

Prof. **PIETRO PATIMISCO**

**Dipartimento INTERATENO di Fisica**

**II PIANO – Stanza 233**

**pietro.patimisco@uniba.it**

**ORARIO DI RICEVIMENTO:**

**LUNEDI 09:00 – 11:00**

**GIOVEDI 10:30 – 12:30**

**PROGRAMMA DEL CORSO**

**SLIDE DELLE LEZIONI**

<http://polysense.poliba.it/index.php/metodologie-fisiche-per-lambiente/>

**TESTO CONSIGLIATO**

E. Boeker and R. van Grondelle – **Environmental Physics: Sustainable Energy and Climate Change**, Wiley.

# SYLLABUS

## 1. Struttura dell'Atmosfera

**1.1 Introduzione concetti di base.** 1.1.1 Che cos'è l'atmosfera. 1.1.2. Spettro di radiazione del Sole. 1.1.3. Righe di assorbimento molecolari. 1.1.4. Legge di Lambert-Beer. **1.2 Struttura verticale della troposfera.** 1.2.1 Equazione idrostatica. 1.2.2 Adiabatico secco. 1.2.3 Adiabatico saturo. 1.2.4 Formazione delle nuvole. **1.3 Struttura degli altri strati.** 1.3.1 Stratosfera, termosfera e ionosfera.

## 2. Bilancio Energetico dell'Atmosfera

**2.1 Bilancio della radiazione.** 2.1.1 Irraggiamento solare e albedo. 2.1.2 Temperatura della superficie terrestre. 2.1.3 Emissione infrarossa della superficie terrestre. **2.2 Cambiamento nel bilancio della radiazione.** 2.2.1 Equazione di bilancio termico. 2.2.2 Terra bianca e inverno nucleare. 2.2.3 Trasferimento di radiazione. 2.2.4 Modello analitico di Van Dorland. 2.2.5 Forzante radiativo e riscaldamento globale. 2.2.6 Ritardo temporale dovuto al riscaldamento degli oceani. 2.2.7 I gas serra e il Global Warming Power.

## 3. Dinamica del Cambiamento Climatico

**3.1 Dinamica dell'atmosfera.** 3.1.1 Effetti di latitudine. 3.1.2 Moto verticale dell'aria. 3.1.3 Corrente geostrofica. 3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali. **3.2 Variabilità climatica.** 3.2.1 Variabilità climatica naturale. 3.2.2 Variabilità indotta dalle attività umane. 3.2.3 Il ciclo del carbonio. **3.3 Modellazione climatica.** 3.3.1. Modelli climatici avanzati. 3.3.2. Modello climatico semplificato. 3.3.3. Prevedere il cambiamento climatico.

## 4. Dispersione di inquinanti in atmosfera

**4.1 Equazione di diffusione.** 4.1.1. Diffusività e avvezione. 4.1.2. Emissione istantanea in atmosfera. 4.1.3. Nuvola di dimensioni finite. 4.1.4. Emissione continua in atmosfera. **4.2 Diffusione in presenza di vento uniforme.** 4.2.1. Emissione puntiforme istantanea. 4.2.2. Emissione puntiforme continua. **4.3 Modello di dispersione gaussiano a pennacchio.** 4.3.1 Tipi di emissione da ciminiera. 4.3.2 Analisi statistica. 4.3.3 Emissione continua da sorgente puntiforme. 4.3.4 Esempio di calcolo con emissione da una ciminiera.

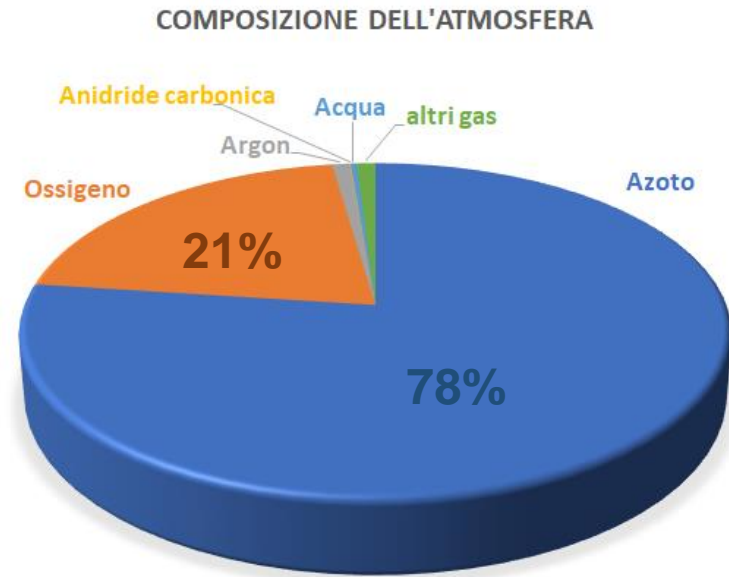
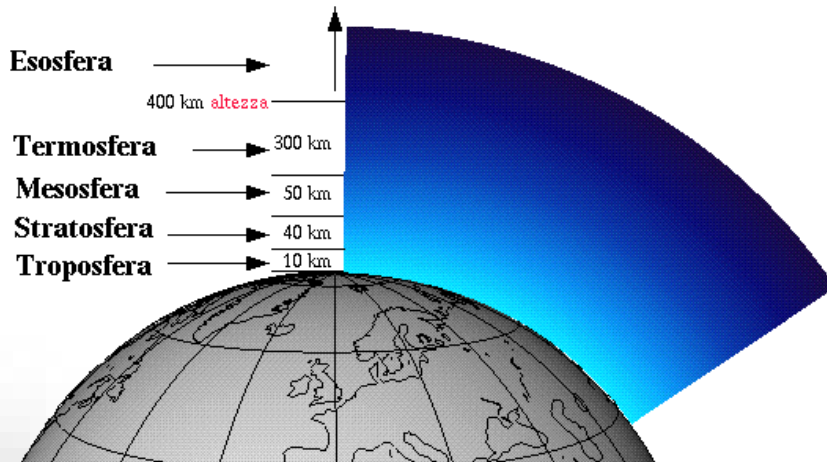
# **CAPITOLO 1**

## **STRUTTURA DELL' ATMOSFERA**

# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.1 Che cos'è l'atmosfera

L'atmosfera è un involucro di gas che circonda la terra, trattenuta dalla forza di gravità.



Negli strati più bassi dell'atmosfera è presente anche vapore acqueo e pulviscolo atmosferico.

Negli strati più alti dell'atmosfera crescono le percentuali dei gas più leggeri (idrogeno, elio).

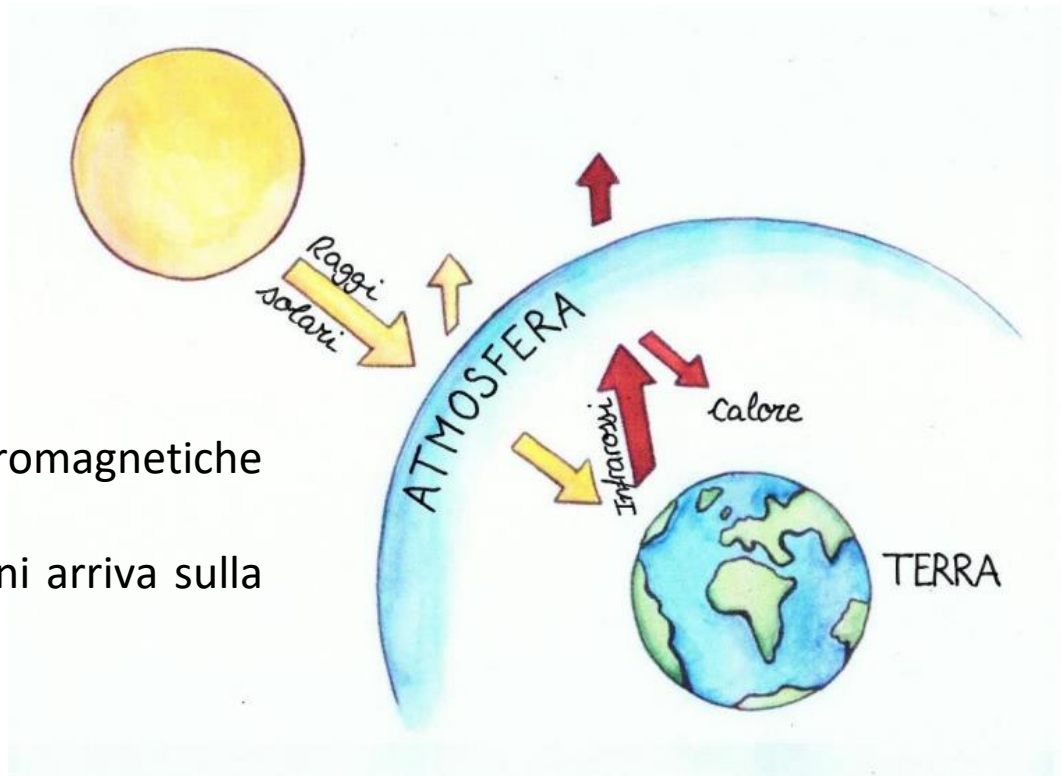
# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.1 Che cos'è l'atmosfera

Con chi interagisce l'atmosfera?

- Il campo di radiazione solare
- La superficie terrestre

Il Sole emette radiazioni elettromagnetiche (onde) che trasportano energia. Una piccola parte di tali radiazioni arriva sulla Terra.



Infatti:

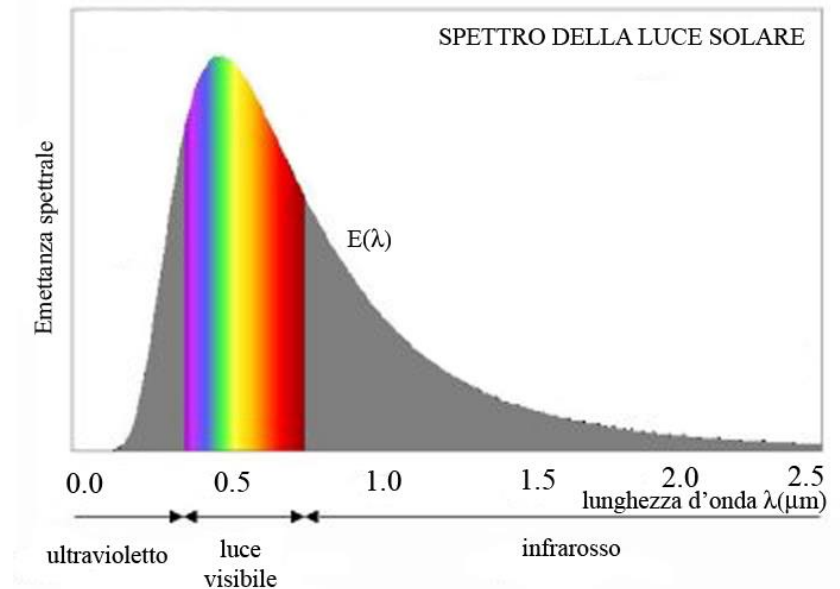
- Una parte è riflessa dall'atmosfera verso lo spazio (non arriva alla superficie terrestre);
- Un'altra parte viene assorbita dall'atmosfera;
- Un'ultima parte arriva sulla superficie terrestre: una parte viene assorbita e l'altra riflessa

# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.1 Che cos'è l'atmosfera

Quali sono i concetti fisici basilari che ci occorrono per descrivere la struttura dell'atmosfera ?

- Distribuzione spettrale del campo di radiazione emesso dal Sole
- Interazione del campo di radiazione con i gas che costituiscono l'atmosfera



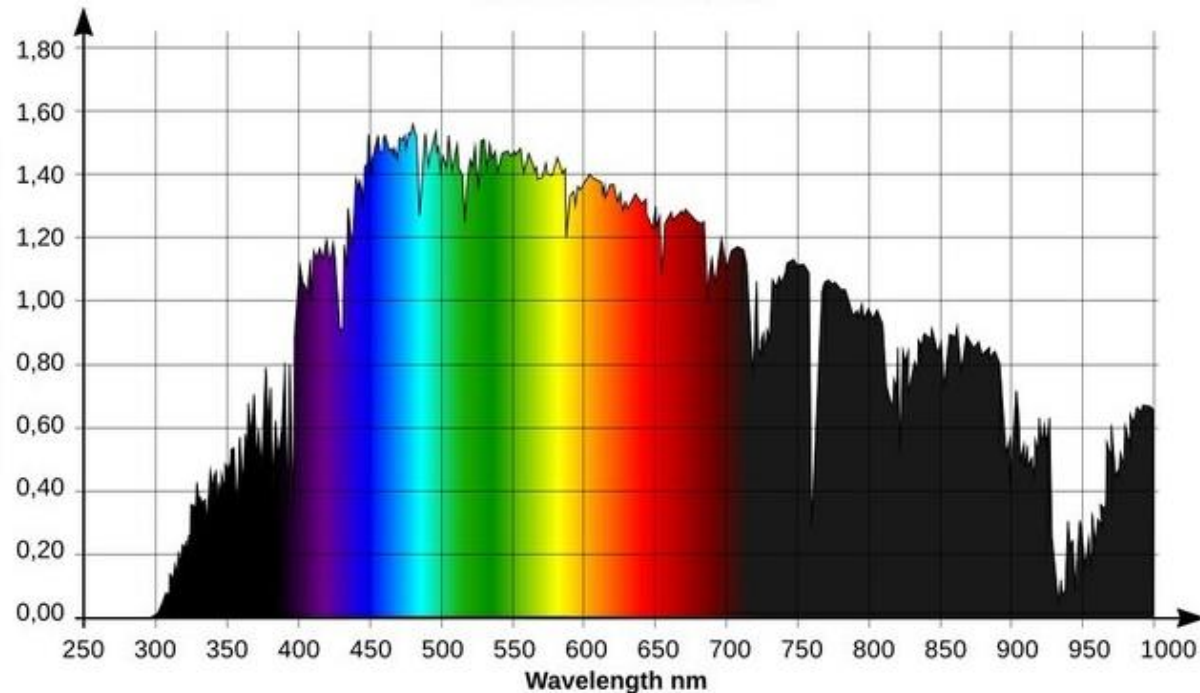
- Interazione del campo di radiazione con la superficie terrestre



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.2 Spettro di radiazione del Sole

La **distribuzione del flusso** (o potenza) **radiante** (l'energia emessa per unità di tempo) da una sorgente **in funzione della lunghezza d'onda** di emissione è detta **spettro di emissione**.



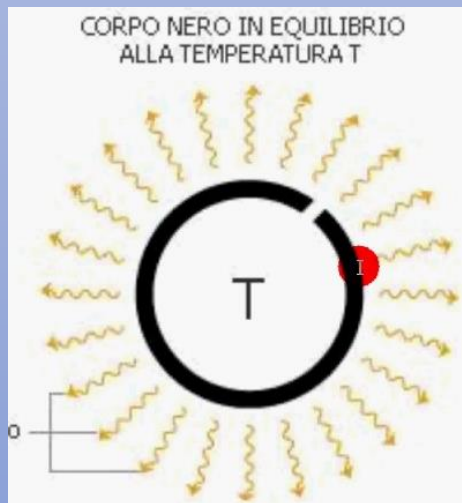
Uno spettro di emissione di una sorgente policromatica può avere una distribuzione spettrale **continua** oppure **discreta**.

# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.2 Spettro di radiazione del Sole

Una stella come il Sole può essere considerata con buona approssimazione un **corpo nero**. Essa assorbe la radiazione incidente senza rifletterla, ma allo stesso tempo emette luce propria.

Pertanto, la sua **distribuzione spettrale continua** è data dalla **radiazione termica**, intesa come la radiazione emessa dal Sole per effetto della sua temperatura.



- Un corpo non isolato emette ed assorbe radiazione dall'ambiente circostante.
- In condizioni di equilibrio termico la quantità di radiazione emessa è uguale a quella assorbita e **la temperatura rimane costante**.
- Lo spettro della radiazione termica dipende fortemente dalla temperatura e, in modo minore, dalla natura del corpo.



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.2 Spettro di radiazione del Sole

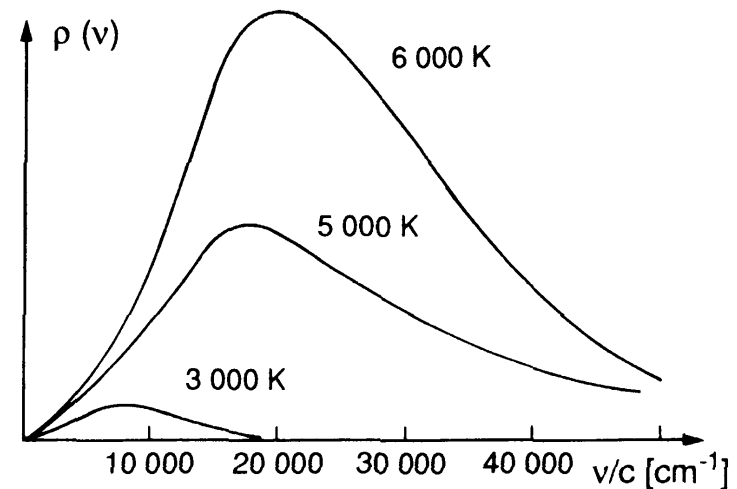
Con l'ipotesi di Planck secondo il quale ogni modo del campo di radiazione può emettere o assorbire energia in quantità discrete di energia pari a multipli interi del quanto di energia  $h\nu$ , il campo di radiazione termica ha densità di energia  $\rho(\nu)d\nu$  all'interno dell'intervallo di frequenze  $[\nu, \nu + d\nu]$  pari a:

$$\rho(\nu)d\nu = \frac{8\pi\nu^2}{c^3} \frac{h\nu}{e^{K/T} - 1} d\nu$$

dove  $c$  è la velocità della luce,  $h$  la costante di Planck e  $K$  la costante di Boltzmann.

La distribuzione spettrale della densità di energia  $\rho(\nu)$  per diverse temperature risulta:

**La radiazione termica ha una distribuzione spettrale continua per ogni temperatura.**

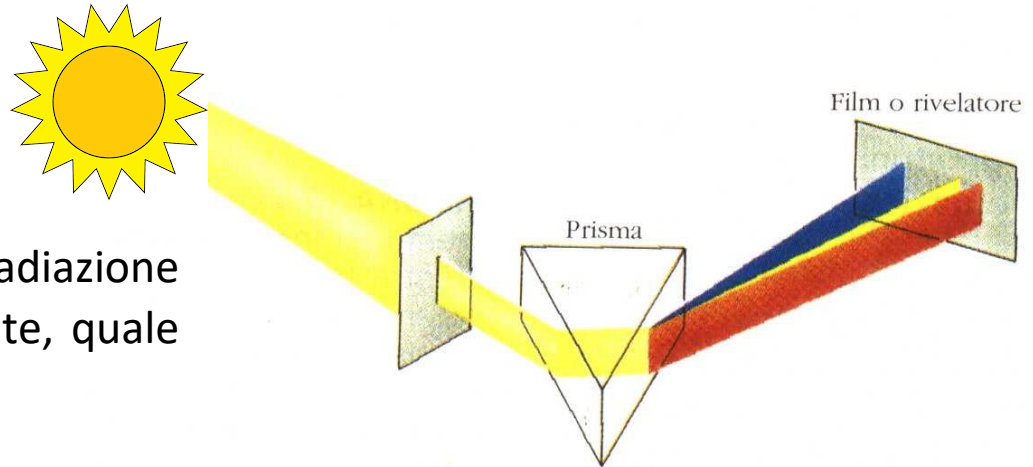


# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.2 Spettro di radiazione del Sole

Come possiamo ricostruire lo spettro di emissione del Sole?

- Una fenditura convoglia la radiazione solare su un elemento disperdente, quale un prisma o un reticolo.
- Il prisma separa angularmente le diverse componenti spettrali della luce che lo attraversa. Ciascuna lunghezza d'onda sarà deviata ad un diverso angolo, nei limiti della risoluzione spettrale del prisma.
- Un fotorivelatore registrerà un segnale proporzionale all'intensità per ogni posizione angolare.
- Poiché ad ogni posizione angolare corrisponde una lunghezza d'onda, possiamo ricostruire la distribuzione di intensità in funzione della lunghezza d'onda, ovvero lo spettro di radiazione del Sole.



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

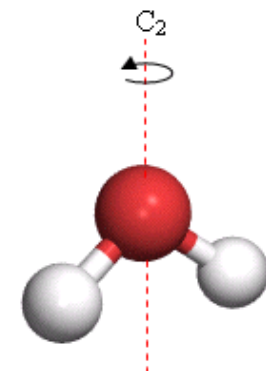
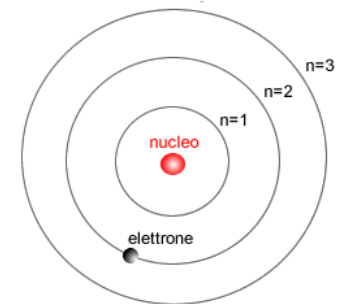
## 1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

- La radiazione termica emessa dal Sole raggiunge l'atmosfera, rappresentabile come una miscela di gas.
- Ciascuna componente della miscela gassosa è rappresentabile con un proprio set di livelli energetici.
- I livelli energetici molecolari sono composti da:

- **Parte elettronica**, relativa ai livelli energetici degli elettroni

- **Parte vibrazionale**, relativa alla vibrazione del nucleo attorno ad una posizione di equilibrio

- **Parte rotazionale**, relativa alla rotazione dell'intera molecola



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

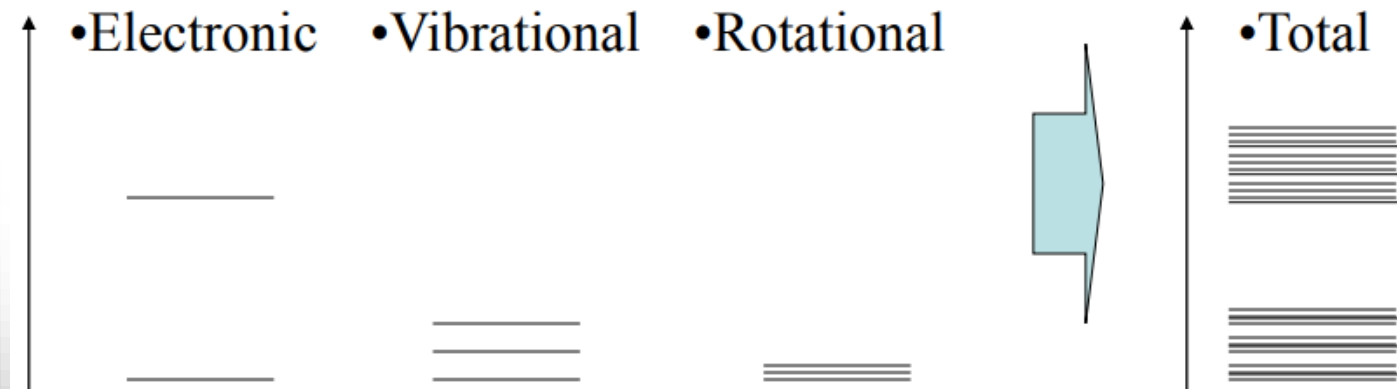
## 1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

Per tutti e tre i contributi, le energie sono quantizzate.

Le differenze energetiche tra livelli energetici rotazionali sono più piccole delle differenze tra i livelli vibrazionali, che a loro volta sono più piccole delle differenze in energia tra i livelli elettronici.

Per descrivere uno stato energetico molecolare, i tre contributi vanno semplicemente sommati.

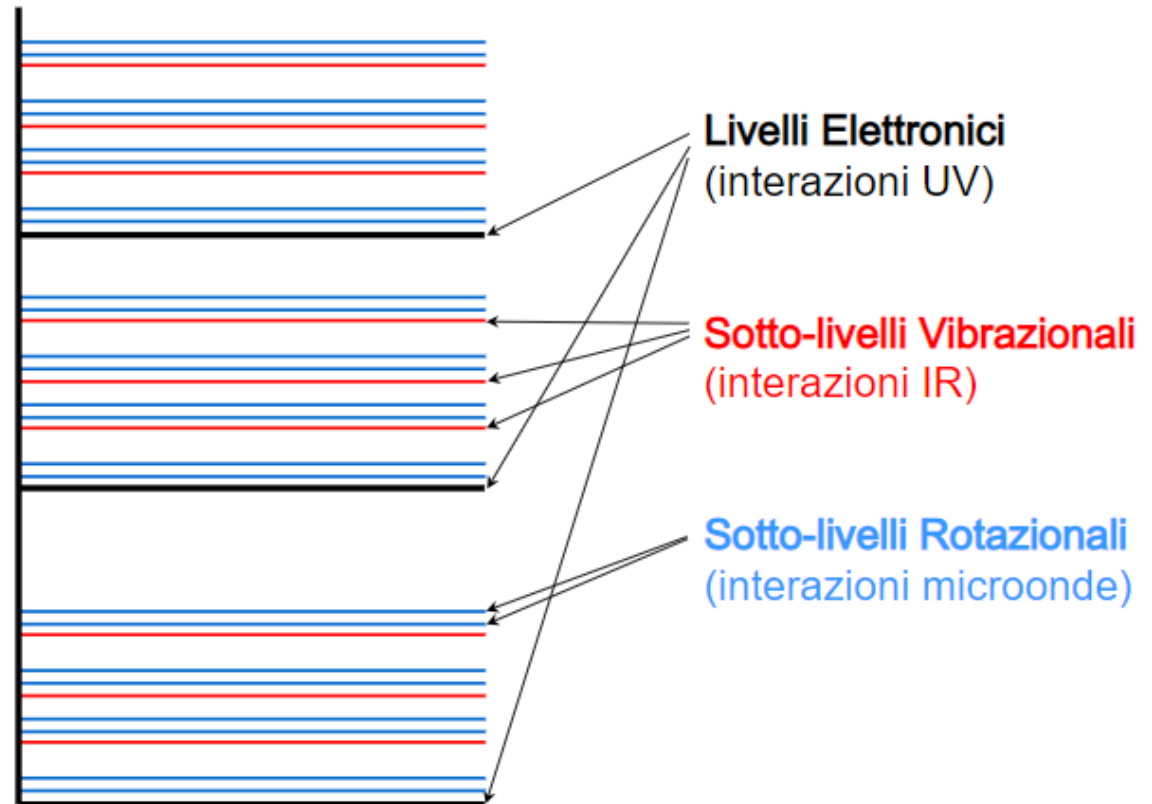
Si combinano i livelli energetici vibrazionali con ciascuno dei livelli energetici elettronici e poi si combinano i livelli energetici rotazionali con ciascuna combinazione di questi.



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

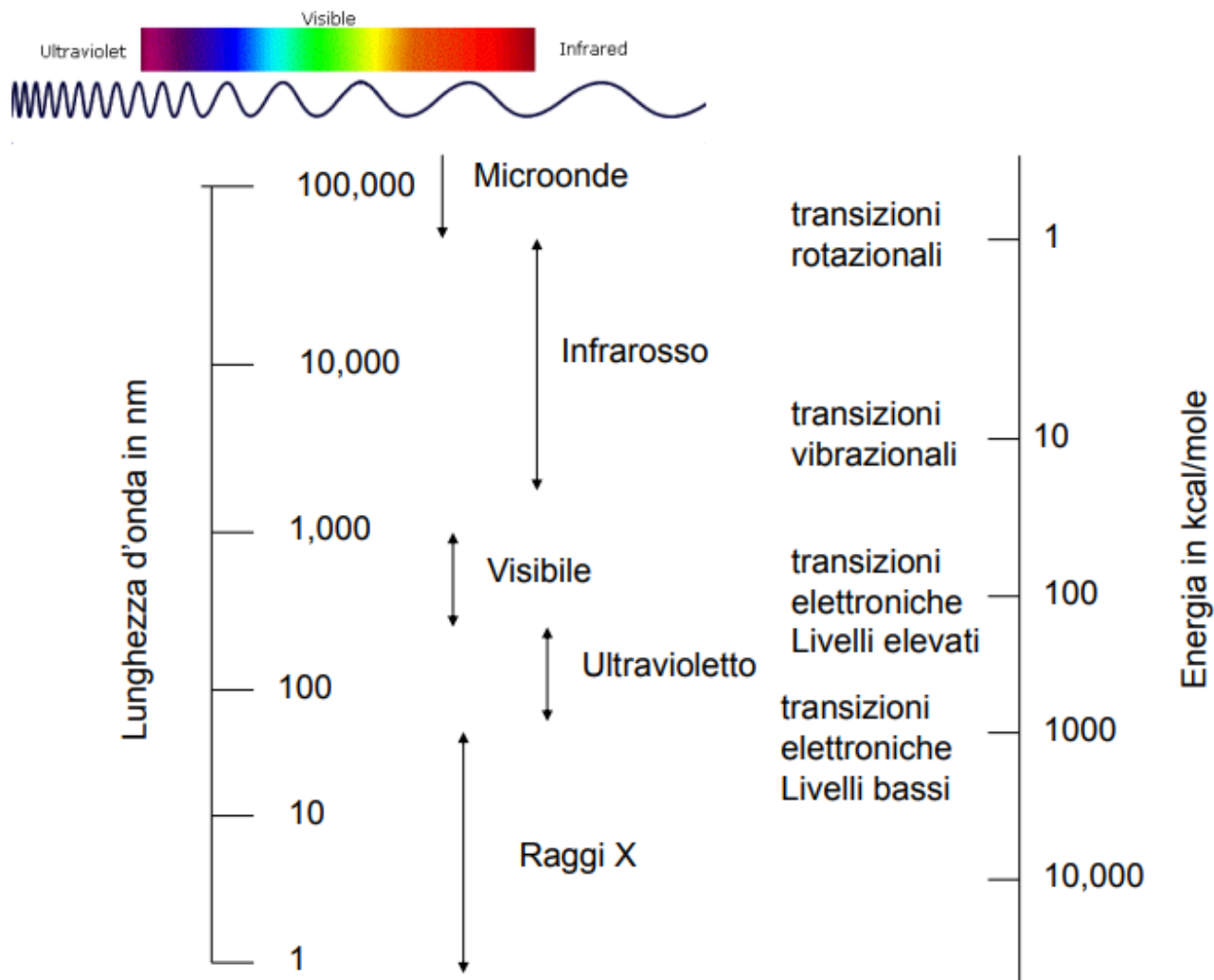
Sotto certe condizioni, il movimento vibrazionale e rotazionale di una molecola possono scambiare (assorbire o emettere) energia con una risonanza elettromagnetica- questa è la base per la spettroscopia rotazionale e vibrazionale



**Condizioni di assorbimento:** la radiazione elettromagnetica deve contenere fotoni che abbiano energie corrispondenti alle transizioni permesse, secondo le regole di selezione

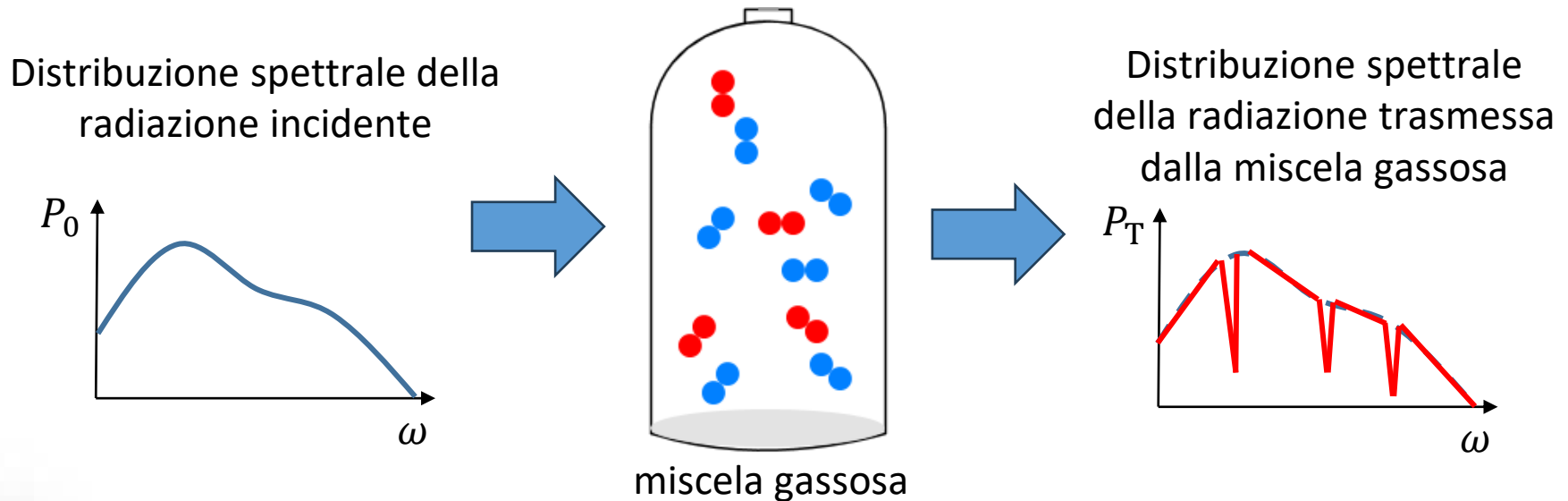
# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.3 Righe di assorbimento molecolari



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.3 Righe di assorbimento molecolari



Un campo di radiazione con una distribuzione spettrale continua incide su un campione gassoso

Solo i fotoni risonanti con una transizione elettronica o rotovibrazionale permessa verranno assorbiti; gli altri attraverseranno il campione indisturbato.

La distribuzione spettrale della radiazione trasmessa ricalcherà la stessa forma della distribuzione incidente con dei «deep» corrispondenti alle frequenze assorbite dai componenti della miscela.

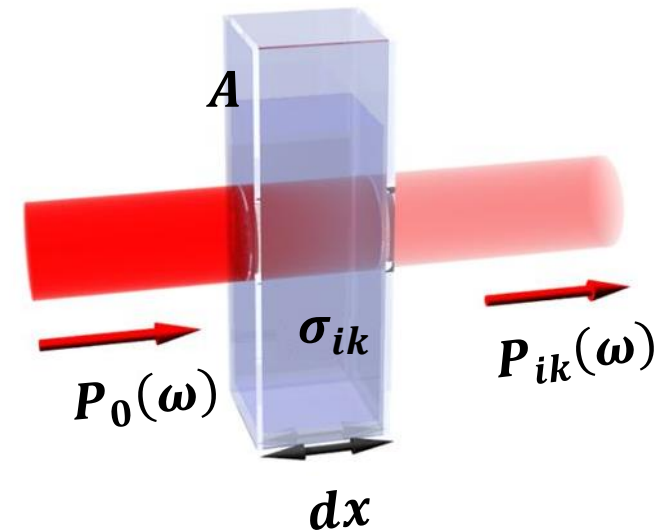
# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.4 Legge di Lambert-Beer

Consideriamo una singola transizione rotovibrazionale  $|i\rangle \rightarrow |k\rangle$ .

La potenza assorbita all'interno dell'intervallo spettrale  $d\omega$  alla frequenza angolare  $\omega$  a seguito della transizione  $|i\rangle \rightarrow |k\rangle$  all'interno del volume  $\Delta V = Adx$  è proporzionale

- alla potenza incidente  $P_0(\omega)$
- alla sezione d'urto di assorbimento  $\sigma_{ik}$
- alla differenza  $N_i - \frac{g_i}{g_k} N_k$  della densità di popolazione delle molecole assorbenti nei due livelli energetici ( $g_i$  e  $g_k$  sono il numero di stati degeneri per i livelli energetici  $E_i$  e  $E_k$ , rispettivamente):



$$dP_{ik}(\omega)d\omega = -P_0(\omega) \left( N_i - \frac{g_i}{g_k} N_k \right) \sigma_{ik} dx d\omega$$



# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.4 Legge di Lambert-Beer

Introduciamo il coefficiente di assorbimento  $\alpha_{ik}(\omega)$  della transizione  $|i\rangle \rightarrow |k\rangle$  come il prodotto tra la sezione d'urto di assorbimento  $\sigma_{ik}(\omega)$  e la densità  $N_i$  delle molecole assorbenti:

$$\alpha_{ik}(\omega) = \left[ N_i - \left( \frac{g_i}{g_k} \right) N_k \right] \sigma_{ik}(\omega) = \Delta N \sigma_{ik}(\omega)$$

Se la popolazione  $N_k$  è molto più piccola di  $N_i$ :

$$dP_{ik}(\omega)d\omega = -P_0(\omega) \left( N_i - \frac{g_i}{g_k} N_k \right) \sigma_{ik} dx d\omega$$

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

Integrando in tutto il campo di frequenze di emesse dalla sorgente:

$$dP_{ik} = -dx \int P_0(\omega)\alpha_{ik}(\omega) d\omega$$

Nel caso di una sorgente monocromatica (laser):  $P_0(\omega) = P_0\delta(\omega - \omega_0)$

la potenza sarà pari a:

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

# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

## 1.1.4 Legge di Lambert-Beer

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

Integrando su un cammino ottico di lunghezza  $L$ :

$$\int_{P_0}^{P_L} \frac{dP_{ik}}{P} = - \int_0^L \alpha_{ik}(\omega_0) dx$$

Da cui:

$$\ln \left( \frac{P_L}{P_0} \right) = -\alpha_{ik}(\omega_0)L$$

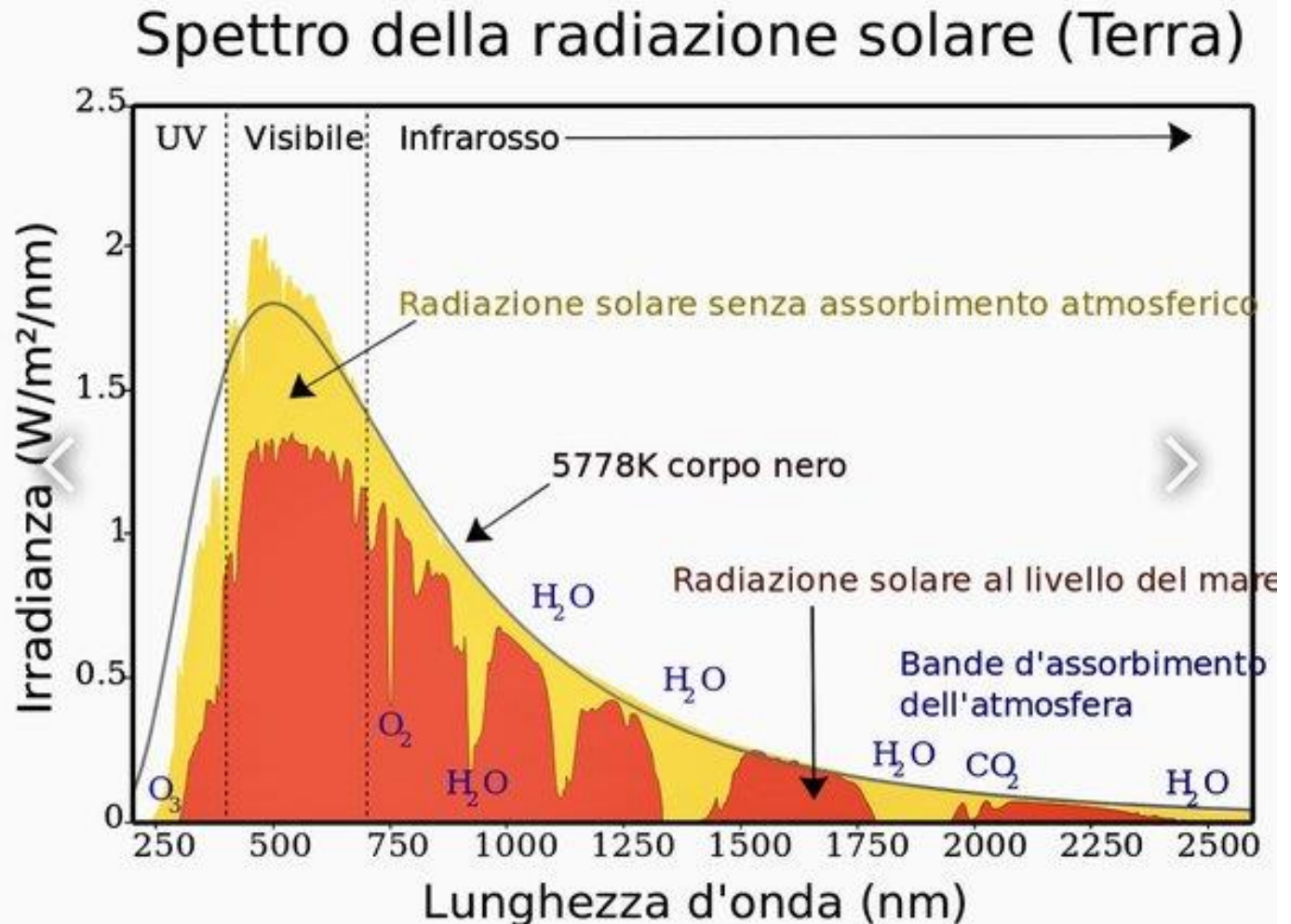
Da cui:

$$P_L = P_0 e^{-\alpha_{ik}(\omega_0)L}$$

Abbiamo ottenuto la **Legge di Lambert-Beer** che correla la quantità di luce assorbita da un materiale, alla concentrazione e allo spessore del materiale stesso attraversato.

# 1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

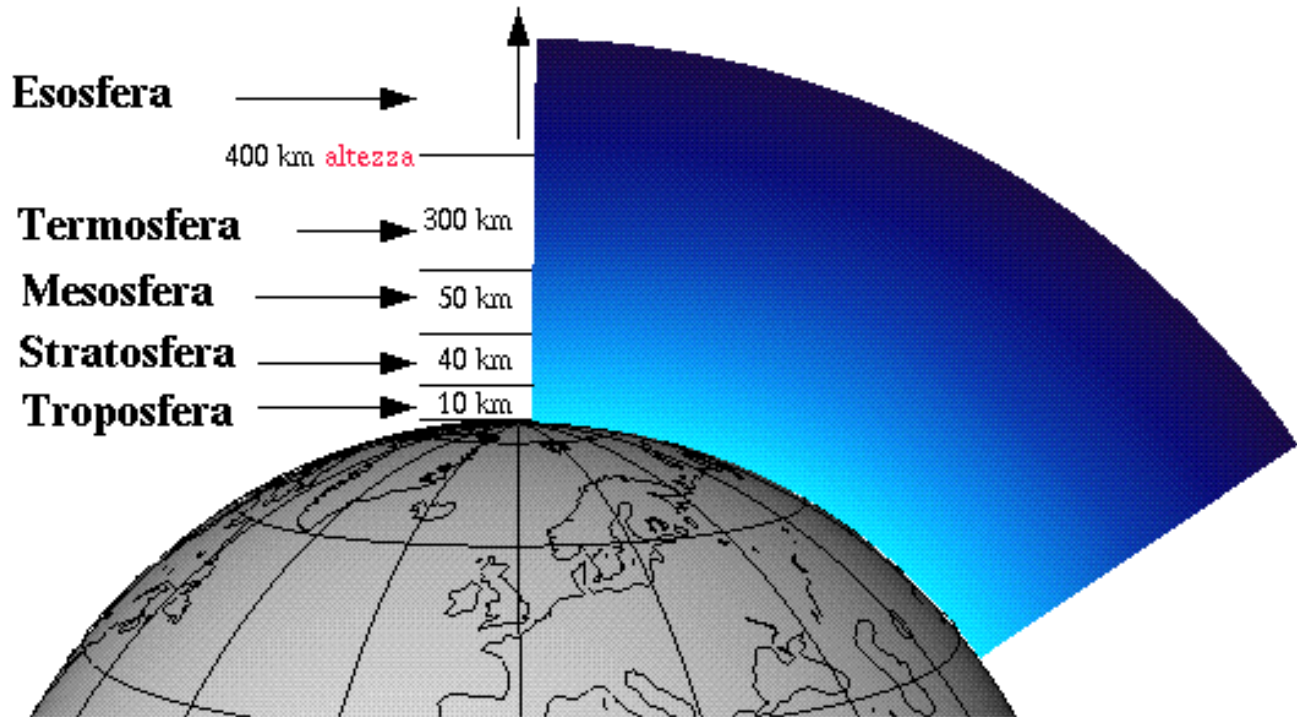
## 1.1.4 Legge di Lambert-Beer



# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

L'atmosfera si estende orizzontalmente su una scala dell'ordine di grandezza della circonferenza della terra, ovvero circa 40 000 km.



La scala verticale, mostrata in **Figura**, è molto più piccola, al massimo 400 km.

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

La **troposfera** è scenario di un forte movimento verticale dell'aria causato dal riscaldamento della superficie terrestre.

Il suo profilo di temperatura può essere descritto come un'**espansione adiabatica** di un volumetto d'aria in aumento.



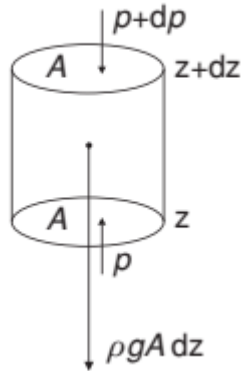
"Adiabatico" significa che non c'è scambio di calore con l'ambiente circostante.

Con una buona approssimazione un volumetto d'aria è in equilibrio idrostatico con l'aria sopra e sotto di esso.

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

Consideriamo un volumetto d'aria cilindrico con sezione  $A$



Indichiamo con:

- $p(z)$  la pressione alla quota  $z$
- $p(z) + dp$  la pressione alla quota  $z + dz$

Individuiamo le forze agenti sul volumetto d'aria:

- la forza di pressione  $pA$  agente sulla sezione inferiore
- la forza di pressione  $-(p + dp)A$  agente sulla sezione superiore
- la forza peso  $-mg = -g\rho Adz$  con  $\rho$  densità dell'aria, agente nel centro di massa del volumetto.

In equilibrio verticale, la forza verso l'alto  $pA$  deve eguagliare le forze verso il basso  $(p + dp)A$  e  $g\rho Adz$ .

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

Questo porta all'equazione:

$$pA = (p + dp)A + g\rho A dz$$

ovvero:

$$dp = -g\rho dz$$

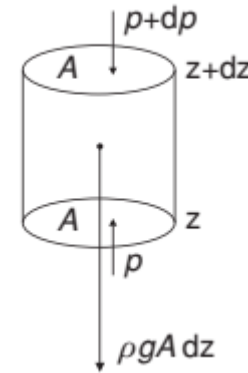
che è nota come **equazione idrostatica**.

Nella bassa troposfera si può assumere l'accelerazione di gravità  $g$  come costante.

La densità  $\rho$  ha una forte diminuzione con l'aumentare dell'altitudine e può non essere assunta costante.

Tuttavia, si può ricavare una relazione tra  $\rho$  e  $p$  poiché il comportamento termodinamico dell'aria nell'atmosfera può essere approssimato piuttosto bene dall'equazione di stato di un gas ideale.

$$pV = nRT$$



# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

$$pV = nRT$$

dove  $n$  è il numero di moli nel volumetto  $V$ .

Detta  $M$  [g] la massa molecolare dell'aria vista come una miscela gassosa, la massa  $m$  [kg] dell'aria può essere espressa come:

$$m = nM \cdot 10^{-3}$$

Sostituendo nell'equazione di stato:

$$p = \frac{n}{V} RT = \frac{m}{V} \frac{R}{M} 10^3 T$$

Definiamo:  $R' = \frac{R}{M} 10^3$

così l'espressione precedente diventa:

$$p = \frac{m}{V} R' T = \rho R' T$$



# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

$$dp = -g\rho dz$$

$$p = \rho R'T$$

Combinando le due espressioni:

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho = -g \frac{p}{R'T}$$

Prendendo un valore medio  $T_{av}$  per la temperatura, si può definire un'altezza effettiva:

$$H_e = \frac{R'T}{g}$$

così l'equazione precedente diventa:

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{H_e}$$

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.1 Equazione idrostatica

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{H_e}$$

la cui soluzione fornisce l'andamento esponenziale decrescente della pressione con la quota:

$$p = p_0 e^{-\frac{z}{H_e}}$$

$$H_e = \frac{R'T}{g}$$

Per  $T = 250$  [K] si ha che  $H_e \approx 7.3$  km, a cui corrisponde una diminuzione di un fattore di 10 nella pressione per un aumento di altitudine pari a 16.8 km.

Quando un volumetto di aria secca si muove verso l'alto senza scambio di calore con l'ambiente circostante, il rapporto tra temperatura e altitudine segue il cosiddetto **adiabatico secco**.

Allo stesso modo, un volumetto di aria umida e satura condenserà parte del suo vapore acqueo e seguirà l'**adiabatico saturo**.

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.2 Adiabatico secco

Consideriamo una massa di 1 kg di aria.

La prima legge della termodinamica afferma che il calore scambiato  $\delta Q$  è in parte utilizzato per aumentare la temperatura  $dT$  e parte per compiere un lavoro  $pdV$ , secondo la seguente relazione:

$$\delta Q = c_V dT + pdV$$

Per volumi costanti, il calore è utilizzato per aumentare la temperatura; quindi,  $c_V$  è il calore specifico a volume costante [ $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ].

Consideriamo il volumetto d'aria. Esso può deformarsi ed espandersi, ma la sua massa non varierà.

Quindi, il volume sarà legato alla densità mediante la relazione:  $V = \frac{1}{\rho}$ .

L'equazione precedente diventa:

$$\delta Q = c_V dT + pd \left( \frac{1}{\rho} \right)$$

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.2 Adiabatico secco

$$\delta Q = c_V dT + pd \left( \frac{1}{\rho} \right)$$

Mostriamo che  $pd \left( \frac{1}{\rho} \right)$  possiamo esprimerlo come  $d \left( \frac{p}{\rho} \right) - \frac{1}{\rho} dp$

Dimostriamolo partendo dal risultato:

$$d \left( \frac{p}{\rho} \right) - \frac{1}{\rho} dp = \frac{\rho dp - p d\rho}{\rho^2} - \frac{1}{\rho} dp = \frac{1}{\rho} dp - \frac{p d\rho}{\rho^2} - \frac{1}{\rho} dp = -\frac{p d\rho}{\rho^2} = pd \left( \frac{1}{\rho} \right)$$

Quindi:

$$\delta Q = c_V dT + pd \left( \frac{1}{\rho} \right) = c_V dT + d \left( \frac{p}{\rho} \right) - \frac{1}{\rho} dp$$

Usando l'equazione:

$$p = \rho R' T$$

$$\delta Q = c_V dT + pd \left( \frac{1}{\rho} \right) = c_V dT + R' dT - \frac{1}{\rho} dp$$

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.2 Adiabatico secco

$$\delta Q = c_V dT + R' dT - \frac{1}{\rho} dp$$

Utilizzando la relazione di Mayer:  $c_p = c_V + R'$

$$R' = \frac{R}{M} 10^3$$

$$\delta Q = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp$$

Per il caso di aria secca senza scambio di calore con l'ambiente circostante,  $\delta Q = 0$  e quindi:

$$c_p dT = \frac{1}{\rho} dp$$

che può essere riscritta come:

$$dT = \frac{dp}{\rho c_p} = R' T \frac{dp}{p c_p}$$

$$p = \rho R' T$$

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.2 Adiabatico secco

$$dT = R'T \frac{dp}{pc_p}$$

L'adiabatico secco è espresso come la variazione di temperatura con la quota  $z$ :

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial p} \times \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{R'T}{pc_p} \times \frac{-gp}{R'T} = -\frac{g}{c_p}$$

$$\frac{dp}{dz} = -g \frac{p}{R'T}$$

La quantità  $\Gamma_d = \frac{g}{c_p}$  è detto **GRADIENTE ADIABATICO SECCO** e rappresenta la velocità con la quale il volumetto di aria secca, nel suo moto verticale, si scalda o si raffredda.

Graficamente, il gradiente adiabatico secco rappresenta la pendenza della curva  $T(z)$ . Il segno meno nell'equazione illustra che l'aria in aumento si espanderà e di conseguenza si raffredderà.

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.2 Adiabatico secco

Essendo il calore specifico dell'aria secca pari a  $c_p = 1007 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$ , è facile calcolare:

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} = \frac{9.81 \text{ m/s}^2}{1007 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}} \approx 0.01 \text{ Km}^{-1}$$



Per l'aria umida, ma non satura, con una frazione di massa  $\omega$  di vapore acqueo l'equazione può essere ancora utilizzata con:

$$c_p = (1 - \omega)c_{p,aria} + \omega c_{p,vapore\ acqueo}$$

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.3 Adiabatico saturo

Ad una data temperatura, l'aria è satura quando contiene la massima quantità di vapore acqueo che può mantenere a quella temperatura (cioè l'umidità relativa è pari al 100%).

Oltre tale temperatura, il vapore acqueo diventa liquido (cioè condensa).

Se un volumetto di aria umida sale e si raffredda, il vapore acqueo che contiene diminuisce perché condensa.

La frazione di massa  $\omega$  di vapore acqueo nel volumetto diminuirà di una quantità  $d\omega < 0$ , che rappresenta proprio la frazione di massa di vapore acqueo che si è condensata.

In questo caso si definisce una entalpia di condensazione  $\Delta H_v$  (come processo inverso all'entalpia di vaporizzazione), definito come il calore rilasciato quando una mole di una sostanza condensa.

Riprendendo l'espressione scritta prima per l'adiabatico secco:

$$\delta Q = (\Delta H_v)(-d\omega) = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp$$

$$\delta Q = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp$$



# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.3 Adiabatico saturo

$$\delta Q = (\Delta H_v)(-d\omega) = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp$$

da cui:

$$dT = \frac{1}{\rho c_p} dp - \frac{\Delta H_v}{c_p} d\omega$$

e quindi:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{c_p} - \frac{\Delta H_v}{c_p} \times \frac{\partial \omega}{\partial z} = -\Gamma_d - \frac{\Delta H_v}{c_p} \times \frac{\partial \omega}{\partial z} = -\Gamma_s$$

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p}$$

Il **gradiente adiabatico saturo**  $\Gamma_s$  è inferiore al gradiente adiabatico secco  $\Gamma_d$ , dal momento che  $\frac{\partial \omega}{\partial z} < 0$ . Questo è chiaro perché il calore di condensazione liberato compensa in qualche modo il raffreddamento per espansione.

Questo effetto è maggiore per l'aria calda, in quanto può contenere molto vapore acqueo, portando a un fattore di 2 o addirittura 3 il rapporto tra i due gradienti.

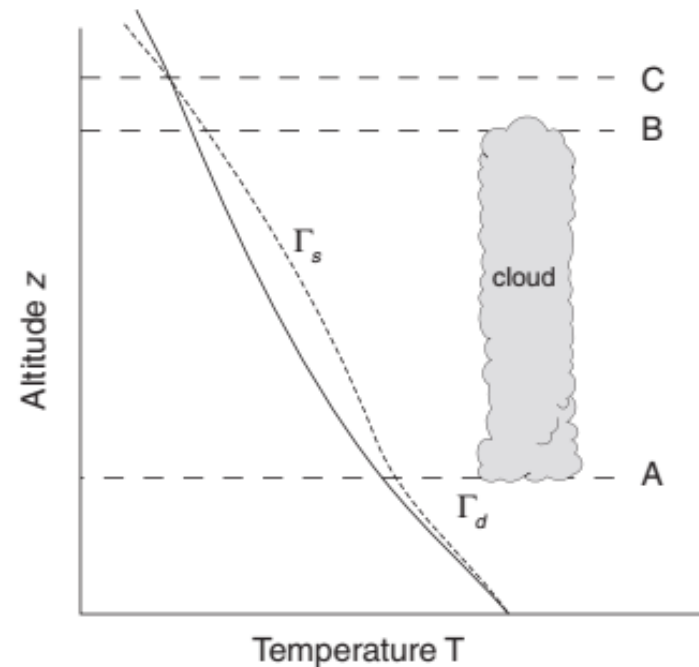
# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.4 Formazione delle nuvole

Il principio della formazione delle nubi è schematicamente illustrato in Figura

A livello del suolo un volumetto d'aria viene riscaldato e inizia a salire. Poiché contiene vapore acqueo, la sua temperatura diminuisce secondo la relazione trovata:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial p} \times \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{R'T}{pc_p} \times \frac{-gp}{R'T} = -\frac{g}{c_p}$$



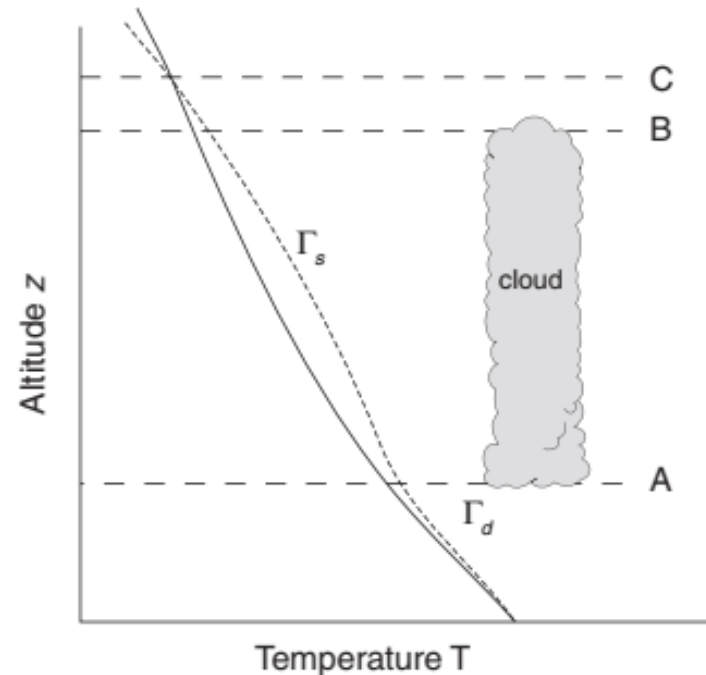
Nell'esempio illustrato nel grafico, il volumetto d'aria è un po' più caldo dell'ambiente circostante e continua a salire dopo il suo adiabatico secco (questa situazione è chiamata secca, instabile).

# 1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

## 1.2.4 Formazione delle nuvole

Raggiunto il livello A, il vapore acqueo inizia a condensare e il volumetto d'acqua segue l'adiabatico saturo con una pendenza leggermente minore.

Il volumetto d'aria ora è considerevolmente più caldo dell'aria ambiente; quindi, continua a salire e condensa fino a quando tutto il vapore acqueo è stato condensato al livello B (questa situazione è chiamata umida, instabile).



Segue poi di nuovo un adiabatico secco, dove dal livello C il volumetto sembra essere più freddo dell'aria ambiente e quindi smette di salire. (Questa situazione è chiamata secca, stabile).

Tra i livelli A e B si è formata una nube alta, un cumulo di vapore acqueo condensato.

# 1.3 STRUTTURA DEGLI ALTRI STRATI

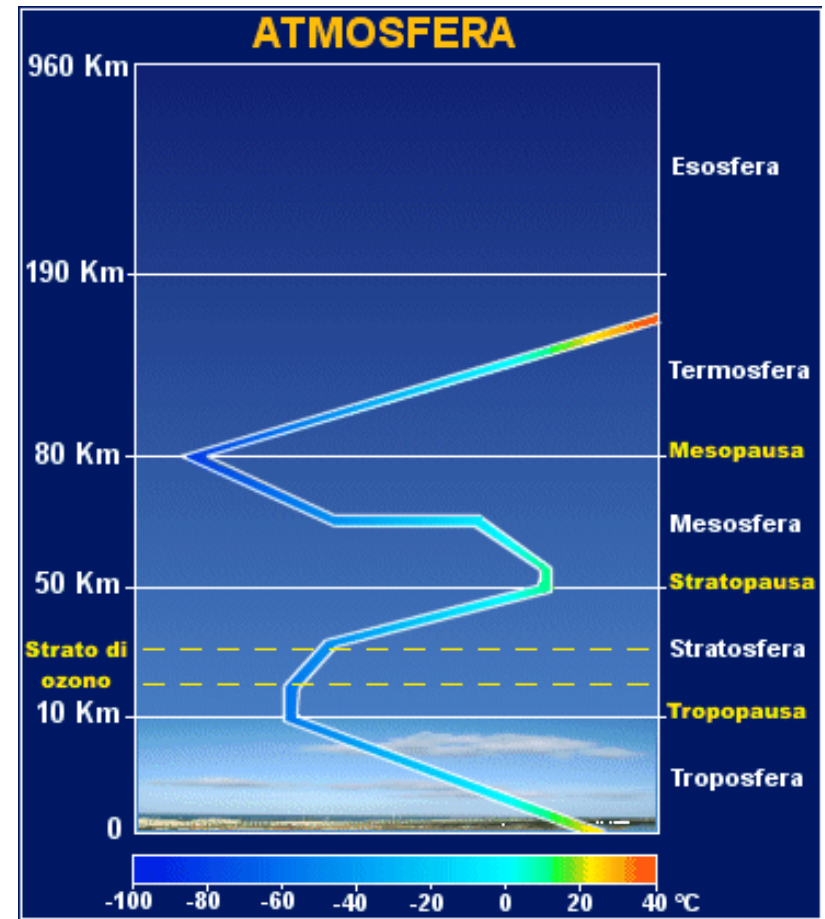
## 1.3.1 Stratosfera, termosfera e ionosfera

**I cambiamenti climatici stanno avvenendo nella troposfera.**

Guardando il grafico dal basso verso l'alto, mostra che la diminuzione o l'aumento della temperatura con l'altitudine definisce in ordine la **troposfera**, la **stratosfera**, la **mesosfera** e la **termosfera**.

Le regioni che separano queste calotte sferiche sono chiamate **tropopausa**, **stratopausa** e **mesopausa**. La loro altitudine varia con la latitudine.

Perché nella **stratosfera** e nella **termosfera** si verifica un aumento della temperatura con l'altitudine?



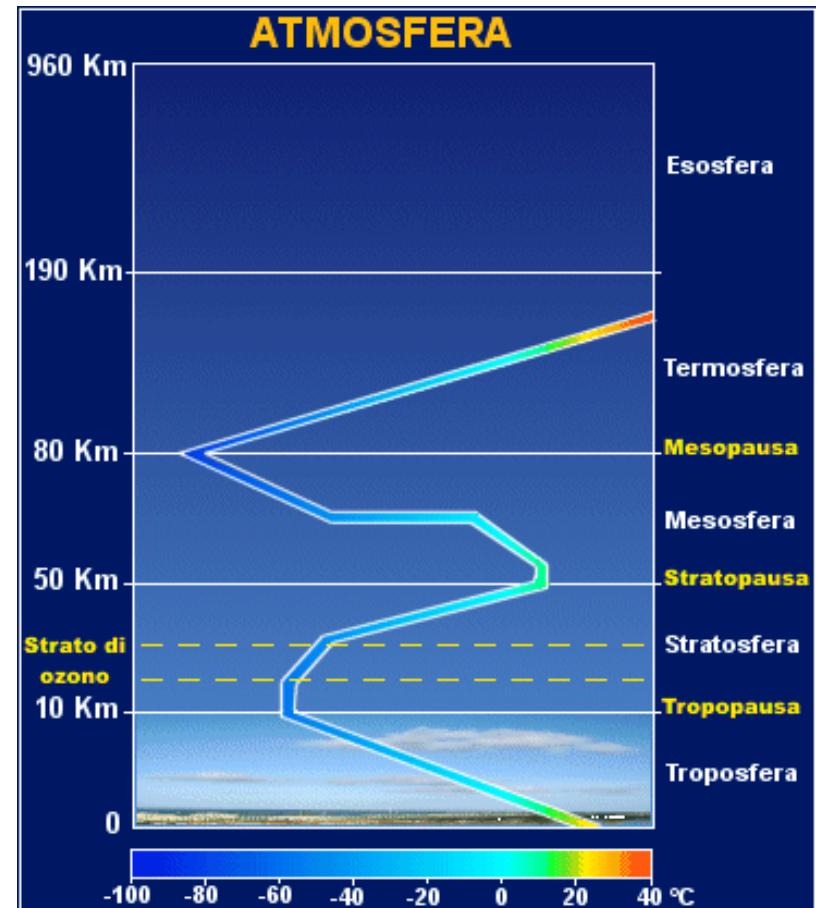
Entrambi gli andamenti sono imputabile all'assorbimento di radiazione solare con conseguente innesco di processi chimici.

# 1.3 STRUTTURA DEGLI ALTRI STRATI

## 1.3.1 Stratosfera, termosfera e ionosfera

Nella **stratosfera**, l'assorbimento della radiazione solare UV da parte dell' $O_2$  tra 20 e 40 km di altitudine genera ozono stratosferico  $O_3$ , che assorbe fortemente la radiazione solare con lunghezze d'onda da 200 a 300 nm e provoca un aumento generale della temperatura in queste regioni.

Nella **termosfera**, sopra gli 80 km, l'aumento della temperatura è causato dalla foto-dissociazione dell'ossigeno molecolare  $O_2$  in  $O$  atomico. Gli atomi di ossigeno assorbono fortemente la radiazione solare alle lunghezze d'onda comprese tra 100 e 200 nm.



In alternativa, può verificarsi la dissociazione in ioni  $O^+$  ed elettroni, dando origine alla **ionosfera** che riflette le onde radio.