

# El Medio ambiente en Europa: segunda evaluación

## Capítulo 3. Agotamiento del ozono estratosférico

European Environment Agency



### 3. Agotamiento del ozono estratosférico

#### Resultados principales

Las medidas estratégicas internacionales adoptadas para proteger la capa de ozono han reducido un 80-90 por ciento el total de la producción mundial anual de las sustancias que agotan el ozono. También se ha producido un rápido descenso de las emisiones anuales. No obstante, los procesos atmosféricos tienen tal configuración temporal que todavía no puede observarse ningún efecto de la estrategia internacional en las concentraciones de ozono en la estratosfera o en la cantidad de radiación ultravioleta-B (UV-B) que llega a la superficie.

Se prevé que la capacidad de todas las formas de cloro y bromo (CFC, halones, etc.) presentes en la estratosfera para agotar el ozono alcanzará su máximo entre el año 2000 y el 2010. La cantidad de ozono en la atmósfera europea descendió un 5 por ciento entre 1975 y 1995, lo que ha permitido que penetre más radiación UV-B en las capas atmosféricas inferiores y llegue a la superficie terrestre.

Recientemente se han observado en primavera grandes disminuciones localizadas de la concentración de ozono estratosférico en las regiones árticas. Por ejemplo, la cantidad total de ozono sobre el Polo Norte descendió al 40 por ciento de lo normal en marzo de 1997. Estas reducciones son semejantes a las que se han observado sobre la Antártida, aunque no tan pronunciadas, y subrayan la necesidad de medidas centradas en el agotamiento del ozono estratosférico.

La recuperación de la capa de ozono llevará muchos decenios, pero se podría acelerar mediante una desaparición más rápida de los HCFC y del bromuro de metilo, asegurando la destrucción sin riesgos de los CFC y los halones en sus lugares de almacenamiento y otros depósitos e impidiendo el contrabando de las sustancias que agotan el ozono.

### 3.1. Introducción

La cantidad de ozono (O<sub>3</sub>) en la estratosfera sigue disminuyendo en la mayor parte del mundo, fuera de los trópicos, a una velocidad invariable desde la evaluación Dobris (McPeters y cols., 1996a). Las disminuciones más llamativas son las de la Antártida y el Ártico. Ya no hay duda de que el problema es provocado por el aumento de las concentraciones de compuestos de cloro y bromo en la estratosfera. Estos compuestos son principalmente el resultado de las emisiones de clorofluorocarbonos (CFC) empleados como refrigerantes en equipos de refrigeración y de aire acondicionado, como propelentes en los aerosoles como agentes espumantes y en productos de limpieza, y de los bromofluorocarbonos (halones) utilizados en los extintores de incendios.

La disminución de ozono en la estratosfera es perjudicial, ya que una capa de ozono más fina permitiría que penetrase más radiación ultravioleta-B (UV-B) en las capas inferiores de la atmósfera y alcanzase la superficie terrestre. Las mediciones de los satélites indican que los niveles promedio de radiación UV-B en zonas situadas entre los 40 y 50° de latitud norte aumentaron un 10 por ciento por década desde 1979 a 1992 (Herman y cols., 1996). El aumento en el hemisferio sur entre los 40 y 50° de latitud fue del 13 por ciento por decenio.

En el mapa 3.1 se muestran los cambios de la radiación UV-B en condiciones de cielo despejado sobre Europa entre 1980 y 1991. Los aumentos relativos mayores se observan sobre las regiones europeas central y septentrional y los menores sobre las del sur.

La importancia del ozono estratosférico en la filtración de la radiación UV solar y los mecanismos por los que dicha filtración se ve afectada a causa de las acciones del hombre se describen con más detalle en el recuadro 3.1.

### 3.2. Efectos

La radiación UV-B puede iniciar numerosos procesos químicos y biológicos perjudiciales para los seres vivos. En el ser humano, un aumento de la radiación UV-B puede ocasionar cáncer de piel, cataratas corneales, quemaduras solares, ceguera de la nieve, envejecimiento de la piel y depresión del sistema inmunitario. El cáncer de piel distinto al melanoma es uno de los tipos de cáncer más frecuentes en humanos y está demostrada su relación con la radiación UV-B (Moan y cols., 1989).

PHOTO PÁGINA 60 Control de la estratosfera en el Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR), Andøya, 69°N, Noruega.  
Fuente: Kolbjørn Adolfsen, Andøya Rocket Range.

## 61 Agotamiento del ozono estratosférico

No existe, sin embargo, ninguna relación inequívoca entre la incidencia de dichos efectos y los niveles de radiación, ya que las distintas poblaciones tienen distinta sensibilidad a la radiación UV.

Se ha observado que la radiación UV-B afecta a los ecosistemas acuáticos limitando la producción de fitoplancton y causando daños en los estadios iniciales del desarrollo de peces, crustáceos, anfibios y otros animales (PNUMA, 1995). El fitoplancton es la base de la cadena alimentaria en los océanos; más del 30 por ciento del consumo mundial humano de proteínas animales procede del mar, siendo el porcentaje incluso mayor en los países en vías de desarrollo. Un estudio (Smith y cols., 1992) ha demostrado que el descenso del 6-12 por ciento de la producción de fitoplancton que se produjo en las aguas de la Antártida estaba directamente relacionado con el aumento de radiación UV-B resultante del agujero de ozono antártico. Dado que el fitoplancton es un gran sumidero del CO<sub>2</sub> atmosférico, esto puede también ejercer influencia sobre las concentraciones de este gas en la atmósfera y sobre el aumento del efecto invernadero en el futuro.

La radiación UV-B puede afectar también al crecimiento de las plantas terrestres, incluso con los niveles actuales de radiación. Existen grandes diferencias entre las respuestas de las distintas especies a la radiación UV-B. Las plantas poseen varios mecanismos para reparar los efectos de la radiación UV y pueden, hasta cierto punto, adaptarse a niveles mayores de radiación.

Además, la radiación UV afecta a los procesos químicos que ocurren en las capas inferiores de la atmósfera; contribuye

### Mapa 3.1 Aumento estimado de radiación UV efectiva en Europa en 1991 respecto a 1980

Océano ártico  
Mar de Barents  
Mar de Noruega  
Océano atlántico  
Mar del norte  
Mar báltico  
Golfo de Vizcaya  
Mar adriático  
Mar negro  
Mar caspio  
Mar tirreno  
Mar jónico  
Mar mediterráneo

#### =====

#### Aumento de radiación UV

Dosis anual de radiación UV en 1991 respecto a 1980 Nota: Cálculos basados en el ozono total medido, sin tener en cuenta el efecto de las nubes. El cálculo se basa en los datos ponderados de la incidencia de cáncer de piel respecto a los datos de la radiación UV.

Método: Bordewijk y Van der Woerd, 1996.

Fuente: Slaper y cols., 1997.

a la concentración de ozono troposférico en regiones contaminadas (capítulo 5) y tiene influencia sobre la duración y la concentración de un gran número de compuestos en la atmósfera, incluidos diversos gases responsables del efecto invernadero. Asimismo, los CFC y algunos de los compuestos que los están sustituyendo son, en sí mismos, gases con efecto invernadero (capítulo 2).

### 3.3. Estado de la capa de ozono

La cantidad de ozono en la estratosfera ha ido descendiendo, desde 1979 aproximadamente. Los cambios desde 1960 del total de ozono en cuatro regiones diferentes del mundo se recogen en la figura 3.1. La tabla 3.1 demuestra que el ozono total ha disminuido en todas las latitudes, aunque de forma más pronunciada en los polos.

La pérdida mundial anual acumulada del total de ozono desde 1979 es, como promedio, de un 5 por ciento aproximadamente. En latitudes intermedias (en ambos hemisferios), la pérdida acumulada se sitúa en torno al 7 por ciento. En los trópicos, la pérdida de ozono es pequeña y poco significativa estadísticamente. La pérdida acumulada en invierno y primavera en latitudes intermedias del hemisferio norte desde 1979 es de alrededor del 11 por ciento (SORG, 1996).

#### Regiones polares

En la Antártida se han observado grandes aumentos de radiación UV-B en primavera, al darse un gran agotamiento de la capa de ozono durante varios meses. El mayor agujero de ozono registrado se produjo en 1993, aunque los observados posteriormente han sido comparables en profundidad y extensión geográfica. Las mediciones del nivel de ozono durante

Tabla 3.1 Tendencias del ozono total en el mundo, de noviembre de 1978 a octubre de 1994

#### Región

Tendencia % por década  
Notas: La columna 2 s es el error estadístico con un margen de confianza del 95 por ciento e incluye una incertidumbre instrumental de 1,22 por ciento /década. Basado en la versión 7 del conjunto de datos del TOMS (McPeters y cols., 1996b). TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) es el instrumento empleado por el satélite para medir el total de ozono.

Los datos de la tendencia obtenidos por TOMS se confirman con mediciones hechas con otros instrumentos.

Fuente: McPeters y cols., 1996a.

Recuadro 3.1: La capa de ozono y los procesos que la ponen en peligro  
La capa de ozono estratosférico consiste en un velo diluido de gas ozono que se extiende desde aproximadamente 10 km hasta aproximadamente 40 km por encima del suelo. La concentración de ozono alcanza el máximo a unos 20 km del suelo. El 90 por ciento del ozono de la atmósfera se encuentra en la estratosfera y el 10 por ciento restante en la troposfera.

El ozono de la parte superior de la estratosfera es producido por radiaciones solares de onda corta (<190 nm). Esta radiación energética puede escindir las moléculas de oxígeno (O<sub>2</sub>) en oxígeno atómico (O). El oxígeno atómico es muy reactivo y se combina con facilidad con las moléculas de oxígeno para formar ozono (O<sub>3</sub>). Los rayos ultravioleta de longitud de onda algo mayor (<280 nm) pueden escindir la molécula de ozono en oxígeno molecular y oxígeno atómico, lo que genera un equilibrio dinámico entre la producción y la pérdida de ozono.

La mayor parte del ozono de la estratosfera se produce sobre los trópicos, donde la luz solar es más intensa. La circulación a gran escala transporta el ozono hacia los polos. Este transporte es más eficaz al final del invierno y la primavera. En consecuencia, el ozono total (cantidad de ozono en una columna que se extiende desde el suelo hasta la parte superior de la atmósfera) alcanza valores máximos en primavera y mínimos al final del otoño. El ozono total se suele medir en Unidades Dobson (DU). Una capa de ozono de 300 DU de espesor significa que tendría 3 mm de espesor si estuviera constituida por ozono puro a 1 atm de presión.

El agotamiento de ozono ocasionado por el hombre se produce por acción del cloro y del bromo, pero no todos los compuestos que contienen estos elementos son perjudiciales para la capa de ozono. Un gran número de compuestos reacciona con otros gases de la troposfera o se disuelven en gotas de lluvia y no alcanzan la estratosfera. Cuanto mayor es la vida atmosférica de un compuesto, penetra en la estratosfera en más cantidad. Las formas de cloro y de bromo que agotan la capa de ozono son los CFC, el tetracloruro de carbono, el metilcloroformo, los HCFC y los halones, todos ellos de origen totalmente antropogénico. La capa de ozono también puede agotarse por acción del cloruro de metilo

y el bromuro de metilo. La única fuente de importancia conocida de cloruro de metilo es la constituida por los océanos. El bromuro de metilo puede tener origen antropogénico (fumigación de suelos en la agricultura, destrucción de la biomasa por el fuego, aditivos de la gasolina), siendo la mayor carga de emisión natural la procedente de los océanos.

La utilización de CFC y de halones, en particular, ha hecho que aumente la concentración de cloro y bromo en la estratosfera. Estos compuestos son muy estables químicamente y no se descomponen en la troposfera. En la estratosfera se degradan lentamente por acción de radiaciones de onda corta procedentes del sol y liberan cloro y bromo que luego participan en las reacciones químicas que destruyen el ozono (recuadro 3.2). Por tanto, el equilibrio natural entre la producción y la pérdida de ozono se desplaza hacia concentraciones menores de ozono.

## 63 Agotamiento del ozono estratosférico

Un agujero de ozono típico demuestra que, en septiembre y octubre, por encima de varios observatorios antárticos se destruye casi todo el ozono a una altura comprendida entre 15 y 20 km, y el ozono total se reduce a una tercera parte del valor observado antes de que los agujeros de ozono empiecen a aparecer. Durante los últimos años, la época de aparición de agujeros de ozono en la Antártida ha tendido a empezar antes y a durar más.

La pérdida de ozono estratosférico de la región ártica se detectó por primera vez en el invierno de 1991-92 (Braathen y cols. 1994; Von der Gathen y cols., 1995), y alrededor de una tercera parte del ozono de las capas inferiores de la estratosfera de Groenlandia había desaparecido en 1993 (Larsen y cols., 1994). Muchas observaciones y cálculos con modelos han concluido que desde 1991-92 se han producido grandes e importantes pérdidas de ozono en la región ártica en los inviernos, todas ellas asociadas con períodos de activación del cloro (Isaksen y cols., 1997).

Los procesos que conducen al agotamiento de ozono en las regiones polares se describen en el recuadro 3.2. Otros factores que podrían contribuir a la desaparición de este gas, tanto en las regiones polares como en latitudes inferiores se tratan en el recuadro 3.3.

Aunque la disminución de ozono observada en la región ártica no es tan prominente como en la Antártida, existen ciertas similitudes entre la situación del norte y la del sur. En primer lugar, las temperaturas en el vórtice ártico (véase el recuadro 3.2) han disminuido notablemente durante los últimos inviernos, y en los tres últimos (desde 1994-95 a 1996-97) se han producido temperaturas tan bajas que han batido los récords (ej. Labitzke y Van Loon, 1995; NOAA, 1996; SORG, 1996). Todo esto ha dado lugar a una gran pérdida de ozono durante los dos últimos inviernos (1995-96 y 96-97) (Müller y cols., 1997, Rex y cols., 1997).

Incluso pequeñas reducciones de temperatura en el vórtice ártico tendrán con el tiempo efectos notables en la capa de ozono. Puesto que las temperaturas ya se aproximan al umbral de la formación de nubes estratosféricas polares, un pequeño descenso de temperatura será suficiente para ocasionar un gran aumento de la incidencia de dichas nubes.

En segundo lugar, el vórtice ártico tiende a extenderse hacia la primavera. En el pasado se han observado torbellinos de larga duración y, desde 1979, hay pruebas del fortalecimiento del vórtice (Zurek y cols., 1996), pero la combinación de un vórtice frío y duradero parece representar un nuevo desarrollo. En la figura 3.3 se ilustra un índice que combina la fuerza del vórtice y su extensión geográfica durante los últimos nueve inviernos desde primeros de noviembre a mediados de mayo. La figura muestra que en los últimos inviernos se han producido vórtices duraderos, siendo el más largo el de 1997.

### Latitudes intermedias

En latitudes intermedias del hemisferio norte el promedio anual de ozono total ha disminuido casi un 5 por ciento por década desde

Desviaciones del nivel de ozono total desde antes de 1980 Figura 3.1 Europa

América del Norte

Oriente

Australia y Nueva Zelanda Nota: Las desviaciones mensuales están suavizadas por el promedio de un ciclo de 12 meses. Adaptado de Bojkov y cols., 1995.

Fuente: Vitali Fioletov

Figura 3.2 Promedio mensual del total de ozono en marzo, de 1980 a 1997 Unidades Dobson Fuente: Datos del Goddard Space Flight Center de la NASA. Los datos de 1980-1993 son de la versión 7 de TOMS. La figura de 1997 se deriva de los datos en tiempo casi real de TOMS en ADEOS I. Cálculos y gráficos realizados en NILU.

#### Recuadro 3.2: Mecanismos del agotamiento de ozono en las regiones polares

El agotamiento del ozono estratosférico en latitudes polares se deriva de una serie de reacciones químicas que se inician con la conversión de compuestos halogenados estables (principalmente ácido clorhídrico y nitrato de cloro originados a partir de los CFC) en formas químicamente más activas.

Los compuestos estables reaccionan muy lentamente en la fase gaseosa, pero en la superficie de las partículas de la nube estratosférica polar pueden darse reacciones rápidas. Estas nubes pueden formarse en las capas bajas de la estratosfera (15-25 km) a temperaturas por debajo de  $-78^{\circ}\text{C}$ , que normalmente ocurren dentro o en el borde del vórtice polar, masa aislada de aire que existe en los meses de invierno a consecuencia de la fuerte circulación ciclónica creada por la diferencia de temperatura entre el aire polar y el más cálido de latitudes intermedias.

Los compuestos clorados liberados por las reacciones rápidas que ocurren en las nubes estratosféricas polares se disocian con facilidad durante el día, formando átomos de cloro que reaccionan rápidamente para formar monóxido de cloro, sustancia que destruye el ozono a través de dos ciclos catalíticos distintos. Se cree que uno de ellos es responsable del 70 por ciento de la pérdida de ozono de la Antártida y que el otro, en el que interviene el bromo reactivo, es la causa de una gran proporción de la pérdida de ozono en la estratosfera ártica más cálida (SORG, 1996).

Recuadro 3.3: Otros posibles agentes causantes del agotamiento del ozono La cantidad de vapor de agua en la estratosfera es un importante parámetro del agotamiento de ozono, ya que la formación de nubes estratosféricas polares será tanto más frecuente cuanto más agua haya.

La región estratosférica inferior es relativamente seca, pero se nutre de agua por oxidación de metano, gas cuya concentración está aumentando lenta pero progresivamente, a consecuencia de las actividades humanas. Los aviones que vuelan en la estratosfera contribuyen también al contenido de agua. Las mediciones hechas en Boulder ( $40^{\circ}\text{N}$ ) (Oltmans y Hofmann, 1995) muestran un aumento de agua más rápido que el explicable por el aumento de metano, y pueden apuntar a otros cambios a largo plazo en la estratosfera. Sin embargo, sólo son fiables las mediciones efectuadas durante largos períodos en este lugar, y no se conoce la distribución mundial del vapor de agua estratosférico.

La presencia de aerosoles en la estratosfera puede ocasionar pérdida de ozono, tanto en regiones árticas como en latitudes intermedias. La erupción del volcán Pinatubo en junio de 1991 provocó un gran aumento de la carga de aerosoles en la estratosfera, cuya concentración alcanzó el punto máximo en 1992, si bien ya se ha reducido a valores próximos a los observados entre una erupción volcánica y otra. Las grandes cantidades de aerosoles volcánicos liberados en las erupciones del Chichón en 1982 y del Pinatubo en 1991 coinciden en el tiempo con los mínimos de ozono observados en la figura 3.1.

## 65 Agotamiento del ozono estratosférico

Figura 3.3 Índice de la intensidad del vórtice en los inviernos de 1988-89 a 1996-97

Noviembre

Diciembre

Enero

Febrero

Marzo

Abril

MayoNota: El índice de la intensidad del vórtice se basa en un parámetro meteorológico denominado "vorticidad potencial" (VP), que indica el grado de aislamiento de la masa de aire polar respecto al aire de latitudes intermedias. El índice del torbellino se obtiene multiplicando el valor VP de cada cuadrícula por el área de la cuadrícula. Se hace así para todas las cuadrículas en las que VP excede de determinado valor y luego se suman los productos de todas estas cuadrículas.

Fuente: ECMWF y NILU.

1979, con un descenso en primavera del 7 por ciento por década en el mismo período. Se ha observado que el aire en el que se ha agotado el ozono y el aire con cloro activado procedente del vórtice ártico (véase el recuadro 3.2) se mueve hacia latitudes intermedias, donde se mezcla y contribuye al descenso observado (Norton y Chipperfield, 1995; Pyle y cols. 1995). Este proceso puede asociarse con las temperaturas tan bajas observadas en los últimos inviernos árticos. Éstas podrían responder a una variabilidad natural, pero si muestran una tendencia (debida tal vez a los niveles cambiantes de gases con efecto invernadero), entonces el agotamiento del ozono en latitudes intermedias podría seguir aumentando aun cuando las concentraciones estratosféricas de cloro y bromo empezaran a disminuir.

### 3.4. Concentraciones atmosféricas

El crecimiento de las concentraciones troposféricas de las principales sustancias que agotan el ozono (CFC y halones) se ha reducido o detenido como consecuencia del Protocolo de Montreal y sus posteriores enmiendas (Montzka y cols., 1996): la concentración de CFC-11 se estabilizó más o menos en 1991, y la de CFC-12 está aumentando ahora lentamente. Las concentraciones de hidroclorofluorocarbonos (HCFC) son bajas, pero están creciendo al ir sustituyendo a los CFC (véase el apartado 3.4) (figura 3.4). Se han producido importantes disminuciones de las concentraciones de metilcloroformo y de tetracloruro de carbono: la del primero en 1996, hasta un 28 por ciento por debajo del máximo de 1992, y la del segundo al 4 por ciento por debajo de su máximo. Por otro lado, las concentraciones de halones siguen aún aumentando debido a la pequeña fracción que se libera cada año de la gran cantidad todavía presente en los actuales equipos.

La capacidad global de todos los compuestos sintéticos que contienen cloro y bromo para agotar la capa de ozono de la troposfera alcanzó un máximo en 1994, seguido por una lenta disminución ocasionada por el descenso de las

Figura 3.4 Concentraciones troposféricas de clorofluorocarbonos y halones Cloro/bromoNota:

Promedio de las concentraciones observadas en varios lugares de ambos hemisferios. La curva superior muestra la concentración efectiva potencial total de cloro/bromo.

Fuente: Red ALE/GAGE/AGAGE; Prinn y cols., 1995; Cunnold y cols., 1997. Datos de HCFC-22 suministrados por la red NOAA CMDL. Cálculo del Cl/Br efectivo potencial, realizado por RIVM.

Figura 3.5 Sustancias que agotan el ozono en la estratosfera, 1900-2100 Nota: La curva muestra la proporción prevista de la mezcla (frecuencia de aparición) del denominado cloro efectivo equivalente. Se basa en el escenario del protocolo del informe de la OMM/PNUMA de 1998 sobre el ozono, en el que se supone que las emisiones son las máximas permitidas.

Fuente: Datos preliminares del informe de la OMM de 1998 sobre el ozono (Guus Velders, RIVM).

concentraciones de metilcloroformo y tetracloruro de carbono. Dado el tiempo que tardan estas sustancias en subir hacia la parte alta de la atmósfera, se espera que el agotamiento máximo del ozono de la estratosfera se produzca más o menos con el cambio de siglo, tras lo cual deberá equilibrarse antes de disminuir gradualmente. La recuperación total de la capa de ozono (hasta la situación anterior a 1980), suponiendo que se cumplan todos los acuerdos internacionales actuales, no se espera antes de la mitad del siglo que viene (figura 3.5), y hasta entonces se prevé que vuelvan a aparecer agujeros de ozono sobre la Antártida.

### 3.5. Producción y emisiones

#### CFC

La producción mundial anual de CFC y compuestos afines a éstos en 1980-94 aparece en la tabla 3.2. Dicha tabla contiene únicamente los datos facilitados por los principales fabricantes de los países industrializados. La producción de CFC en países no industrializados, principalmente China e India, que no aparece en la tabla 3.2, no ha disminuido tanto y, en consecuencia,

Tabla 3.2 Producción mundial anual de CFC, HCFC y un HFC, 1980-95 Año  
1.000 toneladasFuente: AFEAS, 1997

su aportación relativa va en aumento.

La producción mundial de CFC en 1995 fue solamente del 10-20 por ciento del máximo. La figura 3.6 pone de manifiesto el descenso de la producción en la UE. Todavía se producen CFC en la UE y en otros países desarrollados para fines principalmente en el campo de la medicina. Conforme al Protocolo de Montreal, a los países en vías de desarrollo se les permite utilizar CFC hasta el año 2010, y los signatarios han acordado que el 10 por ciento de la producción de los países desarrollados pueda emplearse para cubrir las necesidades nacionales básicas de los países en vías de desarrollo.

Las emisiones anuales mundiales de los CFC (y HCFC) más importantes se muestran en las figuras 3.7 y 3.8. Las emisiones de CFC-11 y CFC-12 empezaron a descender en 1974, tras reducirse su empleo como propelentes en los envases para aerosoles a consecuencia de la preocupación suscitada por las publicaciones que, a comienzos del decenio de 1970, sugerían que los CFC podían agotar la capa de ozono. Dichas emisiones aumentaron de nuevo en los primeros años de la década de 1980, principalmente por el uso en aplicaciones distintas a los aerosoles, tales como los agentes espumantes, las sustancias refrigerantes y el aire acondicionado, pero volvieron a descender después de 1987 en respuesta al Protocolo de Montreal.

#### Sustitutivos

Las limitaciones a la producción de CFC catapultaron el empleo de HCFC e hidrofluorocarbonos (HFC) como sustitutivos. Los HCFC contienen cloro y pueden afectar a la capa de ozono, aunque mucho menos que los CFC a los que sustituyen. Los HFC no destruyen el ozono (pero son gases con efecto invernadero y pertenecen al grupo de gases incluidos en el acuerdo del Protocolo de Kyoto del CMCC de Naciones Unidas; véase el apartado 2.6.1). La producción de HCFC está regulada por el Protocolo de Montreal y se prevé que dejen de utilizarse en los países desarrollados en el año 2030 (2015 en la UE). Los países en vías de desarrollo han de congelar el consumo de HCFC en el año 2016 al nivel del 2015 y eliminarlos progresivamente hasta su abandono en el año 2040. La tabla 3.2 y las figuras 3.7 y 3.8 muestran que la producción mundial y las emisiones de HCFC-22 están aumentando progresivamente, mientras que las de otros HCFC y las de HFC-134a han aumentado rápidamente en los últimos años.

#### Bromuro de metilo

El bromuro de metilo es otro gas que puede agotar el ozono estratosférico. Las emisiones y los sumideros de bromuro de metilo a nivel mundial no eson suficientemente conocidos. Las emisiones antropogénicas proceden de su empleo en la agricultura (principalmente fumigación de suelos, 31 por ciento de las emisiones totales), quema de la biomasa (22%) y aditivos de la gasolina (7%), quedando en segundo plano la fumigación de edificios y contenedores (3%) y la industria (2%). La mayor fuente natural la constituyen los océanos (35%), que actúan también como un gran sumidero, por lo que es difícil valorar su contribución global respecto a la cantidad mundial de este gas (SORG, 1996). Otros sumideros son la oxidación atmosférica y la captación en los suelos.

Figura 3.6 Producción en la UE de las principales sustancias que agotan el ozono, 1986-1996ktoneladas

Halón

1,1,1-tricloroetanoFuente: Comisión Europea, Dirección General XI

Figura 3.7 Emisiones mundiales de las principales sustancias que agotan el ozono, 1930-1995Fuente: AFEAS, 1997

La concentración de bromuro de metilo en la atmósfera no ha mostrado ningún cambio importante en las últimas décadas. El bromuro de metilo de origen natural y antropogénico representa un 14% de la concentración efectiva total de cloro/bromo en la estratosfera. La constancia de la concentración de este gas implica un equilibrio entre las fuentes y los sumideros, aunque hay un desajuste, porque se conocen más sumideros que fuentes, lo que significa que existe una gran fuente desconocida que podría ser natural o antropogénica.

La única aplicación importante del bromuro de metilo que podría verse afectada por las medidas de control es la fumigación de tierras agrarias. Considerando el desequilibrio entre las fuentes y los sumideros de bromuro de metilo a nivel mundial, se calcula que dichas medidas de control podrían afectar a entre el 16 y el 28% de las emisiones totales (SORG, 1996).

### 3.6. Otras fuentes de agotamiento del ozono

Existen varias fuentes más de origen natural y antropogénico que pueden poner en peligro la capa de ozono (SORG, 1996):

- Se teme que las emisiones de óxidos de nitrógeno, vapor de agua, dióxido de azufre y hollín de los escapes de los aviones puedan afectar a la capa de ozono. Los óxidos de nitrógeno emitidos por los aviones pueden haber dado lugar ya a aumentos de varios puntos porcentuales de las concentraciones de ozono en las capas superiores de la troposfera, con valores máximos en el pasillo aéreo del Atlántico Norte. Estudios realizados con modelos indican que una nueva flota de aviones supersónicos que vuela en las capas inferiores de la estratosfera puede, sin embargo, disminuir el ozono estratosférico. El aumento de vapor de agua y de ácido nítrico como resultado de las emisiones de los aviones aumentará la probabilidad de que se formen nubes estratosféricas polares y, en consecuencia, que se intensifique el agotamiento de ozono (Peter y cols., 1991).
- Las temperaturas en la estratosfera pueden disminuir varios grados como consecuencia del cambio climático en el planeta. Esto puede dar lugar a la formación de más nubes estratosféricas polares y, por tanto, a un mayor agotamiento del ozono en las regiones polares y, posiblemente, también en latitudes altas.
- El aumento de las concentraciones de gases con efecto invernadero podría ocasionar cambios en las pautas de circulación estratosférica, lo que a su vez puede rebajar el grosor de la capa de ozono en las regiones polares.
- Las grandes erupciones volcánicas pueden provocar un adelgazamiento temporal de la capa de ozono a causa de las partículas de aerosol formadas a partir de las emisiones de dióxido de azufre.

### 3.7. El Protocolo de Montreal y medidas de seguimiento

La comunidad internacional fue impulsada a adoptar medidas para prevenir un mayor agotamiento a gran escala del ozono estratosférico cuando se descubrió el agujero de ozono antártico

Figura 3.8 Emisiones mundiales de HCFC-142b, HCFC-141b y HFC-134a, 1980-1994ktoneladas  
HCFC

HFCFuente: AFEAS, 1997

Figura 3.9 Aumento de la incidencia de cáncer de piel en la población europea noroccidentalcasos por millón de habitantes por año  
sin hipótesis de actuación

Protocolo de Montreal

Enmiendas de CopenhagueFuente: Slaper y cols., 1996.

## 69 Agotamiento del ozono estratosférico

en 1985. El Convenio para la Protección de la Capa de Ozono se firmó posteriormente en Viena ese mismo año. En septiembre de 1987, 47 países firmaron el Protocolo de Montreal sobre las Sustancias que Agotan la Capa de Ozono, por el cual se congelaría el consumo mundial de determinados CFC y halones y se reduciría al 50% el consumo total de CFC para el año 2000 tomando como referencia las cifras de 1986.

Actualmente, 162 países han ratificado el Protocolo de Montreal, cuyas condiciones se endurecieron en Londres en 1990 y en Copenhague en 1992, ampliándose su cobertura a fin de incluir otras sustancias perjudiciales para el ozono. En 1995 en Viena y 1997 en Montreal, se acordaron nuevos objetivos. Los plazos para interrumpir el uso de las distintas sustancias se recogen en la tabla 3.3.

En agosto de 1997, 72 países habían ratificado las enmiendas de Copenhague y 165 el Convenio de Viena. La puesta en práctica del Protocolo de Montreal con sus enmiendas ha dado como resultado una gran reducción de la producción y las emisiones de las sustancias que agotan el ozono y, recientemente, también una ralentización del aumento y, en algunos casos, una disminución, de la concentración de estas sustancias en la troposfera. Dado el desfase de tiempo que existe entre la producción y la emisión de estas sustancias, que depende de las aplicaciones a las que están destinadas y de la duración de los equipos que las emplean, así como entre la emisión y la entrada en la estratosfera, no se ha observado todavía, tal como se esperaba, ningún beneficio en la propia capa de ozono ni en los niveles de radiación UV-B.

La figura 3.9 muestra el aumento de la incidencia de cáncer de piel en seres humanos que cabría esperar si no se hubiesen adoptado medidas internacionales para reducir las emisiones de las sustancias que agotan el ozono. La incidencia total de cáncer de piel podría haberse multiplicado por cuatro para el año 2100 sin dichas medidas, y se habría duplicado si se hubiese puesto en práctica solamente el Protocolo de Montreal inicial. Siempre y cuando se pongan totalmente en práctica las medidas que están ahora en vigor, la concentración de ozono estratosférico alcanzará un mínimo en el año 2000, pero no se espera que la incidencia de cáncer de piel empiece a disminuir hasta 2060 aproximadamente, debido a los correspondientes intervalos de tiempo.

La situación podría mejorar aún más, acelerando la reducción del uso de los HCFC y de bromuro de metilo, sobre todo en los países en vías de desarrollo, y garantizando la destrucción sin riesgos de los CFC y los halones acumulados en almacenes y otros depósitos (como frigoríficos y extintores viejos).

Tabla 3.3 Plazos para la eliminación progresiva, en los países desarrollados, de las sustancias que agotan el ozono

Sustancia	Año
Protocolo de Montreal	
Halones	eliminación de la producción al 100%
CFC, CCl <sub>4</sub> , CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	eliminación al 100% (eliminación de CFC y CCl <sub>4</sub> para 1995 en la UE)
HBFC	eliminación al 100%
HCFC	1996 congelación del consumo calculado al 2,8% del consumo de CFC en 1989 más el consumo total de HCFC en 1989 (calculado al 2,6% del consumo de CFC en la UE)
	2020 eliminación con una cola del 0,5% hasta 2030 para asistencia de equipos existentes (eliminación para 2015 en la UE)
CH <sub>3</sub> Br	1995 congelación de la producción y consumo a los niveles de 1991
	1999 reducción del 25% de lo anterior (reducción del 25% en 1998 en la UE)
	2001 reducción del 50%
	2005 eliminación, con posible excepción para usos agrarios esenciales

Nota: Los plazos para la eliminación progresiva de bromuro de metilo se han actualizado en los últimos acuerdos alcanzados en Montreal en 1997.  
Fuente: SORG, 1996

También será preciso adoptar medidas eficaces para poner coto al incumplimiento de los convenios internacionales (como el contrabando); seguir controlando las sustancias que agotan el ozono en la estratosfera con el fin de verificar que se están respetando los protocolos, y controlar la capa de ozono y los niveles de radiación UV para confirmar que dichas medidas surten el efecto deseado.

#### Referencias bibliográficas

- AFEAS (1997). Production, sales and atmospheric release of fluorocarbons through 1995. AFEAS (Alternative Fluorocarbon Environmental Acceptability Study). Washington D.C., EE.UU.
- Bojkov, R.D., Bishop, L. y Fioletov, V.E. (1995). Total ozone trends from quality controlled ground-based data (1964-1994). En: *J. Geophys Res.*, Vol. 100, págs. 25867-25876.
- Bordewijk, J.A. y van der Woerd, H.J. (1996). Ultraviolet dose maps of Europe, a remote sensing/GIS application for public health and environmental studies. En: BCRS Report No 96-30. Delft, Países Bajos.
- Braathen G., Rummukainen, M., Kyrö, E., Schmidt, U., Dahlback, A., Jørgensen, R., Fabian, T.S., Rudakov, V.V., Gil, M., y Borchers, R. (1994). Temporal development of ozone within the arctic vortex during the winter of 1991/92. En: *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, págs. 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 CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> in 1992-1994. En: *J. Geophys. Res.* Vol. 102, págs. 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. En: *Geophys. Res. Lett.* Vol. 23, págs. 1117-2120.
- Isaksen, I., von der Gathen, P., Braathen, G., Chipperfield, M., Goutail, F., Harris, N.R.P., Müller, R. y 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. y H. van Loon (1995). A note on the distribution of trends below 10hPa: The extratropical northern hemisphere. En: *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 73, págs. 883-889.
- Larsen, N., Knudsen, B., Mikkelsen, I.S., Jørgensen, T.S. y Eriksen, P. (1994). Ozone depletion in the Arctic stratosphere in early 1993. En: *Geophys Res. Lett.*, Vol. 21, págs. 1611-1614.
- McPeters, R.D., Hollandsworth, S.M., Flynn, L.E. y Hermann, J.R. (1996a). Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7/Meteor 3 TOMS version 7 record. En: *Geophys Res. Lett.*, Vol. 23, págs. 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. y Cebula, R.P. (1996b). Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. En: NASA Reference Publication Washington D.C.
- Moan, J., Dahlback, A., Henriksen, T. y Magnus, K. (1989). Biological Amplification Factor for Sunlight-Induced Non-Melanoma Skin Cancer at High Latitudes. En: *Cancer Res.*, Vol. 49, págs. 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. En: Science, Vol. 272, págs. 1318-1322.

Müller R., Crutzen, P.J., Groß, J-U., Brühl, C., Russel III, J.M., Gernandt, H., McKenna, D.S. y Tuck, A. (1997). Severe chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995-96. En: Nature, Vol. 389, págs. 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/](http://cops.wwb.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_95-96/)

Norton, W.A. y Chipperfield, M.P. (1995). Quantification of the transport of chemically activated air from the northern hemisphere polar vortex. En: Geophys. Res., Vol. 100, págs. 25817-25840.

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

## 71 Agotamiento del ozono estratosférico

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

PNUMA (1995). Environmental effects of ozone depletion, 1994 assessment. En: *Ambio*, Vol. 3, págs. 138-196.

Prinn, R.G., Weiss, R.F., Miller, B.R., Huang, J., Alyea, F.N., Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Hartley, D.E. y Simmonds, P.G. (1995). Atmospheric trends and lifetime of CH<sub>3</sub>CCl<sub>3</sub> and global OH concentrations. En: *Science*, Vol. 269, págs. 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. En: *Faraday Discuss.*, Royal Soc. of Chem., Vol. 100, págs. 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. En: *Nature*, Vol. 389, págs. 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. En: *Nature*, Vol. 384, págs. 256-258.

Slaper, H., Velders, G.J.M., Matthijsen, J. (1997). Ozone depletion and skin cancer incidence: a source-risk approach, págs. 73-76, Book of Papers. Eds: B.J.M. Ale, M.P.M. Janssen y 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. En: *Science*, Vol. 255, págs. 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/>

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. En: *Nature*, Vol. 315, págs. 131-134.

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