

L'ambiente in Europa: Seconda valutazione

Capitolo 3. Distruzione dell'ozono stratosferico

European Environment Agency



3. Distruzione dell'ozono stratosferico

Conclusioni

Le misure internazionali adottate al fine di proteggere lo strato di ozono hanno determinato la riduzione dell'80-90%, rispetto ai valori massimi, della produzione annua di sostanze distruttive per l'ozono. Anche i livelli annui di emissione sono calati rapidamente. Tuttavia, i tempi di recupero nei processi atmosferici sono tali da non consentire ancora di riscontrare gli effetti delle misure adottate a livello internazionale né sulle concentrazioni di ozono nella stratosfera né sulla quantità di radiazioni ultraviolette B (UV-B) che raggiungono la superficie terrestre.

Si prevede che la capacità di distruzione dell'ozono da parte di tutti i derivati del cloro e del bromo (CFC, halon, ecc.) nella stratosfera raggiungerà l'apice fra il 2000 e il 2010. Fra il 1975 e il 1995 lo strato di ozono nell'atmosfera che sovrasta l'Europa è diminuito del 5%, determinando un aumento delle radiazioni UV-B che penetrano negli strati inferiori dell'atmosfera e raggiungono la superficie terrestre.

Recentemente sono state osservate vaste riduzioni localizzate della concentrazione di ozono stratosferico sopra le regioni artiche in primavera. Per esempio, nel marzo 1997 la quantità totale di ozono sopra il Polo Nord è diminuita fino al 40% del livello normale. Tali riduzioni sono simili a quelle riscontrate sulle regioni antartiche, anche se meno pronunciate, e impongono con urgenza la necessità di mantenere viva l'attenzione politica sulla distruzione dello strato di ozono stratosferico.

La ricostituzione dello strato di ozono, che richiederà molti decenni, potrebbe essere accelerata da una più rapida cessazione dell'impiego di HCFC e bromuro di metile, provvedendo alla distruzione con metodi sicuri dei CFC e degli halon nei luoghi di stoccaggio e in altri serbatoi e impedendo il contrabbando di sostanze che distruggono l'ozono.

3.1. Introduzione

La quantità di ozono (O₃) nella stratosfera continua a ridursi nella maggior parte del mondo al di fuori dei tropici, a un ritmo invariato dalla valutazione di *Dobris* (McPeters *et al.*, 1996a). Le riduzioni più cospicue sono quelle che si verificano sopra le regioni antartiche e artiche. Non vi sono più dubbi ormai che il problema sia causato dall'aumento dei livelli dei composti di cloro e bromo nella stratosfera. Tali composti derivano principalmente dalle emissioni dei clorofluorocarburi (CFC), usati come raffreddanti in frigoriferi e condizionatori d'aria, come propellenti negli aerosol, nella produzione di schiume espanse e di detersivi, nonché dei bromofluorocarburi (halon), presenti negli estintori antincendio.

La diminuzione dell'ozono nella stratosfera non è auspicabile, in quanto la conseguenza dell'assottigliamento dello strato di ozono è il passaggio negli strati bassi dell'atmosfera di una maggior quantità di radiazioni ultraviolette B (UV-B), che raggiungono la superficie terrestre. Le misurazioni dei satelliti indicano che dal 1979 al 1992 i livelli di UV-B, calcolati in media per zona fra il 40° e il 50° parallelo di latitudine nord, sono aumentati del 10% ogni dieci anni (Herman *et al.*, 1996). Nell'emisfero meridionale, l'aumento fra il 40° e il 50° parallelo è stato del 13% per decennio.

La carta 3.1 illustra l'evoluzione delle radiazioni UV-B in condizioni di cielo sereno in Europa fra il 1980 e il 1991. I maggiori aumenti relativi hanno interessato l'Europa centrale e settentrionale, mentre in Europa meridionale gli incrementi sono stati inferiori.

Il ruolo dell'ozono stratosferico nel filtrare le radiazioni UV provenienti dal sole e i meccanismi con cui gli interventi umani influiscono su tale ruolo sono descritti in maggiore dettaglio nel riquadro 3.1.

3.2. Effetti

Le radiazioni UV-B possono dare il via a numerosi processi chimici e biologici in grado di danneggiare gli organismi viventi. Per gli esseri umani, un aumento delle radiazioni UV-B può provocare tumori della pelle, cataratta, eritemi solari, cecità nivale, invecchiamento della pelle e depressione del sistema immunitario. I tumori cutanei diversi dai melanomi sono una delle forme di cancro più comuni nell'uomo e sono stati messi in rapporto certo con le radiazioni UV-B (Moan *et al.*, 1989).

FOTOGRAFIA PAG. 60

Monitoraggio della stratosfera all'Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR), Andøya, 69°N, Norvegia. Fonte: Kolbjørn Adolfsen, Andøya Rocket Range.

61 Distruzione dell'ozono stratosferico

Non vi è tuttavia un rapporto lineare fra l'incidenza di tali effetti e i livelli delle radiazioni, in quanto le diverse popolazioni hanno sensibilità diverse alle radiazioni UV.

È stato accertato che le radiazioni UV-B influiscono sugli ecosistemi acquatici limitando la produzione di fitoplancton e causando danni negli stadi precoci dello sviluppo di pesci, gamberetti, granchi, anfibi e altri animali (UNEP, 1995). Il fitoplancton è il primo anello della catena alimentare negli oceani; oltre il 30% del consumo di proteine animali da parte dell'uomo deriva dal mare e nei paesi in via di sviluppo tale percentuale è addirittura maggiore. Uno studio (Smith *et al.*, 1992) ha dimostrato il collegamento diretto fra un calo del 6- 12% della produzione di fitoplancton verificatosi nelle acque delle regioni antartiche e l'aumento dei raggi UV-B conseguente al buco nell'ozono sull'Antartide. Poiché il fitoplancton costituisce un vasto bacino di assorbimento per la CO₂ atmosferica, tale calo potrà riflettersi in futuro anche sulle concentrazioni atmosferiche di CO₂ e sull'aumento dell'effetto serra.

Le radiazioni UV-B, anche ai livelli attuali, possono influire inoltre sulla crescita delle piante terrestri. Le varie specie reagiscono in modi molto diversi ai raggi UV-B e, disponendo di molti meccanismi per riparare gli effetti delle radiazioni UV, possono, entro certi limiti, riuscire ad adattarsi all'aumento dei livelli delle radiazioni.

Le radiazioni UV influiscono anche sui processi chimici negli strati inferiori dell'atmosfera. Esse

Carta 3.1 Aumento calcolato dei raggi UV efficaci in Europa nel 1991 rispetto al 1980

Aumento dei raggi UV

Dose annuale di UV nel 1991 rispetto al 1980

Nota: Dati calcolati in base all'ozono totale misurato, ignorando gli effetti delle nubi. Il calcolo è basato su dati riguardanti le radiazioni UV ponderati rispetto ai tumori cutanei. Metodo: Bordewijk e van der Woerd, 1996. Fonte: Slaper *et al.*, 1997.

contribuiscono alle concentrazioni dell'ozono troposferico nelle regioni inquinate (capitolo 5) e incidono sulla vita media e sulla concentrazione nell'atmosfera di un gran numero di composti, fra cui vari gas a effetto serra. Inoltre, i CFC e alcune delle sostanze che li stanno sostituendo sono anch'essi gas a effetto serra (capitolo 2).

3.3. Le condizioni dello strato di ozono

A partire dal 1979 circa, la quantità di ozono nella stratosfera ha cominciato a diminuire. Le variazioni nel livello totale di ozono in quattro diverse regioni del mondo, dal 1960, sono illustrate nella figura 3.1. La tabella 3.1 evidenzia come a tutte le latitudini si siano verificati decrementi dell'ozono totale, sebbene il fenomeno sia stato più marcato ai poli.

Dal 1979, la perdita accumulata di ozono totale, calcolata in media per tutto il mondo, è di circa il 5% all'anno. Alle latitudini medie (in entrambi gli emisferi), la perdita accumulata è del 7% circa. Ai tropici, la perdita di ozono è scarsa e statisticamente irrilevante. La perdita accumulata in inverno e primavera alle latitudini medie dell'emisfero settentrionale, dal 1979, è all'incirca dell'11% (SORG, 1996).

Regioni polari

Nelle regioni antartiche sono stati osservati forti aumenti delle radiazioni UV-B in primavera, dopo che per diversi mesi lo strato di ozono ha subito una marcata distruzione. Il buco più grave nell'ozono mai registrato risale al 1993, ma i buchi successivi sono stati simili per profondità ed estensione geografica. Le misurazioni del profilo dell'ozono durante

Tabella 3.1 Tendenze mondiali dei livelli totali di ozono, da novembre 1978 a ottobre 1994

Regione
Tendenza % per decennio
 2σ

Note: La colonna 2σ fornisce l'errore statistico con un margine di certezza del 95% e comprende un'incertezza strumentale 2σ dell'1.22%/decennio. Basato sulla versione 7 dei dati del TOMS (McPeters *et al.*, 1996b). Il TOMS è lo strumento satellitare Total Ozone Mapping Spectrometer. I dati del TOMS sulle tendenze trovano conferma nelle misurazioni effettuate con altri strumenti. Fonte: McPeters *et al.*, 1996a.

Riquadro 3.1: Lo strato di ozono e i processi che lo minacciano

Lo strato di ozono stratosferico è formato da un velo sottile di gas ozono che si estende da circa 10 km a circa 40 km sopra la superficie terrestre. La concentrazione di ozono è massima a circa 20 km sul suolo e la stratosfera contiene approssimativamente il 90% dell'ozono presente nell'atmosfera, mentre il restante 10% si trova nella troposfera.

L'ozono viene prodotto nella parte superiore della stratosfera dalle radiazioni a onde corte (<190 nm) provenienti dal sole. Tali radiazioni di energia sono in grado di scindere le molecole di ossigeno (O_2) in ossigeno atomico (O). L'ossigeno atomico è molto reattivo e si combina rapidamente con le molecole di ossigeno, formando ozono (O_3). Le radiazioni ultraviolette con lunghezze d'onda leggermente maggiori (<280 nm) possono nuovamente scindere la molecola di ozono in ossigeno molecolare e atomico, cosicché si instaura un equilibrio dinamico fra produzione e perdita di ozono.

La maggior parte dell'ozono nella stratosfera viene prodotto sopra i tropici, dove il sole è più intenso. Le grandi correnti d'aria trasportano l'ozono verso i poli, con maggior efficienza nel tardo inverno e in primavera. L'ozono totale (la quantità di ozono in una colonna che si estende dal terreno al limite superiore dell'atmosfera) raggiunge pertanto il livello massimo in primavera e il minimo nel tardo autunno. In genere, l'ozono totale viene misurato in unità Dobson (DU). Uno spessore dello strato di

ozono di 300 DU significa che lo strato di ozono avrebbe uno spessore di 3 mm se fosse composto da ozono puro alla pressione di 1 atm.

La distruzione dell'ozono da parte dell'uomo è causata dal cloro e dal bromo, ma non tutti i composti contenenti cloro e bromo sono dannosi per lo strato di ozono. Numerosi composti reagiscono con altri gas nella troposfera o si dissolvono in goccioline di pioggia e non raggiungono la stratosfera. Più lunga è la vita media di un composto nell'atmosfera, maggiore è la quantità che può raggiungere la stratosfera. I composti di cloro e bromo che causano la distruzione dello strato di ozono sono i CFC, il tetracloruro di carbonio, l'1.1.1-tricloroetano, gli HCFC e gli halon, tutti interamente di origine antropica. Lo strato di ozono può essere distrutto anche dal cloruro di metile e dal bromuro di metile. L'unica fonte significativa nota di cloruro di metile è costituita dagli oceani. Il bromuro di metile ha alcune fonti antropiche (fumigazione dei terreni in agricoltura, incenerimento di biomasse, additivi della benzina) e vi sono grandi emissioni naturali dagli oceani.

L'uso di CFC e halon, in particolare, ha causato un aumento della concentrazione di cloro e bromo nella stratosfera. Tali composti sono chimicamente molto stabili e non si scindono nella troposfera. Nella stratosfera vengono scissi lentamente dalle radiazioni solari a onde corte e rilasciano cloro e bromo, che poi partecipano alle reazioni chimiche che distruggono l'ozono (riquadro 3.2). L'equilibrio naturale fra produzione e perdita di ozono si sposta pertanto verso una concentrazione inferiore di ozono.

63 Distruzione dell'ozono stratosferico

un tipico buco nell'ozono mostrano che in settembre e ottobre, sopra molte stazioni antartiche, risulta distrutto praticamente tutto l'ozono in una fascia di altezza a partire da 15-20 km e l'ozono totale si riduce a circa un terzo del valore osservato prima della comparsa dei buchi. Durante gli ultimi cinque anni, il buco nell'ozono sull'Antartico ha mostrato la tendenza a iniziare prima e a durare più a lungo.

La perdita di ozono stratosferico nella regione artica è stata individuata per la prima volta nell'inverno del 1991-92 (Braathen *et al.* 1994; von der Gathen *et al.*, 1995) e circa un terzo dell'ozono negli strati inferiori della stratosfera sopra la Groenlandia è scomparso nel 1993 (Larsen *et al.*, 1994). Molte osservazioni e simulazioni tramite modelli hanno ormai confermato che durante gli inverni successivi al 1991-92 si è verificata nell'Artico una perdita significativa ed estesa di ozono, sempre associata a periodi di attivazione del cloro (Isaksen *et al.*, 1997).

I processi che provocano la distruzione dell'ozono nelle regioni polari sono illustrati nel riquadro 3.2. Il riquadro 3.3 evidenzia altri fattori che possono contribuire alla distruzione dell'ozono, sia nelle regioni polari che a latitudini inferiori.

Sebbene la diminuzione dell'ozono osservata nell'Artico non sia grave quanto quella nell'Antartico, la situazione nel Sud e quella nel Nord presentano alcune analogie. In primo luogo, le temperature nel vortice artico (cfr. riquadro 3.2) sono diminuite considerevolmente durante gli ultimi inverni e i tre inverni più recenti (dal 1994-95 al 1996-97) hanno fatto registrare temperature basse da record (ad es. Labitzke e van Loon, 1995; NOAA, 1996; SORG, 1996). Ciò ha causato una notevole perdita di ozono durante i due ultimi inverni (1995-96 e 96-97) (Müller *et al.*, 1997, Rex *et al.*, 1997).

A lungo andare, anche piccole riduzioni di temperatura nel vortice artico avranno un effetto importante sullo strato di ozono. Poiché le temperature sono già vicine alla soglia di formazione delle nuvole stratosferiche polari, un piccolo calo di temperatura sarà sufficiente a causare un forte aumento della formazione di tali nuvole.

In secondo luogo, il vortice artico mostra la tendenza a durare più a lungo fino a primavera inoltrata. In passato sono stati osservati vortici duraturi ed è dimostrato che a partire dal 1979 si è verificato un rafforzamento del vortice (Zurek *et al.*, 1996), ma la combinazione di un vortice freddo e durevole sembra rappresentare una novità. La figura 3.3 presenta graficamente un indice che combina forza del vortice ed estensione geografica per gli ultimi nove inverni, dall'inizio di novembre a metà maggio. Risulta evidente dalla figura che negli ultimi inverni i vortici sono stati durevoli (il più lungo nel 1997).

Medie latitudini

Alle medie latitudini nell'emisfero settentrionale, la media annuale dell'ozono totale è scesa di quasi il 5% per decennio dal

Figura 3.1 Deviazioni nell'ozono totale dal livello pre-1980

Europa
America settentrionale
Estremo Oriente
Australia e Nuova Zelanda

Nota: Le deviazioni mensili sono calcolate sulla base di una media mobile su 12 mesi. Adattato da Bojkov *et al.*, 1995.

Fonte: Vitali Fioletov

Figura 3.2 Medie mensili dell'ozono totale per il mese di marzo, dal 1980 al 1997

Unità Dobson

Fonte: Dati ottenuti dal Goddard Space Flight Center della NASA. I dati del periodo 1980-1993 sono del TOMS versione 7. La cifra relativa al 1997 è tratta da dati in tempo quasi reale del TOMS sull'ADEOS I. Calcolo della media e creazione del grafico eseguiti al NILU.

Riquadro 3.2: Meccanismi di distruzione dell'ozono nelle regioni polari

La distruzione dell'ozono stratosferico alle latitudini polari è provocata da una serie di reazioni chimiche che iniziano con la trasformazione dei composti alogeni stabili (soprattutto acido cloridrico e nitrato di cloro derivanti dai CFC) in forme chimicamente più attive.

I composti stabili reagiscono molto lentamente nella fase gassosa, ma sulla superficie delle particelle di nubi stratosferiche polari (PSC) si possono verificare reazioni rapide. Le PSC possono formarsi negli strati inferiori della stratosfera (15-25 km) a temperature al di sotto di -78°C , che si riscontrano di norma all'interno o ai bordi del vortice polare, una massa di aria isolata esistente durante i mesi invernali a causa di una forte circolazione ciclonica creata dalla differenza di temperatura fra la fredda aria polare e l'aria più calda delle medie latitudini.

I composti derivati dal cloro, che si formano a seguito delle rapide reazioni nelle PSC, vengono facilmente scissi per effetto della luce solare, rilasciando atomi di cloro che reagiscono velocemente formando monossido di cloro, il quale distrugge l'ozono tramite due diversi cicli catalitici. Si ritiene che uno di questi cicli sia responsabile del 70% della perdita di ozono nell'Antartico. L'altro ciclo, che coinvolge il bromo reattivo è ritenuto la causa di gran parte della perdita di ozono nella stratosfera artica, più calda (SORG, 1996).

Riquadro 3.3: Altri fattori potenziali della distruzione dell'ozono

La quantità di vapore acqueo presente nella stratosfera è un parametro importante per la distruzione dell'ozono, in quanto una maggior quantità di acqua provocherà una maggior frequenza di formazione delle nubi stratosferiche polari.

Gli strati inferiori della stratosfera sono relativamente asciutti e una grande fonte di acqua stratosferica è l'ossidazione del metano, la cui concentrazione sta crescendo, lentamente ma costantemente, in conseguenza delle attività dell'uomo. Anche gli aerei che volano negli strati inferiori della stratosfera contribuiscono al bilancio idrologico. Le misurazioni effettuate a Boulder (40°N) (Oltmans e Hofmann, 1995) evidenziano un aumento dell'acqua più rapido rispetto a quello spiegabile con l'aumento del metano e potrebbero essere segno di altri cambiamenti a lungo termine nella stratosfera. Tuttavia, solo in questo sito sono state effettuate misurazioni affidabili a lungo termine e non si conosce la distribuzione del vapore acqueo stratosferico a livello mondiale.

La presenza di aerosol nella stratosfera può provocare perdita di ozono sia nelle regioni artiche che alle medie latitudini. L'eruzione del vulcano Pinatubo nel giugno 1991 provocò un grande aumento del carico di aerosol della stratosfera. La concentrazione di aerosol ha raggiunto il livello massimo nel 1992 ed è ora tornata a valori vicini a quelli osservati fra un'eruzione vulcanica e l'altra. Le grandi quantità di aerosol vulcanico emesse dalle eruzioni dei vulcani El Chichón, nel 1982, e Pinatubo, nel 1991, coincidono temporalmente con i livelli minimi storici dell'ozono illustrati nella Figura 3.1.

Figura 3.3 Indice di forza del vortice per gli inverni dal 1988-89 al 1996-97

Novembre
Dicembre
Gennaio
Febbraio
Marzo
Aprile
Maggio

Nota: L'indice di forza del vortice è basato su un parametro meteorologico detto vorticità potenziale (PV), che indica il grado di isolamento della massa di aria polare rispetto all'aria delle medie latitudini. L'indice di vortice si ottiene moltiplicando la PV di ogni cella della maglia per la superficie della cella stessa. Tale calcolo viene eseguito per tutte le celle in cui la PV è maggiore di un certo valore e il prodotto di tutte le celle della maglia viene sommato.

Fonte: ECMWF e NILU.

1979, con un calo del 7% per decennio, in primavera, nello stesso periodo. Alcuni studi hanno dimostrato che l'aria povera di ozono e l'aria contenente cloro attivato proveniente dal vortice artico (cfr. riquadro 3.2) si spostano nelle medie latitudini e in esse si mescolano, contribuendo alla diminuzione osservata (Norton e Chipperfield, 1995; Pyle *et al.* 1995). Il processo potrebbe essere associato alle temperature bassissime registrate nei recenti inverni artici. È senz'altro possibile che tali temperature siano dovute alla variabilità naturale, ma se sono associate a una tendenza, forse causata dalla variazione dei livelli dei gas a effetto serra, allora la distruzione dell'ozono alle medie latitudini potrebbe continuare ad aumentare anche se le concentrazioni di cloro e bromo nella stratosfera cominciassero a scendere.

3.4. Concentrazioni atmosferiche

La crescita delle concentrazioni *troposferiche* delle più importanti sostanze distruttive dell'ozono (CFC e halon) è rallentata o si è interrotta a seguito del Protocollo di Montreal e dei suoi successivi emendamenti (Montzka *et al.*, 1996): la concentrazione dei CFC-11 si è stabilizzata intorno al 1991, quella dei CFC-12 registra tuttora una crescita, ma più lenta. Le concentrazioni di idroclorofluorocarburi (HCFC) sono scarse, ma in aumento, man mano che queste sostanze sostituiscono i CFC (cfr. paragrafo 3.4) (figura 3.4). Vi sono state riduzioni significative nelle concentrazioni di 1.1.1-tricloroetano e tetracloruro di carbonio: nel 1996 l'1.1.1-tricloroetano era del 28% al di sotto del livello massimo del 1992 e il tetracloruro di carbonio del 4% al di sotto del suo livello massimo. Le concentrazioni di halon, invece, stanno ancora aumentando a causa delle grandi quantità ancora presenti negli apparecchi esistenti, che ne rilasciano ogni anno una piccola percentuale.

Il potenziale totale di distruzione dello strato di ozono ad opera di tutti i composti di cloro e bromo artificiali ha raggiunto un livello massimo nel 1994, seguito da un lento calo causato da riduzioni

Figura 3.4 Concentrazioni troposferiche di clorofluorocarburi e halon

Cloro/bromo

Nota: Media delle concentrazioni rilevate in diversi siti di misurazione in entrambi gli emisferi. La curva superiore mostra la concentrazione efficace potenziale totale di cloro/bromo.

Fonte: rete ALE/GAGE/AGAGE; Prinn *et al.*, 1995; Cunnold *et al.*, 1997. Dati su HCFC-22 forniti dalla rete NOAA CMDL. Calcolo del Cl/Br efficace potenziale eseguito dal RIVM.

Figura 3.5 Sostanze distruttive dell'ozono nella stratosfera, 1900-2100

Nota: La curva mostra la proiezione del rapporto di mescolanza (frequenza dell'avvenimento) del cosiddetto cloro efficace equivalente. È basata sullo scenario del Protocollo contenuto nella valutazione dell'ozono dell'OMM/UNEP del 1998, che presuppone le emissioni massime consentite dai protocolli.

Fonte: Dati preliminari dalla valutazione dell'OMM del 1998 relativa all'ozono (Guus Velders, RIVM).

del tenore di 1.1.1-tricloroetano e tetracloruro di carbonio. A causa del tempo necessario perché queste sostanze si spostino verso l'alto nell'atmosfera, si prevede che la distruzione massima dell'ozono nella *stratosfera* avrà luogo intorno alla fine del secolo, dopodiché i livelli dovrebbero stabilizzarsi e poi gradualmente scendere. Anche presupponendo il pieno rispetto degli attuali accordi internazionali, non si prevede il ripristino completo dello strato di ozono (alla situazione precedente al 1980) prima della metà del prossimo secolo (figura 3.5) e si ritiene che i buchi nell'ozono che si verificano sull'Antartide in primavera si ripeteranno fino a tale data.

3.5. Produzione ed emissioni

CFC

La tabella 3.2 mostra la produzione annuale di CFC e di composti analoghi per il periodo 1980-94 a livello mondiale. La tabella contiene solo dati forniti dai principali produttori dei paesi industrializzati. La produzione di CFC nei paesi non industrializzati, soprattutto Cina e India, non indicata nella tabella 3.2, non è diminuita in maniera corrispondente e

Tabella 3.2 Produzione mondiale annuale di CFC, HCFC e di un HFC, 1980-1995

Anno

Tonnellate

Fonte: AFEAS, 1997

pertanto il contributo relativo di questi paesi sta aumentando.

La produzione mondiale di CFC ha raggiunto nel 1995 solo il 10-20% del suo valore di picco. La figura 3.6 mostra il calo della produzione nell'UE. I CFC vengono tuttora prodotti nell'UE e negli altri paesi sviluppati per gli usi essenziali, soprattutto nel campo della medicina. In base al Protocollo di Montreal, ai paesi in via di sviluppo è concesso impiegare i CFC fino al 2010, e le parti interessate hanno concordato che il 10% della produzione dei paesi industrializzati può essere usata per soddisfare le necessità interne fondamentali dei paesi in via di sviluppo.

Le emissioni annuali dei principali CFC (e HCFC) in tutto il mondo sono rappresentate graficamente nella figura 3.7 e nella figura 3.8. Le emissioni di CFC-11 e CFC-12 hanno cominciato a scendere nel 1974 in seguito alla riduzione del loro uso come propellenti nei flaconi spray, dopo l'allarme provocato all'inizio degli anni Settanta da pubblicazioni secondo le quali i CFC potevano distruggere lo strato di ozono. Poi sono nuovamente aumentate all'inizio degli anni Ottanta, soprattutto in conseguenza di impieghi diversi dagli spray, come la produzione di schiume espansive, di frigoriferi e condizionatori d'aria, per scendere poi dopo il 1987 in risposta al Protocollo di Montreal.

Composti sostitutivi

Le limitazioni imposte alla produzione di CFC hanno dato il via all'uso di HCFC e idrofluorocarburi (HFC) come composti sostitutivi. Gli HCFC contengono cloro e possono compromettere lo strato di ozono, ma in maniera molto inferiore rispetto ai CFC che sostituiscono. Gli HFC non distruggono l'ozono (ma sono gas a effetto serra e fanno parte del 'paniere' di gas a effetto serra concordati nel Protocollo di Kyoto dell'UNFCCC, cfr. sottoparagrafo 2.6.1). La produzione di HCFC è regolata dal Protocollo di Montreal e per il 2030 è programmata la completa cessazione della produzione nei paesi sviluppati (2015 nell'UE). Nel 2016 i paesi in via di sviluppo dovranno congelare i loro consumi di HCFC al livello del 2015 e dovranno cessare la produzione di HCFC entro il 2040. La tabella 3.2 e le figure 3.7 e 3.8 mostrano che la produzione e l'emissione a livello mondiale di HCFC-22 evidenziano una crescita regolare, mentre quelle degli altri HCFC e dell'HFC-134a sono aumentate rapidamente negli ultimi anni.

Bromuro di metile

Il bromuro di metile è un altro gas che può distruggere l'ozono stratosferico. Le emissioni e i bacini di assorbimento del bromuro di metile a livello mondiale non sono completamente noti. Le emissioni di origine antropica derivano dall'uso agricolo (soprattutto la fumigazione del suolo, che produce il 31% delle emissioni totali), dalla combustione delle biomasse (22%) e dagli additivi della benzina (7%), con contributi di entità inferiore da fonti come la fumigazione di edifici e container (3%) e l'industria (2%). La maggior fonte naturale è costituita dagli oceani (35%), che tuttavia fungono anche da grandi bacini di assorbimento, cosa che rende difficile valutare il loro ruolo complessivo nel bilancio globale del bromuro di metile (SORG, 1996). Altre forme di assorbimento sono l'ossidazione atmosferica e l'assorbimento da parte del suolo.

Figura 3.6 Produzione nell'UE delle sostanze maggiormente distruttive dell'ozono, 1986-1996

migliaia di tonnellate

CFC-11
 CFC-12
 CFC-113
 CFC-114
 CFC-115
 Halon 1211
 1301 e 2402
 CCl₄
 1,1,1 tricloroetano
 HCFC-22

Fonte: Commissione Europea, Direzione Generale XI

Figura 3.7 Emissioni mondiali delle più importanti sostanze distruttive dell'ozono, 1930-1995

CFC-11
CFC-12
CFC-113
CFC-114
CFC-115
HCFC-22

Fonte: AFEAS, 1997

La concentrazione di bromuro di metile nell'atmosfera non ha evidenziato alcuna variazione significativa negli ultimi decenni. Il bromuro di metile di origine naturale e antropica contribuisce per il 14% circa della concentrazione effettiva totale di cloro/bromo nella stratosfera. La costanza della concentrazione del bromuro di metile porta a pensare che le fonti e le zone di assorbimento siano in equilibrio, ma non vi è corrispondenza fra le fonti e le zone di assorbimento note: queste ultime sono più numerose delle fonti e ciò potrebbe significare che esiste una grande fonte ignota, naturale o di origine antropica.

L'unico uso rilevante del bromuro di metile sul quale le misure di controllo possono incidere è la fumigazione del terreno in agricoltura. Considerato che il bilancio del bromuro di metile non è in pareggio, si calcola che tali misure di controllo possano incidere sulle emissioni totali in misura compresa fra il 16% e il 28% (SORG, 1996).

3.6. Altre fonti di distruzione dell'ozono

Vi sono numerose altre fonti artificiali e naturali che possono costituire un pericolo per lo strato di ozono (SORG, 1996):

- Si prevede che influiranno sullo strato di ozono le emissioni di ossidi di azoto, vapore acqueo, anidride solforosa e fuliggine dagli scarichi degli aerei. Gli ossidi di azoto prodotti dagli aerei potrebbero già aver causato aumenti di vari punti percentuali del tenore di ozono nello strato superiore della troposfera, con valori massimi nel corridoio di volo dell'Atlantico settentrionale. Studi basati sulla modellizzazione indicano tuttavia che una nuova flotta di aerei supersonici che vola nella zona inferiore della stratosfera può far diminuire l'ozono stratosferico. L'aumento del vapore acqueo e dell'acido nitrico derivanti dalle emissioni degli aerei farà salire le probabilità che si formino le nubi stratosferiche polari e quindi che aumenti la distruzione dell'ozono (Peter *et al.*, 1991).
- Le temperature nella stratosfera possono diminuire di parecchi gradi come conseguenza dei cambiamenti climatici in tutto il mondo. Il fenomeno può causare la formazione di un maggior numero di nubi stratosferiche polari, provocando una maggiore distruzione dell'ozono nelle regioni polari e forse anche alle alte latitudini.
- L'aumento delle concentrazioni di gas a effetto serra potrebbe provocare cambiamenti nella distribuzione della circolazione stratosferica, determinando l'assottigliamento dello strato di ozono nelle regioni polari.
- Grandi eruzioni vulcaniche possono causare un assottigliamento temporaneo dello strato di ozono dovuto alle particelle di aerosol formate dall'emissione di anidride solforosa.

3.7. Il Protocollo di Montreal e le azioni successive

La comunità internazionale è stata spinta a intervenire per impedire l'ulteriore distruzione su larga scala dell'ozono stratosferico dalla drammatica scoperta del buco dell'ozono sulle regioni antartiche

Figura 3.8 Emissioni mondiali di HCFC-142b, HCFC-141b e HFC-134a, 1980-1994
migliaia di tonnellate
HCFC
HFC

Fonte: AFEAS, 1997

Figura 3.9 Incremento dell'incidenza del cancro della pelle nella popolazione dell'Europa nordoccidentale
casi per milione di abitanti all'anno

in assenza di interventi
Protocollo di Montreal
Emendamenti di Copenaghen
Fonte: Slaper *et al.*, 1996.

69 Distruzione dell'ozono stratosferico

nel 1985. La convenzione per la protezione dello strato di ozono è stata firmata a Vienna in quello stesso anno. Nel settembre 1987, 47 paesi hanno approvato il Protocollo di Montreal relativo a sostanze che distruggono lo strato di ozono, in base al quale sarebbe stato congelato il consumo mondiale di specifici CFC e halon e il consumo totale di CFC sarebbe stato ridotto del 50% entro l'anno 2000, rispetto all'anno di riferimento 1986.

Attualmente, hanno ratificato il Protocollo di Montreal 162 paesi. Il Protocollo è stato reso più severo a Londra nel 1990 e a Copenaghen nel 1992 ed è stato esteso fino a comprendere altre sostanze distruttive dell'ozono. A Vienna nel 1995 e a Montreal nel 1997 sono stati concordati ulteriori obiettivi. Le tabelle di marcia per l'eliminazione graduale delle varie classi di sostanze distruttive dell'ozono si trovano nella tabella 3.3.

Entro l'agosto 1997, 72 paesi avevano ratificato gli emendamenti di Copenaghen e 165 la convenzione di Vienna. L'applicazione del Protocollo di Montreal con i suoi emendamenti ha avuto come risultato un sostanziale calo della produzione e dell'emissione delle sostanze distruttive dell'ozono e, di recente, anche un rallentamento dell'aumento e, in alcuni casi, una diminuzione delle concentrazioni di queste sostanze nella troposfera. Vi sono ritardi temporali fra la produzione e l'emissione, a seconda delle applicazioni alle quali le sostanze in questione vengono destinate e della vita media delle apparecchiature che le utilizzano, nonché fra l'emissione e l'ingresso nella stratosfera. Come previsto, finora non sono stati riscontrati nello strato di ozono o nei livelli di radiazioni UV-B gli effetti benefici delle riduzioni.

La figura 3.9 presenta l'incremento stimato dell'incidenza dei tumori cutanei che avrebbero colpito gli esseri umani se non fossero state adottate misure internazionali per ridurre le emissioni delle sostanze distruttive dell'ozono. Senza tali interventi, l'incidenza totale dei tumori cutanei avrebbe potuto quadruplicare entro l'anno 2100 e raddoppiare se fosse stato attuato solo il Protocollo di Montreal nella sua versione iniziale. Se le misure attualmente in vigore saranno attuate completamente, la concentrazione dell'ozono stratosferico dovrebbe raggiungere un livello minimo intorno all'anno 2000, ma non si prevede che la maggior incidenza dei tumori della cute cominci a ridursi prima del 2060, a causa dei ritardi temporali sopra descritti.

La situazione potrebbe essere ulteriormente migliorata accelerando l'eliminazione graduale degli HCFC e del bromuro di metile, soprattutto nei paesi in via di sviluppo, e assicurando la distruzione con metodi sicuri di CFC e halon nei luoghi di stoccaggio e in altri depositi (ad esempio i vecchi frigoriferi ed estintori antincendio).

Tabella 3.3 Date di eliminazione graduale delle sostanze distruttive dell'ozono per i paesi sviluppati

Sostanza	Anno
Protocollo di Montreal	
Halon	1994 cessazione del 100% della produzione
CFC, CCl ₄ , CH ₃ , CCl ₃	1996 cessazione del 100% (eliminazione dei CFC e CCl ₄ entro il 1995 nell'UE)
HBFC	1996 cessazione del 100%
HCFC	1996 congelamento del consumo calcolato al 2,8% del consumo di CFC del 1989 più consumo totale di HCFC nel 1989 (calcolato al 2,6% del consumo di CFC nell'UE)
	2020 cessazione graduale con una coda dello 0,5% fino al 2030 per finire di utilizzare le apparecchiature esistenti (eliminazione entro il 2015 nell'UE)
CH ₃ Br	1995 congelamento della produzione e del consumo ai livelli del 1991
	1999 riduzione del 25% rispetto al valore di cui sopra (riduzione del 25% entro il 1998 nell'UE)
	2001 riduzione del 50%
	2005 cessazione graduale, con possibile esenzione per impieghi agricoli critici

Nota: Il programma di eliminazione del bromuro di metile è stato aggiornato dopo i più recenti accordi raggiunti a Montreal nel 1997.

Fonte: SORG, 1996

Sarà inoltre essenziale adottare misure efficaci per limitare la violazione di accordi internazionali (ad esempio tramite il contrabbando), continuare a tenere sotto controllo le sostanze distruttive dell'ozono nella troposfera, allo scopo di verificare che i protocolli siano rispettati, e monitorare lo strato di ozono e i livelli di radiazioni UV allo scopo di accertare se le misure adottate stanno avendo l'effetto desiderato.

Bibliografia

- AFEAS (1997). *Production, sales and atmospheric release of fluorocarbons through 1995*. AFEAS (Alternative Fluorocarbon Environmental Acceptability Study). Washington D.C., USA.
- Bojkov, R.D., Bishop, L. and Fioletov, V.E. (1995). Total ozone trends from quality controlled ground-based data (1964-1994). In *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, p. 25867-25876.
- Bordewijk, J.A. and van der Woerd, H.J. (1996). Ultraviolet dose maps of Europe, a remote sensing/GIS application for public health and environmental studies. In *B CRS Report No 96-30*. Delft, the Netherlands.
- Braathen G., Rummukainen, M., Kyrö, E., Schmidt, U., Dahlback, A., Jørgensen, R., Fabian, T.S., Rudakov, V.V., Gil, M., and Borchers, R. (1994). Temporal development of ozone within the arctic vortex during the winter of 1991/92. In *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, p. 1407-1410.
- Cunnold, D.M., Weiss, R.F., Prinn, R.G., Hartley, D., Simmonds, P.G., Fraser, P.J., Miller, B., Alyea, F.N., Porter, L. (1997). GAGE/AGAGE measurements indicating reductions in global emissions of CCl₃F and CCl₂F₂ in 1992-1994. In *J. Geophys. Res.* Vol. 102, p. 1259-1269.
- Herman, J.R., Bhartia, P.K., Ziemke, J., Ahmed, Z., Larko, D. (1996). UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. In *Geophys. Res. Lett.* Vol. 23, p. 2117-2120.
- Isaksen, I., von der Gathen, P., Braathen, G., Chipperfield, M., Goutail, F., Harris, N.R.P., Müller, R. and Rex, M. (1997). Ozone loss, Chapter 5 in *European research in the stratosphere*. The contribution of EASOE and SESAME to our current understanding of the ozone layer. CEC, Luxembourg. ISBN 92-827-9719-8.
- Labitzke, K. and H. van Loon (1995). A note on the distribution of trends below 10hPa: The extratropical northern hemisphere. In *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 73, p. 883-889.
- Larsen, N., Knudsen, B., Mikkelsen, I.S., Jørgensen, T.S. and Eriksen, P. (1994). Ozone depletion in the Arctic stratosphere in early 1993. In *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, p. 1611-1614.
- McPeters, R.D., Hollandsworth, S.M., Flynn, L.E. and Hermann, J.R. (1996a). Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7/Meteor 3 TOMS version 7 record. In *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, p. 3699-3702.
- McPeters, R.D., Bhartia, P.K., Krueger, A.J., Herman, J.R., Schlesinger, B.M., Wellemeyer, C.G., Seftor, C.J., Jaross, G., Taylor, S.L., Swissler, T., Torres, O., Labow, G., Byerly, W. and Cebula, R.P. (1996b). Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. In *NASA Reference Publication* Washington D.C.
- Moan, J., Dahlback, A., Henriksen, T. and Magnus, K. (1989). Biological Amplification Factor for Sunlight-Induced Non-Melanoma Skin Cancer at High Latitudes. In *Cancer Res.*, Vol. 49, p. 5207-5212.
- Montzka, S.A., Butler, J.H., Myers, R.C., Thompson, T.M., Swanson, T.H., Clarke, A.D., Lock, L.T., Elkins, J.W. (1996). Decline in tropospheric abundance of halocarbons: Implications for stratospheric ozone. In *Science*, Vol. 272, p. 1318-1322.

Müller R., Crutzen, P.J., Groß, J-U., Brühl, C., Russel III, J.M., Gernandt, H., McKenna, D.S. and Tuck, A. (1997). Severe chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995-96. In *Nature*, Vol. 389, p. 709-711.

NOAA (1996). *Northern Hemisphere Winter Summary 1995/96: Selected indicators of stratospheric climate*. NOAA Climate Prediction Centre, Washington D.C. Also available on the World Wide Web: <http://cops.wwb.noaa.gov/products/stratosphere/winter-bulletins/nh-95-96/>

Norton, W.A. and Chipperfield, M.P. (1995). Quantification of the transport of chemically activated air from the northern hemisphere polar vortex. In *Geophys. Res.*, Vol. 100, p. 25817-25840.

Oltmans, S.J. and Hofmann, D. (1995). Increase in lower stratospheric water vapour at a mid-latitude northern hemisphere site from 1981-1994. In *Nature*, Vol. 374, p. 146-149.

71 Distruzione dell'ozono stratosferico

Peter, T., Brühl, C. and Crutzen, P.J. (1991). Increase in the PSC-formation probability caused by high-flying aircraft. In *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 18, p. 1465-1468, 1991.

Prinn, R.G., Weiss, R.F., Miller, B.R., Huang, J., Alyea, F.N., Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Hartley, D.E. and Simmonds, P.G. (1995). Atmospheric trends and lifetime of CH₃CCl₃ and global OH concentrations. In *Science*, Vol. 269, p. 187-192.

Pyle, J.A., Chipperfield, M.P., Kilbane-Dawe, I., Lee, A.M., Stimpfle, R.M., Kohn, D., Renger, W., Walters, J.W. (1995). Early modelling results from the SESAME and ASHOE campaigns. In *Faraday Discuss., Royal Soc. of Chem.*, Vol. 100, p. 371-387.

Rex, M., Harris, N.R.P., von der Gathen, P., Lehmann, R., Braathen, G.O., Reimer, E., Beck, A., Chipperfield, M.P., Alfier, R., Allaart, M., O'Connor, F., Dier, H., Dorokhov, V., Fast, H., Gil, M., Kyrö, E., Litynska, Z., Mikkelsen, I.S., Molyneux, Nakane, H., Notholt, J., Rummukainen, M., Viatte, P., Wenger, J. (1997). Prolonged stratospheric ozone loss in the 1995-96 Arctic winter. In *Nature*, Vol. 389, p. 835-838.

Slaper, H., Velders, G.J.M., Daniel, J.S., de Grijl, F.R., van der Leun, J.C. (1996). Estimates of ozone depletion and skin cancer incidence to examine the Vienna Protocol achievements. In *Nature*, Vol. 384, p. 256-258.

Slaper, H., Velders, G.J.M., Matthijsen, J. (1997). *Ozone depletion and skin cancer incidence: a source-risk approach*, p. 73-76, Book of Papers. Eds: B.J.M. Ale, M.P.M. Janssen and M.J.M. Pruppers. RISK97, International Conference "Mapping Environmental Risks and Risk Comparison".

Smith, R.C., Prezelin, B.B., Baker, K.S., Bidigare, R.R., Boucher, N.P., Coley, T., Karentz, D., MacIntyre, S., Matlick, H.A., Menzies, D., Ondrusek, M., Wan, Z., Waters, K.J. (1992). Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. In *Science*, Vol. 255, p. 952-959.

SORG (1996). *Stratospheric ozone 1996*. United Kingdom Stratospheric Ozone Review Group. Sixth report. DoE Reference number 96DPL0021. HMSO, London. This report is also available on the World Wide Web: <http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/eorcu/>

UNEP (1995). Environmental effects of ozone depletion, 1994 assessment. In *Ambio*, Vol. 3, p. 138-196.

von der Gathen, P., Rex, M., Harris, N.R.P., Lucic, D., Knudsen, B.M., Braathen, G.O., De Backer, H., Fabian, R., Fast, H., Gil, M., Kyrö, E., St. Mikkelsen, I., Rummukainen, M., Stähelin, J., Varotsos, C. (1995). Observational evidence for chemical ozone depletion over the Arctic in winter 1991-92. In *Nature*, Vol. 315, p. 131-134.

Zurek, R.W., Manney, G.L., Miller, A.J., Gelman, M.E. and Nagatani, R.M. (1996). Interannual variability of the north polar vortex in the lower stratosphere during the UARS mission. In *Geophys Res. Lett.*, Vol. 23, p. 289-292.