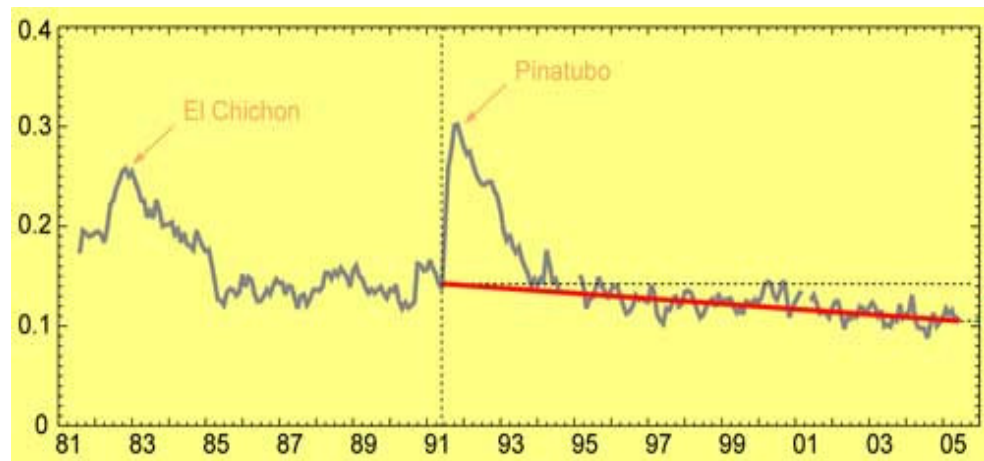
Fluctuatiile medii de temperatura la suprafata globului terestru in raport cu perioada 1961 – 1990.

Abaterile medii ale temperaturii suprafetei globului din perioada 1995-2004 fata de temperatura medie a perioadei 1940 – 1980.

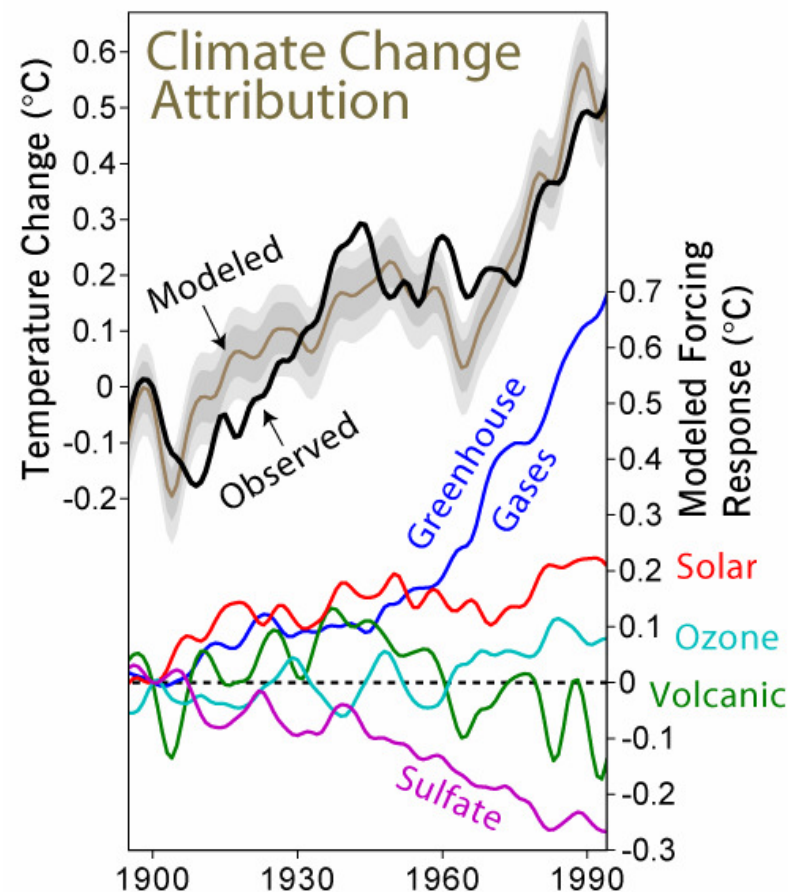
1995-2004 Mean Temperatures



Global dimming (intunecarea globala)



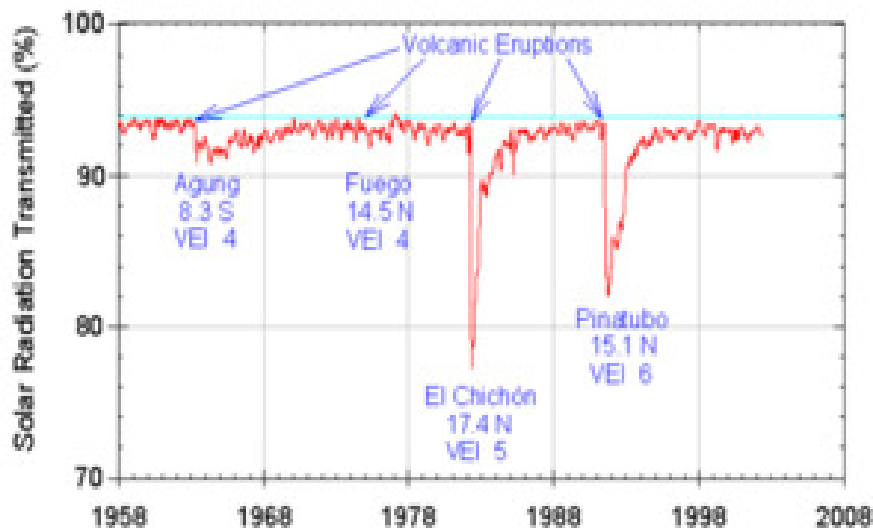
Blocarea radiatiei solare de catre aerosoli. Scaderea continua (linia rosie) dupa eruptia din 1991 a vulcanului Pinatubo (rezultat obtinut din imagini satelitare).



Nivelul de incredere dintre rezultatele teoretice si observatie. Sunt calculate influentele a cinci factori. Componenta negativa majora (sulfate) este asociata cu emisia de aerosol raspunzatoare pentru intunecarea globala.

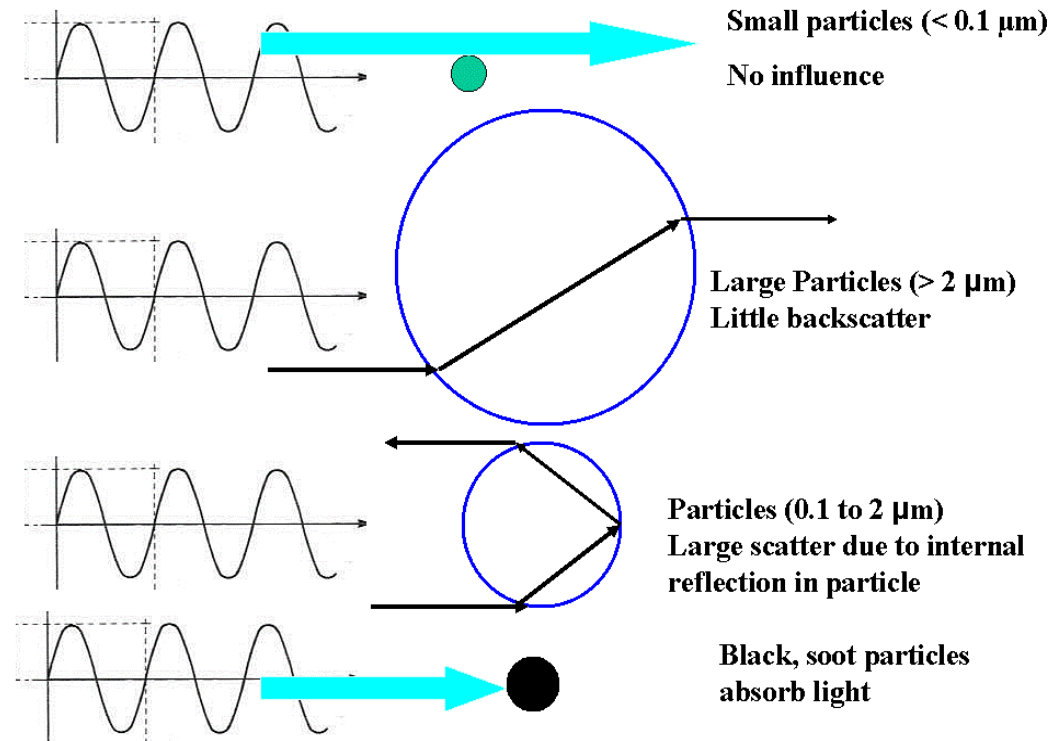
Rolul aerosolilor in intunecarea globala

Mauna Loa Observatory Atmospheric Transmission



Reducerea radiatiei solare datorita eruptiilor vulcanice (Mauna Loa Observatory Atmospheric Transmission)

Interaction solar light and particles



Interactia dintre lumina solara si particulele de aerosol

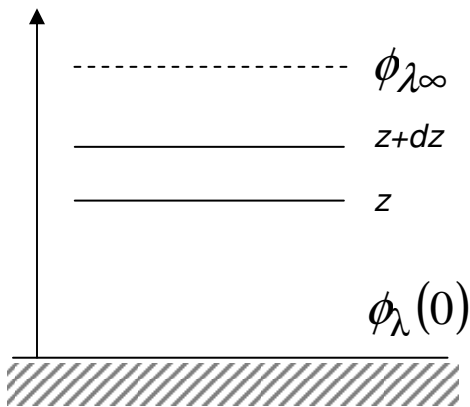
Zborul aviatic si intunecarea globala



[NASA](#) photograph showing aircraft [contrails](#) and natural clouds. The temporary disappearance of contrails over North America due to plane groundings after the [September 11, 2001 attacks](#), and the resulting increase in [diurnal temperature range](#) gave [empirical evidence](#) of the effect of thin ice clouds at the Earth's surface

Interactia radiatie – mediu aerian

Pp o atmosfera plan - paralela

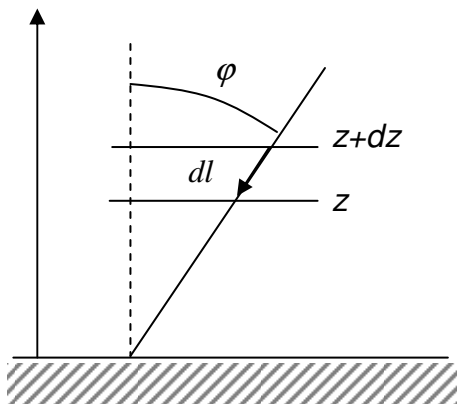


Flux spectral

$$d\phi_{\lambda} = k_{\lambda}\rho\phi_{\lambda}dz \quad \rightarrow \quad \int_{\phi_{\lambda}(0)}^{\phi_{\lambda\infty}} \frac{d\phi_{\lambda}}{\phi_{\lambda}} = \int_0^{\infty} k_{\lambda}\rho dz$$

$[k_{\lambda}]_{SI} = m^2 kg^{-1}$ - coeficient masic spectral de absorbtie

$a_{\lambda} = k_{\lambda}\rho$ - coeficient monocromatic de absorbtie (m^{-1})



$$\phi_{\lambda}(0) = \phi_{\lambda\infty} \exp\left[-\int_0^{\infty} k_{\lambda}\rho dz\right] = \phi_{\lambda\infty} \exp(-\sigma_{\lambda})$$

σ_{λ} - grosime optica

$$dl = \frac{dz}{\cos \phi} \quad \rightarrow \quad \sigma_{\lambda}(\phi) = \sec \phi \int_0^{\infty} k_{\lambda}\rho dz$$

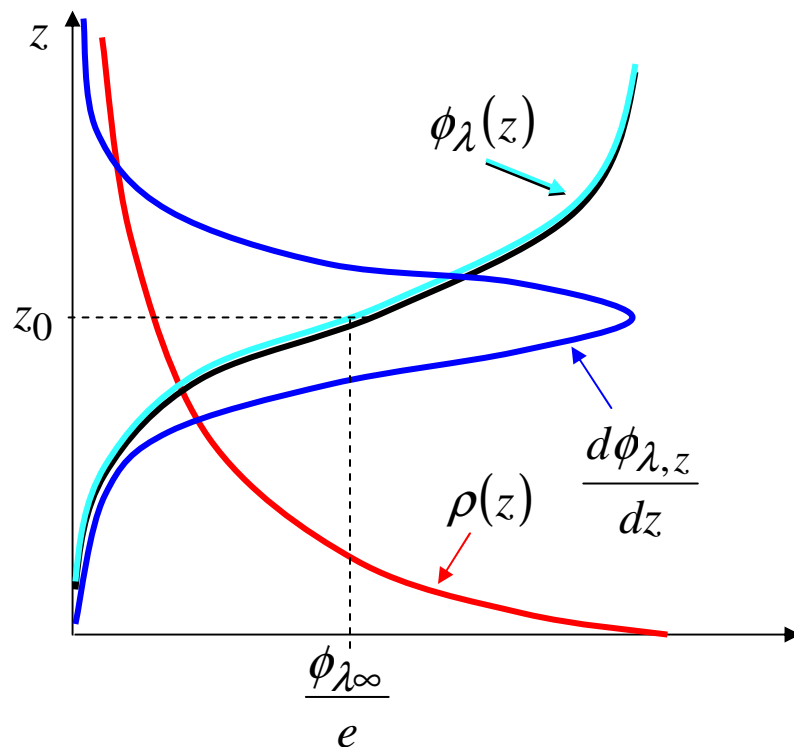
Distributia pe verticala a absorbtiei

Distributia pe verticala a absorbtiei intr-o atmosfera izoterma

$$\rho(z) = \rho_0 \exp\left(-\frac{z}{H}\right); H = \frac{RT}{\mu_a g} \cong 8000 \text{ m}$$

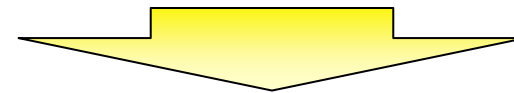
$$\sigma_{\lambda,z} = \int_z^{\infty} k_{\lambda} \rho(z) dz = k_{\lambda} \rho_0 \int_z^{\infty} \exp\left(-\frac{z}{H}\right) dz = k_{\lambda} \rho_0 H \exp\left(-\frac{z}{H}\right)$$

$$\phi_{\lambda}(z + dz) = \phi_{\lambda\infty} \exp(-\sigma_{\lambda,z}) = \phi_{\lambda\infty} \exp[-k_{\lambda} \rho_0 H \exp(-z/H)]$$



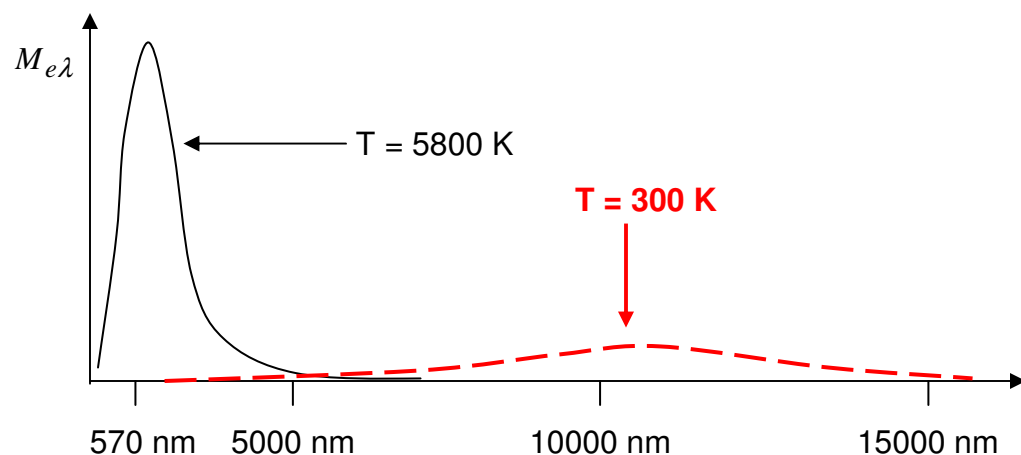
Adancimea optica de penetrare

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{d\phi_{\lambda,z}}{dz} \right) = 0$$



$$z_0 = H \ln(k_{\lambda} \rho_0 H)$$

Fereastra optica a atmosferei



Benzi de absorbtie

Vapori de apa:

- benzi cu $\lambda < 4$ microni;
- 6.3 microni (banda intensa)
- benzi cu $\lambda > 9$ microni

Bioxid de carbon:

- benzi intre 13-17 microni;

Ozon:

- 9.7 microni (banda ingusta)

