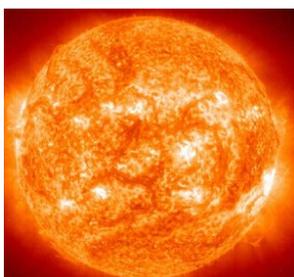


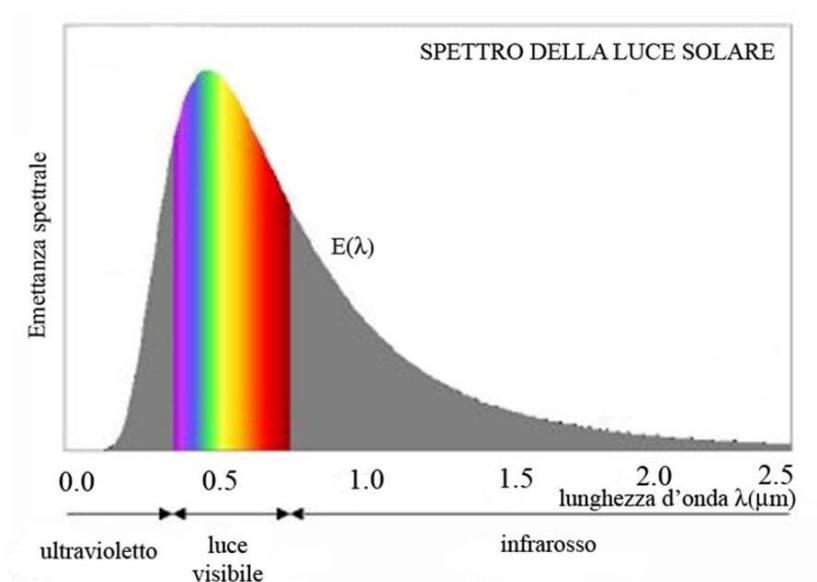
Il bilancio termico terrestre ed effetto serra

(a cura di Giancarlo Buccella)

Spettro di emissione del Sole



Il Sole emette su tutto lo spettro, dai raggi gamma alle onde radio, ma circa **il 99% della radiazione ha lunghezza d'onda compresa tra 0.15 e 4 μm** con un massimo di intensità a circa 0.5 μm .



La radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre:

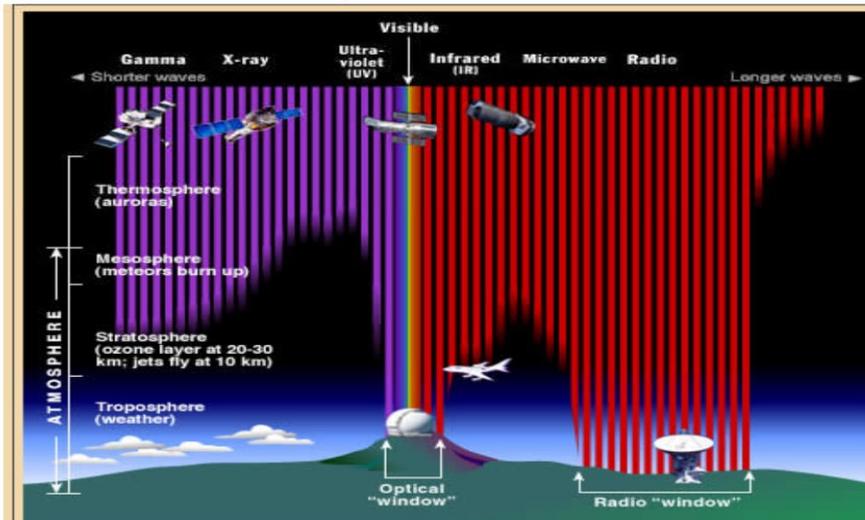
10% - radiazione ultravioletta (0.15 μm ÷ 0.4 μm)

50% - radiazione visibile (0.4 μm ÷ 0.8 μm)

40% radiazione infrarossa (0.8 μm ÷ 4 μm)

Nella seguente illustrazione viene mostrato quello che arriva al suolo della radiazione solare.

Radiazione che arriva a terra: the optical window



Come si vede anche la banda delle microonde e onde radio arriva al suolo essendo l'atmosfera trasparente ad esse, ma le loro intensità sono di 6-7 ordini di grandezza inferiori alle intensità della radiazione ottica, e non sono neanche strumentalmente misurabili.

Per quanto riguarda le radiazioni a corta lunghezza d'onda ossia raggi gamma, raggi X e UV lontano (fra $0.01 \mu\text{m}$ e $0.2 \mu\text{m}$) emessi dal Sole essi vengono in larga parte assorbiti dall'atmosfera terrestre. La nostra atmosfera agisce come uno schermo naturale contro i raggi X e altre radiazioni ionizzanti provenienti dal Sole e dallo spazio. Questo fenomeno è dovuto alla capacità di assorbimento dei gas atmosferici. Gli strati superiori dell'atmosfera, come la ionosfera, assorbono i raggi X a bassa energia, ma la maggior parte dei raggi X, quelli ad alta energia, vengono assorbiti dalla troposfera, la parte più bassa dell'atmosfera. Tuttavia, alcune frazioni percentuali (trascurabili), di tale radiazione può raggiungere comunque la superficie terrestre, specialmente durante le eruzioni solari o altri eventi solari intensi.

Al limite esterno dell'atmosfera, su una superficie di 1 cm^2 , posta perpendicolarmente alla direzione dei raggi solari, arrivano circa 8.1 J/min , questa quantità di energia non mostra significative variazioni nel tempo ed è chiamata costante solare (C):

$$C = 1367 \text{ W/m}^2$$

Quando la radiazione raggiunge l'atmosfera si possono verificare tre fenomeni.

- **Riflessione:** le radiazioni che arrivano sulle nubi e al suolo vengono riflesse senza perdere energia: circa il **30%** (indicativamente circa il 25% dall'atmosfera e 5% dal suolo).
- **Diffusione:** le radiazioni solari viaggiano in linea retta ma le molecole d'acqua e di aerosol le diffondono in tutte le direzioni (il fenomeno della diffusione spiega ad esempio perché risultano illuminate anche zone che non ricevono direttamente la luce solare).
- **Assorbimento:** le radiazioni sono assorbite dalle molecole di alcuni gas e dalle nubi e dal suolo ed in parte vengono rimesse con lunghezza d'onda maggiore (infrarosso): circa il **70%** (20% dall'atmosfera e 50% dal suolo).

Il ritorno dell'energia nello spazio avviene perciò attraverso due modalità.

- riflessione: le radiazioni sono respinte;
- irraggiamento: le radiazioni (UV, visibile e IR) sono assorbite e poi rimesse nell'infrarosso.

Questi sono valori medi, perché la radiazione varia in funzione della latitudine, stagione, ora, presenza di nubi, ecc... La radiazione riflessa complessivamente dalla Terra (30%) costituisce l'albedo.

Le radiazioni assorbite riscaldano il sistema ad una certa temperatura di equilibrio T. Si ricordi che un corpo per il solo fatto che possiede una certa temperatura emette radiazione (spesso chiamata radiazione termica) secondo la legge di Stefan-Boltzmann con una intensità totale di emissione è data dalla semplice relazione $I = \sigma T^4$ (W/m²) dove σ è una costante (detta costante di Boltzmann), e che l'emissione della radiazione termica avviene non su una singola frequenza bensì su una banda di frequenze, come illustrato dalla figura iniziale dello spettro solare. Per calcolare lo spettro a partire dalla conoscenza della temperatura del corpo occorre usare la seguente formula di emissione di corpo nero di Planck:

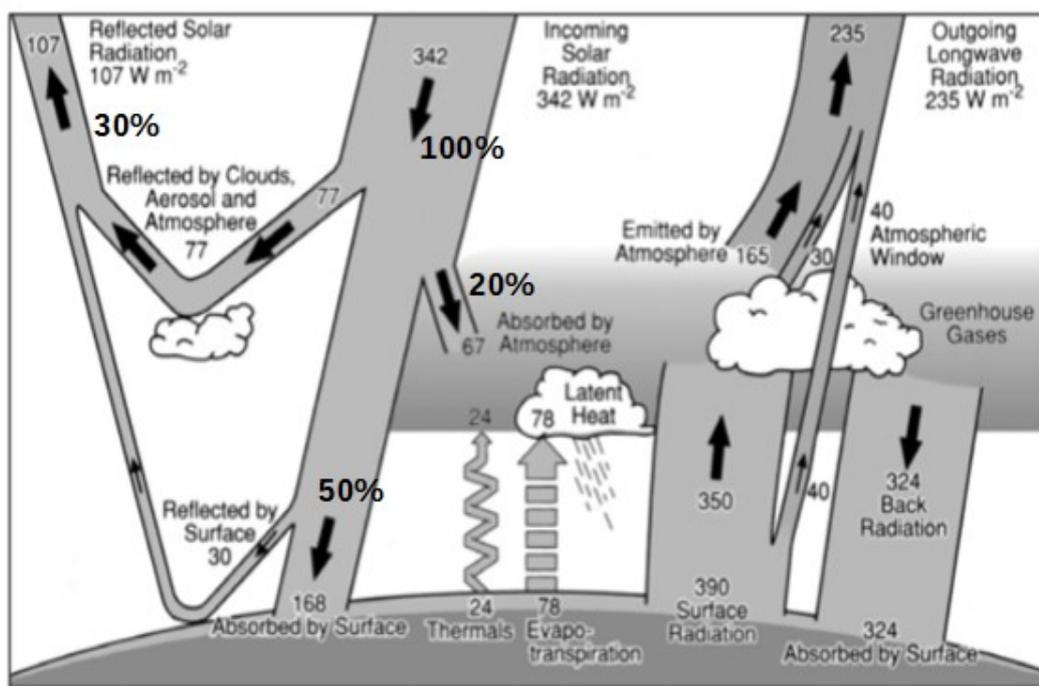
$$\varepsilon(\nu, T) = \frac{2\pi h}{c^2} \frac{\nu^3}{\exp(h\nu / k_B T) - 1} \quad (W / m^2)$$

dove ε è l'intensità specifica. Ora se si calcola ε per varie frequenze si vede che **l'intensità della radiazione emessa dalla Terra** (che ha una temperatura media di 15 °C), è **praticamente tutta concentrata nell'infrarosso, tra 5 e 25 μm con il massimo dell'emissione a 10 μm**. Questa radiazione non si disperde direttamente nello spazio ma va a riscaldare l'atmosfera dal basso la quale ne trattiene la maggior parte, circa il 90%, riemettendola in tutte le direzioni (effetto serra). Grazie a questo fenomeno la Terra ha una temperatura media di 15 °C anziché i -20 °C che avrebbe se non fosse presente l'atmosfera. Come mai allora la Terra non si riscalda con il passare del Tempo?

L'equilibrio termico della Terra è garantito da due distinti meccanismi non radiativi che trasferiscono l'energia dalla superficie terrestre all'atmosfera, che a sua volta la disperde nello spazio.

L'evapotraspirazione, cioè l'evaporazione di tutte le acque superficiali presenti sulla Terra (oceani, mari, laghi, ecc.) unita alla traspirazione delle piante, assorbe il 25% della radiazione solare. Questa energia poi si libera di nuovo come calore latente nei processi di condensazione del vapore acqueo atmosferico che avvengono in quota (nubi) o al suolo (nebbia, brina, rugiada). Il 5% dell'energia passa direttamente dal suolo o dal mare all'aria sovrastante, che per i moti di convezione si riscalda e sale in quota, disperdendo poi il calore nello spazio (calore sensibile). Se si sommano radiazione terrestre, calore latente e calore sensibile si ottiene un perfetto equilibrio tra energia in entrata ed energia in uscita dalla Terra: il bilancio energetico globale del nostro pianeta è nullo e quindi la Terra, nel complesso, non si riscalda né si raffredda. Questo però non vale se si considerano brevi periodi di tempo o zone limitate di superficie terrestre: in questo caso il bilancio energetico può essere negativo o positivo.

La seguente illustrazione mostra il bilancio radiativo fra la radiazione solare e la Terra.



Bilancio radiativo

Abbiamo visto che l'intensità media della radiazione solare al top dell'atmosfera è di 342 W/m², allora si ha:

$$I_{0,ave} = I_{riflessa} + I_{assorbita, atm} + I_{assorbita, superficie}$$

Ed i loro valori numerici, in W/m² sono (come noto dai dati sperimentali):

342 (rad. incidente media al top dell'atmosfera) = 107 (riflessa) + 67 (ass atm) + 168 (ass. sup.), arrotondando le percentuali possiamo scrivere,

$I_{riflessa} = 30\% (107 \text{ W/m}^2)$
$I_{ass atm} = 20\% (67 \text{ W/m}^2)$
$I_{ass sup} = 50\% (168 \text{ W/m}^2)$

Se ora calcoliamo l'intensità di emissione della Terra (avente temperatura media di 15°C ≅ 288 K) ci accorgiamo che essa è maggiore dell'intensità in entrata (342 W/m²), infatti si ha

$$I_{terra} = \sigma T^4 = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot 288^4 = 390 > 342 \text{ (W/m}^2\text{)}$$

Dunque ci deve essere un'altra sorgente di radiazione diretta verso la superficie, altrimenti in questo modo la Terra si raffredderebbe immediatamente, essa è data dalla radiazione infrarossa emessa dall'atmosfera verso la superficie, pari a 324 W/m² (valore sperimentale), questo è il cosiddetto "effetto serra", esso consiste dunque al fatto che l'atmosfera non lascia passare tutta la radiazione proveniente dalla superficie terrestre ma solo una parte, circa il 10%, mentre il restante 90% circa viene assorbito (circa 350 W/m²), assorbendo questa radiazione l'atmosfera si riscalda e riemette radiazione infrarossa suddivisa in due flussi, 324 W/m² verso la superficie e circa 40 W/m² in uscita verso lo spazio.

Calcoliamo il bilancio per quanto riguarda la superficie terrestre:

rad. Solare + rad infrarossa dall'atmosfera – rad. termica emessa

$$168 + 134 - 390 = 102 \text{ (W/m}^2\text{)}$$

Dunque la Terra mediamente sembrerebbe avere un surplus di energia radiante pari a 102 W/m², che deve perdere in qualche modo altrimenti si riscalderebbe.

Passiamo ora all'atmosfera: in ingresso si hanno i 67 W/m² della radiazione solare, dei 390 W/m² della superficie terrestre 350 W/m² vengono assorbiti (cioè il 90%), gli altri 40 W/m² sono dispersi nello spazio attraverso la finestra atmosferica. In uscita invece si ha che l'atmosfera emette radiazione infrarossa per 324 W/m² verso la superficie e 195 W/m² verso lo spazio, suddivisi in 165 emessi da atmosfera libera e 30 emessi da nubi. In breve abbiamo:

energia in entrata – energia in uscita

(rad. Solare + rad. IR emessa dalla superficie) – (rad. IR emessa dall'atmosfera)

$$(67 + 350) - (324 + 195) = - 102 \text{ W/m}^2$$

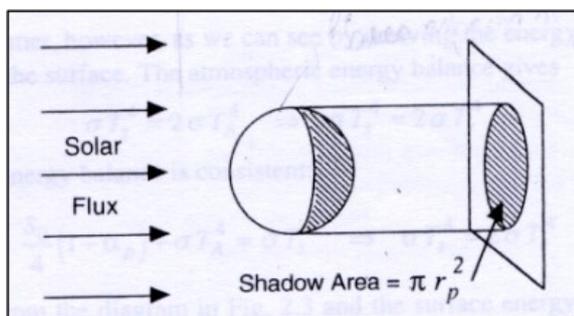
cioè l'atmosfera perde mediamente energia verso lo spazio esterno e quindi tende a raffreddarsi, ma questi 102 W/m^2 vengono ripresi dalla superficie che li ha in eccesso, come abbiamo visto nel calcolo precedente. In che modo? Attraverso il rilascio di calore sensibile (24 W/m^2 , per conduzione) e calore latente (78 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 W/m^2 ottenendo così un perfetto bilancio energetico.

Temperatura di emissione di un pianeta

La temperatura di emissione di un pianeta è per definizione la temperatura di corpo nero con la quale esso deve emettere per raggiungere il bilancio energetico, ovvero l'equilibrio tra energia incidente ed emessa. Essa è quindi la temperatura per cui si ha:

$$\text{radiazione solare assorbita} = \text{radiazione emessa dal pianeta}$$

Per calcolare la radiazione solare assorbita, partiamo dalla costante solare S_0 che rappresenta l'energia per unità di area e di tempo che raggiunge una superficie perpendicolare posta alla distanza Sole-Terra pari ad 1 u.a. Quindi l'energia incidente sul pianeta è data dal prodotto della costante solare per l'area che il pianeta espone alla radiazione incidente perpendicolarmente ad essa (nell'approssimazione che i raggi solari siano paralleli, approssimazione valida in quanto il diametro dei pianeti è molto minore della loro distanza dal sole). Tale superficie si chiama "shadow area" (vedi figura seguente).



Quindi al top dell'atmosfera terrestre l'intensità della radiazione solare riferita all'unità di area posta perpendicolarmente alla radiazione, vale:

$$\text{Intensità al top dell'atmosfera} = I_0 = 1367 \text{ W / m}^2$$

Questo flusso incide alla shadow area (area “associata” dell’emisfero illuminato) di πR^2 (indicando con R il raggio della Terra)

$$\text{Radiazione incidente alla shadow area} \equiv I_a = I_0 \pi R^2 \quad (\text{W})$$

Questo è un valore teorico mentre è senz’altro più utile riferirsi all’intensità media spalmata su tutta la superficie dell’emisfero illuminato, e poiché la Terra ruota occorrerà riferirsi (cioè spalmare) l’intensità incidente su tutta la superficie della sfera terrestre, che vale $4\pi R^2$, avendosi

$$I_{0,ave} = \frac{I_a}{4\pi R^2} = \frac{I_0 \pi R^2}{4\pi R^2} = \frac{I_0}{4} = \frac{1367}{4} = 342 \text{ W / m}^2$$

Questa è l’intensità *media* (cioè spalmata su tutta la superficie terrestre) della radiazione solare incidente sulla Terra al top dell’atmosfera.

Ora bisogna tenere presente che non tutta la radiazione incidente viene assorbita, ma parte di essa viene riflessa. La misura della riflettività di un pianeta è detta albedo. Albedo = α = frazione di radiazione riflessa dal pianeta, per la Terra esso vale 0.3, cioè circa il 30% della radiazione incidente viene riflessa nello spazio.

Per dare alcuni riferimenti quantitativi di albedo si veda la seguente tabella.

Neve fresca	0.9
Oceano	0.1
Prato	0.2
Deserto	0.4
Valore medio terrestre	0.3

Quindi tenendo conto dell’albedo l’intensità media assorbita dal sistema Terra + atmosfera, ossia l’energia che entra nel sistema, è:

$$\text{radiazione media assorbita: } I_a = \frac{I_0}{4} (1 - \alpha) = 70\% I_{0,ave} = \frac{1367}{4} (1 - 0.3) = 240 \text{ W / m}^2$$

Questo significa che i restanti 102 W/m² devono tornare verso lo spazio.

A) Temperatura di emissione della Terra senza considerare l'atmosfera

Per determinare la temperatura di emissione del pianeta Terra si deve quindi eguagliare la radiazione assorbita appena calcolata con quella emessa da un corpo nero alla temperatura T, che si ricava dalla legge di Stefan-Boltzmann che afferma che l'intensità della radiazione emessa da qualsiasi corpo che abbia una certa temperatura T vale: $I = \sigma T^4$ (dove σ è la costante di Boltzmann che vale $5.67 \cdot 10^{-8}$ W/m²K⁴), uguagliando le due intensità in entrata (assorbita dal sistema) e uscita:

$$I_{\text{assorbita}} = I_{\text{emessa}} \quad (\text{energia assorbita} = \text{energia emessa})$$

$$\frac{I_0}{4}(1-\alpha) = \sigma T_e^4$$

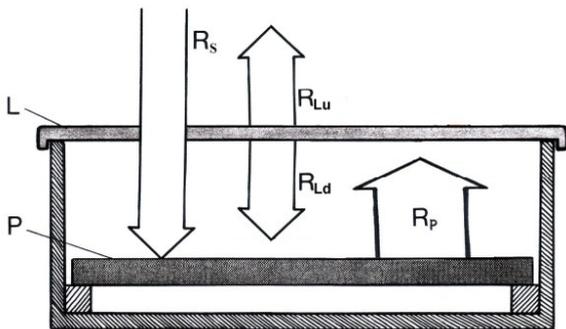
$$T_e = \sqrt[4]{\frac{I_0}{4\sigma}(1-\alpha)} = \sqrt[4]{\frac{1367}{4 \cdot 5.67 \cdot 10^{-8}}(1-0.3)} = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$$

Questo valore della temperatura media per il pianeta Terra è evidentemente molto minore del valore osservato, pari a circa 288K = 15°C. Per capire questa differenza bisogna prendere in considerazione l'effetto serra. In questo calcolo infatti abbiamo trascurato la presenza dell'atmosfera, quindi la temperatura trovata non è quella reale, ma quella che si avrebbe in assenza di atmosfera. Si può quindi concludere che il sistema Terra-atmosfera non può essere semplicemente considerato come un corpo nero che emette alla temperatura della superficie terrestre, in quanto gran parte della radiazione infrarossa emessa dalla Terra viene assorbita dall'atmosfera, (90% circa). In tal senso quindi, la temperatura della superficie terrestre non rispecchia quella di un corpo nero in equilibrio con la radiazione solare incidente. La temperatura di emissione così ottenuta risulta però essere in buon accordo con la temperatura della tropopausa. La ragione di tutto ciò risiede nel fatto che la tropopausa rappresenta il limite sopra al quale non c'è più apprezzabile assorbimento di radiazione IR, quindi il sistema visto dalla tropopausa è in effetti approssimabile al corpo nero in termini di emissione, in equilibrio con la radiazione solare incidente.

Effetto serra

Consideriamo per iniziare il caso di una serra avente un tetto “ideale”, ossia *trasparente a tutta la radiazione solare tranne la componente nel lontano infrarosso*, frazione molto piccola dell'intera radiazione solare (infatti abbiamo visto che quasi tutta la radiazione solare è compresa fra 0.15 e 4 μm e che invece assorba *tutta* la radiazione termica nell'infrarosso lontano, diciamo oltre i 4 μm , sappiamo infatti che la radiazione emessa dalla superficie terrestre è compresa fra 5 e 25 μm , quindi in questa banda il vetro della serra è opaco mentre è perfettamente trasparente per la banda entrante fra 0.15 e 4 μm).

Ovviamente nessun materiale realizza esattamente queste condizioni, ma alcuni le approssimano abbastanza bene, il vetro ne è un ottimo esempio; comunque l'assorbimento dipende sempre anche dallo spessore della lastra. Il tetto L (vedi figura) riceve e assorbe energia dalla radiazione termica R_p emessa dalla piastra (terreno), quindi si riscalda ed emette radiazione verso l'esterno R_{Lu} (up) e verso la piastra R_{Ld} (down). Nella situazione stazionaria ora la piastra deve emettere una quantità di energia radiante infrarossa in grado di bilanciare l'energia che riceve dal Sole e quella che riceve dal tetto R_{Ld} .



Bilancio radiativo:

$$R_s + R_{Ld} = R_p \quad (a)$$

$$R_p = R_{Lu} + R_{Ld} \quad (b)$$

Sommando membro a membro

$$R_s + R_{Ld} + R_p = R_p + R_{Lu} + R_{Ld} \quad \text{ossia}$$

$$R_s = R_{Lu} \quad (\text{energia entrante} = \text{energia uscente})$$

per le proprietà del vetro del tetto della serra si può porre $R_{Ld} \cong R_{Lu}$ (poco assorbimento, vetro sottile), dunque

$R_S = R_{Ld}$ ed allora dalla (a) ne viene che

$$R_p = 2R_S \quad (1)$$

Ciò significa che il flusso di radiazione dal coperchio alla piastra R_{Ld} è circa uguale a quello del sole così che l'energia totale che arriva alla piastra è il doppio dell'energia che arriva in assenza del tetto e la piastra dovrà ora emettere un'energia doppia di quella che arriva sulla piastra dal sole. Per valutare questo aumento di temperatura dobbiamo ricorrere alla legge di Stefan-Boltzmann.

L'energia emessa, o meglio e più precisamente la sua intensità (energia emessa ogni secondo riferita all'unità di superficie- W/m^2) da un corpo per radiazione termica è proporzionale alla quarta potenza della sua temperatura assoluta (Legge di Stefan-Boltzmann)

$$I = \sigma T^4$$

Si ha evidentemente $R_p = \sigma T_{superficie}^4$; $R_S = I_a$

Avendo indicato con I_a l'intensità assorbita dal sistema (cioè in entrata)

allora la relazione (1) ci dice che

$$\sigma T_{sup}^4 = 2I_a$$

$$T_{sup} = \sqrt[4]{\frac{2I_a}{\sigma}} = \sqrt[4]{2} \sqrt[4]{\frac{I_a}{\sigma}}$$

Se invece rimuoviamo la serra si ha: energia entrante = energia uscente $I_a = \sigma T_{sup,0}^4$ cioè

$$T_{sup,0} = \sqrt[4]{\frac{I_a}{\sigma}} \text{ avendosi}$$

$$T_{sup} = \sqrt[4]{2} T_{sup,0}$$

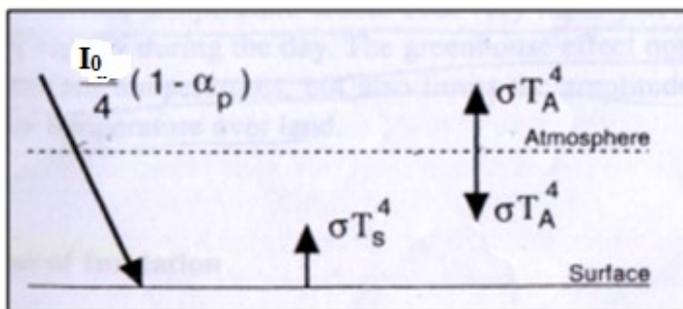
cioè

$$T_{sup} = 2^{1/4} T_{sup,0} = 1.189 T_{sup,0} \approx T_{sup,0} + 0.2 T_{sup,0} = T_{sup,0} + 20\% T_{sup,0}$$

In conclusione la presenza della serra, con le premesse fatte, fa aumentare la temperatura al suolo del 20%.

B) Temperatura di emissione della Terra considerando l'atmosfera come corpo nero

Tornando al nostro sistema consideriamo un'atmosfera costituita da un unico strato a temperatura T_A che si comporti come un corpo nero nei confronti della radiazione terrestre (ossia con emissività $\varepsilon = 1$) ma che sia trasparente alla radiazione solare (in analogia al comportamento della serra). L'atmosfera risulta quindi in grado di interagire in modo assai differente con la radiazione terrestre (infrarosso lontano) e solare (ultravioletto, visibile e infrarosso vicino). Calcoliamo il bilancio energetico per questo sistema Terra-atmosfera, in perfetta analogia con il calcolo precedente relativo alla serra.



Il bilancio al top dell'atmosfera: siccome l'atmosfera nel modello che stiamo considerando assorbe tutta la radiazione terrestre (infrarosso lontano) ed emette come un corpo nero, l'unica radiazione emessa verso lo spazio sarà quella atmosferica, quindi il bilancio va ora riferito alla temperatura dell'atmosfera T_A :

rad. entrante (assorbita dal sistema) = rad. uscente (dovuta al corpo nero atmosfera)

$$\frac{I_0}{4}(1 - \alpha) = \sigma T_A^4$$

o usando la notazione già introdotta, con I_a indicante l'intensità media assorbita dal sistema, si ha

$$I_a = \sigma T_A^4$$

Consideriamo ora il bilancio energetico del solo strato atmosferico, esso emette energia radiante sia verso l'alto che verso il basso, quindi l'energia uscente da essa è $2\sigma T_A^4$, mentre l'energia entrante (ricordando che atmosfera lascia passare indisturbata la radiazione entrante) è l'energia di emissione (infrarosso lontano) della superficie della Terra, indicando con T_S la sua temperatura superficiale, essa vale σT_S^4 , quindi possiamo scrivere che per l'atmosfera si ha

$$2\sigma T_A^4 = \sigma T_S^4$$

Abbiamo dunque il sistema

$$I_a = \sigma T_A^4$$

$$2\sigma T_A^4 = \sigma T_S^4$$

Risolvendo si ha ($I_a = 240 \text{ W/m}^2$):

$$T_S = \sqrt[4]{\frac{2I_a}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{2 \cdot 240}{5.67 \cdot 10^{-8}}} = 303 \text{ K} = 30^\circ\text{C}$$

$$T_A = \sqrt[4]{\frac{I_a}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{240}{5.67 \cdot 10^{-8}}} = 255 \text{ K} = -18^\circ\text{C}$$

Dalla prima relazione si evince che

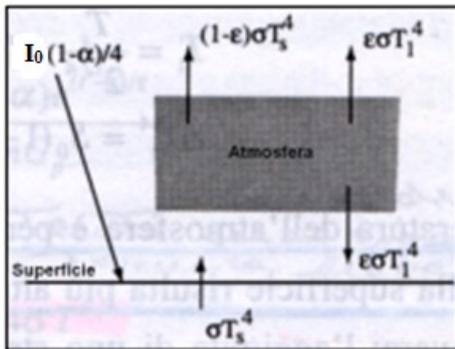
$$T_S = \sqrt[4]{2} T_A \approx 1.2 T_A$$

In accordo con quanto visto sopra per la serra.

In questo grossolano modello di schematizzazione del bilancio radiativo della Terra abbiamo ottenuto una chiara indicazione che la temperatura superficiale della Terra è sicuramente più alta di quella calcolata nel nostro primo approccio dove avevamo ignorato la presenza dell'atmosfera, ma il valore ottenuto è troppo alto, infatti la temperatura media al suolo della Terra è circa 15°C . Questa discrepanza è dovuta dall'aver considerato l'atmosfera emettere come un corpo nero, mentre in realtà non lo è. Perciò dovremo considerare la sua emissività (ε) e trasmissività ($1-\varepsilon$) (esso emette radiazione infrarossa come un corpo grigio $\varepsilon\sigma T_A^4$ ed assorbe parte dell'infrarosso terrestre (circa il 80%, quindi $\varepsilon \approx 0.8$) lasciando passare la frazione rimanente $(1-\varepsilon)\sigma T_S^4$).

C) Temperatura di emissione della Terra considerando l'atmosfera come corpo grigio

La figura precedente va modificata nel seguente modo: indichiando con I_a la radiazione entrante nel sistema, cioè quella assorbita, con I_S la radiazione di corpo nero della Terra, e con I_A la radiazione dell'atmosfera si ha (nella figura indicata con il pedice 1):



Scriviamo allora il bilancio per lo strato dell'atmosfera:

$$2\epsilon\sigma T_A^4 + (1-\epsilon)\sigma T_S^4 = \sigma T_S^4 \Rightarrow 2\epsilon\sigma T_A^4 = \epsilon\sigma T_S^4$$

ed il bilancio per la superficie terrestre

$$I_a + \epsilon\sigma T_A^4 = \sigma T_S^4$$

Risolvendo il sistema si ha

$$2\epsilon\sigma T_A^4 = \epsilon\sigma T_S^4$$

$$I_a + \epsilon\sigma T_A^4 = \sigma T_S^4$$

Si ha

$$T_S = \sqrt[4]{\frac{2I_a}{\sigma(2-\epsilon)}}$$

$$T_A = \sqrt[4]{\frac{I_a}{\sigma(2-\epsilon)}}$$

Da cui si vede che per $\epsilon = 1$ si ricade nel caso precedente, siccome $\epsilon < 1$ ora la T_S sarà minore.

Utilizzando il valore dell'emissività come valutato dall'IPCC (vedi N.B.) pari a 0.6 si ha

$$T_S = \sqrt[4]{\frac{2 \cdot 240}{5.67 \cdot 10^{-8}(2-0.6)}} = 296 \text{ K} = 23^\circ\text{C}$$

$$T_A = \sqrt[4]{\frac{240}{5.67 \cdot 10^{-8}(2-0.6)}} = 234 \text{ K} = -38^\circ\text{C}$$

Per ottenere il valore corretto della temperatura terrestre occorre usare il valore 0.77 per l'emissività:

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{2 \cdot 240}{5.67 \cdot 10^{-8} (2 - 0.77)}} = 288 \text{ K} = 15^\circ\text{C}$$

$$T_A = \sqrt[4]{\frac{240}{5.67 \cdot 10^{-8} (2 - 0.77)}} = 242 \text{ K} = -31^\circ\text{C}$$

Rispetto alla trattazione precedente la temperatura della superficie risulta correttamente più bassa, passando dai 30 °C a 15 °C a seguito dell'introduzione dell'emissività, con valore di $\epsilon = 0.77$.

La T_s è diminuita del fattore $[1/(2 - \epsilon)]^{1/4}$ rispetto al caso precedente in cui l'atmosfera era considerata con $\epsilon = 1$.

Considerazione finale.

Riguardo ai calcoli fatti, si tenga presente che non è il modello utilizzato non è ancora ad un livello tale di raffinatezza tale da restituire il valore corretto della temperatura terrestre. E' un esempio semplice ed idealizzato che serve solo a far capire come ci si può progressivamente avvicinare alla descrizione della realtà, a partire dal primo modello grezzo, attraverso ipotesi via via più realistiche. Ad esempio, per la radiazione solare entrante di fatto si considera solo l'albedo del pianeta e nessuna interazione in atmosfera e non è così semplice. La fisica dell'atmosfera è molto complessa, interagiscono fra loro diversi componenti e non tutto è chiaro e definito fin nei dettagli.

Nota: l'emissività dell'atmosfera, come quella di qualsiasi altro materiale, può variare in base a diversi fattori. L'emissività è una misura della capacità di un materiale di emettere radiazione termica, ed è solitamente espressa come un valore compreso tra 0 e 1, dove 0 rappresenta un materiale che riflette tutta la radiazione termica incidente (è un ottimo riflettore), e 1 rappresenta un materiale che emette tutta la radiazione termica incidente (corpo nero).

N.B. L'IPCC riporta un flusso di radiazione termica in uscita (OLR) di $I_{uscita} = 239$ (237-242) W/m^2 , in cui i valori indicate in parentesi indicano gli intervalli di confidenza al 95%, a partire dal 2015, ed un SRL (radiazione in entrata) $I_{entrata} = 398 \text{ W/m}^2$. Questi valori indicano che l'atmosfera (con le nuvole incluse) riduce l'emissività complessiva della Terra, rispetto alle sue emissioni superficiali, di

un fattore di $\frac{I_{uscita}}{I_{entrata}} = \frac{239}{398} = 0.6$. In altre parole, le emissioni nello spazio sono date da

$$I_{uscita} = \epsilon_{eff} \sigma T^4 \text{ dove}$$

$$\epsilon_{eff} \approx 0.6$$

è l'emissività effettiva della Terra vista dallo spazio

e $T_s \equiv (I_{entrata}/\sigma)^{1/4} \approx 289 \text{ K}$ (16 °C) è la temperatura effettiva della superficie.

<https://en.wikipedia.org/wiki/Emissivity>

Curiosità: l'inversione termica

Si parla di inversione termica quando la temperatura dell'aria aumenta salendo di quota per alcune centinaia di metri, invece di diminuire.

L'inversione termica al suolo è un fenomeno temporaneo dovuto al fatto che la roccia di notte si raffredda molto rapidamente e conseguentemente gli strati a contatto con il suolo risultano più freddi di quelli sovrastanti. Al sorgere del sole il fenomeno scompare. Il fenomeno è più frequente in inverno quando le notti sono lunghe e fredde. Fenomeno analogo si ha nelle zone montuose, quando il sole al mattino riscalda prima le zone elevate, mentre nelle vallate profonde si conservano il freddo e l'umidità notturna.

L'inversione termica in quota è più duratura e si verifica quando una massa d'aria scende e si riscalda per compressione: se non si rimescola con quella più fredda presente al suolo, troviamo una temperatura inferiore in basso rispetto agli strati più alti. Se l'aria al suolo è carica di umidità si formano le nebbie come quelle invernali tipiche della Pianura Padana dove, nelle grandi città, le goccioline si mescolano ai fumi e alle polveri formando lo smog, che rimane imprigionato dalla cappa di aria calda sovrastante impedendone il rimescolamento.