

Il bilancio energetico del sistema Sole - Atmosfera - Terra

Scopo di questa nota è evidenziare alcuni dei principali fattori che regolano l'evoluzione delle condizioni meteorologiche e quindi la caratterizzazione del clima.

Le grandi variazioni dello stato fisico dell'atmosfera sono dovute essenzialmente alla particolare struttura dell'aria e al fatto che essa circonda la terra, corpo dalla superficie irregolare, in costante moto di rivoluzione e riscaldato in modo ineguale dal sole.

Il complesso delle condizioni che caratterizzano l'atmosfera in un dato momento, costituisce il *tempo atmosferico*, la cui natura è mutevole. Il *clima* di una regione si ottiene invece effettuando delle medie sulle osservazioni meteorologiche, relative a lunghi intervalli di tempo ed eliminando le fluttuazioni temporali.

Dobbiamo innanzitutto tener presente che ciò che noi osserviamo e sperimentiamo quotidianamente è il tempo atmosferico, non il clima; quest'ultimo è un concetto astratto dedotto dal tempo.

L'utilità del concetto di clima deriva dal fatto molto evidente che sebbene gli elementi meteorologici subiscano fluttuazioni notevoli durante brevi periodi, le medie che si riferiscono ad intervalli di tempo relativamente brevi si mantengono straordinariamente costanti. Così la temperatura atmosferica mostra variazioni piuttosto modeste se esaminiamo medie relative a periodi di anni, mentre le escursioni termiche diurne o mensili presentano di norma oscillazioni notevoli.

La particolare situazione dell'atmosfera, cioè il fatto che contiene acqua in tutti i suoi possibili stati, il suo piccolo spessore ed il modo in cui viene riscaldata dal sole, contribuiscono a determinare instabilità e fluttuazioni in contrasto con la continuità di condizioni espressa dal concetto di clima.

Ma se i *valori reali* per un determinato anno non corrispondono a quelli medi, la variazione rispetto alla norma può essere maggiore o minore a seconda del luogo. Così mentre in Egitto il clima è il fattore dominante avendo piccole variazioni rispetto alla norma, nelle isole Britanniche il tempo è il fattore principale, poiché le medie climatiche sono una guida poco sicura. Volendo quindi una configurazione più precisa del clima di una regione è necessario conoscere, oltre all'andamento medio di un fenomeno meteorologico, la sua ampiezza o almeno lo scarto dalla norma che si è potuto osservare. Tabelle e diagrammi climatologici non formulano previsioni, ma registrano situazioni già verificatesi.

Nelle trattazioni classiche del clima viene data primaria importanza a tre fattori che contribuiscono a determinare in larga misura le condizioni climatiche di una regione: la latitudine, la vicinanza ai mari o alle grandi masse continentali, la topografia.

Tuttavia la scienza moderna analizzando le cause del profilo climatico di una certa zona, tende a dare maggior peso alla sua posizione rispetto alle principali correnti d'aria che si muovono intorno alla terra. Uno studio scientifico del clima dovrebbe perciò partire da una indagine sui fatti fisici che determinano le condizioni dell'atmosfera nel suo insieme.

Un argomento di fondamentale importanza è costituito dal *bilancio termico*. I pianeti che compongono il sistema solare hanno temperature medie assai diverse, la terra ha una perature medie assai diverse: la terra ha una certamente importanza determinante nella evoluzione degli organismi viventi.

La domanda che ora ci dobbiamo porre è se possiamo spiegare questa media termica

in base al calore che la terra riceve dal sole e alle proprietà fisiche dell'atmosfera. La quantità di calore che proviene da altri corpi celesti o che emana dall'interno della terra è trascurabile rispetto a quella trasmessa dai raggi solari.

Inoltre possiamo dire che la temperatura media della terra non presenta variazioni sistematiche: ciò significa che il sistema terra-atmosfera, a lungo andare, restituisce allo spazio la stessa quantità di energia che ha ricevuto. Possiamo quindi paragonare l'atmosfera ad una immensa macchina termica la cui camera di combustione è il sole. Il calore del sole ci giunge sotto forma di radiazioni la cui lunghezza d'onda dipende dalla temperatura del sole stesso. Ora il sole può essere da noi considerato un perfetto *radiatore* o corpo nero, con temperatura superficiale di 6000°K.

La quasi totalità della radiazione solare ha lunghezza d'onda compresa fra 0,17 e 4 micron con una intensità massima su 0,5. Poiché l'occhio umano rivela solo onde comprese fra 0,4 e 0,7 micron, metà di queste radiazioni non è percepita dalla nostra capacità visiva mentre il resto del nostro corpo è sensibile a una gamma molto più ampia di radiazioni.

L'effetto principale dei raggi solari è quello di riscaldare la superficie della Terra, la quale a sua volta riscalda l'aria che la avvolge. La quantità di radiazione che giunge ai limiti dell'atmosfera, cioè la *costante solare*, è pari a 2 cal/(cm² min.) oppure a 2 langley al minuto, rappresenta quindi un flusso di energia di 1400 watt/m². Anche se la quantità di energia emessa dal sole raggiunge valori impressionanti, buona parte di essa si estingue prima di raggiungere il suolo.

Una prima, se pur piccola, parte di energia viene spesa per riscaldare lo strato di ozono che si trova attorno ai 30 Km, e che assorbe le radiazioni solari UV con lunghezza d'onda inferiore a 0,3 micron. Ma le perdite maggiori sono subite nell'attraversamento degli ultimi 10-15 Km dell'atmosfera, soprattutto a causa dei fenomeni di riflessione delle nubi e della superficie terrestre. Le nubi sono ottimi riflettori, infatti con cielo completamente coperto, circa 3/4 della radiazione viene riflessa e diffusa nello spazio. Anche gli oceani che coprono circa 361 dei 510 milioni di Km² che costituiscono la superficie, i nevai, i ghiacciai, i deserti e la vegetazione,

Tab. 1 - Valori di albedo di alcuni tipi di superfici

Steppe e foreste di conifere nei mesi con temperatura media 10°C	0.13
Foreste decidue nei mesi con temperatura media 10°C	0.18
Foreste tropicali nei mesi secchi	0.18
Savane e semideserti nei mesi secchi	0.14
Foreste tropicali nei mesi umidi	0.24
Savane e semideserti nei mesi umidi	0.18
Deserti	0.28
Foresta con copert. nevosa stabile	0.45
Foresta con copertura nevosa instabile (primavera)	0.38
Praterie	0.20
Terre arabili	0.20
Copertura nevosa stabile (sopra 60° lat.)	0.80
Copertura nevosa instabile (sotto 60° lat.)	0.70
Oceani (lat. 70°)	0.23-0.09
Oceani (lat. 60°)	0.20-0.07

riflettono parte delle radiazioni luminose, ma le nubi sono le maggiori responsabili delle perdite più elevate di energia solare.

Il rapporto fra la quantità di *energia incidente* e quella *riflessa* nello spazio da una superficie, si chiama *albedo*: ecco nella tab. I i valori di alcune superfici. Il metodo più semplice e sicuro per calcolare l'albedo è quello di misurare la capacità di diffusione della terra da un satellite artificiale.

Con le due costanti di cui abbiamo parlato (costante solare ed albedo) possiamo risalire alla temperatura della terra (fig. 1).

Secondo la legge di Stefan l'energia irradiata da un corpo nero, cioè un corpo che assorbe e converte in calore tutte le radiazioni che lo investono, è pari a σT^4 dove σ è la costante di Stefan (8,22.10⁻¹¹ langley/min) e T la temperatura assoluta. Se R è il raggio della Terra ed E₀ la costante solare, una superficie πR^2 riceverà, senza atmosfera, una quantità di flusso raggiante per unità di superficie pari a E₀; se A rappresenta l'albedo, la quantità netta di radiazione ricevuta al minuto sarà (1-A) $\pi R^2 E_0$ e se supponiamo che il sistema terra-atmosfera emetta radiazioni a temperatura T°K, questa temperatura (temperatura planetaria) rende possibile un

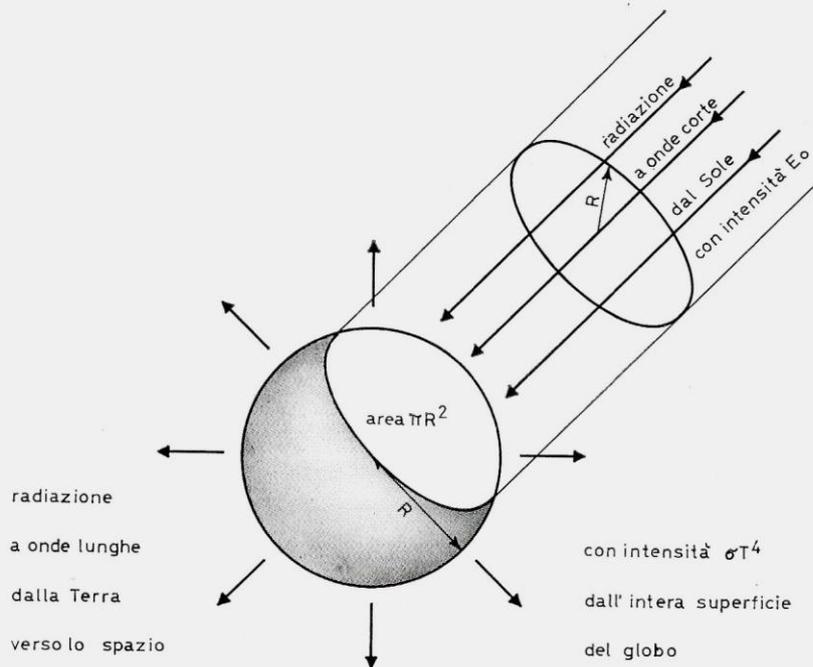


Fig. 1 - Calcolo della temperatura planetaria, utilizzando la costante solare e l'albedo terrestre.

(ridisegnato da «Sutton, 1971»)

bilancio perfetto:

$$(1 - A) \pi R^2 E_0 = 4 \pi R^2 \sigma T^4$$

E ricevuta E irradiata

da questa formula possiamo ricavare la temperatura planetaria, conoscendo A e E_0 . Se $A = 0,4$ ed $E_0 = 2$ langley/min, T sarà $246^\circ\text{K} = -27^\circ\text{C}$, temperatura molto più bassa di quella reale della superficie e quella minima atmosferica a grandi altezze.

Come è possibile allora che gli strati bassi dell'atmosfera mantengano una temperatura abbastanza elevata da permettere la continuazione dell'attività vitale? È chiaro che il flusso di radiazioni verso lo spazio deve provenire in parte dalla superficie calda della terra e degli strati inferiori dell'atmosfera ed in parte dagli strati superiori freddi. Inoltre dobbiamo supporre che una grande quantità di energia venga rimandata dall'atmosfera alla superficie per conservarla calda e che di conseguenza la radiazione terrestre si diffonda nell'atmosfera sia verso l'alto che verso il basso. A questo punto siamo giunti al problema degli scambi di calore entro i confini dell'atmosfera.

Il vapore acqueo è il più significativo tra gli elementi componenti l'atmosfera che per i nostri scopi può essere considerata semplicemente come vapor d'acqua diluito. L'acqua è l'unica sostanza che si può trovare abbondantemente sulla terra, contemporaneamente nei suoi tre stati: solido, liquido e gassoso.

Per liquefare 1 gr di ghiaccio a temperatura costante sono necessarie 80 calorie, mentre per far evaporare 1 gr d'acqua ne occorrono 600, ciò significa che quando il ghiaccio liquefa, l'acqua evapora o il vapor d'acqua condensa, grandi quantità di energia sono sottratte o restituite al mezzo circostante. L'acqua contenuta nell'atmosfera può essere quindi considerata l'elemento determinante dei fenomeni atmosferici.

Vediamo ora come si comporta il vapor d'acqua nei confronti delle radiazioni. Innanzitutto esaminiamo gli spettri d'emissione del Sole e della Terra considerati come corpi neri rispettivamente a temperatura 6000°K e 300°K . Come si vede la radiazione terrestre è composta di onde fra 3 e 80 micron di lunghezza, con massima intensità attorno agli 11 micron, mentre la radiazione solare

oscilla fra 0,2 e 4 micron. Per non creare confusione indicheremo con onde corte le radiazioni solari incidenti e con onde lunghe quelle emesse dalla terra e dalla sua atmosfera.

L'aria limpida lascia passare l'85% della energia solare, ma ha capacità di assorbire e rimandare onde lunghe; ciò è dovuto principalmente al vapore acqueo, ed in piccola parte alla presenza di anidride carbonica, anche se il processo non è uniforme per tutta la lunghezza dello spettro.

Negli strati più bassi dell'atmosfera c'è abbastanza vapore acqueo da assorbire tutte le radiazioni di lunghezza d'onda tra 3 e 7 micron e superiori a 14 micron, al contrario il vapor d'acqua è completamente trasparente alle radiazioni 8,5 ÷ 11 micron (finestra IR), banda particolarmente importante poiché la radiazione terrestre raggiunge il massimo d'intensità proprio fra 10 e 11 micron.

La radiazione totale della superficie terrestre nella banda di lunghezza d'onda che comprende la finestra IR, diffonderà verso lo spazio, se il cielo è sereno, mentre nelle bande solo parzialmente opache la quantità di radiazione che fugge nello spazio sarà intermedia fra le quantità di energia emessa da corpi con temperatura uguale alla massima atmosferica (al suolo) e la minima (stratosferica).

Con il cielo sereno vi saranno due flussi principali di energia radiante che partono dalla terra: quello attraverso la finestra infrarossa diretto nello spazio e quello che viene continuamente assorbito e reirradiato nell'atmosfera. Possiamo studiare in dettaglio il bilancio termico Terra-Sole dall'esame della figura 2; i valori riportati si riferiscono ad un albedo terrestre = 0,36 e ponendo l'energia solare incidente lorda = 100 unità. Sulla sinistra del grafico stanno gli scambi di energia sotto forma di radiazioni a onde corte, sulla destra a onde lunghe. Sulla superficie giungono così 31 + 16 unità in onde corte e 78 in onde lunghe, per un totale di 125 unità che dovranno essere bilanciate da altrettante radiazioni verso lo spazio, così suddivise: 98 in onde lunghe, 22 per convezione (calore latente) e 5 per conduzione (calore sensibile). Analogo equilibrio può essere verificato per la troposfera, come è dimostrato nella tab. II. Come possiamo osservare dal grafico, notevole importanza ha nel mantenimento della

Tab. 2 - *Bilancio dello scambio atmosferico di energia*

GUADAGNO	
Troposfera:	onde corte 15
	onde lunghe 91
	stratosfera 2
	convezione 22
	conduzione 5
	135
Superficie:	onde corte 47
	onde lunghe 78
	125
PERDITA	
Troposfera:	verso lo spazio 57
	verso la superficie 78
	135
Superficie:	verso l'atmosfera 98
	convezione 22
	conduzione 5
	125
Totale: guadagno 100, perdita 36 + 64.	

temperatura al suolo, la presenza in atmosfera di vapore acqueo ed anidride carbonica, al contrario il vento contribuisce a sottrarre calore in ragione di 5 unità, mentre la radiazione notturna, attraverso la finestra IR, di 7 unità. Pur con queste semplificazioni siamo ora in grado di tracciare nelle sue linee generali il bilancio termico della Terra e della sua atmosfera. Ovviamente le regioni equatoriali riceveranno una maggiore quantità di radiazione solare rispetto alle regioni polari e quindi, sebbene il sistema sia nell'insieme equilibrato, vi sarà un sovrappiù di calore in certe zone e un deficit in altre. Infatti mentre la radiazione incidente a onda corta diminuisce dall'equatore ai poli, l'irraggiamento ad onda lunga verso il cielo rimane a valori quasi costanti in tutto il globo. In questo modo dovremmo avere un gra-

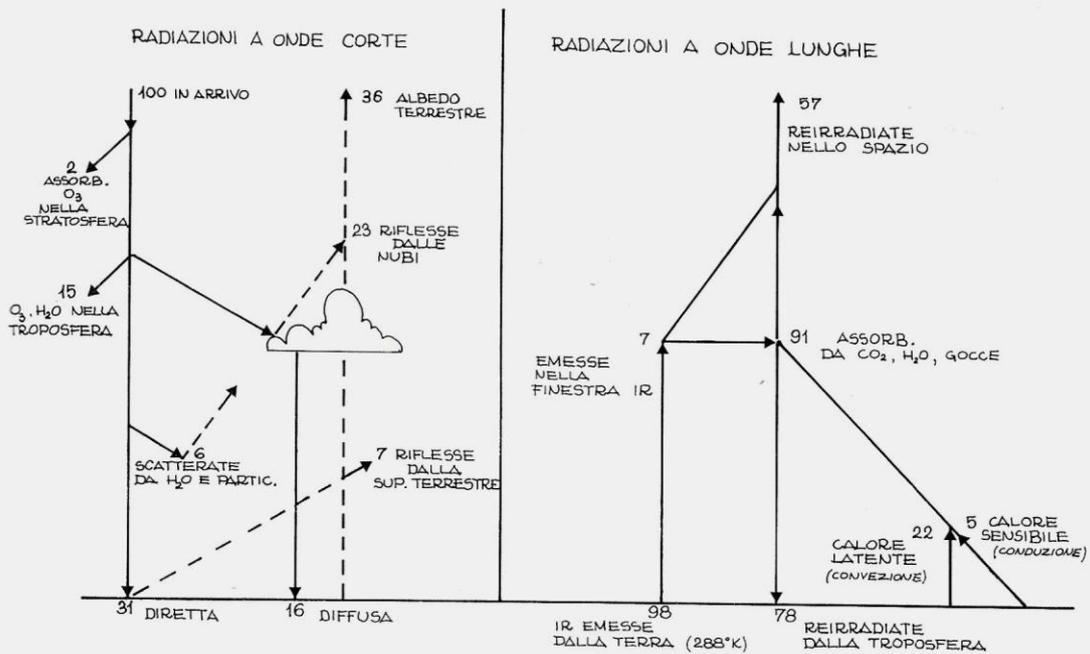


Fig. 2 - Schema del bilancio termico del sistema Terra-Sole. (ridisegnato da «Barry and Chorley, 1972»)

duale aumento della temperatura nel tempo ai tropici e una diminuzione ai poli. Poiché ciò non si verifica, deve esistere un sistema di compensazione con trasmissioni di grandi quantità di calore dalla base alle alte latitudini. Questa compensazione è operata dai venti ed in parte dalle correnti marine. L'esistenza di situazioni permanenti nei moti atmosferici, avvalorata il concetto di atmosfera come immensa macchina termica nella quale sono presenti una sorgente ed un pozzo di calore.

Nell'atmosfera la sorgente principale si trova alle basse latitudini ed il pozzo di calore alle alte latitudini. In realtà il meccanismo non è così semplice come lo abbiamo descritto, poiché altrimenti i venti soffierebbero al suolo invariabilmente da nord nell'emisfero nord e da sud in quello sud. Dall'insieme possono spiegare: la rotazione della terra, l'irregolare distribuzione delle masse conti-

nentali e oceaniche e soprattutto i continui cambiamenti di stato dell'acqua presente in aria, che liberano e assorbono grandi quantità di calore.

me delle osservazioni è risultata infatti la complessità dei moti aerei che vari motivi

BIBLIOGRAFIA

- SUTTON O. G., *La nuova meteorologia*, Ed. Mondadori est., 1971.
 BARRY R. G. and CHORLEY R. J., *Atmosphere, Weather and climate*, Univ. Paperbacks, Methuen & Co, London, 1972.
Inadvertent climate modification (Smic), Massachusetts Inst. of Technology, MIT 201, 1971.

Conversazione tenuta il 12 gennaio 1975 nell'ambito del Corso di Ecologia della Facoltà di Scienze dell'Università di Bologna. Incaricato del Corso: Carlo Ferrari.