

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.

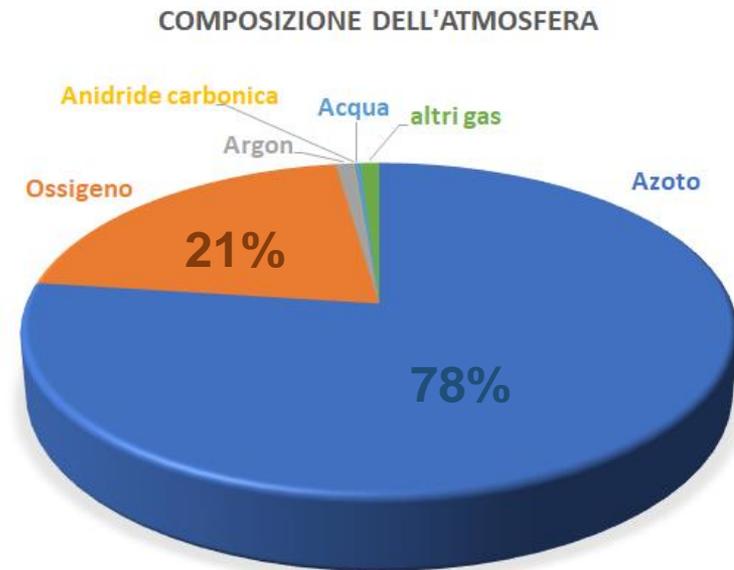
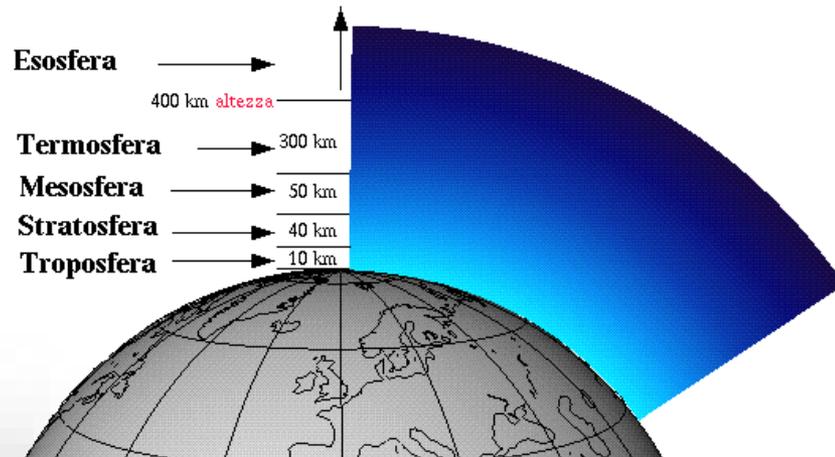
CAPITOLO 1

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).

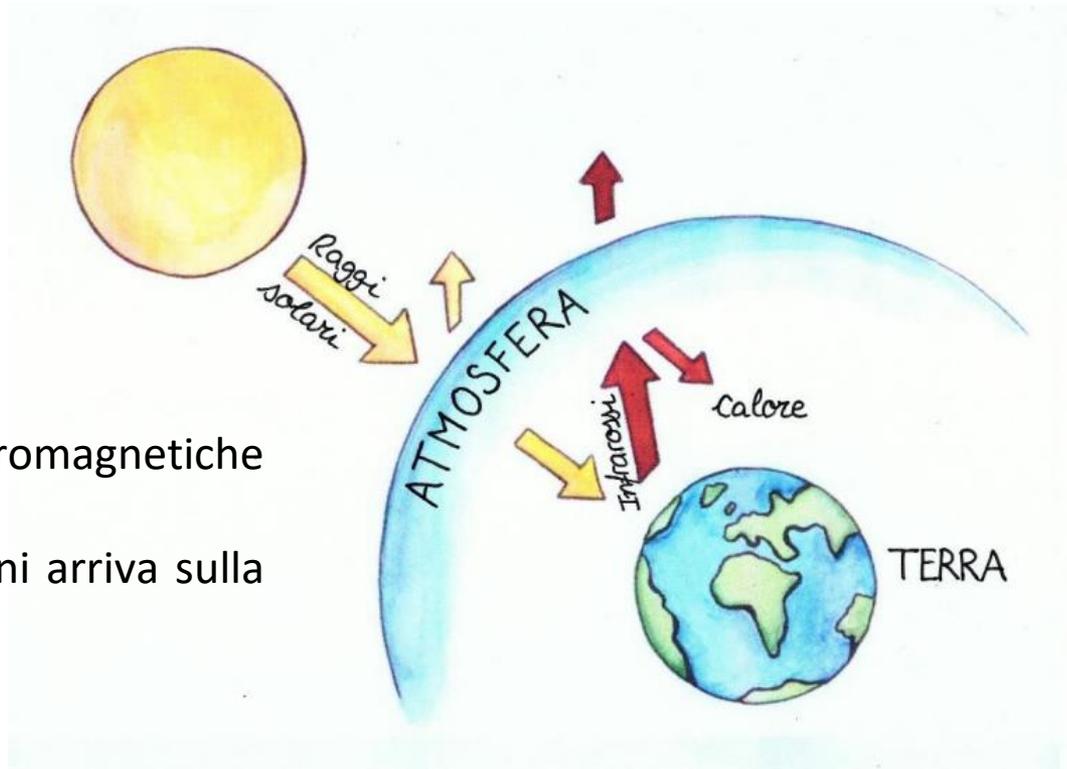
1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

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:

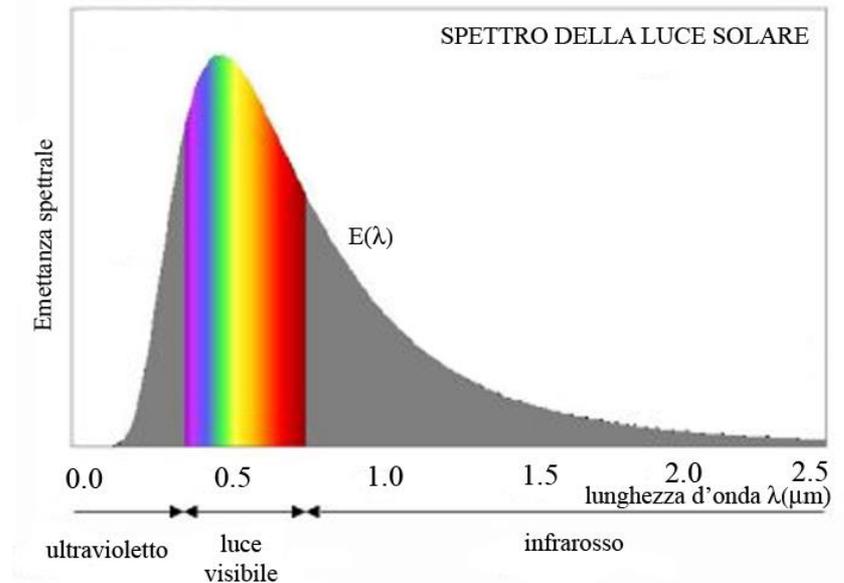
- Una parte è riflessa dall'atmosfera verso lo spazio (non arriva alla superficie terrestre);
- Un'altra parte viene assorbito dall'atmosfera;
- Un'ultima parte arriva sulla superficie terrestre: una parte viene assorbita e l'altra riflessa

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



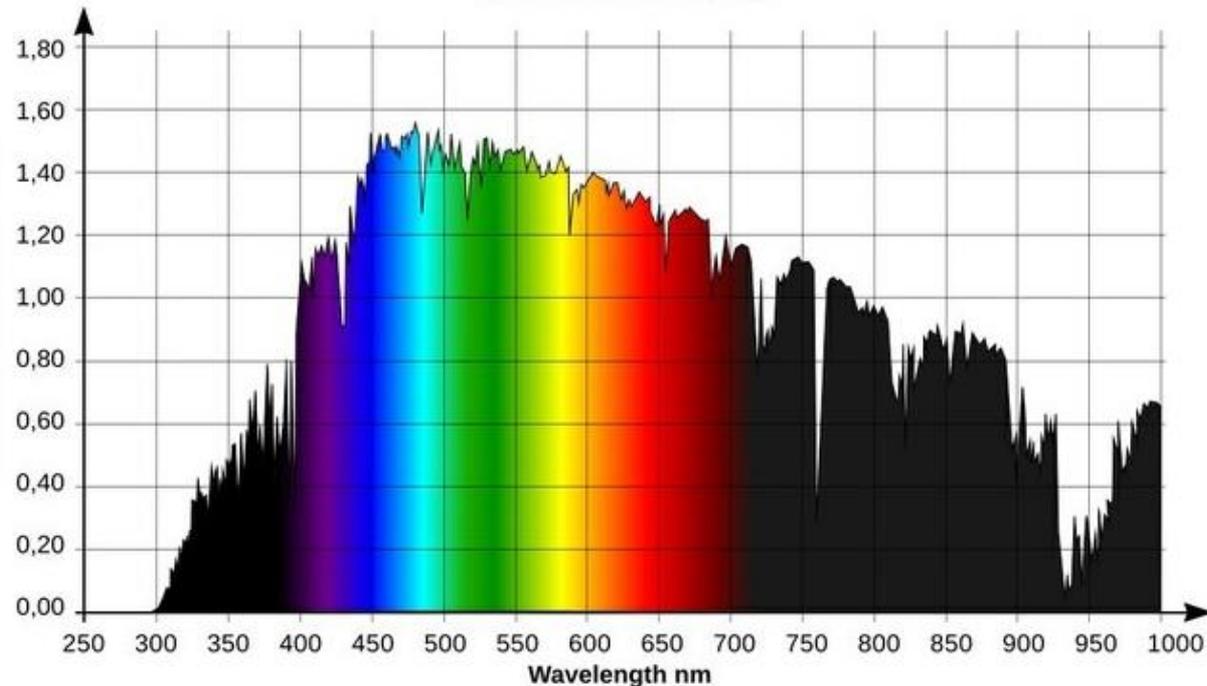
- Interazione del campo di radiazione con la superficie terrestre



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**.



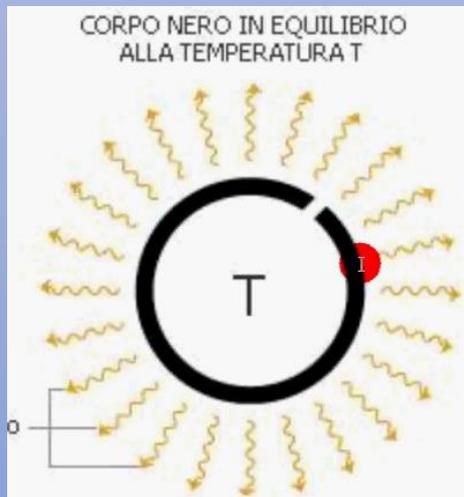
Uno spettro di emissione di una sorgente policromatica può avere una distribuzione spettrale **continua** oppure **discreta**.

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

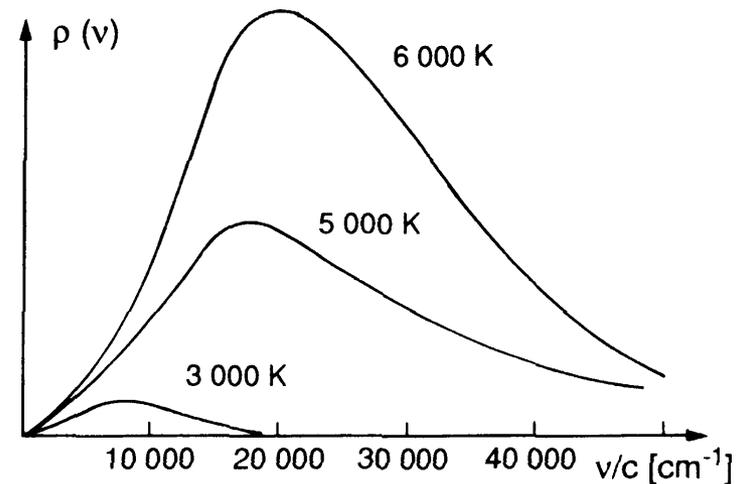
Con l'ipotesi di Planck secondo il quale ogni modo del campo di radiazione può emettere o assorbire energia in quantità discrete di energia pari a multipli interi del quanto di energia $h\nu$, il campo di radiazione termica ha densità di energia $\rho(\nu)d\nu$ all'interno dell'intervallo di frequenze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

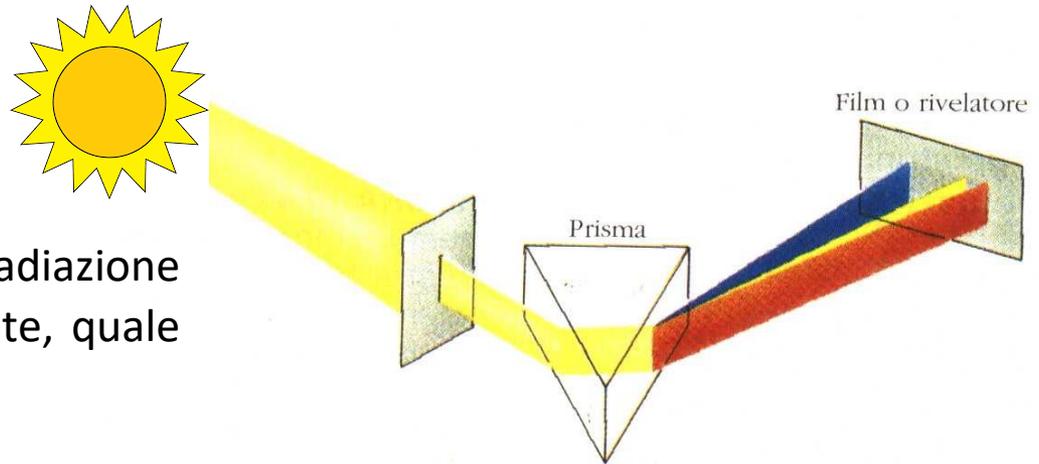


1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

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

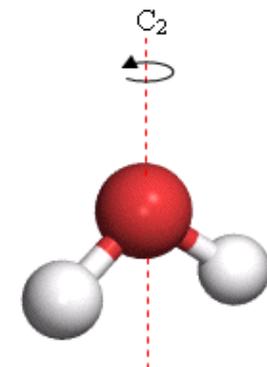
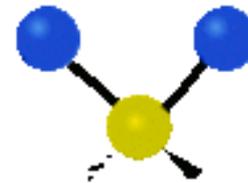
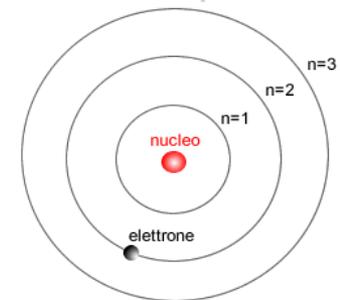
1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

- 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

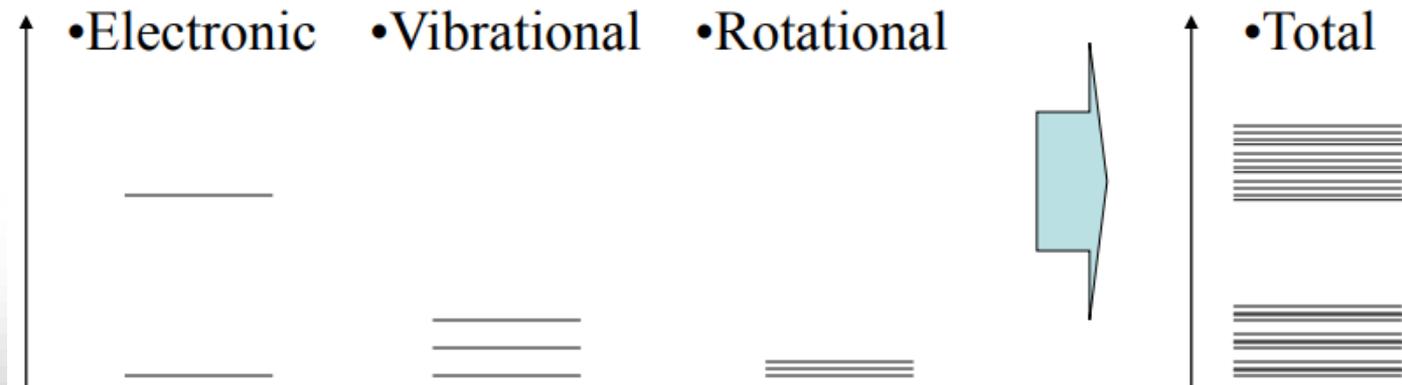
1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

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.

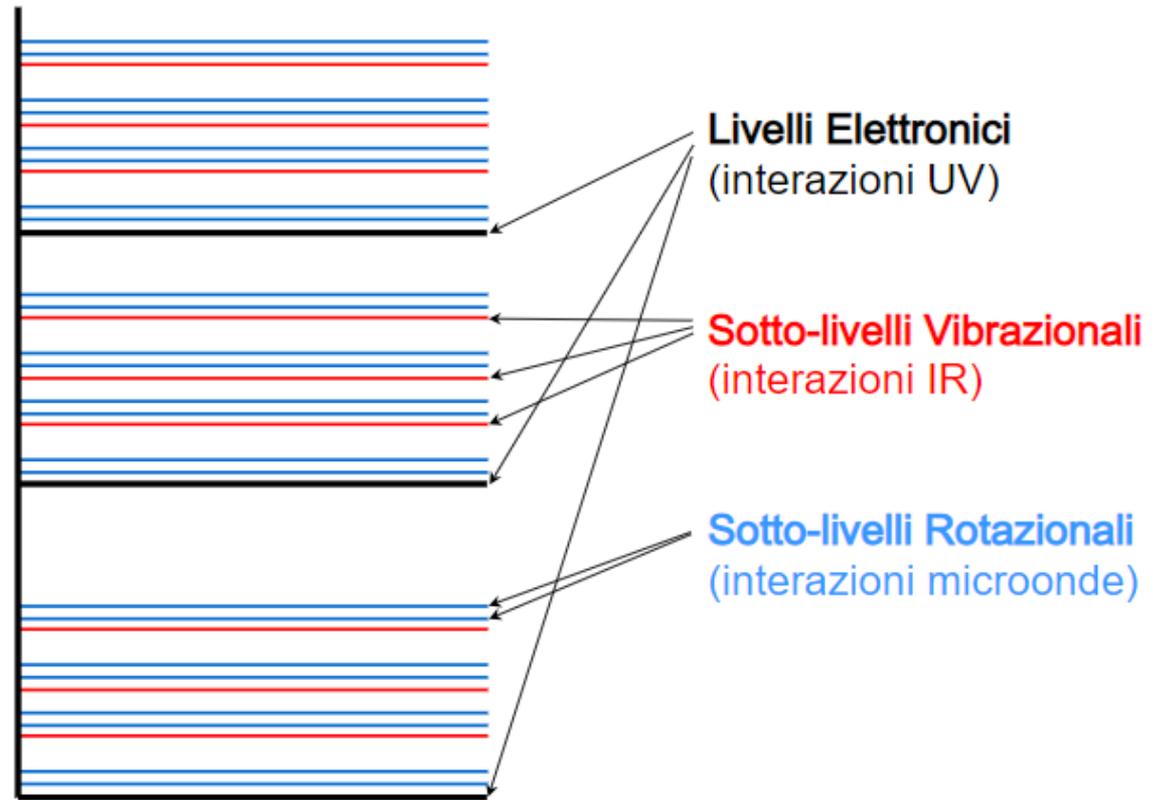
Si combinano i livelli energetici vibrazionali con ciascuno dei livelli energetici elettronici e poi si combinano i livelli energetici rotazionali con ciascuna combinazione di questi.



1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

1.1.3 Righe di assorbimento molecolari

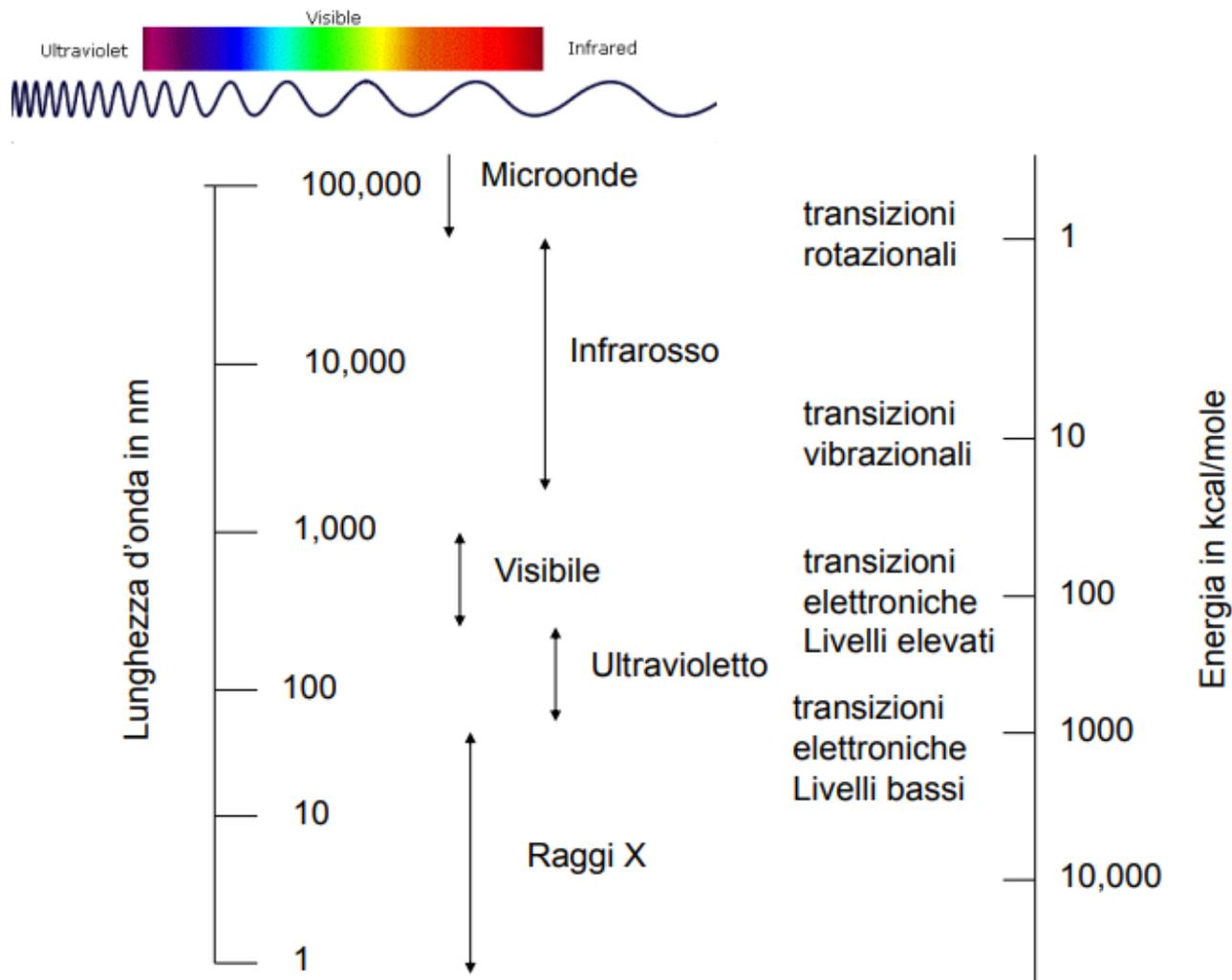
Sotto certe condizioni, il movimento vibrazionale e rotazionale di una molecola possono scambiare (assorbire o emettere) energia con una risonanza elettromagnetica- questa è la base per la spettroscopia rotazionale e vibrazionale



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

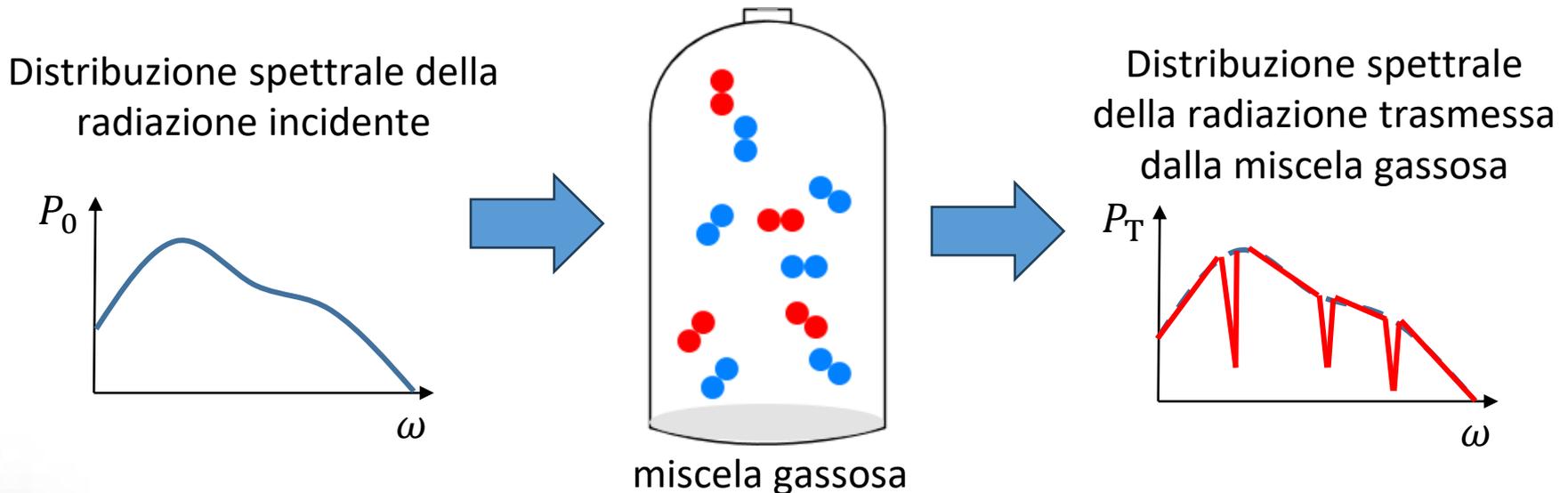
1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

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.

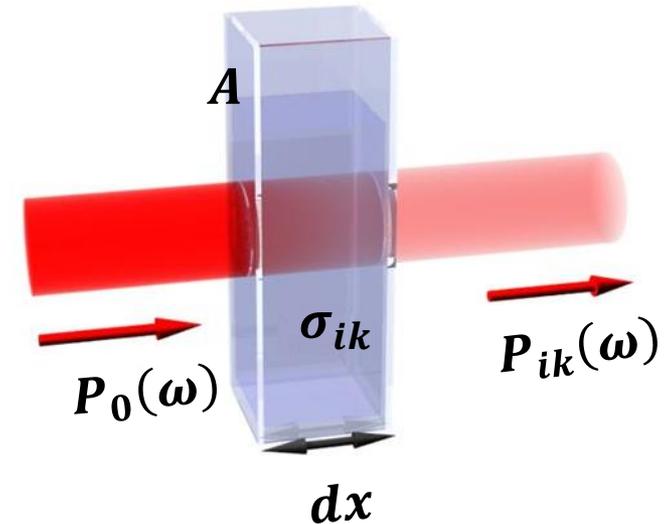
1.1 INTRODUZIONE CONCETTI DI BASE

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 ω a seguito della transizione $|i\rangle \rightarrow |k\rangle$ all'interno del volume $\Delta V = A dx$ è proporzionale

- alla potenza incidente $P_0(\omega)$
- alla sezione d'urto di assorbimento σ_{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:

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

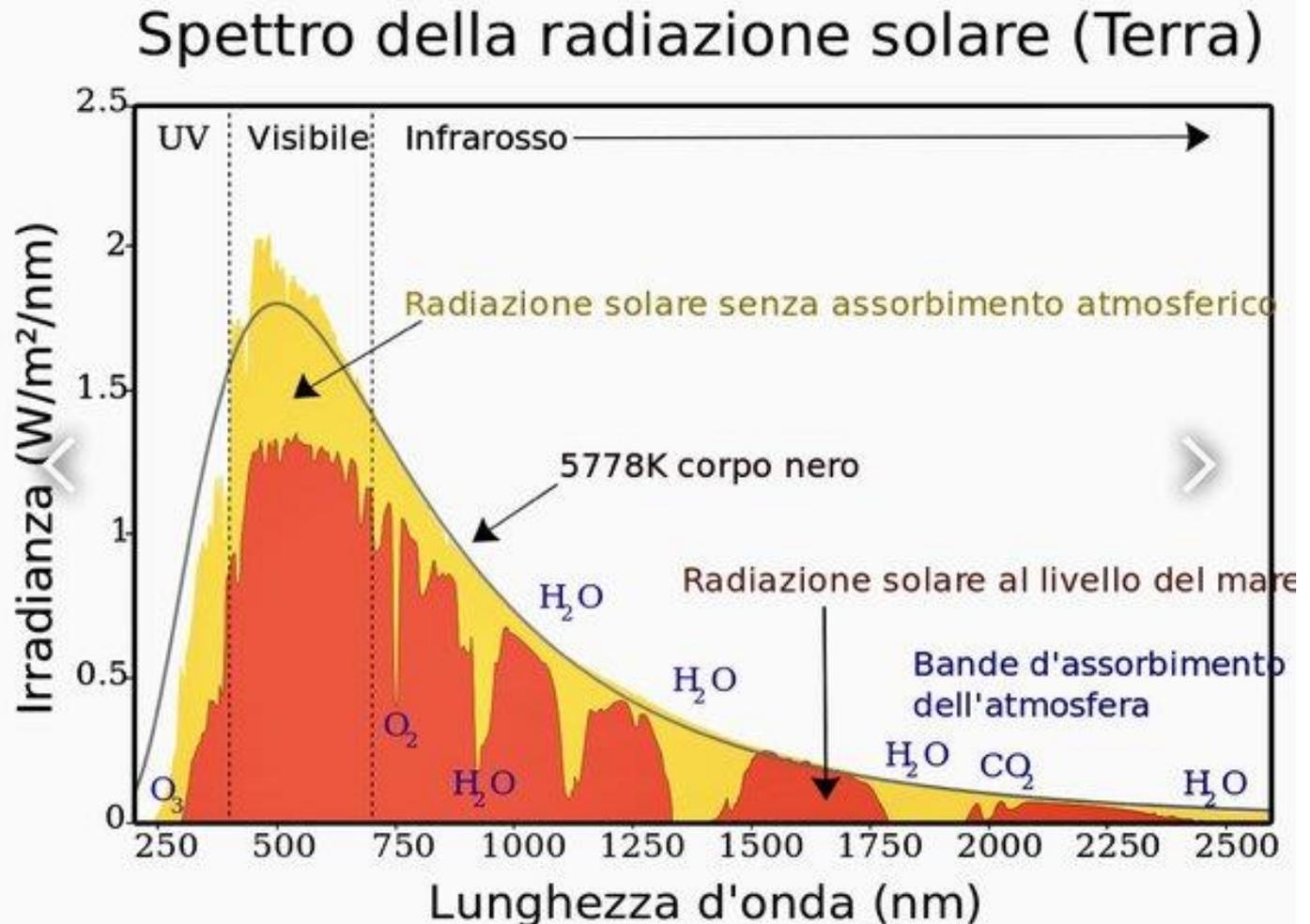
Da cui:

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

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

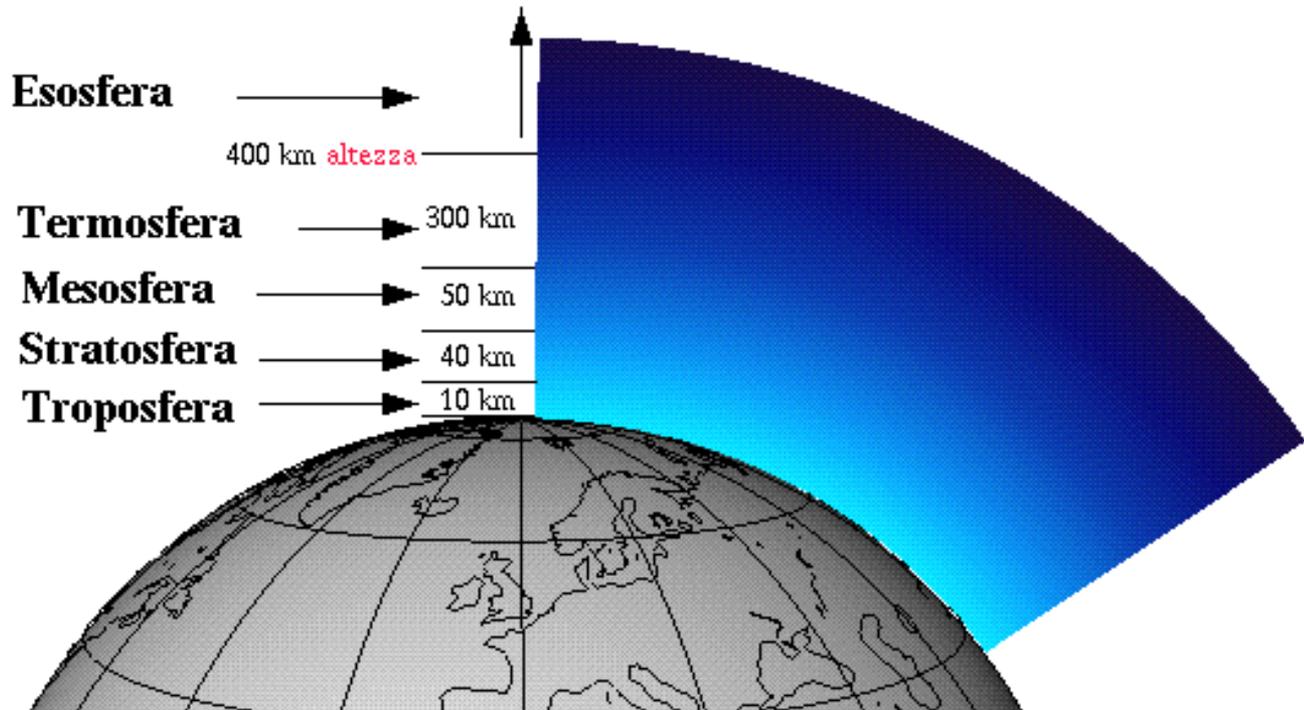
1.1.4 Legge di Lambert-Beer



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.



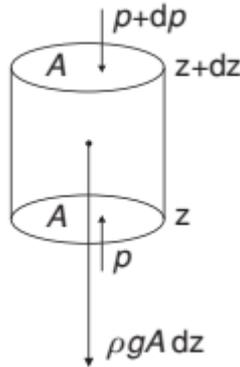
"Adiabatico" significa che non c'è scambio di calore con l'ambiente circostante.

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 $-mg = -g\rho A dz$ con ρ 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 $g\rho A dz$.

1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

1.2.1 Equazione idrostatica

Questo porta all'equazione:

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

ovvero:

$$dp = -g\rho dz$$

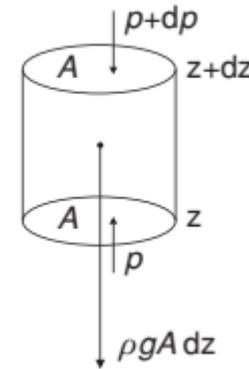
che è nota come **equazione idrostatica**.

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

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

Tuttavia, si può ricavare una relazione tra ρ 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 δQ 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 ω 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 ω 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 ΔH_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** Γ_s è inferiore al gradiente adiabatico secco Γ_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.

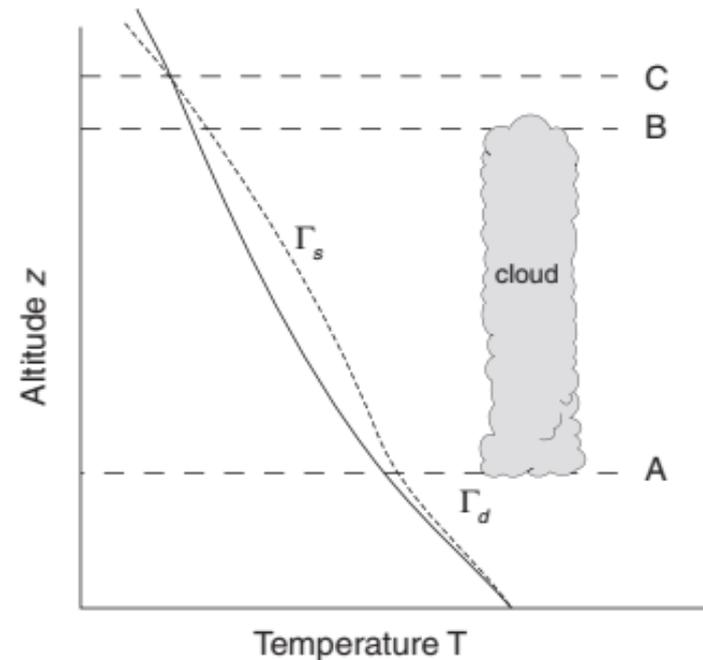
1.2 STRUTTURA VERTICALE DELLA TROPOSFERA

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:

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



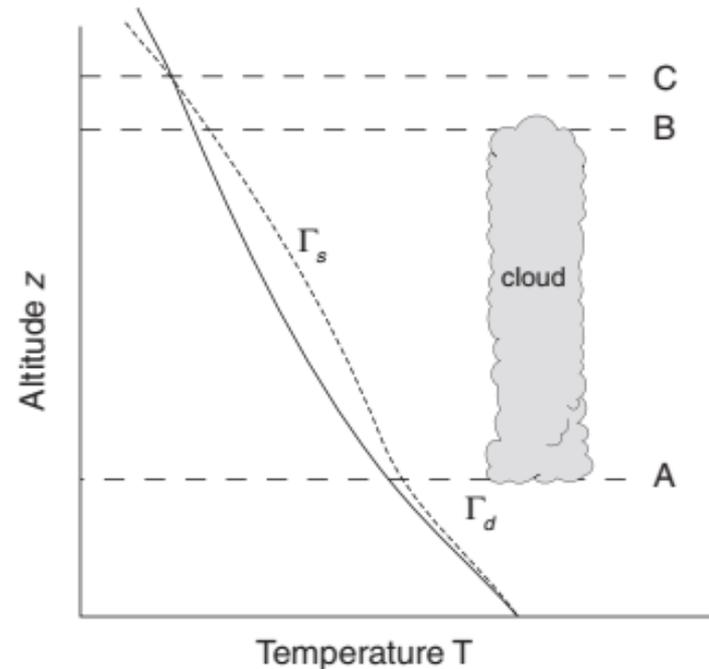
Nell'esempio illustrato nel grafico, il volumetto d'aria è un po' più caldo dell'ambiente circostante e continua a salire dopo il suo adiabatico secco (questa situazione è chiamata secca, instabile).

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

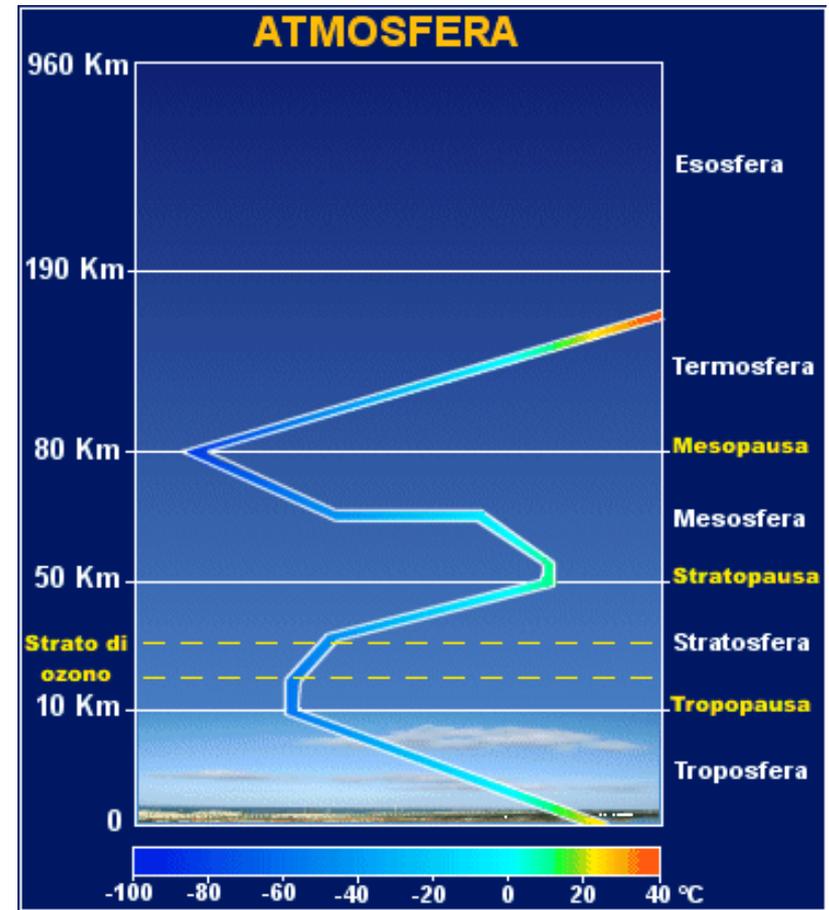
1.3.1 Stratosfera, termosfera e ionosfera

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?



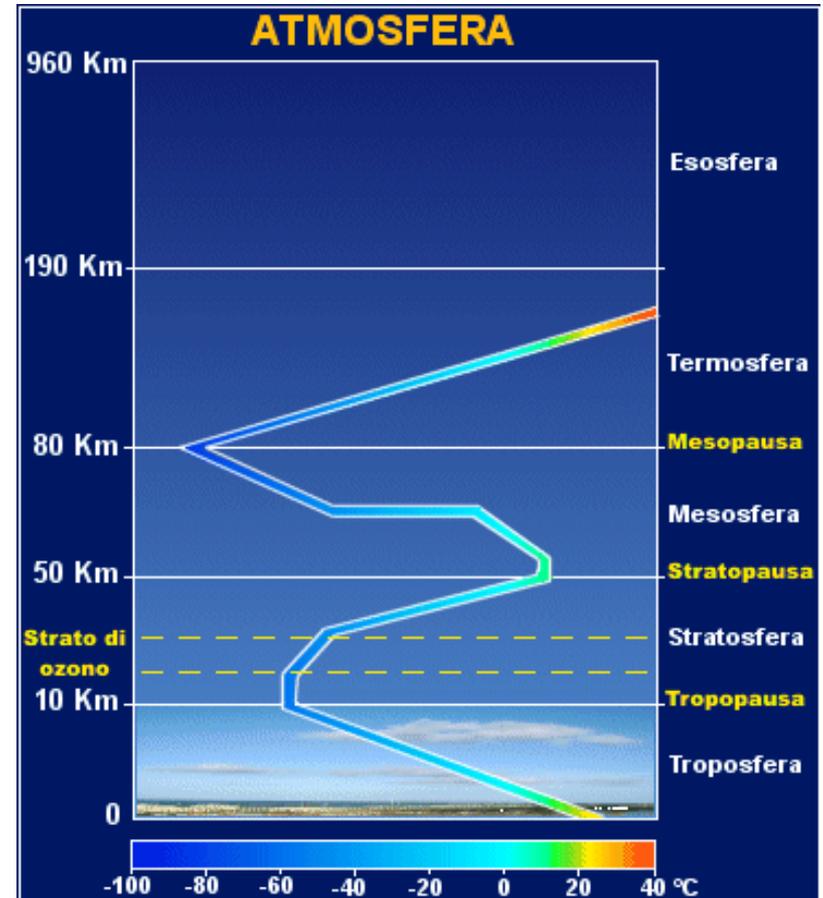
Entrambi gli andamenti sono imputabile all'assorbimento di radiazione solare con conseguente innesco di processi chimici.

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.