

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

Premessa: la causa principale dei processi meteorologici

In queste brevi note ci occuperemo dei processi che definiscono i fenomeni meteorologici. Scopriremo, in particolare, in che modo le reazioni nucleari, che avvengono sul Sole, riescono ad influenzare i processi che avvengono sulla Terra che, come sappiamo, si trova ad una distanza di circa 150 milioni di km.

Tratteremo dell'energia dell'atmosfera e delle caratteristiche della radiazione solare, delle modalità di trasporto di tale energia nonché dei processi che governano gli scambi di calore in genere.

Nell'ambito di questa trattazione ci soffermeremo in particolare:

- Le onde elettromagnetiche;
- Il corpo nero e sulle sue leggi;
- Le caratteristiche della radiazione solare e terrestre;
- Le funzioni dell'atmosfera ed i fenomeni conseguenti;
- La costante solare, l'insolazione e l'albedo.

Energia dell'atmosfera

L'energia che mantiene calda la Terra e definisce i processi atmosferici perviene dal Sole ed è chiamata ENERGIA RADIANTE. Quest'ultima è una caratteristica posseduta da tutti i corpi aventi una temperatura superiore allo zero assoluto (0°K) e costituisce una possibile forma di energia. Ovviamente non è l'unica forma di energia che regola i fenomeni meteorologici; ne esistono anche delle altre:

ENERGIA CINETICA

ENERGIA POTENZIALE

L'energia cinetica, è definita a partire dalla relazione:

$$E_c = 1/2 m v^2$$

dove m è la massa della particella, v la sua velocità, costituisce una forma energetica di un certo interesse nella meteorologia. In particolare, tornados, uragani e microburst, costituiscono tre possibili fenomeni caratterizzati da elevata energia cinetica.

Fra l'altro, abbiamo già incontrato l'energia cinetica allorché abbiamo introdotto il concetto di velocità di fuga, abbinata, in quel caso, ad un'altra forma di energia.

Nel caso delle molecole costituenti l'atmosfera terrestre l'energia cinetica è anche direttamente proporzionale alla temperatura dell'aria stessa: a maggiori temperature corrisponde maggiore energia cinetica.

Dalla fisica dovremmo inoltre ricordarci che i processi che coinvolgono particelle ad una certa altezza dal suolo, in presenza della forza di gravità, sono soggetti anche all'energia potenziale, definita da:

$$E_p = m g h$$

dove m esprime la massa della particella, g l'accelerazione di gravità (9,80665 m s⁻²), h l'altezza della particella dal suolo.

Per effetto di ciò una bolla di aria costretta a scendere dalla sua posizione iniziale, come nel caso in figura 1, converte l'energia potenziale, inizialmente posseduta, in energia cinetica.

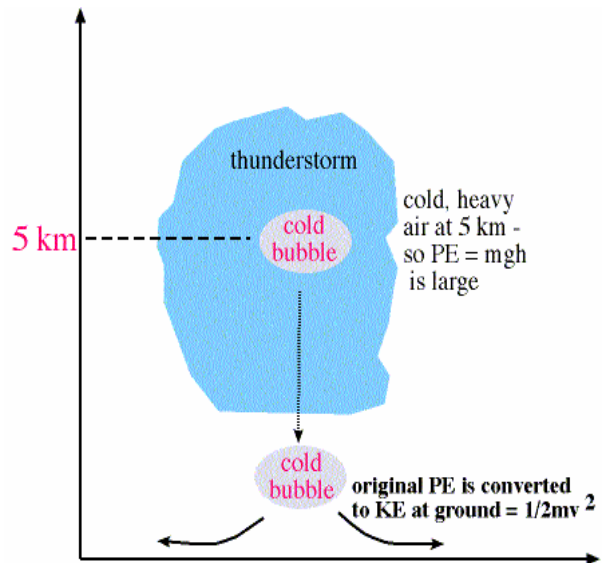


Fig. 1 Processo di conversione di energia potenziale in energia cinetica nel caso di una bolla di aria.

Caratteristiche della radiazione solare

La radiazione solare è costituita da onde elettromagnetiche. Vale allora la pena accennare ad alcune delle caratteristiche che contraddistinguono tali onde.

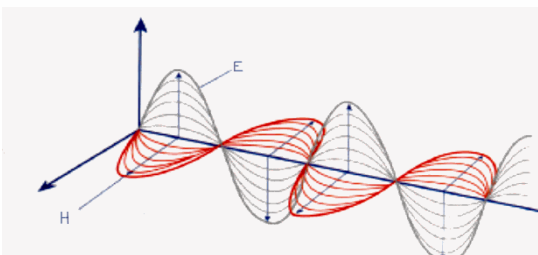
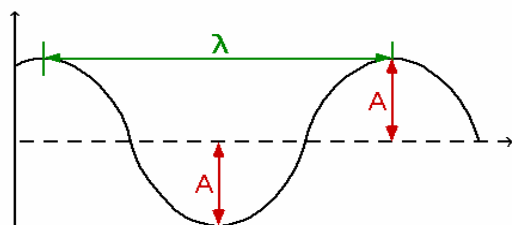


Fig. 2, 3 Caratteristiche dell'onda e dell'onda e.m.

Ma. - 11/01, 12/05 Vers. del 02.12.05

Le onde, in genere, rappresentano una forma di trasporto di energia sotto varie forme: meccanica (oscillazione di una corda), sonora (propagazione del suono), elettromagnetica (propagazione della luce). Spesso le trattazioni sono analoghe, anche se distribuite su campi diversi.

Dalla figura 2 è possibile osservare che ogni onda è caratterizzata dai seguenti aspetti:

- Ampiezza (A, m);
- Lunghezza d'onda (λ, m);
- Periodo (T, s), ovvero il tempo necessario a completare un ciclo;
- Frequenza (ν, Hz), cioè il numero di oscillazioni nell'unità di tempo;
- Velocità di propagazione (c, m/s);

Frequenza e lunghezza d'onda sono legate da una relazione di proporzionalità inversa:

$$v = c/\lambda$$

Appare il caso di prestare particolare attenzione a questa relazione perché nelle diverse trattazioni a volte l'onda è espressa in funzione della frequenza (ν) e a volte in funzione della lunghezza d'onda (λ).

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

In particolare le onde elettromagnetiche (e.m.) rappresentano una forma di energia che si può propagare nello spazio, senza la necessità di un mezzo di supporto. Può pertanto propagarsi anche nel vuoto e, tra Sole e Terra, c'è appunto il vuoto.

Le onde e.m. sono definite da un campo elettrico (E) ed un campo magnetico (H) che oscillano perpendicolarmente sia fra loro che alla direzione di propagazione dell'onda, come indicato in figura 3.

La velocità di propagazione dell'onda e.m. corrisponde alla velocità della luce, cioè, grossomodo, a 300.000 km/s.

Ogni onda elettromagnetica può essere definita a partire dalla sua frequenza. Quest'ultima, come abbiamo già avuto modo di osservare, rappresenta il numero delle oscillazioni compiute in un secondo dall'onda e si misura in cicli al secondo o Hertz (Hz).

Ulteriori caratteristiche dell'onda elettromagnetica sono l'intensità del campo elettrico, l'intensità del campo magnetico e l'energia trasportata ($J W m^{-2} s^{-1} = W/m^2$). In particolare maggiore è la frequenza di un'onda, maggiore è l'energia che essa trasporta.

L'insieme di tutte le possibili onde elettromagnetiche, al variare della frequenza, viene chiamato spettro elettromagnetico ed è riportato nella figura 4, a dimostrazione che siamo in ogni istante circondati da onde di questo tipo, anche se, come vedremo, caratterizzate da proprietà differenti.

Dell'intero spettro, per i nostri studi, ci interessano in particolare le seguenti componenti:

- Componente visibile ($\sim 0,38 < \lambda < 0,78 \mu m$)
- Componente invisibile
 - Componente Infrarossa ($\lambda > \sim 0,78 \mu m$)
 - Componente Ultravioletta ($\lambda < \sim 0,38 \mu m$)
 - Onde Radio

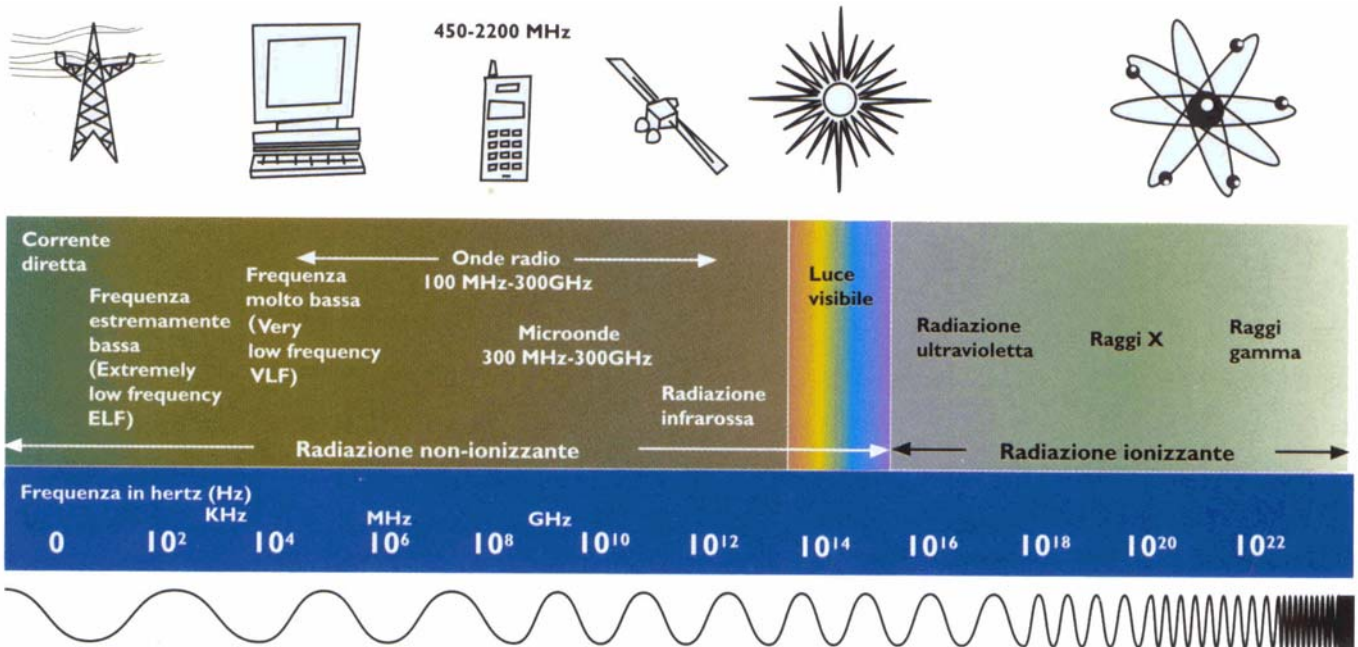


Fig. 4 Spettro elettromagnetico.

Il corpo nero e le leggi che lo governano

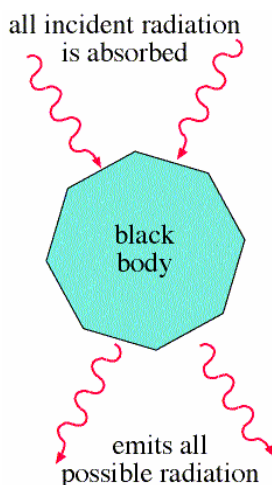


Fig. 5 Il corpo nero.

Qualsiasi corpo, purché non sia allo zero termico ($0^\circ K$), emette energia, cioè irraggia, in quantità proporzionale alla sua temperatura.

La natura di questa emissione è discontinua ed avviene tramite l'emissione di pacchetti di energia detti fotoni (onde e.m.).

Il fenomeno opposto all'emissione si chiama assorbimento.

Allorché della radiazione incide (I) su un qualsiasi oggetto si può concludere che essa può essere:

RIFLESSA (R)

ASSORBITA (A)

ne segue che, in ogni caso, vale la relazione:

$$I = R + A$$

In particolare definiremo "Corpo Nero" quel corpo per il quale viene assorbita tutta, ma proprio tutta, la radiazione incidente. Per il corpo nero si ha pertanto che:

$$R = 0$$

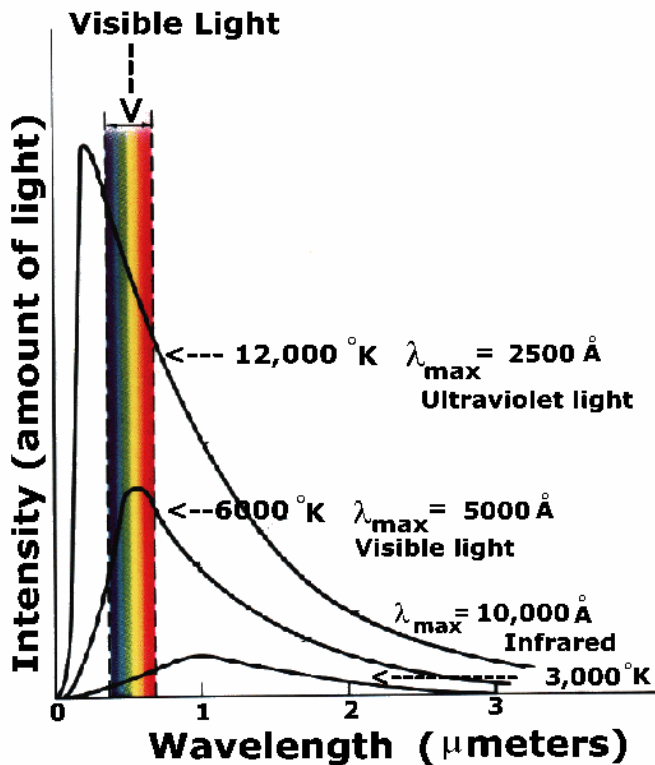
Se invece risulta che $R = I$ allora si parla di specchio perfetto.

Anche se il corpo nero assorbe tutta l'energia incidente, ciò non significa che esso non sia in grado di EMETTERE energia (specie se la sua temperatura è superiore a $0^\circ K$).

Le leggi che regolano l'emissione dell'energia del corpo nero sono le seguenti:

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

1. Legge di Planck: l'intensità di radiazione è proporzionale alla lunghezza d'onda della radiazione emessa (figura 6). In sostanza più caldo è un corpo più bassa è la lunghezza d'onda della radiazione emessa.



2. Legge di Stefan-Boltzmann: l'energia emessa è proporzionale alla quarta potenza della temperatura (espressa in °K):

$$E = \sigma T^4$$

$$(\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ °K}^{-4}).$$

3. Legge di Wien: consente di esprimere il valore della lunghezza d'onda cui corrisponde il massimo di emissione di energia. In particolare si ha che:

$$\lambda_{\text{max}} = k/T$$

con $k = 2897 \mu\text{m} \cdot \text{K}$, il che consente di ricavare il punto di massimo, nella figura 6, riportata a fianco, che esprime la Legge di Planck precedentemente definita.

Abbiamo introdotto il corpo nero in quanto, in prima approssimazione, il Sole è pensabile come un corpo nero. La radiazione emessa dal Sole nell'approssimazione introdotta cade nel visibile e corrisponde ad una lunghezza d'onda $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$. Tale valore è, in base a quanto detto, in stretta relazione con la temperatura, che, sulla superficie solare, è dell'ordine dei 5000°K. Sarebbe a questo punto il caso di pensare di fare un analogo ragionamento nel caso della Terra.

La radiazione emessa dal Sole è sprigionata in ogni direzione, ma torneremo più avanti su questo concetto, quando introdurremo la costante solare e l'albedo. Si tratta a questo punto di accennare alle modalità di trasferimento del calore (che, evidentemente è pure esso una forma di energia).

Fig. 6 Legge di Planck-Wien.

Scambi di calore

Parlando di scambi di calore è necessario introdurre i concetti di: CALORE SPECIFICO o SENSIBILE
CALORE LATENTE

Il calore specifico definisce la quantità di calore necessaria per far variare la temperatura di un grado. Lo si incontra nella relazione:

$$Q = c m \Delta T$$

In particolare si parla di calore sensibile in tutti quei casi in cui fornendo calore ad un corpo è possibile riscontrare una variazione di temperatura nello stesso, come conseguenza diretta.

Nella tabella che segue sono riportati i valori relativi al calore specifico di alcune sostanze. Per esempio, si può osservare che per 1 grammo di acqua occorre 1 caloria (cioè 4186 Joule) per innalzare la sua temperatura di 1°C.

| Calore specifico di alcune sostanze | | |
|-------------------------------------|-----------------------------|----------------------------|
| Sostanza | Calore Specifico (cal/g °C) | Calore Specifico (J/kg °C) |
| Acqua pura | 1.00 | 4186 |
| Fango Umido | 0.60 | 2512 |
| Ghiaccio (0°C) | 0.50 | 2093 |
| Argilla | 0.33 | 1381 |
| Aria secca (0 m s.l.m.) | 0.24 | 1005 |
| Sabbia | 0.19 | 795 |
| Granito | 0.19 | 794 |

Può essere interessante osservare che il fenomeno delle brezze è originato proprio dalla differenza dei calori specifici tra terra e mare.

Non sempre il calore fornito ad una sostanza definisce un incremento della temperatura. Il calore latente rappresenta infatti il calore fornito dall'esterno oppure ceduto all'ambiente che porta ad una modifica dello stato della sostanza (passaggio di stato) a temperatura costante.

Nella tabella e nella figura 7 seguenti, viene evidenziato il caso dell'acqua, di particolare interesse nel campo meteorologico. Si osservi, di nuovo, che nel processo diretto si acquisisce energia dall'ambiente, mentre nel processo opposto la stessa energia viene rilasciata.

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

| Calore Latente nei passaggi di stato dell'acqua | | |
|-------------------------------------------------|--------------------|------------------------|
| Passaggio di Stato | Nome del passaggio | Calore Latente (cal/g) |
| SOLIDO → LIQUIDO | Fusione | ±80 |
| LIQUIDO → SOLIDO | Solidificazione | |
| LIQUIDO → VAPORE | Evaporazione | ±600 |
| VAPORE → LIQUIDO | Condensazione | |
| SOLIDO → VAPORE | Sublimazione | ±680 |
| VAPORE → SOLIDO | Brinamento | |

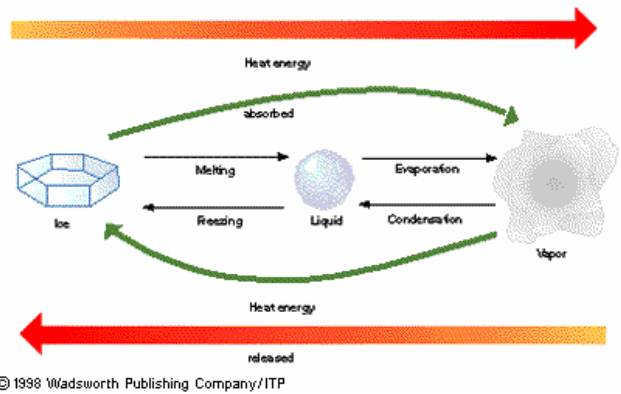


Fig. 7 Passaggi di Stato.

Il processo di formazione di una nuvola, per esempio, è caratterizzato dal un passaggio di stato dell'acqua da vapore a liquido (o solido) con contestuale rilascio di calore latente nell'ambiente circostante.

Gli scambi del calore possono avvenire, in genere, attraverso tre modalità, peraltro indicati in figura 8:

IRRAGGIAMENTO (vuoto, aeriformi, liquidi, solidi)

CONVEZIONE (fluidi: aeriformi e liquidi)

CONDUZIONE (solidi)

A seconda delle caratteristiche del mezzo attraverso il quale avviene lo scambio di calore, potremo avere pertanto anche la coesistenza di differenti processi (per esempio irraggiamento e conduzione). In ogni caso il calore si trasferisce dal punto a maggiore temperatura verso il punto a temperatura inferiore.

L'irraggiamento è l'unica modalità di trasferimento dell'energia che si manifesta in qualsiasi sostanza e si realizza attraverso l'emissione di onde elettromagnetiche.

Volendo essere precisi andrebbe aggiunto che qualsiasi corpo avente una temperatura $T > 0^\circ\text{K}$ emette energia per irraggiamento, solo che tale energia, trattandosi di onde e.m., non cade sempre (né necessariamente) nel visibile, come peraltro abbiamo già visto accennando alle caratteristiche della radiazione solare.

Un esempio pratico potrebbe essere quello di osservare un blocco di acciaio di fonderia che si raffredda.

Il processo, in base alle leggi della Termodinamica, può aver luogo solo se è soddisfatta la condizione:

$$T_{\text{SORGENTE}} > T_{\text{AMBIENTE CIRCOSTANTE}}$$

Risulta inoltre che tale propagazione, pur essendo possibile in qualsiasi mezzo, avviene in modo ottimale nel vuoto, mentre va via via a peggiorare man mano che si passa a mezzi sempre più densi: gli aeriformi, i liquidi ed i solidi, essendoci infatti una decisa diminuzione dello spazio intermolecolare che, di fatto, porta ad un incremento della probabilità di interazione tra onda e.m. e materia con conseguente assorbimento dell'energia.

Questo aspetto spiega peraltro il perché, con l'irraggiamento, si possa trasmettere energia a grande distanza.

L'energia irraggiata è definita in base alla Legge di Stefan-Boltzmann, che si ottiene integrando l'equazione della Legge dell'Irraggiamento di Planck:

$$E = \sigma T^4$$

dove $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-4}$.

L'irraggiamento rappresenta la modalità con cui avviene il trasferimento dell'energia solare sulla Terra, essendo l'unico processo di scambio di calore che non prevede l'esistenza di un mezzo materiale di supporto.

Il fenomeno di convezione è il processo di scambio di calore più importante nell'ambito della meteorologia in quanto attraverso la convezione ed i moti convettivi, vengono definiti gran parte degli scambi energetici che avvengono nell'atmosfera che, come si sa, è un fluido.

Il processo è definito a partire dai moti convettivi.

Può essere di un certo aiuto guardare ancora una volta la figura 8. Il fluido, una volta riscaldato, per esempio dal basso, tende ad ascendere, in quanto il riscaldamento porta alla dilatazione dello stesso, con conseguente aumento del volume disponibile e, contestualmente, definisce una riduzione del suo peso specifico. Nell'ambito di questa ascesa il fluido si raffredda di una quantità che dipende dalle dimensioni del "recipiente" che lo contiene. Arrivato ad una certa altezza, il fluido finisce per spingere verso il basso il fluido circostante, andando a definire una sorta di circolo chiuso che determina, appunto, il "moto convettivo".

Si noti che il limite in ascesa, a cui si innescano i moti convettivi, in campo meteorologico, è definibile per esempio osservando il processo di formazione di un cumulo, ovvero nell'ambito di trattazione delle "termiche", le quali, se sono molto vigorose, possono dare origine, nel tempo, ad un temporale.

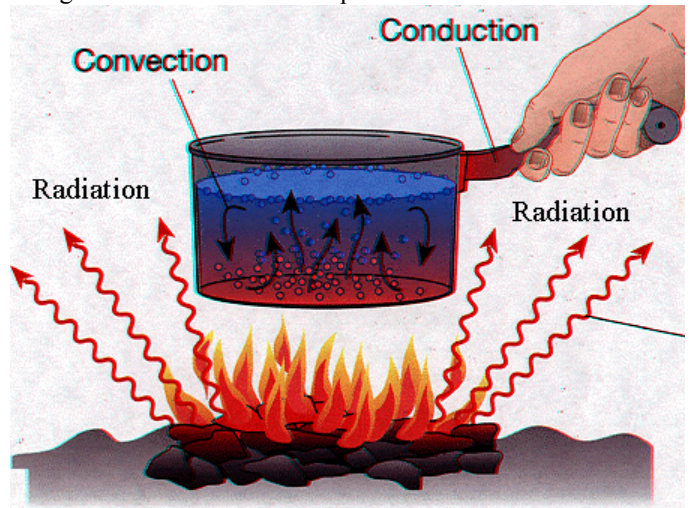


Fig. 8 Rappresentazione dei possibili scambi di calore.

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

Attraverso i moti convettivi si spiega anche il perché i fluidi siano caratterizzati da una notevole "inerzia termica"; manifestino cioè una tendenza a richiedere molto tempo sia per riscaldarsi che per raffreddarsi.

In campo meteorologico, o più precisamente climatologico, questo aspetto è reso evidente dalle differenze climatiche tipiche del clima continentale (notevoli escursioni termiche annue) rispetto a quello marittimo (escursioni termiche annue in genere contenute).

La legge che governa il trasferimento del calore per convezione è la seguente:

$$E \propto T$$

Concludiamo, per completezza, con il processo di conduzione. Tale processo avviene solo nei solidi. In questo caso il calore si trasmette in quanto il riscaldamento delle molecole aventi un reticolo tutto sommato rigido, definisce un processo di "vibrazione" delle stesse, trasmettendo in questo modo il calore secondo la legge:

$$E = k \Delta T S/L$$

dove k rappresenta la conducibilità termica ed è una costante che dipende dal materiale, ΔT esprime la variazione di temperatura, S ed L rispettivamente la superficie e lo spessore del conduttore.

Una semplice applicazione di questa legge potrebbe essere quella di disporre dei cubetti di ghiaccio su altrettante lastre fatte di materiale diversi (legno, alluminio, acciaio, plastica, ecc.) ed osservare cosa succede.

Propagazione ed assorbimento nell'atmosfera: costante solare, albedo ed insolazione

Abbiamo già avuto modo di osservare che il Sole irraggia in tutte le direzioni. L'energia emessa dal Sole per unità di superficie nell'unità di tempo definisce la costante solare. Di tutta questa energia la Terra ne intercetta solo una parte che risulta essere pari a:

$$E_* \pi R^2$$

dove πR^2 esprime la superficie del "disco terrestre" esposto alla radiazione terrestre in un istante generico. A causa del moto diurno di rotazione, nell'arco di una giornata viene esposta una superficie pari a:

$$4 \pi R^2$$

che, evidentemente, rappresenta la superficie della sfera.

Ne risulta che l'unità di superficie (nell'interfaccia spazio atmosfera) riceve un'energia corrispondente a

$$E_* \pi R^2 / 4 \pi R^2 = E_*/4$$

Essendo che $E_* = 1400 \text{ W/m}^2$, ne segue che $E_*/4 = 350 \text{ W/m}^2$.

D'altra parte non tutta l'energia che incide sull'atmosfera riesce a giungere sulla superficie terrestre. A questo proposito vale la pena definire in questo istante l'albedo o potere riflettente il rapporto:

$$\text{ALBEDO} = \text{ENERGIA RIFLESSA} / \text{ENERGIA INCIDENTE}$$

Appare chiaro che quest'ultimo dipende dalle caratteristiche e dalla natura del mezzo su cui incide la radiazione. Ad ogni modo la radiazione che giunge a terra è circa la metà ($\sim 175 \text{ W/m}^2$)

Nella figura 9 viene riportato il bilancio energetico, attraverso il quale viene illustrato quanto appena descritto, mentre nella tabella seguente vengono riportate le capacità di assorbimento e di riflessione di alcune superfici per la radiazione solare (Sole a più di 25° sull'orizzonte) e terrestre.

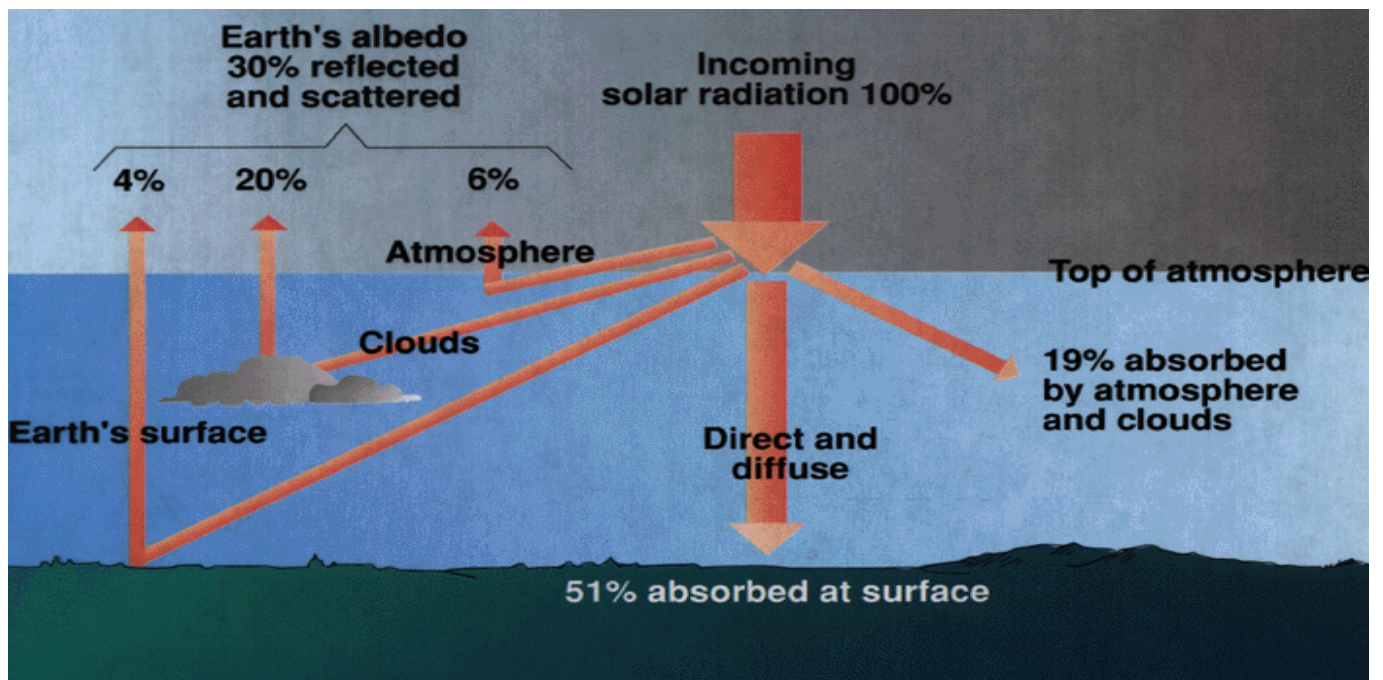


Fig. 9 Assorbimento della radiazione solare e albedo.

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

| Capacità di riflessione ed assorbimento di alcune superfici | | | | |
|-------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------------|--------------------------|-------------|
| Superficie | Onde Corte (radiazione solare) | | Onde Lunghe (infrarosso) | |
| | Assorbimento | Riflessione | Assorbimento | Riflessione |
| Neve fresca | 0.05-0.2 | 0.8-0.95 | 0.995 | 0.005 |
| Neve vecchia | 0.2-0.6 | 0.4-0.8 | 0.995 | 0.005 |
| Sabbia | 0.6-0.75 | 0.25-0.4 | 0.90 | 0.10 |
| Erba | 0.75-0.85 | 0.15-0.25 | 0.98 | 0.02 |
| Terra | 0.75-0.9 | 0.1-0.25 | 0.92 | 0.08 |
| Acqua | 0.9-0.97 | 0.03-0.1 | 0.96 | 0.04 |

A questo punto è necessario dire due parole sull'equilibrio radiativo e sul bilancio energetico globale della Terra. La radiazione proveniente dal Sole in parte viene riflessa, in parte viene assorbita e questo avviene grossomodo per ogni strato attraversato.

Allorché la temperatura di un oggetto si mantiene costante nel tempo si dice che esso è in equilibrio radiativo. Diversamente tale corpo si raffredda, oppure si riscalda. Nel caso della Terra si può dire che essa si trova in condizioni di equilibrio radiativo in quanto l'energia acquisita attraverso l'assorbimento dell'onda corta proveniente dal Sole è uguale all'energia emessa sotto forma di onda lunga dalla Terra. Nella figura seguente viene rappresentato il bilancio energetico annuo della Terra.

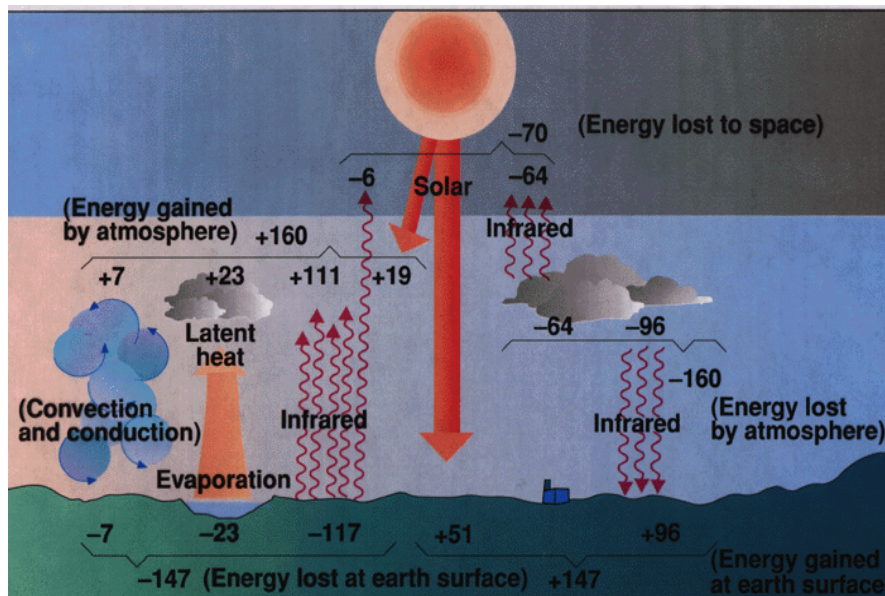
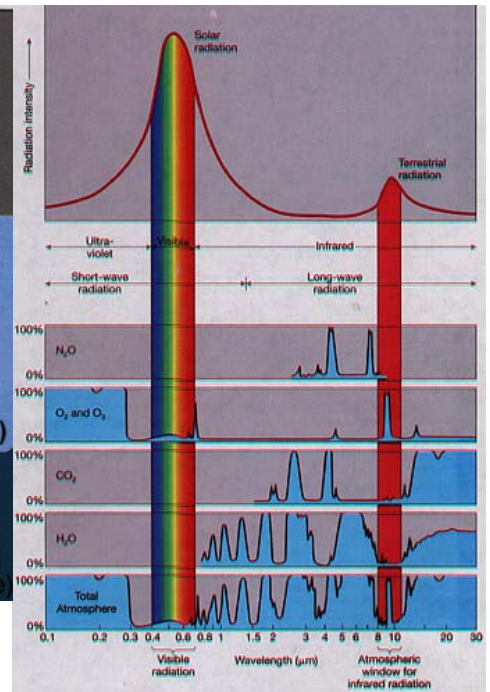


Fig. 10 Bilancio energetico annuo della Terra.

Fig. 11 Radiazione solare e terrestre ed assorbimento della radiazione.



Effetto serra

Poiché la Terra ha una temperatura pari a ~15°C è un corpo caldo e pertanto emette radiazione.

Nell'approssimazione di corpo nero (peraltro inesatta per la Terra ed il perché lo scopriremo fra breve, per quanto la ragione sia già intuibile) risulta che la Terra sprigiona una radiazione avente lunghezza d'onda compresa fra 4÷40µm, quindi, se andiamo a confrontarci con quanto riportato nelle figure 11 e 12, siamo nella regione al di là dell'infrarosso, nota come regione del calorifico.

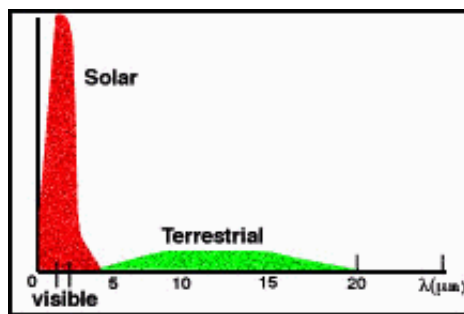


Fig. 12 Radiazione solare e terrestre nella approssimazione di corpo nero.

Ora, l'atmosfera reagisce in modo differente a questo tipo di radiazioni, rispetto a come si era comportata per la radiazione proveniente dal Sole.

In particolare, se prima, per esempio, l'ozono intercettava le onde corte ($\lambda < 0,35\mu\text{m}$) provenienti dal Sole, adesso il vapore acqueo ed i cosiddetti gas serra (anidride carbonica, anidride solforosa, metano e CFC) fanno altrettanto con la radiazione emessa dalla Terra.

Si spiega così l'effetto serra: l'atmosfera terrestre è trasparente alla radiazione ad onda corta proveniente dal Sole, ma è opaca rispetto alla radiazione ad onda lunga proveniente da terra.

Ecco allora che un incremento della presenza dei gas serra porta ad un aumento della temperatura nella Terra come conseguenza di una mancanza dell'equilibrio radiativo.

Il fatto che la Terra rifletta parte della radiazione proveniente dal Sole giustifica infine il fatto che essa non possa essere pensata come un corpo nero.

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

Poiché i gas serra sono per lo più legati alle emissioni dell'uomo ecco che per evitare le conseguenze di un aumento della temperatura del pianeta, occorre ridurre drasticamente le emissioni di queste sostanze.

Nei grafici di seguito riportati vengono illustrate le variazioni dei principali gas serra in funzione del tempo.

Va infine osservato come fluttuazioni dell'anidride carbonica si siano registrate anche in epoche precedenti l'avvento dell'era industriale. In tabella vengono riportati i valori di concentrazione dei gas serra e dei CFC in diversi momenti.

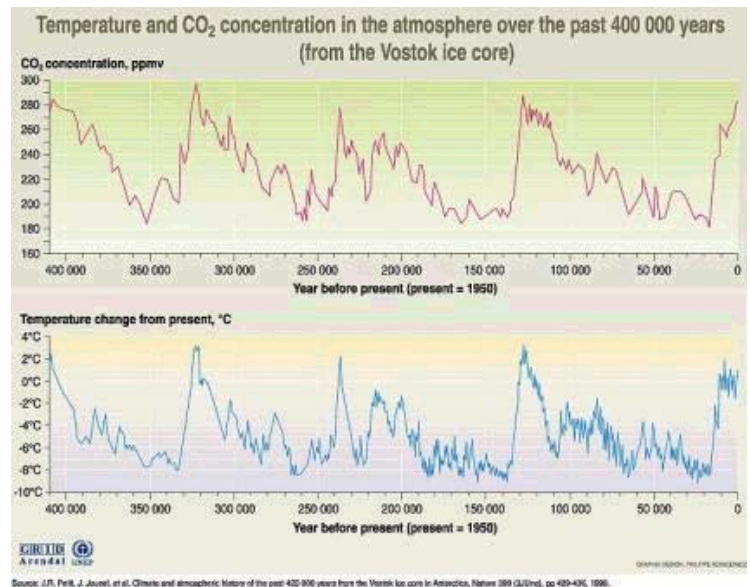
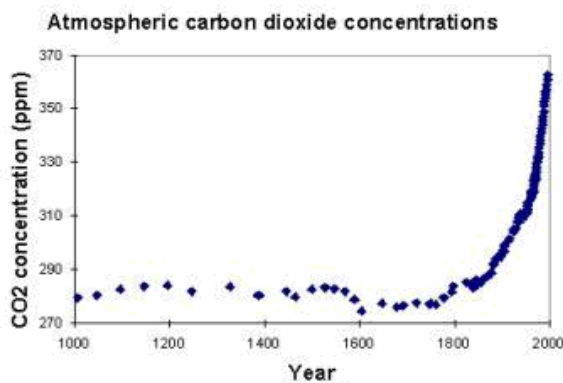
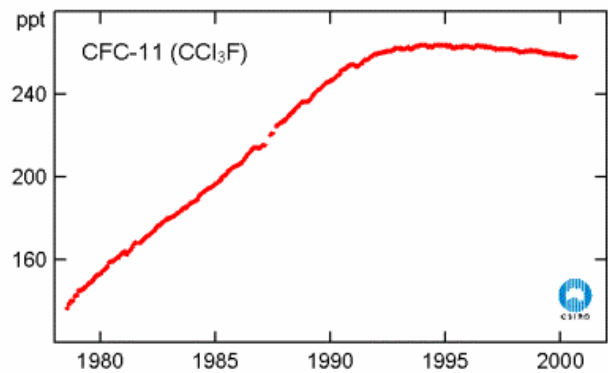
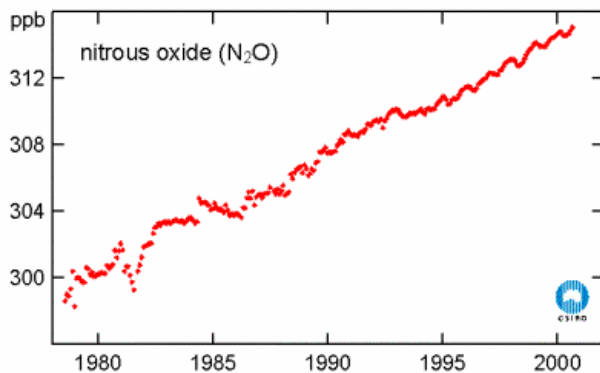
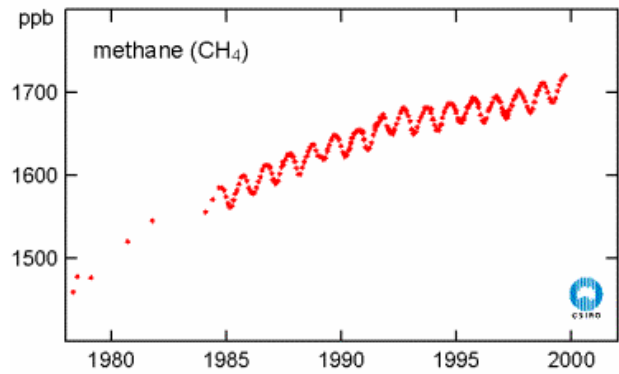
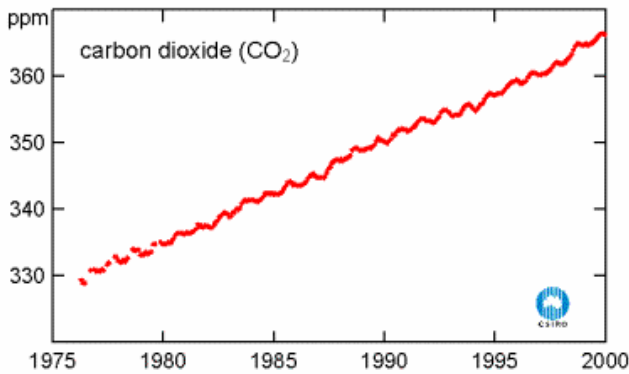


Fig. 13-16 Andamento della concentrazione nel tempo dei principali gas serra e dei CFC-11. Questi ultimi, ad alte quote, sono anche responsabili della riduzione dello strato di Ozono.

Fig. 17-18 Andamento della concentrazione dell'anidride carbonica e della variazione della temperatura della Terra negli ultimi 1000 e 400.000 anni.

Concentrazione e caratteristiche di alcuni gas serra e dei CFC

| | CO ₂ | CH ₄ | SO ₂ | CFC-11 |
|--------------------------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------|
| Concentrazione attuale | 370ppmv | 1720ppbv | 312ppbv | 250pptv |
| Concentrazione nell'era pre-industriale (~1700) | 288ppmv | 850ppbv | 285ppbv | 0 |
| Incremento annuo | 0,4% | 0,6% | 0,25% | 0 |
| Aspettativa di vita atmosferica | 50-200anni | 12 anni | 120anni | 50anni |

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

Insolazione

L'insolazione definisce la quantità di calore proveniente dal Sole e ricevuta dall'unità di superficie orizzontale nell'unità di tempo. Un primo effetto determinato dall'insolazione è facilmente individuabile nella figura 19. Dalla stessa si può infatti facilmente osservare che:

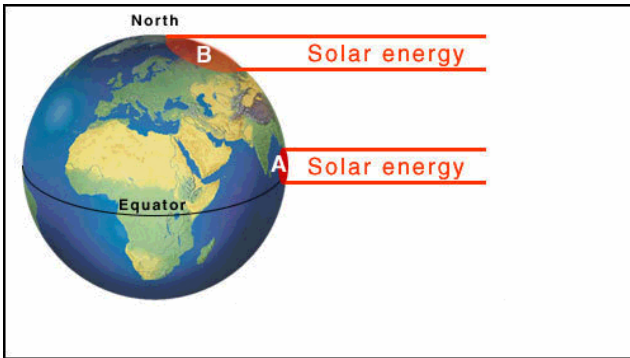


Fig. 19 Effetto dell'insolazione a latitudini differenti.

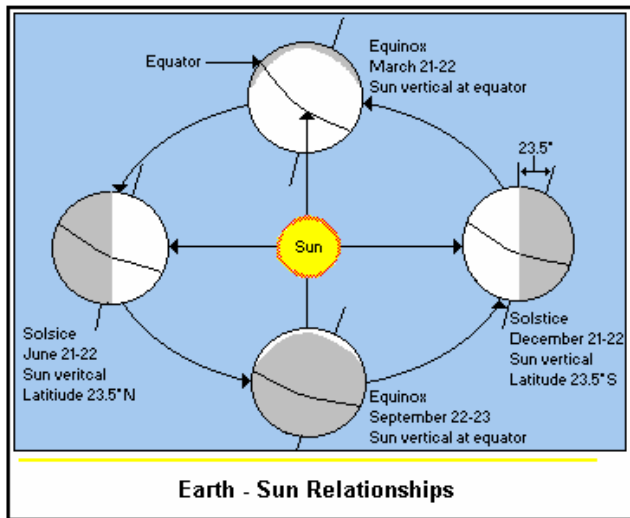


Fig. 20 Variazione dello zenit del Sole nel corso dell'anno.

Le funzioni dell'atmosfera

Abbiamo visto che l'atmosfera terrestre ha importanti compiti. Tra le principali funzioni dell'atmosfera ne abbiamo individuato le seguenti:

- Ottiche (riflessione, rifrazione)
- Sonore (propagazione dell'onda sonora)
- Termiche (scambi di calore)
- Schermo (assorbimento delle radiazioni)
- Meccaniche (erosione)
- Meteorologiche (...)

Diffusione o Dispersione

La diffusione (o dispersione) della luce è quel fenomeno a seguito del quale si ha lo sparpagliamento della luce in tutte le direzioni. Se i centri di diffusione sono coerenti il fenomeno avviene per tutte le frequenze della luce allo stesso modo (luce bianca) e si parla di diffusione coerente, altrimenti si parla di diffusione incoerente ed in questo caso si ha una dipendenza dalla frequenza della radiazione con prevalenza di un colore.

La diffusione della luce da centri incoerenti, cioè incostanti, rende conto del colore azzurro del cielo. Nella parte più alta dell'atmosfera (termosfera, ~100km), le molecole dell'aria si trovano tra loro a distanze superiori alla lunghezza d'onda della luce visibile (~0,5µm). Allorché la luce del Sole le investe esse si comportano come centri diffondenti incoerenti. L'intensità della luce diffusa risulta essere proporzionale alla quarta potenza della frequenza incidente. Poiché la frequenza della luce blu è grossomodo 1,7 volte rispetto a quella della luce rossa, ecco che l'intensità della luce diffusa nel blu sarà maggiore dell'intensità diffusa nel rosso di un fattore:

$$(\sim 1,7)^4 \approx 10$$

Infatti poiché:

Ma. - 11/01, 12/05 Vers. del 02.12.05

$$S_A < S_B$$

pertanto le regioni equatoriali sono riscaldate di più di quelle polari, con il conseguente sbilancio termico e l'attivazione di forme di circolazione finalizzate a ristabilire gli scompensi termici tra le regioni polari rispetto a quelle equatoriali.

Questo aspetto introduce una dipendenza dell'insolazione dalla latitudine.

Sono poi da considerare la dipendenza dalla declinazione del Sole, causa delle stagioni e la dipendenza da fattori geografici, in quanto, a seconda del tipo di suolo (oceano o continente) la risposta termica all'insolazione risulta essere differente. Inoltre la presenza di fattori geografici (i rilievi, per esempio) possono modificare in modo consistente l'apporto reale dell'insolazione rispetto al valore teorico atteso. Si pensi, per esempio che un pendio avente una pendenza media di 45° rivolto a Nord non può essere raggiunto dal Sole prima della fine di marzo (figura 21). Inoltre a fine dicembre il tratto di atmosfera da attraversare dalla luce del sole è da due a tre volte più lungo rispetto all'estate.

Non va infine dimenticato il ruolo delle condizioni meteorologiche medie nel corso dell'anno.

Gli aspetti puramente teorici trovano verifica nelle relazione seguente:

$$I = I_0 \cos \zeta$$

Poiché $\zeta = (90^\circ - h)$ e sapendo che:

$$\text{senh} = \text{sen}\varphi \text{sen}\delta + \text{cos}\varphi \text{cos}\delta \text{cos}P$$

restano evidenziate le dipendenze introdotte in precedenza.

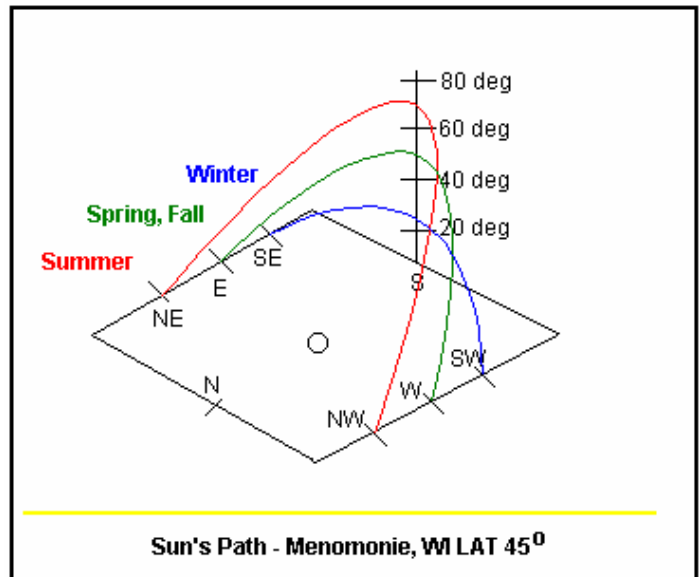


Fig. 21 Variazione dell'altezza massima raggiunta dal Sole a latitudini medie ($\varphi = 45^\circ$).

ENERGIA DELL'ATMOSFERA

ed essendo che:

$$\lambda = v T$$

ne segue che:

$$f = 1/T$$

e si può dimostrare che:

$$\lambda = v/f$$

$$I \propto f^4$$

A quote più basse l'atmosfera diviene più densa, le molecole sono più vicine e tendono a comportarsi come centri sempre più coerenti. Al livello del mare la distanza tra le molecole è dell'ordine del 1nm; in queste condizioni si ha diffusione incoerente da parte delle particelle di polvere o di fumo presenti in sospensione. Al tramonto guardando verso il Sole è possibile osservare la luce non diffusa dell'atmosfera: essa appare di colore rosso.

Si può infine osservare che nelle giornate limpide il tramonto non è molto colorato; per averlo occorre che nell'aria si trovino in sospensione particelle di fumo, pulviscolo o piccole gocce di acqua. Queste diffondono la luce avente le lunghezze d'onda più corte in modo tanto maggiore quanto maggiore è lo spessore di atmosfera attraversata dalla luce. Man mano che il Sole si avvicina al tramonto, infatti, la luce è costretta ad attraversare strati sempre più densi di atmosfera, cosicché si passa dal giallo, all'arancio e infine al rosso.

Aurora

L'aurora è un effetto di colorazione del cielo dovuto all'attività solare (esplosioni e macchie solari, per esempio). In figura 22 ne è riportato un esempio.

In pratica i fenomeni che avvengono nel Sole determinano fra l'altro l'emissione di particelle cariche che bombardano i gas dell'alta atmosfera determinando importanti processi di ionizzazione, ma soprattutto processi di eccitazione. Nel processo di diseccitazione che segue all'eccitazione, per effetto del fatto che, di norma, gli stati eccitati non sono stati stabili per gli atomi, si ha emissione di radiazione luminosa visibile. L'effetto è del tutto simile a quello che avviene nell'illuminazione al neon (o a fluorescenza).

Nel caso delle aurore (boreali ed australi), le molecole che maggiormente subiscono questo fenomeno di eccitazione sono quelle di ossigeno e di azoto e si possono osservare con maggiore frequenza là dove si manifestano i più intensi effetti del campo magnetico terrestre, dunque nelle regioni polari. Fra l'altro l'effetto è tale da disturbare in modo consistente le trasmissioni radio che, come sappiamo, spesso, sfruttano gli strati ionizzati per le trasmissioni a grande distanza.

L'aurora si manifesta prevalentemente nell'area tra 60° e 70° di latitudine, a due quote ben distinte. Quella inferiore giace tra 80 e 300km dal suolo, mentre quella superiore si trova tra 500 e 1000km di altezza.

Le aurore si possono classificare in due classi: Aurora a struttura radiale (sotto forma di raggi o fasci di raggi)

Aurora a struttura non radiale (sotto forma di anelli, strati o archi)

L'effetto cromatico porta alla definizione di colorazioni più o meno omogenee, ovvero raggi di colorazioni differenti tendenti alla colorazione pastello giallo oro, verde o turchese.

Riferimenti Bibliografici

- ❑ Ahrens, "Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment" Brooks & Cole Pub Co.
- ❑ Barry, Chorley "Atmosphere, weather & climate" Ed. Routledge, Londra
- ❑ Bettini "Le onde, la luce" Ed. Cleup
- ❑ Halliday, Resnik, Walker "Fondamenti di Fisica" Ed. Ambrosiana, Milano
- ❑ http://casswww.ucsd.edu/public/tutorial/images/physics/bb_spec.gif
- ❑ <http://physics.uwstout.edu>
- ❑ Kappenberger, Kerkmann "Il tempo in montagna" Ed. Zanichelli
- ❑ Sannino "Meteorologia Nautica" Ed. Italibri
- ❑ www.apollo.lsc.vsc.edu/
- ❑ www.arpa.veneto.it "Onde in chiaro. A proposito di ... inquinamento elettromagnetico"
- ❑ www.dar.csiro.au
- ❑ www.ems.psu.edu
- ❑ www.firstscience.com
- ❑ www.linguaggioglobale.com



Fig. 22 Il fenomeno dell'aurora.