

CAPITOLO 2

BILANCIO ENERGETICO DELL' ATMOSFERA

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.1 Irraggiamento solare e albedo

Nell'approssimazione più semplice, la temperatura della terra è determinata da un'equazione di bilancio tra la radiazione solare in entrata e la radiazione infrarossa (IR) che abbandona la terra, ovvero:

$$\text{energia in ingresso} = \text{energia in uscita}$$

La quantità di radiazione S che entra nell'atmosfera per unità di superficie [m^2] e incide perpendicolarmente è detta **irraggiamento solare** totale e si esprime in unità [Wm^{-2}] = [$\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$].

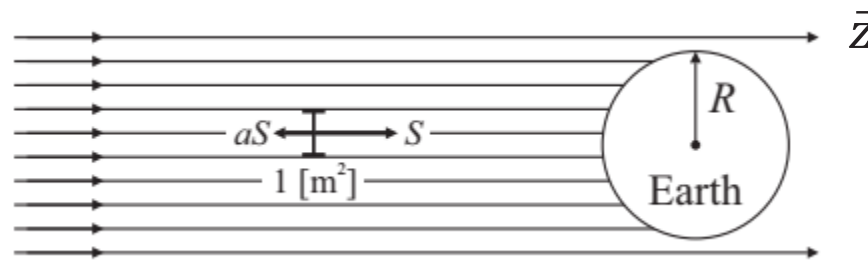
La frazione a di radiazione riflessa all'indietro è chiamata **albedo**.

Ne segue che la quantità di radiazione che penetra fino alla superficie sarà pari a $(1 - a)S$.

Calcoliamo la frazione della superficie del pianeta Terra intercettata perpendicolarmente dai raggi provenienti dal Sole, assumendo che questi raggi siano tutti paralleli tra loro.

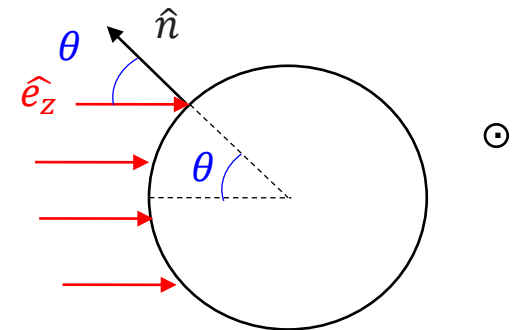
2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.1 Irraggiamento solare e albedo



Prendiamo la direzione di propagazione dei raggi solari come asse \vec{z} e usiamo le coordinate sferiche (θ, φ) per descrivere la posizione sulla superficie terrestre, assunta come una sfera.

Un elemento di area dS con versore normale \hat{n} sulla superficie della Terra rispetto ai raggi solari proietta un'area normale:



$$dS_{\perp} = dS \hat{e}_z \cdot \hat{n} = dS \cos\theta = (R^2 \sin\theta d\theta d\varphi) \cos\theta$$

dove \hat{e}_z è il versore nella direzione dell'asse \vec{z} e R è il raggio della Terra.

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.1 Irraggiamento solare e albedo

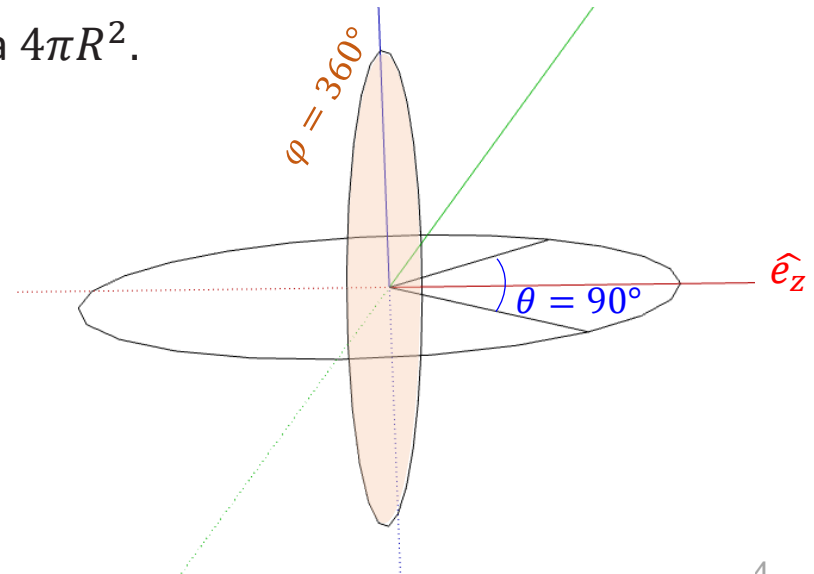
$$dS_{\perp} = dS \hat{e}_z \cdot \hat{n} = dS \cos\theta = (R^2 \sin\theta d\theta d\varphi) \cos\theta$$

Integrando sull'emisfero illuminato dal Sole, si ottiene l'area normale totale:

$$S_{\perp} = \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\theta \int_0^{2\pi} d\varphi R^2 \sin\theta \cos\theta = 2\pi R^2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\theta \frac{\sin(2\theta)}{2} = \pi R^2 \left[-\frac{\cos(2\theta)}{2} \right]_0^{\frac{\pi}{2}} = \pi R^2$$

Quindi, S_{\perp} è un quarto dell'area totale del pianeta $4\pi R^2$.

Il significato geometrico di questo risultato è che l'area normale esposta dalla Terra ai raggi provenienti dal Sole coincide con l'area della sezione trasversale equatoriale, un cerchio di raggio R .



2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.2 Temperatura della superficie terrestre

Quindi, la quantità totale di energia assorbita dalla superficie terrestre sarà:

$$(1 - a)S\pi R^2$$

$$(1 - a)S$$

Per fare una stima della quantità di energia in uscita, approssimiamo la terra come un corpo nero con temperatura T .

Un corpo nero assorbe tutta la radiazione in entrata, riemettendola sotto forma di radiazione in modo da raggiungere l'equilibrio termico, acquisendo quindi una certa temperatura T .

Secondo la legge di Stefan-Boltzmann, la radiazione emessa da un corpo nero avrà un'intensità proporzionale a σT^4 [Wm^{-2}]. La radiazione totale in uscita dalla terra sarà quindi

$$\sigma T^4 \times 4\pi R^2$$

Combinandola con l'ultima espressione:

$$(1 - a)S\pi R^2 = \sigma T^4 \times 4\pi R^2$$

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.2 Temperatura della superficie terrestre

$$(1 - a)S\pi R^2 = \sigma T^4 \times 4\pi R^2$$

ovvero:

$$(1 - a)\frac{S}{4} = \sigma T^4$$

I valori numerici sono:

- la costante di Stefan-Boltzmann $\sigma = 5.761 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$
- irraggiamento solare $S = 1366 \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}$
- per l'albedo a , diversi esperimenti riportano $a = 0,30$.

Questi valori consentono di stimare la temperatura della superficie della terra:

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{(1 - a)S}{4\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{(1 - 0.34)(1366 \text{ Wm}^{-2})}{4(5.761 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4})}} = 250 \text{ K}$$

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.2 Temperatura della superficie terrestre

Questo numero è vicino al valore medio misurato 255 K della temperatura atmosferica, ma diverso dalla temperatura superficiale media di 288 K.

La differenza di 33 [°C] è dovuta all'**effetto serra**, di cui è responsabile l'atmosfera terrestre.

Come verrà mostrato in seguito, lo spettro di emissione del sole raggiunge il picco ad una lunghezza d'onda di 0,5 μm , mentre lo spettro di emissione terrestre raggiunge il picco a 10 μm , nel lontano infrarosso (IR).

Diversi gas nella nostra atmosfera, i cosiddetti gas serra, assorbono fortemente nell'IR. In questo modo gran parte della radiazione solare raggiunge la superficie, ma la radiazione emessa ha difficoltà a fuoriuscire. Lo stesso effetto accade in una serra, da cui il nome.

Si parlerà più avanti di come le attività umane contribuiscano all'effetto serra aumentando la concentrazione di gas serra come CO_2 , O_3 troposferico, N_2O , CH_4 e molti HFC. L'aumento delle loro concentrazioni porta ad un aumento della temperatura superficiale della terra e di conseguenza al cambiamento climatico. Sarà una sfida per la scienza, la tecnologia e la politica trovare modi per rallentare l'aumento della concentrazione di gas serra.

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

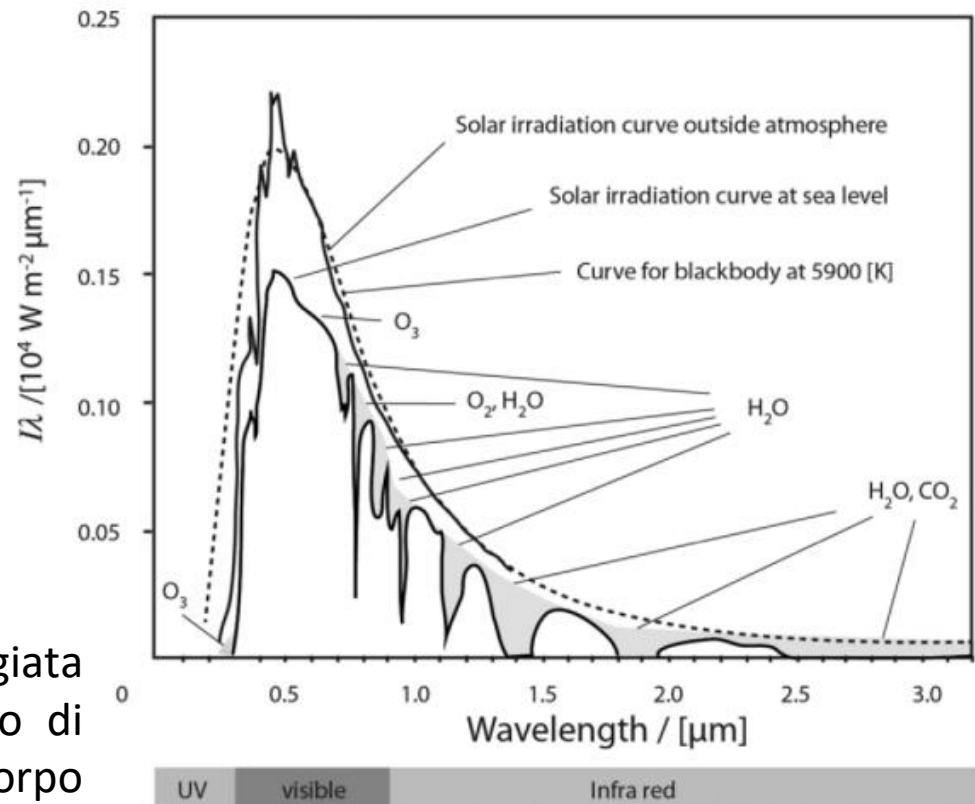
2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

In Figura è mostrato lo spettro di emissione del sole quando entra nella parte superiore dell'atmosfera.

La curva più bassa e più frastagliata rappresenta lo spettro solare come viene osservato al livello del mare.

La differenza è dovuta all'assorbimento della luce solare nell'atmosfera terrestre. I gas maggiormente responsabili di questo assorbimento sono: CO_2 , H_2O , O_2 e O_3 .

La curva tratteggiata rappresenta lo spettro di emissione di un corpo nero per $T = 5900 \text{ [K]}$.



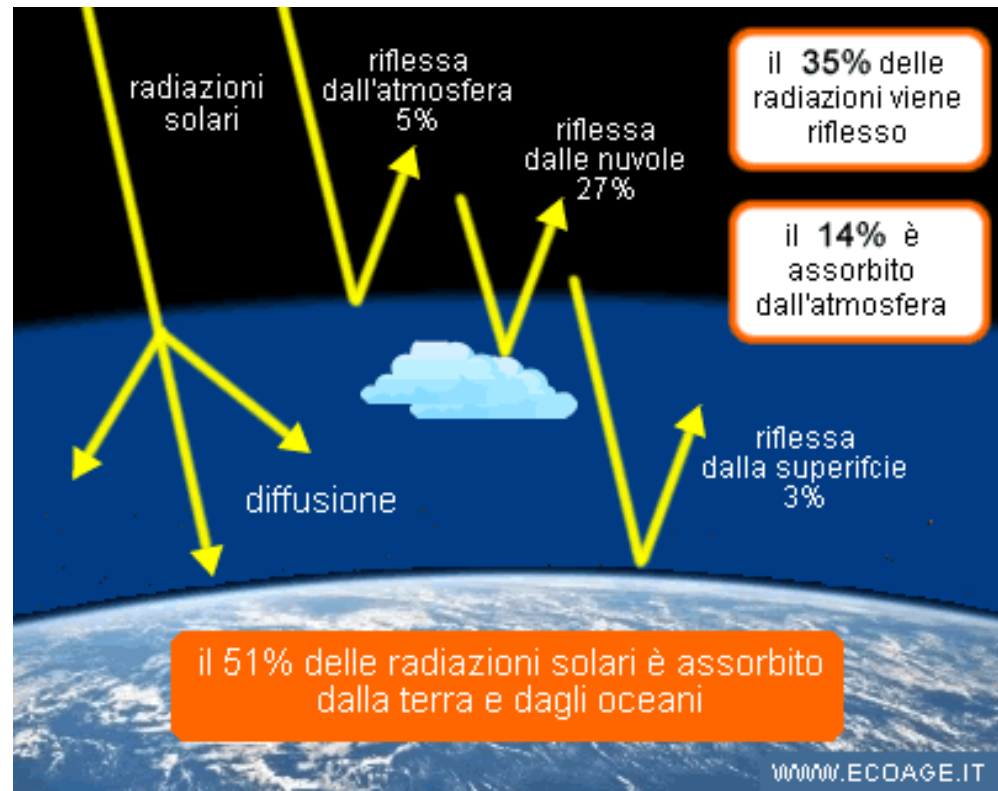
2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

Il bilancio di radiazione della terra, nella sua versione più semplice, è rappresentato in Figura.

L'atmosfera, nella regione centrale della figura, in parte assorbe la radiazione solare (23%) e in parte la disperde (scattering) o riflette nello spazio.

Il 47% raggiunge la superficie terrestre, dove una parte viene riflessa e una parte viene assorbita.



La riflessione e lo scattering del 30% nella figura comprendono sia la riflessione della superficie terrestre che quella dell'atmosfera, comprese le nuvole, e rappresentano l'albedo della Terra vista dallo spazio.

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

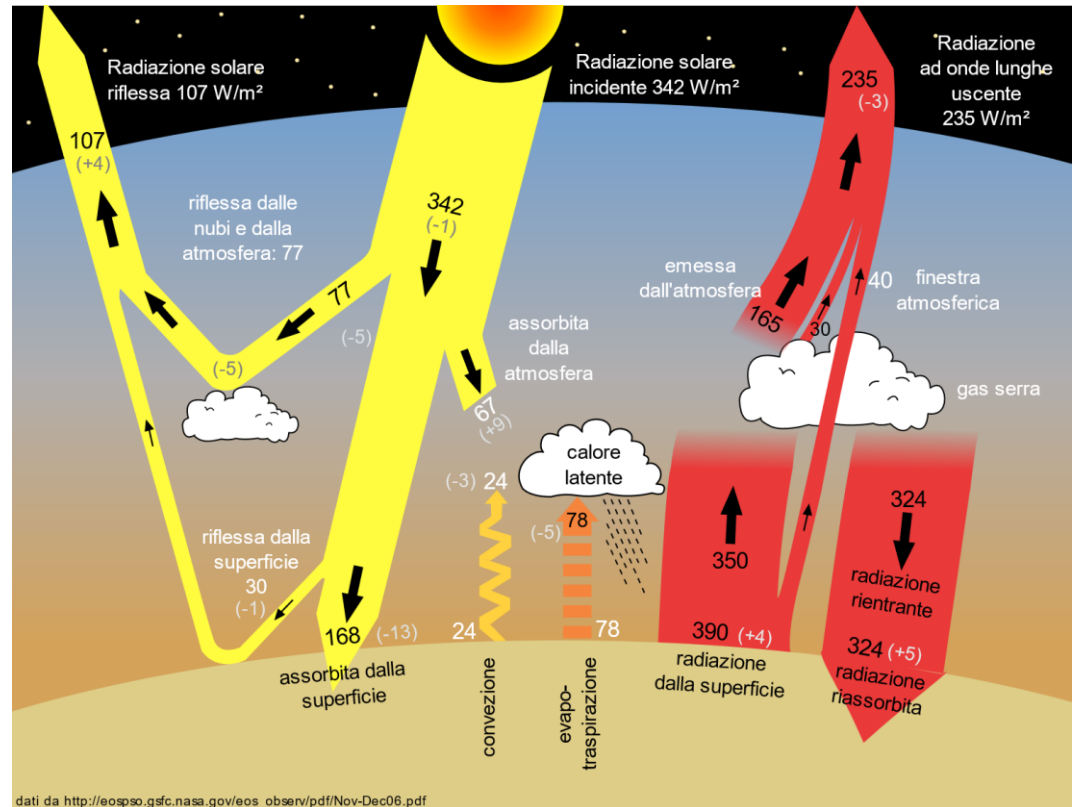
2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

La superficie terrestre, in approssimazione corpo nero, perde energia per emissione infrarossa, la maggior parte della quale viene irradiata indietro, cioè verso il basso, dall'atmosfera.

L'effetto netto della radiazione è il riscaldamento della superficie e il raffreddamento dell'atmosfera della stessa quantità.

Questo è compensato da due effetti:

- Il primo è l'evaporazione dell'acqua, che raffredda la superficie e dopo la condensazione riscalda l'atmosfera.
- Il secondo è il moto di convezione dell'aria riscaldata verso l'alto seguendo l'adiabatico secco discusso in precedenza.

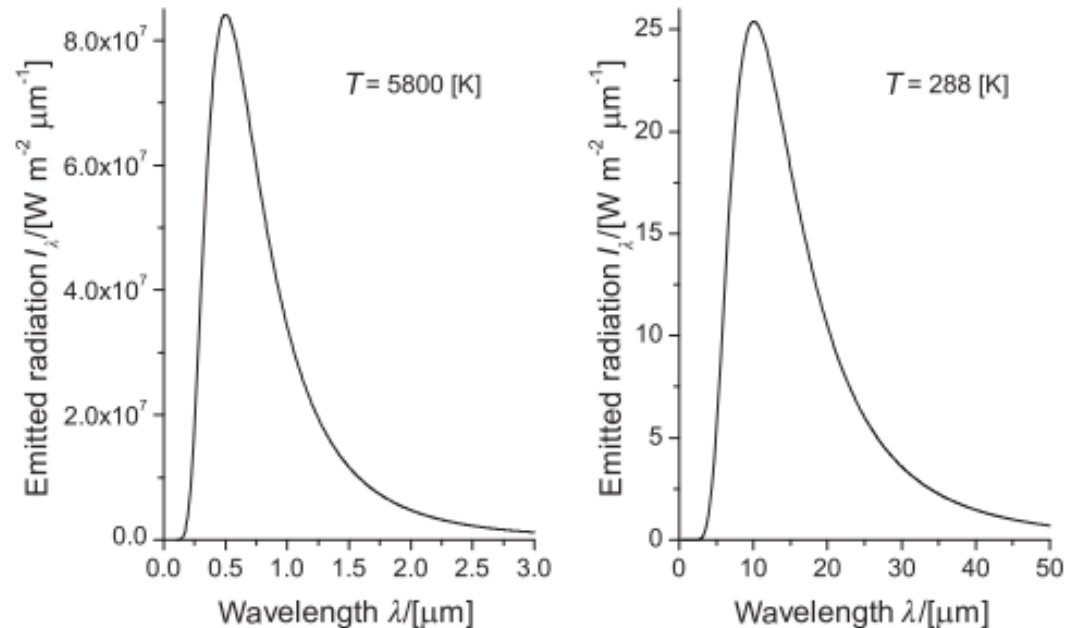


2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

La superficie della Terra si comporta come un corpo nero, la cui temperatura di 288 K è maggiore di quella dell'atmosfera 255 K, così come abbiamo commentato nell'esercizio precedente.

La Figura seguente mostra due spettri di emissione di un corpo nero in funzione della lunghezza d'onda λ , una calcolata per $T = 5800$ K (la temperatura di radiazione della superficie solare)



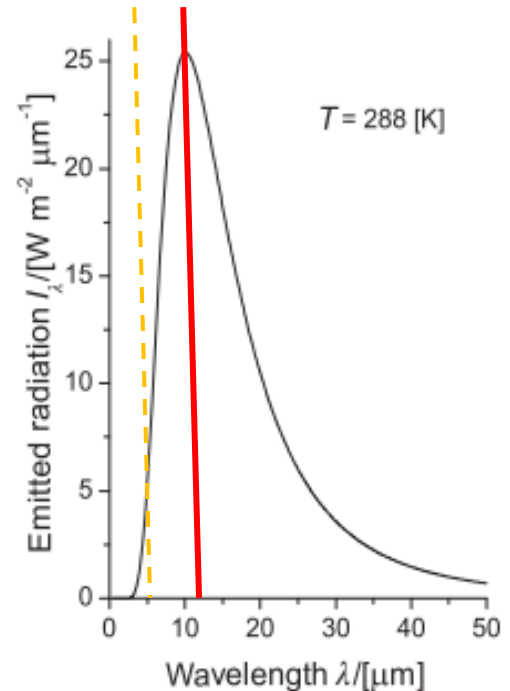
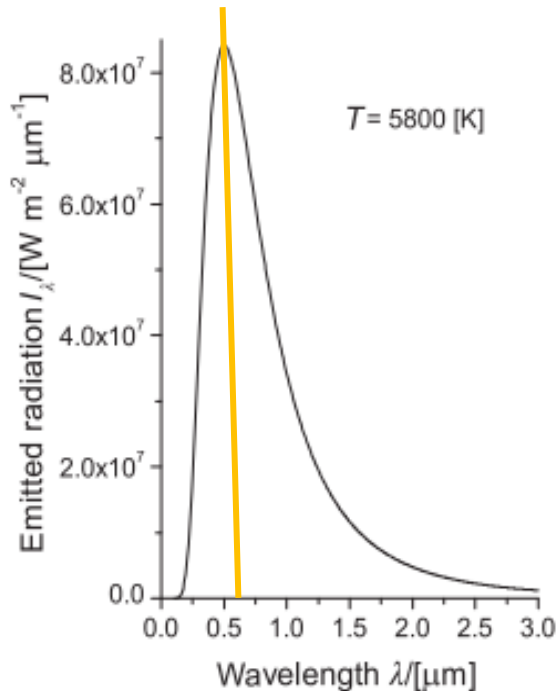
e l'altra corrispondente a $T = 288$ K (la temperatura della superficie terrestre). Si noti che le scale verticali differiscono di molti ordini di grandezza.

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

Si nota che la curva sinistra raggiunge un picco a $0,5 \mu\text{m}$ nel visibile mentre lo spettro destro a circa $10 \mu\text{m}$, nel medio infrarosso.

Per questo motivo, d'ora in avanti ci riferiremo alla radiazione di corpo nero emessa dalla superficie terrestre come emissione infrarossa (IR).



La maggior parte dell'emissione IR della superficie terrestre viene assorbita dall'atmosfera.

Solo il 7% raggiunge lo spazio; questo può essere interpretato come una trasmissione di $t = 0,07$ dell'atmosfera per la radiazione IR.

2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

L'assorbimento della radiazione IR da parte dell'atmosfera dipende fortemente dalla sua lunghezza d'onda.

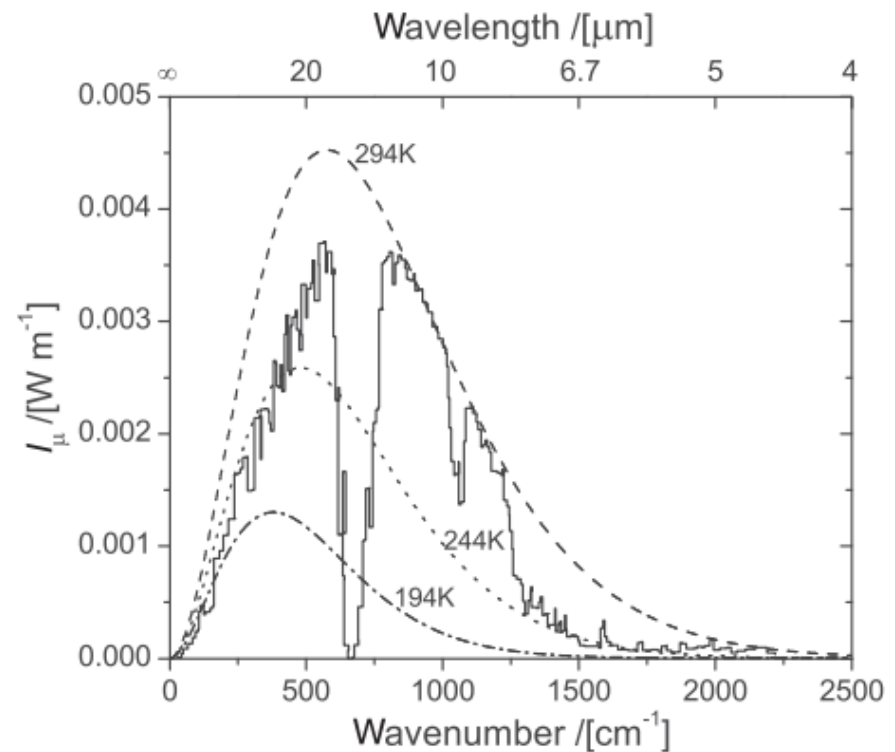
Il flusso spettrale I_R della radiazione IR verso la tropopausa è mostrato in Figura.

Sono stati effettuati tre tentativi di fit con la curva di Planck.

La curva a 244 K riproduce abbastanza bene i dati alle grandi lunghezze d'onda, ma fallisce nella previsione del picco.

La curva con $T = 294$ K dà i migliori risultati.

Questo valore è leggermente più grande del $T = 288$ [K], adottato in questo corso come la temperatura della terra, ma la curva sarà molto simile.

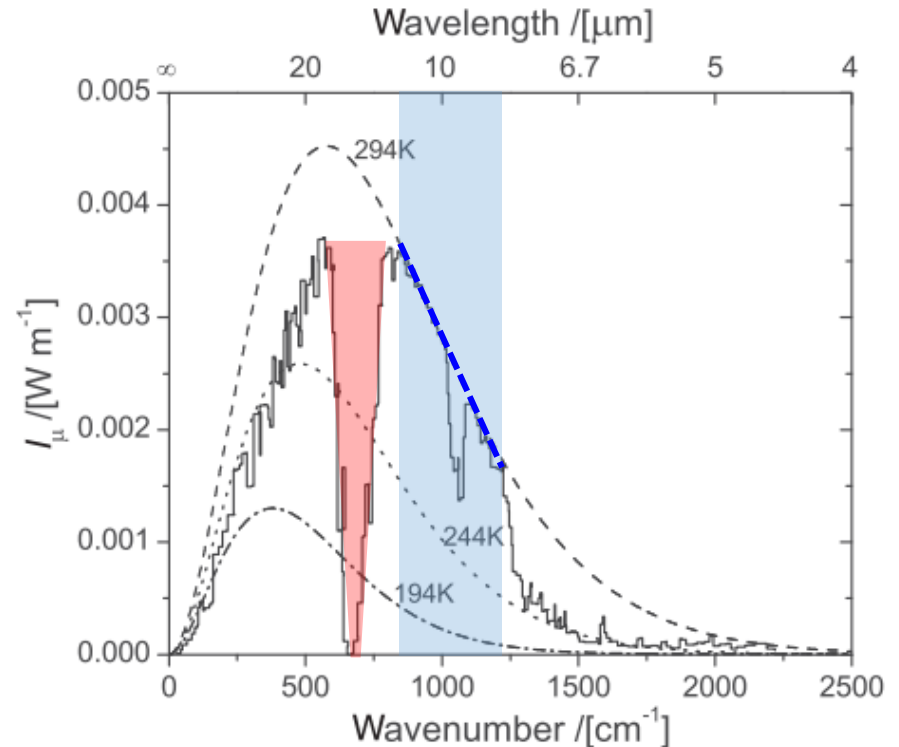


2.1 BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre

Si nota inoltre che l'atmosfera sia relativamente trasparente per le lunghezze d'onda in una "finestra" compresa tra $8\ \mu\text{m}$ e $12,5\ \mu\text{m}$, ma opaca a lunghezze d'onda intorno a $15\ \mu\text{m}$.

In generale, i gas serra sono gas nell'atmosfera che assorbono le radiazioni IR. I più importanti sono CO_2 e H_2O , ma vedremo in seguito che anche altri contribuiscono.



La trasmissione $t = 0,07$ dell'atmosfera si riferisce alla radiazione che attraversa la finestra. Il resto dell'emissione IR viene assorbito, riemessa, assorbita e così via, in un processo di trasferimento radiativo che sarà discusso in seguito.

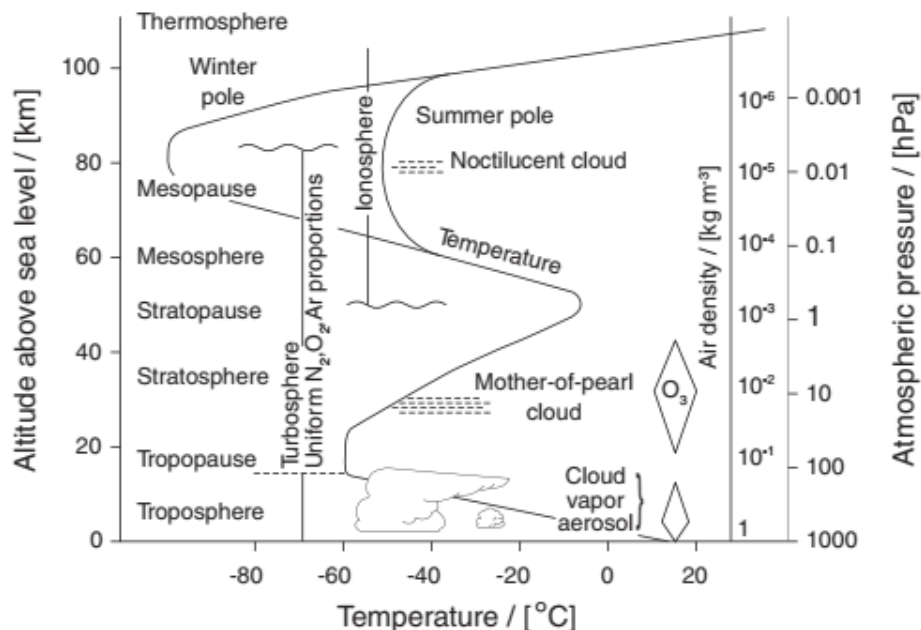
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.1 Equazione di bilancio termico

Di seguito discutiamo prima l'effetto di semplici cambiamenti nel bilancio delle radiazioni e poi il trasferimento di radiazioni nell'atmosfera con un modello analitico semplificato. I risultati saranno poi utilizzati per descrivere il riscaldamento globale e le proprietà e gli effetti dei gas serra.

Dalla Figura discussa prima, segue che la maggior parte della massa dell'atmosfera è concentrata nella troposfera.

La maggior parte dei cambiamenti si verificano nella troposfera perché gli strati più alti della stratosfera sono molto più stabili e si adattano rapidamente ai cambiamenti nel bilancio della radiazione.



Questo è il motivo per cui il bilancio di radiazione è studiato nella parte superiore della troposfera.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.1 Equazione di bilancio termico

Supponiamo che la Terra che riceve energia dal Sole ed emette nello spazio non sia un sistema in equilibrio e che la sua temperatura superficiale possa cambiare nel tempo.

Trascurando la presenza dell'atmosfera, ricaviamo un'equazione che descriva questo bilancio energetico e studiamolo qualitativamente. Per semplicità, supponiamo che l'albedo non vari con T .

La potenza che raggiunge la Terra dal Sole è il prodotto della costante solare S e dell'area della sezione trasversale πR^2 rispetto ai raggi solari.

Una frazione a (albedo) di questa potenza viene riflessa nello spazio, e la **potenza totale ricevuta dalla Terra** è $(1 - a) \pi R^2 S$.

Secondo la legge di Stefan-Boltzmann, la **potenza emessa** come corpo nero è $\sigma T^4 \times 4\pi R^2$, dove T è la temperatura superficiale della Terra.

Il calore assorbito dalla Terra durante il cambiamento di temperatura dT è CdT , dove C è la capacità termica del pianeta.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.1 Equazione di bilancio termico

Il bilancio termico per il pianeta è quindi:

$$C \frac{dT}{dt} = (1 - a)S\pi R^2 - \sigma T^4 4\pi R^2$$

potenza totale ricevuta dalla Terra

potenza emessa

Questa può essere scritta come equazione differenziale ordinaria non lineare:

$$\frac{dT}{dt} = \alpha(T_*^4 - T^4)$$

con $\alpha = \frac{4\pi R^2 \sigma}{C}$

e

$$T_* = \sqrt[4]{\frac{(1 - a)S}{4\sigma}}$$

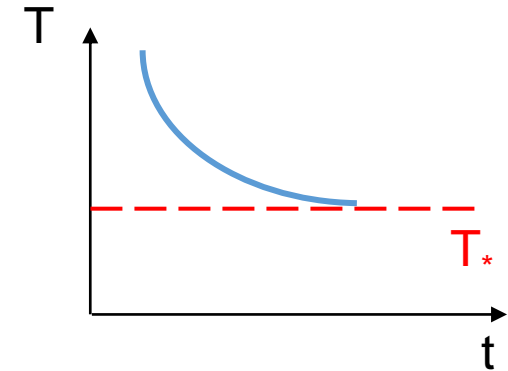
Assumendo che l'albedo non cambi nel tempo, la soluzione di equilibrio nello stato stazionario è $T = T_*$.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

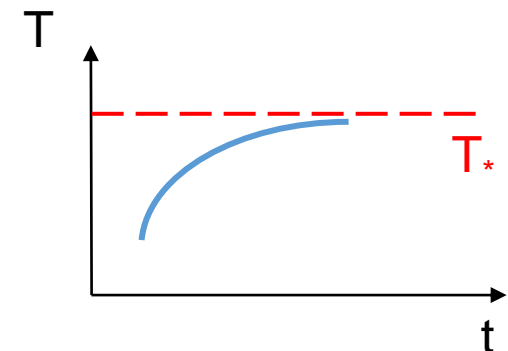
2.2.1 Equazione di bilancio termico

$T = T_*$ è una soluzione stabile?

- Se inizialmente $T > T_*$, la temperatura sarà sempre maggiore di T_* , altrimenti la curva che rappresenta la soluzione $T(t)$ attraverserà la linea che rappresenta l'esatta soluzione $T = T_*$, cosa vietata dai teoremi di unicità per le soluzioni degli ODE. Quindi, $\frac{dT}{dt} = \alpha(T_*^4 - T^4) < 0$ e la soluzione $T(t)$ è forzata a diminuire monotonamente e avvicinarsi asintoticamente al suo limite inferiore T_* .



- Allo stesso modo, se inizialmente $T < T_*$, allora $\frac{dT}{dt} > 0$ e la soluzione $T(t)$ si avvicina al suo limite superiore T_* asintoticamente senza attraversarlo



Concludiamo che la soluzione $T = T_*$ è stabile ed è un attrattore nello spazio delle fasi.

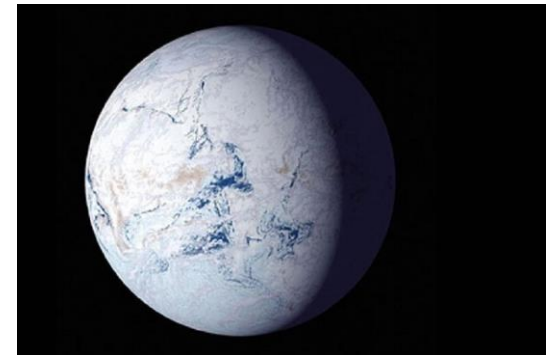
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.2 Terra bianca e inverno nucleare

Terra bianca

Supponiamo che la superficie terrestre sia completamente coperta di neve, sia sulla terra che sugli oceani (ghiaccio e neve).

L'albedo risultante è alta, $a = 0.50$ a seguito dell'alto potere riflettente della superficie ghiacciata



Si trova quindi una temperatura superficiale che è ben al di sotto del punto di congelamento dell'acqua di mare, che è 271,1 [K].

Ciò significa che la terra rimarrebbe coperta di neve e ghiaccio; in altre parole, una terra bianca è una soluzione stabile delle equazioni del bilancio energetico.

È, tuttavia, così lontano dalla situazione attuale che la transizione verso una terra bianca è difficilmente pensabile.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.2 Terra bianca e inverno nucleare

Inverno nucleare/estinzione dei dinosauri

Le conseguenze climatiche della guerra nucleare sono state seriamente discusse nel 1980. Si sosteneva che l'esplosione di alcune centinaia di testate nucleari avrebbe portato a enormi incendi in tutto il mondo.

Ciò porterebbe grandi quantità di piccole particelle di polvere e fumo nell'atmosfera, essenzialmente tagliando gran parte della superficie terrestre dalla luce solare. Il risultato è un raffreddamento della superficie terrestre che, anche se di qualche grado, può influire sulla flora e fauna della superficie terrestre.



Un fenomeno simile potrebbe essersi verificato circa 66 milioni di anni fa con l'estinzione dei dinosauri.

Molti specialisti ritengono che un asteroide abbia colpito la terra, il che avrebbe sollevato una nube di polvere globale con lo stesso effetto di raffreddamento, probabilmente con conseguente mancanza di cibo.

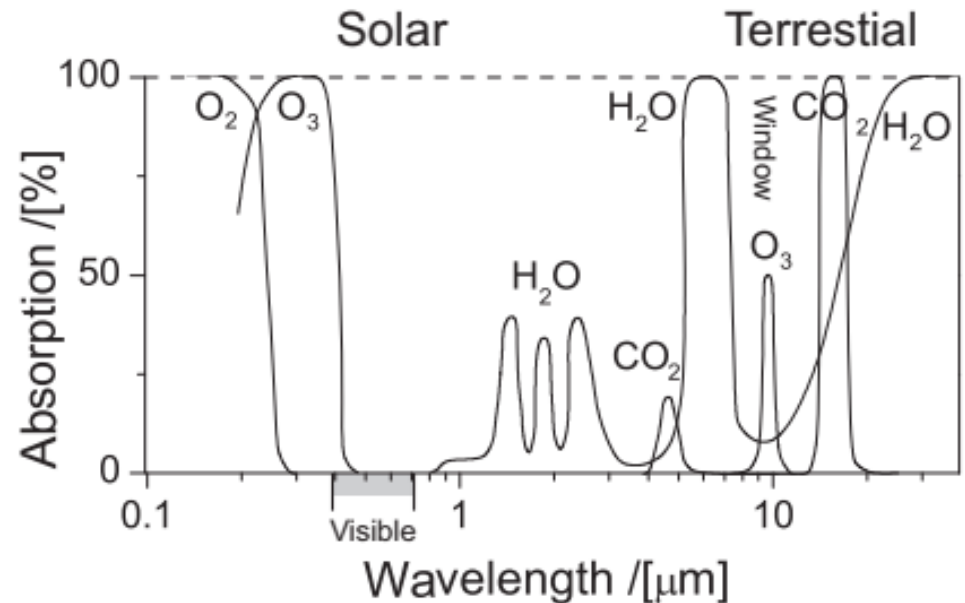
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione

A questo punto è indispensabile includere nel bilancio il contributo della troposfera. I gas atmosferici che prevalentemente contribuiscono all'assorbimento della radiazione infrarossa sono CO_2 e H_2O , in primis perché sono presenti in atmosfera ad alte concentrazioni.

L'immagine a sinistra si riferisce allo spettro di radiazione solare e terrestre completo, e quindi è disegnata orizzontalmente su una scala logaritmica.

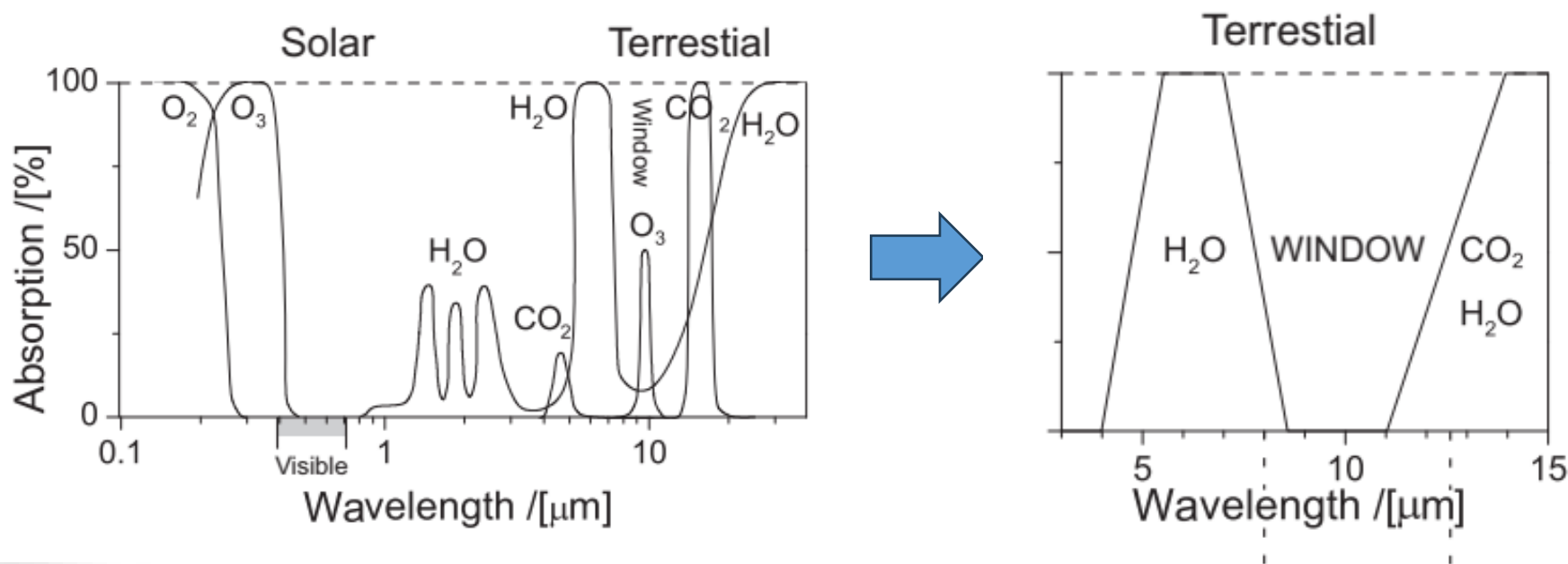
Sulla scala verticale, l'assorbimento del 100% a una lunghezza d'onda significa che la radiazione a quella lunghezza d'onda non può attraversare l'atmosfera.



Nella "finestra" compresa tra 8 e 12,5 [μm], CO_2 e H_2O difficilmente assorbono lì, anche se c'è un discreto contributo da parte di O_3 (ozono) 21

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione



Il lato destro della figura mostra una rappresentazione molto schematica dell'assorbimento di CO₂ e H₂O.

Questa schematizzazione deve essere considerata come approssimazione connessa con il modello analitico semplificato che sarà discusso in seguito.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

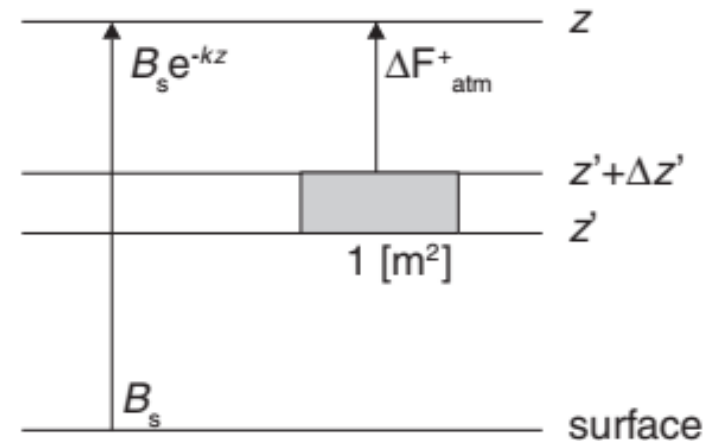
2.2.3 Trasferimento di radiazione

Siamo interessati al flusso di radiazione verso l'alto nella parte superiore della troposfera e al suo cambiamento mediante l'aggiunta di gas serra.

Deriveremo una formula generale per il flusso verso l'alto ad un'altitudine z nell'atmosfera.

Consideriamo due contributi, uno dalla superficie e uno dagli strati sottostanti dell'atmosfera.

Consideriamo un certo intervallo spettrale $\Delta\lambda$ dello spettro del corpo nero e indichiamo genericamente con B [Wm^{-2}] la sua emissione.



Il contributo dato dalla superficie della terra sarà indicato da un indice s (B_s), mentre il contributo derivante da un'altitudine arbitraria z nell'atmosfera sarà indicato da $B(z)$.

La sua dipendenza dalla lunghezza d'onda non sarà indicata esplicitamente.

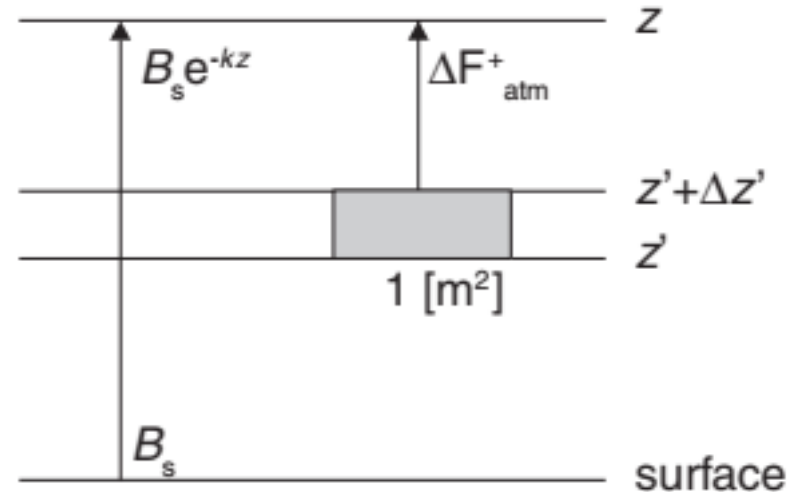
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione

Il contributo dalla superficie può essere espresso in termini della legge di Lambert-Beer:

$$F_s^+ = B_s e^{-kz}$$

Per trovare il contributo dagli strati sottostanti consideriamo una striscia tra z e $z + dz$ di superficie pari a 1 m^2 .



Tale striscia di gas non emette allo stesso modo di una superficie solida.

La sua emissione è più realisticamente simile a quella di un corpo nero che si trova in equilibrio termodinamico.

In questo caso la radiazione di corpo nero viene assorbita e la stessa quantità di radiazioni viene emessa di nuovo.

Partiamo dal presupposto che sia così.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione

Se uno spettro di corpo nero $B(z)$ entrasse in questa striscia l'assorbimento sarebbe:

$$\Delta B = -kB\Delta z'$$

Per l'equilibrio termodinamico locale l'emissione dovrebbe essere uguale a $kB\Delta z'$.

Pertanto, l'emissione $\Delta F_{atm}^+(z')$ sarà:

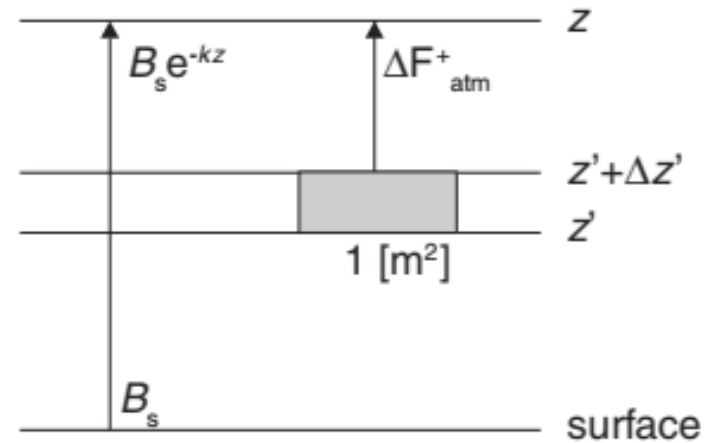
$$\Delta F_{atm}^+(z') = kB(z')\Delta z'$$

Il flusso ascendente dall'atmosfera alla quota z sarà dato dall'integrale considerando l'assorbimento considerato alle distanze $z - z'$:

$$F_{atm}^+ = \int_0^z kB(z') e^{-k(z-z')} dz'$$

Legge di Lambert-Beer

$$dP_{ik} = -P_0 \alpha_{ik}(\omega_0) dx$$



2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione

$$F_s^+ = B_s e^{-kz}$$

$$F_{atm}^+ = \int_0^z kB(z') e^{-k(z-z')} dz'$$

Le equazioni F_s^+ e F_{atm}^+ descrivono il trasferimento di radiazione in direzione verticale.

Si noti che il coefficiente di assorbimento k dipende dalla concentrazione assoluta del gas.

Nell'ipotesi fatta, abbiamo assunto che k sia indipendente dalla quota.

Quindi la diminuzione della concentrazione assoluta con l'altitudine non è stata presa in considerazione.

Dalla derivazione della legge di Lambert-Beer segue anche che il coefficiente di assorbimento dipende dalla probabilità di transizione B_{12} e quindi è funzione della lunghezza d'onda della radiazione.

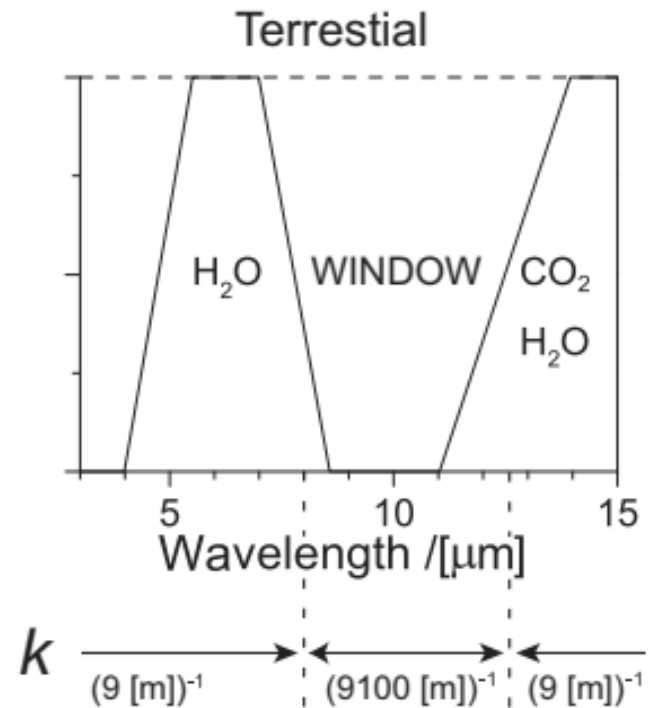
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.3 Trasferimento di radiazione

In modo estremamente semplificato, i valori di k sono mostrati in Figura, dove per la finestra atmosferica è dato un valore $k_w = (9100 \text{ [m]})^{-1}$ e fuori dalla finestra $k_{outw} = (9 \text{ [m]})^{-1}$.

Ciò significa che a una distanza di 9 [m] l'intensità di un raggio IR all'esterno della finestra diminuisce la sua intensità di un fattore $1/e \approx 0,37$.

Se l'occhio umano fosse sensibile solo a $\lambda \approx 15 \text{ [}\mu\text{m]}$ sarebbe difficile sopravvivere. Infatti, a questa lunghezza d'onda l'assorbimento di CO_2 è molto forte, portando a $k \approx [\text{cm}^{-1}]$ in questa regione di lunghezza d'onda con conseguente profondità visibile di pochi [cm].



L'aggiunta di più gas all'atmosfera, che assorbono nell'IR, i cosiddetti gas serra, aumenterà il valore del coefficiente di assorbimento k a determinate lunghezze d'onda, alterando il bilancio della radiazione.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.4 Modello analitico di Van Dorland

Per procedere è necessario conoscere la funzione $B(z)$. Distinguiamo tra la regione della finestra 9-12,5 [μm] e il resto dello spettro.

Van Dorland introdusse un modello analitico per studiare il bilancio della radiazione.

Assunse che la radiazione di corpo nero decresca linearmente con l'altezza:

$$B(z) = B_s - \Gamma z$$

con $\Gamma > 0$

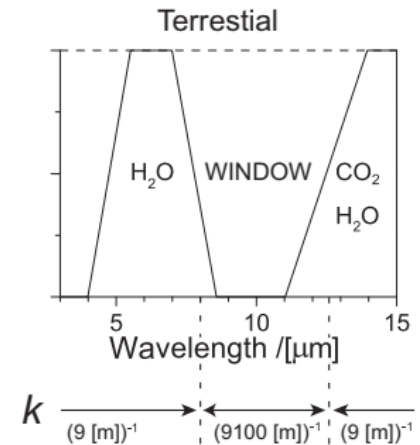
Questa è un'ipotesi drastica e deve essere giustificata, ma per il nostro scopo è sufficiente considerarla come una prima approssimazione.

Inseriamo quest'assunzione nell'espressione precedentemente formulata per

F_{atm}^+

$$F_{atm}^+ = \int_0^z k(B_s - \Gamma z') e^{-k(z-z')} dz'$$

$$F_{atm}^+ = \int_0^z k B(z') e^{-k(z-z')} dz'$$



2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.4 Modello analitico di Van Dorland

$$F_{atm}^+ = \int_0^z k(B_s - \Gamma z') e^{-k(z-z')} dz'$$

Risolviamo questo integrale scindendolo in due contributi. Il primo contributo sarà:

$$\begin{aligned} \int_0^z k B_s e^{-k(z-z')} dz' &= k B_s e^{-kz} \int_0^z e^{kz'} dz' = k B_s e^{-kz} \left[\frac{e^{kz'}}{k} \right]_0^z \\ &= k B_s e^{-kz} \left(\frac{e^{kz}}{k} - \frac{1}{k} \right) = B_s (1 - e^{-kz}) \end{aligned}$$

Il secondo contributo sarà:

$$\begin{aligned} - \int_0^z k \Gamma z' e^{-k(z-z')} dz' &= -k \Gamma e^{-kz} \int_0^z z' e^{kz'} dz' \\ &= -k \Gamma e^{-kz} \left\{ \left[z' \frac{e^{kz'}}{k} \right]_0^z - \int_0^z \frac{e^{kz'}}{k} dz' \right\} = -k \Gamma e^{-kz} \left\{ \left(z \frac{e^{kz}}{k} \right) - \left[\frac{e^{kz'}}{k^2} \right]_0^z \right\} \\ &= -\Gamma z + k \Gamma e^{-kz} \left(\frac{e^{kz}}{k^2} - \frac{1}{k^2} \right) = -\Gamma z + \frac{\Gamma}{k} (1 - e^{-kz}) \end{aligned}$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.4 Modello analitico di Van Dorland

$$\int_0^z k B_s e^{-k(z-z')} dz' = B_s (1 - e^{-kz})$$

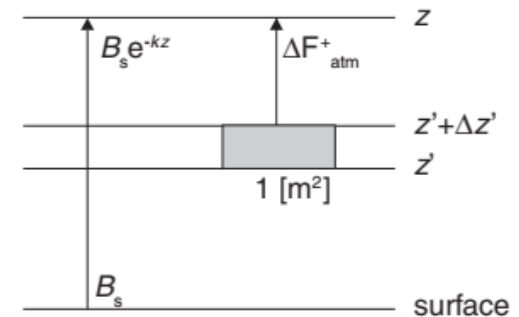
$$-\int_0^z k \Gamma z' e^{-k(z-z')} dz' = -\Gamma z + \frac{\Gamma}{k} (1 - e^{-kz})$$

Combinando i due risultati:

$$F_{atm}^+ = \left(B_s + \frac{\Gamma}{k} \right) (1 - e^{-kz}) - \Gamma z$$

Aggiungendo il contributo $F_s^+ = B_s e^{-kz}$ si ottiene il flusso totale ascendente:

$$F^+(z) = B_s - \Gamma z + \frac{\Gamma}{k} (1 - e^{-kz})$$



L'effetto dell'aumento della concentrazione di gas serra e quindi di k è dimostrato differenziando $F^+(z)$ rispetto a k . Questo dà:

$$\begin{aligned} \frac{dF^+(z)}{dk} &= -\frac{\Gamma}{k^2} (1 - e^{-kz}) + \frac{\Gamma}{k} (z e^{-kz}) = -\frac{\Gamma}{k^2} (1 - e^{-kz} - k z e^{-kz}) \\ &= -\frac{\Gamma}{k^2} [1 - (1 + kz) e^{-kz}] \end{aligned}$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.4 Modello analitico di Van Dorland

Si può verificare che l'espressione tra parentesi quadra è sempre positiva, quindi la derivata è sempre negativa e il flusso ascendente diminuisce con l'aumentare di k .

$$\frac{dF^+(z)}{dk} = -\frac{\Gamma}{k^2} [1 - (1 + kz)e^{-kz}]$$

Nella finestra atmosferica, si può imporre $k \ll 1$, e quindi l'espressione tra parentesi quadra può essere approssimata:

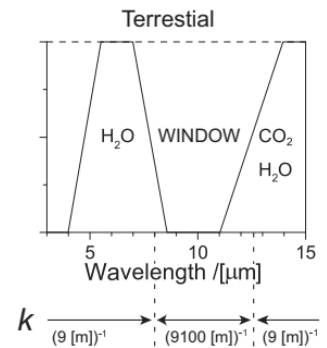
$$[1 - (1 + kz)e^{-kz}] = \overset{\approx kz}{1 - e^{-kz}} - kze^{-kz} \approx kz - kze^{-kz} = kz \overset{\approx kz}{(1 - e^{-kz})} \approx k^2 z^2$$

Quindi $\frac{dF^+}{dk} \approx -\frac{\Gamma z^2}{2}$, ovvero il flusso ascendente diminuisce quadraticamente con z .

Fuori dalle finestre, in una regione opaca si avrà $k > 1$

$$[1 - (1 + kz)\overset{\approx 0}{e^{-kz}}] \approx 1 \quad \Rightarrow \quad \frac{dF^+}{dk} \approx -\frac{\Gamma}{k^2}$$

L'aumento dell'assorbimento k non dà quasi nessuna diminuzione del flusso, un fenomeno noto come saturazione.



2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

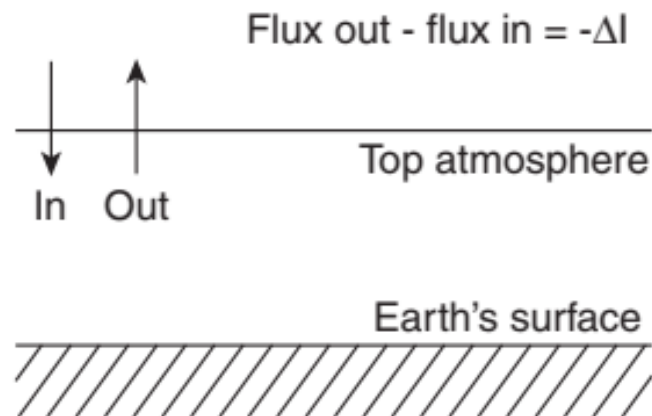
A questo punto abbiamo gli strumenti per calcolare la diminuzione del flusso ascendente nella parte superiore della troposfera causati dall'aumento dei gas serra.

Per essere completi si dovrebbe anche considerare il cambiamento nel flusso verso il basso originato dai cambiamenti nella stratosfera.

Sommando i contributi ci avr  una diminuzione ΔI del flusso ascendente verso la parte superiore della troposfera.

Il sistema climatico reagir  aumentando la temperatura della superficie terrestre e cambiando la temperatura dell'atmosfera.

Un modo conveniente per quantificare l'effetto climatico dell'aggiunta umana di gas serra   dato dal concetto di **forzante radiativo**. L'idea pu  essere illustrata in Figura, dove viene disegnata un'atmosfera semplificata.



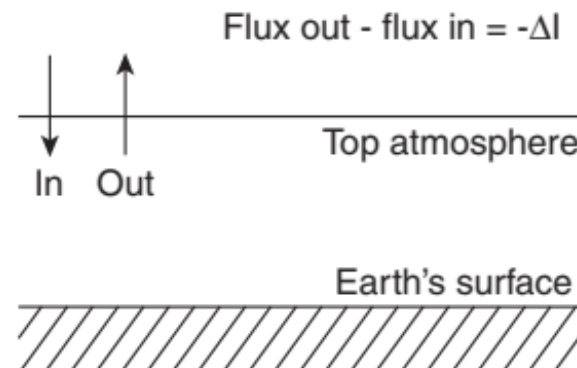
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

Supponiamo un improvviso aumento della concentrazione di gas serra.

Ciò porterebbe ad una riduzione netta della radiazione a grandi lunghezze d'onda in uscita nella parte superiore dell'atmosfera di ΔI .

L'energia in arrivo dal sole rimane la stessa.



Il bilancio energetico nella parte superiore dell'atmosfera dovrebbe essere ripristinato da un aumento T della temperatura superficiale terrestre.

Questo effetto è chiamato forzante radiativo: lo squilibrio di radiazione nella parte superiore della troposfera impone un aumento della temperatura.

L'aumento di flusso richiesto ΔI per compensare la diminuzione per assorbimento di gas serra sarà collegato con l'aumento della temperatura superficiale ΔT_s dalla relazione:

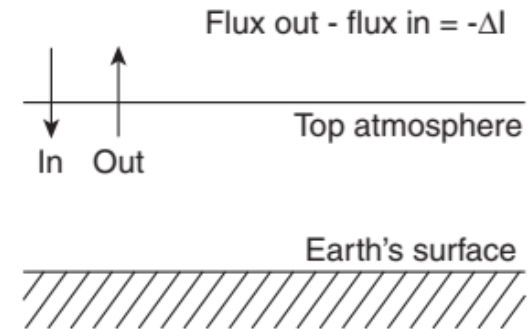
$$\Delta I = \frac{\partial I}{\partial T_s} \Delta T_s$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

$$\Delta I = \frac{\partial I}{\partial T_s} \Delta T_s$$

L'intensità della radiazione in uscita dalla Terra misurata nella parte superiore dell'atmosfera sarà $I = \sigma t T_s^4$, dove t è il coefficiente di trasmissione.



Ignoriamo i cambiamenti nel trasferimento di radiazioni da parte degli strati atmosferici.

Usando la relazione $(1 - a) \frac{S}{4} = \sigma t T_s^4$ possiamo riscrivere:

$$\frac{\partial I}{\partial T_s} = 4\sigma t T_s^3 = \frac{4I}{T_s} = (1 - a) \frac{S}{T_s} = \frac{1}{G}$$

In termini finiti, possiamo riscriverla:

$$\Delta T_s = G \Delta I$$

$$G = \frac{T_s}{(1 - a)S} = \frac{288 \text{ K}}{(1 - 0.3)1366 \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}} = 0.3 [\text{W}^{-1} \text{m}^2\text{K}]$$

$$S = 1366 \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}$$

$$a = 0,30$$

$$T_s = 288 \text{ K}$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

$$\Delta T_s = G \Delta I$$

G è chiamato fattore di guadagno o parametro di sensibilità climatica, che opera su ΔI per produrre l'effetto ΔT_s .

Il concetto di forzante radiativo risale all'inizio della modellizzazione climatica, ma è ancora ampiamente utilizzato per confrontare i modelli, o per confrontare il contributo dei singoli gas serra ai cambiamenti climatici.

In effetti, tutti i cambiamenti nelle componenti del sistema climatico, come i cambiamenti nell'uso del suolo, possono essere calcolati in termini di forzante radiativo.

Questo calcolo è troppo semplice per due motivi, che discuteremo brevemente di seguito.

- In primo luogo, un aumento della temperatura in superficie porterà ad effetti che rafforzeranno o mitigheranno l'effetto di riscaldamento.
- In secondo luogo, gli oceani hanno un'enorme capacità termica, che rallenterà il riscaldamento globale.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

Effetti che rafforzano il riscaldamento globale

- Lo scioglimento del ghiaccio e della neve abbasserà l'albedo.
- Più vapore acqueo nell'aria porterà a una minore trasmissione t e a un valore più elevato di k .
- L'aumento della copertura nuvolosa derivante da una maggiore evaporazione avrà lo stesso effetto.
- Diversi processi causeranno (ulteriore) aumento della concentrazione di CO_2 : una temperatura dell'acqua di mare più elevata dà meno assorbimento di CO_2 nell'acqua di mare; temperature polari più elevate causeranno una minore circolazione oceanica e una diminuzione dell'assorbimento; un decadimento più rapido dei materiali organici darà più CO_2 e CH_4 (dalla decomposizione).
 - Lo scongelamento del permafrost, che copre circa il 20% della superficie terrestre, può liberare grandi quantità di CH_4 e CO_2 intrappolate nel suolo ghiacciato.
 - Più CO_2 porta ad una maggiore crescita delle piante, che può abbassare l'albedo.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale

Effetti che mitigano il riscaldamento globale

- Un aumento della temperatura dell'acqua di mare porterebbe ad un aumento della crescita delle alghe, che utilizzerebbero la CO_2 per la fotosintesi riducendo la concentrazione di CO_2 nell'acqua, la quale a sua volta assorbirebbero di più dall'atmosfera, portando ad una riduzione della concentrazione atmosferica di CO_2 .
- La maggior parte della CO_2 è dovuta alla combustione di combustibili fossili, che liberano aerosol, piccole particelle che aumentano l'albedo terrestre α retro-diffondendo la radiazione solare in arrivo.
 - Una temperatura superficiale più elevata aumenterebbe l'evaporazione dell'acqua di mare. Ad altitudini più elevate si condensa, riscaldando maggiormente gli strati superiori e raffreddando la superficie.
 - Più CO_2 porta ad una maggiore crescita delle piante che userebbero la CO_2 per la fotosintesi.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

Le equazioni ricavate precedentemente sono state derivate assumendo un improvviso aumento della concentrazione di gas serra con una risposta immediata della temperatura superficiale in un incremento ΔT_s .

Supponiamo ancora una volta che l'aumento delle concentrazioni di gas serra in atmosfera sia repentino, generando un extra flusso extra ΔI [Wm^{-2}] verso il basso.

Questo flusso viene utilizzato per riscaldare la superficie che, presumiamo, sarà solo oceanica.

In prima approssimazione, assumiamo che questo calore in entrata venga utilizzato per riscaldare lo strato superiore dell'oceano.

Sia c_s [$\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$] la capacità termica di una colonna con una sezione trasversale di 1 [m^2].

L'aumento di temperatura ΔT_s dell'acqua sarà una funzione del tempo $\Delta T_s(t)$.

Tra t e $t + dt$ il calore extra in entrata dall'alto sarà $\Delta I dt$ [J m^{-2}].

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

L'aumento di temperatura dello strato misto risultante da questo calore supplementare in entrata al tempo t sarà $d(\Delta T_s(t))$ [K] per il quale è necessaria un'energia pari a $c_s d(\Delta T_s(t))$ [J m⁻²].

L'aumento di temperatura $\Delta T_s(t)$ induce un flusso radiante verso l'alto pari a $\Delta T_s(t)/G$ [Wm⁻²] in funzione del tempo, che tra t e $t + dt$ sarà pari a $(\Delta T_s(t)/G)dt$ [J m⁻²].

Questo porta ad un'equazione, con dimensioni [J m⁻²] per ambedue i membri, pari a:

$$\Delta I dt = \frac{\Delta T_s}{G} dt + c_s d(\Delta T_s)$$

Quest'equazione esprime il flusso verso il basso (membro di sinistra) come somma di due contributi: un flusso verso l'alto (primo termine a destra) e il riscaldamento dello strato superiore dell'oceano (ultimo termine a destra).

Dividendo per dt :

$$\Delta I = \frac{\Delta T_s}{G} + c_s \frac{d(\Delta T_s)}{dt}$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

$$\Delta I = \frac{\Delta T_s}{G} + c_s \frac{d(\Delta T_s)}{dt}$$

Questa è un'equazione differenziale disomogenea del primo ordine, la cui soluzione è:

$$\Delta T_s(t) = G\Delta I \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right)$$

dove $\tau = Gc_s$. Per lunghi tempi $t \rightarrow \infty$ l'esponenziale svanisce e si riottiene $\Delta T_s = G\Delta I$.

Quanto vale τ ?

Consideriamo una colonna di acqua alta $h = 3000$ [m] (profondità media di un oceano) e con una sezione trasversale di $S_T = 1$ [m²].

La capacità termica c_s [J m⁻² K⁻¹] è definita come prodotto tra il calore specifico $c = 4186$ [J kg⁻¹K⁻¹] dell'acqua e la massa m della colonna d'acqua considerata:

$$c_s = m \cdot c$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

$$c_s = m \cdot c$$

Assumendo per l'acqua oceanica una densità costante $\rho = \frac{m}{V} 10^3 \frac{kg}{m^3}$ e considerando il volume della colonna d'acqua $V = S_T \cdot h = 3000 m^3$, la capacità termica della colonna d'acqua sarà pari a:

$$c_s = m \cdot c = \rho V c = 10^3 \frac{kg}{m^3} \cdot 3000 m^3 \cdot 4186 \frac{J}{kg \cdot K} = 1.26 \cdot 10^{10} \frac{J}{K}$$

Possiamo adesso calcolare $\tau = \frac{c_s}{G}$, ricordando che $0.3 [W^{-1} m^2 K]$. Per $1 [m^2]$:

$$\tau = G c_s = 0.3 \frac{K}{W} 1.26 \cdot 10^{10} \frac{J}{K} = 3.8 \cdot 10^9 s$$

Considerando che 1 anno ci sono $3.16 \cdot 10^7 s$, $\tau = 120$ anni.

Dal modello è chiaro che anche con un forzante radiativo che viene mantenuto costante, la temperatura continuerà ad aumentare per qualche tempo.

È anche chiaro che il parametro τ controllerà questo processo.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

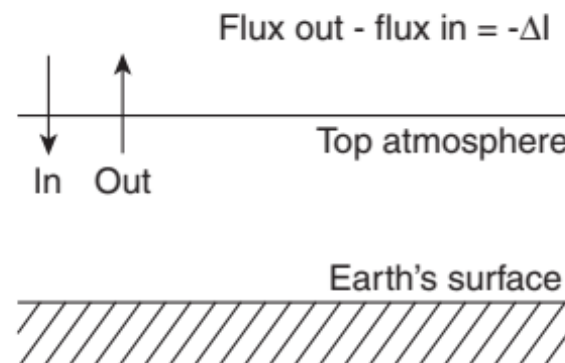
2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

Qual è l'effetto principale della presenza degli oceani su lunghe scale temporali?

Facciamo un esempio puramente dimostrativo.

Supponiamo che il forzante radiativo sia $\Delta I = 0$ nel 1750 e che sia aumentato linearmente fino a $\Delta I = 1.6 \frac{W}{m^2}$ nel 2050, ovvero dopo 300 anni.

Ricordando che l'irraggiamento solare è pari a $S = 1366 \text{ Wm}^{-2}$, nell'assunzione fatta stiamo supponendo che il forzante radiativo sia quasi l'1% dell'irraggiamento solare



La legge temporale con cui il forzante radiativo cambia col tempo è facilmente esprimibile dalla seguente retta:

$$\Delta I \left[\frac{W}{m^2} \right] = \frac{1.6}{300} t [\text{anni}]$$

Se non ci fossero oceani, l'incremento della temperatura terrestre seguirebbe un andamento lineare secondo la relazione (assumendo che G non vari sensibilmente):

$$\Delta T_s(t) = G \Delta I(t)$$

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

Qual è l'effetto principale della presenza degli oceani su lunghe scale temporali?

Se consideriamo una presenza massiccia degli oceani, l'incremento temporale della temperatura terrestre seguirà l'andamento ricavato prima:

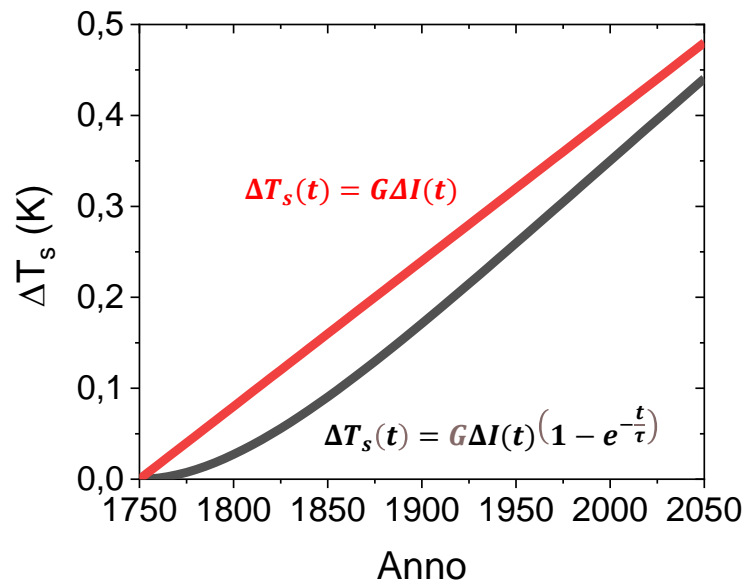
$$\Delta T_s(t) = G\Delta I \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right)$$

Per approssimazione forza bruta, oltre ad assumere che G non vari sensibilmente, riportiamo per $\Delta I(t)$ l'andamento lineare imposto prima.

$$\Delta I \left[\frac{W}{m^2} \right] = \frac{1.6}{300} t [\text{anni}]$$

L'andamento temporale di $\Delta T_s(t)$ per entrambe le ipotesi è riportato in Figura.

L'effetto degli oceani è di «ritardare» inizialmente l'incremento di temperatura, grazie alla loro capacità di immagazzinare calore.



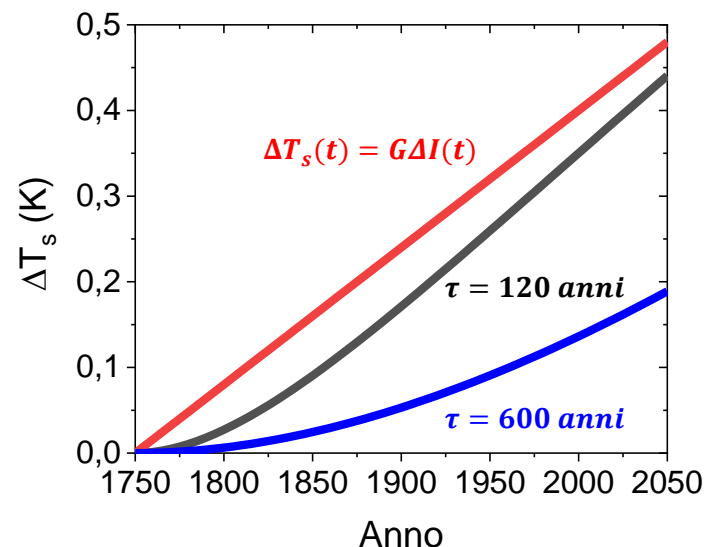
2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani

La stima fatta per τ ha preso in considerazione solo lo strato superiore degli oceani. In realtà quello strato si mescolerà con gli strati inferiori soggetti alla circolazione oceanica profonda, dove l'acqua attraverso poli, si muove lungo l'oceano profondo e lentamente si muove di nuovo verso l'alto, con una costante di tempo di circa 300 anni.

Ciò implica che anche con una forzante costante la temperatura continuerà ad aumentare fino a quando l'intero oceano non si sarà riscaldato, il che potrebbe non essere per circa 600 anni.

Il parametro τ controlla il ritardo temporale. All'aumentare di τ , l'effetto del ritardo sull'aumento della temperatura è più accentuato, rendendo meno evidente l'effetto da subito.



2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

In Tabella sono indicati i principali gas serra presenti in atmosfera e le loro concentrazioni.

Le loro concentrazioni aumentano a causa delle attività umane.

L'aumento di queste concentrazioni è importante per il clima, in quanto contribuiscono all'effetto serra indotto dall'uomo.

Per un calcolo affidabile degli effetti futuri dell'aggiunta di gas serra nell'atmosfera, è estremamente importante prendere in considerazione lo spettro di assorbimento di ciascun gas.

Trace gas	Conc/ppmv
CO ₂	379
N ₂ O	0.32
CH ₄	1.77
HFCs	≈10 ⁻⁵
PFCs	≈10 ⁻⁴
SF ₆	
O ₃ troposphere	
H ₂ O vapour	5000

Altrettanto significativo è il tempo in cui una molecola di gas emessa rimane nell'aria e quindi contribuisce all'effetto.

E' utile per i responsabili politici disporre di un numero semplice, che comprenda l'effetto combinato di tutti i gas.

A questo scopo, per ogni gas, viene introdotto il concetto di potenziale di riscaldamento globale (**Global Warming Power**, GWP) di un determinato gas.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

Come si calcola il GWP?

Prendendo la concentrazione di CO₂ come standard di riferimento, il GWP di un certo gas confronta quindi l'effetto di riscaldamento dell'aggiunta di 1 [kg] di gas con l'effetto di riscaldamento dell'aggiunta di 1 [kg] di CO₂.

A causa delle diverse durate di vita, il GWP dipenderà dall'orizzonte temporale considerato.

Nella tabella sono indicati sia il tempo di vita medio di ciascun gas serra, che il tasso di aumento in atmosfera per anno, che i GWP per 20 anni e 100 anni dopo l'emissione

Table 3.2 Greenhouse effect of the most important atmospheric gases. The warming effect is given as estimated in 1984 [9].

Trace gas	Conc/ppmv	Warming effect (1984)/[°C]	Lifetime/(yr)	Increase/ [%/yr] (1998–2005)	GWP (20 yr)	GWP (100 yr)
CO ₂	379	7.2	50–200	0.49	1	1
N ₂ O	0.32	1.4	114	0.22	289	298
CH ₄	1.77	0.8	12	0.09	72	25
HFCs	≈10 ⁻⁵		1–270	≈10	>1000	>1000
PFCs	≈10 ⁻⁴	0.6	1000	≈3	>1000	>1000
SF ₆			3200	3.8	16 300	22 800
O ₃ troposphere		2.4				
H ₂ O vapour	5000	20.6				

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

Se vengono immesse miscele costituite da una o più sostanze, in questi casi il GWP totale è calcolato come la media ponderata ottenuta dalla somma delle frazioni di peso delle singole sostanze moltiplicate per il rispettivo potenziale di riscaldamento globale.

Quando si è deciso un orizzonte temporale, si può convertire l'emissione di un certo gas serra in emissione di CO₂ moltiplicando per il GWP. Questa è chiamata **emissione di CO₂ equivalente**.

Esempio. Su un orizzonte temporale di 20 anni, emettere 1 Kg di N₂O in atmosfera, avrà lo stesso effetto di riscaldamento globale dell'immettere 289 Kg di CO₂.

Table 3.2 Greenhouse effect of the most important atmospheric gases. The warming effect is given as estimated in 1984 [9].

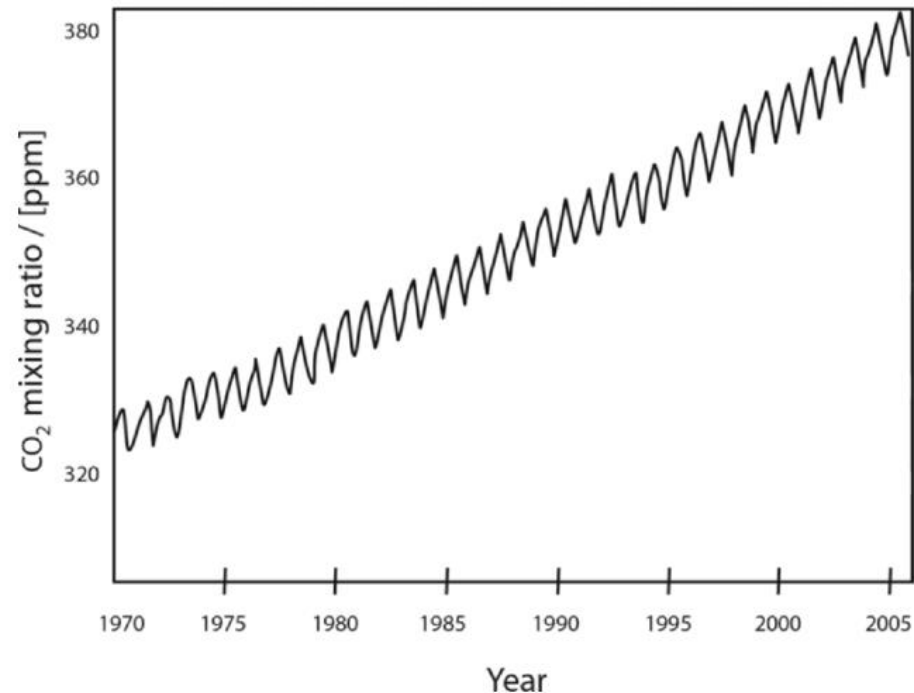
Trace gas	Conc/ppmv	Warming effect (1984)/[°C]	Lifetime/(yr)	Increase/ [%/yr] (1998–2005)	GWP (20 yr)	GWP (100 yr)
CO ₂	379	7.2	50–200	0.49	1	1
N ₂ O	0.32	1.4	114	0.22	289	298
CH ₄	1.77	0.8	12	0.09	72	25
HFCs	≈10 ⁻⁵		1–270	≈10	>1000	>1000
PFCs	≈10 ⁻⁴	0.6	1000	≈3	>1000	>1000
SF ₆			3200	3.8	16 300	22 800
O ₃ troposphere		2.4				
H ₂ O vapour	5000	20.6				

Il motivo per cui la CO₂ è considerata come standard per le emissioni emerge chiaramente dalla Tabella. Le prime sei righe si riferiscono ai gas che vengono emessi direttamente nell'atmosfera dalle attività umane. Di questi, la CO₂ dà il maggior contributo e il suo aumento nel tempo è ben documentato.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

A partire dal 1970, la concentrazione di CO₂ in atmosfera è stata monitorata accuratamente, come mostrato in Figura.



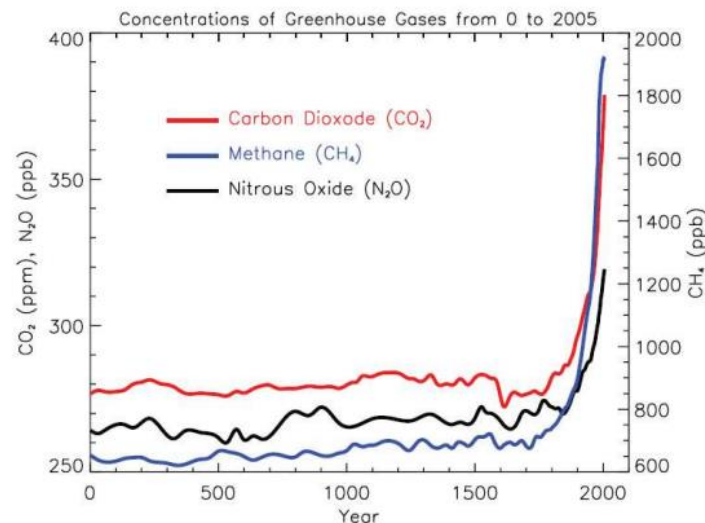
La periodicità nel grafico ricalca perfettamente l'alternanza estate/inverno: le piante legano più CO₂ per la fotosintesi in estate che in inverno.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

In Figura sono mostrate le concentrazioni precedenti dei primi tre gas serra CO₂, CH₄ e N₂O, come trovato dalle bolle d'aria nel ghiaccio.

Frazione	Nomenclatura	Simbolo	Corrispettivo in italiano
1: 100	Percent	%	Parti per cento
1: 10 ³	Part-per-thousand	‰	Parti per mille
1: 10 ⁶	Part-per-million	ppm	Parti per milione
1: 10 ⁹	Part-per-billion	ppb	Parti per miliardo
1: 10 ¹²	Part-per-trillion	ppt	Parti per bilione
1: 10 ¹⁵	Part-per-quadrillion	ppq	Parti per biliardo



Sembra che il grande aumento delle loro concentrazioni sia iniziato intorno al 1750 con l'inizio della rivoluzione industriale. Pertanto, quest'anno è preso come punto di riferimento nel calcolo delle influenze umane.

I tre gas serra mostrati nella Figura erano presenti in natura anche prima del 1750. Le loro concentrazioni sono in aumento a causa delle attività umane.

2.2 CAMBIAMENTI NEL BILANCIO DELLA RADIAZIONE

2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power

La Tabella riassume le principali attività umane responsabili dell'aumento dei 4 gas serra principali in atmosfera

CO₂	combustione di combustibili fossili, combustione del gas naturale, produzione di cemento, combustione di biomasse
CH₄	zone umide (in decomposizione), coltivazione del riso, combustione di biomassa, ruminanti
N₂O	microbi nei terreni agricoli fertilizzati
SF₆	fluido isolante elettrico, tracciante inerte per lo studio dei processi di trasporto

Gli HFC e i PFC comprendono una serie di sostanze chimiche, molte delle quali hanno dimostrato di contribuire al buco dell'ozono. Questi sono vietati secondo un accordo internazionale, il protocollo di Montreal; altri, tuttavia, non sono vietati e rimarranno come refrigeranti.

Sebbene le loro concentrazioni siano ancora basse, molti di loro mostrano una concentrazione crescente e hanno un grande GWP