

Corso di Oceanografia Polare

6 CFU

48 Ore

SSD GEO/12

Docenti

Prof. Yuri Cotroneo

Prof. Pasquale Castagno

Atmosfera e sua composizione,
Radiazione solare e Terrestre,
Budget di calore



Corso di Oceanografia Polare



**Ricercatori in Oceanografia e Fisica
dell'Atmosfera**

Dipartimento di Scienze e Tecnologie

Università degli Studi di Napoli

«Parthenope»

yuri.cotroneo@uniparthenope.it

Pasquale.castagno@uniparthenope.it



LETTURE CONSIGLIATE PER I FONDAMENTI DI OCEANOGRAFIA E CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA

- **"Descriptive Physical oceanography: an introduction**
Talley, Pickard, Emery, Swift
Ed. Elsevier
- **"Introduction to Physical Oceanography"**
Robert Stewart Texas A&M University
PDF ONLINE
- **"La Meteorologia"**
Andrea Corigliano
Ronca Editore



- **Marshall and Plumb - ATMOSPHERE, OCEAN, AND CLIMATE DYNAMICS: AN INTRODUCTORY TEXT**
Ed. Elsevier
- **Intergovernmental Panel on Climate Change**
Assessment Report 4

Atmosfera terrestre: unicità e importanza



Earthrise is a photograph of Earth and some of the Moon's surface that was taken from lunar orbit by astronaut William Anders on December 24, 1968, during the Apollo 8 mission



Atmosfera terrestre: unicità e importanza



Atmosfera terrestre: unicità e importanza



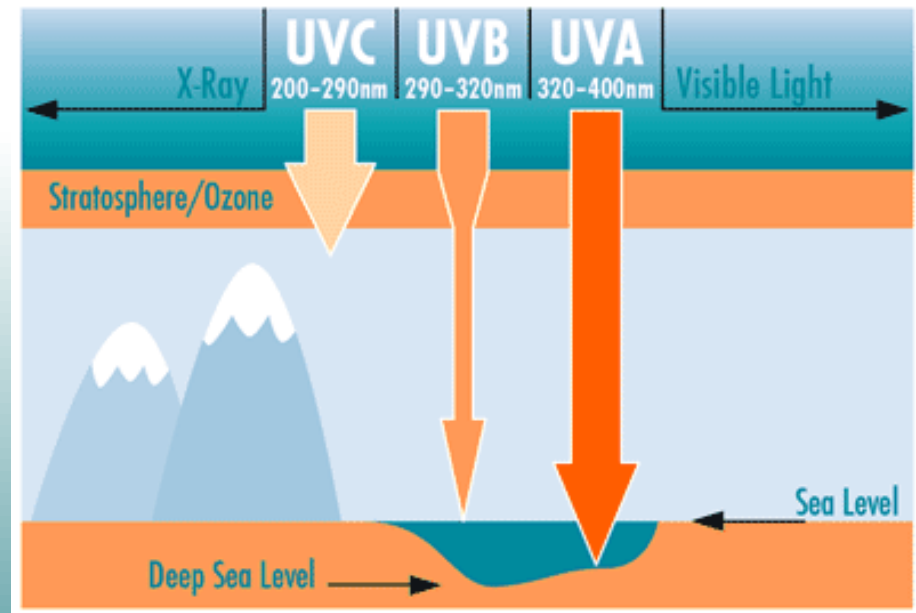
L'atmosfera è un involucro gassoso che circonda il nostro pianeta da 4.6 miliardi di anni con una composizione che è stata, «quasi da subito», il 70% di quella attuale.

Atmosfera terrestre: unicità e importanza



Meteor Crater Arizona Source:
The crater is 1200 m in diameter and 170 m deep. The impact created a rim that is 45 m above the surrounding area.

Il compito primario è proteggere la Terra da una serie di «oggetti» provenienti dallo spazio. Tra questi i frammenti di roccia che noi osserviamo come «stelle cadenti» oppure alcune particolari radiazioni emesse dal Sole come le radiazioni UVB e UVC.

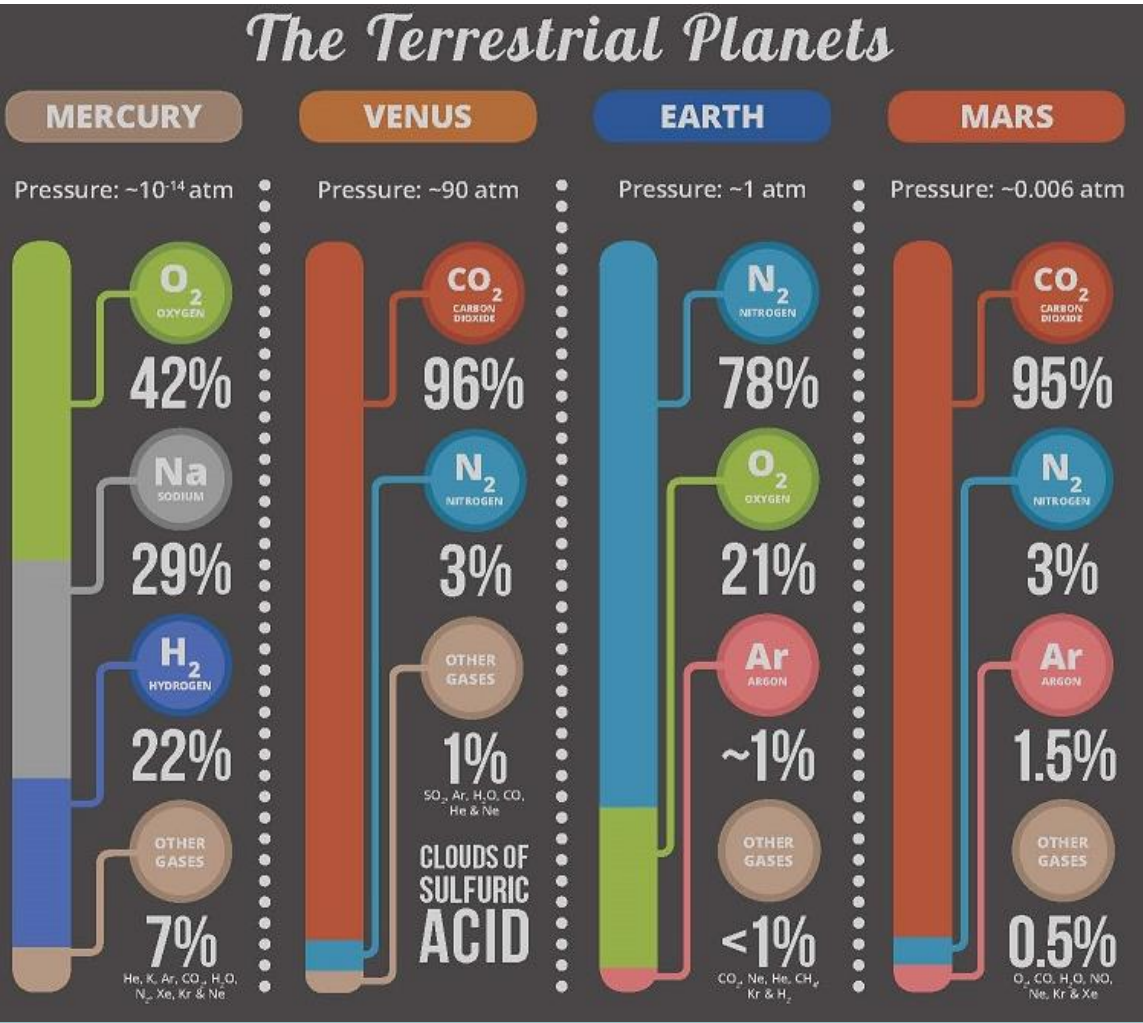


Atmosfera terrestre: unicità e importanza



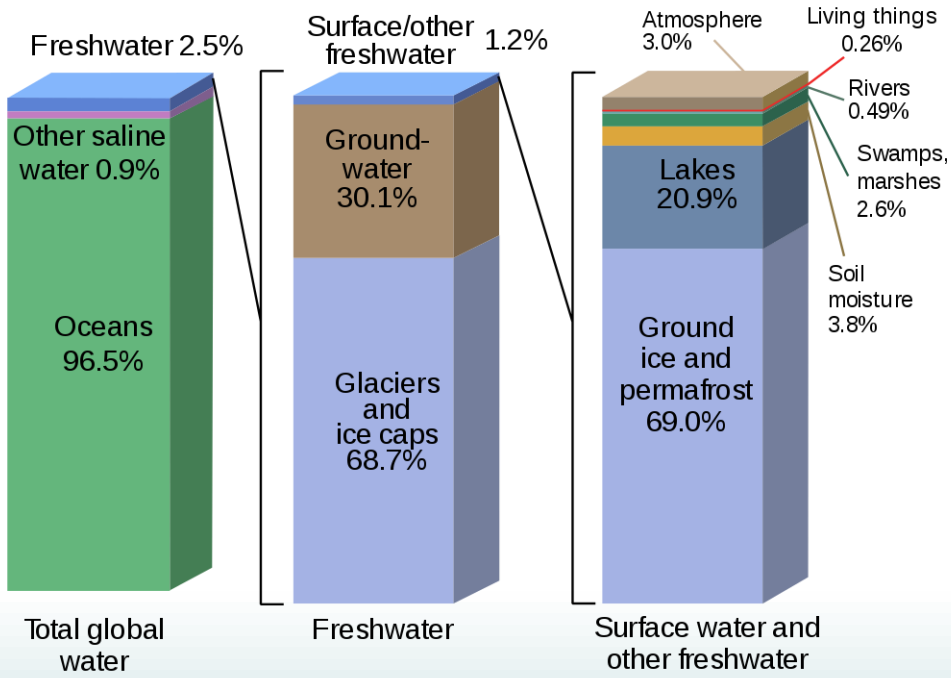
Ma l'atmosfera funziona da «filtro» anche per le radiazioni emessa dalla Terra. Alcuni gas contenuti in atmosfera, i cosiddetti gas serra sono capaci di trattenere il calore terrestre mantenendo la temperatura media del pianeta in un intervallo che ha consentito, e consente, lo sviluppo della vita.

Atmosfera terrestre: unicità e importanza





Atmosfera terrestre: unicità e importanza



Atmosfera terrestre: evoluzione e composizione

Il pianeta Terra si è formato 4.6 miliardi di anni fa, da un insieme di gas e polveri. L'accrescimento di questo giovane pianeta è stato subito segnato da numerosissimi impatti con corpi celesti.

La forza e la numerosità degli impatti hanno portato alla liberazione di grandi quantità di energia che ha innescato i processi di fusione dei materiali pesanti contenuti negli asteroidi.

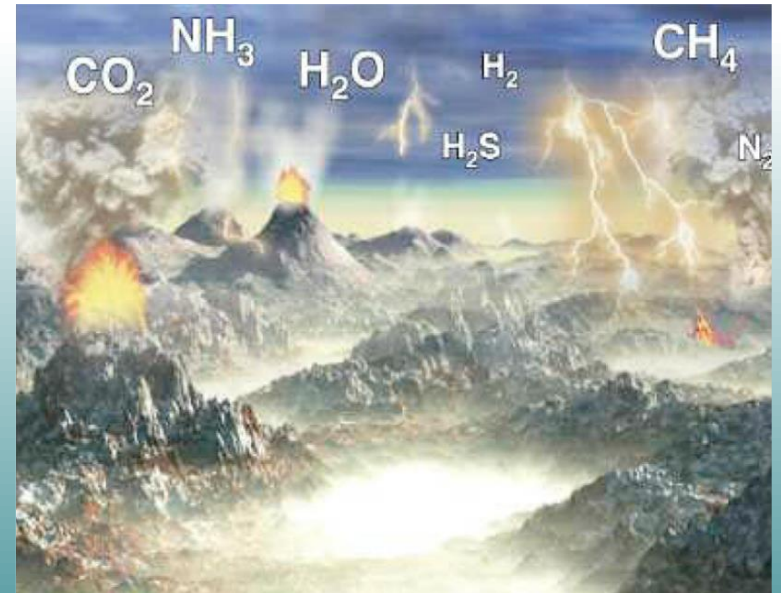


Atmosfera terrestre: evoluzione e composizione

Gli impatti hanno anche portato alla liberazione di gas come Elio, Idrogeno, Metano, Ammoniaca e Vapore Acqueo che hanno costituito l'atmosfera primordiale.

A causa della volatilità dell'Elio e delle radiazioni solari, questa atmosfera durò molto poco.

Successivamente, 4 miliardi di anni fa, cominciò la formazione della crosta solida con emissione di gas attraverso i fenomeni vulcanici e le crepe presenti nella giovane crosta.



Atmosfera terrestre: evoluzione e composizione

Con il raffreddamento della crosta terrestre, il vapore acqueo iniziò a condensare dando origine alle piogge e ai primi oceani, ricchi di CO₂ proveniente dall'atmosfera, di Ferro, Calcio e Magnesio provenienti dall'interazione dell'acqua con la crosta terrestre.

INIZIA QUI LA STORIA DELL'ATMOSFERA COME LA CONOSCIAMO OGGI

Atmosfera terrestre: evoluzione e composizione

Gas fissi

Gas Variabili

gas / vapore (sostanza)	peso mol g	densità in cond. std kg/m3	percentuale volumetrica % o ppm		contenuto molare moli/m3	contenuto in molecole molecole/m3
					
azoto (N ₂)	28,01	1,251	78,084	%	34,87436059	2,10E+25
ossigeno (O ₂)	32	1,429	20,946	%	9,353698125	5,63E+24
argon (Ar)	39,95	1,783	0,934	%	0,416851564	2,51E+23
neon (Ne)	20,18	0,9	18,18	ppm	8,108E-04	4,88E+20
elio (He)	4,003	0,1785	5,24	ppm	2,337E-04	1,41E+20
monossido di azoto (NO)	30,01	1,34	5	ppm	2,233E-04	1,34E+20
kripton (Kr)	83,8	3,68	1,14	ppm	5,006E-05	3,01E+19
metano (CH ₄)	16,04	0,7167	1,7	ppm	7,596E-05	4,57E+19
idrogeno (H ₂)	2,02	0,0899	0,55	ppm	2,448E-05	1,47E+19
ossido di diazoto (N ₂ O)	44,01	1,98	0,5	ppm	2,249E-05	1,35E+19
xeno (Xe)	131,3	5,85	0,087	ppm	3,876E-06	2,33E+18
ossido di carbonio (CO)	28,01	1,2501	0,2	ppm	8,926E-06	5,38E+18
biossido di zolfo (SO ₂)	64,06	2,9268	0,01	ppm	4,569E-07	2,75E+17
ozono (O ₃)	48	2,144	0,02	ppm	8,933E-07	5,38E+17
anidride carbonica (CO ₂)	44	1,9768	407	ppm	1,829E-02	1,10E+22
vapor acqueo (H ₂ O)	18,016	0,804	1924,1	ppm	8,587E-02	5,17E+22

Atmosfera terrestre: evoluzione e composizione

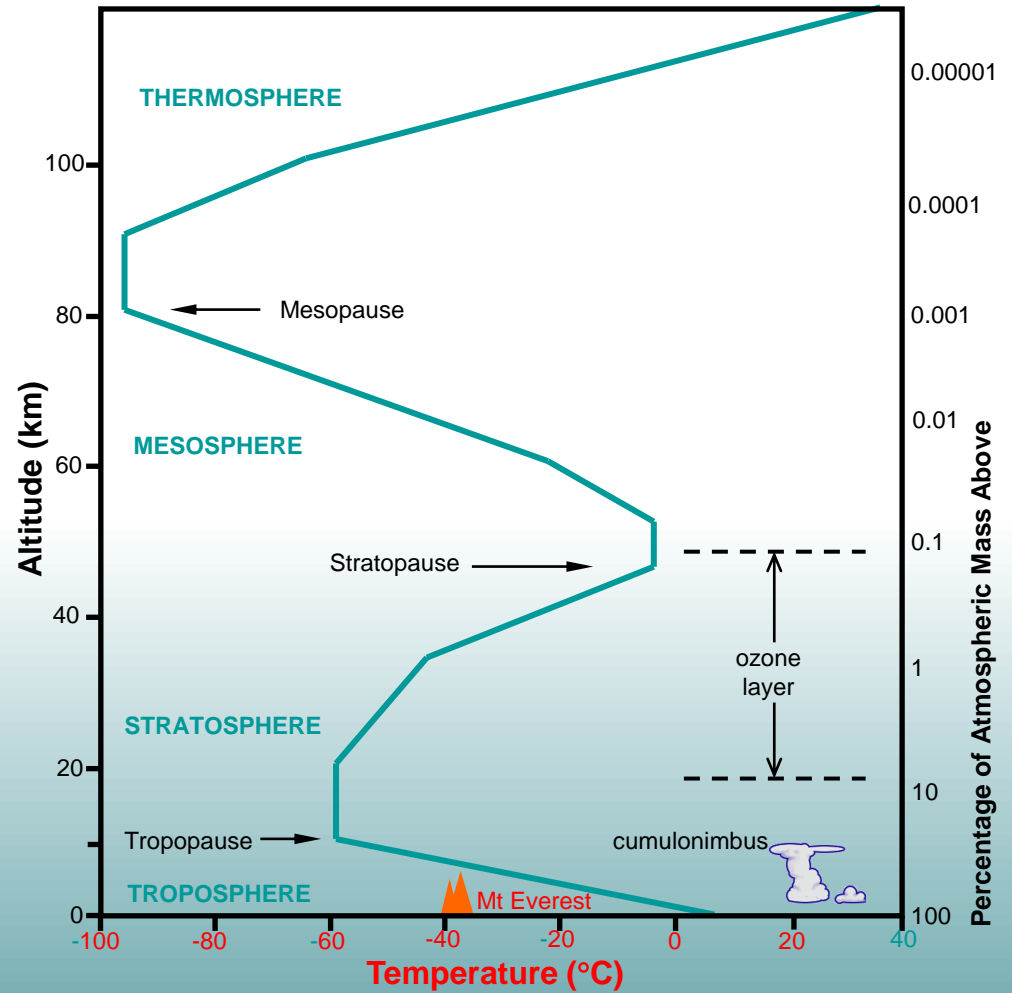


La composizione chimica dell'atmosfera è una caratteristica molto importante per il pianeta Terra. Da questa composizione dipende l'interazione del pianeta con la radiazione solare e con questa, il clima globale.

Con l'aumentare dell'altezza la pressione atmosferica diminuisce, e la decrescita non è lineare a causa della comprimibilità del fluido e quindi della diversa densità dell'atmosfera stessa con la quota.

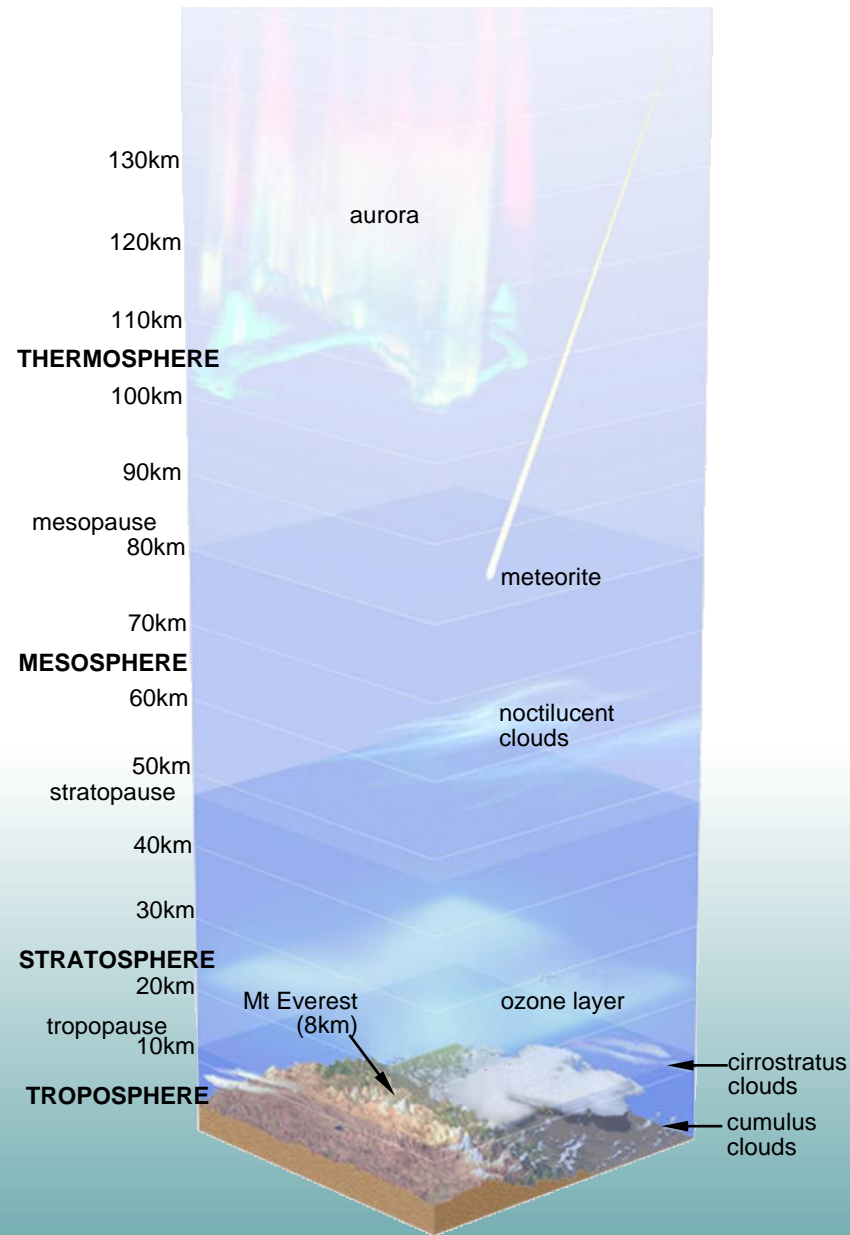


Andamento della temperatura lungo la verticale



Viene suddivisa in più strati di diverso spessore, in base all'andamento della temperatura.

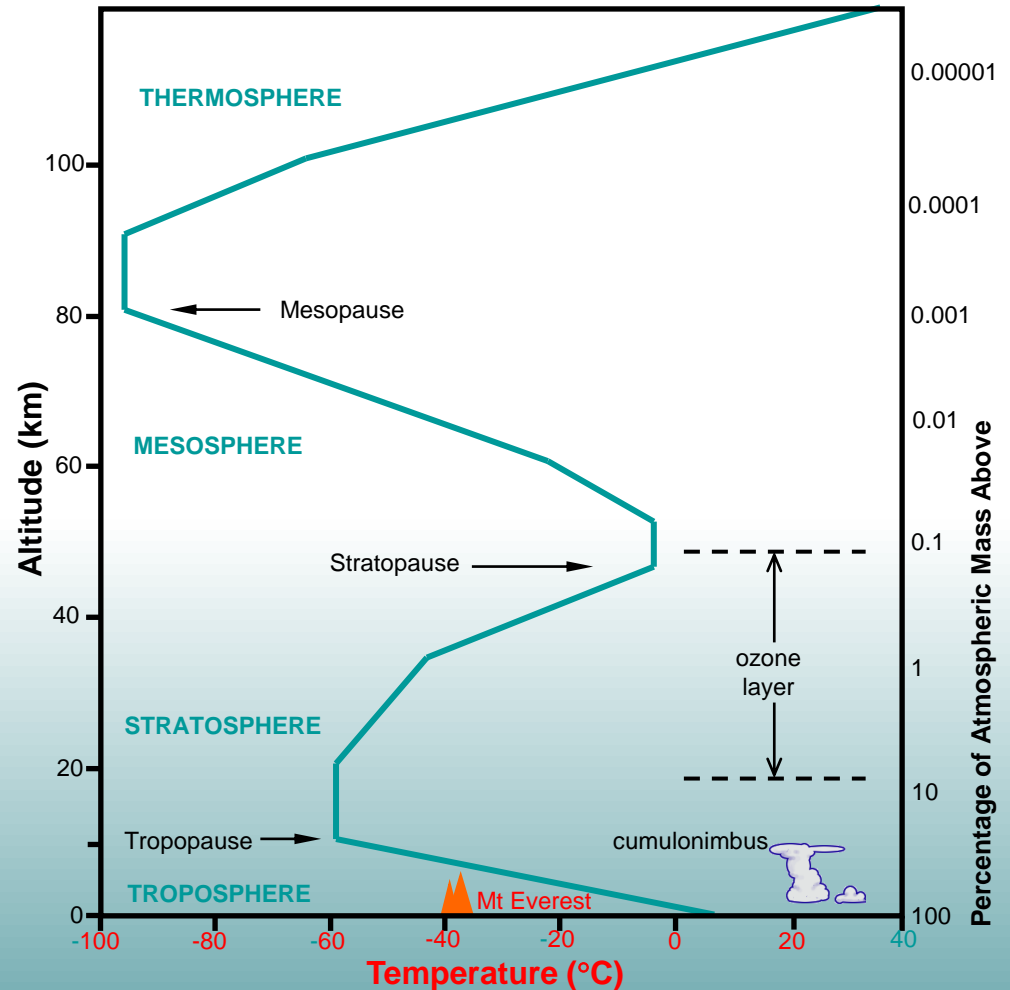
- **Troposfera**
- **Stratosfera**
- **Mesosfera**
- **Termosfera**
- **Esosfera**



La troposfera

È lo strato più basso dell'atmosfera terrestre quello in cui siamo immersi, dove i vari gas hanno la più alta concentrazione. Il suo spessore varia da circa 10 km sopra ai poli a 20 km in prossimità dell'equatore. La troposfera viene riscaldata dal calore proveniente dalla superficie della Terra e la sua temperatura diminuisce salendo verso l'alto secondo un gradiente termico verticale pari a 0.6 °C ogni 100 metri. Nella troposfera avvengono i fenomeni atmosferici come il vento, la formazione delle nuvole, le precipitazioni.

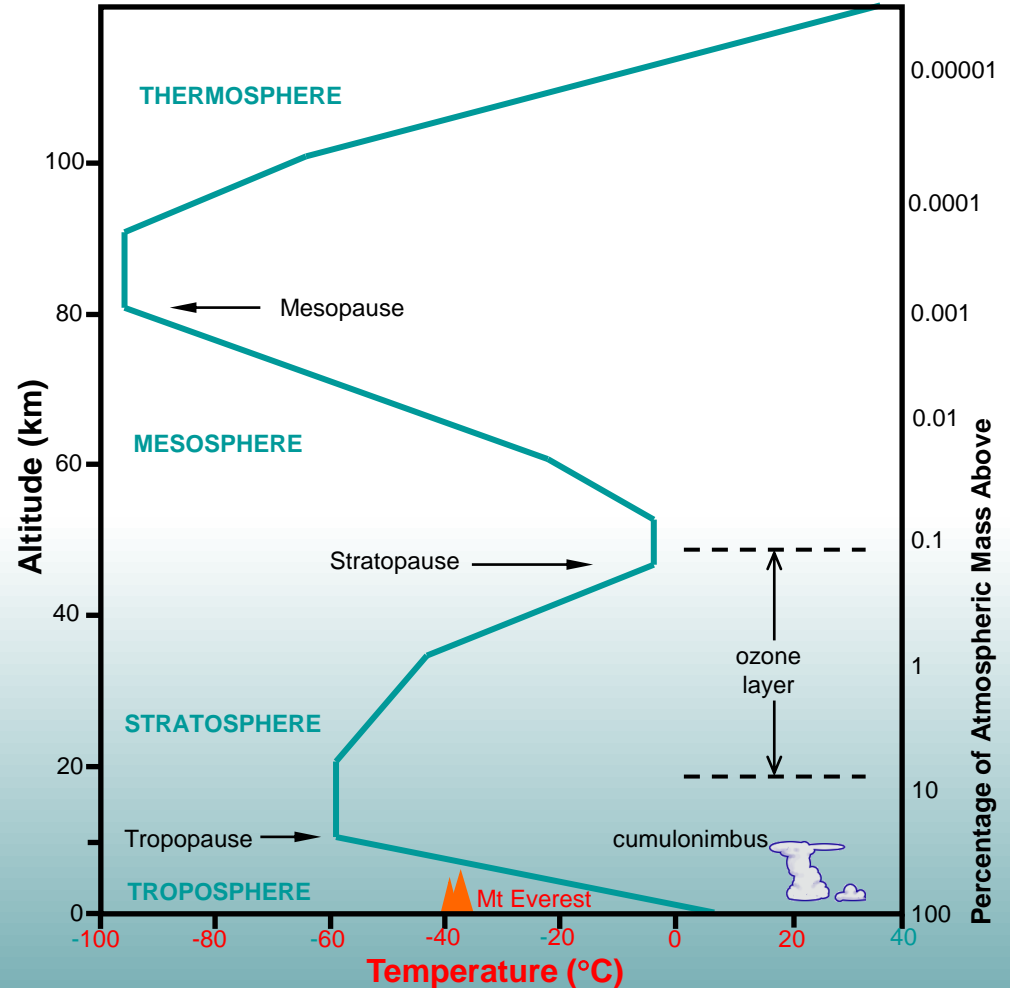
Vertical Structure: Temperature



La stratosfera

In questo strato, che si estende fino a 50 km di altezza, il vapor acqueo è pressoché assente e i gas sono molto più rarefatti rispetto a quelli della troposfera. La temperatura aumenta con il crescere dell'altezza, per la presenza, intorno ai 40 km, di uno strato di ozono. L'ozono ha la proprietà di assorbire la radiazione ultravioletta, producendo calore e schermando le radiazioni nocive per la vita sulla Terra. Nella stratosfera sono inoltre presenti delle nubi madreperlacee formate da cristalli di ghiaccio e polveri.

Vertical Structure: Temperature



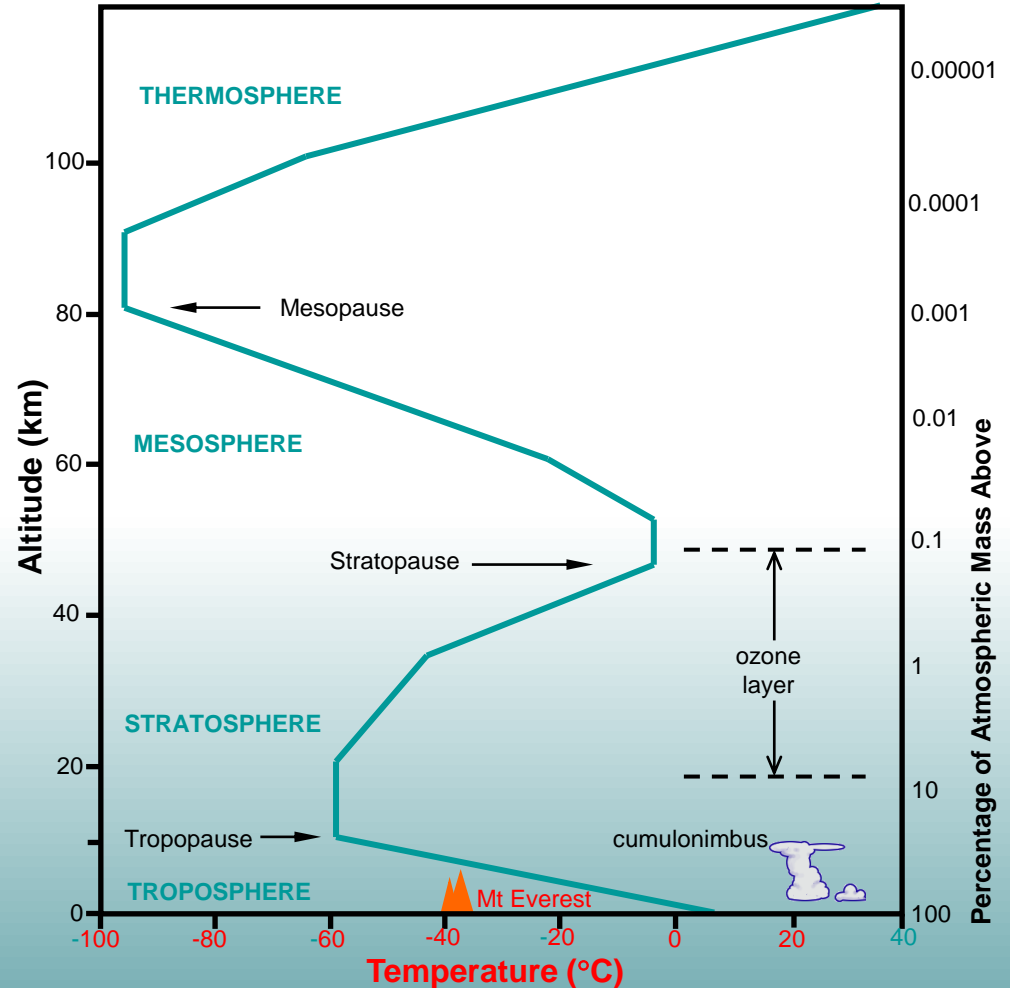
La mesosfera

In questo strato, che arriva fino agli 80 Km di quota, la temperatura riprende a diminuire con l'aumentare dell'altezza.

Una caratteristica fondamentale della mesosfera è l'estrema rarefazione degli elementi.

In questo strato hanno origine le "stelle cadenti", cioè i piccoli frammenti meteorici che bruciano prima di raggiungere la Terra, lasciando scie luminose.

Vertical Structure: Temperature



La termosfera

La temperatura in questo strato, che si stende oltre i 500 Km, cresce con l'aumentare dell'altezza. Nella termosfera è presente una zona, detta ionosfera, caratterizzata dalla presenza di particelle cariche, che si formano per la scissione degli elementi gassosi da parte dei raggi cosmici provenienti dalle altre stelle e dal Sole. In questo strato avvengono le aurore polari. Nella parte più alta della termosfera orbitano numerosi satelliti artificiali e la base spaziale internazionale

L'esosfera

Rappresenta lo strato più esterno dell'atmosfera e non ha un vero limite superiore sfumando progressivamente verso lo spazio interplanetario. I pochi elementi gassosi sono molecole leggere come idrogeno e elio presenti in percentuali estremamente basse.

Il bilancio energetico globale

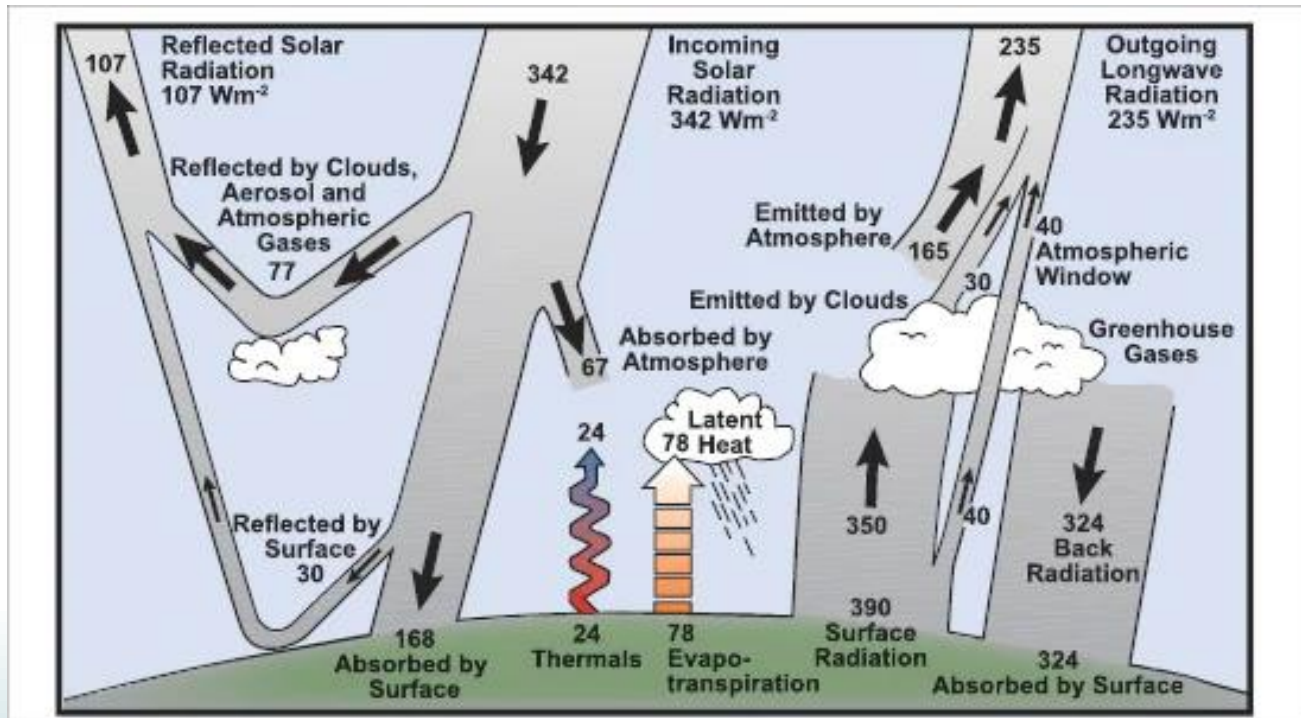


Figure 1. Estimate of the Earth's annual and global mean energy balance. Over the long term, the amount of incoming solar radiation absorbed by the Earth and atmosphere is balanced by the Earth and atmosphere releasing the same amount of outgoing longwave radiation. About half of the incoming solar radiation is absorbed by the Earth's surface. This energy is transferred to the atmosphere by warming the air in contact with the surface (thermals), by evapotranspiration and by longwave radiation that is absorbed by clouds and greenhouse gases. The atmosphere in turn radiates longwave energy back to Earth as well as out to space. Source: Kiehl and Trenberth (1997)

La radiazione solare

Il sole è una stella nana emettente radiazioni generate dalla fusione nucleare di Idrogeno in Elio. Queste reazioni di fusione sono innescate dalla grande massa del sole che genera sufficiente forza gravitazionale da comprimere gli atomi e fargli raggiungere temperature comprese tra i 15 e 20 milioni di Kelvin.

La quantità di radiazione che raggiunge l'atmosfera terrestre, si ricava quindi dalla potenza del Sole, tenendo conto della distanza e del raggio terrestre ed è pari a 1368 W/m^2 denominata costante solare.

Considerando tuttavia il rapporto tra la superficie sferica del nostro pianeta e il cerchio di uguale raggio che intercetta la radiazione in arrivo,

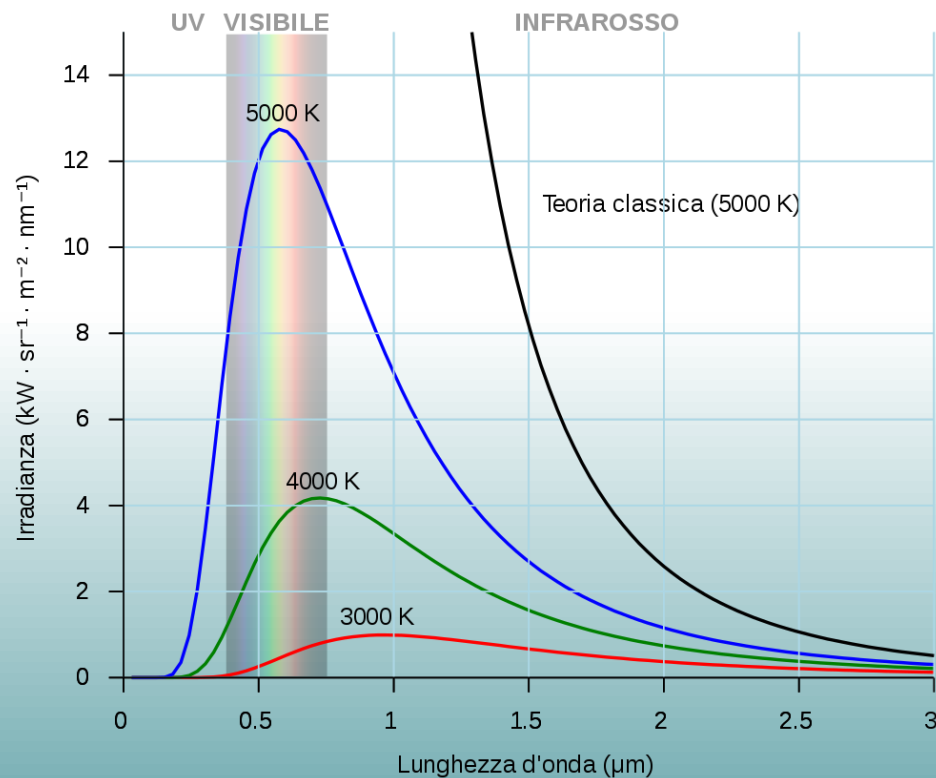
La radiazione solare che raggiunge il cosiddetto Top of Atmosphere è pari 342 W/m^2 .

Questa quantità non è costante durante l'anno, ma varia a causa dell'inclinazione dell'asse terrestre e a causa dell'eccentricità dell'orbita terrestre intorno al sole.

Ma che «forma» ha la radiazione solare?

La radiazione solare, come quella di qualsiasi altro corpo, è caratterizzata da una frequenza ed una lunghezza d'onda. Queste proprietà sono legate, attraverso la legge di Planck, alla temperatura del corpo che emette la radiazione.

Maggiore è la temperatura del corpo, minore sarà la lunghezza d'onda alla quale avviene il picco di emissione di energia. Attorno a questo picco si distribuirà lo spettro di emissione che assumerà una forma a campana.

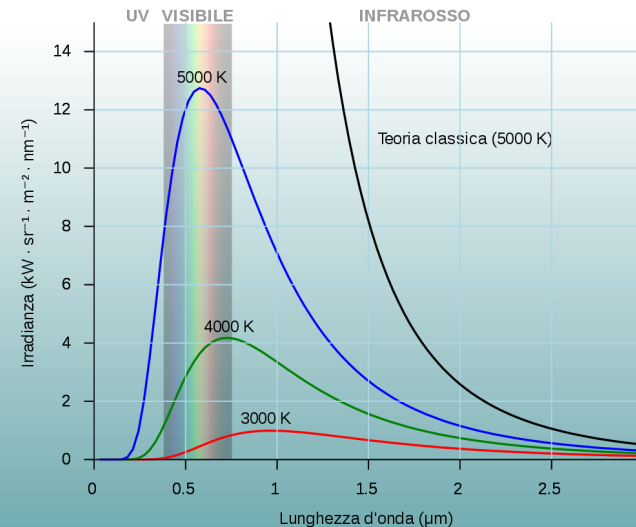


Ne risulta quindi che il sole, con una temperatura media di 5000 K emette ad una lunghezza d'onda più corta di quella, ad esempio, della Terra che ha una temperatura media di 288 K.

In particolare il sole emette radiazioni ad onda corta comprese tra $0.1\mu\text{m}$ e $4\mu\text{m}$ nelle bande dell'ultravioletto, del visibile e dell'infrarosso.

Il massimo di emissione solare cade nella banda del visibile con $\lambda=0.5\mu\text{m}$

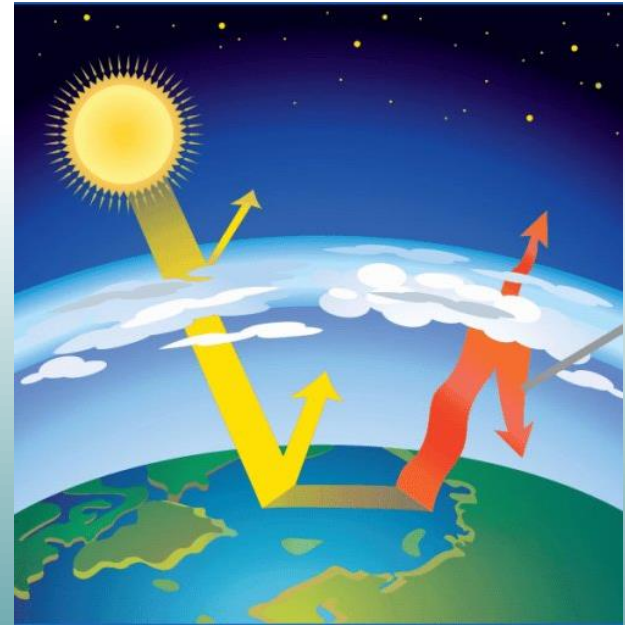
Al contrario la Terra, con una temperatura media di 288 K emette ad una lunghezza d'onda più lunga, contenuta principalmente nello spettro dell'infrarosso tra i 4 ed i $100\mu\text{m}$ con un picco di emissione a $15\mu\text{m}$.

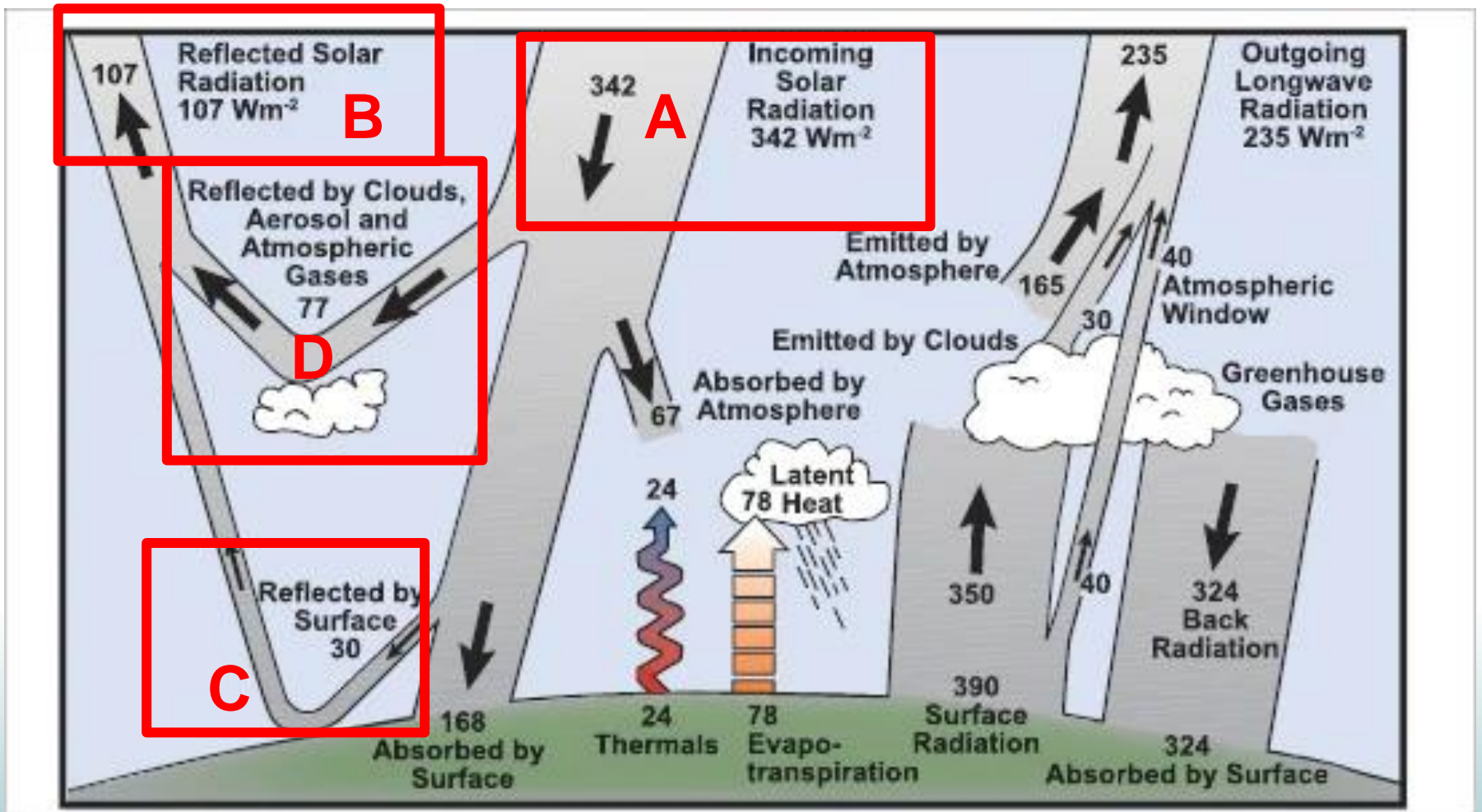


Il comportamento dell'atmosfera terrestre rispetto a queste due tipologie di onda, quella ad onda corta proveniente dal sole, e quella ad onda lunga proveniente dalla superficie terrestre non è lo stesso e dipende proprio dalla composizione chimica dell'atmosfera.

L'atmosfera risulta infatti trasparente (entro certi limiti ed intervalli di lunghezze d'onda) alla radiazione solare entrante permettendo ad esempio di filtrare le radiazioni UV attraverso lo strato di Ozono.

L'atmosfera è invece opaca – ovvero intrappola – la radiazione ad onda lunga emessa dalla Terra attraverso il famoso «effetto serra» che, lo ribadiamo ancora una volta, è un processo naturale che consente lo sviluppo della vita sul nostro pianeta.





La radiazione entrante è circa 342 W/m^2 (A) di questi 107 W/m^2 vengono riflessi nello spazio (B) grazie alla riflessione effettuata dalla superficie terrestre (C) e dalle nubi (D). Dei 235 W/m^2 rimanenti, 67 W/m^2 sono assorbiti dall'atmosfera e 168 W/m^2 raggiungono la superficie terrestre.

Ora consideriamo l'emissione della Terra.

Con una temperatura media di 15°C, la Terra emette 390 W/m².

Questa quantità è facilmente ricavata attraverso la legge di Stefan-Boltzmann che lega la quantità di energia emessa da un corpo alla quarta potenza della sua temperatura.

$$E = \sigma T^4$$

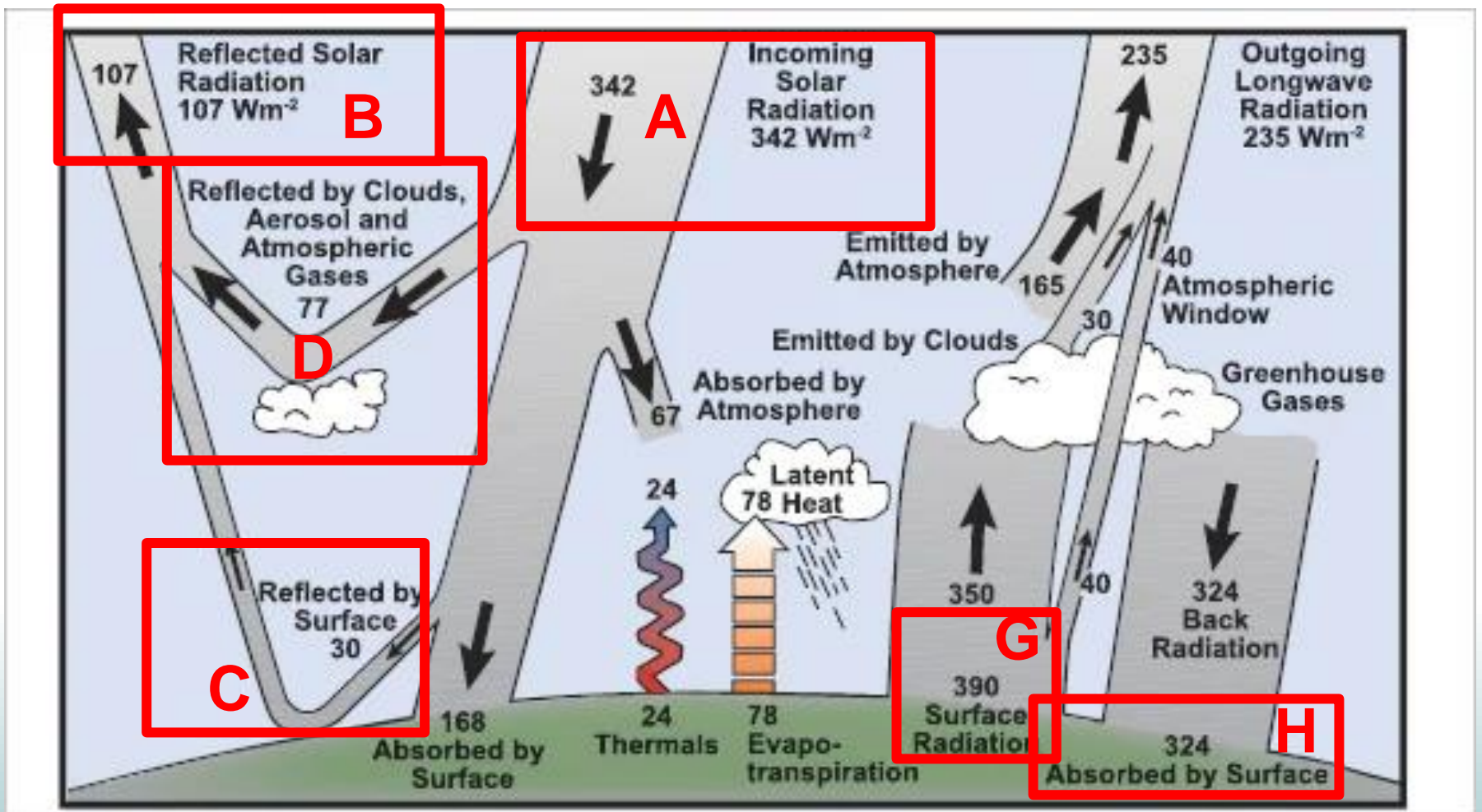
Legge di Stefan-Boltzmann

E=emittanza termica

σ=costante di Stefan-Boltzmann

T=temperatura assoluta

Risulta quindi subito evidente che l'energia emessa dalla Terra è una quantità ben superiore a quella entrante dalla radiazione solare.



È qui che entra in gioco l'effetto serra, ovvero la proprietà dei gas serra di rimettere verso la terra (ma anche verso lo spazio) la radiazione ad onda lunga emessa dalla Terra (G), fornendo quindi alla superficie terrestre ulteriori 324 W/m^2 (H)

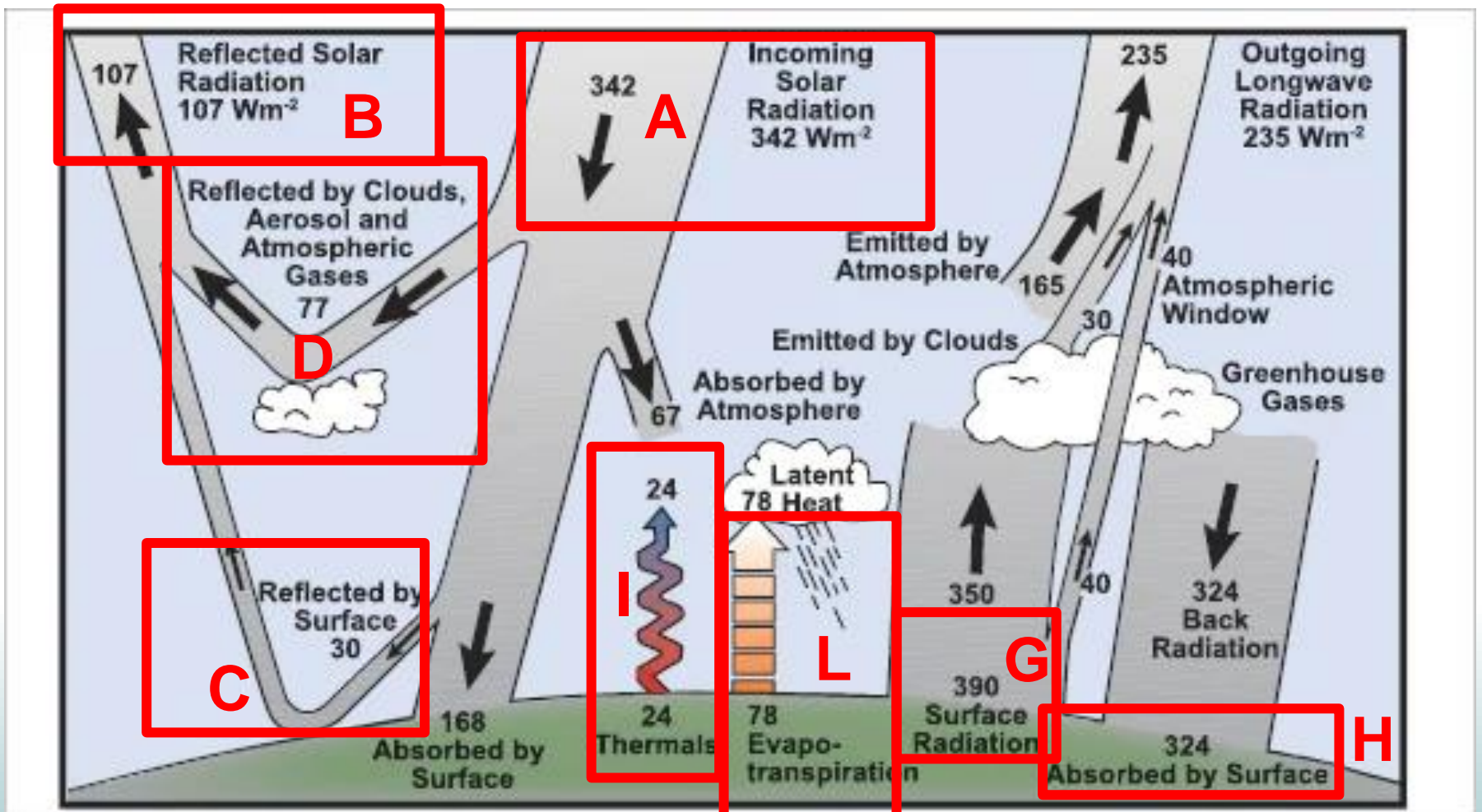
Forcing radiativo della superficie

assorbimento della
radiazione solare

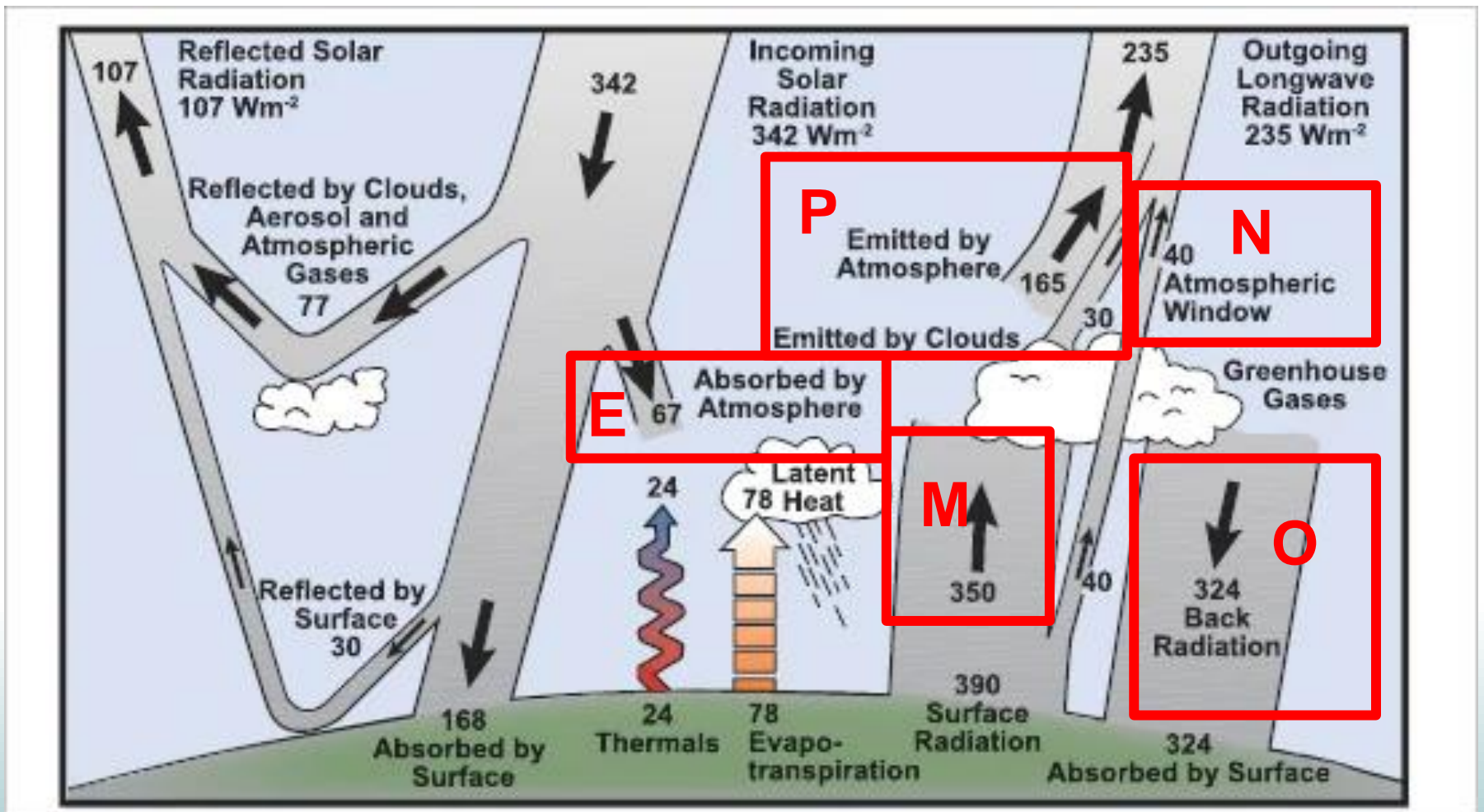
assorbimento della
radiazione da effetto serra

emissione della
radiazione terrestre

$$168 + 324 - 390 = +102 \text{ W/mq}$$

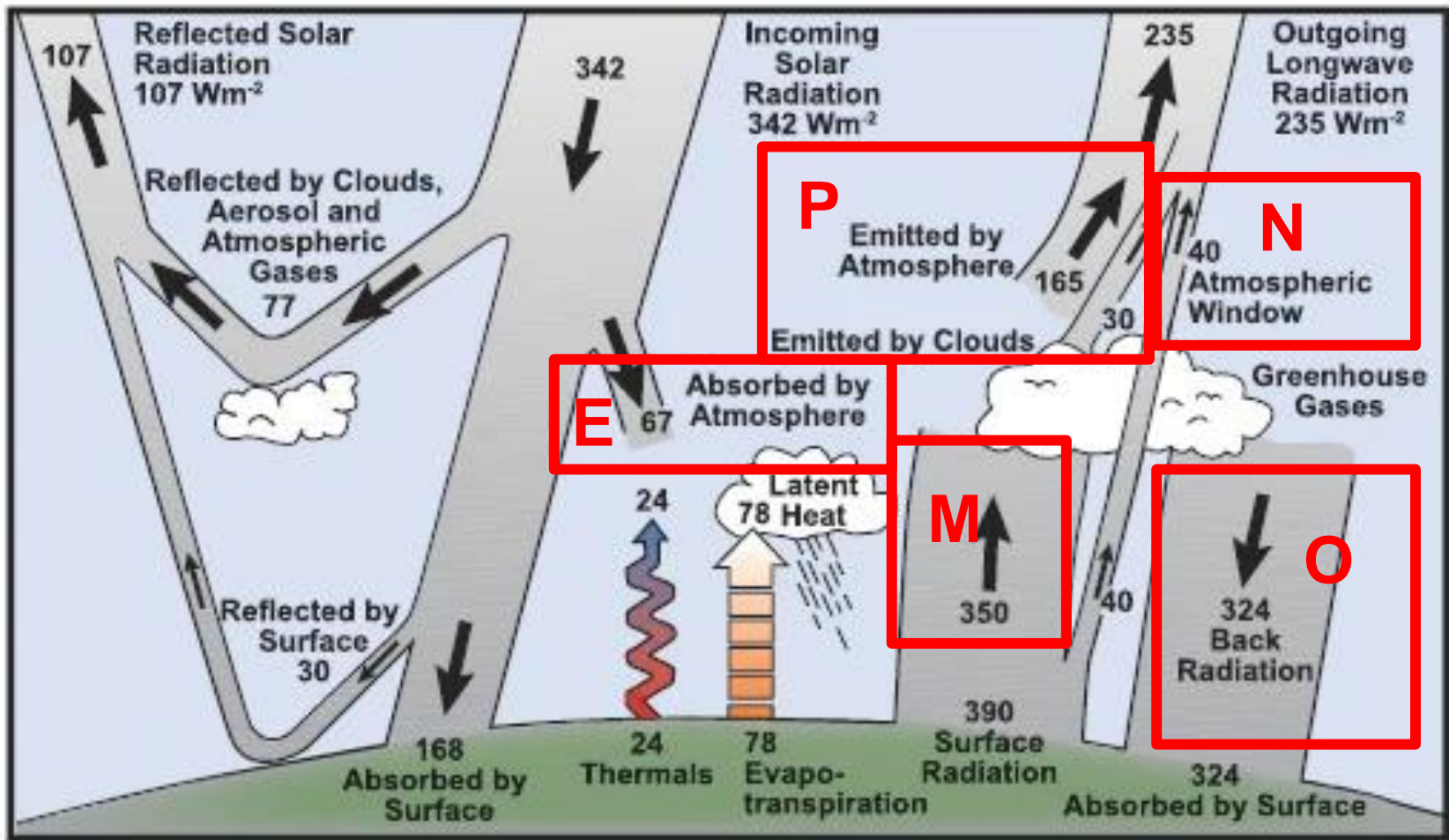


Se andiamo a sommare i contributi a livello della superficie terrestre, troviamo quindi un surplus di energia che viene redistribuito dai trasferimenti di calore sensibile (I) e latente (L)



Andiamo ora a valutare il bilancio di calore in atmosfera.

Come detto 67 W/m^2 (E) sono assorbiti direttamente dalla radiazione solare, mentre 390 W/m^2 vengono assorbiti come emissione a onda lunga dalla Terra. Di questi 350 W/m^2 (M) vengono assorbiti dall'atmosfera, mentre 40 W/m^2 la attraversano per fuggire attraverso la cosiddetta «finestra atmosferica» (N)



Tra i contributi in uscita dall'atmosfera troviamo:
 324 W/m^2 (O) sono rappresentano l'emissione infrarossa verso la superficie terrestre, 30 W/m^2 vengono emessi dalle nubi e 165 W/m^2 (P) vengono emessi dai gas serra verso lo spazio.

Forcing radiativo dell'atmosfera

assorbimento parziale
della radiazione solare

assorbimento della
radiazione IR dalla
superficie terrestre

emissione radiazione IR
dall'atmosfera verso la
superficie terrestre

emissione radiazione IR
dall'atmosfera verso
lo spazio

$$67 + 350 - 324 - 195 = - 102 \text{ W/mq}$$

Andando a fare un bilancio del forcing radiativo dell'atmosfera troviamo quindi un deficit di 102 W/m^2

Questo deficit va a bilanciare quindi il surplus radiativo della superficie terrestre rendendo nullo il bilancio totale del pianeta Terra.

Il bilancio energetico a mare

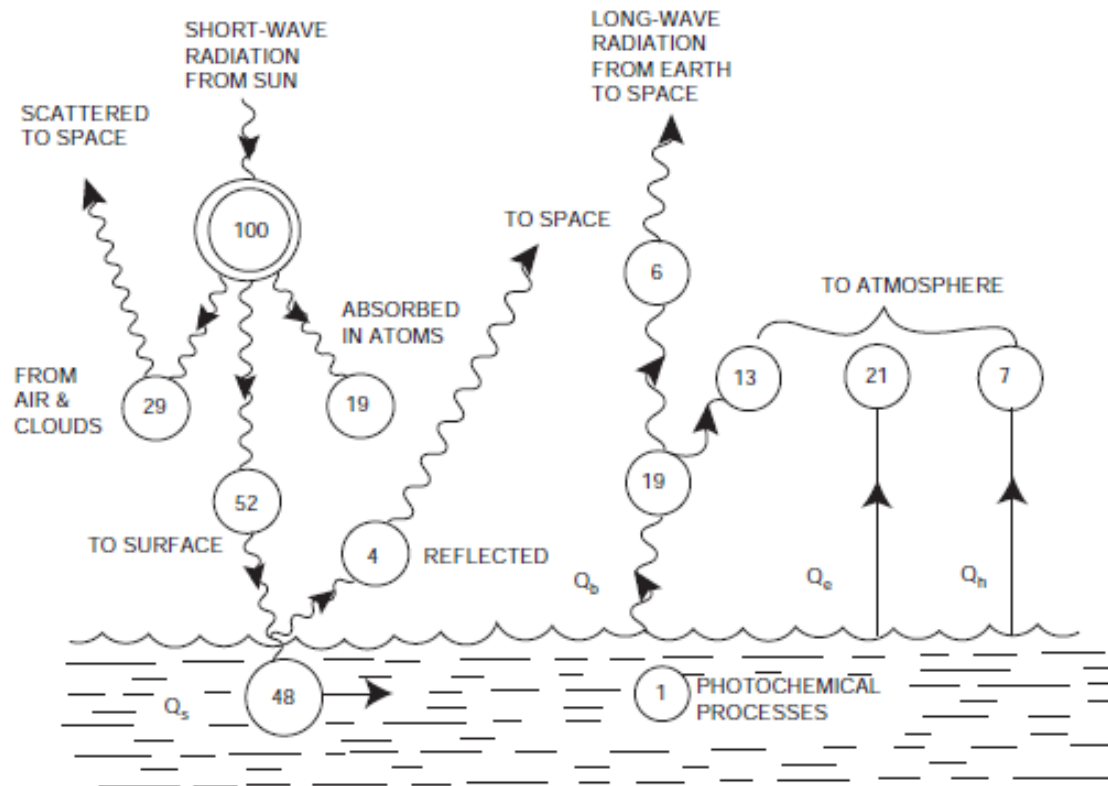


FIGURE 5.5 Distribution of 100 units of incoming shortwave radiation from the sun to Earth's atmosphere and surface: long-term world averages.

L'entità e il carattere delle variazioni della temperatura dipende dal flusso di calore che entra ed esce da un corpo d'acqua

⇒ EQ. DEL BILANCIO DI CALORE

$$Q_t = Q_s^+ + Q_b^- + Q_e^{+/-} + Q_h^{+/-} + Q_v^{+/-}$$

- ❖ Q_s = calore dovuto al bilancio netto della radiazione ad onda corta
- ❖ Q_b = calore dovuto al bilancio netto delle onde lunghe
- ❖ Q_e = calore latente (perso per evaporazione dalla superficie)
- ❖ Q_h = calore sensibile (calore perso per differenza di temperatura tra mare e atmosfera)

❖ Q_v = calore dovuto alle correnti

❖ Q_t = calore totale

Il calore assorbito per la radiazione solare normalmente è misurato con radiometri. L'unità di misura è: W/m^2

Valori medi

$Q_s = 150 \quad W/m^2$ sempre positivo

$Q_b = -50$ " sempre negativo

$Q_e = -90$ "

$Q_h = -10$ "

} generalmente sono negativi a volte positivi

