

CLAUDIO TOMASI (*)

LE FORZATURE RADIATIVE PRODOTTE DAI GAS SERRA, DALLE PARTICELLE DI AEROSOL E DALLE NUBI SUL SISTEMA CLIMATICO TERRESTRE

ABSTRACT - TOMASI C., 1997 - The radiative forcings produced by the greenhouse gases, aerosol particles and clouds on the terrestrial climatic system.

Atti Acc. Rov. Agiati, a. 247, 1997, ser. VII, vol. VII, B: 179-220.

The features of solar radiation extinction produced by the terrestrial atmosphere and of absorption and emission of infrared radiation by the atmospheric greenhouse gases are carefully examined. The analysis of the main radiative processes taking place in the atmosphere allows us to obtain realistic evaluations of the radiative forcing produced in the radiation balance of the Earth by changes in (i) the solar constant, (ii) the tropospheric and stratospheric vertical contents of aerosol particles, (iii) the radiative properties of clouds, (iv) the cloudiness index and (v) the mean atmospheric concentrations of the main greenhouse gases. The results clearly show that the overall radiative forcing due to the greenhouse gases (as predicted over the coming decades for an unchanged development trend of anthropogenic activities) will be considerably stronger than the radiative forcings produced by the other above-mentioned variations in the climatic parameters, which are expected to cause an appreciable cooling of the troposphere. Therefore, it seems necessary to follow a policy aiming at a progressive reduction in the growth of emissions of the human-made greenhouse gases, especially those of the carbon dioxide, methane and chlorofluorocarbons.

KEY WORDS - Earth's radiation balance, Climate, Greenhouse gases

RIASSUNTO - TOMASI C., 1997 - Le forzature radiative prodotte dai gas serra, dalle particelle di aerosol e dalle nubi sul sistema climatico terrestre.

Si esaminano i processi fisici d'interazione tra la radiazione solare e l'atmosfera terrestre e tra la radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre e dall'atmosfera ed i principali gas-serra. Da questa analisi si ricavano le valutazioni più attendibili delle principali forzature radiative prodotte dalle variazioni della costante solare, del contenuto atmosferico di particelle di aerosol presenti in troposfera o in stratosfera,

(*) Istituto FISBAT, Via Gobetti 101, 40129 Bologna.

delle proprietà radiative delle nubi, dell'indice di nuvolosità e delle concentrazioni atmosferiche medie dei principali gas-serra. Queste valutazioni mostrano chiaramente che le forzature radiative che potranno essere provocate dai gas-serra nei prossimi decenni (se non interverranno cambiamenti nell'attuale tendenza di sviluppo delle attività industriali) risultano essere considerevolmente più forti di quelle di raffreddamento, che potranno essere causate dall'aumento del carico troposferico di particelle di aerosol di origine antròpica e dalle variazioni dell'indice di nuvolosità e delle proprietà radiative delle nubi. Pertanto, appare necessario adottare una politica di contenimento delle emissioni antròpiche dei gas-serra, dedicando particolare attenzione a quelle di anidride carbonica, metano e clorofluorocarburi.

PAROLE CHIAVE - Bilancio di radiazione della Terra, Clima, Gas - serra

1. INTRODUZIONE

Il clima può essere definito come l'insieme dei cambiamenti regolari, periodici e occasionali che si osservano nelle caratteristiche fisiche dell'atmosfera dal giorno alla notte, da una stagione all'altra e da un anno all'altro (VITTORI, 1984). Perciò, il clima è rappresentato dall'insieme delle variazioni di un numero molto grande di parametri atmosferici, tra i quali i più importanti sono la temperatura e l'umidità dell'aria, l'insolazione e la nuvolosità, l'intensità e la frequenza delle precipitazioni, la forza e la direzione dei venti predominanti e l'umidità del suolo (TOMASI, 1989). Le variazioni di tutti questi parametri fisici diventano significative dal punto di vista climatico soltanto quando esse sono stimate su periodi di tempo di almeno una trentina di anni (LAMB, 1969). Non a caso, il parametro fisico più comunemente usato per descrivere le variazioni climatiche è la temperatura media dell'atmosfera misurata alla superficie terrestre, dato che questa grandezza scalare (*i*) definisce con immediatezza lo stato fisico dell'ambiente di vita dell'uomo e (*ii*) è il parametro meteorologico misurato nel passato con la più alta precisione e da più tempo misurato con regolarità in molte aree del nostro pianeta.

Uno schema di sistema climatico terrestre molto semplice e particolarmente adatto a spiegare in che modo le forzature radiative esercitate sul sistema si propagano al suo interno fino a tradursi in cambiamenti del clima, è quello proposto da SALTZMAN (1983) e mostrato nella Figura 1. Secondo questo schema, il sistema climatico terrestre si divide nei seguenti quattro domini: (1) lo *strato limite atmosferico*, costituito dalla regione atmosferica più vicina alla superficie terrestre, che è interessata dai processi di diffusione turbolenta originati dal riscaldamento del suolo; (2) l'*alta atmosfera* comprendente tutta la restante atmosfera, ovvero l'alta troposfera, la stratosfera, la mesosfera e la termosfera; (3) l'*idrosfera*,

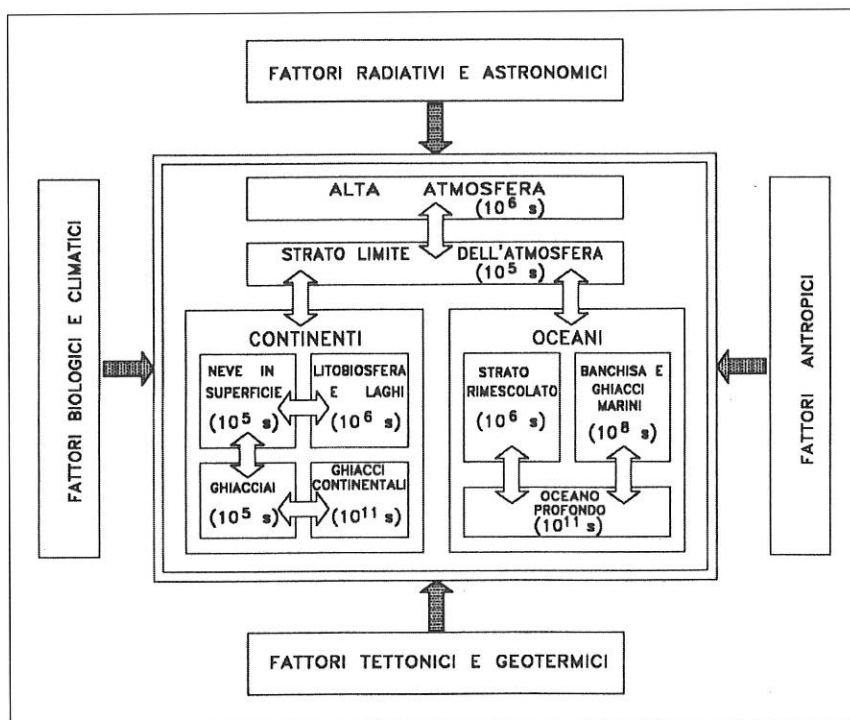


Fig. 1 - Rappresentazione schematica del sistema climatico terrestre diviso in quattro domini e diversi sottodomini e sottoposto alle forzature esterne ed alle azioni dei fattori climatici interni (SALTZMAN, 1983). Il tempo di riequilibrio è dato in parentesi per ogni dominio o sottodominio.

costituita dallo strato rimescolato dell'oceano, dall'oceano profondo e dai ghiacci marini; (4) *le terre emerse*, comprendenti i ghiacciai perenni, i ghiacciai continentali, i nevai, la lito-biosfera e i laghi.

Questo sistema è soggetto nel suo insieme all'azione di sollecitazioni provenienti dall'esterno e comunemente chiamate «fattori climatici». Queste sollecitazioni sono di diversa natura, dovute a processi di tipo astronomico (come, ad esempio, le variazioni periodiche della costante solare), antropico (come l'aumento dell'effetto serra), radiativo (come l'aumento dell'albedo terrestre dovuto alle particelle di aerosol di origine vulcanica), geotermico (come il rilascio di calore da sorgenti naturali), tettonico (come la deriva dei continenti), biologico (come la rimozione di anidride carbonica dall'atmosfera ad opera della biosfera marina) e chimico (come la rimozione dell'ozono dalla stratosfera ad opera dei radicali del cloro e del bromo). Quando uno qualsiasi dei

tanti fattori climatici agisce sul sistema climatico, si generano delle sollecitazioni interne che tendono ad alterare le condizioni di equilibrio di uno o più domini o sottodomini, cosicché ciascuna parte viene ad essere soggetta a modificazioni del suo stato fisico e impiega un certo tempo (chiamato tempo di riequilibrio) per riacquistare una nuova configurazione stabile di equilibrio.

I tempi di riequilibrio sono assai diversi da un sottodominio all'altro: di 24 ore per lo strato limite atmosferico, di 10 giorni per l'alta troposfera, di uno o due anni per la stratosfera, di due settimane per lo strato rimescolato dell'oceano, di qualche anno per la banchisa polare, di qualche migliaio di anni per l'oceano profondo, di qualche decina di anni per i ghiacciai e di diverse migliaia di anni per i ghiacci continentali. Poiché i tempi di riequilibrio dei vari sottodomini sono tanto diversi tra loro, il comportamento del sistema climatico terrestre risulta essere inevitabilmente assai complesso e governato da leggi fisiche non lineari. Inoltre, allorché le sollecitazioni climatiche esterne incominciano ad alterare le condizioni di equilibrio di uno o più domini provocando instabilità all'interno di essi, si generano delle forzature interne capaci di avviare in certi casi dei veri e propri processi di retroazione positiva o negativa. I primi tendono a rendere più instabile il sistema climatico amplificando gli effetti dell'azione che li ha innescati, mentre i secondi tendono, invece, a rendere più stabile il sistema climatico agendo in senso opposto alle forzature che li hanno avviati.

Un classico esempio di meccanismo di retroazione positiva è dato dallo scioglimento delle calotte polari causato dal processo di riscaldamento atmosferico conseguente all'aumento dell'effetto serra: se il riscaldamento atmosferico dovesse farsi più intenso ed i ghiacci polari dovessero sciogliersi e ritirarsi, la percentuale di superficie terrestre caratterizzata da valori elevati di albedo si ridurrebbe; allora, diminuirebbe il valore medio di albedo planetaria e aumenterebbe la percentuale di radiazione solare assorbita dal pianeta; conseguentemente, si avrebbe un ulteriore effetto di riscaldamento dell'atmosfera terrestre che agirebbe sulle calotte polari sciogliendole ancora di più e producendo effetti ancora più marcati sull'albedo planetaria. Non intervenendo fattori climatici di segno opposto e altrettanto forti, si arriverebbe al lento ma inevitabile scioglimento dei ghiacci polari, accompagnato dal continuo e progressivo riscaldamento dell'atmosfera e dal graduale innalzamento del livello dei mari.

Un esempio di retroazione negativa può essere individuato tra i processi generati dall'aumento del contenuto totale atmosferico di vapore acqueo, conseguente al riscaldamento atmosferico provocato dall'aumento

dell'effetto serra. Infatti, se il contenuto atmosferico di vapore acqueo dovesse aumentare, crescerebbe sia l'assorbimento atmosferico della radiazione solare sia l'assorbimento della radiazione infrarossa terrestre, in quanto il vapore acqueo è il costituente atmosferico che presenta le bande più intense di assorbimento a lunghezze d'onda maggiori di 5 μm . Ne conseguirebbe un ulteriore aumento dell'effetto serra e un più marcato riscaldamento atmosferico che farebbe entrare in atmosfera per evaporazione più vapore acqueo di quanto ne esce per condensazione: ciò innescerebbe un meccanismo di retroazione positiva che farebbe aumentare sempre di più il contenuto atmosferico di vapore acqueo. Ma aumentando progressivamente le condizioni di umidità relativa dell'atmosfera, si avrebbero ad un certo punto processi più estesi di condensazione del vapore acqueo e, conseguentemente, un aumento dell'indice di nuvolosità su scala globale. Aumentando la copertura nuvolosa del pianeta, crescerebbe la percentuale di radiazione solare riflessa verso lo spazio ovvero aumenterebbe l'albedo planetaria e diminuirebbe la percentuale di radiazione solare che può entrare nel sistema climatico terrestre. Questo processo porterebbe ad un effetto di raffreddamento della troposfera che tenderebbe a compensare e frenare quello di riscaldamento atmosferico che aveva avviato il meccanismo di retroazione. L'intero processo sarebbe di retroazione negativa.

Sotto l'azione delle forzature interne ed esterne dovute ai diversi fattori climatici, si intensificano i meccanismi di ridistribuzione degli eccessi di energia presenti in varie forme (radiativa, dinamica e termica) all'interno dei vari sottodomini, prendono forma le interazioni tra i vari sottodomini e tra un dominio e l'altro ed hanno inizio i processi di retroazione positiva e negativa, cosicché il sistema climatico terrestre passa attraverso una sequenza ininterrotta e complessa di configurazioni di equilibrio. In tal modo, i numerosi parametri fisici che definiscono le caratteristiche del clima sul nostro pianeta sono soggetti a fluttuazioni statistiche, che si manifestano su scale diverse di tempo. Allora, diventa assai difficile rappresentare e prevedere il comportamento del clima terrestre attraverso modelli fisici globali (i cosiddetti modelli di circolazione generale) perché sarebbe necessario inserire in essi un numero estremamente elevato di rappresentazioni di meccanismi di tipo fisico, astronomico, chimico, geologico e biologico su scale spazio-temporali alquanto limitate ed in modo assai accurato. Nonostante la complessità del sistema climatico terrestre, è però abbastanza facile desumere in quale verso il sistema climatico terrestre tende ad evolvere, calcolando il bilancio globale di energia del sistema climatico e definendone il segno, ovvero se esso è positivo o negativo. Sulla base

di queste considerazioni, si esaminano in questo articolo i molti e differenti processi di scattering ed assorbimento della radiazione solare e della radiazione infrarossa che hanno luogo in atmosfera e che danno forma al bilancio di energia del nostro pianeta.

2. IL BILANCIO DI RADIAZIONE DELLA TERRA

Considerando il sistema climatico terrestre come un tutt'uno e trascurando, quindi, la sua complessa struttura interna, risulta evidente il fatto che esso costituisce un sistema termodinamicamente chiuso rispetto allo spazio circostante o, in altre parole, che esso scambia energia con lo spazio esterno solo in forma di radiazione. Allora, il bilancio di energia del pianeta Terra è definito da un termine (positivo) di guadagno, costituito dal flusso della radiazione entrante e da un termine (negativo) di perdita, dovuto al flusso della radiazione uscente. Il termine di flusso entrante è dato praticamente dalla sola radiazione solare, essendo del tutto trascurabili gli altri contributi forniti dalla radiazione stellare, da quella riflessa dalla Luna e dai raggi cosmici. Il termine di flusso uscente è dato, invece, dalla radiazione termica che il sistema climatico terrestre emette verso lo spazio. Essa è sostanzialmente costituita dalla somma di due termini: il primo è fornito dalla radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre che riesce a passare attraverso l'atmosfera, mentre il secondo è dato dalla radiazione emessa dall'atmosfera verso lo spazio. Le condizioni di equilibrio radiativo su scala globale e, quindi, di stabilità climatica del pianeta sono raggiunte quando il flusso entrante totale e il flusso uscente totale si equivalgono.

Al fine di definire il termine di flusso entrante, si consideri il fatto che la curva di distribuzione spettrale della radiazione solare in arrivo sulla Terra è molto simile a quella di un corpo nero caratterizzato da una temperatura di emissione di circa 6000 °K e da un massimo d'irradianza alla lunghezza d'onda di 0.476 μm . Si noti anche che l'89% della radiazione solare incidente cade nell'intervallo spettrale del visibile e del vicino infrarosso, compreso tra 0.38 e 2.2 μm . Il flusso della radiazione solare extraterrestre integrato su tutto lo spettro è dato dalla costante solare S_0 , definita come la quantità totale di radiazione solare che arriva nell'unità di tempo su un'area unitaria posta al di fuori dell'atmosfera e perpendicolare ai raggi solari, quando la distanza tra la Terra e il Sole assume il suo valore medio annuo ovvero è eguale ad una Unità Astronomica (1 U.A. = 149.6 milioni di km). Misure recenti della costante solare hanno fornito un valore di 1367 W/m².

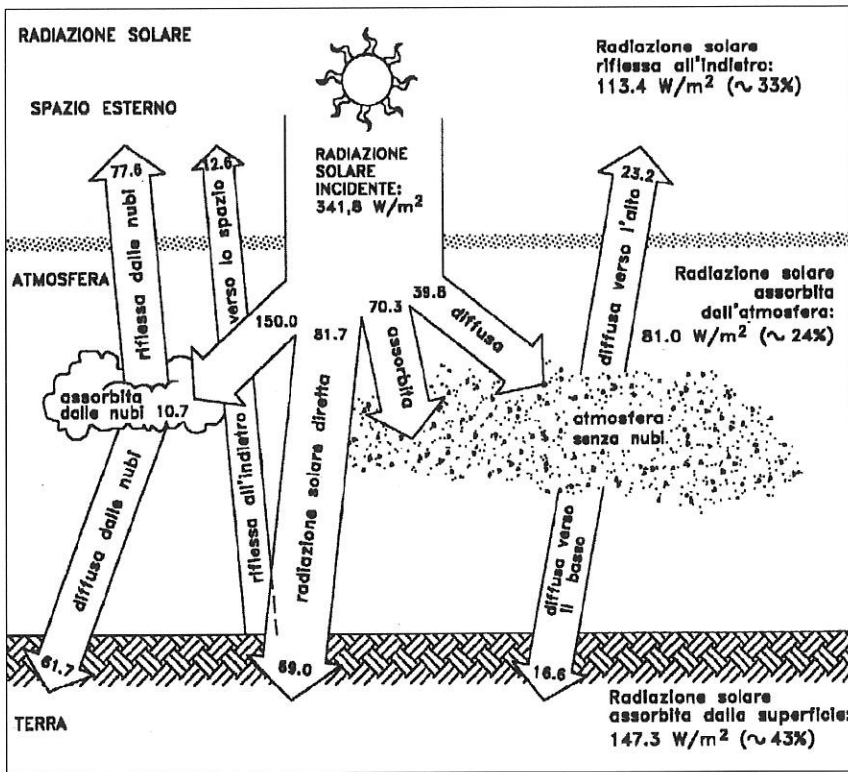


Fig. 2 - Quadro dei processi d'interazione tra la radiazione solare incidente e il sistema superficie-atmosfera, nel quale si definiscono i valori medi calcolati su scala globale della densità di flusso della radiazione solare riflessa verso lo spazio, assorbita dall'atmosfera e assorbita dalla superficie terrestre. Tali valori sono misurati in W/m².

Durante il suo passaggio attraverso l'atmosfera terrestre, la radiazione solare subisce numerosi processi di assorbimento e diffusione in tutte le direzioni ad opera di diversi costituenti atmosferici. Come mostra la Figura 2, parte della radiazione solare incidente viene intercettata dalle nubi e riflessa all'indietro o diffusa verso la superficie terrestre o assorbita dalle nubi. Altra radiazione solare viene diffusa in tutte le direzioni dalle molecole d'aria (scattering di Rayleigh) e dalle particelle di aerosol. Un'altra percentuale non trascurabile viene assorbita dal materiale particolato (principalmente a causa delle sostanze di combustione prodotte dagli incendi delle foreste e dalle attività industriali) e un'altra frazione è assorbita dal vapore acqueo e dagli altri gas atmosferici (ozono, anidride carbonica, ossigeno, metano,...). Per effetto di questi processi, un terzo circa della radiazione solare incidente viene

riflessa all'indietro verso lo spazio, una parte consistente è assorbita dall'atmosfera e un'altra parte raggiunge la superficie terrestre, dove rimane in buona parte assorbita. Valutazioni medie globali delle percentuali di radiazione solare coinvolte in questi diversi processi d'interazione indicano che la percentuale di radiazione solare riflessa all'indietro dal pianeta - la cosiddetta *albedo planetaria* - si aggira intorno al 33%, quella della radiazione solare assorbita dall'atmosfera è quasi del 24% e quella assorbita dalla superficie terrestre è del 43% circa. Una parte della radiazione solare assorbita dalla superficie terrestre è successivamente ceduta all'atmosfera in forma di calore sensibile (attraverso i processi di scambio turbolento che coinvolgono lo strato limite dell'atmosfera) oppure in forma di calore latente (attraverso i processi di evaporazione, trasporto verticale e condensazione del vapore acqueo, che determinano e regolano di fatto la formazione delle nubi).

Indicando con α l'albedo planetaria e con S_0 la costante solare, il flusso della radiazione solare entrante nel sistema climatico terrestre è dato con buona approssimazione da

$$F_e = \pi r^2 S_0 (1 - \alpha) , \quad (1)$$

se si assume che il nostro pianeta sia di forma sferica e abbia raggio eguale ad r . Come si è stabilito sopra, il parametro α definisce la percentuale della radiazione solare che viene rinviata all'indietro per effetto della riflessione della superficie terrestre e dei processi di scattering che hanno luogo in atmosfera ad opera delle nubi, delle molecole d'aria e delle particelle di aerosol.

Il flusso uscente F_u della radiazione termica emessa dal sistema climatico terrestre verso lo spazio può essere rappresentato nella seguente semplice forma,

$$F_u = 4 \pi r^2 (R_s \uparrow \tau + E_a \uparrow) \quad (2)$$

dove $R_s \uparrow$ è la radianza infrarossa emessa dalla superficie terrestre verso l'alto, τ è la trasmittanza atmosferica media nell'infrarosso ed $E_a \uparrow$ è la radianza infrarossa emessa dall'atmosfera terrestre verso lo spazio.

Senza soffermarci in descrizioni accurate dei processi di scambio di radiazione infrarossa che hanno luogo tra la superficie terrestre, l'atmosfera e lo spazio, si osservi nella Figura 3 come la radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre verso l'alto sia in gran parte (cir-

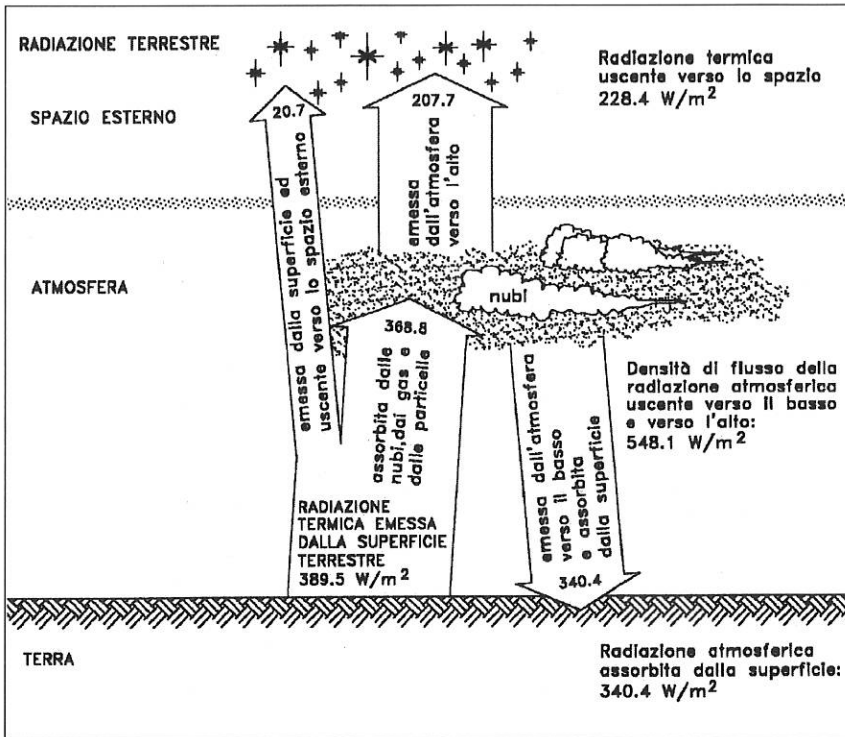


Fig. 3 - Quadro dei principali processi d'interazione tra la radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre e dall'atmosfera ed i vari costituenti atmosferici. I valori medi della densità di flusso della radiazione termica sono calcolati su scala globale e misurati in W/m^2 .

ca il 95%) assorbita dall'atmosfera, principalmente ad opera delle nubi e di alcuni gas atmosferici come il vapore acqueo, l'anidride carbonica, l'ozono, il metano e il protossido d'azoto, che presentano forti bande di assorbimento nell'intervallo spettrale da 5 a 30 μm e producono, in tal modo, il cosiddetto «effetto serra». Pertanto, solo una modesta frazione (pari al 5% circa) della radiazione emessa dalla superficie terrestre riesce a raggiungere direttamente lo spazio. Ma l'atmosfera terrestre emette a sua volta radiazione infrarossa verso lo spazio esterno, in una misura che dipende strettamente dalle sue condizioni termiche, dalle caratteristiche di assorbimento dei suoi costituenti gassosi e dalle sue caratteristiche di trasparenza alla radiazione infrarossa. Pertanto i parametri τ ed $E_a \uparrow$ descrivono le capacità di assorbimento ed emissione dell'atmosfera terrestre e, quindi, definiscono l'intensità dell'effetto serra.

Affinché le condizioni di equilibrio radiativo del sistema climatico terrestre siano pienamente soddisfatte, è necessario che i termini F_e ed F_u , siano eguali, ovvero che sia

$$S_0 (1 - \alpha) / 4 = R_s \uparrow \tau + E_a \uparrow . \quad (3)$$

Questa equazione indica che l'equilibrio climatico del sistema terrestre dipende dalla costante solare S_0 e dall'albedo planetaria α da una parte e dallo stato termico superficiale, dalla trasmittanza atmosferica e dall'emittanza atmosferica dall'altra. La costante solare S_0 varia nel tempo ed è strettamente legata all'attività solare. L'albedo planetaria dipende dalle caratteristiche di riflessione della superficie, dalle proprietà ottiche delle nubi e delle particelle di aerosol e dalle concentrazioni dei gas atmosferici che assorbono la radiazione solare. La trasmittanza e l'emittanza dell'atmosfera dipendono essenzialmente dai contenuti totali e dalle distribuzioni verticali di concentrazione del vapore acqueo e dei gas-serra che assorbono la radiazione infrarossa e, in minor misura, dalle proprietà fisiche delle nubi e delle particelle di aerosol che producono scattering ed assorbimento della radiazione infrarossa.

Tenendo conto delle condizioni di equilibrio radiativo definite nell'eq.(3), che si riferiscono ad una distribuzione uniforme della radiazione solare su tutta la superficie terrestre, si può stabilire che (1) il termine della radiazione solare incidente che compare nel bilancio radiativo del nostro pianeta si riduce ad un quarto della costante solare e, quindi a 342 W/m^2 circa, e (2) il termine di radiazione solare riflessa si aggira intorno ai 112 W/m^2 , cosicché la densità di flusso della radiazione solare entrante nel sistema risulta essere eguale a 230 W/m^2 circa. Pertanto, affinché si abbiano le condizioni di equilibrio radiativo, è necessario che la radiazione infrarossa uscente presenti un valore medio globale di circa 230 W/m^2 . Qualsiasi processo che alteri i valori di equilibrio tra flusso radiativo entrante e flusso uscente provoca una forzatura radiativa che tende a far assumere al sistema una nuova configurazione di equilibrio o ad avviare in esso un processo di squilibrio. Tale forzatura è di segno positivo se determina un aumento del flusso entrante o una diminuzione del flusso uscente (come nel caso dell'aumento dell'effetto serra), cioè se è tale da produrre un aumento della temperatura media atmosferica (riscaldamento). Sono invece di segno negativo le forzature radiative che portano ad una diminuzione del flusso entrante oppure ad un aumento del flusso uscente, generando, in tal modo, una diminuzione della temperatura atmosferica media (raffreddamento).

3. LE FORZATURE RADIATIVE DOVUTE A VARIAZIONI DELL'ALBEDO PLANETARIA E DELLA COSTANTE SOLARE

Nel precedente paragrafo si è stabilito che una quantità di radiazione solare mediamente uguale a 112 W/m^2 circa è riflessa verso lo spazio, essendo circa l'11% di essa attribuibile a riflessione da parte della superficie terrestre (con effetti più intensi da parte delle aree coperte da nevai e ghiacciai), il 21% circa allo scattering delle molecole d'aria e delle particelle di aerosol ed il 68% a riflessione da parte delle nubi che avvolgono il nostro pianeta.

Come mostra la Figura 2, circa il 35% del flusso entrante viene assorbito dall'atmosfera terrestre, mentre il restante 65% è mediamente assorbito dalla superficie terrestre. Della quantità assorbita dall'atmosfera, solo il 13% è assorbito dalle nubi e dalle particelle di aerosol interne ai corpi nuvolosi, non più del 5% è assorbito dalle particelle di aerosol e quasi l'80% dai gas atmosferici, tra i quali i più importanti sono il vapore acqueo, l'ozono, il biossido d'azoto e l'anidride carbonica. Dunque, l'assorbimento della radiazione solare da parte dei gas atmosferici assume una notevole importanza nel determinare il flusso entrante della radiazione solare e, conseguentemente, nel definire le caratteristiche dell'albedo planetaria, in quanto se dovesse aumentare il contenuto atmosferico di vapore acqueo o di altri assorbitori gassosi, più radiazione solare sarebbe assorbita dall'atmosfera, meno radiazione potrebbe essere riflessa verso lo spazio e meno radiazione entrerebbe anche nel sistema climatico terrestre.

Pertanto, le forzature radiative generate da variazioni dell'albedo planetaria possono essere provocate dai cambiamenti dei seguenti parametri fisici:

3.1 *L'albedo superficiale*

Questa grandezza fisica dipende dalla natura delle superfici e dalle loro proprietà riflettenti. Le superfici d'acqua presentano valori di albedo generalmente bassi, mentre le superfici coperte da neve e ghiaccio sono caratterizzate da valori molto elevati dell'albedo. Le superfici desertiche presentano valori di albedo abbastanza alti in terreni argillosi (tra 0.28 e 0.32) o sabbiosi (tra 0.18 e 0.40) e molto alti (intorno a 0.50) in aree coperte da depositi salini, come i fondi asciutti di laghi salati. I terreni privi di vegetazione presentano valori che possono variare ampiamente con le condizioni di umidità del terreno, da meno di 0.10 quando sono bagnati a più di 0.30 quando sono asciutti. Le aree coperte da steppe,

foreste boreali e tundra hanno valori che variano tra 0.12 e 0.30 a seconda della stagione, delle condizioni del manto nevoso e dell'umidità del terreno. Le aree coperte da foreste di media latitudine sono caratterizzate da valori compresi tra 0.10 (foreste di abete) e 0.18 (foreste di latifoglie). I terreni agricoli presentano valori che variano ampiamente durante la stagione e con il tipo di coltivazione, tra 0.14 e 0.20 nel periodo invernale e tra 0.16 e 0.26 nel periodo di massima crescita. Pertanto, le variazioni di albedo superficiale provocate dalle attività antròpiche che mirano a distruggere le grandi foreste pluviali o dagli incendi naturali, dalle attività agricole e dallo sviluppo dei sistemi di irrigazione, dalla pastorizia e dagli altri effetti di desertificazione, sono tutte cause potenziali di forzature radiative. Di questi effetti, però, non esistono valutazioni attendibili, per quanto si ritenga che essi siano stati fino ai giorni nostri tutti assai limitati e non rilevanti al punto da aver prodotto modificazioni sostanziali nel bilancio di radiazione del nostro pianeta. In questo contesto rientra anche il possibile meccanismo di retroazione positiva, legato allo scioglimento dei ghiacci polari e descritto prima nelle note introduttive. I possibili effetti di questo meccanismo di retroazione, qualora esso dovesse innescarsi e procedere nel modo più drammatico tra quelli prevedibili, potranno essere avvertiti solo tra qualche decina di anni e produrre, nell'ipotesi peggiore, un innalzamento del livello del mare di non più di mezzo metro verso il 2080.

3.2 Gli effetti radiativi delle nubi

Le nubi sono costituite da goccioline di acqua liquida di dimensioni comprese tra qualche centesimo e qualche decina di micron (cumuli, strati, strato-cumuli ed altre nubi di bassa quota), da cristalli di ghiaccio di dimensioni di qualche centinaio di micron (cirri, cirrostrati, altostrati) o da goccioline e cristalli insieme (come si osserva spesso nelle nubi di media quota). Poiché le goccioline di acqua liquida e i cristalli di ghiaccio intercettano la radiazione solare e la diffondono in larga misura in tutte le direzioni, le nubi generano un effetto complessivo di diffusione della radiazione solare e quindi anche di riflessione all'indietro. Pertanto, le nubi presentano valori di albedo che sono tanto più elevati quanto maggiore è la concentrazione delle goccioline o dei cristalli e quanto più grande è lo spessore del corpo nuvoloso. Poiché le particelle di aerosol contengono generalmente sostanze carboniose, le goccioline di nube e i cristalli di ghiaccio possono contenere materiale particolato che assorbe la radiazione solare in misura apprezzabile. Ma se più radiazione solare viene assorbita, meno radia-

zione solare può essere soggetta a diffusione. Allora, l'albedo della nube «inquinata» risulterà essere in ogni caso più bassa di quella di una nube «non inquinata». Pertanto, si potranno avere forzature radiative di diverso tipo:

- (a) forzature prodotte da variazioni dell'indice di nuvolosità quando, in seguito al riscaldamento atmosferico indotto dall'effetto serra, si dovessero verificare dei cambiamenti nella percentuale di superficie terrestre coperta da nubi, sia per cause legate ai processi fisici che definiscono il ciclo dell'acqua nel nostro pianeta (evaporazione, condensazione, precipitazione) sia attraverso i complessi meccanismi che danno forma alla circolazione atmosferica e alla circolazione oceanica;
- (b) forzature radiative prodotte da un cambiamento nella distribuzione latitudinale delle nubi di bassa, media ed alta quota, che potrebbero essere conseguenti ad un riscaldamento atmosferico o a mutamenti degli altri parametri microfisici delle nubi che concorrono a determinare le proprietà ottiche delle nubi, quali la forma della distribuzione dimensionale delle goccioline e dei cristalli di ghiaccio e le loro caratteristiche dielettriche;
- (c) forzature radiative prodotte dall'ulteriore immissione in atmosfera di particelle di aerosol di origine antropica, perché le particelle contenenti sostanze carboniose possono abbassare fortemente l'albedo dei corpi nuvolosi inquinati.

3.3 *Lo scattering di Rayleigh*

Questo processo fisico è prodotto dalle molecole d'aria ed ha una parte importante nel dare all'albedo planetaria il valore attuale. Ma dipendendo sostanzialmente dalla concentrazione atmosferica delle molecole di azoto e di ossigeno, l'effetto provocato dal riscaldamento atmosferico e quindi dalle variazioni di densità dell'aria non può produrre variazioni significative nel termine di flusso entrante della radiazione solare.

3.4 *L'assorbimento e lo scattering delle particelle troposferiche di aerosol*

L'intensità di questi processi fisici dipende dal contenuto atmosferico delle particelle di aerosol e dalle loro proprietà ottiche. Queste ultime sono strettamente legate alle caratteristiche compositive del materiale particolato, che dipendono a loro volta sia dalle origini delle particelle di aerosol sia dalle vicende meteorologiche del volume d'aria

entro il quale esse si trovano. Le caratteristiche del campo della radiazione solare diffusa dalle particelle di aerosol sono ben descritte dalla teoria elettromagnetica di Mie. Le particelle di aerosol sono in generale formate da minutissimi frammenti di materiale solido di diversa natura, fissatisi assieme per adesione o (come si osserva spesso nelle foschie e nelle nebbie) da piccole goccioline di acqua liquida, entro le quali il materiale insolubile rimane in sospensione e le sostanze solubili (come sali marini o solfati) si sono sciolte. Queste particelle possono essere originate da processi naturali (spray marino, eruzioni vulcaniche e mobilitazione eolica) o da attività antròpiche (industriali, agricole e minerarie). Le dimensioni di una particella di aerosol possono variare da pochi millesimi di micron (come negli aggregati molecolari che danno origine alla formazione dello smog nelle aree urbane) a diverse decine di micron (come nelle particelle di origine marina o nelle grosse particelle di combustione). La forma della distribuzione dimensionale delle particelle di aerosol dipende dalle origini della popolazione di particelle e dalle condizioni meteorologiche della massa d'aria entro la quale le particelle sono sospese ed è definita dai processi di crescita delle particelle per coagulazione e/o per condensazione e dai processi di sedimentazione secca ed umida, che impoveriscono la popolazione di particelle di grandi dimensioni. In generale, il numero di particelle di aerosol per volume unitario d'aria decresce rapidamente all'aumentare delle dimensioni delle particelle, passando da valori maggiori di 10^4 cm^{-3} per le piccole particelle di dimensioni minori di $0.1 \mu\text{m}$ (nuclei di Aitken) a valori dell'ordine di $10^2 \div 10^3 \text{ cm}^{-3}$ per le grandi particelle di dimensioni comprese tra 0.1 e $1 \mu\text{m}$ e a valori dell'ordine di $1 \div 10 \text{ cm}^{-3}$ per le particelle giganti che hanno dimensioni maggiori di $1 \mu\text{m}$. Le particelle di origine marina ed eolica e quelle antròpiche costituite prevalentemente da solfati hanno proprietà dielettriche tali da produrre forte scattering e debole assorbimento della radiazione solare. Le particelle antròpiche originate dalle attività industriali, dalle emissioni del traffico veicolare e dai fumi di combustione contengono frazioni rilevanti di sostanze carboniose che possono assorbire assai intensamente la radiazione solare.

Il contenuto troposferico globale di particelle di aerosol è stimato attualmente attorno alle 75 Mt: di queste, il 40% consiste di particelle naturali, il 20% di particelle antròpiche ed il restante 40% di particelle di origine mista, generate da incendi di foreste e da attività agricole e minerarie. Perciò, le particelle di aerosol presenti attualmente nell'atmosfera terrestre contribuiscono generalmente ad incrementare l'albedo planetaria, producendo sul bilancio di radiazione un effetto medio di

raffreddamento dell'atmosfera, che è stato valutato tra 1.6 e 2.9 °C (TOON & POLLACK, 1976; COAKLEY *et al.*, 1983). Ma poiché le attività industriali sono in continuo aumento, appare plausibile prevedere che il carico troposferico di particelle di aerosol sia destinato ad aumentare, soprattutto nel suo contenuto di solfati (che si formano per ossidazione dell'SO₂ industriale) e sostanze carboniose. Le previsioni degli aumenti futuri di questi carichi di aerosol indicano che le emissioni di SO₂ da parte dell'uomo e la formazione di nuove particelle di solfati potranno produrre una forzatura radiativa di circa -0.15 W/m² nei prossimi dieci anni e di -0.8 W/m² nei prossimi cinquanta anni. Invece, le previsioni dell'aumento del contenuto troposferico di particelle carboniose portano a stimare una futura forzatura radiativa di non più di +0.05 W/m² nei prossimi dieci anni e di +0.2 W/m² nei prossimi cinquanta anni.

Tali valutazioni indicano che è necessario porre un particolare impegno nel limitare le immissioni di materiali di combustione in atmosfera (carbone, nafta, olii combustibili) perché altrimenti aumenterà nel tempo il carico di particelle di aerosol dotate di proprietà assorbenti particolarmente marcate. Ciò potrà produrre una forzatura radiativa di segno positivo che determinerà effetti di riscaldamento atmosferico che andranno ad aggiungersi a quelli prodotti dall'incremento dell'effetto serra. Inoltre, si potranno avere altri effetti indiretti sul clima perché queste particelle, entrando nei corpi nuvolosi e agendo come nuclei di condensazione, potranno causare una riduzione delle proprietà riflettenti delle nubi e quindi dell'albedo planetaria.

3.5 *Lo scattering da particelle stratosferiche di origine vulcanica*

Questo processo può produrre forzature radiative particolarmente forti, anche se di breve durata, quando le eruzioni vulcaniche che generano queste particelle sono molto intense, come quelle di El Chichòn (Messico) nel 1982 e del Pinatubo (Filippine) nel 1991.

In assenza di grandi eruzioni vulcaniche, il contenuto stratosferico di particelle di aerosol è assai piccolo, al punto che lo spessore ottico prodotto da tali particelle non è mai maggiore di 0.01 alle lunghezze d'onda del visibile e gli effetti sul clima sono del tutto trascurabili. Ma il carico di particelle stratosferiche può subire un brusco aumento, con conseguenti effetti climatici di forte intensità, quando ha luogo un'eruzione vulcanica di particolare violenza, che immette direttamente nella bassa stratosfera grandi quantità di materiale solido e gassoso (principalmente composti dello zolfo e del cloro). Generalmente, nel primo periodo immediatamente successivo all'eruzione, della durata di uno o

due mesi, le particelle vulcaniche sono principalmente costituite da ceneri e pomici eruttate dal vulcano. Però la nube così formata in stratosfera contiene, di solito in concentrazioni assai elevate, dei gas tra i quali prevale l'anidride solforosa. Al trascorrere del tempo, la nube di gas si diffonde su una fascia latitudinale sempre più ampia, mentre la concentrazione delle particelle di materiale solido va rapidamente diminuendo per effetto dei processi di deposizione gravitazionale. Invece, va via via aumentando all'interno della nube gassosa la concentrazione di particelle composte mediamente per il 75% da acido solforico e per il 25% da acqua liquida e contenenti numerosi cationi di metalli alcalini. Attraverso un graduale processo di crescita di queste particelle, si formano degli strati abbastanza densi di aerosoli, che possono permanere in stratosfera a quote solitamente comprese tra 16 e 25 km per periodi assai lunghi, della durata media di due anni, provocando forte diffusione e assorbimento molto debole della radiazione solare. Conseguentemente, si osserva un considerevole aumento dell'albedo totale del pianeta. Dunque, le eruzioni vulcaniche di particolare intensità causano bruschi aumenti dell'albedo planetaria con forzature radiative di tipo impulsivo, che variano fra 1 e 4 W/m² a seconda dell'estensione e dell'intensità del fenomeno. Si valuta che l'eruzione di El Chichòn abbia prodotto un effetto di raffreddamento atmosferico globale di circa 0.2 °C su un periodo di due anni e che quella del Pinatubo abbia prodotto un raffreddamento medio globale di 0.5 °C su due anni. Ma poiché episodi vulcanici così violenti hanno luogo con la frequenza media di un evento ogni cinque-dieci anni, le previsioni sulle forzature radiative medie forniscono valori di circa - 0.2 W/m² su un periodo di dieci anni.

3.6 *L'assorbimento dei gas atmosferici*

I processi di assorbimento gassoso determinano una diminuzione della radiazione solare soggetta a scattering e, quindi, provocano una diminuzione dell'albedo planetaria. La Figura 4 mostra che una considerevole percentuale della radiazione solare incidente è assorbita dal vapore acqueo e dagli altri gas atmosferici, tra i quali vanno menzionati l'ozono, l'ossigeno, l'anidride carbonica, gli ossidi d'azoto, il metano, l'ammoniaca, l'acido nitroso e l'anidride solforosa. Non esistono prove certe che i contenuti atmosferici di vapore acqueo e di ossigeno stiano variando nel tempo, cosicché questi costituenti atmosferici non sono considerati tra le possibili cause di forzature radiative di rilevante importanza. Invece, il contenuto atmosferico di ozono è in lenta diminu-

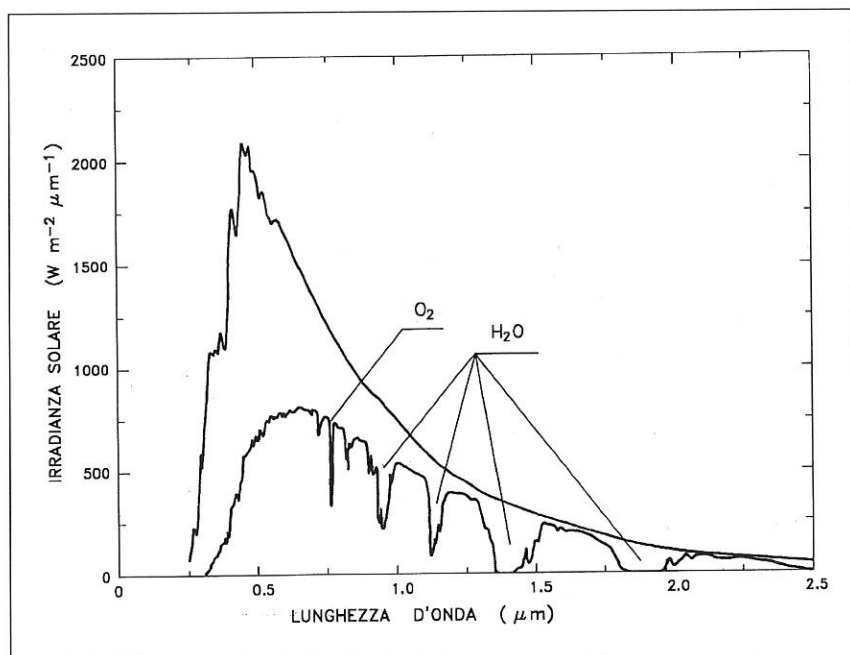


Fig. 4 - Confronto tra le curve di distribuzione spettrale dell'irradianza solare extraterrestre e dell'irradianza solare diretta in arrivo al livello del mare per condizioni standard di trasparenza atmosferica (TOMASI, 1995) e per elevazione solare di 30°. Si notino le numerose bande di assorbimento presenti nell'intervallo spettrale da 0.6 a 2.3 mm e dovute principalmente al vapore acqueo.

zione, dato che il suo contenuto stratosferico medio sta decrescendo più sensibilmente nel tempo (nella fascia latitudinale compresa tra 53°S e 53°N si stima che il tasso medio annuo di diminuzione sia dello 0.3%) di quanto sembri aumentare quello troposferico. Poiché l'ozono assorbe la radiazione solare incidente nella misura media di 12 W/m² (principalmente nell'ultravioletto), si ritiene che la forzatura radiativa dovuta alla diminuzione dell'ozono totale sia di circa - 0.1 W/m². Le variazioni dei contenuti atmosferici di anidride carbonica, metano ed altri gas non producono rilevanti forzature radiative associate a mutamenti nel flusso entrante della radiazione solare.

Come risulta da queste considerazioni, importanti forzature radiative potrebbero essere innescate nei prossimi decenni da variazioni dei parametri fisici che caratterizzano alcuni costituenti atmosferici, come le nubi, i gas e le particelle di aerosol presenti in troposfera e in stratosfera. Un'importante forzatura radiativa associata al flusso entrante è inoltre prodotta

dalle variazioni periodiche della costante solare. Questi cambiamenti sono di tipo ciclico con periodi da 11 a 130 e più anni, provocati dai cambiamenti dell'attività della fotosfera solare (macchie solari e facole) e del raggio solare. Il periodo di 11 anni caratterizza l'andamento temporale della costante solare con variazioni rispetto al valore medio dell'ordine di $\pm 0.5 \text{ W/m}^2$ circa, come risulta dal modello di FOUKAL & LEAN (1990). Allora, tenendo conto che nel bilancio di radiazione compare il termine $S_0/4$ si valuta che la forzatura radiativa complessivamente dovuta alla variabilità dell'attività solare sia di $\pm 0.1 \text{ W/m}^2$ sul periodo di dieci anni e di $\pm 0.2 \text{ W/m}^2$ sul periodo di cinquanta anni. Il fatto che la variabilità della costante solare generi un alternarsi regolare di forzature radiative positive e negative è di fondamentale importanza per la stabilità del clima terrestre, in quanto queste oscillazioni esercitano un'azione estremamente delicata di contenimento dei possibili meccanismi di retroazione che agiscono sul sistema climatico terrestre.

4. LE FORZATURE RADIATIVE DOVUTE A VARIAZIONI DELLE CONCENTRAZIONI DEI GAS SERRA

Nel secondo paragrafo, dedicato al bilancio di radiazione del nostro pianeta, si è messo in evidenza il fatto che il flusso uscente è dato dalla somma di due termini, il primo costituito dalla radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre e passante attraverso l'atmosfera terrestre fino a raggiungere lo spazio ed il secondo costituito dalla radiazione termica emessa dall'atmosfera verso lo spazio. La Figura 3 mostra che il valore medio della radiazione termica emessa dalla superficie terrestre verso l'atmosfera è di 390 W/m^2 circa su scala globale. Di questa quantità, solo poco più del 5% riesce a passare attraverso l'atmosfera ed a raggiungere lo spazio senza subire assorbimento. La parte rimanente, pari a 369 W/m^2 , è mediamente assorbita dall'atmosfera, principalmente dalle nubi e dal vapore acqueo e in minor misura dagli altri gas atmosferici e dalle particelle di aerosol. A sua volta, l'atmosfera emette radiazione termica sia verso l'alto che verso il basso. Ma poiché la concentrazione dei gas atmosferici diminuisce esponenzialmente con l'altezza, l'assorbanza e l'emittanza dei vari strati atmosferici decrescono entrambe al crescere della quota. Inoltre, la temperatura dell'atmosfera diminuisce con l'altezza presentando un gradiente medio che nei primi 10 km assume il valore di $-6.5 \text{ }^\circ\text{C/km}$. Dato che gli strati atmosferici più bassi sono più caldi ed emettono quindi più radiazione termica di quelli soprastanti, in quanto la radianza emessa è legata alle condizioni termiche di ciascuno

strato secondo le leggi della teoria di corpo nero, la densità di flusso della radiazione infrarossa emessa dall'atmosfera verso l'alto risulta essere considerevolmente più piccola della densità di flusso della radiazione termica emessa verso il basso: si valuta su scala media globale che la densità di flusso della radiazione atmosferica uscente sia di 208 W/m^2 e che la radianza atmosferica emessa verso la superficie terrestre sia di 340 W/m^2 circa. La proprietà dell'atmosfera terrestre di assorbire la maggior parte della radiazione emessa dalla superficie e di emettere a sua volta radiazione infrarossa verso la superficie in misura maggiore di quella emessa verso lo spazio (con un rapporto di 1 a 0.6 circa) prende il nome di «effetto serra». Per capire quanto l'effetto serra sia importante nel conferire all'atmosfera terrestre delle condizioni di temperatura favorevoli alla vita, si pensi che per condizioni di equilibrio tra flusso entrante della radiazione solare e flusso uscente della radiazione infrarossa, così come esse sono definite dalle attuali caratteristiche di assorbimento dell'atmosfera terrestre, la temperatura atmosferica al suolo presenta un valore medio di $288 \text{ }^\circ\text{K}$, pari a $15 \text{ }^\circ\text{C}$. Ma se non vi fosse effetto serra nell'atmosfera e tutta la radiazione terrestre emessa dalla superficie potesse uscire dal nostro pianeta senza subire assorbimento alcuno, il bilancio di radiazione verrebbe ad essere alterato in modo tale che le condizioni medie di equilibrio radiativo potrebbero essere raggiunte solo per un valore medio globale della temperatura atmosferica alla superficie terrestre eguale a $255 \text{ }^\circ\text{K}$, cioè solo se la temperatura atmosferica scendesse ad un valore di $-18 \text{ }^\circ\text{C}$, vale a dire ben $33 \text{ }^\circ\text{C}$ al di sotto del valore attuale! Dunque, l'effetto serra prodotto dai gas atmosferici presenti in concentrazioni normali non causa, di per sé, alcun effetto straordinario di riscaldamento dell'atmosfera ma contribuisce solamente a mantenere sul pianeta le condizioni di equilibrio climatico che più sono favorevoli alla vita dell'uomo. Invece, è il rapido aumento delle concentrazioni atmosferiche medie di alcuni dei gas produttori effetto serra che sta causando il graduale incremento dei processi di assorbimento ed emissione che generano l'effetto serra, in misura tale da produrre una forzatura radiativa di segno positivo, così intensa da favorire di per sé un marcato riscaldamento dell'atmosfera terrestre (in assenza di altri effetti climatici contrapposti).

La Figura 5 mostra le curve spettrali di trasmittanza atmosferica totale e delle trasmittanze parziali relative al vapore acqueo, all'ozono e ai gas-serra (TOMASI & TROMBETTI, 1985). Come si può notare, per condizioni di cielo sereno, il vapore acqueo presenta forti bande di assorbimento al di sotto degli $8 \text{ } \mu\text{m}$ e al di sopra dei $15 \text{ } \mu\text{m}$ e un assorbimento continuo piuttosto intenso anche nella finestra atmosferica da 8 a $13 \text{ } \mu\text{m}$, attraverso la quale passa la maggior parte della radiazione terrestre emes-

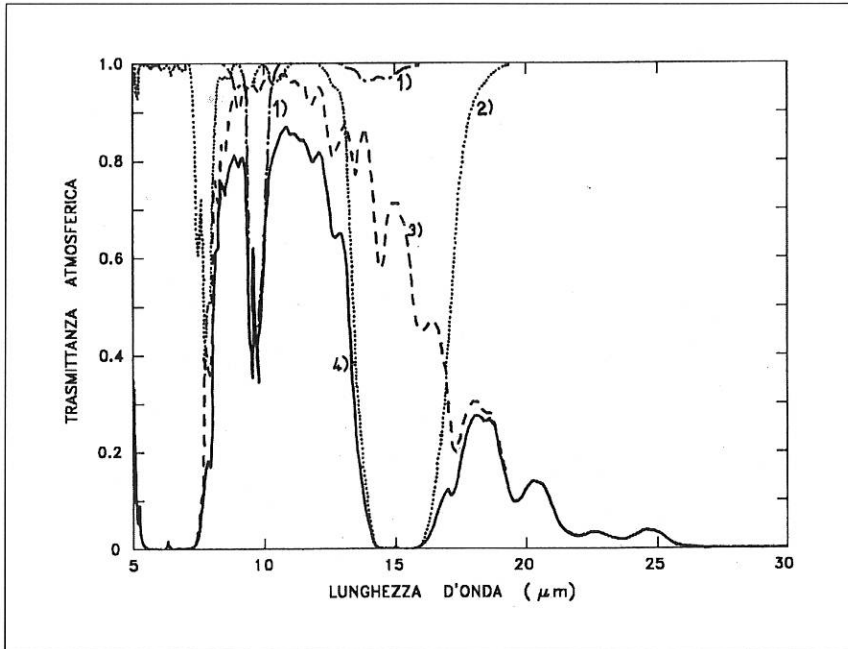


Fig. 5 - Curva di distribuzione spettrale della trasmittanza atmosferica totale calcolata nell'intervallo di lunghezza d'onda da 5 a 30 μm per il modello atmosferico *U.S. Standard Atmosphere 1976* e curve spettrali delle trasmittanze parziali relative all'ozono (curva 1), all'insieme di gas CO_2 , CH_4 , N_2O , O_2 e CO (curva 2), al vapore acqueo (curva 3) e a tutta l'atmosfera (curva 4).

sa verso lo spazio. Pertanto, il vapore acqueo è certamente il costituente atmosferico che contribuisce più efficacemente a produrre effetto serra. Infatti, si valuta che alle medie latitudini ed in assenza di nubi il vapore acqueo concorra nella misura del 65% ad assorbire e rimettere radiazione infrarossa, mentre l'anidride carbonica vi contribuisce per il 25% circa e le particelle di aerosol per pochi percento. Ma tenendo conto anche dell'assorbimento e della emissione di radiazione infrarossa da parte delle nubi, si trova che il 95% dell'effetto serra è dovuto su scala globale al vapore acqueo, alle nubi ed alle particelle di aerosol e solo il restante 5% ai gas-serra propriamente detti. Non è certo per ora se il contenuto atmosferico di vapore acqueo e l'indice di nuvolosità stiano cambiando nel tempo, cosicché non si sa prevedere se forzature radiative di questa natura sono in atto e se esse saranno capaci nell'immediato futuro di alterare sensibilmente il bilancio di radiazione della Terra. Similmente, le variazioni previste nel carico atmosferico di particelle di aerosol non sono così grandi da poter produrre forzature radiative più ampie di - 0.1

W/m². Invece, i cosiddetti gas-serra sono presenti nell'atmosfera in concentrazioni medie che tendono ad aumentare progressivamente nel tempo. Poiché essi assorbono la radiazione infrarossa, si possono prevedere delle intense forzature radiative di segno positivo.

Come si può notare nelle Figure 5 e 6, i gas-serra capaci di modificare il bilancio radiativo terrestre sono in ordine d'importanza: l'anidride carbonica (banda vibro-rotazionale centrata a 14.9 μm e due bande deboli a 9.4 e 10.4 μm), il metano (banda a 7.66 μm), i clorofluorocarburi (CFC-11, CFC-12, HCFC-22 e molti altri con numerose bande di forte intensità da 8 a 17 μm), il protossido d'azoto (bande centrate a 7.8, 8.6 e 17 μm), il vapore acqueo stratosferico (assorbimento continuo) e l'ozono sia stratosferico che troposferico (banda a 9.6 μm). Altri gas come il biossido d'azoto, l'anidride solforosa, l'ammoniaca e l'acido nitrico presentano bande di assorbimento nell'infrarosso, tutte di debole intensità, ma le loro concentrazioni molecolari medie non sono soggette a forti variazioni nel tempo. Inoltre, vi sono gas che hanno influenza indiretta sull'effetto serra in quanto prendono parte ai cicli atmosferici dei gas-serra menzionati sopra, modificandone le concentrazioni. Essi sono il metano (che prende parte ai cicli dell'ozono e del vapore acqueo stratosferico), l'ammoniaca (ciclo dell'ozono), il protossido d'azoto (ciclo dell'ozono e di alcuni idrocarburi), l'anidride solforosa e gli ossidi d'azoto (che formano particelle di aerosol) e gli ossidrili (che entrano nei cicli del metano, di alcuni idrocarburi non metanici, del monossido di carbonio, degli HCFC, del dimetilsolfuro, dell'ozono e di alcuni composti dello zolfo). Queste forzature radiative prodotte per via indiretta sono peraltro quasi tutte molto deboli e trascurabili. Usando programmi di calcolo come il LOWTRAN 7, che simulano i processi di trasporto radiativo che avvengono nell'atmosfera terrestre, si possono determinare sia la curva di distribuzione spettrale della radianza spettrale emessa dall'atmosfera verso la superficie terrestre sia quella della radianza spettrale emessa dal sistema superficie-atmosfera verso lo spazio. La Figura 7 mostra le due curve spettrali della radianza uscente calcolate per il modello atmosferico *U.S. Standard Atmosphere 1976* nel quale si è assunto in un caso che la concentrazione atmosferica media di CO₂ sia uguale a 350 ppm ⁽¹⁾ e quella del metano ad 1.72 ppm e nell'altro caso

⁽¹⁾ ppm è un'unità di misura della concentrazione di volume di un gas e sta a significare parti per milione; essa è usata per definire il numero delle parti di volume occupate dalle molecole del gas per ogni milione di eguali parti di volume occupate dall'aria. Analogamente, ppb significa parti di volume del gas considerato per un miliardo di parti di volume d'aria e ppt significa parti di volume del gas per mille miliardi di eguali parti di volume occupate dall'aria.

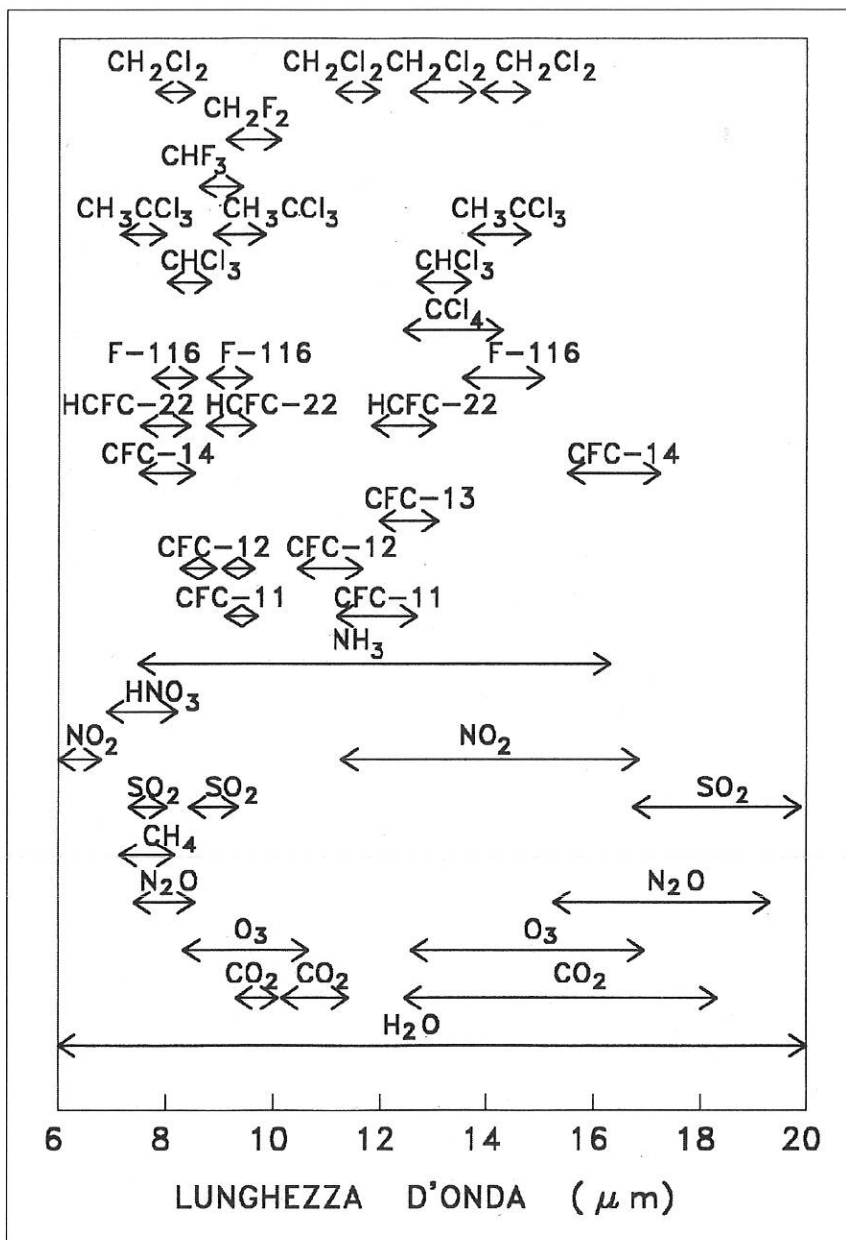


Fig. 6 - Posizione spettrale delle principali bande di assorbimento dei gas-serra presenti nell'intervallo di lunghezza d'onda da 6 a 20 μm.

che le due concentrazioni siano uguali a 700 ppm e 3.44 ppm, rispettivamente. La parte inferiore della Figura 7 mostra le curve spettrali della radianza atmosferica che raggiunge la superficie terrestre, calcolate per lo stesso modello atmosferico e le stesse concentrazioni dei due gas considerate sopra. Questi risultati indicano che il forte aumento delle concentrazioni atmosferiche di CO_2 e degli altri gas-serra causa un incremento considerevole della radianza emessa dall'atmosfera verso il suolo, principalmente negli intervalli spettrali da 9 a 11 μm e da 13 a 17 μm . Invece, le diminuzioni più marcate nella radianza uscente verso lo spazio, conseguenti all'aumento delle concentrazioni dei gas-serra, possono essere osservate negli intervalli di lunghezza d'onda tra 13 e 14.5 μm e tra 15.5 e 17 μm ovvero nelle regioni spettrali che contengono le ali della forte banda vibro-rotazionale della CO_2 . La radianza uscente presenta un aumento nell'intervallo da 14.5 a 15.5 μm , perché in detto intervallo la radianza emessa dalla superficie terrestre verso l'alto è totalmente assorbita dall'atmosfera e la radianza uscente è la sola radianza emessa dall'atmosfera.

Limitando la nostra attenzione all'anidride carbonica CO_2 , al metano CH_4 , al protossido d'azoto N_2O , ai tre clorofluorocarburi CFC-11, CFC-12 e HCFC-22 ed al vapore acqueo stratosferico, in accordo con le valutazioni dell'IPCC WORKING GROUP I (1990), si possono trarre stime realistiche delle forzature radiative che potranno alterare il bilancio di radiazione nei prossimi decenni, purché si formulino previsioni attendibili delle tendenze di crescita delle concentrazioni medie di questi gas. Per ottenere questi risultati, è necessario conoscere con precisione i meccanismi che agiscono come pozzi e come sorgenti di questi gas atmosferici, così da poter ricostruire fedelmente i processi attraverso i quali si compiono i cicli atmosferici dei vari gas-serra.

4.1 Ciclo e forzature dell'anidride carbonica

La concentrazione atmosferica media (di volume) della CO_2 ha raggiunto nel 1995 il valore di 362 ppm, vale a dire un valore maggiore di quasi il 30% di quello di 280 ppm riferito al periodo preindustriale (tra il 1750 e il 1800). Questo valore di concentrazione deve essere visto come il risultato di un equilibrio dinamico tra il flusso di CO_2 che entra in atmosfera e il flusso che ne esce, essendo tali flussi definiti da differenti meccanismi di scambio della CO_2 tra atmosfera ed oceano e tra atmosfera e superficie terrestre (biosfera e litosfera). Il crescente consumo di combustibili fossili da parte dell'uomo, l'abbattimento delle foreste, l'inquinamento marino, il danneggiamento delle foreste causa-

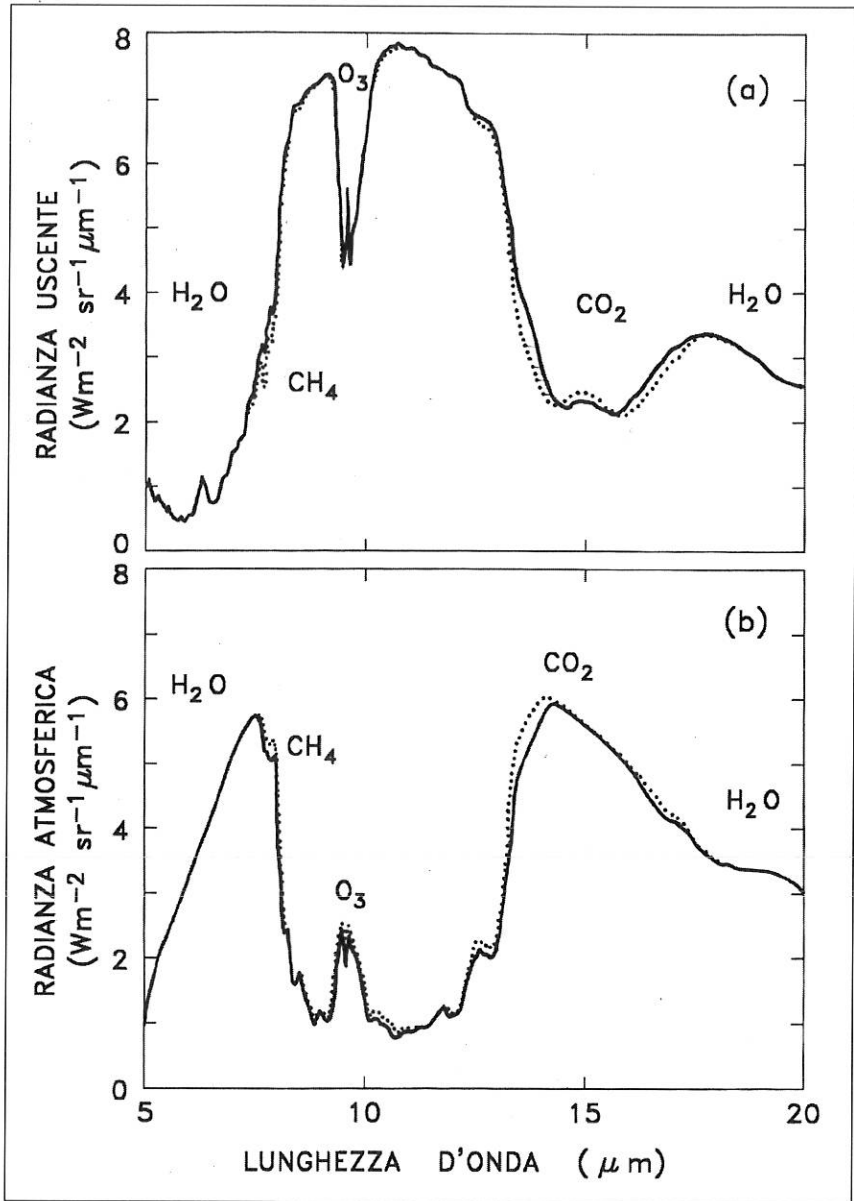


Fig. 7 - *In alto*: confronto tra le curve spettrali della radianza infrarossa emessa dal sistema superficie-atmosfera verso lo spazio, calcolate applicando il programma LOWTRAN 7 al modello atmosferico *U.S. Standard Atmosphere 1976* con gli attuali valori delle concentrazioni atmosferiche di CO_2 e CH_4 (curva a tratto unito) e con valori doppi delle stesse concentrazioni (curva punteggiata). *In basso*: analogo confronto tra le curve spettrali della radianza infrarossa emessa dall'atmosfera terrestre verso la superficie per le due configurazioni delle concentrazioni atmosferiche considerate sopra.

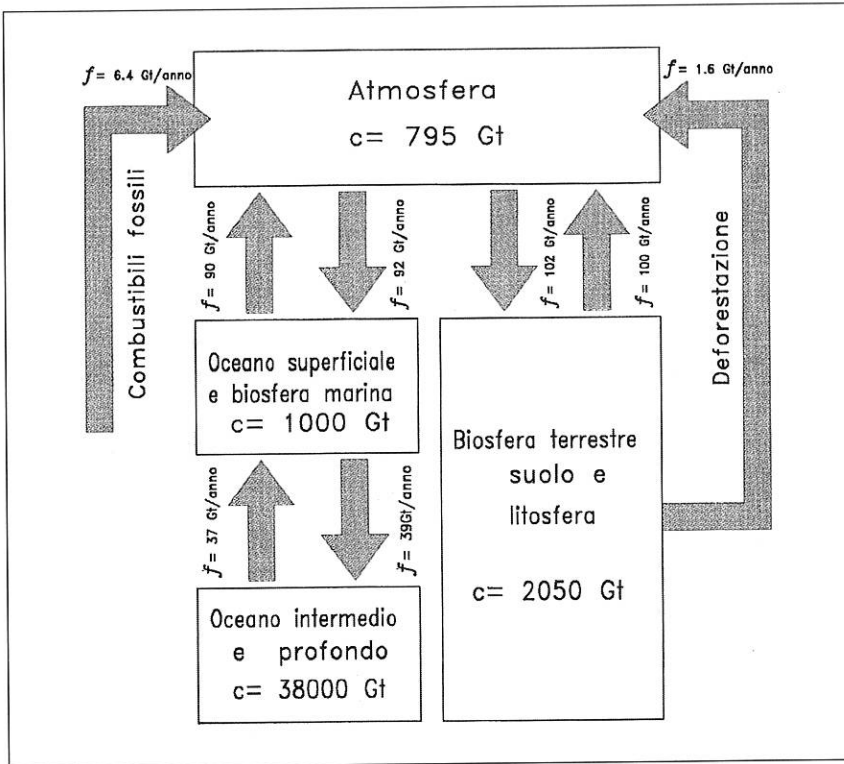


Fig. 8 - Rappresentazione schematica del ciclo del carbonio nel sistema climatico terrestre. Le frecce rappresentano i flussi medi annui f di carbonio, misurati in Gt/anno e relativi ai vari processi di scambio tra i domini, secondo stime aggiornate. I contenuti di carbonio c dei vari domini sono anch'essi aggiornati al 1995.

to dalle piogge acide e più in generale dall'inquinamento atmosferico, il diffondersi degli incendi come mezzo per guadagnare nuove aree all'agricoltura o alla pastorizia hanno provocato una serie di gravi squilibri tra i processi di scambio appena menzionati. A causa di questi squilibri, la concentrazione atmosferica di CO_2 sta salendo con un tasso crescente da un anno all'altro. Attualmente, il tasso di crescita è di 1.7 ppm/anno, pari ad un incremento relativo annuo dello 0.5%.

Il carbonio presente nella CO_2 , i carbonati e i composti organici prendono tutti parte ad un ciclo che si svolge in un sistema molto vasto e complesso, contenente l'atmosfera, gli oceani, la biosfera terrestre e marina, i sedimenti e le rocce. Uno schema aggiornato dei processi di scambio di carbonio tra i vari domini del sistema è presentato in Figura 8, nella quale i valori del flusso annuo f di carbonio da un dominio all'al-

tro ed i contenuti c di carbonio dei vari domini sono aggiornati al 1995. Come si può notare, la concentrazione atmosferica di CO_2 è soggetta ad aumentare principalmente a causa del forte apporto fornito dalle attività antròpiche, essendo sensibilmente influenzata dai processi di scambio tra l'atmosfera e gli oceani e tra l'atmosfera e la biosfera terrestre ed il suolo. L'immissione antròpica di CO_2 in atmosfera è dovuta essenzialmente al consumo dei combustibili fossili da parte dell'uomo e in minor misura ad altre attività industriali come quella cementizia. Il tasso annuo di emissione di carbonio presente nella CO_2 prodotta da combustibili fossili si aggirava attorno alle 0.1 Gt/anno nel 1860 ed è salito assai rapidamente nel corso di questo secolo fino a raggiungere il valore attuale di 6.4 Gt/anno di carbonio. Si deve notare che durante tutto il periodo successivo alla seconda guerra mondiale le emissioni industriali di CO_2 e la concentrazione atmosferica di questo gas sono salite di pari passo fino ai giorni nostri.

Il flusso netto di CO_2 tra atmosfera ed oceano è regolato dalla differenza tra la pressione parziale atmosferica del gas e la pressione parziale di equilibrio del gas nelle acque superficiali dell'oceano. Gli scambi di carbonio tra l'oceano superficiale e l'oceano profondo sono favoriti non solo dai moti dell'acqua e dai processi di ventilazione del termoclino ma anche dalla crescita della biosfera marina nelle regioni oceaniche più vicine alla superficie e dalla successiva deposizione dei residui organici sui fondali marini. Pertanto, nei processi di scambio tra atmosfera ed oceano, molto forte è l'influenza della temperatura. Di fatto, la biosfera marina si comporta come una vera e propria «pompa» che trasporta carbonio organico dalla superficie verso il fondo, originando una continua pioggia di detriti che coinvolge ogni anno circa 4 Gt di carbonio. Questo flusso parziale è in buona parte bilanciato dal trasporto verso l'alto di acque profonde, che contengono notoriamente più CO_2 delle acque superficiali. Riuscendo a ridurre la pressione parziale della CO_2 nelle acque superficiali attraverso l'assorbimento di CO_2 da parte dei vari organismi viventi negli strati superficiali dell'oceano, la biosfera marina favorisce l'assorbimento della CO_2 atmosferica da parte degli oceani. Quindi, le alterazioni della biosfera marina provocate dai cambiamenti climatici potrebbero avere una forte influenza sul ciclo atmosferico del carbonio. In condizioni non perturbate da fenomeni come quelli di El Niño o da effetti climatici temporanei legati ad eruzioni vulcaniche, si valuta che il flusso annuo parziale di carbonio dall'atmosfera all'oceano superficiale sia di circa 92 Gt/anno e che il flusso diretto in senso inverso si aggiri attorno alle 90 Gt/anno. Allora, il flusso netto risulterebbe definito in modo tale da dare un tasso medio di rimozione di carbonio dall'atmosfera di circa 2 Gt/anno.

I più importanti processi di scambio di carbonio tra atmosfera e biosfera terrestre (vegetazione e suolo) sono costituiti dalla fotosintesi delle piante (che trasforma la CO_2 atmosferica in sostanze organiche utilizzando la radiazione solare) e dalla respirazione sia autotrofica (per esempio, delle piante) che eterotrofica (propria dei batteri presenti nel terreno), che libera CO_2 nell'atmosfera o converte il materiale organico presente nel suolo in CO_2 . In assenza di squilibri provocati dall'uomo, si valuta che questi due processi determinino l'instaurarsi di un flusso annuo diretto dall'atmosfera verso la biosfera terrestre di 102 Gt di carbonio e un flusso annuo diretto in senso inverso di 100 Gt di carbonio, cosicché si ottiene un flusso netto di 2 Gt/anno di carbonio in uscita dall'atmosfera. Ma le attività di deforestazione che mirano a trasformare aree coperte da foreste in aree adatte all'agricoltura e all'allevamento del bestiame lasciano allo scoperto dei terreni particolarmente ricchi di humus e di sostanze organiche soggette a decomposizione. Allora, hanno luogo in tali aree delle sensibili alterazioni dei flussi di scambio tra l'atmosfera e la biosfera terrestre. In base alle stime più recenti, si ritiene che le attività di deforestazione e l'uso non equilibrato del suolo abbiano annullato in gran parte gli effetti di rimozione del carbonio dall'atmosfera prodotti dalla biosfera terrestre.

Sommando i vari termini di scambio e tenendo conto del termine di flusso dovuto ai combustibili fossili, si ottiene che il contenuto atmosferico di carbonio è aumentato durante l'ultimo decennio con un tasso medio di 3.4 Gt/anno e che pertanto più del 60% dell'anidride carbonica immessa in atmosfera dalle attività industriali rimane di fatto in atmosfera. Poiché si valuta che il contenuto totale atmosferico di carbonio sia stato mediamente eguale a 750 Gt tra il 1980 e il 1989 (e che sia attualmente di poco più di 790 Gt), si trova che il tasso medio relativo è stato di poco inferiore allo 0.5%, in pieno accordo con il tasso d'incremento relativo della concentrazione atmosferica di CO_2 ricavato dalle misure fatte nelle diverse stazioni della rete di controllo planetario della World Meteorological Organization. I dati di concentrazione e del tasso d'incremento annuo aggiornati al 1995 sono riportati nella Tabella I. Questi dati mostrano che il tasso annuo d'incremento della concentrazione atmosferica di CO_2 si aggira attorno alle 1.7 ppm/anno. Essendo il valore medio della concentrazione atmosferica di CO_2 di poco maggiore di 360 ppm, il tasso relativo annuo è attualmente eguale allo 0.5% circa, come si è stabilito sopra. Previsioni delle stime della concentrazione di CO_2 nei prossimi decenni sono state formulate dall'IPCC WORKING GROUP I (1990) sulla base del modello del ciclo del carbonio appena descritto e nell'ipotesi di uno scenario di sviluppo

Tabella I - Valori delle concentrazioni atmosferiche preindustriali C_o (relative al periodo 1750-1800), delle concentrazioni atmosferiche C misurate nel 1995, dell'incremento annuo attuale ΔC , dell'incremento percentuale annuo $\Delta C/C$ e della vita media Δt (misurata in anni) per i principali gas-serra.

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	CFC-12
C_o	280 ppm	800 ppb	288 ppb	0	0
C	362 ppm	1750 ppb	312 ppb	285 ppt	540 ppt
ΔC	1.7 ppm	8 ppb	0.78 ppb	4 ppt	12 ppt
$\Delta C/C$	0.5%	0.5%	0.25%	1.4%	2.2%
Δt	~120	10.5	132	55	116

chiamato *Business-as-Usual* (BaU), che non prevede nessun intervento atto a limitare le emissioni di CO₂ ed a modificare i progetti di sviluppo dei paesi industrializzati. I valori di concentrazione della CO₂ previsti dal 2000 fino al 2050 sono dati in Tabella II, mentre le corrispondenti stime delle forzature radiative sono presentate in Tabella III. Come si vede, si valuta che la forzatura radiativa prodotta dall'aumento della concentrazione di CO₂ dall'era preindustriale ai giorni nostri sia stata di + 1.85 W/m² ovvero sia stata molto simile ma di segno opposto a quella provocata dall'aumento del carico atmosferico di particelle di aerosol contenenti solfati di origine antròpica. Un'ulteriore forzatura radiativa di + 1 W/m² dovrebbe essere generata dall'aumento della concentrazione atmosferica di CO₂ previsto dallo scenario BaU nel periodo di tempo di quasi trenta anni che andrà da oggi al 2025.

Uno studio molto interessante, svolto da KEELING *et al.* (1995) sulle misure delle concentrazioni medie atmosferiche di CO₂ e sulle variazioni dei tassi annui d'incremento in funzione dei cambiamenti della temperatura media atmosferica e della temperatura media superficiale del mare su scala globale, ha messo in evidenza che le eruzioni vulcaniche di particolare intensità e le oscillazioni della temperatura marina legate agli episodi di El Niño possono avviare veri e propri processi di retroazione che influenzano sensibilmente i meccanismi di scambio di carbonio tra i vari domini del sistema climatico, modificando in tal modo il valore di equilibrio della concentrazione atmosferica di CO₂. Poiché questi risultati sono assai interessanti, essi meritano di essere illustrati estesamente. La Figura 9 mostra le sequenze di tre meccanismi di

Tabella II - Valori delle concentrazioni atmosferiche medie previste fino al 2050 nello scenario «IPCC BaU».

Anno	CO ₂ (ppm)	CH ₄ (ppb)	N ₂ O (ppb)	CFC-11 (ppt)	CFC-12 (ppt)
1990	353	1720	310	280	480
2000	380	2010	320	370	640
2025	465	2640	340	490	850
2050	550	3290	370	560	970

Tabella III - Calcolo delle forzature radiative (misurate in W/m²) prodotte dagli aumenti delle concentrazioni atmosferiche medie dei principali gas-serra CO₂, CH₄ (solo effetti diretti), N₂O, CFC-11, CFC-12, HCFC-22 e H₂O stratosferico, previste su diversi periodi nello scenario «IPCC BaU».

Gas-serra	Periodo		
	1765-2000	1765-2025	1765-2050
CO ₂	1.85	2.88	4.15
CH ₄	0.51	0.72	0.90
N ₂ O	0.12	0.21	0.31
CFC-11	0.08	0.11	0.12
CFC-12	0.17	0.25	0.30
HCFC-22	0.04	0.17	0.39
H ₂ O (strat.)	0.18	0.25	0.31
Somma	2.95	4.59	6.48

retroazione positiva che possono essere avviati dal raffreddamento atmosferico conseguente alla formazione di nubi stratosferiche di particelle di aerosol di origine vulcanica:

- a) il primo meccanismo causato dal formarsi di una nube di particelle stratosferiche si avvia con i processi di rimozione dell'ozono dalla stratosfera che sono favoriti dalle reazioni eterogenee che hanno luogo in presenza di particelle stratosferiche; esso prosegue con l'aumento del flusso di radiazione solare ultravioletta che entra in troposfera, ove tale incremento genera una maggiore quantità di ossidril. Questo aumento della concentrazione di OH ha una forte

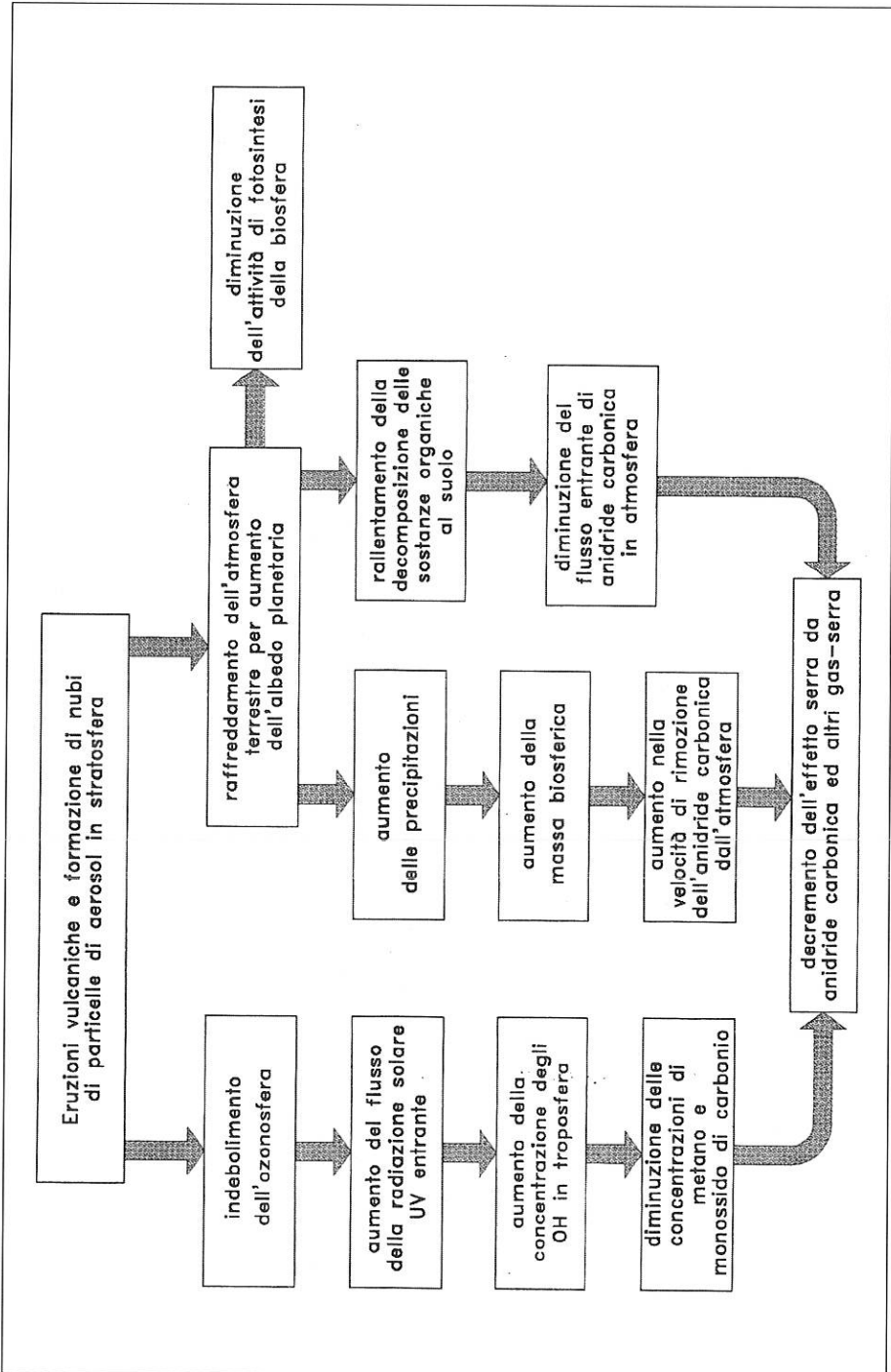


Fig. 9 - Schema riassuntivo dei meccanismi di retroazione che possono essere generati dal formarsi di una nube stratosferica di particelle vulcaniche e che hanno influenza sull'effetto serra.

influenza sui cicli atmosferici del metano e del monossido di carbonio, le cui concentrazioni atmosferiche sono soggette in tal modo a diminuire. Questo decremento genera una diminuzione dell'effetto serra.

- b) Il secondo meccanismo di retroazione, anch'esso indotto dal formarsi di una nube di particelle stratosferiche, si avvia con il raffreddamento della troposfera conseguente all'aumento dell'albedo planetaria: diminuendo la temperatura della bassa atmosfera, tende a divenire meno intensa l'attività di fotosintesi della biosfera; ciò determina un incremento nella concentrazione atmosferica di CO_2 , in quanto si ha una più debole rimozione di CO_2 dall'atmosfera ad opera della vegetazione. Ma se il raffreddamento atmosferico dovesse essere accompagnato da un aumento delle precipitazioni nelle aree di bassa e media latitudine, si avrebbe un aumento della massa biosferica e quindi un incremento nell'attività di fotosintesi delle piante. Allora, più anidride carbonica verrebbe ad essere rimossa dall'atmosfera terrestre e ciò produrrebbe un decremento nell'effetto serra prodotto dalla CO_2 .
- c) Il terzo meccanismo di retroazione, avviato anch'esso dalla formazione di nubi vulcaniche in stratosfera, si avvia con il raffreddamento della troposfera e prosegue con il conseguente rallentamento dei processi di decomposizione delle sostanze organiche presenti al suolo. Tale rallentamento fa diminuire il flusso di anidride carbonica diretto dalla biosfera terrestre verso l'atmosfera (come mostra lo schema di Figura 8) favorendo in tal modo il prevalere del flusso uscente di carbonio dall'atmosfera e provocando conseguentemente un decremento nell'effetto serra dovuto alla CO_2 .

Più generalmente, le variazioni della temperatura atmosferica (non necessariamente legate a cambiamenti dell'albedo terrestre) possono esercitare un'apprezzabile influenza sui processi di scambio della CO_2 tra l'atmosfera e la biosfera terrestre, in quanto una tendenza al riscaldamento atmosferico può fornire di per sé un incremento dell'attività di fotosintesi delle piante, per lo meno in una prima fase quando certi squilibri fra fotosintesi e respirazione delle piante non sono ancora avvertibili (KEELING *et al.*, 1995). Anche le variazioni della temperatura superficiale del mare legate al manifestarsi di eventi del tipo El Niño, che portano al riscaldamento dell'acqua superficiale dell'Oceano Pacifico centrale, esercitano una forte influenza sui meccanismi che regolano il quadro della circolazione oceanica e, quindi, sui processi di redistribuzione degli eccessi energetici su scala globale, così influenzando i complessi meccanismi che danno forma alla circolazione atmo-

sferica e che definiscono quindi lo stato termico dell'atmosfera terrestre. I processi di riscaldamento della superficie marina legati agli eventi di El Niño favoriscono l'attività di assorbimento della CO₂ atmosferica da parte della biosfera marina. Durante questi eventi, gli oceani si comportano come pozzi della CO₂ presente in atmosfera con alterazioni nei processi di scambio globale solitamente non più marcate di - 1 Gt/anno di carbonio, mentre nei successivi periodi di raffreddamento si possono avere incrementi dello scambio di carbonio anche maggiori di + 2 Gt/anno. In contrapposizione a questo alternarsi di flussi negativi e positivi di carbonio dagli oceani all'atmosfera, operano gli scambi di carbonio tra atmosfera e biosfera terrestre, con stime dei flussi (positivi) di carbonio dalla biosfera all'atmosfera comprese negli ultimi quindici anni tra + 1.5 e + 5.1 Gt/anno e osservate in concomitanza con i periodi di riscaldamento superficiale degli oceani. Invece, nei periodi di raffreddamento degli oceani, sono stati ricavati da KEELING *et al.* (1995) dei valori di flusso del carbonio tra biosfera terrestre ed atmosfera oscillanti tra - 1 e - 5 Gt/anno. Queste valutazioni suggeriscono che possa essere in atto sul ciclo del carbonio (comprendente tutto il sistema climatico terrestre) un meccanismo di retroazione negativa così strutturato: quando la concentrazione atmosferica di CO₂ tende a diminuire a causa di una più intensa azione di rimozione da parte degli oceani, l'intensità dell'effetto serra decresce a tal punto che la temperatura atmosferica media incomincia a diminuire. Allora, s'indebolisce l'attività di fotosintesi svolta dalla biosfera terrestre e viene ad essere così rallentata la velocità di rimozione dell'anidride carbonica atmosferica ad opera delle piante. In tal modo, questo meccanismo finisce con il rallentare la velocità di diminuzione della concentrazione atmosferica di CO₂ che aveva originato il processo.

4.2 Ciclo e forzature del metano

La concentrazione atmosferica di volume del metano ha presentato nel 1995 un valore medio stimato attorno alle 1.75 ppm su scala planetaria. Misure fatte nelle bolle d'aria interne alle carote di ghiaccio prelevate in Antartide mostrano che questo parametro si è mantenuto pressoché costante nei due millenni precedenti l'inizio dell'era industriale, assumendo valori molto prossimi a 0.8 ppm. Negli ultimi due secoli la concentrazione del metano ha preso a salire sempre più rapidamente, di pari passo con l'aumento della popolazione mondiale e la pressante necessità di reperire nuove risorse alimentari. Misure regolari della concentrazione atmosferica di CH₄ sono state fatte su scala planetaria a

partire dal 1978, quando fu misurato un valore medio globale di 1.51 ppm. Al valore attuale della concentrazione di 1.75 ppm corrisponde un carico atmosferico di metano valutabile in circa 5 Gt, che aumenta ogni anno di una quantità compresa tra 0.02 e 0.03 Gt/anno. La variabilità di questo parametro in funzione della stagione e della latitudine è dovuta essenzialmente al fatto che le più forti sorgenti di metano sono le terre umide naturali (paludi, acquitrini, tundra, marcite) che presentano condizioni diverse nelle varie stagioni e che i processi di rimozione dovuti principalmente alle reazioni con gli ossidrili avvengono secondo una distribuzione latitudinale non regolare, le cui caratteristiche cambiano durante l'anno.

Le principali sorgenti di metano atmosferico sono in parte naturali e in parte antròpiche: esse sono le terre umide naturali (tundra, paludi, acquitrini), le risaie, i processi digestivi degli animali domestici (bovini, pecore, cammelli, suini, cavalli) e selvatici (bufali, elefanti, renne, ...), le attività di perforazione dei pozzi di petrolio e di gas naturale e le perdite dei gasdotti, i processi di combustione di biomassa nelle regioni tropicali e subtropicali (incendi delle foreste), le emissioni da parte delle termiti, il decadimento anaerobico dei rifiuti organici sottoposti ad interrimento, le attività minerarie di estrazione del carbone, le esalazioni degli oceani e delle superfici d'acqua dolce e i processi chimici di decadimento degli idrocarburi metanici (IPCC WORKING GROUP I, 1990; TOMASI, 1995). Tutti questi processi determinano un flusso entrante di massa di metano in atmosfera stimabile tra le 300 e le 950 Mt/anno. Sulla base di queste stime, solo un terzo del flusso totale di metano entrante in atmosfera sarebbe dovuto a sorgenti puramente naturali, mentre gli altri due terzi verrebbero prodotti da sorgenti antròpiche e da sorgenti miste (in parte naturali e in parte antròpiche).

Tra i processi di rimozione del metano atmosferico, il più efficace è quello costituito dalla reazione di questa molecola con l'ossidrile OH, la cui concentrazione è legata a numerose reazioni con altre molecole. Dipendendo dalla velocità media della reazione tra CH_4 e OH in atmosfera, la vita media del metano è valutata tra gli 8 e gli 11.8 anni. La reazione tra CH_4 e OH determina un flusso uscente di metano stimato attorno alle 500 Mt/anno. La differenza tra i flussi delle sorgenti e dei pozzi ha regolato l'aumento della concentrazione atmosferica di metano nei decenni scorsi attorno ad un tasso medio annuo oscillante tra lo 0.8% e l'1.1%. Ma negli ultimi anni questo valore è sensibilmente sceso fino allo 0.5%, presumibilmente per effetto delle notevoli migliorie tecnologiche apportate alle linee dei metanodotti e grazie all'adozione di più corretti metodi di lavorazione mineraria (DLUGOKENCKY *et al.*, 1994). I valori più aggiornati

nati dei tassi d'incremento annuo sono presentati in Tabella I, mentre la Tabella II mostra i valori di concentrazione di CH_4 previsti dall'IPCC WORKING GROUP I (1990) fino al 2050 secondo lo scenario BaU. Come si vede, è previsto un raddoppio della concentrazione del metano dal 1990 al 2050, ipotizzando un forte sviluppo delle attività agricole, minerarie e dell'allevamento del bestiame. Corrispondentemente, si valuta che la forzatura radiativa sia stata di $+ 0.5 \text{ W/m}^2$ nel periodo 1765-2000 e che un'ulteriore forzatura radiativa di $+ 0.4 \text{ W/m}^2$ potrà essere generata dal metano nei prossimi cinquanta anni.

4.3 Ciclo e forzature del protossido d'azoto

Le misure della concentrazione di volume del protossido d'azoto N_2O presente nell'atmosfera, fatte nel 1995 in stazioni remote, hanno fornito un valore medio di 312 ppb, che corrisponde ad un contenuto totale atmosferico di N_2O eguale a circa 2.4 Gt. L'analisi dei campioni d'aria ricavati dalle carote di ghiaccio prelevate in diverse località dell'Antartide ha mostrato che la concentrazione atmosferica di N_2O si è mantenuta stabilmente attorno al valore di 285 ppb nel periodo dal 1000 al 1700 ed ha incominciato poi a salire lentamente (KHALIL & RASMUSSEN, 1988). Sulla base delle misure più recenti, si stima che il carico totale atmosferico di N_2O stia aumentando annualmente con un incremento annuo della concentrazione atmosferica media compreso tra 0.6 e 0.9 ppb/anno e, quindi, con un tasso annuo relativo dello 0.25% (IPCC WORKING GROUP I, 1990).

Da queste annotazioni appare evidente che il graduale aumento della concentrazione atmosferica di N_2O sta procedendo di pari passo con l'aumento della popolazione mondiale e con il continuo incremento delle varie attività antròpiche. Infatti, alle sorgenti naturali si stanno affiancando altre sorgenti legate alle attività industriali, minerarie, agricole e zootecniche: le principali sorgenti di questo gas sono costituite dai processi di denitrificazione che hanno luogo negli oceani e nei terreni ricchi di sostanza azotate, dai processi di combustione del carbone, del petrolio e dei suoi derivati, dalla combustione di biomassa e dall'impiego di fertilizzanti azotati in agricoltura.

Il più importante processo di rimozione di N_2O dall'atmosfera è costituito dal trasporto di queste molecole in stratosfera attraverso i processi dinamici di ripiegamento della tropopausa (cioè di scambio di masse d'aria tra troposfera e stratosfera) o di sfondamento della troposfera da parte delle celle convettive sviluppatasi nelle aree subtropicali e dalla successiva fotodissociazione da parte della radia-

zione solare delle molecole di N_2O che raggiungono la stratosfera. Un altro pozzo di N_2O è dato dai processi di assorbimento al suolo ed in special modo da quelli che avvengono in sistemi misti suolo-acqua. A causa della ridotta efficienza dei processi di rimozione del protossido d'azoto dalla troposfera, la vita media atmosferica del protossido d'azoto supera i 130 anni. Prevalendo il flusso entrante di N_2O su quello uscente, la concentrazione atmosferica di questo gas tende ad aumentare lentamente nel tempo con i tassi annui presentati nella Tabella I. Alla luce di queste valutazioni, si prevede che la concentrazione atmosferica di N_2O possa salire fino ad un valore di 370 ppb nel 2050. Corrispondentemente, la forzatura radiativa generata dal protossido d'azoto dal 1700 ad oggi è stata valutata in poco più di + 0.1 W/m^2 e si prevede un'ulteriore forzatura radiativa di + 0.2 W/m^2 da oggi al 2050.

4.4 Ciclo e forzature dei clorofluorocarburi

Tra i clorofluorocarburi che producono effetto serra, i processi radiativi più importanti sono indubbiamente quelli prodotti dal triclorofluorometano (CFC-11), dal diclorodifluorometano (CFC-12) e dal clorodifluorometano (HCFC-22). Queste specie gassose sono liberate in atmosfera esclusivamente a causa di attività industriali:

- 1) il CFC-11 è usato nella preparazione di sostanze schiumogene (per il 55%), come propellente nelle bombolette spray (per il 30%), nella costruzione di impianti di refrigerazione (8%) e in altre attività industriali (7%);
- 2) il CFC-12 è utilizzato nella costruzione di frigoriferi e condizionatori d'aria (50%), nella preparazione di prodotti spray (32%) e sostanze schiumogene (13%) e in altre attività (5%);
- 3) l'HCFC-22 è usato principalmente nella costruzione di impianti frigoriferi (per circa il 60%) e in procedimenti chimici di preparazione del tetrafluoroetilene che viene poi polimerizzato in fluoropolimeri come il teflon (35%).

I CFC sono stati introdotti negli usi industriali dopo approfondite ricerche di sintesi di queste molecole, affinché esse non potessero reagire in nessun modo con le altre molecole presenti in atmosfera così da non alterare la composizione chimica dell'atmosfera terrestre. Pertanto, il pozzo principale per questi CFC non può essere costituito da reazioni chimiche con le altre specie molecolari presenti nella troposfera ma è dato soltanto dai processi dinamici di scambio di masse d'aria tra la troposfera e la stratosfera. Come si è detto in precedenza, questi scambi hanno luogo solo in occasione di episodi di ripiegamento della

tropopausa, di sfondamento della tropopausa da parte delle grandi celle convettive subtropicali o di sconfinamento di cumulonembi tropicali nella stratosfera (TOMASI, 1991). Una volta raggiunta la stratosfera, queste molecole sono soggette a fotodissociazione da parte della radiazione solare UV che è molto più intensa alle quote stratosferiche che in troposfera. Questi processi di fotolisi portano alla liberazione di radicali Cl e Br, che sono capaci di avviare alcuni cicli catalitici di reazioni omogenee che rimuovono ossigeno dispari (sia ozono che ossigeno atomico) dalla stratosfera recando danni considerevoli alla struttura dell'ozonosfera, com'era stato previsto per tempo da ROWLAND & MOLINA (1975). Altri processi di rimozione dei CFC dalla stratosfera sono costituiti dalle reazioni eterogenee che avvengono nella stratosfera antartica ed artica in presenza delle cosiddette nubi polari stratosferiche (Polar Stratospheric Clouds) ed a più basse latitudini in presenza degli strati di particelle di aerosol che si originano nella stratosfera dalle nubi di gas (SO_2 , HCl) liberate dalle eruzioni vulcaniche (TOMASI, 1995). Proprio a causa delle forti differenze tra flussi entranti e flussi uscenti, le vite medie di questi gas risultano essere molto lunghe: il CFC-11 ha una vita media atmosferica di 55 anni, il CFC-12 di 116 anni e l'HCFC-22 di circa 16 anni. Inoltre, sempre a causa di queste forti differenze tra flussi entranti ed uscenti, i valori di concentrazione atmosferica di questi gas che erano pressoché nulli nel 1960 sono aumentati molto in fretta, fino ad assumere nel 1990 i valori di 280 ppt (CFC-11), 484 ppt (CFC-12) e 122 ppt (HCFC-22) con tassi d'incremento annuo in quell'anno compresi tra il 5% ed il 7%. Con la graduale applicazione delle norme previste dal Protocollo di Montreal, i tassi d'incremento annuo delle concentrazioni atmosferiche del CFC-11 e del CFC-12 sono lentamente diminuiti in questi ultimi anni fino ad assumere i valori forniti in Tabella I. Secondo lo scenario più pessimistico (BaU), che considera la possibilità che i CFC continuino ad essere utilizzati dai paesi non industrializzati, le previsioni dell'IPCC WORKING GROUP I (1990) indicano che le concentrazioni atmosferiche di questi gas potranno raddoppiare da oggi al 2050, come mostra la Tabella II. La forzatura radiativa provocata complessivamente dai tre CFC dal 1960 ad oggi è stata stimata attorno al valore di $+0.3 \text{ W/m}^2$. Ma si prevede, secondo lo scenario BaU, un'ulteriore forzatura radiativa prodotta dai tre CFC da oggi al 2050, valutata attorno a $+0.5 \text{ W/m}^2$. Si deve però ricordare che alla luce delle più recenti misure dei tassi annui d'incremento delle concentrazioni dei CFC, scesi al di sotto del 2.5% e perciò dimezzatisi nel giro di sei anni (ELKINS *et al.*, 1993), queste previsioni delle forzature radiative appaiono essere piuttosto eccessive.

4.5 Forzature del vapore acqueo stratosferico

Il quadro delle forzature radiative previste dall'IPCC WORKING GROUP I (1990) si completa con le valutazioni relative al vapore acqueo stratosferico. Infatti, si ritiene che la concentrazione stratosferica di molecole di H_2O sia destinata ad aumentare nel tempo principalmente attraverso reazioni che coinvolgono le molecole di metano trasportate dalla troposfera alla stratosfera attraverso i processi dinamici menzionati sopra. La forzatura radiativa prodotta dal vapore acqueo stratosferico dal 1765 ad oggi è stata stimata in $+ 0.2 \text{ W/m}^2$ e si prevede da oggi al 2050 un'ulteriore forzatura di $+ 0.1 \text{ W/m}^2$.

Pertanto, la forzatura radiativa complessivamente esercitata sul sistema climatico terrestre dai gas-serra nel periodo dal 1765 ad oggi risulta essere di quasi $+ 3 \text{ W/m}^2$. Secondo lo scenario BaU che non prevede l'adozione di misure restrittive nei confronti delle attività industriali, agrarie e minerarie durante i prossimi decenni, una successiva forzatura radiativa di $+ 1.6 \text{ W/m}^2$ dovrebbe essere prodotta dai gas-serra da oggi al 2025 e un'altra forzatura di quasi $+ 2 \text{ W/m}^2$ è prevista dal 2025 al 2050.

5. CONCLUSIONI

Le valutazioni delle forzature radiative che hanno governato il clima del nostro pianeta dal periodo preindustriale ad oggi mostrano che l'aumento delle concentrazioni dei gas-serra ha prodotto una forzatura complessiva di circa $+ 3 \text{ W/m}^2$, mentre le variazioni della costante solare hanno provocato una forzatura radiativa di $\pm 0.1 \text{ W/m}^2$ circa, l'aumento del carico di particelle antròpiche ha generato una forzatura radiativa complessiva di circa $- 1.3 \text{ W/m}^2$ e le eruzioni vulcaniche hanno prodotto temporanee forzature radiative stimabili tra $- 0.5 \text{ W/m}^2$ e $- 1.0 \text{ W/m}^2$. Queste stime sono tra loro raffrontate nella parte superiore della Figura 10. Tali valutazioni sono scarsamente precise a causa delle grandi difficoltà che s'incontrano nel valutare i valori medi dello spessore ottico delle particelle nelle varie aree del pianeta. Le previsioni basate sull'ipotesi che le concentrazioni dei gas-serra continuino ad aumentare senza che siano imposte limitazioni rilevanti alle emissioni industriali indicano che nei prossimi dieci anni la forzatura dei gas-serra sarà uguale a quasi $+ 0.6 \text{ W/m}^2$ mentre la forzatura dovuta alla costante solare sarà di $\pm 0.1 \text{ W/m}^2$, quella associata alle eruzioni vulcaniche di $- 0.2 \text{ W/m}^2$ e quella associata alle particelle di aerosol (riflet-

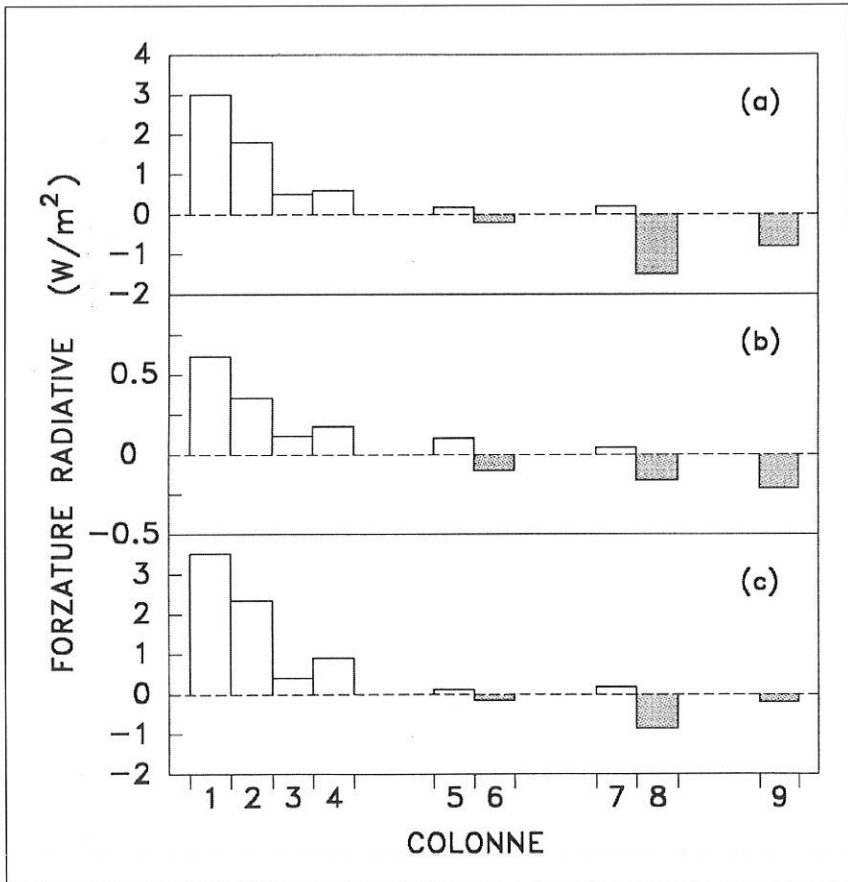


Fig. 10 - Confronto tra le stime delle forzature radiative dovute (i) ai gas-serra, le cui concentrazioni aumentano secondo lo scenario BaU, (ii) alla variabilità dell'attività solare, (iii) all'aerosol di origine antròpica (separatamente per sostanze carboniose e solfati) e (iv) all'aerosol stratosferico di origine vulcanica, fatte su diversi periodi: (a) dal 1765 al 2000; (b) dal 1995 al 2005; (c) dal 2000 al 2050. Le forzature radiative totali prodotte dai gas-serra sono rappresentate in colonna 1, quelle da CO_2 in colonna 2, quelle da metano in colonna 3, quelle da ($N_2O + CFC + H_2O$ stratosferico) in colonna 4, quelle legate alla variabilità dell'attività solare nelle colonne 5 e 6, quelle prodotte da aerosol antròpico nelle colonne 7 e 8 e quella da aerosol stratosferico di origine vulcanica in colonna 9.

tenti e assorbenti) di $-0.1 W/m^2$. Pertanto, la forzatura totale prevista sarà di $+0.3 W/m^2$ circa, come si può desumere dal quadro mostrato nella parte mediana della Figura 10.

Invece, le previsioni fatte sui prossimi cinquanta anni nell'ipotesi dello scenario BaU forniscono una forzatura radiativa dei gas-serra di

+ 3.5 W/m², una forzatura legata alla variabilità dell'attività solare di ± 0.2 W/m² circa, una forzatura di - 0.2 W/m² dovuta alle eruzioni vulcaniche ed una forzatura netta prodotta dall'aumento del carico atmosferico di particelle di aerosol (naturali e antropiche insieme) pari a - 0.6 W/m². Come mostra la parte inferiore della Figura 10, la forzatura radiativa netta prevedibile da oggi al 2050 risulta uguale a + 2.7 W/m², con conseguenze che potrebbero essere molto drammatiche per l'equilibrio climatico del nostro pianeta in assenza di effetti contrapposti prodotti da altri fattori climatici. Per la verità, le previsioni delle forzature radiative prodotte dai gas-serra nell'ipotesi che le emissioni di questi gas continuino senza riduzioni di nessun genere si basano su modelli dei cicli atmosferici che hanno ancora molti punti non del tutto chiari. La recente eruzione del Pinatubo ed il susseguirsi di episodi climatici come quelli di El Niño hanno probabilmente indotto alcune significative alterazioni nei processi di scambio di anidride carbonica tra l'atmosfera e l'oceano, mostrando che un temporaneo raffreddamento atmosferico e/o cambiamenti anche leggeri nella temperatura superficiale degli oceani possono rallentare o accelerare l'aumento della concentrazione atmosferica di CO₂. Parimenti, le misure più recenti delle concentrazioni del metano e dei CFC fanno ritenere che le rispettive stime delle forzature radiative sul periodo di cinquanta anni siano eccessive. Allo stesso tempo, molte incertezze sussistono sulle valutazioni delle forzature radiative associate ai contenuti atmosferici delle particelle di aerosol antropiche, sia riflettenti che assorbenti. Inoltre, ben poco si conosce su come si generano le forzature radiative per effetto dei cambiamenti nel contenuto atmosferico di vapore acqueo o nell'indice globale di nuvolosità. Mancano anche conoscenze precise sui meccanismi di retroazione di segno positivo che possono essere avviati dall'aumento dell'effetto serra o dall'assorbimento di radiazione solare da parte del vapore acqueo. Non si hanno, altresì, conoscenze abbastanza ben definite sui meccanismi di retroazione indotti dalle nubi (variazioni della copertura nuvolosa, cambiamenti nella distribuzione delle nubi alle varie quote) o provocati da variazioni dell'albedo planetaria causate dallo scioglimento dei ghiacci polari o legati alle oscillazioni termiche delle superfici oceaniche. Ma al di là di queste incertezze, la forzatura radiativa che potrà essere prodotta dai gas-serra nei prossimi cinquanta anni risulta essere così marcata da poter provocare di per sé un effetto di riscaldamento medio della troposfera di 2÷3 °C, secondo quanto indicano i modelli di circolazione generale più avanzati, che pur tengono conto degli effetti di raffreddamento indotti dalle particelle di aerosol contenenti solfati di origine industriale.

Al fine di evitare che il sistema climatico terrestre subisca così forti sollecitazioni e che non si inneschino meccanismi irreversibili di retroazione positiva ancora non ben conosciuti, non c'è che una strada da percorrere: quella di adottare una tempestiva politica di limitazione delle emissioni dei gas-serra in atmosfera e principalmente di quelle di anidride carbonica. Tale politica dovrebbe basarsi sui seguenti punti:

- 1) l'uso più efficiente delle risorse energetiche, che preveda una forte diminuzione del consumo di combustibili fossili e delle emissioni inquinanti (compresa la forte riduzione delle emissioni dei fumi industriali contenenti sostanze carboniose, così da ridurre al massimo il contenuto atmosferico di particelle di aerosol capaci di assorbire fortemente la radiazione solare);
- 2) lo sviluppo di tecnologie adatte all'utilizzo di risorse energetiche rinnovabili (solare, eolica, idroelettrica, geotermica, biologica);
- 3) il miglioramento delle tecniche di abbattimento delle emissioni da combustione (del carbone e dei derivati del petrolio, prima, durante e dopo la combustione);
- 4) la rapida sostituzione dei CFC ed altre molecole sintetiche con molecole che non assorbano la radiazione solare e la radiazione infrarossa nè contengano cloro e bromo, così da evitare ulteriori danni all'ozonofera;
- 5) il più attento rispetto delle norme ambientali nell'uso del territorio, così da limitare le attività di deforestazione, la combustione di biomassa nelle regioni subtropicali, i fenomeni delle piogge acide, i danni derivanti dall'allevamento del bestiame, gli eccessi nell'impiego di fertilizzanti in agricoltura e le perdite di metano nelle lavorazioni estrattive e minerarie e durante il trasporto a distanza.

Le valutazioni delle forzature radiative da gas-serra effettuate in uno scenario futuro che consideri l'attuazione in tempi stretti di una attenta politica di controllo delle emissioni risultano essere molto più limitate di quelle previste nello scenario BaU. Ammettendo che una politica basata sui cinque punti esposti sopra trovasse una corretta e attenta applicazione nel 2000, si avrebbe:

- 1) dal 2000 al 2025, una forzatura radiativa da gas-serra di circa $+ 0.8 \text{ W/m}^2$ ($+ 0.55 \text{ W/m}^2$ da CO_2 e $+ 0.25 \text{ W/m}^2$ dagli altri gas) anziché di $+ 1.6 \text{ W/m}^2$, come prevede lo scenario BaU, e
- 2) dal 2000 al 2050, una forzatura radiativa complessiva di circa $+ 1.25 \text{ W/m}^2$ (dei quali $+ 0.85 \text{ W/m}^2$ dovuti alla CO_2 e $+ 0.4 \text{ W/m}^2$ agli altri gas) anziché di $+ 3.5 \text{ W/m}^2$ come si prevede nello scenario BaU.

Se questo risultato potesse essere raggiunto, una buona parte del-

l'instabilità climatica che viene attribuita all'aumento delle concentrazioni dei gas-serra potrebbe essere (al di là di importanti effetti locali, che sembrano essere causa di forti instabilità meteorologiche) compensata dagli effetti contrapposti presumibilmente provocati dalle eruzioni vulcaniche e dalle particelle di aerosol di origine industriale a prevalente contenuto di solfati. In tal modo potrebbero quietarsi, almeno in parte, le serie preoccupazioni che la comunità scientifica internazionale sta da tempo manifestando ai governi del nostro pianeta e segnalando con crescente impegno all'opinione pubblica.

RINGRAZIAMENTI

L'autore dedica questo contributo alla memoria del Prof. Ottavio Vittori Antisari, che fu studioso insigne dei fenomeni fisici che regolano il clima della Terra e che fu apprezzato ospite e sincero estimatore dell'Accademia Roveretana degli Agiati.

BIBLIOGRAFIA

- COAKLEY J.A., CESS R.D. & YUREVICH F.B., 1983 - The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: a parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- DLUGOKENCKY E.J., STEELE L.P., LANG P.M. & MASARIE K.A., 1994 - The growth rate and distribution of atmospheric methane, *J. Geophys. Res.*, 99, 17021-17043.
- ELKINS J.W., THOMPSON T.M., SWANSON T.H., BUTLER J.H., HALE B.D., CUMMINGS S.O., FISHER D.A. & RAFFO A.G., 1993 - Decrease in the growth rates of atmospheric chlorofluorocarbons 11 and 12, *Nature*, 364, 780-783.
- FOUKAL P.V. & LEAN J., 1990 - An empirical model of total solar irradiance variations between 1874 and 1988, *Science*, 247, 556-558.
- IPCC WORKING GROUP I, 1990 - Climate Change, The IPCC Scientific Assessment (Houghton J.T., Jenkins G.J. & Ephraums J.J., eds.), *Cambridge University Press*, Cambridge, pp. 1-68.
- KEELING C.D., WHORF T.P., WAHLEN M. & VAN DER PLICHT J., 1995 - Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980, *Nature*, 375, 666-670.
- KHALIL M.A.K. & RASMUSSEN R.A., 1988 - Nitrous oxide: trends and global mass balance over the last 3000 years, *Annal. Glaciology*, 10, 73-79.
- LAMB H.H., 1969 - Climatic fluctuations, in «General Climatology», (Flohn H., ed.) Vol. 2, *Elsevier Publ. Co.*, Amsterdam, pp. 173-249.
- ROWLAND F.S. & MOLINA M.J., 1975 - Chlorofluoromethanes in the environment, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 1-35.
- SALTZMAN B., 1983 - Climatic systems analysis, in «*Advances in Geophysics*», 25, pp. 173-249.
- TOMASI C., 1989 - L'effetto serra e il clima della Terra, *Chimica nella Scuola*, 2, 4-14.
- TOMASI C., 1991 - L'ozono nell'atmosfera terrestre - PARTE IV: Il ruolo dei processi dinamici nella stratosfera, *Chimica nella Scuola*, 7-8, 14-23.
- TOMASI C., 1995 - The atmospheric cycles of greenhouse gases in «Chemistry and Environment: Legislation, Methodologies and Applications» (Facchetti S. & Pitea D. eds.), *Kluwer Academic Publ.*, Dordrecht, pp. 169-213.
- TOMASI C. & TROMBETTI F., 1985 - Absorption and emission by minor atmospheric gases in the radiation balance of the Earth, *La Rivista del Nuovo Cimento*, 8, pp. 89.
- TOON O. & POLLACK J.B., 1976 - A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations, *J. Appl. Met.*, 15, 225-246.
- VITTORI O., 1984 - Climatologia, in «Geografia Fisica», *Grafica Artigiana*, Castelbolognese, pp. 89-101.

Indirizzo dell'autore:

dr. Claudio Tomasi - Istituto FISBAT, Area di Ricerca del C.N.R.
Via Gobetti 101 - I-40129 Bologna
