

acción de cualquier nación y, por supuesto, le corresponde a todas las naciones formar parte de ese cometido. La naturaleza mundial de las cuestiones del clima y la salud exhorta a una respuesta mundial. La clave del éxito en los estudios a largo plazo de los impactos del clima en la salud y a un sistema de previsión y respuesta apropiados, depende de una

comunidad activa y bien coordinada, dedicada al tema del clima y de la salud.

Bibliografía

BOUMA, M. J. et al., 1997: *Tropical Medicine and International Health*, **2**, 1122-1127.

BOUMA, M. J. y C. DYE, 1997: *Journal of the American Medical Association*, **278**, 1772-1774. □

EVALUACIÓN INTERNACIONAL DE LA DISMINUCIÓN DE LA CAPA DE OZONO: 1998

Por RUMEN D. BOJKOV*

Introducción

Más de 65 países Miembros de la OMM, mantienen de forma continuada 160 estaciones de medida del ozono con base en tierra y un determinado número de satélites con igual función. Algunas de estas estaciones lleva ya más de 40 años registrando y procesando datos en este campo, y ello, junto con los satélites de los últimos 20 años, proporciona una serie de datos inestimables para determinar los cambios a largo plazo en el ozono. Esta supervisión sistemática fue iniciada por la Comisión Internacional del Ozono (CIO) en 1956 como preparación para el Año Geofísico Internacional. Desde ese momento ha sido coordinada y normalizada por el Sistema Mundial de Observación del Ozono (SMOO₃) de la OMM, que ahora forma parte de la VAG (Vigilancia Atmosférica Global).

Basándose en datos contrastados y en las correspondientes investigaciones de laboratorio y de modelización, la OMM ha estado preparando una información científica autorizada, así como una estimación del pasado, presente y futuro del comportamiento de la capa de ozono desde el comienzo de los años 70. La OMM emitió la primera declaración científica solvente en 1975, que, con el título "Modificación de la capa de ozono debida a la actividad humana y algunas de las posibles consecuencias geofísicas", constituyó la primera advertencia de carácter internacional

sobre el peligro de la destrucción de la capa de ozono como resultado de los clorofluorocarbonos (CFC) reivindicando la necesidad de una acción internacional en relación con este asunto.

Desde entonces seis evaluaciones completas (Informes de Proyectos sobre el Ozono números 11, 16, 18, 20, 25 y 37) han servido como respaldo científico para la formulación de la Convención de Viena para la Protección de la Capa de Ozono (1985), su Protocolo de Montreal (1987) y sus Enmiendas (1990, 1992, 1995, 1997). Durante 1998, se completó la séptima evaluación de la serie. Todo ello fue preparado con la participación activa de cientos de científicos de todo el mundo, apoyados por la OMM y por agencias especializadas de los Miembros, como, por ejemplo, la NASA y la NOAA (EE.UU.), la AES (Canadá) y la JMA (Japón), por la Comisión Internacional del Ozono, y también por el PNUMA y la Unión Europea.

En la *Evaluación del Ozono de 1998* se revisan críticamente los avances en la ciencia del ozono de los últimos cuatro años. El estudio se compone de 12 capítulos, divididos en cuatro partes, donde se analizan los siguientes puntos: (a) lo que está pasando basándose en la información obtenida por las observaciones de los halocarburos, el ozono, la temperatura y los aerosoles; (b) las mejoras en la comprensión de los procesos de la troposfera y de la estratosfera que tienen relevancia en el balance del ozono; (c) las consecuencias conocidas de los cambios en el

* Consejero Especial de la Secretaría General de la OMM

Algunos de los más importantes hallazgos científicos en la evaluación del ozono - 1998

La abundancia total de compuestos deprecadores del ozono en la troposfera alcanzó sus mayores valores en 1994 ($3,7 \pm 0,1$ partes por billón) y está empezando ahora a disminuir lentamente, lo que indica que las medidas adoptadas en el Protocolo de Montreal han sido efectivas. No obstante, el bromo total está aumentando todavía, y se espera que las cantidades totales de cloro y bromo en la estratosfera lleguen a su máximo alrededor del año 2000, manteniéndose en esos niveles durante una o dos décadas.

Las pérdidas que se han observado en el conjunto de la columna de ozono desde 1979 hasta el período 1994-1997 son, para las latitudes medias del hemisferio norte, de aproximadamente un 5,4% en las estaciones de invierno/primavera y de un 2,8% en las de verano/otoño y de alrededor de un 5,0% para el hemisferio sur durante todo el año. Esto demuestra que el ritmo de la disminución del ozono troposférico en latitudes medias se ha ralentizado en los últimos cuatro años, no existiendo ninguna tendencia estadísticamente significativa en la cantidad total de ozono de las zonas ecuatoriales (20°S a 20°N).

Sin embargo, a finales del período invierno/primavera del Ártico, los valores de la cantidad de ozono eran inusualmente bajos en seis de los últimos nueve años. Estos seis fueron particularmente fríos, con inviernos estratosféricos prolongados y temperaturas mínimas en el vórtice ártico cercanas al umbral de activación a gran escala del cloro. El ozono ha disminuido durante algunos meses primaverales entre un 25% y un 30% por debajo de la media de los años previos a 1976, y los excesos de halógenos estratosféricos durante al menos los próximos diez años, implicarían la continuación de la vulnerabilidad del Ártico a grandes pérdidas de ozono.

En las latitudes medias del hemisferio norte, la tendencia a disminuir es mayor en las proximidades de los 40 km y de los 15 km de altitud ($>7\%$ por década) y es menor en los alrededores de los 30 km de altitud (2% por década). La mayor parte de la disminución de la columna de ozono se produce entre la tropopausa y los 25 km de altitud aproximadamente.

El agujero de la capa de ozono en la primavera antártica se mantiene inalterable. Aunque la reducción más intensa del ozono tuvo lugar en 1998, durante los últimos tres o cuatro años ha permanecido, en términos generales, similar a la de principios de los años 90, con una cantidad total de ozono en septiembre y octubre de entre un 40% a un 55% por debajo de los valores existentes antes del agujero de la capa de ozono.

Los estudios en este campo muestran que las emisiones antropogénicas de precursores de ozono (óxidos de nitrógeno, monóxido de carbono e hidrocarburos) llevan a una producción de éste a gran escala, que, a través de transportes de largo alcance, influye en su concentración en amplias zonas de la troposfera en ambos hemisferios. Las tendencias del ozono troposférico desde 1970 en el hemisferio norte muestran grandes diferencias regionales, con incrementos en Europa y Japón y disminuciones en Canadá, y sólo pequeños cambios en los EE.UU. En el hemisferio sur se han observado recientemente pequeños aumentos del ozono en superficie.

La dependencia inversa entre la radiación ultravioleta en superficie y la cantidad total de ozono, demostrada en las primeras evaluaciones, ha sido más tarde cuantificada, y ahora puede comprenderse mucho mejor la influencia de las nubes, las partículas y la reflectividad de la superficie. Los mayores aumentos en la radiación UV tienen lugar durante la primavera en las latitudes altas en ambos hemisferios.

Las pérdidas de ozono estratosférico han originado un enfriamiento global de la baja estratosfera y una media negativa del forzamiento radiativo global del sistema climático. Gran parte de la tendencia al descenso que se ha observado en las temperaturas de la baja estratosfera (alrededor de $0,6^{\circ}\text{C}$ por década de 1979 a 1994) se atribuye a la pérdida de ozono en esa región. Las pérdidas de ozono estratosférico desde 1980 podrían haberse visto compensadas en un 30% por el forzamiento positivo debido a los aumentos en la mezcla de los gases de efecto invernadero (dióxido de carbono, metano, óxido nítrico y halocarburos) en el mismo período.

Se estima que el incremento del ozono en la troposfera desde la era preindustrial ha aumentado el forzamiento radiativo medio en $0,35 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$, y se supone que puede haber contribuido en un 10-20% del calentamiento debido al incremento de los gases de efecto invernadero de larga vida durante el mismo período.

El período más vulnerable en la disminución de ozono será el de los próximos diez o veinte años y la evidencia de la recuperación de la capa de ozono se encontrará aún más allá en el tiempo. La disminución de los excesos de bromo y de cloro en la estratosfera en el próximo siglo será mucho más lenta que el ritmo del aumento observado en las pasadas décadas, debido a la lentitud con la que los procesos naturales eliminan estos compuestos de la estratosfera. De esta forma, no será posible detectar sin ambigüedad la recuperación de la capa de ozono hasta pasados otros 20 años, debido a la variabilidad natural del ozono y a los cambios de las condiciones atmosféricas.

Existe una íntima relación entre la disminución de ozono y el cambio climático, y, de ahí también, entre los Protocolos de Montreal y Kyoto. Los cambios en el ozono afectan al clima terrestre, y las condiciones meteorológicas y climáticas influyen en la capa de ozono debido a que los fenómenos de la disminución de ozono y del cambio climático comparten un buen número de procesos químicos y físicos.

ozono y en los halocarburos, incluyendo la penetración de la radiación ultravioleta y sus efectos en el clima; y (d) la previsibilidad de los futuros cambios en el ozono y la posibilidad de detectar una recuperación. El sentimiento general es que se están llevando a cabo avances significativos en el entendimiento del efecto que las actividades humanas producen en la capa de ozono, en la influencia que los cambios en la composición química ejercen en el balance radiativo del clima de la Tierra, y, por supuesto, la relación entre la capa de ozono y el sistema climático. En el recuadro de la página siguiente se resumen varios descubrimientos claves relacionados con el clima y el ozono, donde se han resaltado muchos de los hallazgos y algunos han sido actualizados, con, por ejemplo, la información de 1998 sobre la evaluación del ozono en la primavera antártica. El documento completo *Evaluación del Ozono-1998* (Informe sobre el Ozono de la OMM núm. 44) se puede conseguir en la Secretaría de la OMM (500 páginas).

Halocarburos

Como resultado del cumplimiento de las medidas requeridas por el Protocolo de Montreal y sus Enmiendas, ha terminado el largo período de aumento de los excesos de cloro en la troposfera, principalmente debidas a los CFC, tetracloruro de carbono y metil cloroformo. El descenso de este exceso se debe en gran medida a la reducción de emisiones de metil cloroformo. El cloro procedente de los CFC está aún incrementándose lentamente y la mayor parte de los halones continúa aumentando sustancialmente (por ejemplo, el halón 1121, un 5% anual hasta la fecha). Los excesos de hidroclorofluorocarbonos (HCFC) e hidrofluorocarbonos (HFC) se encuentran en ascenso debido a su uso como sustitutos del CFC. En 1996, los HCFC contribuyeron en un 5% al cloro troposférico procedente de los gases de larga vida. El papel del metil bromuro como un compuesto destructor de ozono se supone ahora menor que el estimado en la evaluación de 1994. Aún así, quedan todavía algunas incertidumbres. La cantidad de halógenos estratosféricos está retrasada con respecto a la de los troposféricos en casi seis años. En la estratosfera, por lo tanto, se prevé que las concentraciones máximas de cloro y de bromo alcancen su máximo de unas 3,7 partes

por billón (ppb) alrededor del año 2000 y que se mantengan con estos altos valores durante los próximos diez o veinte años.

Cambios que se han observado en el ozono

Los niveles totales de ozono en las latitudes 60°N-60°S se encontraban en su mínimo en 1993 (Figura 1). Esto sucedió después del gran incremento de aerosoles estratosféricos causado por la erupción del Pinatubo en 1991. Desde 1992/1993, los valores totales del ozono en esta parte del Globo han variado alrededor de un nivel que, en términos generales, se ha mantenido constante. Se observó una disminución significativa en las dos regiones polares durante las estaciones frías estratosféricas de primavera e invierno (en la figura no se incluye la reducción de ozono en las regiones polares). El ritmo de destrucción del ozono en las latitudes medias, favorecida por los aerosoles expulsados por el Pinatubo al principio de la década de los 90, se ha ralentizado si se compara con las cifras dadas en la evaluación de 1994. Comprendiendo cómo influyen en el ozono los cambios en la cantidad de aerosoles estratosféricos, para unas concentraciones dadas de cloro/bromo en la estratosfera y con temperaturas bajas, resulta posible apuntar alguna razón por la que no sería válida una extrapolación lineal de la tendencia del ozono desde los años anteriores a 1991 hasta nuestros días, ya que entonces se produciría

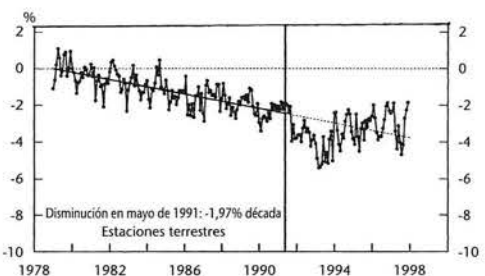


Figura 1— Desviaciones en la cantidad total de ozono (expresadas como porcentaje de la media mensual de referencia), ponderada por áreas entre 60°N y 60°S y evaluada desde estaciones terrestres promediadas cada 5° de latitud. En el período de enero de 1979 a mayo de 1991 se ajustó al ozono un modelo de tendencia estacional, que incluía los efectos solares y de la oscilación cuasibienal. La línea vertical oscura corresponde al momento de la erupción del Pinatubo en mayo de 1991.

una sobrestimación de la disminución de ozono. Debería recordarse que no hay cambios significativos en el ozono en el enorme cinturón ecuatorial (20°N-20°S), lo que además reduce la disminución total de ozono como se muestra en la Figura 1.

Las tendencias en la cantidad total de ozono desde los años 70 hasta los comienzos de 1998, muestran el ahora familiar patrón de la reducción estadísticamente significativa en latitudes medias y polares durante todos los meses del año, con las mayores proporciones en las estaciones correspondientes de invierno y primavera. En la Tabla I se muestra la disminución de ozono (en porcentaje por década y estadísticamente significativo en ± 2) para las latitudes medias, árticas y antárticas. En los cálculos se utilizan los datos obtenidos en las estaciones terrestres hasta enero de 1998, aunque la inclinación de la tendencia a la disminución comienza en enero de 1979. Se ponen claramente de manifiesto la drástica disminución de ozono durante la primavera antártica (20% por década), las conocidas variaciones estacionales y las pequeñas diferencias entre las tendencias en los dos cinturones tropicales. Las tendencias obtenidas a partir de los satélites son similares, aunque los datos provisionales de los últimos dos años suministrados por el espectrómetro cartográfico de la cantidad total de ozono (TOMS), a bordo del EARTH+PROBE, parecen ser hasta un 1% demasiado elevadas.

TABLA I

Tendencias de la cantidad total de ozono (en porcentaje por década desde enero de 1979) calculadas como media de las tendencias individuales de cada estación en las regiones y grupos de meses indicados. Todas son negativas y estadísticamente significativas para 2σ .

	DEF	MAM	JJA	SON	Año
Ártico	7,9	7,7	2,5	3,6	5,7
35°-60°N	4,1	5,7	2,9	1,6	3,7
35°-60°S	2,9	2,2	3,4	2,0	2,6
Antártico	6,3	2,4	6,5	20,0	8,9

La amplitud del ciclo anual del ozono en latitudes medias y altas ha descendido en un 15% aproximadamente durante las dos últimas décadas, debido a que las mayores

disminuciones de los valores máximos de ozono han tenido lugar durante las estaciones de invierno y primavera. En la Figura 2 se representan los ciclos anuales del ozono global para dos periodos (1964-1980 y 1984-1997). En los años previos al agujero de la capa de ozono, resulta evidente la existencia de un doble máximo en la cantidad global, relacionado con los máximos estacionales de los hemisferios sur y norte, que reflejan la cantidad más alta de ozono en la primavera del hemisferio norte. No obstante, para los últimos 15 años, los valores mensuales del ozono global se han reducido sustancialmente. Además, al reducirse en mayor medida la cantidad de ozono durante la primavera austral, el segundo máximo se suaviza.

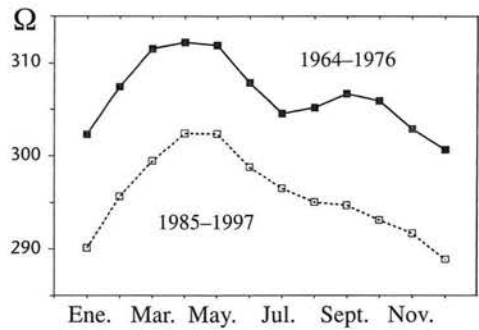


Figura 2 — La media del ozono global (por unidad de área) para dos periodos, en función de las estaciones del año. (Adaptado de Bojkov y Fioletov, JGR, 1995)

Un estudio detallado de las tendencias en el perfil vertical del ozono fue llevado a cabo conjuntamente por el PMIC y su proyecto Procesos Estratosféricos y su Función en el Clima, la Comisión Internacional del Ozono y la VAG (véase el Informe del Ozono núm. 43 de la OMM). Se ha establecido que, hasta 1996, en las latitudes medias del hemisferio norte, las tendencias combinadas del perfil vertical del ozono (SAGE I/II, Umkehr, ozonosondas) eran negativas en todas las altitudes que se encuentran entre los 12 y los 50 km y estadísticamente significativas en el nivel 2. La tendencia más pronunciada a bajar se daba cerca de los 40 y de los 15 km (aproximadamente un 7,5% por década) y la más pequeña a los ~30 km (un 2% por década). La mayor parte de la disminución del ozono, como ocurre en las regiones polares,

tenía lugar entre la tropopausa y los 25 km de altitud, con la pérdida más importante entre los 15 y los 20 km. Las tendencias más acusadas se daban en el invierno y en la primavera. La cantidad de ozono total y las tendencias de los perfiles verticales obtenidas en las latitudes medias del hemisferio norte durante los últimos 20 años eran consistentes entre sí.

En la Figura 3 se muestra un ejemplo de la distribución anual de las tendencias en la baja estratosfera en las latitudes medias del hemisferio norte. Se basan en los sondeos de ozono de seis estaciones localizadas en Europa y Canadá durante el periodo 1973-1994. La mayor disminución del ozono se encuentra entre la tropopausa y una altitud de unos 17 km en el período invierno/primavera (>7% por década); durante el verano y el otoño, está entre el 2,5% y el 5% y es insignificante en esta última estación por debajo de los 15 km de altitud.

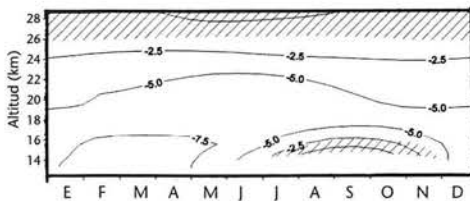


Figura 3 — Tendencia media estacional del ozono en la baja estratosfera (en porcentaje por década) en Europa y Canadá para el período 1973-1994. Los sondeos fueron estratificados a la altura de la tropopausa real. Las áreas sombreadas indican dónde las tendencias son estadísticamente no significativas en el nivel de 2σ . (Fuente: Bojkov and Fioletov, JGR, 1997)

Recientes estudios en este campo han puesto de relieve que las emisiones antropogénicas de precursores del ozono (óxidos de nitrógeno (NO_x), monóxido de carbono (CO), e hidrocarburos) han llevado a una producción de ozono a gran escala, y ésta, mediante su difusión de gran alcance, influye en la concentración de ozono en vastas regiones de la troposfera en ambos hemisferios. Aún quedan por aclarar dudas significativas acerca de la cantidad de ozono troposférico, sus precursores y los procesos químicos y físicos implicados. Se observa una gran variabilidad espacial y temporal en el ozono troposférico como resultado de importantes diferencias regionales en los factores que controlan su concentración.

Consecuentemente, las tendencias en el ozono troposférico desde 1970 en el hemisferio norte, muestran grandes diferencias regionales, con incrementos en Europa y Japón y sólo pequeños cambios en los Estados Unidos. En Canadá, durante el breve período que comienza en 1980 hay una disminución cuyas razones no están muy claras. En el hemisferio sur se han observado pequeños aumentos en el ozono en superficie. Parece ser que aproximadamente el 40% del ozono troposférico procede de las emisiones antropogénicas de los gases precursores (p. ej. CO, CH_4 , NO_x). Estas emisiones se redujeron en la segunda mitad de los años 80, así como también el aumento de ozono troposférico, desde un 15-20% (en Europa y Japón durante los años 70 y al principio de los 80) hasta llegar recientemente a un bajo porcentaje. Aún no se ha cuantificado el papel del aumento de las concentraciones de OH en la cantidad de ozono troposférico, que tiene lugar como consecuencia de una mayor penetración de la radiación UV. Se han utilizado los informes del TOMS para demostrar que el ozono troposférico, en algunas partes de los trópicos, ha aumentado como consecuencia de la combustión de biomasa.

El ozono en las regiones polares

Las grandes pérdidas de ozono correspondientes a la primavera de las regiones polares del hemisferio sur, siguen sin disminuir, manteniéndose aproximadamente las mismas proporciones de magnitud y área que al principio de la década de los 90. En el Antártico, la cantidad de ozono total mensual en septiembre y octubre ha continuado siendo de un 40% a un 55% inferior a los valores de aproximadamente 320 m atm-cm, que existían antes del agujero de la capa de ozono, con hasta un 70% de descenso en períodos de alrededor de una semana. Esta disminución se da sobre todo en el intervalo de altitudes que va desde los 12 hasta los 20 km, desapareciendo la mayor parte del ozono de esta capa entre finales de septiembre y principios de octubre. Estos cambios en el ozono son, en su conjunto, coherentes con nuestros conocimientos de la química y la dinámica.

La Figura 4 muestra algunas de las características básicas del agujero de la capa de ozono desde 1979. Se pone de relieve que

la mayor extensión del área iluminada por el sol, con valores del agujero de la capa de ozono, y que empezó a superar los 10 millones de km^2 sólo a partir de mediados de los años 80, ha estado durante los últimos seis años por encima de unos 22 millones de km^2 . Su máximo, superior a los 25 millones de km^2 , fue alcanzado en 1998 y tuvo una duración, sin precedentes, de 20 días consecutivos. Previamente, se alcanzaron valores semejantes sólo en días aislados en 1993 y 1994. Los valores más bajos de ozono, registrados generalmente a finales de septiembre y/o principios de octubre han caído desde unos 200 m atm-cm al principio de los años 80, hasta aproximadamente 150 m atm-cm a mediados de esta década, y a 100 m atm-cm en los últimos seis o siete años. El déficit de masa de ozono (DMO₃) desde los valores

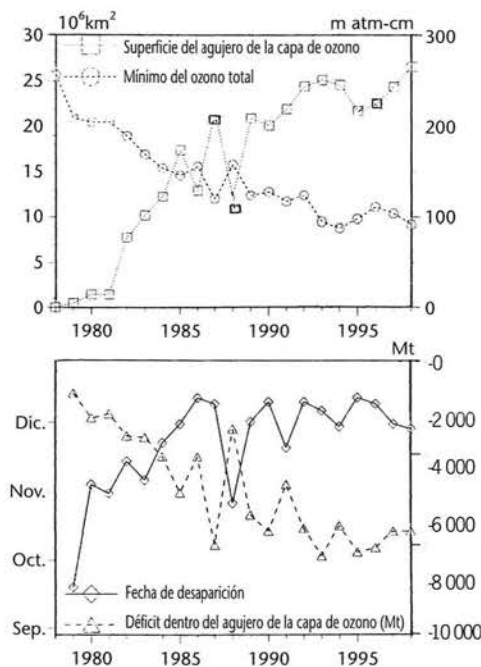


Figura 4.—Evolución del agujero de la capa de ozono antártica (definido por valores inferiores a 220 m atm-cm). En el cuadro superior, los cuadrados representan la máxima superficie diaria del agujero (en millones de km^2); los círculos representan los valores más bajos total de la columna de ozono media cada año. En el cuadro inferior, los triángulos son el DMO₃ expresado como diferencia con los valores anteriores a 1976 integrados para 105 días (del 1 de septiembre al 15 de diciembre) en Mt; los rombos representan la fecha de desaparición del agujero de la capa de ozono (Fuente: Uchino et al., JMA, 1998)

anteriores al año 1976, dentro de unos límites de desviación de un -10% en el área iluminada por el sol por encima de 60°S, integrada en el período 1 de septiembre a 15 de diciembre de cada año, muestra que la media para las últimas seis primaveras australes fue -6 100 Mt. Durante los primeros seis años (1979-1984), esta cantidad fue casi tres veces menor (~2 100 Mt). Es obvio que la reducción de ozono empezó a ser más intensa en la segunda mitad de la década de los años 80. Esto coincidió con un aumento de la cantidad de halógenos estratosféricos en poco más de 3 ppb. La fecha de desaparición del agujero de la capa de ozono está íntimamente relacionada con la ruptura del vórtice estratosférico polar. Puede observarse actualmente un retraso en el calentamiento estratosférico primaveral y una prolongación de la vida del vórtice en aproximadamente un mes durante los últimos 10 ó 15 años, junto con una extensa duración del agujero de la capa de ozono.

El DMO₃ integrado en el período de 61 días de mayor reducción (septiembre y octubre), en latitudes por encima de los 60°S hacia los polos, alcanzó valores altos a finales de los años 80 y desde entonces ha aumentado lentamente (véase la Figura 5). Llegó a su punto más alto (>4 800 Mt) en la temporada de 1998. En las latitudes medias del hemisferio sur, el DMO₃ ha aumentado inicialmente y ha fluctuado desde mediados de la década de los 80 alrededor de las cantidades -1 500-2 300 Mt para los mismos dos meses.

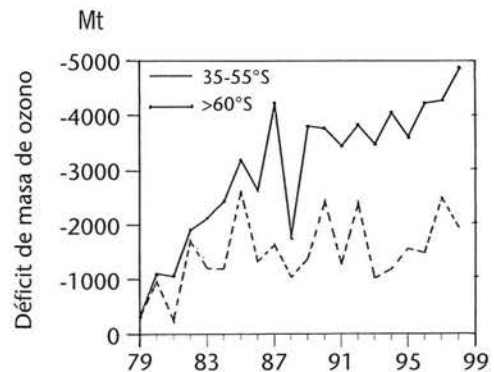


Figura 5 — Déficit de masa de ozono (DMO₃) en el área iluminada por el sol para latitudes comprendidas entre los 60°S y el polo, y en el cinturón de las latitudes medias entre 35°S y 55°S, integrado en el período que va desde el 1 de septiembre al 31 de octubre, dentro de las áreas limitadas por una desviación de un -10% (en Mt)

En la Tabla II se presentan los valores del incremento de la extensión del agujero de la capa de ozono sobre un área mayor que 15 y que 20 millones de km² durante los años 90. Estas superficies aparecieron por primera vez en las temporadas de 1985 y 1987, respectivamente. La duración más larga hasta el momento, por encima de 20 millones de km², ocurrió en 1998. Además, durante esta temporada, el agujero de la capa de ozono tuvo una extensión aproximada de 25 millones de km², durante un período sin precedentes de 20 días.

TABLA II

Duración (en días) de la extensión del agujero de la capa de ozono (ozono total < 220 m atm-cm) que abarca una superficie mayor de 10, 15, 20 y 25 [km² x 10⁶] en la década de los 90

Año	[km ² x 10 ⁶]			
	>10	>15	>20	>25
1990	71	37	1	-
1991	52	36	5	-
1992	73	39	22	-
1993	79	52	39	1
1994	67	56	33	1
1995	75	68	36	-
1996	88	70	35	-
1997	73	56	25	-
1998	101	70	48	20

En el vórtice Ártico se midieron valores bajos de la columna de ozono en el período invierno/primavera durante seis de los últimos nueve años, estando aquéllos caracterizados por un frío inusual e inviernos estratosféricos prolongados. Los valores medios mensuales estuvieron alrededor de los 100 m atm-cm por debajo de las medias de los años anteriores a 1976, con diferencias en periodos más cortos que superan los 200 m atm-cm (algo que equivale entre el 20% y el 45% de los valores encontrados en la década de los 60 y principios de los 70).

La Figura 6 muestra las fracciones de las desviaciones de -10% y +10% del área de contorno para latitudes superiores a 35°N. Se pone de relieve que el área con desviaciones negativas significativas ha crecido desde un 20% a principios de los años 80 hasta un -50% en la década de los 90, registrándose los valores más altos, superiores al 70%, en 1993

y 1995. Durante estos 20 años, la fracción de área con desviaciones positivas significativas por encima de +10% ha disminuido.

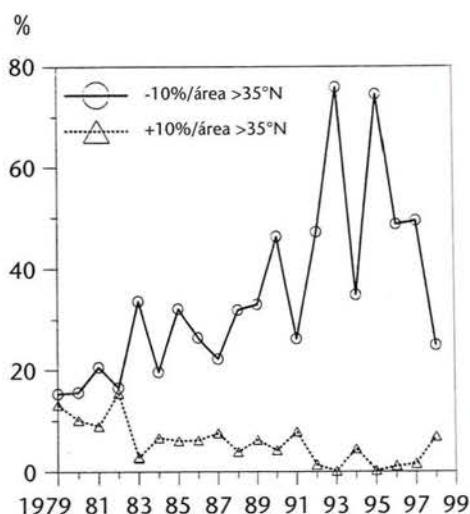


Figura 6 — La fracción de las desviaciones del -10% y del +10% del área de contorno en todo el hemisferio desde los 35°N hasta el polo, durante el período que va del 1 de enero al 15 de abril de cada año desde 1979

Dentro de la columna, las mayores diferencias se observan en la baja estratosfera. En el vórtice ártico se han identificado las pérdidas de ozono químico, asociándose al cloro activado aumentado por el bromo. Las pérdidas en la cantidad total de ozono químico en cada estación, dentro del vórtice, han sido estimadas entre 100-140 m atm-cm, habiéndose anticipado esta posibilidad en la evaluación de 1989.

Las temperaturas mínimas del vórtice ártico se encuentran próximas al umbral de una gran activación del cloro. Por lo tanto, la variabilidad de la temperatura cada año, que está gobernada por la meteorología, lleva a una variabilidad particularmente grande en el ozono por la carga de cloro. Como resultado de esto, no es posible predecir el comportamiento del ozono en el Ártico para un año determinado. Las elevadas concentraciones de halógenos estratosféricos durante la próxima década determinarán que el Ártico continúe siendo vulnerable a grandes pérdidas de ozono.

Para que se registren grandes disminuciones de ozono en el Ártico en el período invierno/primavera, las condiciones meteorológicas necesarias son: temperaturas

estratosféricas más bajas de lo normal, que activan el cloro, un vórtice más aislado y una circulación de las ondas planetarias más débil, lo que origina un descenso en el transporte de aire rico en ozono en el Ártico. Temperaturas bajas, vórtice aislado y un transporte reducido de ondas son procesos ligados entre sí y que tienen lugar de forma simultánea en la estratosfera. Las temperaturas del vórtice invernal en la mayor parte de la década de los 90 han sido particularmente bajas. En ausencia de bajas temperaturas y de un vórtice aislado, podría esperarse una reducción de la pérdida de ozono químico (como fue el caso en la primavera de 1998). No obstante, esa disminución de la pérdida de ozono no constituiría una recuperación química. El Ártico continuará siendo altamente vulnerable a pérdidas estacionales extremas, mientras la concentración de cloro conserve valores altos (p.ej. ~ 3ppb).

Los cálculos de DMO₃ proporcionan una oportunidad para realizar comparaciones cuantitativas directas entre las zonas de igual latitud de ambos hemisferios. Esto no es posible si la comparación se hace utilizando los valores mensuales medios registrados, debido a las grandes diferencias en los niveles de fondo (previos al agujero en la capa de ozono) durante el período invierno/primavera, con 420-450 m atm-cm en la región polar norte y 300-320 m atm-cm en la región polar sur. La Figura 7 muestra el DMO₃ (Mt) dentro del límite del -10% integrado en períodos iguales de 105 días para todas las latitudes superiores a 35°N y a 35°S. Durante los años 80, el promedio de DMO₃ era de 6 000 Mt en las latitudes del sur, frente a las 3 500 Mt en las latitudes del norte. Durante la década de los 90, sin embargo, la reducción sustancial de ozono en las latitudes del hemisferio norte cambió los valores medios a ~10 500 y ~7 800 Mt respectivamente. Estos valores no sólo se hicieron comparables, sino que durante las temporadas de 1993 y 1995, el déficit en latitudes superiores a 35°N excedió al correspondiente de la zona sur (véase la Figura 7). Cálculos similares en las franjas de 35°-50° muestran que el valor medio de DMO₃ en las latitudes medias del hemisferio sur durante la década de los 90 es un -40% menor que en las correspondientes latitudes septentrionales. Las razones de este comportamiento pueden buscarse en una circulación atmosférica más zonal en el

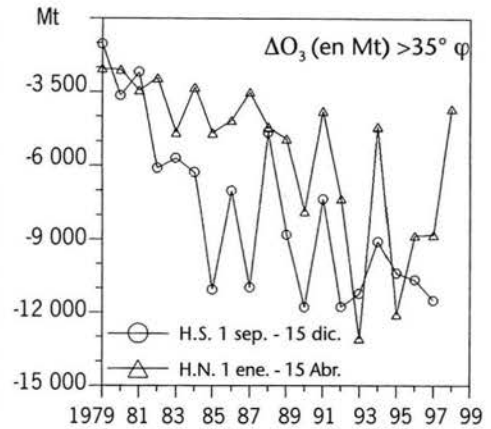


Figura 7 — Déficit de masa de ozono (DMO₃) en Mt integrado en un período de 105 días dentro del límite del -10% en: (a) latitudes al norte de 35°N, del 1 de enero al 15 de abril (rombos); y (b) latitudes al sur de 35°S, del 1 de septiembre al 15 de diciembre (círculos) para cada año desde 1979 (Fuente: Bojkov et al., *Meteor. Atmos. Phys.*, 1998)

hemisferio sur y en el aislamiento casi total del vórtice polar durante muchos meses. No obstante, aún no se entiende demasiado bien este fenómeno.

Los conocimientos sobre los cambios

Basándose en la distribución de cloro/bromo que se ha observado en la estratosfera, algunos modelos predicen una disminución de ozono que tiene una buena concordancia cuantitativa con la distribución en altitud y en latitud de la reducción de ozono medida durante las pasadas décadas, especialmente en las regiones polares. Esto confirma claramente la hipótesis de Rowland y Molina de 1974 que estima que la liberación de CFC en la atmósfera llevaría a una significativa reducción del ozono de la región alta de la estratosfera (con la disminución máxima teniendo lugar en altitudes de unos 40 km). Tanto las observaciones como los modelos han confirmado que los aerosoles sulfatados estratosféricos (ASE) y las nubes estratosféricas polares (NEP) desempeñan un papel clave en la química de la pérdida de ozono a través de reacciones heterogéneas que activan los compuestos de halógenos y desactivan los de nitrógeno. (Puede encontrarse un resumen de los procesos químicos que producen la destrucción del ozono en el *Boletín de la OMM* 44 (1), pág. 48,

Recuadro 2.) La comparación rigurosa entre los cálculos de producción y de pérdida de ozono a 40 km de altitud ha proporcionado una mejor comprensión de los importantes procesos cinéticos del monóxido de cloro (ClO)/cloruro de hidrógeno (HCl).

La disminución rápida del ozono polar requiere ClO intensificado en presencia de la luz solar. El mantenimiento de niveles elevados de ClO a finales del periodo invierno/primavera depende de la temperatura y necesita un proceso heterogéneo que se repita o una desnitrificación. Desde la evaluación de 1994, se ha podido comprobar que los aerosoles líquidos fríos pueden mantener un nivel elevado de ClO en aire no desnitrificado. La activación del cloro en las partículas líquidas de la baja estratosfera (en ASE y NEP líquidas) aumenta intensamente al descender la temperatura y es, al menos, tan efectiva como la que se produce en las partículas sólidas. De aquí que la activación del cloro, que precede a la destrucción del ozono, esté, en una primera aproximación, controlada por la temperatura y por la presión del vapor de agua y, sólo de forma secundaria, por la composición de las partículas.

La mayor parte de la reducción de las columnas de ozono en las latitudes medias durante las dos últimas décadas, surgió como consecuencia de la destrucción en la baja estratosfera. Esta zona está influenciada por la pérdida de ozono químico local que se encuentra, a su vez, intensificada por los ASE relacionados con los aerosoles volcánicos, y por el transporte desde otros lugares. Las características verticales, latitudinales y estacionales de la destrucción del ozono en las latitudes medias concuerdan plenamente con el razonamiento de que los halógenos son la causa primaria. Las bajas cantidades previstas de ozono en las latitudes medias de la estratosfera inferior que siguieron a la erupción del monte Pinatubo y los posteriores aumentos de ozono conforme desaparecían los aerosoles, reforzaron aún más la idea de conexión entre la destrucción del ozono y el cloro antropogénico.

Algunas consecuencias de las variaciones de ozono

La radiación UV

La correlación inversa existente entre la cantidad de ozono en la columna y la

irradiación UV de tipo B ha sido confirmada y firmemente establecida por las numerosas medidas realizadas desde tierra. Estas observaciones han ampliado nuestros conocimientos sobre efectos adicionales, como por ejemplo, el albedo, la altitud, las nubes y los aerosoles, y las diferencias geográficas en las irradiancias UV sobre la superficie terrestre. Se han detectado incrementos en la irradiancia UV del tipo B (p. ej. 1989-1997 en un 1,5% por año a 300 nm y en un 0,8% por año a 305 nm) por medio de algunos espectrorradiómetros terrestres en las latitudes medias (cerca de los 40°) y han sido verificados con el descenso de las cantidades de ozono. Aunque estas variaciones en la radiación UV son coherentes con las estimadas a partir de los datos de los satélites, los registros de datos obtenidos en tierra por medio de instrumentos calibrados y estabilizados de forma apropiada, no bastan para determinar la tendencia por décadas.

Las irradiancias UV entre los 65°S y los 65°N, que ahora incluyen las nubes, la reflectividad de la superficie y los efectos de los aerosoles, se han estimado con el TOMS para 1979-1992. En este periodo, los aumentos en las radiaciones UV que causan eritemas (en % por década) fueron de $3,7 \pm 3,0\%$ a 60°N y $3,0 \pm 2,8\%$ a 40°N. Los aumentos observados en el hemisferio sur fueron mayores ($9 \pm 6\%$ a 60°S y $3,6 \pm 2,0\%$ a 40°S). Se observaron tendencias estadísticamente no significativas entre las latitudes $\pm 30^\circ$. Las irradiancias UV de tipo A promediadas zonalmente (315-340 nm) no han cambiado.

El aumento de la penetración de la radiación UV en la troposfera a consecuencia de la disminución de ozono estratosférico influye en los procesos fotoquímicos más importantes de la troposfera. Los resultados de los modelos sugieren que una disminución de un 1% en el ozono total del Globo lleva a un aumento de un 0,7-1% en el valor medio global del OH troposférico, lo que influiría en el tiempo de vida de algunos gases relacionados con el clima, incluido el metano (CH₄). El conocimiento teórico que se tiene del OH troposférico es, no obstante, incompleto, especialmente teniendo en cuenta las fuentes de OH de la alta troposfera y la contaminación.

Cambio en los parámetros climáticos

Las pérdidas de ozono estratosférico han causado el enfriamiento global de la estratosfera baja y un valor medio negativo del forzamiento radiativo global del sistema climático. Las observaciones por radiosondeo y por satélites ponen de manifiesto una tendencia al enfriamiento global del promedio anual de la baja estratosfera (principalmente en la capa que va de los 16 a los 21 km de altitud) de $-0,6^{\circ}\text{C}$ por década desde mediados de los años 70. En las latitudes medias, la tendencia es mayor ($-0,75^{\circ}\text{C}$ por década en la región que va de 15 a 33 km de altitud) y es coherente con las distintas series de datos. A unos 33 km se observa una pequeña reducción en la tendencia al enfriamiento; en altitudes por encima de 35 km hay un aumento adicional, alcanzándose los $\sim 2^{\circ}\text{C}$ por década a los 50 km.

Se observa un enfriamiento sustancial (unos 3°C por década) en la baja estratosfera polar durante el final del período invierno/primavera en ambos hemisferios. Esto ha sido evidente en el Antártico desde principios de la década de los 80 y en la región ártica desde principios de los 90. Sobre Syowa (69°S), en la capa de la estratosfera baja que va de 15 a 18 km, los valores medios mensuales de octubre, noviembre y diciembre en la década de los 90 fueron menores que sus equivalentes en los años anteriores a 1976 en 10°C , 14°C y 7°C , respectivamente. La contribución a estas tendencias debida a los aumentos de los gases de efecto invernadero que se encuentran en la mezcla, se estima que es menos de una cuarta parte de las debidas a la disminución del ozono. En la estratosfera media y alta, tanto la mezcla de gases de efecto invernadero como las variaciones de ozono contribuyen significativamente al enfriamiento.

Una estratosfera baja más fría origina que menos radiación infrarroja llegue a la superficie y a la troposfera. Cálculos del forzamiento radiativo global medio debido a la disminución de ozono estratosférico desde finales de los años 70 lo sitúan entre $-0,2 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$. Esto compensaría un 30% del forzamiento debido a los incrementos de otros gases de efecto invernadero (es decir, dióxido de carbono (CO_2), CH_4 , dióxido de nitrógeno (NO_2) y halocarburos) en el mismo período. La recuperación del ozono en el próximo siglo

llevará, por lo tanto, a un incremento más rápido del forzamiento radiativo positivo del que habría ocurrido como resultado sólo de los aumentos de otros gases de efecto invernadero. El impacto climático de las tendencias, cada vez más lentas, en las latitudes medias de los últimos dos a tres años y la intensificación de la pérdida de ozono en la zona ártica están aún por evaluar.

El valor medio global del forzamiento radiativo debido a los aumentos del ozono troposférico desde la era preindustrial se estima en $+0,35 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$, lo que está entre el 10 y el 20% del forzamiento debido a los gases de efecto invernadero de larga vida durante el mismo período.

Los modelos acoplados de la circulación general océano-atmósfera se han utilizado también para calcular el efecto de la pérdida de ozono estratosférico en la estructura térmica de la atmósfera. La altitud que se ha obtenido para la transición del calentamiento troposférico al enfriamiento estratosférico, debido al aumento de los gases de efecto invernadero, se corresponde mejor con las observaciones cuando se tiene en cuenta la disminución del ozono.

En la actualidad se dispone de los forzamientos radiativos y de los potenciales de calentamiento global (PCG) para un conjunto de gases cada vez más amplio, que fue revisado en la evaluación de 1998. Las nuevas categorías incluyen moléculas orgánicas fluoradas. El forzamiento radiativo CFC-11 ha sido sustituido por el 12% del valor utilizado por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) en 1990, principalmente debido al uso de un perfil vertical mejorado de la proporción de mezcla del CFC-11. Ésta y otras actualizaciones conducen a PCG relativos al CO_2 que son normalmente un 20% más altos que los facilitados por el IPCC en 1995.

El exceso del CH_4 en la atmósfera continúa aumentando, pero con una disminución de su ritmo de crecimiento. La velocidad media de crecimiento entre 1980 y 1992 de aproximadamente 10 ppb año^{-1} puede compararse con el ritmo de crecimiento de 1997 de unos 4 ppb año^{-1} . La mejor estimación actual de la vida del CH_4 indica que ha descendido a $8,0 \pm 0,5$ años.

El aumento del tráfico aéreo y como consecuencia, de sus emisiones, podrían tener

importantes efectos en la química atmosférica y en la formación de nubes con las correspondientes consecuencias en la capa de ozono y en el sistema climático. Actualmente se está evaluando el entendimiento de los efectos de las emisiones de los aviones como parte del Informe Especial del IPCC "La Aviación y la Atmósfera Global: 1999". Consecuentemente, este tema no ha sido incluido en este estudio.

Recuperación futura de la capa de ozono

Se han logrado grandes reducciones de la producción y liberación a la atmósfera de sustancias depredadoras del ozono (SD-O₃) por medio de las regulaciones internacionales. Si no existiese el Protocolo de Montreal y asumiendo un crecimiento anual (fijo) del 3% en el ritmo de producción, las SD-O₃ habrían conducido a una concentración de cloro equivalente de unas 17 ppb en el año 2050 y a una masiva reducción del ozono (de un 50-70% de los niveles que había antes del año 1976). Además, los efectos hubieran continuado creciendo en los años posteriores al 2050. El Protocolo de Montreal original (1987) habría reducido la concentración de las SD-O₃ a unas ~9 ppb. Las enmiendas de Londres (1990) de unas 4,6 ppb; y las enmiendas y ajustes de Copenhague (1992), Viena (1995) y Montreal (1997) reducen aún más esas cantidades hasta unas ~2,0 ppb alrededor del año 2050 (un exceso similar al de 1980, cuando el agujero en la capa de ozono apareció por primera vez).

Basándose en las emisiones anteriores de SD-O₃ y en una proyección de los máximos permitidos bajo el Protocolo de Montreal, se estima que la mayor reducción de ozono tendrá lugar durante las próximas dos décadas. No obstante, aún estamos lejos de identificar la recuperación de la capa de ozono o alguna evidencia de la misma. La disminución de las cantidades totales de cloro y de bromo en la estratosfera durante el próximo siglo será mucho más lenta que la velocidad de crecimiento observada en las últimas décadas, debido al bajo ritmo con que los procesos naturales eliminan estos compuestos de la estratosfera. El período más vulnerable de la reducción de ozono se extenderá, por tanto, a las siguientes décadas. Además, perturbaciones importantes, como por ejemplo los acontecimientos naturales, tales como los aerosoles volcánicos que alcanzan la

estratosfera y/o temperaturas extremadamente bajas, podrían favorecer la disminución de las sustancias químicas depredadoras del ozono. A principios del próximo siglo podría detectarse el inicio de la recuperación de la capa de ozono si no interviniesen otros factores que los descensos en las concentraciones de cloro y de bromo. Sin embargo, los potenciales aumentos y disminuciones de otros gases importantes en la química del ozono (por ejemplo, el N₂O, el CH₄, y el vapor de agua) así como los cambios en el clima, influirán en su recuperación. Cuando estén combinados con la variabilidad natural de la capa de ozono, estos factores implicarán que, para una concentración futura dada de halógenos, los valores del ozono en la atmósfera es posible que no coincidan con los del pasado. Por consiguiente, se espera que se logren detecciones certeras del comienzo de la recuperación de la capa de ozono bastante después de la carga máxima de SD-O₃ en la estratosfera.

Para conocer la respuesta del ozono a los cambios pasados y futuros de la composición de la atmósfera se utilizaron varios modelos bidimensionales. En el futuro se prevé que la cantidad global de ozono recupere de forma muy lenta los valores que tenía antes de 1980, y el retorno a estos valores dependerá de los escenarios de emisión utilizados en los modelos. El escenario de CH₄ usado para esta evaluación tiene un ritmo de crecimiento inferior que al de evaluación anterior, lo que ralentiza significativamente la recuperación de ozono modelada. Una prioridad importante para entender la recuperación del ozono es el llegar a comprender la tendencia del CH₄.

Como ya se ha mencionado, las temperaturas en los inviernos árticos de la baja estratosfera están, por lo general cercanas al umbral para que se produzca una sustancial activación del cloro, haciendo que el ozono ártico sea especialmente sensible a pequeños cambios de temperatura (es decir, enfriamiento de la baja estratosfera debido a variaciones en los gases de efecto invernadero). En primera instancia, los cálculos preliminares utilizando los modelos de acoplamiento químico-climático sugieren que la recuperación en la región ártica podría verse retrasada por este enfriamiento y, debido a la gran variabilidad natural, la recuperación será difícil de detectar con certeza hasta bien avanzado el próximo siglo.

La detección del comienzo de la recuperación del ozono a partir de la disminución inducida por los halógenos debería ser posible antes en la región antártica que en la ártica o de forma global, porque la variabilidad en la pérdida de ozono en la región antártica es menor. No es posible estimar con certeza cuándo podrá detectarse el comienzo de la recuperación del ozono. No obstante, sí se sabe con seguridad que el comienzo de la recuperación se detectará con un retraso de una o dos décadas después de la máxima concentración de halógenos estratosféricos.

Conclusiones

Los resultados de tres décadas de investigación han aportado una progresiva mejora del entendimiento de la interacción existente entre las actividades humanas y la química y física de la atmósfera global. Se han trasladado nuevas políticas relevantes en la perspectiva con la que afrontar la evolución de los constituyentes atmosféricos a quienes toman decisiones en las esferas gubernamentales y de la industria por medio de los procesos de evaluación de la OMM/PNUMA. Se están tomando acciones internacionales para limitar las emisiones antropogénicas de los gases que originan la degradación del medio ambiente: por medio del Protocolo de Montreal de 1987 sobre sustancias depredadoras del ozono y, más recientemente, a través del Protocolo de Kyoto sobre sustancias que alteran el forzamiento radiativo del sistema climático.

Aunque gracias al Protocolo de Montreal se están reduciendo las SD-O₃, la disminución primaveral del ozono en la Antártida continúa invariable y con los mismos niveles que los observados a principios de los años 90 y se han detectado grandes reducciones de ozono desde 1990 en las regiones árticas en la mayoría de los años caracterizados por un frío inusual y por inviernos prolongados. A pesar de que se espera que la concentración total de SD-O₃ en la estratosfera alcance un máximo para el año 2000, aquella se mantendrá a niveles bastantes altos (>3 ppb) durante muchos años: la capa de ozono se encuentra, por lo tanto, en la actualidad, y lo seguirá estando en la próxima década, en su estado más vulnerable.

Esta vulnerabilidad actual del proceso de disminución de la capa de ozono con respecto

a las próximas décadas surge fundamentalmente del uso anterior de SD-O₃ de larga vida y sus emisiones. Los mayores responsables de los cambios en el ozono podrían ser los procesos naturales y antropogénicos que no están relacionados con los compuestos de cloro y bromo, pero frente a los cuales la capa de ozono se vuelve sensible debido a la elevada abundancia de SD-O₃. Por ejemplo, en las próximas décadas la disminución de ozono en latitudes medias podría crecer por los aerosoles volcánicos que lleguen a la estratosfera; la reducción de ozono en la región ártica podría elevarse a causa de las frías temperaturas polares estratosféricas, que, además, podrían estar relacionadas con los gases de efecto invernadero o con fluctuaciones naturales de la temperatura. Por otra parte, los aumentos en la presencia de CH₄ tenderían a disminuir las pérdidas de ozono catalizadas por el cloro. Pocas opciones están al alcance de nuestras manos para favorecer la recuperación de la capa de ozono; además, si se llevasen a cabo reducirían el tiempo necesario para que se alcanzasen los valores de halógeno previos a la década de los 80, en sólo uno a tres años. Incluso una inmediata y completa eliminación global de todas las emisiones de SD-O₃ daría como resultado que hasta el año 2033 no se consiguiesen concentraciones de halógenos similares a las existentes en los años anteriores a 1980.

Asumiendo una total sumisión al Protocolo de Montreal y sus Enmiendas y Ajustes, se espera que la abundancia estratosférica de SD-O₃ halogenadas recupere sus valores anteriores a 1980 de 2 ppb equivalentes de cloro en las inmediaciones del año 2050. La cantidad de ozono global comenzará a recuperarse lentamente en las décadas venideras hacia sus valores previos a 1980 una vez que las cantidades estratosféricas de los gases depredadores de ozono (halógenos) se encuentren por debajo de -3 ppb. No obstante, los futuros niveles de ozono no sólo estarán controlados por la cantidad de halógenos sino, además, por los excesos de CH₄, NO₂, H₂O, aerosoles sulfatados y por las temperaturas estratosféricas, es decir, por el clima de la Tierra. Para una futura concentración dada de halógenos, el nivel de ozono atmosférico difícilmente será el mismo que el existente en el pasado.

Las cuestiones de la disminución de ozono y del cambio climático están interrelacionadas y, de la misma forma, lo están los Protocolos de Montreal y Kyoto. Los cambios en el ozono afectan al clima, y a su vez, los cambios de las condiciones meteorológicas y climáticas afectan a la capa de ozono, puesto que los fenómenos de la disminución de la capa de ozono y del cambio climático comparten un importante número de procesos químicos y físicos.

Decisiones tomadas o no tomadas bajo uno de los Protocolos, afectarían a las metas del otro. Por ejemplo, algunas decisiones tomadas bajo el Protocolo de Kyoto con respecto a CH₄, NO₂ y CO₂ afectarán al ritmo de recuperación del ozono, mientras que decisiones que tienen que ver con el control de los HFC podrían afectar a las decisiones que tienen que ver con la capacidad de eliminar paulatinamente las sustancias depredadoras del ozono. □

EL PLAN A LARGO PLAZO DE LA OMM – PERSPECTIVAS Y DESAFÍOS

Por N. SEN ROY*

Este artículo se basa en la ponencia presentada por el autor en la Segunda Conferencia Técnica sobre la Gestión de los Servicios Meteorológicos de la AR II (Macao, noviembre de 1997).

Introducción

Planear consiste en tomar medidas para el futuro de manera que pueda haber una respuesta sistemática y controlada ante una situación de emergencia. La planificación nos da una estructura de acción, con parámetros predeterminados de actuación, de modo que las medidas a tomar pueden realizarse con anticipación, evitando las respuestas ad hoc. Esto conlleva formular, regular e instrumentar un grupo de objetivos relacionados entre sí, crear programas y tareas para llevar a cabo los fines planteados en un tiempo preestablecido y disponer de recursos suficientes. La planificación a largo plazo de la OMM ofrece a la Organización la posibilidad de plantear metas, localizar recursos y dirigir la fase de implantación, lo que permite dominar la situación en vez de ser sorprendidos por los acontecimientos. Esto está intrínsecamente relacionado con las aspiraciones, motivaciones y capacidades de

los Miembros, además de con el entorno, tanto exterior como interior, en el que la Organización tiene que trabajar.

El proceso de planificación

Un plan para cualquier organización puede ser global, desarrollando en un conjunto de metas y estrategias. También puede ser sectorial, y en este caso sólo algunos programas específicos del conjunto total de la estructura necesitan desarrollarse de una forma predefinida. Los planes globales tienen en cuenta como un todo las fuentes de recursos disponibles y los objetivos que ha de lograr la organización. Como la OMM funciona en un mundo dinámico, tiene que planificar no sólo de una forma general, sino también para cada programa. Tiene que incorporarse una previsión para las correcciones a medio plazo en cada programa individual y así poder alcanzar la meta general. Esto es necesario porque la planificación constituye un proceso continuo. También es necesario preparar los planes de menor duración, como pueden ser los bianuales o los planes a cuatro años, teniendo en cuenta el marco general a largo plazo, para que puedan ser formulados e instrumentados en el mismo sin pérdida de continuidad.

Todo proceso de planificación ha de partir de las experiencias anteriores, requerimientos actuales, recursos disponibles, aspiraciones, capacidades y motivaciones de los integrantes del plan, así como de los objetivos finales (véase la Figura 1). Esto permitirá formular un

* Director General de Meteorología, Departamento de la India, Vicepresidente Segundo de la OMM, y presidente del Grupo de Trabajo del CE sobre Planes a Largo Plazo