

TRASFERIMENTO RADIATIVO IN ATMOSFERA

Anziché osservare il sistema dall'esterno a valutare il bilancio al top dell'atmosfera, analizzo cosa succede al suo interno.

L'interazione della radiazione solare incidente con l'atmosfera e la superficie terrestre determina l'ammontare di energia solare assorbita dal sistema e la distribuzione del riscaldamento tra i vari strati atmosferici ed il suolo.

L'atmosfera è relativamente trasparente alla radiazione solare e circa la metà viene assorbita da oceani e suolo (come visto nel bilancio radiativo globale).

Per raggiungere il bilancio energetico, il calore fornito dall'assorbimento della radiazione solare deve essere restituito allo spazio attraverso emissione della terra. In questo processo è fondamentale la trasmissione dell'energia sottoforma di radiazione IR attraverso l'atmosfera, oltre che il trasporto verticale di calore da parte dei moti atmosferici.

Le proprietà di trasmissione dell'atmosfera sono date da:

- composizione gassosa
- natura degli aerosols
- presenza/tipo/caratteristiche delle nubi

La composizione è tale da permettere un efficiente assorbimento ed emissione di radiazione IR. Questa caratteristica, assieme alla relativa trasparenza alla radiazione solare, rende la superficie terrestre più calda di quanto non sarebbe senza atmosfera (effetto serra)

OSS: l'assorbimento della radiazione IR in atmosfera avviene da parte di molecole di gas minoritari, che costituiscono solo una piccolissima frazione della massa totale. La dipendenza (vulnerabilità) del clima dall'abbondanza di questi elementi minoritari rende il sistema climatico molto sensibile a cambiamenti della composizione dell'atmosfera, siano essi di origine naturale o antropica. Infatti, cambiamenti relativamente piccoli nella composizione possono influenzare il flusso di energia attraverso il sistema clima producendo profondi cambiamenti climatici.

Per comprendere come il clima dipende dalla composizione dell'atmosfera, è necessario comprendere i processi fisici attraverso i quali la radiazione elettromagnetica interagisce con i gas e le particelle presenti in atmosfera.

Le equazioni di trasferimento radiativo rappresentano le basi matematiche per descrivere i processi fisici che determinano il flusso di radiazione in atmosfera.

ASSORBIMENTO ED EMISSIONE SELETTIVA DA PARTE DEI GAS ATMOSFERICI

Planck: livelli energetici di un oscillatore atomico o molecolare limitati ad un set discreto di valori:

$$E_v = n\hbar\nu \quad \text{con } n=0, 1, 2, \dots$$

L'oscillatore rappresenta il moto periodico di un atomo o una molecola e la transizione da un livello energetico ad un altro (salto quantico) corrisponde all'assorbimento o al rilascio di una quantità di energia $\hbar\nu$ (fotone)

Interazione fotone-molecole:

- scattering (il fotone cambia fase o direzione)
- assorbimento: in tal caso il fotone cessa di esistere e la sua energia è trasferita alla sostanza che l'ha assorbito, manifestandosi come aumento dell'energia interna o calore

L'**energia** delle molecole può essere immagazzinata in varie forme:

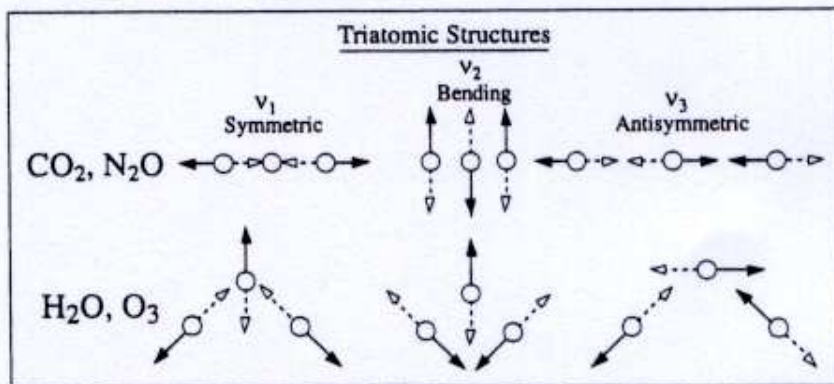
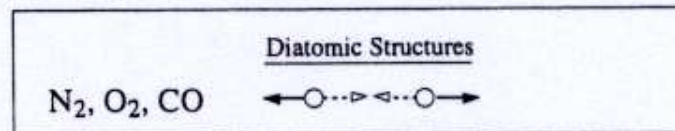
- 1) **traslazionale**
 - 2) **rotazionale**
 - 3) **vibrazionale**
 - 4) **elettronica**
- ↓ energia crescente

L'assorbimento avviene solo se l'energia del fotone corrisponde alla differenza tra l'energia di due stati permessi della molecola.

Le transizioni permesse tra i livelli energetici delle molecole che compongono l'atmosfera definiscono le frequenze della radiazione che sarà efficacemente assorbita ed emessa.

Se non ci sono transizioni permesse corrispondenti all'energia del fotone, allora avrà buone probabilità di attraversare l'atmosfera.

Molecule	Arrangement	Permanent Dipole Moment
N ₂		No
O ₂		No
CO		Yes
CO ₂		No
N ₂ O		Yes
H ₂ O		Yes
O ₃		Yes
CH ₄		No



Modi vibrazionali

Energia traslazionale (cinetica): corrisponde al moto generico delle molecole e non è quantizzata. Alle T tipiche della terra, è molto più piccola di quella vibrazionale. La collisione fra molecole può sottrarre o fornire energia alle interazioni fotoni-materia e ciò produce un allargamento delle frequenze che possono essere assorbite da una transizione tra due livelli energetici.

Energia rotazionale: è quantizzata. Le transizioni coinvolgono radiazione di $\lambda < 1$ cm. Necessario MOMENTO di DIPOLO PERMANENTE. Es: CO₂, O₂, N₂, H₂O

Energia vibrazionale: riguarda transizioni che interessano i legami molecolari. Vibrazione attorno alla posizione di equilibrio. E' quantizzata e coinvolge radiazione di $\lambda < 20$ μ m.

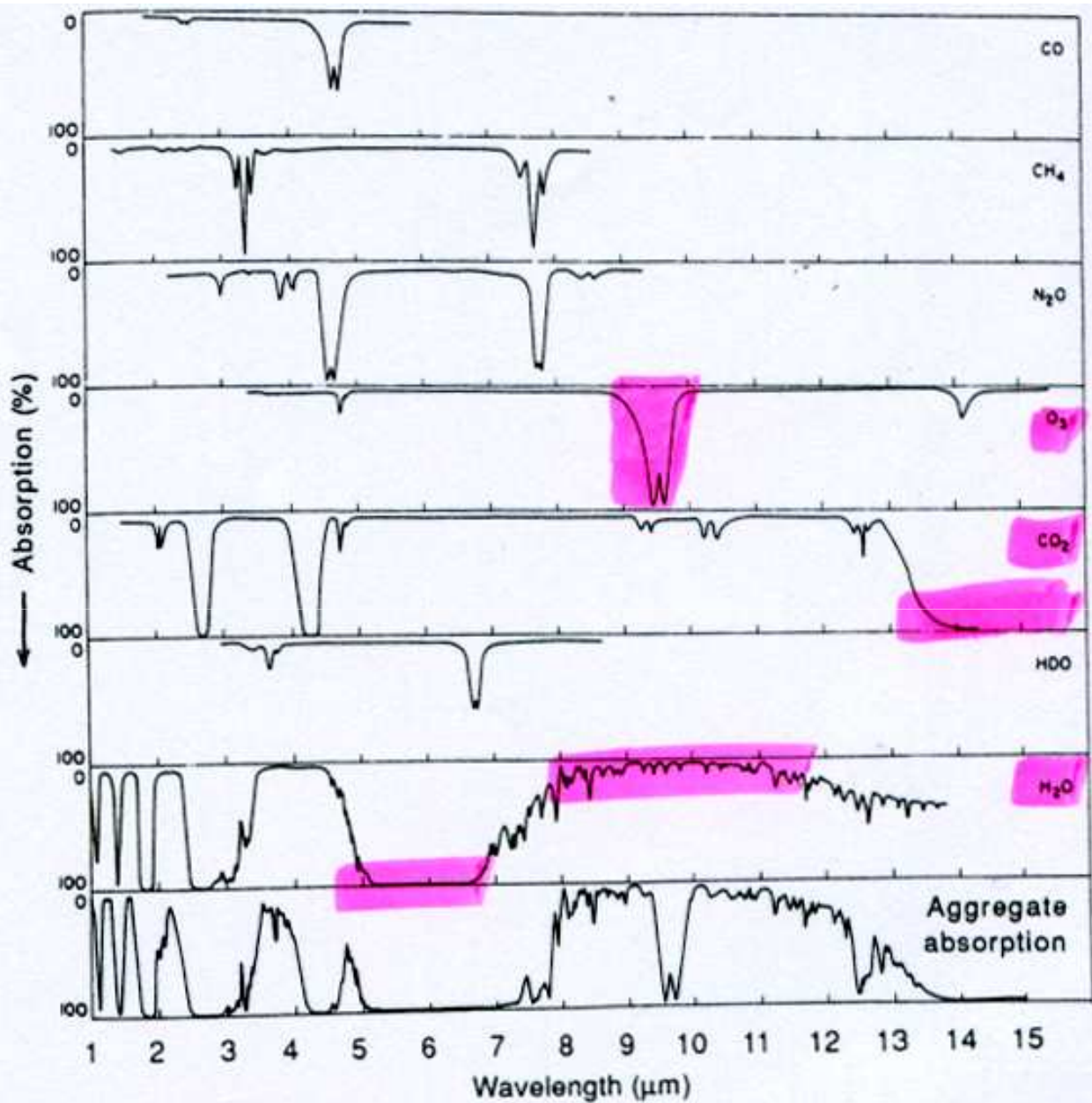
2 modi di stretching e 1 di bending.

Modi rotazionali-vibrazionali \rightarrow bande di assorbimento

Fotodissociazione: rottura legame molecolare $\lambda < 1$ μ m (ozono e ossigeno in stratosfera)

Eccitazione elettronica: $\lambda < 1$ μ m eccitazione degli elettroni nella shell più esterna di un atomo

Fotoionizzazione: $\lambda < 100$ nm i fotoni rimuovono gli elettroni della shell più esterna producendo ioni (ionosfera)



Spettro di assorbimento della radiazione IR da parte dei gas atmosferici. Principali bande di assorbimento

9.6μ

15μ → corrisponde al picco di emissione ad onda lunga

6.3μ & window @ 7-12μ

Fig. 3.4 Infrared absorption spectra for various atmospheric gases. [From Valley (1965). Used with permission from McGraw-Hill, Inc.]

SCATTERING

Scattering Rayleigh

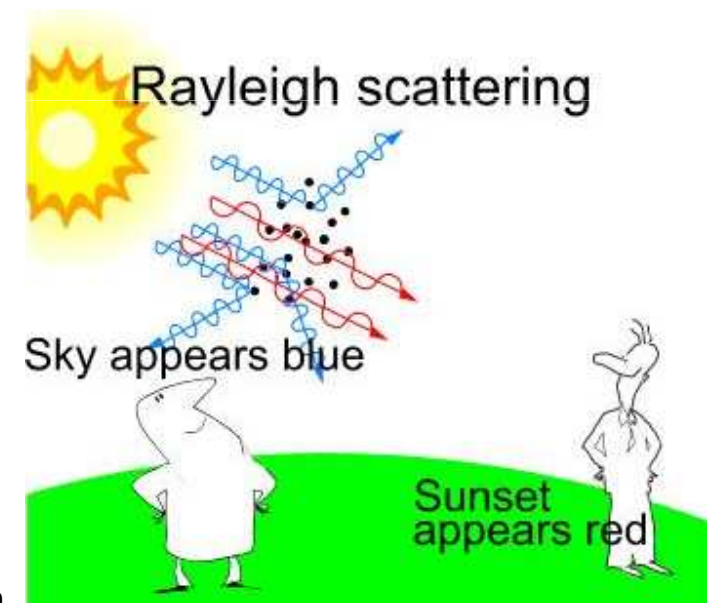
- interessa gas di dimensione inferiore della lunghezza d'onda della radiazione incidente
- diffonde la radiazione in tutte le direzioni
- ha massima efficacia per la radiazione a onda corta (blu, violetto) → la luce blu viene diffusa molto di più della luce rossa ed è questa la ragione per cui si può vedere la luce blu arrivare da tutte le regioni del cielo → cielo blu
- è responsabile anche del cielo rosso al tramonto: i raggi solari attraversano uno spessore maggiore di atmosfera terrestre incontrando un maggior numero di centri diffusori, cosicché non solo i fotoni blu, ma anche quelli gialli sono diffusi. Il risultato è che la luce solare è privata di tutte le componenti dello spettro eccetto il rosso

Scattering Mie

- interessa aerosols di dimensioni maggiori delle molecole dei gas
- ha stessa efficacia in tutto lo spettro visibile
- spiega la luce grigiastra della foschia

Scattering non selettivo

- interessa particelle di dimensioni molto superiori alla lunghezza d'onda della radiazione incidente (es: gocce di nube)
- agisce su tutte le lunghezze d'onda, generando un'apparenza bianca (le nubi appaiono bianche)



LEGGE DI ESTINZIONE (LAMBERT-BOUGUET-BEER)

Esprime la variazione dell'intensità della radiazione solare nell'attraversare l'atmosfera a causa dell'assorbimento.

Hp: non considero l'emissione atmosferica, ma solo l'assorbimento, poiché mi interessa come viene assorbita la radiazione solare. L'eventuale emissione atmosferica a seguito dell'assorbimento avviene a lunghezze d'onda differenti (IR), quindi che non interessano la radiazione ad onda corta

Trascuro lo scattering (solo assorbimento/trasmissione della radiazione solare) e la sfericità terrestre.

La legge di L-B-B dice che l'assorbimento dF_λ è proporzionale all'intensità della radiazione, e alla quantità di assorbente lungo il cammino percorso:

$$dF_\lambda = -k_{abs} F_\lambda \rho_a ds \quad k_{abs} = \text{coeff. di assorbimento [m}^2/\text{kg]}$$

$$\text{spessore ottico} = \tau_\lambda = \int_z^\infty k_{\lambda_{abs}} \rho_a dz = \text{misura la quantità di atmosfera da attraversare}$$

$$F_\lambda = F_\lambda^\infty e^{-\tau_\lambda / \cos \vartheta}$$

Il flusso incidente decade esponenzialmente lungo il cammino ds

Rate di assorbimento:
$$\frac{dF_\lambda}{dz} = \frac{\tau_\lambda}{H} \frac{F_\lambda^\infty e^{-\tau_\lambda/\cos\vartheta}}{\cos\vartheta}$$

Calcolo il massimo del rate di assorbimento in funzione dello spessore ottico:

$$\frac{d}{d\tau} \left(\frac{F_\lambda^\infty}{\cos\vartheta} e^{-\tau_\lambda/\cos\vartheta} \frac{\tau_\lambda}{H} \right) = 0 \Rightarrow \frac{\tau_\lambda}{\cos\vartheta} = 1 \Rightarrow \tau_\lambda = \cos\vartheta$$

Si dimostra che il livello di pressione al quale si ha massimo rate di assorbimento è

$$\frac{P_{MAXABS}}{p_s} = \frac{\cos\vartheta}{Hk_{\lambda_{abs}} \rho_{as}}$$

ovvero è proporzionale al cos dell'angolo zenitale. Quindi:

- più il sole è basso sull'orizzonte, più l'assorbimento avviene in alta atmosfera

($\theta \rightarrow 90^\circ$, $\cos\theta \rightarrow 0$ $P_{max} \rightarrow 0$)

- P_{max} è inversamente proporzionale alla massa dell'assorbitore per unità di superficie ($H\rho_{as}$) e al coeff. di assorbimento (maggiore è il coeff. più basso è il valore di pressione ovvero l'assorbimento avviene in alta atmosfera)

RATE DI RISCALDAMENTO

associato all'assorbimento della radiazione diretta verso la terra

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{rad} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{k_{\lambda abs} \rho_a}{\cos \vartheta} F_{\lambda} = \frac{k_{\lambda abs} M_a}{c_p \cos \vartheta} F_{\lambda}$$

Se M_a è indipendente dalla quota, allora il rate di riscaldamento è proporzionale al flusso stesso che è massimo all'estremità esterna dell'atmosfera. Questo è ciò che succede nel caso dell'assorbimento della radiazione uv da parte di O_2 e N_2 nell'alta atmosfera che produce il massimo rate di riscaldamento a quote molto elevate ed è responsabile della rapida crescita della T con la quota in termosfera.

Lo stesso vale per l'assorbimento di radiazione uv da parte dell'ozono in stratosfera, per cui il massimo riscaldamento si ha al top della stratosfera attorno ai 50 km di quota, nonostante la massima concentrazione del gas si trovi tra i 25 e i 30 km.

EQUAZIONE DI TRASFERIMENTO RADIATIVO PER LA RADIAZIONE IR ASSORBIMENTO ED EMISSIONE

Abbiamo visto fino ad ora l'equazione che descrive l'estinzione della radiazione solare che attraversa l'atmosfera, trascurando l'emissione dell'atmosfera stessa in quanto avviene su altre lunghezze d'onda.

Ora si vuole scrivere l'equazione che descrive il trasferimento della radiazione terrestre (IR) attraverso un'atmosfera che assorbe ed emette su quelle lunghezze d'onda.

Prima definisco alcuni concetti generali

Le leggi di Stefan-Boltzman, Wien e Planck descrivono la radiazione emessa da un corpo nero. Nella realtà, però, un mezzo non sarà in grado di assorbire tutta la radiazione, ma in parte la rifletterà, in parte la trasmetterà.

Per una radiazione monocromatica di intensità I_λ incidente si avrà:

$$a_\lambda = \text{assorbività} = I_{\lambda a} / I_\lambda$$

$$r_\lambda = \text{riflettività} = I_{\lambda r} / I_\lambda$$

$$t_\lambda = \text{trasmissività} = I_{\lambda t} / I_\lambda$$

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

$$\varepsilon_\lambda = \text{emissività} = \text{radiaz. emessa alla lungh. } \lambda / \text{radiazione corpo nero} = I_\lambda / B_\lambda(T)$$

L'emissività mi dice quanto il materiale in considerazione approssima un corpo nero.

Legge di Kirchoff

Afferma che all'equilibrio termodinamico e ad una data lunghezza d'onda λ , il rapporto fra l'intensità della radiazione emessa I_λ e l'assorbività a_λ è indipendente dalla sostanza considerata ed è funzione solo della temperatura T e della λ :

$$\frac{I_\lambda}{a_\lambda} = f(\lambda, T)$$

In pratica:

$$I_\lambda = a_\lambda B_\lambda(T)$$

Per un corpo nero, $a_\lambda=1$ per ogni λ e $I_\lambda = B_\lambda \rightarrow f(\lambda, T) = B_\lambda(T)$ indipendente dalla sostanza

Per un corpo reale, $I_\lambda < B_\lambda(T)$ poiché $a_\lambda < 1$ e $I_\lambda = a_\lambda B_\lambda(T)$

Se si assume che a_λ sia costante per ogni $\lambda \rightarrow$ CORPO GRIGIO

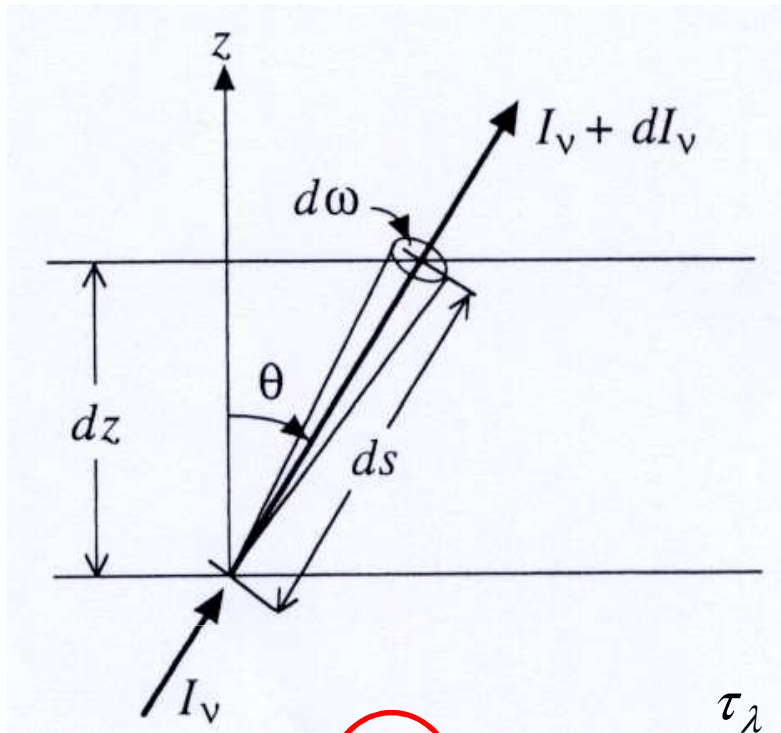
Affinché la radiazione emessa (I_λ) non sia nulla, è necessario che $B_\lambda(T)$ e a_λ siano diversi da zero; ovvero affinché un corpo sia in grado di emettere energia ad una data λ e una data T è necessario che a quella T un corpo nero emetta e che il corpo sia in grado di assorbire la radiazione di lunghezza d'onda λ .

Dalla definizione di emissività, riscrivo la legge di Kirchoff come:

$$\varepsilon_\lambda = a_\lambda = I_\lambda / B_\lambda(T)$$

Quindi un corpo è un buon assorbitore a quella λ tanto quanto è buon emettitore

EQUAZIONE DI SCHWARZCHILD:



Radiazione monocromatica di intensità I_λ che attraversa uno strato di atmosfera dz con un angolo θ rispetto alla verticale.

Voglio calcolare la variazione di intensità (dI_λ) tenendo conto che la radiazione IR viene sia assorbita che emessa dall'atmosfera.

$$dI_\lambda = E_\lambda - A_\lambda$$

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-\frac{\tau_\lambda}{\cos \vartheta}} + \frac{1}{\cos \vartheta} \int_0^{\tau_\lambda} B_\lambda(T) e^{-\frac{(\tau_\lambda - \tau'_\lambda)}{\cos \vartheta}} d\tau'_\lambda$$

Radiazione totale che emerge al di sopra della quota z

Emissione dalla superficie terrestre, ridotta a causa dell'assorbimento (estinzione) lungo il cammino fino alla quota z

Sommatoria delle emissioni da tutti gli strati di atmosfera al di sotto del livello z , che raggiungono tale livello senza essere assorbiti

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-\frac{\tau_\lambda}{\cos \vartheta}} + \frac{1}{\cos \vartheta} \int_0^{\tau_\lambda} B_\lambda(T) e^{-\frac{(\tau'_\lambda - \tau_\lambda)}{\cos \vartheta}} d\tau'_\lambda$$

