

# LA RADIAZIONE IN ATMOSFERA

A cura di Cristian Rendina

## 1) Introduzione

I fattori che determinano i moti atmosferici possono riguardare gli aspetti più vari della dinamica: tra questi riveste enorme importanza la trattazione della radiazione elettromagnetica, ossia della luce in senso lato. Partendo dalla luce visibile, possiamo dire che essa può essere descritta come un ristretto insieme di onde elettromagnetiche, che fa parte di un gruppo molto più vasto, esteso dalle onde radio (lunghezza d'onda superiore al metro) ai raggi gamma (lunghezza d'onda 100 volte più piccola di un atomo!).

Tipo di radiazione elettromagnetica	Frequenza	Lunghezza d'onda
Onde radio	< 3 GHz	> 10 cm
Microonde	3 GHz - 300 GHz	10 cm - 1 mm
Infrarossi	300 GHz - 428 THz	1 mm - 700 nm
Luce visibile	428 THz - 749 THz	700 nm - 400 nm
Ultravioletti	749 THz - 30 PHz	400 nm - 10 nm
Raggi X	30 PHz - 300 EHz	10 nm - 1 pm
Raggi gamma	> 300 EHz	< 1 pm

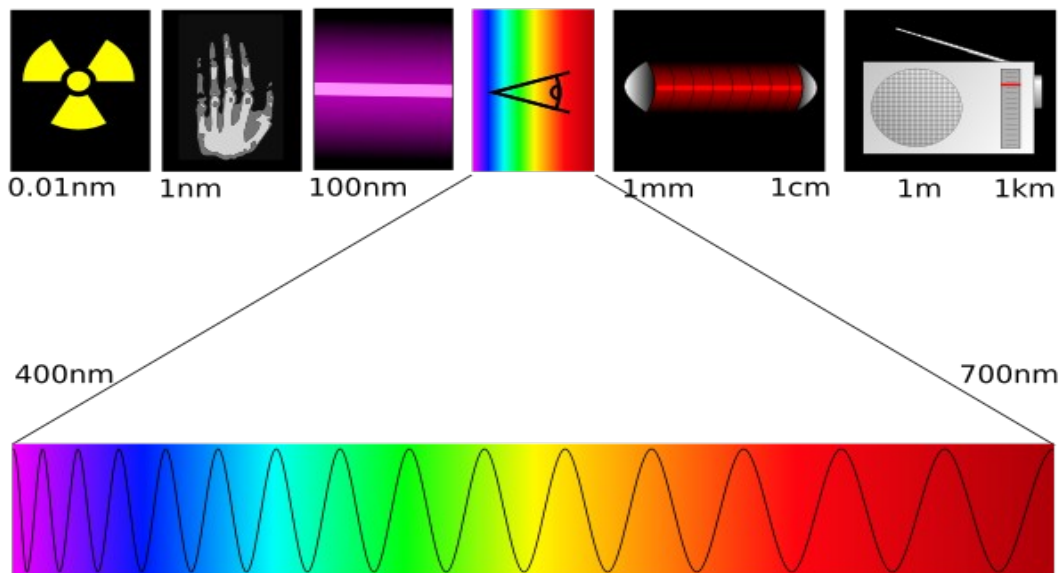


Fig 1: Tipi di onde e.m. con relativi intervalli di frequenza (Hz) e lunghezza d'onda. Le unità di misura corrispondono a GHz =GigaHertz = $10^9$  Hz., THz= Tera- =  $10^{12}$ , PHz = Peta- =  $10^{15}$ , EHz = Exa- =  $10^{18}$ , nm = nanometri =  $10^{-9}$  m, pm = picometri =  $10^{-12}$  m. Immagine tratta da [www.wikipedia.it](http://www.wikipedia.it)

Naturalmente deve esistere un qualcosa che produca le onde elettromagnetiche, la cosiddetta “sorgente”, ruolo che nel caso di nostro interesse è rivestito dal Sole. Tuttavia per capire bene quali siano le forze in gioco bisogna considerare anche le onde emesse da altre sorgenti, quali la Terra e l’atmosfera stesse. Tutte le onde generate da queste sorgenti interferiscono tra loro, ma soprattutto interagiscono con le molecole dell’aria scambiandosi energia e creando così i presupposti per le successive dinamiche atmosferiche.

L’**emissione** di onde però è solo uno dei processi che rientrano nella interazione tra radiazione e materia, perché esistono anche i processi di **assorbimento** e di **diffusione** (quest’ultima è meglio conosciuta con il nome inglese di Scattering), fenomeni di cui parleremo più avanti.

## 2) Radiazione Solare e Terrestre

Facciamo adesso due conti per conoscere gli ordini di grandezza degli elementi in gioco: l’unità di misura per calcolare l’energia fornita dalla radiazione alle particelle nell’unità di tempo (ossia, per convenzione, in un secondo) è il Watt, ovvero la potenza. Il Sole fornisce una potenza pari a circa  $S_0 = 4 \times 10^{26}$  W (cioè aggiungete 26 zeri a destra del 4), valore che corrisponde alla potenza erogata da circa 400 milioni di miliardi di centrali elettriche (supponendo che una centrale eroghi una potenza di 1 miliardo di Watt). Il flusso solare invece si definisce come la potenza che attraversa una superficie di 1 metro quadro, quindi per sapere quant’è il flusso  $F$  ad una certa distanza  $D$  dal Sole basterà dividere  $S_0$  per la superficie della sfera di raggio  $D$  ovvero calcolare:

$$F = S_0/4\pi D^2$$

Supponendo che non ci sia perdita di energia nello spazio durante il cammino delle onde (assunzione verosimile in buona approssimazione),  $S_0$  deve rimanere uguale ad ogni distanza  $D$  dal Sole; quindi vista la formula precedente, mano a mano che ci si allontanerà dal Sole il flusso  $F$  diminuirà. In particolare ad una distanza pari a quella media tra Sole e Terra (circa 150 milioni di km) avremo un flusso medio di circa  $1370 \text{ W/m}^2$ . Ovviamente per fare questo calcolo abbiamo assunto che la superficie unitaria (il metro quadrato) sia perpendicolare alla direzione di propagazione delle onde elettromagnetiche; quindi in realtà il valore che abbiamo ottenuto sarà quello che si registra all’Equatore agli Equinozi. Invece il valore medio (nel tempo e nella latitudine) è di circa  $342 \text{ W/m}^2$ . Moltiplicando ora tale valore per mezza superficie terrestre (la parte illuminata) abbiamo che la Terra riceve in ogni istante una potenza complessiva di poco superiore agli 87 milioni di miliardi di Watt. Tutta questa energia viene in parte rilasciata in atmosfera, in parte intrappolata alla superficie terrestre ed in parte riflessa nello spazio. Più in generale il flusso o Irradianza è una quantità utile solo fino ad un certo punto, perché rappresenta il contributo totale di energia da tutti i tipi di onde elettromagnetiche provenienti da tutte le direzioni verso la nostra superficie unitaria; pertanto ha un significato relativo nella nostra trattazione.

Una quantità che ci fornisce più informazioni è invece la **Radianza spettrale**, che è definita come potenza per unità di superficie, per unità di angolo solido, per unità di lunghezza d’onda (o frequenza); in poche parole questa grandezza ci fornisce la quantità di energia posseduta da un’onda con una lunghezza d’onda ben precisa e che proviene da un’unica direzione, ben definita.

Tale quantità è legata ad una teoria fisica che si basa sulla definizione di “Corpo Nero” come quel corpo che in ogni istante riemette tutta la radiazione assorbita dall’ambiente circostante (proprio come fa un oggetto di colore nero, che assorbe la luce solare e la riemette tutta sotto forma di calore). La cosa curiosa è che un Corpo Nero, per essere definito tale, non ha bisogno di essere realmente nero!

Perché allora si è voluta creare questa definizione almeno in parte fuorviante? Perché grazie a questa teoria possiamo ricavare la temperatura di un corpo misurandone semplicemente la radiazione emessa, ma soprattutto possiamo capire il motivo per cui in atmosfera le principali

radiazioni che determinano la temperatura stessa sono l'infrarosso, il visibile e l'ultravioletto. Infatti analizzando il grafico dell'andamento della radianza in funzione della lunghezza d'onda relativo alla radiazione solare, scopriamo che la maggior quantità di energia è contenuta nelle onde del visibile, seguita in quasi egual misura da ultravioletto e vicino infrarosso (in numeri, tutto l'intervallo di lunghezze d'onda che va da 0.1 a 4 micrometri), mentre la radianza della Terra si trova esclusivamente nell'infrarosso, tra i 4 e i 100 micrometri, con il picco intorno ai 15 micrometri.

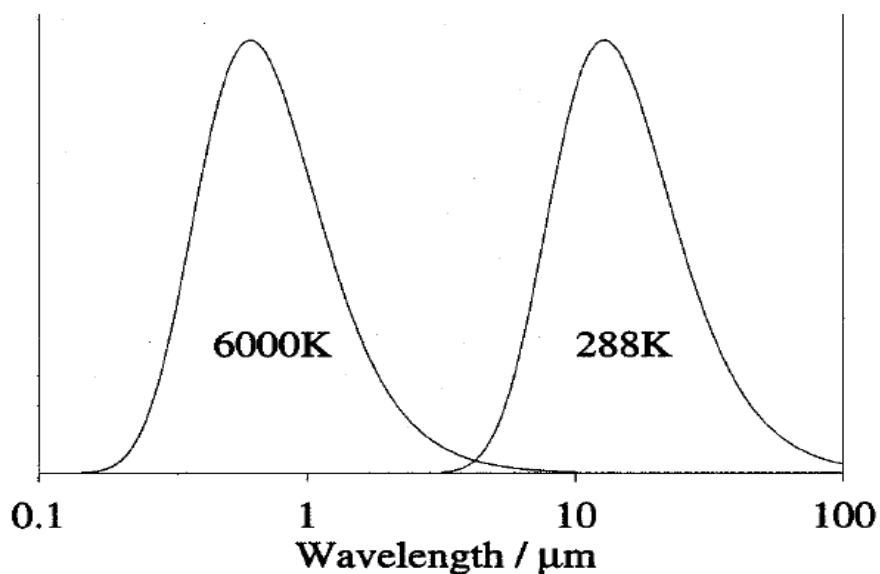


Fig. 2. Spettri di Radianza solare (a sinistra) e terrestre (a destra) in funzione della lunghezza d'onda

Grazie alla Legge di Corpo Nero possiamo così ricavare la temperatura media superficiale del Sole (circa 6000 gradi Kelvin) e della Terra (288 K, pari a 15 °C). Attenzione però: quest'ultimo è il valore relativo alla sola superficie terrestre, se misurassimo la radianza emessa al di fuori dell'atmosfera, si ricaverebbe un valore pari a 255 K, ovvero -18 °C! Questo significa che se la Terra non avesse atmosfera, la sua temperatura media in superficie sarebbe di -18 °C.

Quindi ci si domanderà il motivo per cui la temperatura superficiale sia ben 33 °C superiore al valore che dovremmo avere se considerassimo l'atmosfera completamente trasparente alla radiazione. In realtà come ben sappiamo, esiste il cosiddetto "Effetto Serra", grazie al quale parte della radiazione emessa dalla superficie rimane intrappolata in atmosfera e riemessa indietro, contribuendo ad innalzare la temperatura degli strati vicini al suolo.

### 3) Assorbimento, Trasmissione e Riflessione

Per capire come si comporta l'atmosfera nei confronti della radiazione, occorre conoscere i meccanismi di interazione tra la luce e la materia gassosa. Innanzitutto dei 342 W/m<sup>2</sup> di radiazione solare (o di onda corta) in arrivo al top dell'atmosfera solo poco più del 70% arriva sulla superficie; il restante 30% è difatti subito riflesso verso lo spazio dalla superficie stessa e dall'atmosfera (Effetto Albedo). L'atmosfera risulta trasparente (cioè lascia passare) solo per le onde appartenenti al visibile (anche se ci sono alcune eccezioni che valuteremo in seguito), onde che quindi arrivano indisturbate alla superficie terrestre, mentre è opaca (e quindi non permette il passaggio) ai raggi ultravioletti ed a gran parte dei raggi infrarossi. Questi ultimi due tipi di radiazione sono assorbiti dall'atmosfera attraverso meccanismi differenti, che hanno a che vedere con reazioni chimiche delle molecole gassose.

Per quanto riguarda gli ultravioletti, essi vengono assorbiti nella loro quasi totalità nella fascia atmosferica attorno ai 25 km di altezza, grazie al ciclo di creazione e distruzione di Ozono ( $O_3$ ) attraverso reazioni fotochimiche. Questo ciclo ha come risultato netto quello di riscaldare localmente la fascia atmosferica che va dai 12-13 km fino ai circa 50 km di altezza, con temperatura che aumenta all'aumentare della quota. A causa di questo riscaldamento l'atmosfera risulta stratificata (ecco da dove viene il nome di Stratosfera). Questo fenomeno è causato dalla diversa "forza" dei raggi UV: infatti per la formazione della molecola di ozono occorrono raggi UV "estremi" (lunghezza d'onda compresa tra i 10 e 280 nm, solitamente nominati UV-C) per spezzare la molecola di  $O_2$  in due atomi di ossigeno  $O$ , mentre per la distruzione della molecola di ozono bastano raggi UV "vicini" (lunghezza d'onda compresa tra i 280 e 400 nm, solitamente divisi in UV-A e UV-B) che hanno energia inferiore rispetto agli UV-C. La differenza di energia tra i due tipi di raggi si trasforma in energia termica rilasciata alle molecole d'aria che aumentano così la loro temperatura. Si diceva però che gli UV non sono assorbiti totalmente; in effetti gran parte degli UV-A ed una piccola parte degli UV-B riescono ad attraversare la stratosfera ed a raggiungere la superficie terrestre, ma in realtà i pericoli per la salute dell'uomo possono derivare solo da esposizioni prolungate senza protezioni sufficienti.

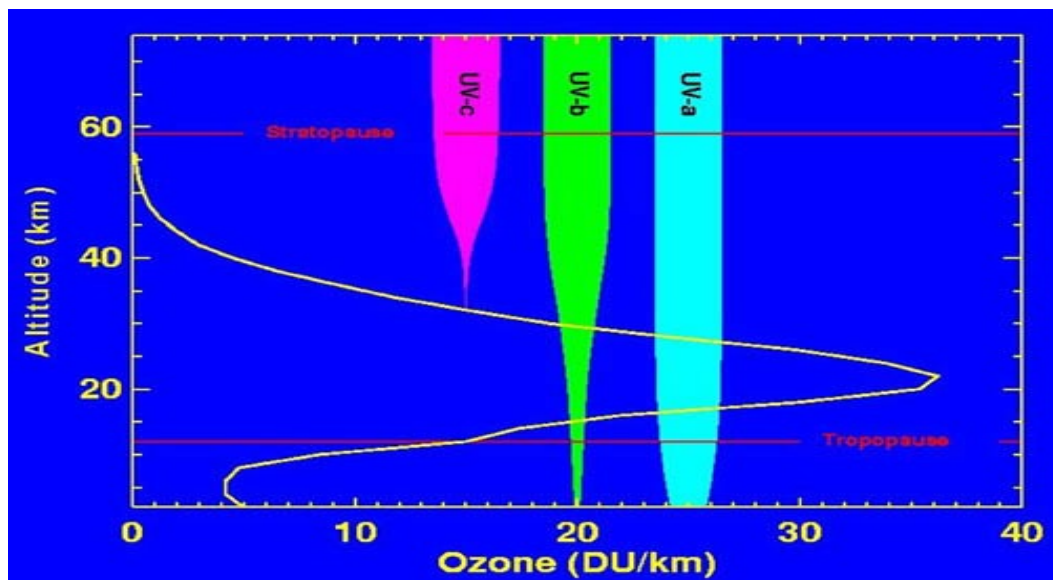


Fig. 3: Andamento della quantità di ozono con l'altezza e assorbimento dei raggi UV

La situazione diventa ancor più complessa quando si trattano le radiazioni dell'infrarosso (o di onda lunga): infatti, a differenza degli ultravioletti che provengono da un'unica sorgente (il Sole), le onde lunghe sono emesse anche dalla Terra e dall'atmosfera stessa, per cui tali radiazioni in pratica provengono da qualsiasi direzione all'interno dell'atmosfera.

Per cercare quindi di risolvere la questione dobbiamo partire da concetti generali; in particolare prendiamo atto del fatto che uno strato di materia si può comportare in tre modi rispetto alla radiazione incidente su di esso: può assorbirla, rifletterla o trasmetterla oltre lo strato stesso. Per cui possiamo ricavare tre quantità caratteristiche del materiale che sono l'assorbanza ( $a$ ), la riflettività ( $r$ ) e la trasmissività ( $t$ ). Per la conservazione dell'energia, sommando dunque le frazioni di radiazione assorbita, riflessa e trasmessa bisogna ottenere la radiazione incidente, per cui normalizzando a 1 abbiamo che  $a + r + t = 1$ . Note quindi le caratteristiche dello strato tramite due di questi parametri si può facilmente ricavare il terzo.

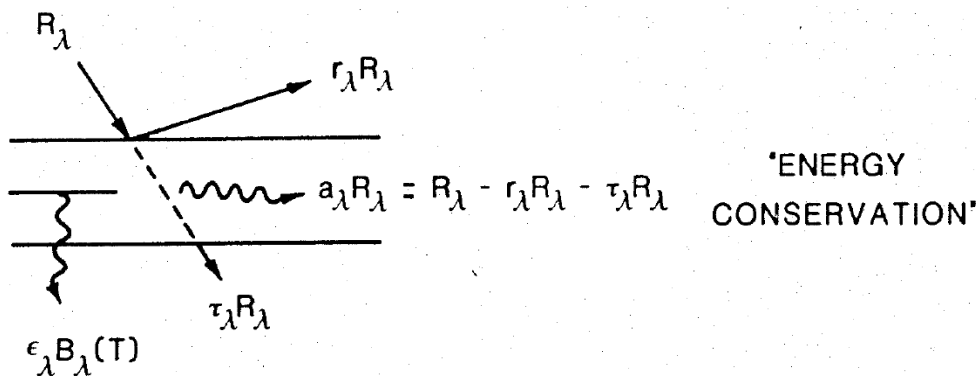


Fig. 4: Radiazione assorbita, riflessa, trasmessa ed emessa,  $B(T)$  è la radiazione di corpo nero ad una data  $T$

Naturalmente questi tre parametri dipendono fortemente dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente e dall'angolo di incidenza (nei gas dipendono anche da pressione e temperatura). Se un materiale ha  $a = 1$  ( $r = t = 0$ ) è detto perfettamente assorbente o Corpo Nero, mentre se ha  $t = 1$  ( $a = r = 0$ ) è detto perfettamente trasparente o Finestra, se invece  $t = 0$  è detto Opaco (può sia assorbire che riflettere). Oltre a queste quantità c'è l'emissività ( $e$ ) che corrisponde alla frazione di radiazione emessa da un corpo: se quindi abbiamo un Corpo Nero avremo  $e = a = 1$ . Ma in generale nessun materiale si comporta come Corpo Nero, in quanto la radiazione di Corpo Nero rappresenta il limite teorico massimo di radiazione che un materiale può emettere, per cui solitamente si ha  $e < 1$ .

Nel caso specifico dei gas o delle miscele di gas (come ad esempio l'aria) la riflessione della luce diventa più complessa e va sotto il nome di diffusione o Scattering: ogni molecola infatti si può comportare da elemento riflettente e deviare la radiazione in arrivo verso qualsiasi altra direzione, andando a complicare le cose.

Si divide in scattering singolo (radiazione che colpisce direttamente una molecola per poi essere diffusa) e multiscattering (radiazione diffusa da più molecole, si pensi a diversi urti consecutivi). Il motivo per cui il cielo si presenta azzurro è proprio dovuto allo scattering: come scritto in precedenza, quasi tutto il visibile attraversa senza problemi l'atmosfera, ma in particolare la radiazione appartenente all'intervallo di lunghezze d'onda dell'azzurro viene diffusa dalle molecole atmosferiche in tutte le direzioni, permettendo questa splendida colorazione, che altrimenti sarebbe sostituita dal colore nero dello spazio aperto. Il colore rosso che si nota al crepuscolo o all'alba è invece dovuto al fatto che un Sole basso sull'orizzonte significa anche angolo di incidenza molto piccolo, e quindi maggior diffusione per tutta la radiazione visibile (compresi i colori vicini al giallo); pertanto ai nostri occhi arriva con maggiore efficacia solo la componente rossa.

Lo scattering da parte di materiale gassoso avviene comunque secondo la teoria di Rayleigh, che si basa sul fatto che le dimensioni delle molecole sono molto più piccole delle lunghezze d'onda della radiazione solare. Questa Teoria sostiene che la sezione d'urto (cioè l'"area" colpita da un'onda) di una molecola è inversamente proporzionale alla quarta potenza della lunghezza d'onda; in parole povere più piccola è la lunghezza d'onda più grande è quest'area e maggiore è la probabilità che l'onda venga diffusa.

Ma allora perché non vediamo il cielo di color violetto, ossia del colore corrispondente alla lunghezza d'onda più piccola della luce visibile? Semplicemente perché i recettori degli occhi sono basati sui tre colori rosso, verde e azzurro, per cui senza la componente rossa il cielo ci appare solo azzurro.

Comunque la Teoria di Rayleigh non è sufficiente a spiegare l'intera dinamica dell'interazione tra radiazione e materia, perché in realtà in atmosfera sono presenti anche particelle liquide o solide (ad es. goccioline o cristalli di nube, ceneri vulcaniche, etc) denominati aerosol, che possono assorbire, riflettere o diffondere le radiazioni, e che sono ben più grandi delle molecole (escono quindi dalle ipotesi sulle quali Rayleigh ha basato la sua Teoria).

In questo caso allora per descrivere lo scattering si utilizza la Teoria di Mie, in quanto le dimensioni

di queste particelle sono confrontabili con la lunghezza d'onda della radiazione incidente. La teoria di Mie però ha lo svantaggio di trattare solo il caso di particelle sferiche, per cui risulta davvero complesso formulare una teoria della diffusione per particelle con forme differenti.

#### 4) Effetto Serra e Bilancio Radiativo della Terra

La radiazione infrarossa è quella che riveste maggiore importanza a livello atmosferico, in quanto l'atmosfera risulta opaca a quasi tutte le lunghezze d'onda di questo intervallo spettrale. Solo per un intervallo che va circa dai 10 ai 12.5 micrometri l'atmosfera risulta quasi trasparente: questo intervallo corrisponde alla cosiddetta “finestra atmosferica”, in cui la radiazione emessa dalla superficie terrestre riesce a disperdersi nello spazio aperto. Comunque i principali gas che assorbono radiazione infrarossa sono vapore acqueo e anidride carbonica ( $\text{CO}_2$ ), seguiti da ozono e metano ( $\text{CH}_4$ ). Anche le nubi sono dei forti assorbitori nell'infrarosso.

L'Effetto Serra naturale dipende principalmente dall'assorbimento delle radiazioni infrarosse da parte di tutti questi costituenti gassosi.

Il principio di assorbimento è spiegato dalla meccanica quantistica: senza entrare troppo nei dettagli e cercando di semplificare molto, si può dire che le molecole possono muoversi in 3 modi differenti: traslando, ruotando e vibrando. Ciascuno di questi moti presenta dei livelli energetici (energia traslazionale, rotazionale e vibrazionale) discreti (possiamo alla lontana definirli “separati”) e per far sì che una molecola cambi uno dei suoi tre moti (ad es. cambiare l'asse di rotazione, o aumentare la velocità di spostamento) occorre che la radiazione incidente abbia la corretta quantità di energia (fotone) necessaria al “salto” di livello. Oltre a questi modi si può avere assorbimento per eccitazione degli elettroni che “saltano” su un'orbita con maggiore energia (e quindi più lontano dal nucleo): la molecola eccitata però è instabile e quindi può riemettere l'energia in eccesso sotto forma di radiazione oppure cederla ad altre molecole attraverso gli urti, ritornando nello stato originale.

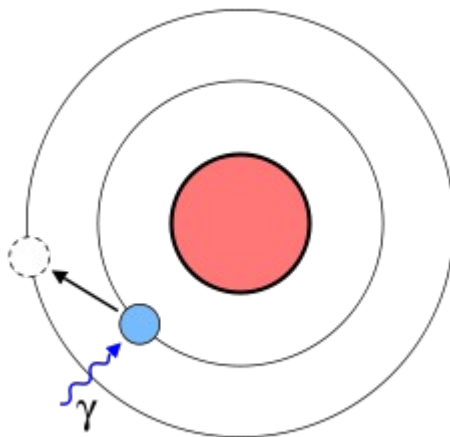


Fig. 5: Assorbimento di radiazione da parte di un atomo, con l'elettrone che salta su un'orbita più lontana

Tornando a noi, l'aumento di temperatura in superficie rispetto al top dell'atmosfera è dovuto alla combinazione radiazione solare trasmessa + radiazione infrarossa emessa dall'atmosfera verso la superficie stessa. I vari scambi di energia sono schematizzati nella seguente figura.

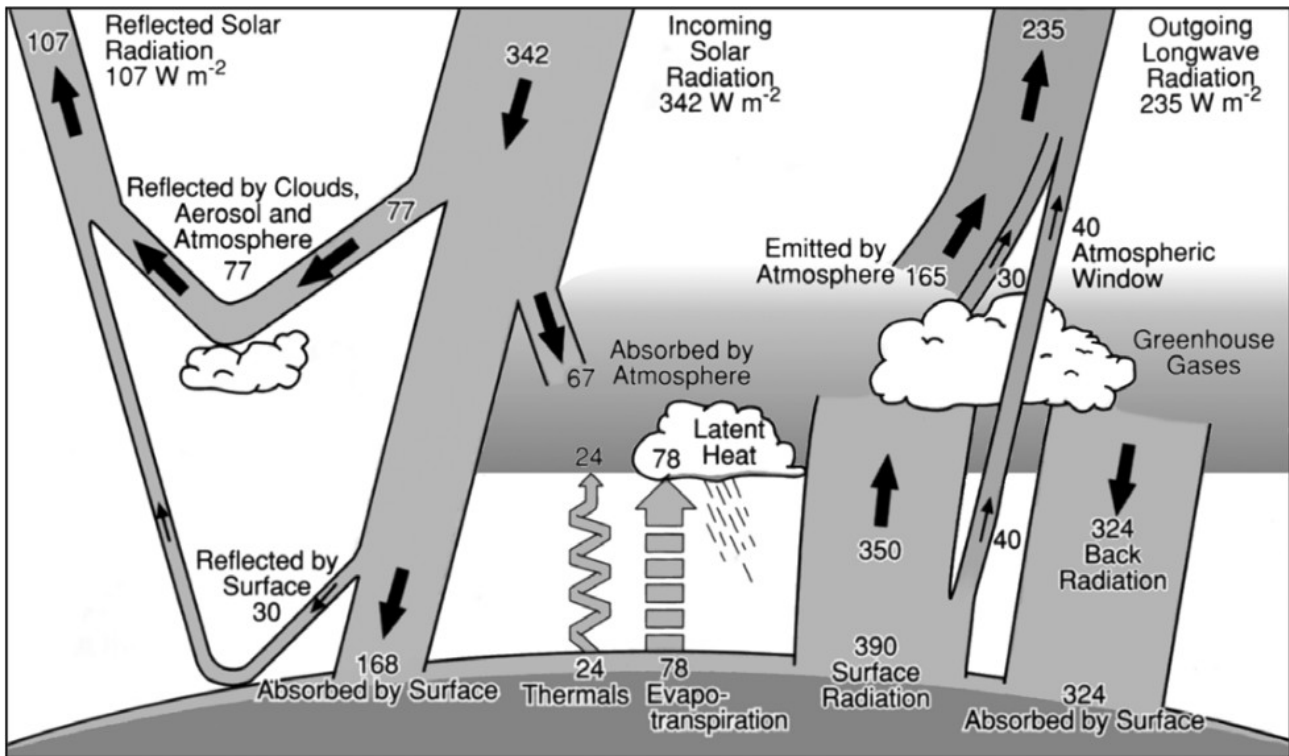


Fig. 6: Bilancio Radiativo della Terra, con i diversi scambi fra atmosfera e superficie terrestre

Partiamo dal bilancio della superficie terrestre: della radiazione solare in arrivo  $107 \text{ W/m}^2$  vengono riflessi nello spazio da atmosfera, nubi e superficie stessa,  $67 \text{ W/m}^2$  vengono assorbiti dall'atmosfera (in prevalenza gli ultravioletti) e solo  $168 \text{ W/m}^2$  riescono a raggiungere la superficie. Per rimanere in equilibrio termico la Terra deve rimettere radiazione nell'infrarosso, ma per il valore termico medio che ha, cioè  $288 \text{ K}$ , essa emette  $390 \text{ W/m}^2$ . Dunque ci deve essere un'altra sorgente di radiazione diretta verso la superficie, altrimenti in questo modo la Terra si raffredderebbe immediatamente. L'altra sorgente è data da radiazione infrarossa emessa dall'atmosfera verso la superficie, nella misura di  $324 \text{ W/m}^2$ . Alla fine abbiamo che:

$$\begin{array}{ccccccc} \text{radiazione solare} & + & \text{infrarossa da atmosfera} & - & \text{infrarossa da superficie} & = & \text{radiazione netta in superficie} \\ 168 & + & 324 & - & 390 & = & 102 \text{ W/m}^2 \end{array}$$

Dunque la Terra mediamente ha un surplus di energia radiante pari a  $102 \text{ W/m}^2$ , che deve perdere in qualche modo altrimenti continuerebbe a scaldarsi all'infinito. Passiamo ora all'atmosfera: in ingresso si hanno i  $67 \text{ W/m}^2$  della radiazione solare, dei  $390 \text{ W/m}^2$  della superficie terrestre solo  $350$  vengono assorbiti, gli altri  $40$  sono dispersi nello spazio attraverso la finestra atmosferica. In uscita invece si ha che l'atmosfera emette radiazione infrarossa per  $324 \text{ W/m}^2$  verso la superficie e  $195 \text{ W/m}^2$  verso lo spazio, suddivisi in  $165$  emessi da atmosfera libera e  $30$  emessi da nubi. In breve abbiamo:

$$\begin{array}{ccccccc} \text{radiazione solare} & + & \text{infrarossa da superficie} & - & \text{infrarossa da atmosfera} & = & \text{radiazione netta in atmosfera} \\ 67 & + & 350 & - & 324 & - & 195 & = & -102 \text{ W/m}^2 \end{array}$$

cioè l'atmosfera perde mediamente energia verso lo spazio esterno e quindi tende a raffreddarsi, ma questi  $102 \text{ W/m}^2$  vengono ripresi dalla superficie che li ha in eccesso. In che modo? Attraverso il rilascio di calore sensibile ( $24 \text{ W/m}^2$ , per conduzione) e calore latente ( $78 \text{ W/m}^2$ , attraverso l'evapotraspirazione). Se si calcola la radiazione in uscita dall'atmosfera (infrarossa emessa + solare riflessa + finestra atmosferica) si ottiene esattamente il valore in ingresso cioè  $342 \text{ W/m}^2$ .

Questi calcoli sono fatti supponendo che la Terra sia una sfera avente temperatura media superficiale di 288 K e che la radiazione raggiunga equamente ogni punto della sua superficie. Ma in realtà sappiamo bene che i raggi solari raggiungono la superficie terrestre con diversi angoli di inclinazione, per cui la distribuzione della radiazione varia spostandosi dall'equatore ai poli: questo fa sì che ci sia anche una diversa distribuzione della radiazione netta, sempre dall'equatore ai poli, e di conseguenza una diversa temperatura di emissione, con un gradiente meridionale della stessa. Da questo punto in poi partono le dinamiche atmosferiche che cercano di riequilibrare lo scarto energetico esistente attraverso spostamenti di masse d'aria, condizionati anche dalla rotazione terrestre, fino a formare le correnti zonali.

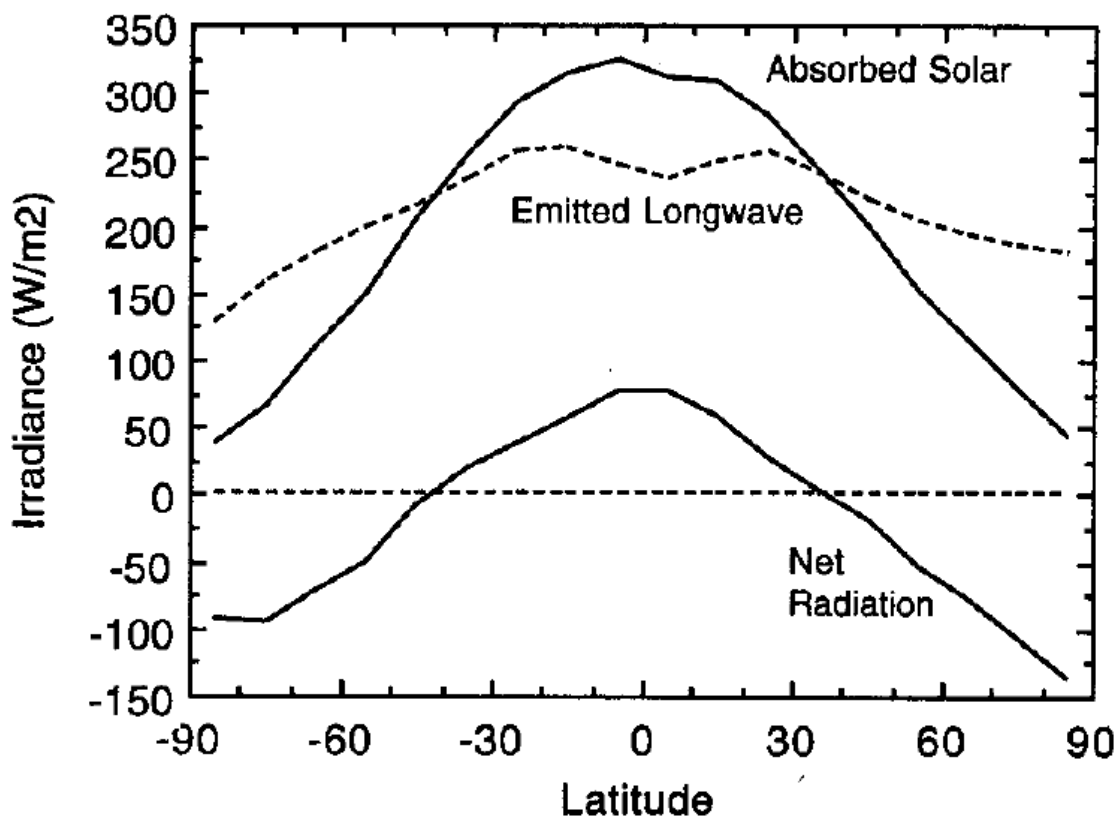


Fig. 7: Media annuale e zonale di radiazione solare assorbita, radiazione infrarossa emessa e radiazione netta.