

# **Veinte Preguntas y Respuestas sobre la Capa de Ozono**

*Evaluación Científica del Agotamiento de Ozono: 2002*

Organización Meteorológica Mundial (WMO)  
Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA)  
Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA)  
Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA)  
Comisión Europea

**David W. Fahey**  
**Autor principal**

*Este documento responde algunas  
de las preguntas más frecuentes  
sobre la capa de ozono.*

# VEINTE PREGUNTAS Y RESPUESTAS SOBRE LA CAPA DE OZONO

## Índice

	página
INTRODUCCIÓN .....	P.1
<b>I. EL OZONO EN NUESTRA ATMÓSFERA</b>	
P1. ¿Qué es el ozono y en qué parte de la atmósfera se encuentra? .....	P.3
P2. ¿Cómo se forma el ozono en la atmósfera? .....	P.4
P3. ¿Por qué debemos cuidar el ozono de la atmósfera? .....	P.5
P4. ¿Es uniforme la distribución de ozono que rodea la Tierra? .....	P.6
P5. ¿Cómo se mide el ozono en la atmósfera? .....	P.7
<b>II. EL PROCESO DE AGOTAMIENTO DE OZONO</b>	
P6. ¿Cuáles son las principales etapas del agotamiento de ozono causadas por actividades humanas? .....	P.8
P7. ¿Qué sustancias producidas por el hombre destruyen el ozono? .....	P.10
P8. ¿Qué son los gases de halógeno reactivos que destruyen el ozono estratosférico? .....	P.13
P9. ¿Cuáles son las reacciones de cloro y bromo que destruyen el ozono estratosférico? .....	P.16
P10. ¿Por qué el “Agujero de ozono” apareció sobre la Antártida si las sustancias agotadoras de ozono están presentes en toda la estratosfera? .....	P.18
<b>III. AGOTAMIENTO DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO</b>	
P11. ¿Qué tan serio es el agotamiento de la capa de ozono sobre la Antártida? .....	P.21
P12. La capa de ozono del Polo Ártico, ¿también se agota? .....	P.23
P13. ¿Es muy grande el agotamiento de la capa de ozono? .....	P.25
P14. ¿Los cambios solares y erupciones volcánicas afectan la capa de ozono? .....	P.26
<b>IV. CONTROL DE SUSTANCIAS AGOTADORAS DE LA CAPA DE OZONO</b>	
P15. ¿Existen normas que regulan la producción de sustancias que agotan el ozono? .....	P.28
P16. ¿Ha logrado el Protocolo de Montreal reducir las sustancias agotadoras de ozono en la atmósfera? .....	P.30
<b>V. EFECTOS DEL AGOTAMIENTO DE OZONO</b>	
P17. ¿El agotamiento de la capa de ozono aumenta la radiación ultravioleta sobre la Tierra? .....	P.32
P18. ¿El agotamiento de la capa de ozono es el principal causante del cambio climático? .....	P.34
<b>VI. FUTURO DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO</b>	
P19. ¿Cómo se detectará la mejora de la capa de ozono? .....	P.36
P20. ¿Cuándo se recuperaría la capa de ozono? .....	P.37
<b>TEMAS ADICIONALES</b>	
• Agotamiento del ozono estratosférico .....	P.9
• CFCs más pesados que el aire .....	P.12
• Red mundial de medida de la Capa de Ozono .....	P.15
• Descubrimiento del Agujero de Ozono en la Antártida .....	P.20
• Reposición de la pérdida del ozono “bueno” en la estratosfera .....	P.24

## INTRODUCCIÓN

El ozono es una capa delgada de nuestra atmósfera, sin embargo su presencia es vital para el bienestar de los seres humanos.

Gran parte del ozono se ubica en la parte superior de la atmósfera llamada estratosfera, a más de 10 kilómetros por encima de la superficie de la Tierra. El 90% del ozono atmosférico se ubica en la “capa de ozono” que nos protege de los rayos ultravioletas dañinos que emite el sol.

A mediados de la década de 1970 se comprobó que algunos de los productos químicos producidos por el ser humano destruían el ozono, agotando la capa de este componente. Como consecuencia, aumenta la radiación ultravioleta en la superficie terrestre, lo que puede resultar en un aumento de la incidencia del cáncer de piel y cataratas.

Los investigadores profundizaron sus estudios para una mejor comprensión sobre el problema del agotamiento de la capa de ozono. Estaciones de monitoreo de la atmósfera descubrieron el aumento de la presencia de sustancias químicas agotadoras de la capa de ozono. Este fenómeno se relaciona con el aumento de la producción de sustancias químicas tales como clorofluorocarbonos (CFCs) que se usan en refrigeración, aire acondicionado, aerosoles y en la industria de la limpieza. Mediciones realizadas en laboratorios y en la atmósfera han identificado las reacciones químicas que destruyen el ozono. Por medio de datos numéricos es posible calcular el nivel de agotamiento de ozono sufrido hasta el momento y predecir daños futuros.

Observaciones realizadas en la capa de ozono han demostrado que su pérdida está efectivamente ocurriendo. Y se ha determinado que la destrucción más severa se localiza sobre la Antártida, conocida como el “agujero de ozono”. También se ha observado el adelgazamiento de la capa de ozono en otras regiones del mundo como en el Ártico y en latitudes medias del hemisferio norte.

La labor de varios científicos de diferentes partes del mundo han contribuido para establecer una base sólida y científica para un mejor entendimiento del proceso de agotamiento de ozono. Gracias a ello, ahora sabemos que el ozono se está agotando efectivamente y cuáles son sus causas. Lo que es más importante, es que se ha descubierto

que de continuar el aumento de la presencia de sustancias agotadoras de ozono, la capa de ozono estará aún más dañada.

Respondiendo a este problema, los gobiernos de los diferentes países del mundo han firmado en 1987 el Protocolo de Montreal como una medida global para hacer frente a este problema que afecta a todas las personas del mundo. Gracias al cumplimiento de las normas establecidas en dicho Protocolo, sus enmiendas y ajustes, controlando el uso de las sustancias químicas, sumado al desarrollo industrial de sustancias sustitutas “no agotadoras de ozono”, la acumulación de gases agotadores de ozono se ha frenado e incluso disminuido. Esto ha reducido el riesgo de futuros daños a la capa de ozono. Debemos continuar con la aplicación del Protocolo para recuperar la capa de ozono hacia fines del siglo XXI.

Actualmente, el día 16 de setiembre de cada año se celebra el Día Internacional para la Preservación de la Capa de Ozono, para conmemorar la firma del Protocolo de Montreal.

En este emprendimiento se han logrado muchísimas cosas: descubrimientos científicos, entendimiento, decisiones y acciones. También han participado muchos científicos, técnicos, economistas, expertos en leyes y políticos. El ingrediente fundamental en este proceso siempre ha sido el diálogo.

Para favorecer una interacción continua, se incluyen en esta publicación 20 preguntas y respuestas sobre el complejo tema del agotamiento de la capa de ozono, a partir de la *Evaluación Científica sobre el Agotamiento de Ozono*. Las preguntas tratan sobre la naturaleza del ozono en la atmósfera, las sustancias químicas que causan su agotamiento, la forma en que se agota el ozono y las perspectivas de la capa de ozono. En letra itálica se presenta una breve respuesta para cada pregunta y luego sigue una ampliación sobre el tema. Las respuestas están basadas en informaciones que fueron presentadas en el año 2002 y en informes de evaluaciones presentadas en años anteriores. Los datos y las respuestas que se presentan en esta publicación fueron elaborados y revisados por un grupo importante de científicos internacionales.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> El informe fue preparado y revisado por 74 científicos que participaron en la Reunión de Evaluación Científica del Ozono en 2002 (Les Diablerets, Suiza, 24-28 de Junio de 2002). Las siguientes personas han colaborado con informes, revisiones y comentarios adicionales: A.-L.N. Ajavon, D.L. Albritton, S.O. Andersen, P.J. Aucamp, G. Bernhard, M.P. Chipperfield, J.S. Daniel, S.B. Díaz, E.S. Dutton, C.A. Ennis, P.J. Fraser, R.-S. Gao, R.R. García, M.A. Geller, S. Godin-Beekmann, M. Graber, J.B. Kerr, M.K.W. Ko, M.J. Kurylo, M. McFarland, G.L. Manney, K. Mauersberger, G. Mégie, S.A. Montzka, R. Müller, E.R. Nash, P.A. Newman, S.J. Oltmans, M. Oppenheimer, L.R. Poole, G. Poulet, M.H. Proffitt, W.J. Randel, A.R. Ravishankara, C.E. Reeves, R.J. Salawitch, M.L. Santee, G. Seckmeyer, D.J. Siedel, K.P. Shine, C.C. Sweet, A.F. Tuck, G.J.M. Velders, R.T. Watson, y R.J. Zander.

## I. EL OZONO EN NUESTRA ATMOSFERA

**P1:** ¿Qué es el ozono y en qué parte de la atmósfera se encuentra?

*El ozono es un gas que está presente naturalmente en nuestra atmósfera. Cada molécula de ozono contiene tres átomos de oxígeno y su fórmula química es  $O_3$ . El ozono se encuentra principalmente en dos zonas de la atmósfera. Cerca del 10% del ozono atmosférico se encuentra en la tropósfera, la capa más cercana a la superficie terrestre (entre unos 10 a 16 kilómetros). El resto del ozono (el 90%) se encuentra en la estratósfera, concentrándose en la parte superior de la tropósfera y hasta unos 50 kilómetros de altitud. Esa gran parte de ozono presente en la estratósfera, se denomina comúnmente como “la capa de ozono”.*

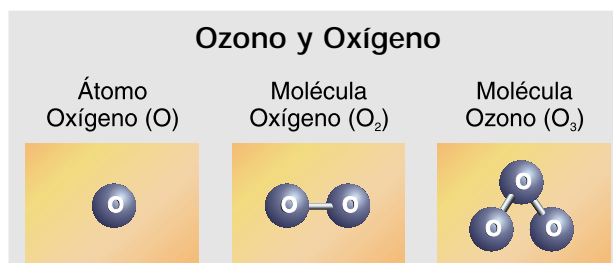
El ozono es un gas que está presente naturalmente en nuestra atmósfera. Dado que cada molécula de ozono contiene tres átomos de oxígeno (ver **Figura P1-1**), químicamente se representa  $O_3$ . El ozono fue descubierto en experimentos de laboratorio a mediados del 1800. Su presencia en la atmósfera fue luego descubierta mediante estudios químicos y mediciones ópticas. La palabra ozono deriva del griego, *ozein* que significa “oler”. El ozono tiene un fuerte olor que hace que se detecte aún en pequeñas cantidades. El ozono reacciona rápidamente con varios compuestos químicos y es explosivo en cantidades concentradas. Comúnmente se usan descargas eléctricas para fabricar el ozono para uso industrial, que incluye el purificado del agua y aire, y el planchado de textiles y para productos alimenticios.

**Ubicación del ozono.** La mayor parte del ozono (cerca del 90%) se encuentra en la estratósfera, una zona que comienza a unos 10 a 16 kilómetros (6-10 millas) por encima de la superficie terrestre y se extiende hasta unos 50 kilómetros (31 millas) de altitud (ver **Figura P1-2**). La estratósfera comienza a mayores altitudes (16 kilómetros) en las zonas de los trópicos que en las regiones polares (10 kilómetros). La mayor concentración de ozono se encuentra en la estratósfera, y es llamada comúnmente “la capa de ozono”. El resto, cerca del 10%, se encuentra en la tropósfera, la zona más baja de la atmósfera, entre la superficie y la estratósfera.

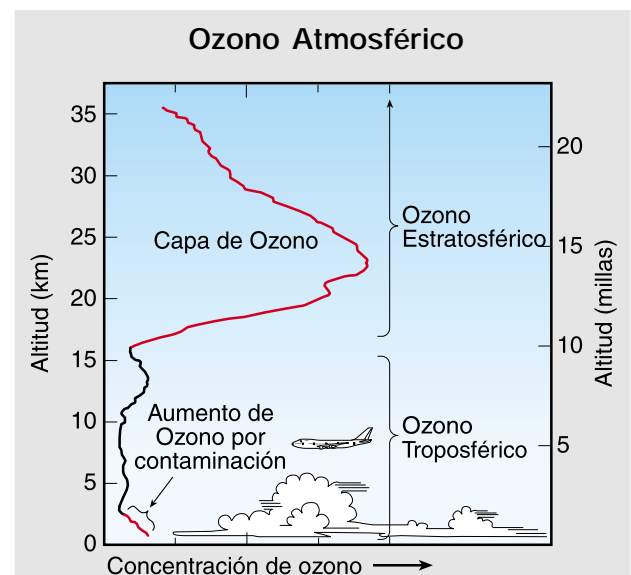
**Concentración de ozono.** La concentración de ozono en la atmósfera es relativamente baja. En la estratósfera,

cerca del límite de la capa de ozono, se encuentran unas 12.000 moléculas por cada mil millones de moléculas de aire. La mayoría de las moléculas de aire consisten en moléculas de oxígeno ( $O_2$ ) o nitrógeno ( $N_2$ ). En la tropósfera, cerca de la superficie terrestre, la presencia de ozono es más escasa, en un rango de 20 a 100 moléculas de ozono por cada mil millones de moléculas de aire. El aumento de la presencia de ozono cerca de la superficie terrestre es causado por el aire contaminado que resulta de la actividad del hombre.

Para ilustrar la baja concentración de ozono en nuestra atmósfera, realicemos el supuesto de juntar todas las moléculas de ozono en la tropósfera y estratósfera sobre la superficie terrestre, distribuyendo en forma uniforme dichas moléculas en una capa de gas que cubra todo el globo. La capa resultante de ozono puro tendrá apenas el grosor de la mitad de un centímetro (una cuarta parte de pulgada).



**Figura P1-1. Ozono y Oxígeno.** Una molécula de ozono ( $O_3$ ) contiene tres átomos de oxígeno ( $O$ ) enlazados. Las moléculas de oxígeno ( $O_2$ ) que constituyen el 21% de la atmósfera, tienen dos átomos de oxígeno enlazados.



**Figura P1-2. Ozono Atmosférico.** El ozono está presente en la zona inferior de la atmósfera y se concentra mayormente en la “capa de ozono” de la estratósfera. En la tropósfera el ozono se forma como resultado de la contaminación por la acción del hombre.

**P2:** ¿Cómo se forma el ozono en la atmósfera?

*El ozono se forma en la atmósfera como resultado de una serie de reacciones químicas donde interviene la luz solar. En la estratósfera, el proceso comienza con la separación de una molécula de oxígeno (O<sub>2</sub>) por la radiación solar UV. En la capa inferior de la atmósfera (tropósfera), el ozono se forma mediante diferentes reacciones químicas donde intervienen gases que contienen hidrocarburos y nitrógeno.*

**Ozono estratosférico.** En la estratósfera, el ozono se forma naturalmente en una serie de reacciones químicas donde intervienen rayos solares ultravioletas y moléculas de oxígeno que constituyen el 21% de la atmósfera. Como primer paso, la luz solar rompe una molécula de oxígeno (O<sub>2</sub>) para producir dos átomos de oxígeno (2 O) (ver **Figura P2-1**). En el segundo paso, cada átomo se combina con una molécula de oxígeno para producir una molécula de ozono (O<sub>3</sub>). Estas reacciones se producen en forma continua cuando la radiación ultravioleta está presente en la estratósfera. Por lo tanto, en la estratósfera de las zonas tropicales se produce mayor cantidad de ozono.

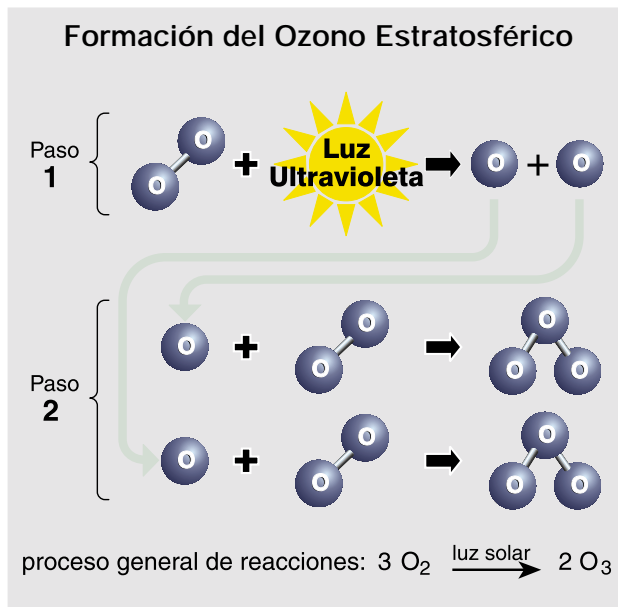
La producción del ozono estratosférico es balanceada por su destrucción en las reacciones químicas. El ozono

reacciona continuamente en la estratósfera con una gran variedad de sustancias químicas naturales y las producidas por el hombre. En cada reacción, se destruye una molécula de ozono formando otros compuestos químicos. Gases importantes que destruyen el ozono por reacción son aquellos que contienen cloro y bromo (ver P8).

Parte del ozono de la estratósfera es transportado hacia abajo, a la tropósfera y puede tener influencia en la cantidad de ozono cerca de la superficie terrestre, particularmente en zonas remotas del globo, libres de contaminación.

**Ozono troposférico.** Cerca de la superficie de la Tierra, el ozono es producido por reacciones químicas donde intervienen gases de origen natural y otros que son producidos por el hombre. En las reacciones intervienen sustancias como óxidos de hidrocarburos y de nitrógeno y se requiere la luz solar. La combustión de combustibles fósiles es una fuente importante de contaminación para producir ozono en la tropósfera. La formación de ozono en la tropósfera no contribuye al aumento del ozono en la estratósfera ya que su cantidad es insignificante. Tal como sucede en la estratósfera, el ozono en la tropósfera se destruye naturalmente en reacciones químicas con sustancias producidas por el hombre. El ozono troposférico también es destruido cuando reacciona con elementos de la superficie.

**Balance de procesos químicos.** La concentración de ozono en la estratósfera y en la tropósfera es balanceada con los procesos químicos que producen y destruyen el ozono. El balance es determinado por la cantidad de gases reactivos y la efectividad de reacción varía con la intensidad de la radiación solar, ubicación en la atmósfera, temperatura y otros factores. Si las condiciones atmosféricas cambian para favorecer las reacciones que producen ozono en ciertos lugares, aumentará la concentración de ozono. De igual modo, si las condiciones cambian para favorecer la destrucción de ozono, disminuirá su concentración. El balance de las reacciones para producir y destruir el ozono, combinado con el movimiento del aire atmosférico determina la distribución global de ozono medibles en escalas de tiempo basados en días o varios meses. En las últimas décadas ha disminuido la concentración del ozono a nivel global debido al aumento de la presencia de gases que contienen cloro y bromo en la estratósfera (ver P13).



**Figura P2-1. Formación del Ozono Estratosférico.** El ozono se forma naturalmente en la estratósfera en dos pasos. En el Paso 1, la radiación solar UV separa una molécula de oxígeno para formar dos átomos de oxígeno libres. En el Paso 2, estos átomos pasan por un proceso de unión con otras moléculas de oxígeno para formar dos moléculas de ozono. En todo el proceso, tres moléculas de oxígeno reaccionan para formar dos moléculas de ozono.

### P3: ¿Por qué debemos cuidar el ozono de la atmósfera?

*El ozono de la estratósfera absorbe los rayos solares ultravioletas que son perjudiciales para los seres vivos. Por esta razón, el ozono de la estratósfera se considera el “ozono bueno”. Por el contrario, el ozono presente cerca de la superficie terrestre que es resultado de sustancias contaminantes se considera “ozono malo” porque puede ser dañino para los seres vivos. Pero el ozono se forma naturalmente en la capa inferior de la atmósfera y tiene efectos beneficiosos porque contribuye a eliminar elementos contaminantes de la atmósfera.*

Todas las moléculas de ozono son químicamente idénticas, cada una con tres átomos de oxígeno. Pero el ozono de la estratósfera tiene efectos muy diferentes sobre seres humanos y otros seres vivos que el ozono de la tropósfera.

**Ozono bueno.** El ozono de la estratósfera es “bueno” para el hombre y otras formas de vida porque absorbe las radiaciones solares UV-B (ver *Figura P3-1*). Si no fueran absorbidas, esas radiaciones UV-B llegarían a la superficie terrestre en tales cantidades que serían dañinas para muchos seres vivos. En el caso de los seres humanos, al aumentar la exposición a los rayos UV-B, es mayor el riesgo de contraer cánceres de piel (ver *P17*), cataratas y sufrir daños en el sistema inmunológico. La excesiva exposición a las radiaciones UV-B también daña el crecimiento de plantas, organismos unicelulares y el ecosistema acuático. La otra radiación, UV-A, que no es absorbida mayormente por el ozono, causa envejecimiento prematuro de la piel.

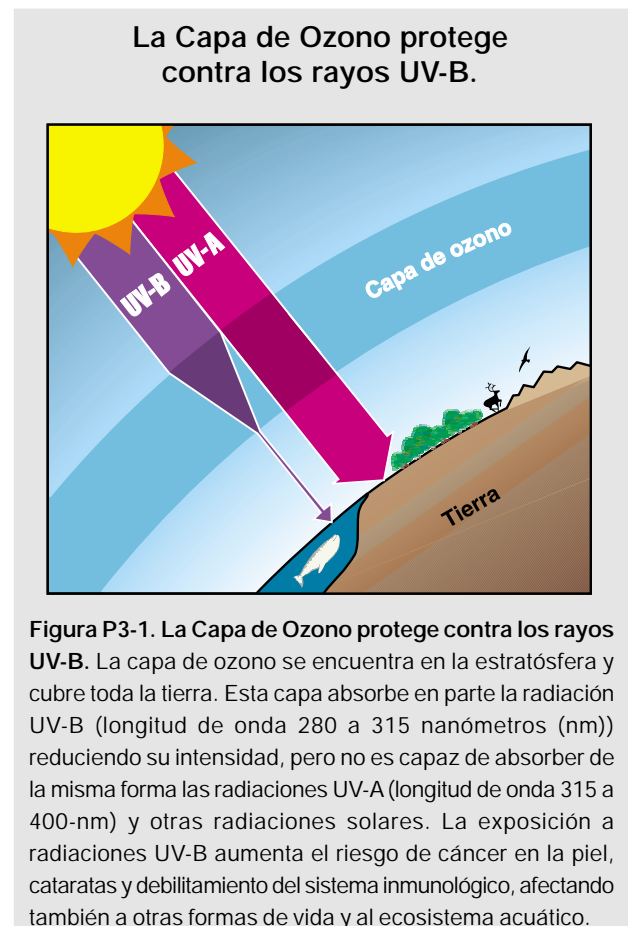
La absorción de radiaciones UV-B por el ozono es una fuente de calor en la estratósfera que contribuye a mantener la temperatura estable. De esta forma, el ozono juega un papel importante para controlar la temperatura de la atmósfera terrestre.

**Necesidad de proteger el ozono bueno.** A mediados de la década de 70, se descubrió que ciertas sustancias producidas por el hombre agotaban el ozono de la estratósfera (ver *P6*). La escasez de ozono hace que la intensidad de rayos UV-B en la Tierra sea mayor. En este sentido, grandes esfuerzos se están realizando a nivel mundial para proteger la capa de ozono regulando el uso de las sustancias agotadoras de ozono (ver *P15* y *P16*).

**Ozono malo.** El ozono también se forma en la región más cercana a la superficie terrestre por reacciones químicas causadas por la presencia de gases contaminantes fabricadas por el hombre. Este ozono es “malo” porque entra en contacto directo con los seres vivos. El alto nivel de ozono es perjudicial para organismos vivos porque este reacciona violentamente para destruir o alterar otras moléculas. El exceso de exposición al ozono disminuye el rendimiento de las cosechas y enlentece el crecimiento de los bosques. En los seres humanos, reduce la capacidad pulmonar, causa dolores de pecho, irritación en las vías respiratorias y empeora las enfermedades pulmonares y cardíacas. Además, el aumento del ozono en la tropósfera conlleva al calentamiento de la superficie terrestre (ver *P18*). Los efectos negativos del ozono troposférico contrastan con los efectos positivos del ozono estratosférico que absorbe las perjudiciales radiaciones UV-B.

**Disminuir el ozono malo.** Disminuyendo la emisión de sustancias contaminantes es posible reducir el ozono «malo» del aire que nos rodea. Las grandes ciudades son responsables de gran parte de la contaminación por el volumen de consumo de combustibles fósiles y por la intensa actividad industrial. Varios programas a nivel mundial ya han logrado reducir la emisión de contaminantes que forman el ozono en la capa inferior de la atmósfera.

**Ozono natural.** El ozono es un elemento natural de la atmósfera. Aun sin la actividad del hombre, el ozono estaría presente por toda la estratósfera y la tropósfera. El rol del ozono en la atmósfera incluye ayudar a eliminar gases que están presentes en forma natural y los producidos por el hombre. Si todo el ozono desapareciera de la capa inferior de la atmósfera, aumentaría la presencia de otros gases como el metano, monóxido de carbono y óxidos de nitrógeno.





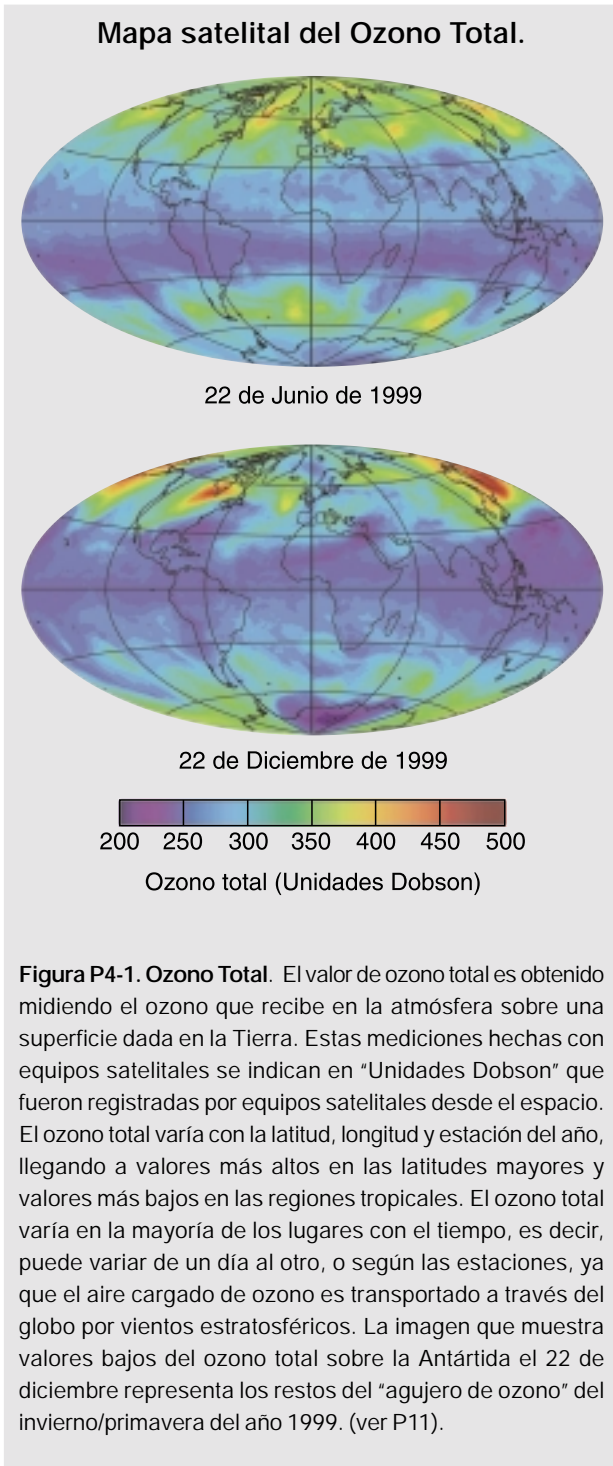
**P4:** ¿Es uniforme la distribución de ozono que rodea la Tierra?

*No, la cantidad total de ozono que rodea la Tierra varía según el lugar y la duración en el tiempo en que se mida. Las variaciones se deben a los vientos estratosféricos y a la producción y destrucción química del ozono. El ozono total es por lo general más reducido en la zona del Ecuador y más abundante en los polos por los vientos estacionales de la estratósfera.*

**Medición de ozono.** Se realizan mediciones para obtener la cantidad total de ozono en la atmósfera en cualquier punto de la superficie de la Tierra trazando una columna vertical desde la superficie. El ozono total incluye aquel que está presente en la estratósfera y en la tropósfera (ver **Figura P1-2**). El ozono de la tropósfera constituye solamente un 10% del ozono total. Los valores de la cantidad total de ozono se expresan en Unidades Dobson “U.D.” (*Dobson Units*). Los valores típicos oscilan entre 200 y 500 UD (ver **Figura P4-1**). El valor total de 500 UD, por ejemplo, equivale a una capa de ozono puro de solamente 0,5 centímetros de espesor.

**Distribución global.** La cantidad de ozono total varía con la latitud en el globo. Los niveles más altos se dan en latitudes medias y altas (ver **Figura P4-1**). Esto se debe a que los vientos que hacen circular el aire en la estratósfera trasladan el aire tropical con abundante ozono hacia los polos en otoño e invierno. Las regiones con bajo nivel de ozono son las latitudes polares en invierno y primavera, por la destrucción química de ozono causada por gases de cloro y bromo (ver **P11** y **P12**). El valor más bajo del ozono total (sin ser en la Antártida en primavera) se registra en los trópicos en todas las estaciones, en parte porque el grosor de la capa de ozono es más delgada en los trópicos.

**Variaciones naturales.** El ozono total varía según las diferentes partes del globo por dos motivos. En primer lugar, los vientos estratosféricos pueden trasladar ozono a diferentes regiones. Los movimientos de aire pueden aumentar el grosor de la capa de ozono cercana a los polos aumentando el valor del ozono total en esas regiones. En segundo lugar, la cantidad de ozono total puede variar como resultado de cambios en el balance de reacciones químicas de producción y destrucción por los movimientos de aire hacia diferentes lugares del globo. Por otra parte, la falta de radiaciones solares ultravioletas disminuye la formación de ozono. Los científicos continúan investigando la relación entre las reacciones químicas y los movimientos de aire que determinan los diferentes patrones de presencia de ozono como se muestra en la **Figura P4-1**. Las variaciones de ozono son observadas sistemáticamente por gran número de científicos en estaciones terrestres y mediante equipos satelitales. Estos estudios permiten determinar la incidencia que tiene la actividad del hombre en el agotamiento de ozono.



**P5: ¿Cómo se mide el ozono en la atmósfera?**

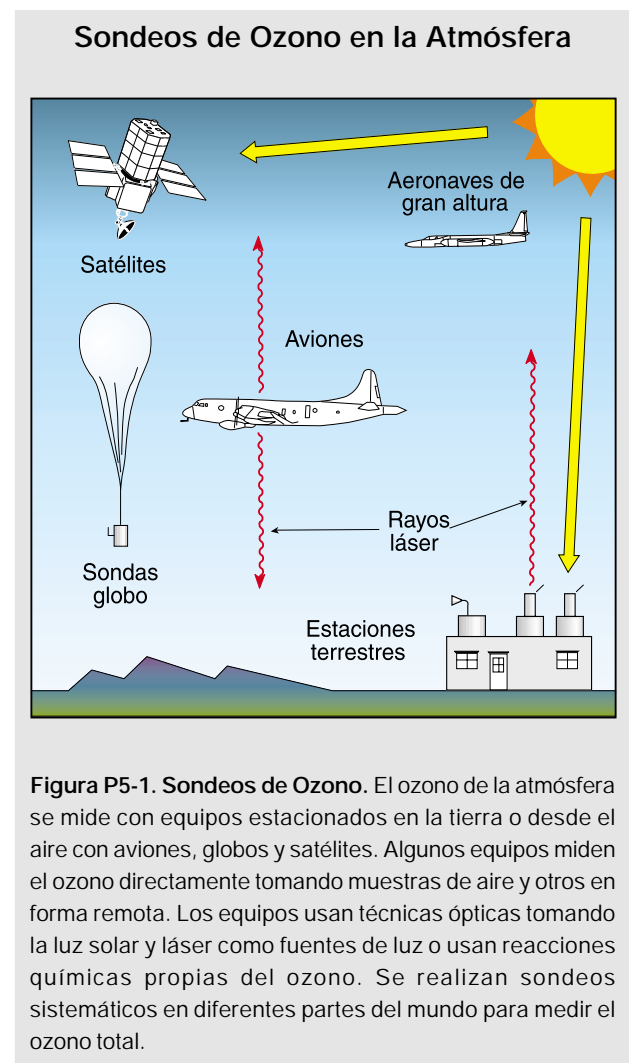
*La cantidad de ozono en la atmósfera se mide mediante equipos instalados en la Tierra y otros llevados al aire en globos, aviones y satélites. Algunos sondeos se realizan llevando el aire a los instrumentos que tienen sistemas que detectan el ozono. Otros sondeos están basados en la absorción de luz en la atmósfera. En este caso, se despliega un rayo láser o se mide la luz solar que atraviesa una parte de la atmósfera conteniendo ozono.*

La concentración de ozono en la atmósfera se mide de varias formas (ver **Figura P 5-1**) analizando las propiedades ópticas y químicas del ozono. Existen técnicas de sondeo *directas* y *remotas*. Estas técnicas han sido fundamentales para monitorear los cambios en la capa de ozono y para profundizar nuestros conocimientos sobre el proceso de variación de la concentración de ozono.

**Sondeos directos.** En las mediciones directas del ozono atmosférico, se lleva el aire directamente al equipo. Una vez dentro del equipo, se mide el ozono mediante la absorción de la luz ultravioleta (UV) o por la corriente eléctrica producida en la reacción química de ozono. Este método es usado por las “ozonosondas”, que son módulos prácticos para medir ozono y se lanzan en globos. Los pequeños globos ascienden lo suficientemente alto en la atmósfera para medir el ozono en la capa de ozono estratosférica. Las ozonosondas se lanzan semanalmente en diferentes partes del mundo. Equipos medidores de ozono con esquemas de detección óptica o química también se usan a bordo de aeronaves para medir la distribución del ozono en la tropósfera y en la estratósfera inferior. Aeronaves de investigación de gran altitud pueden llegar a la capa de ozono en la mayoría de los lugares del mundo y más allá de la capa en las regiones polares. Las mediciones de ozono también son realizadas por algunos aviones comerciales.

**Sondeos remotos.** Las mediciones remotas de la concentración de ozono se obtienen mediante detección del ozono a gran distancia de los equipos. La mayoría de esta clase de sondeos se basa en la absorción de radiaciones UV. Las fuentes de radiación UV son el sol y láser. Por ejemplo, los satélites usan la absorción de rayos solares UV por la atmósfera o la absorción de luz solar distribuida en la superficie terrestre para medir casi diariamente el ozono que cubre la Tierra. Una red de detectores estacionados en la superficie terrestre mide el ozono por la cantidad de luz solar UV que llega a la Tierra. Otros equipos miden el ozono usando su absorción de radiación infrarroja o visible, o la emisión de microondas de la radiación infrarroja. Así se obtienen

con técnicas de mediciones remotas la cantidad de ozono total y la distribución vertical de ozono. También se despliegan láser en forma sistemática sobre estaciones de superficie o aeronaves para detectar ozono a lo largo de su recorrido.





II. EL PROCESO DE AGOTAMIENTO DE OZONO

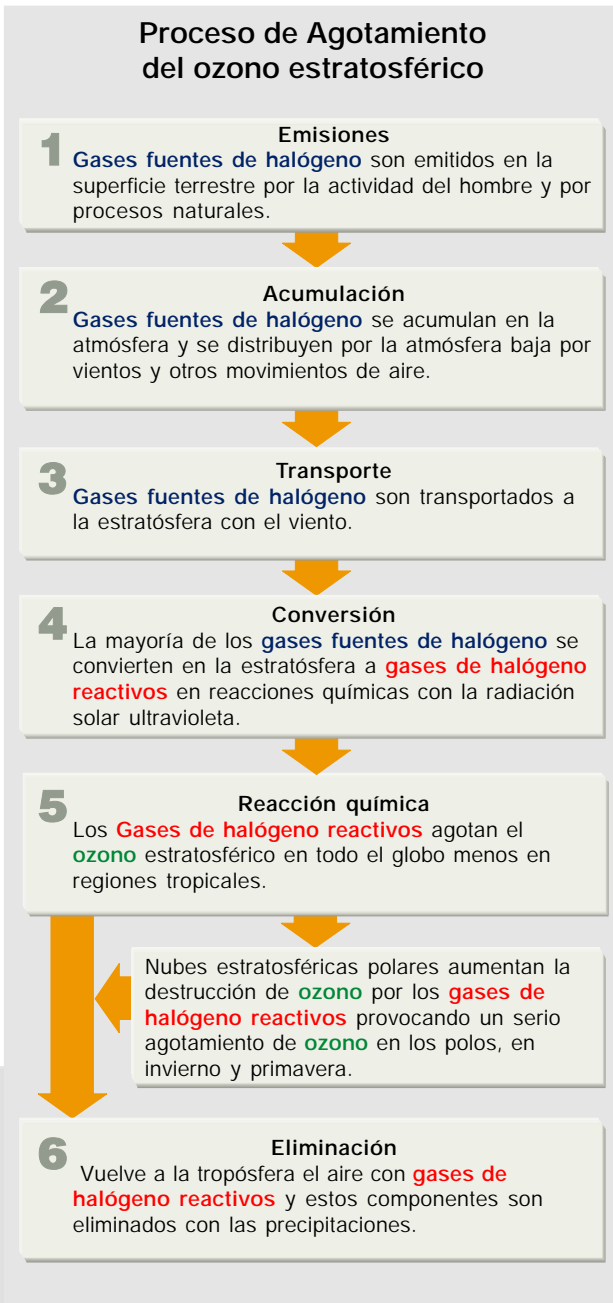
**P6:** ¿Cuáles son las principales etapas del agotamiento de ozono causado por actividades humanas?

*La etapa inicial de la destrucción del ozono estratosférico por actividades humanas consiste en la emisión de gases que contienen cloro y bromo en la superficie terrestre. La mayoría de estos gases se acumulan en la atmósfera baja por no ser reactivos y no se disuelven con la lluvia o nieve. Esos gases luego son transportados a la estratósfera donde se hacen más reactivos y destruyen el ozono. Finalmente, cuando el aire vuelve a la atmósfera baja, el cloro y bromo reactivos son removidos con precipitaciones de lluvia y nieve.*

**Emisión, acumulación y transporte.** En la *Figura P6-1* se describen las etapas principales del proceso de agotamiento del ozono estratosférico causado por la actividad del hombre. El proceso comienza con la *emisión* de gases fuentes de halógeno en la superficie terrestre (ver *P7*). Los gases fuentes de halógeno incluyen gases manufacturados que contienen cloro o bromo que son liberados en la atmósfera por las diferentes actividades del hombre. Los clorofluorocarbonos (CFCs) por ejemplo, son gases que contienen cloro. Estas sustancias se *acumulan* en la atmósfera baja (tropósfera) y luego son transportadas hacia la estratósfera. La acumulación se produce porque esas sustancias no reaccionan en la atmósfera baja (tropósfera) y ciertas cantidades se disuelven en aguas oceánicas.

Algunas emisiones de sustancias halogenadas son de origen natural (ver *P7*). Estas emisiones también se acumulan en la tropósfera y son transportadas hacia la estratósfera.

**Conversión, reacción y destrucción.** Los gases fuentes de halógeno no reaccionan directamente con el ozono. Una vez que llegan a la estratósfera, se *convierten* químicamente en halógeno reactivo por la radiación solar ultravioleta (ver *P8*). Estos gases reaccionan químicamente y destruyen el ozono en la estratósfera (ver *P9*). La destrucción del ozono debido a estos gases reactivos se estima que es menor en las zonas tropicales y cerca del 10% del total en las zonas de latitudes medias (ver *P13*). En los polos, la presencia de nubes polares estratosféricas aumenta ampliamente la concentración de gases de halógeno



**Figura P6-1. Proceso de agotamiento del ozono estratosférico.** El proceso comienza con la emisión de gases fuentes de halógenos en la superficie terrestre y termina cuando los gases de halógeno reactivos son dispersados por las precipitaciones en la tropósfera y depositados en la superficie terrestre. En la estratósfera, el monóxido de cloro (ClO) y el monóxido de bromo (BrO) destruyen el ozono.

reactivos (ver *P10*). De esta forma el ozono en los polos se agota en invierno y primavera (ver *P11* y *P12*). Luego de algunos años, el aire de la estratosfera vuelve a la tropósfera, llevando los gases de halógeno reactivos que son removidos de la atmósfera por la lluvia y otras precipitaciones y se depositan en la superficie terrestre. Con esta remoción termina la destrucción de ozono por los átomos de cloro y bromo que fueron liberados en la atmósfera como componentes de moléculas de los gases fuentes de halógeno.

**Conversión troposférica.** Los gases fuentes de halógeno, en poco tiempo (ver *P7*) pasan por conversiones

químicas en la tropósfera, formando gases de halógeno reactivos y otros compuestos. Los que no pasan por la conversión, se acumulan en la tropósfera y son transportados a la estratosfera. Debido a que son eliminados con las precipitaciones, sólo una pequeña parte de los gases de halógeno reactivos son transportados a la estratosfera. Ejemplos de gases que pasan por este proceso son los HCFCs, que se usan como sustitutos de otros gases fuentes de halógeno (ver *P15* y *P16*), bromoformo, y gases que contienen yodo (ver *P7*).

### Entendiendo el agotamiento del ozono estratosférico

Los científicos han investigado sobre el agotamiento de ozono a través de una serie de estudios en laboratorio, modelos numéricos y observaciones estratosféricas. En *los estudios de laboratorio* se han descubierto y evaluado las reacciones químicas que ocurren en la estratosfera. Las reacciones químicas entre dos sustancias siguen reglas físicas bien definidas. Algunas de estas reacciones ocurren en la superficie de las partículas formadas en la estratosfera. Se han estudiado una variedad de moléculas que contienen cloro, bromo, flúor, yodo y otros componentes de la atmósfera tales como oxígeno, nitrógeno e hidrógeno. Estos estudios demuestran que existen reacciones de cloro y bromo que están directa o indirectamente relacionadas con la destrucción de ozono en la atmósfera.

Con *modelos numéricos* se ha estudiado el efecto de un conjunto de reacciones bajo condiciones químicas y físicas propias de la estratosfera. Dichos modelos incluyen el viento, temperatura del aire y las variaciones diarias y estacionales de la luz solar. En esos análisis, se ha demostrado que el cloro y bromo reaccionan como catalizadores donde un átomo de cloro o bromo puede destruir varias moléculas de ozono. Los resultados de modelos se comparan con observaciones anteriores para evaluar nuestros conocimientos sobre la atmósfera y considerar la importancia de nuevas reacciones estudiadas en laboratorio. Estos datos permiten a los investigadores entender sobre los cambios atmosféricos futuros y otros modelos paramétricos.

A través de *observaciones estratosféricas* se han estudiado las diferentes sustancias presentes en la estratosfera y el nivel de sus concentraciones. Los estudios han demostrado que los gases fuentes de halógeno y los gases de halógeno reactivos se encuentran en la estratosfera en cantidades previstas. Por ejemplo, el ozono y monóxido de cloro (ClO) fueron estudiados con varios equipos estacionados en la Tierra y a bordo en el aire, a través de satélites, globos y aeronaves para detectar ozono y ClO a distancia usando señales ópticas y de microondas. Las aeronaves de gran altura y los equipos en globos detectan los gases directamente en la estratosfera. Por ejemplo, estas observaciones muestran que el ClO está presente en grandes cantidades en la estratosfera antártica y ártica en invierno y primavera, cuando el agotamiento de la capa de ozono llega a niveles muy altos.

**P7: ¿Qué sustancias producidas por el hombre destruyen el ozono?**

Algunos procesos industriales y productos de consumo emiten sustancias halogenadas. Estas sustancias contienen átomos de cloro y bromo que agotan la capa de ozono. Por ejemplo, los clorofluorocarbonos (CFCs) e hidroclorofluorocarbonos (HCFCs), que se usaban en la mayoría de los sistemas de refrigeración y aire acondicionado, llegan a la estratósfera donde sus enlaces moleculares se rompen liberando átomos de cloro y éstos destruyen el ozono. Otros ejemplos de sustancias agotadoras de ozono producidas por el hombre son los “halones” usados en extintores de fuego y contienen átomos de bromo que son las que atacan el ozono. La producción y el consumo de las sustancias agotadoras de ozono están reguladas a nivel mundial por el Protocolo de Montreal.

**Cloro y bromo producidos por el hombre.** La actividad del hombre produce gases fuentes de halógenos que contienen átomos de cloro y bromo. Estos compuestos llegan a la atmósfera y terminan destruyendo el ozono de la estratósfera. Las sustancias

agotadoras de ozono que sólo contienen carbono, cloro y flúor se llaman “clorofluorocarbonos”, que se abrevian CFCs. Estas sustancias CFCs, junto con el tetracloruro de carbono ( $CCl_4$ ) y metilcloroformo ( $CH_3CCl_3$ ), son las principales sustancias producidas por el hombre que

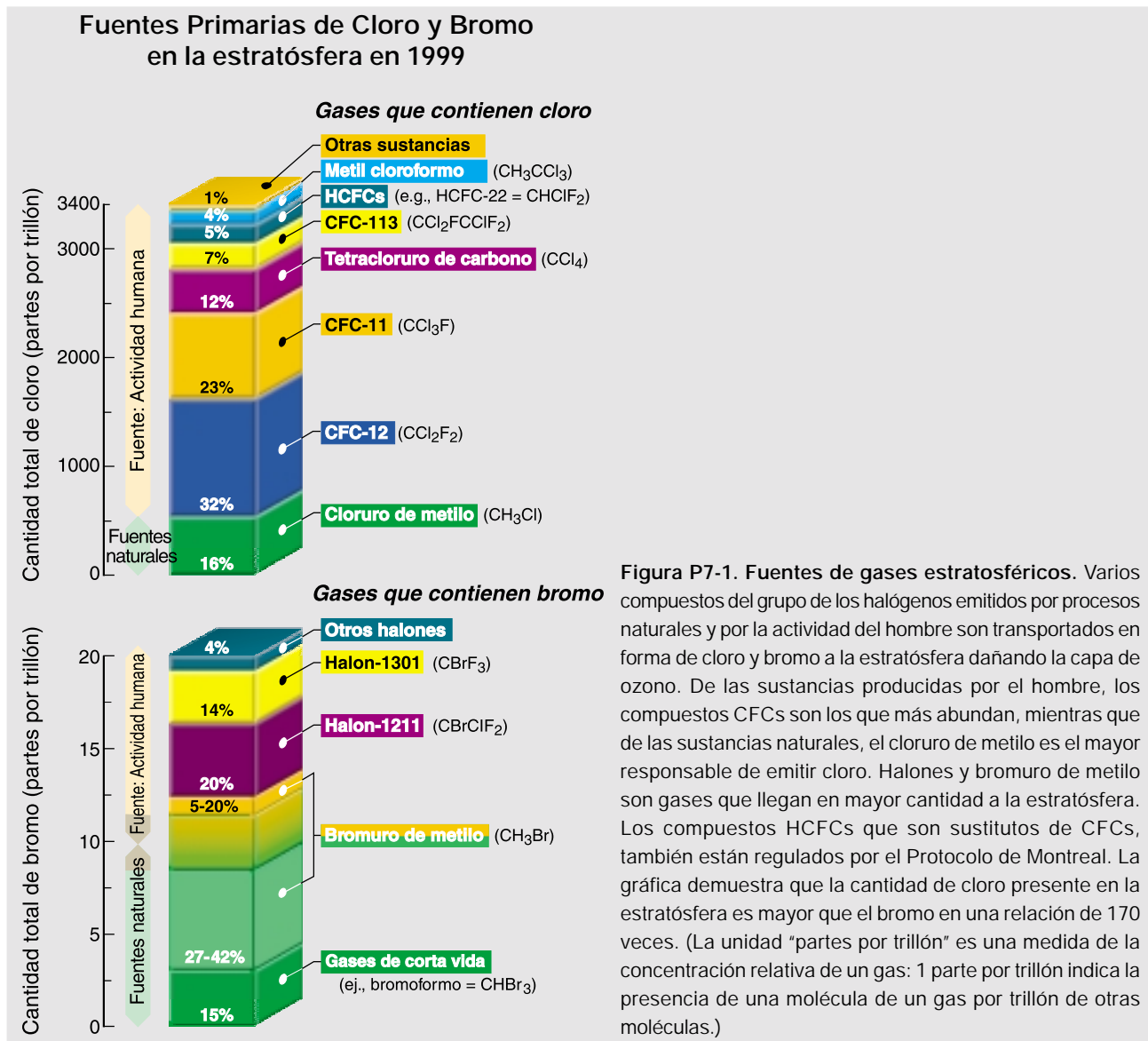


Figura P7-1. Fuentes de gases estratosféricos. Varios compuestos del grupo de los halógenos emitidos por procesos naturales y por la actividad del hombre son transportados en forma de cloro y bromo a la estratósfera dañando la capa de ozono. De las sustancias producidas por el hombre, los compuestos CFCs son los que más abundan, mientras que de las sustancias naturales, el cloruro de metilo es el mayor responsable de emitir cloro. Halones y bromuro de metilo son gases que llegan en mayor cantidad a la estratósfera. Los compuestos HCFCs que son sustitutos de CFCs, también están regulados por el Protocolo de Montreal. La gráfica demuestra que la cantidad de cloro presente en la estratósfera es mayor que el bromo en una relación de 170 veces. (La unidad “partes por trillón” es una medida de la concentración relativa de un gas: 1 parte por trillón indica la presencia de una molécula de un gas por trillón de otras moléculas.)

**Tabla P7-1. Vida atmosférica, emisiones y Potenciales de Agotamiento de Ozono de Sustancias Halogenadas.<sup>a</sup>**

Gas fuente de halógeno	Vida atmosférica (Años)	Emisión mundial en 2000 (gigagramos /año) <sup>b</sup>	Potencial Agotamiento de Ozono (PAO)
<b>CLORO</b>			
CFC-12	100	130-160	1
CFC-113	85	10-25	1
CFC-11	45	70-110	1
Tetracloruro de carbono	26	70-90	0.73
HCFCs	1-26	340-370	0.02-0.12
Metilcloroformo	5	~20	0.12
Metilcloruro	1.3	3000-4000	0.02
<b>BROMO</b>			
Halón-1301	65	~3	12
Halón-1211	16	~10	6
Metilbromuro	0.7	160-200	0.38
Gases de vida muy corta	menos de 1	c	c

<sup>a</sup> Incluye actividad humana y fuente natural.

<sup>b</sup> 1 giga gramo = 10<sup>9</sup> gramos = 1000 toneladas métricas.

<sup>c</sup> No se dispone de estimaciones exactas.

contienen cloro y destruyen el ozono estratosférico (ver *Figura P7-1*).

Las sustancias que contienen cloro fueron usadas ampliamente en refrigeración, aire acondicionado, espumas, propulsores de aerosol, limpiadores de metales y componentes electrónicos.

Estas actividades han causado la emisión de sustancias que contienen halógeno en la atmósfera.

Otra categoría de halógeno contiene bromo. El más importante de esta categoría son los “halones” y el bromuro de metilo (CH<sub>3</sub>Br). Los halones son hidrocarburos halogenados desarrollados originalmente para extinguir fuego. Los halones se usan para proteger grandes computadoras, equipos militares y motores de aeronaves comerciales. Por estos usos, los halones se liberan directamente a la atmósfera. Los halones más comunes emitidos por el hombre son el halón-1211 y el halón-1301 (ver *Figura P7-1*). El bromuro de metilo que se usa en la agricultura como fumigante es también una fuente importante de bromo en la atmósfera.

Las sustancias producidas por el hombre que emiten cloro y bromo han aumentado desde mediados del siglo XX (ver *P16*) agotando el ozono en todas las regiones, y

en los polos la pérdida es mucho más intensa (ver *P11 a P13*).

**Fuentes naturales de cloro y bromo.** Existen dos clases de gases fuentes de halógenos que están presentes en la estratósfera y son de origen natural. Ellos son cloruro de metilo (CH<sub>3</sub>Cl) y bromuro de metilo (CH<sub>3</sub>Br) que son emitidos por el ecosistema terrestre y oceánico. El 16% de cloro y de 27 a 42% de bromo presentes en la estratósfera son de origen natural (ver *Figura P7-1*). Otras sustancias de corta vida como el bromoformo (CHBr<sub>3</sub>), son liberados en la atmósfera por los océanos. La estimación de la presencia de bromo en la estratósfera por estas sustancias naturales (cerca de 15%) aún es incierta. Pero lo cierto es que las alteraciones en las fuentes naturales de cloro y bromo a partir de mediados del siglo XX no son la causa del agotamiento de ozono.

**Vida atmosférica y emisiones.** Los gases fuentes de halógenos luego de ser emitidos son removidos de la atmósfera o pasan por conversión química. El tiempo insumido para eliminar o convertir el 60% de un gas se denomina “vida atmosférica”. La vida atmosférica de los principales gases que contienen cloro y bromo varían entre menos de un año a 100 años (ver *Tabla P7-1*). Las sustancias de vida más corta (por ejemplo, los HCFCs, bromuro de metilo, cloruro de metilo y sustancias de actividad más breve) son mayormente destruidas en la tropósfera, de modo que sólo una parte de las sustancias emitidas contribuyen al agotamiento del ozono en la estratósfera.

La cantidad de sustancias del grupo de halógenos en la atmósfera depende de vida atmosférica y la cantidad emitida. Las emisiones varían según las sustancias agotadoras principales, como se indica en la *Tabla P7-1*. Desde 1990 ha disminuido la presencia de la mayoría de las sustancias controladas por el Protocolo de Montreal y se espera que en las futuras décadas disminuya la totalidad de las sustancias agotadoras de ozono (ver *P16*).

**Potencial de Agotamiento de Ozono.** Los gases fuentes de halógenos de la *Figura P7-1* son también llamados “sustancias agotadoras de ozono” porque en la estratósfera se convierten en gases reactivos conteniendo cloro y bromo (ver *P8*). Algunas de estas sustancias participan en reacciones que destruyen el ozono (ver *P9*). Las sustancias agotadoras de ozono se clasifican según su capacidad de destruir el ozono estratosférico bajo el “Potencial de Agotamiento de Ozono” (PAO), que son indicadas en la *Tabla P7-1*. Una sustancia de mayor PAO tendrá más capacidad para destruir ozono en su vida atmosférica. El PAO se calcula “por masa” para cada sustancia relativa a los CFC-11, que tiene el PAO 1. El halón -1211 y el halón -1301 tienen el PAO mucho mayor que los CFC-11 y la mayoría de otras sustancias. Esto se debe a que el bromo es mucho más potente (unas 45 veces más) por átomo que el cloro para reaccionar químicamente y destruir el ozono en la

## VEINTE PREGUNTAS

estratósfera. Las sustancias con menor valor PAO tienen vida atmosférica más corta. La producción y el consumo de todas las sustancias principales del grupo de halógenos están controlados por el Protocolo de Montreal (ver *P15*).

**Flúor y yodo.** El flúor y yodo también son átomos de halógeno. La mayoría de las sustancias agotadoras de ozono de la *Figura P7-1* contienen átomos de flúor además del cloro o bromo. Una vez que estas sustancias pasan por la conversión en la estratósfera (ver *P6*), el flúor de estos gases queda en las formas químicas que no destruyen el ozono. El yodo es un componente de muchas sustancias y se forma naturalmente en los océanos. Si bien el yodo participa en reacciones que destruyen el ozono, las sustancias que contienen yodo son eliminadas en su mayor

parte en la tropósfera por procesos naturales antes de que lleguen a la estratósfera.

**Otras sustancias.** Otras sustancias que tienen impacto en la concentración del ozono estratosférico han aumentado su presencia en la estratósfera debido a las actividades del hombre. Ejemplos significativos son el metano ( $\text{CH}_4$ ) y óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), que reaccionan para formar vapor de agua e hidrógeno activo y óxidos de nitrógeno respectivamente, en la estratósfera. Estas sustancias reactivas también participan en la producción y desequilibran el balance del ozono estratosférico (ver *P2*). El impacto general de estas últimas sustancias sobre el ozono es mucho menor que el provocado por las sustancias producidas por el hombre que contienen cloro y bromo.

### CFCs más pesados que el aire

Los CFCs y otros gases fuentes de halógenos llegan a la estratósfera aunque son "más pesados que el aire". Los gases primarios que afectan el ozono son emitidos y se acumulan en la atmósfera baja (tropósfera). Las sustancias agotadoras de ozono se mezclan en el aire que está en constante movimiento por los vientos y la convección. Esos movimientos de aire hacen que las sustancias agotadoras de ozono se mezclen por completo horizontalmente y verticalmente en la tropósfera en cuestión de meses. Este aire bien mezclado entra en la estratósfera baja con movimientos ascendentes en las regiones tropicales, transportando las moléculas que destruyen el ozono emitidas en diferentes partes de la Tierra.

Sondeos atmosféricos confirman que los gases fuentes de halógenos con larga vida atmosférica se mezclan bien en la tropósfera y están presentes en la estratósfera (ver *Figura P8-2*). Los niveles registrados en estas regiones coinciden con las estimaciones de emisión informadas por el sector industrial y los gobiernos. Los sondeos también indican que los gases que son "más livianos que el aire" tales como hidrógeno ( $\text{H}_2$ ) y metano ( $\text{CH}_4$ ), también se mezclan bien en la tropósfera, tal como fuera previsto. Sólo en altitudes muy por encima de la tropósfera y estratósfera (por encima de 85 kilómetros (53 millas)), donde hay mucho menos aire, los gases pesados comienzan a separarse de los livianos debido a la gravedad.

**P8:** ¿Qué son los gases de halógeno reactivos que destruyen el ozono estratosférico?

Los compuestos que contienen cloro y bromo presentes en la estratósfera son emitidos por la actividad humana y por procesos naturales. Estos compuestos que contienen halógenos al ser expuestos a la radiación ultravioleta se convierten en compuestos mucho más reactivos, siendo ejemplo de ellos el monóxido de cloro (ClO) y monóxido de bromo (BrO). Estos y otros compuestos reactivos participan en ciclos de reacción como catalizadores destruyendo el ozono. Los volcanes también emiten compuestos con cloro, pero éstos se disuelven más fácilmente con las precipitaciones y son removidos de la atmósfera antes de que lleguen a la estratósfera.

Los gases reactivos que contienen los halógenos cloro y bromo provocan la destrucción química del ozono estratosférico. Los compuestos presentes en la estratósfera y que contienen halógenos se pueden dividir en dos grupos: *gases fuentes de halógenos* y *gases de halógeno reactivos*. Los gases fuentes de halógeno son emitidos en la superficie de la Tierra por procesos naturales y por la actividad humana (ver P7). Una vez que llegan a la estratósfera, los gases fuentes se convierten químicamente para formar *gases de halógeno reactivos*.

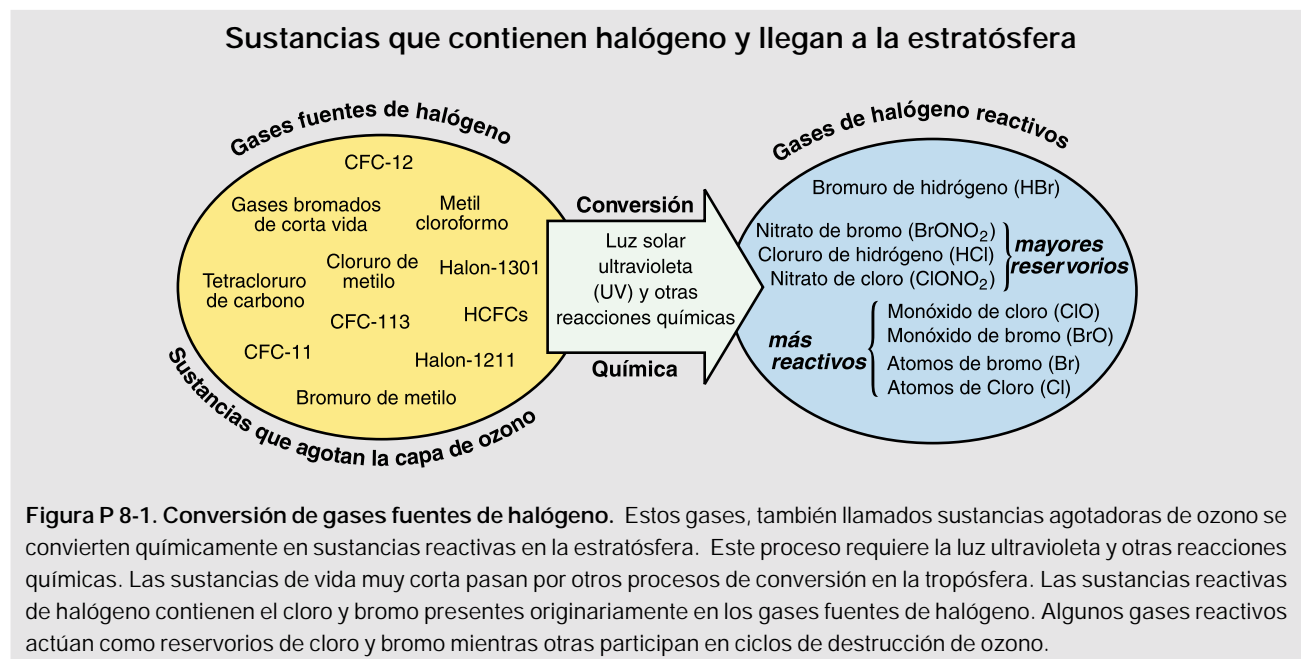
**Gases de halógeno reactivos.** La conversión química de gases fuentes de halógeno donde interviene la luz solar ultravioleta y otras reacciones químicas, produce un número de gases de halógeno reactivos.

Estos gases reactivos contienen todos los átomos de cloro y bromo presentes originalmente en los gases fuentes de halógeno.

Se muestran en la **Figura P8-1** los principales compuestos que contienen cloro y bromo reactivo y se

forman en la estratósfera. Lejos de las regiones polares, los compuestos más comunes son el hidrocloreuro (HCl) y el nitrato de cloro (ClONO<sub>2</sub>). Estos dos compuestos se consideran *reservorios* porque no reaccionan directamente con el ozono pero pueden ser convertidos en formas más reactivas que destruyen químicamente el ozono. Las formas *más reactivas* son el monóxido de cloro (ClO) y el monóxido de bromo (BrO), y átomos de cloro y bromo (Cl y Br). Una gran parte del bromo estratosférico se presenta en la forma de BrO mientras sólo una pequeña parte del cloro estratosférico tiene la forma ClO. En las regiones polares, los reservorios ClONO<sub>2</sub> y HCl pasan por otras conversiones en las nubes estratosféricas (ver P10) para formar ClO. En este caso, el ClO se convierte en una gran parte de cloro reactivo.

**Observaciones de cloro reactivo.** Se han hecho muchas observaciones de cloro reactivo en la estratósfera mediante métodos de sondeo directos y remotos. Los sondeos desde el espacio en las latitudes medianas de la **Figura P 8-2** demuestran cómo cambian los compuestos





## VEINTE PREGUNTAS

que contienen cloro entre la superficie y la estratósfera alta. El cloro presente (ver línea roja en **Figura P8-2**) es la suma de cloro de los gases fuentes de halógeno y los compuestos reactivos HCl, ClONO<sub>2</sub>, ClO y otros compuestos menores. El cloro es constante en cierta cantidad en la zona que va desde la superficie hasta 47 kilómetros de altitud. En la tropósfera, el cloro está presente en las sustancias indicadas en la **Figura P7-1**. En zonas de más altitud, el cloro está presente en forma de sustancia reactiva.

A la altura de la capa de ozono como se muestra en la **Figura P8-2**, el cloro está presente en forma de HCl y ClONO<sub>2</sub>. El monóxido de cloro que tiene gran capacidad

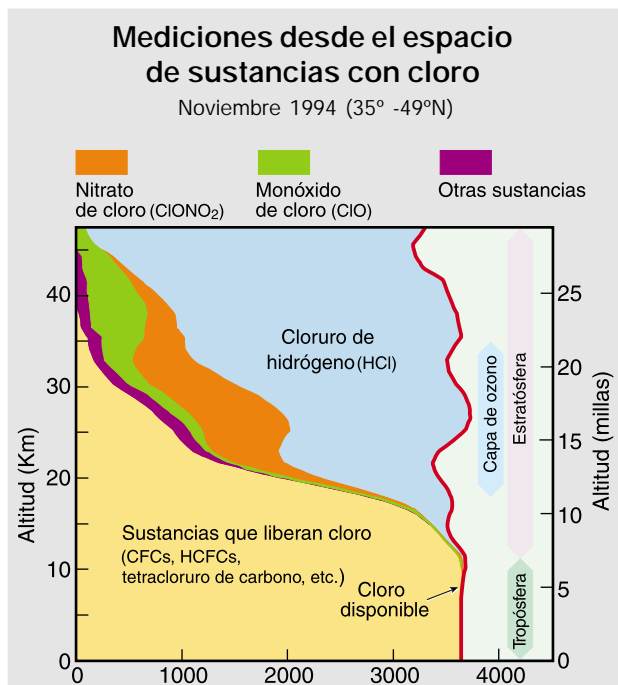
de reacción en el proceso de agotamiento del ozono se encuentra en poca cantidad lejos de los polos y es por eso que el agotamiento del ozono en regiones fuera de los polos es menor.

**Cloro reactivo en regiones polares.** En la **Figura P-2**, se indica la altura donde están presentes los gases con cloro reactivo. En invierno, la presencia de las nubes estratosféricas polares (NEPs) provoca otros procesos químicos (ver **P 10**). Las NEPs convierten al HCl y ClONO<sub>2</sub> a ClO cuando las temperaturas están en los valores mínimos en la estratósfera del invierno Ártico y Antártico. En este caso, el ClO se hace muy reactivo con la luz solar y se acelera la pérdida de ozono. En la **Figura P8-3**, se muestra el efecto del ClO y la distribución de ozono en la estratósfera antártica. Esas mediciones satelitales muestran la alta concentración del ClO en la baja estratósfera y que supera la superficie de la Antártida (más de 13 millones de Km<sup>2</sup>). La concentración del ClO supera 1500 partes por trillón, que es mucho más alta que los valores típicos en las latitudes medias indicadas en la **Figura P8-2**, y representa gran cantidad de cloro reactivo en esa altitud. Altas concentraciones de ClO provocan pérdidas rápidas de ozono (ver **P 9**), y es por eso que el ozono se agota en regiones donde abunda dicho gas (ver **Figura P8-3**).

**Observaciones de bromo reactivo.** Sustancias de bromo reactivo registran menor cantidad que el cloro reactivo, en parte porque la presencia de bromo es menor en la estratósfera. La sustancia más observada de esta clase es el monóxido de bromo (BrO). Las concentraciones concuerdan con los valores estimados de la conversión de sustancias que dan lugar al bromo tales como los halones y el bromuro de metilo.

**Otras sustancias.** Otros gases de halógeno reactivos se producen en la superficie de la Tierra por procesos naturales y por la actividad humana. Sin embargo, debido a que las sustancias de halógeno reactivo son solubles en agua, la mayoría queda atrapada en la atmósfera baja y se disuelven con precipitaciones, llegando a la superficie terrestre antes de llegar a la estratósfera. Por ejemplo, el cloro reactivo está presente en la atmósfera como sal marina (cloruro de sodio) por la evaporación de aguas oceánicas. La sal marina se disuelve en agua, este cloro es removido y no llega a la estratósfera en cantidades apreciables. Otras fuentes de cloro emitidas en la Tierra provienen de las piletas de natación, blanqueadores domésticos, etc. Este cloro emitido hacia la atmósfera, se convierte rápidamente en formas que son solubles en agua y son eliminadas. Los transbordadores espaciales y otros motores propulsores liberan cloro reactivo directamente en la estratósfera. En este caso, el volumen es pequeño comparando con otras sustancias estratosféricas.

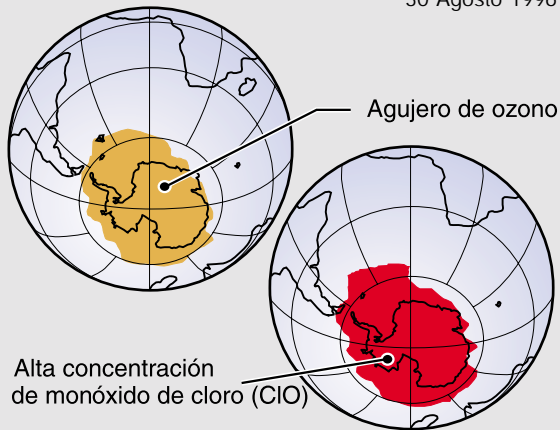
**Volcanes.** Las emisiones volcánicas contienen gran cantidad de cloro en la forma de cloruro de hidrógeno



**Figura P8-2. Observaciones de sustancias con cloro reactivo.** Sustancias con cloro reactivo y gases primarios que contienen cloro pueden ser medidos desde el espacio. Estas mediciones hechas en latitudes medias, muestran que los gases primarios que contienen cloro están presentes en la tropósfera y que sustancias con cloro reactivo están presentes en la estratósfera. En la estratósfera, el cloro reactivo aumenta con la altura y los gases primarios con cloro disminuyen. Esto se debe a que los gases primarios se convierten en gases reactivos por reacciones químicas donde interviene la luz solar ultravioleta. Las principales sustancias reactivas que se forman son HCl, ClONO<sub>2</sub> y ClO. La suma de sustancias reactivas y las que liberan el cloro, es casi constante en altitud de hasta 47 km. En la capa de ozono, el ClONO<sub>2</sub> y HCl son las sustancias reactivas que más abundan. (La unidad "partes por trillón" se define en la **Figura P7-1**)

### Observaciones Satelitales en la Baja Estratósfera

30 Agosto 1996



**Figura P8-3. El monóxido de cloro en la Antártida y el ozono.** Equipos satelitales miden el ozono y las sustancias reactivas de cloro en la estratósfera. Aquí se muestra el invierno antártico, donde el monóxido de cloro llega a valores muy altos (1500 partes por trillón) en la capa de ozono, mucho más que en otras partes de la estratósfera debido a las reacciones químicas que se producen sobre las nubes estratosféricas polares. La abundancia de ClO en la baja estratósfera se mantiene por uno o dos meses, cubre una superficie que a veces supera la del continente antártico y destruye efectivamente el ozono con la luz solar.

(HCl). Como las cenizas volcánicas contienen también gran cantidad de vapor de agua, el HCl es atrapado por la lluvia y nieve y no queda en la atmósfera. Por lo tanto, la mayoría del HCl de las cenizas no llega a la estratósfera. El

índice de HCl en la estratósfera como consecuencia de las recientes erupciones mayores no fue considerable en comparación con el total de cloro en la estratósfera emitida por otras fuentes.

### Red Mundial de Medida de la Capa de Ozono

El primer instrumento para medir sistemáticamente el ozono total fue desarrollado por Gordon M.B. Dobson en los años 1920. El instrumento mide la intensidad de la luz solar en dos longitudes de onda: una que es fuertemente absorbida por el ozono y la otra que es absorbida débilmente. La diferencia en la intensidad de luz en las dos longitudes de onda se usa para medir el ozono total por encima de la ubicación del instrumento.

En 1957 se creó una red mundial de estaciones de observación de ozono de base terrestre en el marco del Año Internacional Geofísico. Actualmente, existen cerca de 100 bases distribuidas en todo el mundo (desde la Antártida, Polo Sur (90° S) a la Isla Ellesmere en Canadá (83°N)), muchos de los cuales miden sistemáticamente el ozono total con los instrumentos Dobson. La precisión de los sondeos se mantiene por las calibraciones regulares y comparaciones de datos obtenidos. Datos de estas redes han sido esenciales para comprender los efectos de clorofluorocarbonos (CFCs) y otras sustancias agotadoras de ozono en la capa de ozono, que fuera iniciada antes del lanzamiento de los instrumentos sonda a bordo en el espacio y que continúa al día de hoy. Por su estabilidad y precisión, los instrumentos Dobson son usados sistemáticamente para calibrar las observaciones a bordo, de la columna de ozono total.

La unidad de medida del ozono total en la atmósfera se llama "Unidades Dobson" en honor al científico que lo diseñó (ver P4).

**P9:** ¿Cuáles son las reacciones de cloro y bromo que destruyen el ozono estratosférico?

Las sustancias que contienen cloro y bromo reactivos destruyen el ozono estratosférico en ciclos catalíticos de dos o más reacciones. De esta forma, un solo átomo de cloro o bromo puede destruir cientos de moléculas de ozono antes de reaccionar con otra sustancia, rompiendo el ciclo. Así, una pequeña cantidad de cloro o bromo reactivo tiene gran impacto en la capa de ozono. En las regiones polares la forma activa del monóxido de cloro llega a niveles muy altos en invierno y primavera.

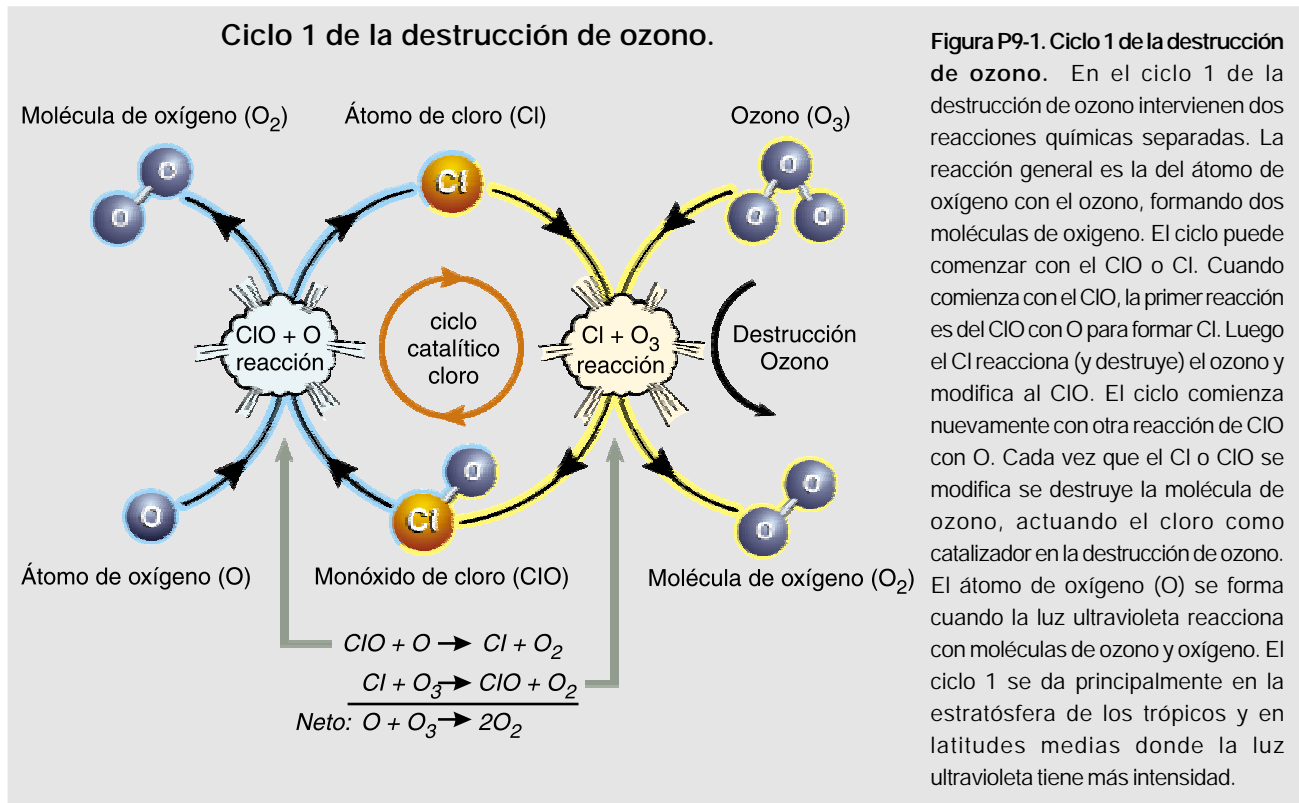
El ozono estratosférico se destruye por reacciones donde intervienen gases de halógeno reactivos que son producidos por la conversión química de gases fuentes de halógenos (ver **Figura P8-1**). De estos gases, los más reactivos son el monóxido de cloro (ClO) y monóxido de bromo (BrO), y átomos de cloro y bromo (Cl y Br). Estos gases participan en tres ciclos principales de reacción que destruyen el ozono.

**Ciclo 1.** En la **Figura P9-1** se muestra el Ciclo 1, que consta de dos reacciones básicas:

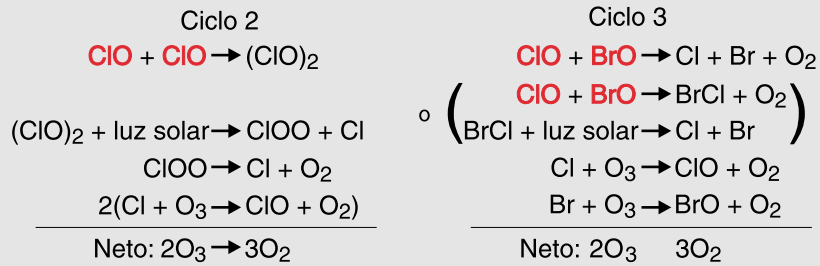
$ClO + O$  y  $Cl + O_3$ . El resultado neto del Ciclo 1 convierte una molécula de ozono y un átomo de oxígeno en dos moléculas de oxígeno. En cada ciclo el cloro actúa como un catalizador porque el ClO y Cl reaccionan y se modifican. De esta forma, un átomo de Cl participa en muchos ciclos, destruyendo varias moléculas de ozono. En condiciones típicas de la estratósfera en latitudes medias y bajas, un solo átomo de cloro puede destruir cientos de moléculas

de ozono antes de que reaccione con otra sustancia para romper el ciclo catalítico.

**Ciclos Polares 2 y 3.** La concentración del ClO aumenta en las regiones polares en invierno por las reacciones en la superficie de nubes estratosféricas polares (NEP) (ver **P10**). Los ciclos 2 y 3 ( ver **Figura P9-2**) son mecanismos de reacción predominantes que causan la pérdida del ozono polar por las altas concentraciones del ClO y la relativa presencia de átomos de oxígeno (que limita la pérdida de ozono en el ciclo 1). El ciclo 2 comienza con la auto reacción del ClO. En el ciclo 3, comienza con la reacción del ClO con el BrO y tiene dos sendas de reacción para producir Cl y Br o BrCl. El resultado neto de ambos ciclos es destruir dos moléculas de ozono y crear tres moléculas de oxígeno. Los ciclos 2 y 3 responden a la pérdida de ozono observada en las estratósferas ártica y antártica en las estaciones de invierno/primavera (ver **P11** y **P12**). Frente a altas concentraciones de ClO, el índice de



## Ciclos de Destrucción de Ozono:



**Figura P9-2. Ciclos 2 y 3 de la destrucción de ozono polar.** En regiones polares la destrucción del ozono es mayor por la alta presencia del ClO. Los ciclos iniciados por la reacción del ClO con otro ClO (ciclo 2) o la reacción de ClO con BrO (ciclo 3) destruyen efectivamente el ozono. La reacción neta en ambos casos es de dos moléculas de ozono formando tres moléculas de oxígeno. La reacción del ClO con BrO tiene dos sendas para formar sustancias con Cl y Br. Los ciclos 2 y 3 son catalizadores para destruir ozono, como se ha indicado en la *Figura P9-1*, porque el cloro y bromo reaccionan y son modificadas en cada ciclo. Es necesaria la luz solar para completar cada ciclo y formar y mantener la abundancia del monóxido de cloro.

destrucción de ozono puede llegar de 2 a 3% por día en invierno/primavera.

**Necesidad de luz solar.** Para completar los ciclos 1 a 3, se requiere la luz solar. El ciclo 1 requiere luz solar porque el oxígeno atómico se forma solamente con la luz ultravioleta. En el ciclo 1 es más importante para la estratósfera de latitudes tropicales y medias donde los rayos solares son más intensos.

En los ciclos 2 y 3, la luz solar es necesaria para completar los ciclos de reacción y mantener las concentraciones del ClO. En inviernos oscuros de las estratósferas polares, los ciclos 2 y 3 no tienen lugar. Solamente cuando la luz solar vuelve a las regiones polares a fines de invierno/primavera suceden los ciclos 2 y 3. Por lo tanto, la mayor destrucción de ozono en la estratósfera polar sucede en períodos en que la luminosidad solar es

parcial y total a fines del invierno. La luz solar requerida en los ciclos 2 y 3 no es suficiente para producir ozono. La luz solar ultravioleta en invierno y primavera de los polos no es suficiente porque la inclinación de los rayos solares son muy bajas. Por consiguiente, el ozono es destruido en la estratósfera polar en los ciclos 2 y 3 en invierno sin ser repuesto con nueva producción.

**Otras reacciones.** Las concentraciones de ozono atmosférico son controladas por una serie de reacciones que producen y destruyen ozono (ver P2). Las reacciones catalíticas de cloro y bromo son una parte del proceso de destrucción de ozono. En la estratósfera, también existen los ciclos catalíticos donde intervienen sustancias de hidrógeno y nitrógeno activo. Estas reacciones ocurren en forma natural en la estratósfera y no son tan afectadas por la actividad humana como en el caso de las reacciones que tienen las sustancias que comprenden halógenos.

## VEINTE PREGUNTAS

**P10:** ¿Por qué el “Agujero de Ozono” apareció sobre la Antártida si las sustancias agotadoras de ozono están presentes en toda la estratósfera?

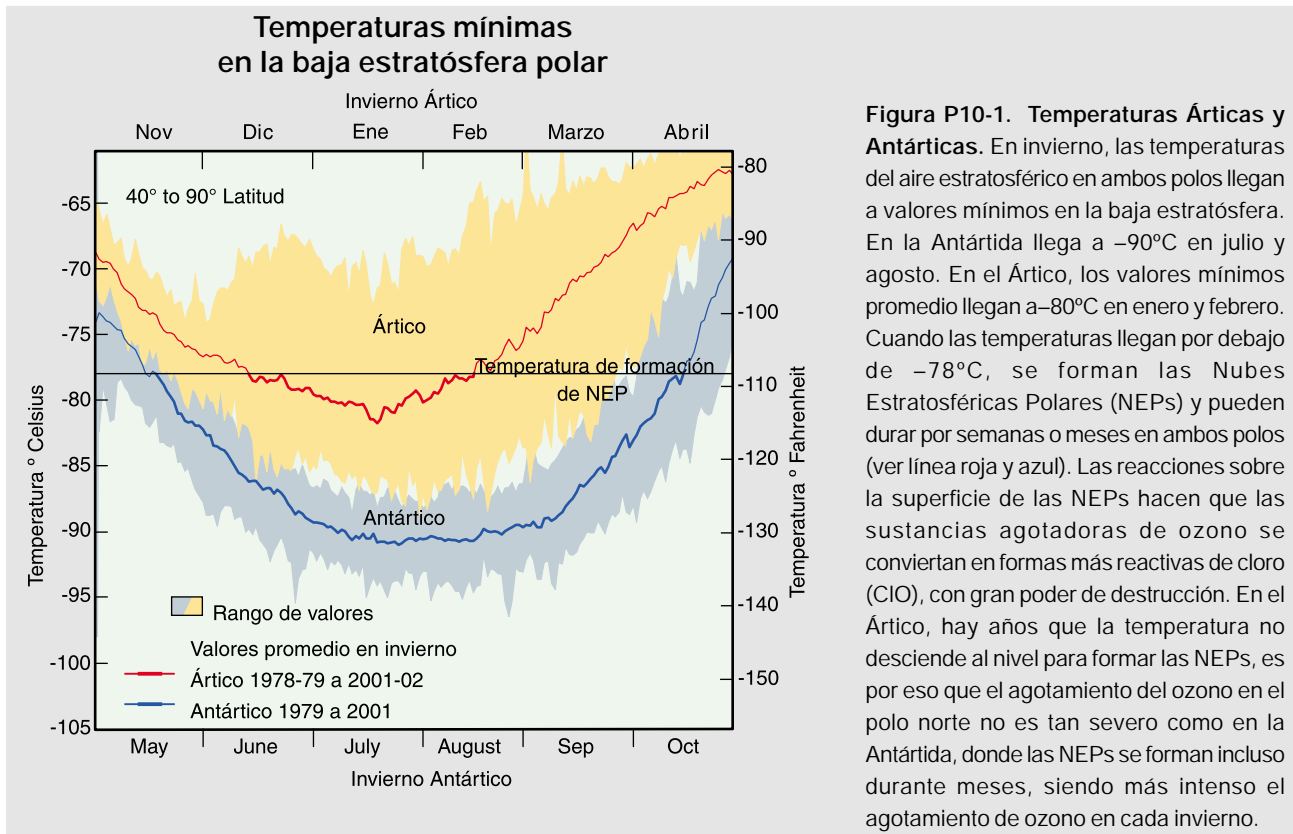
*Las sustancias agotadoras de ozono están presentes en toda la estratósfera porque son transportadas a gran distancia por movimientos de aire atmosféricos. El serio agotamiento de ozono en la región antártica conocido como el “agujero de ozono” se debe a las condiciones meteorológicas propias en dicho lugar que no sucede en otras partes del globo. Las muy bajas temperaturas de la estratósfera antártica crean nubes de hielo llamadas “nubes estratosféricas polares” (NEPs). En las NEPs ocurren reacciones especiales y el aislamiento relativo del aire polar estratosférico causa la reacción del cloro y bromo que agotan el ozono en grandes cantidades en la primavera antártica.*

El serio agotamiento de ozono en la estratósfera antártica en invierno es conocido como el “agujero de ozono” (ver P11). El agotamiento más severo ocurrió sobre la Antártida por las condiciones atmosféricas en ese lugar, aumentando el poder de agotamiento de los gases de halógeno reactivos (ver P8). Para la formación del agujero de ozono se requiere gran cantidad de gases de halógeno reactivos, muy bajas temperaturas como para formar nubes estratosféricas polares (NEPs), aislamiento del aire de otras regiones estratosféricas y luz solar.

**Distribución de gases halogenados.** Los gases fuentes de halógeno emitidos en la superficie terrestre están presentes en toda la estratósfera en ambos

hemisferios, aunque en el hemisferio norte la emisión es mayor. La mayoría de estos gases son distribuidos y mezclados en la tropósfera en regiones tropicales por vientos y la convección de aire caliente. Los movimientos de aire atmosféricos transportan las sustancias agotadoras de ozono hacia arriba y hacia los polos de ambos hemisferios.

**Temperaturas muy bajas.** El severo agotamiento de ozono en la forma de agujero requiere muy baja temperatura en ciertos márgenes de altitud en la estratósfera, sobre ciertas regiones geográficas y por algunas extensiones de tiempo. Es importante la baja temperatura para dar lugar a las nubes estratosféricas polares (NEPs).



**Figura P10-1. Temperaturas Árticas y Antárticas.** En invierno, las temperaturas del aire estratosférico en ambos polos llegan a valores mínimos en la baja estratósfera. En la Antártida llega a  $-90^{\circ}\text{C}$  en julio y agosto. En el Ártico, los valores mínimos promedio llegan a  $-80^{\circ}\text{C}$  en enero y febrero. Cuando las temperaturas llegan por debajo de  $-78^{\circ}\text{C}$ , se forman las Nubes Estratosféricas Polares (NEPs) y pueden durar por semanas o meses en ambos polos (ver línea roja y azul). Las reacciones sobre la superficie de las NEPs hacen que las sustancias agotadoras de ozono se conviertan en formas más reactivas de cloro (ClO), con gran poder de destrucción. En el Ártico, hay años que la temperatura no desciende al nivel para formar las NEPs, es por eso que el agotamiento del ozono en el polo norte no es tan severo como en la Antártida, donde las NEPs se forman incluso durante meses, siendo más intenso el agotamiento de ozono en cada invierno.



Las temperaturas son muy bajas en la estratósfera de los polos en invierno. Las temperaturas mínimas del invierno en la Antártida son más bajas que el invierno ártico (ver *Figura P10-1*) y duran por más tiempo. Esta diferencia se debe en parte a la distribución de la Tierra, mar y montañas en las latitudes medias y altas. Las temperaturas del invierno en la Antártida son tan bajas que se forman las nubes estratosféricas polares durante todo el invierno, pero en la región ártica generalmente durante parte del invierno.

**Condiciones de aislamiento.** El aire de la estratósfera polar se encuentra relativamente aislada de otras regiones por períodos prolongados durante el invierno. El aislamiento ocurre porque vientos fuertes encierran los polos, sin que haya importantes movimientos de aire hacia o fuera de la estratósfera polar. Ese aislamiento es más efectivo en la Antártida. Una vez que ocurren los cambios químicos en el aire polar por la presencia de las NEPs, los cambios permanecen por semanas y meses.

**Nubes Estratosféricas Polares (NEPs).** Las nubes estratosféricas polares causan cambios en la concentración de sustancias reactivas de cloro. En las superficies de las NEP las formas de reservorios de sustancias de cloro reactivo,  $\text{ClONO}_2$  y  $\text{HCl}$ , se convierten en formas más reactivas para producir  $\text{ClO}$  (ver *Figura P8-1*). El  $\text{ClO}$  aumenta a partir de una pequeña fracción de cloro a su forma más reactiva (ver *P8*). Con el aumento del  $\text{ClO}$ , ciclos catalíticos adicionales que involucran al  $\text{ClO}$  y  $\text{BrO}$  aceleran la destrucción química del ozono cuando hay luz solar. (ver *P9*).

Las NEPs se forman cuando la temperatura de la estratósfera polar llega por debajo de  $-78^\circ\text{C}$  ( $-108^\circ\text{F}$ ). Por esa razón, las NEPs se encuentran en vastas áreas en los inviernos polares a gran altitud. En esas temperaturas extremadamente bajas, el ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y sustancias sulfurosas se condensan con el vapor de agua para formar partículas de NEPs sólidas y líquidas. Las partículas de NEPs pueden crecer y aumentar hasta alcanzar formas de nubes que son visibles desde la superficie terrestre bajo ciertas condiciones, en especial cuando el sol está sobre el horizonte (ver *Figura P10-2*). Las NEPs pueden encontrarse sobre las montañas de las regiones polares donde los movimientos de aire enfrían el aire estratosférico local. Cuando las temperaturas suben en primavera, ya no se forman las NEPs y termina la producción del  $\text{ClO}$ . Entonces disminuye la cantidad del  $\text{ClO}$  mientras otras reacciones químicas modifican al  $\text{ClONO}_2$  y  $\text{HCl}$ . De esta forma termina el período de destrucción de ozono.

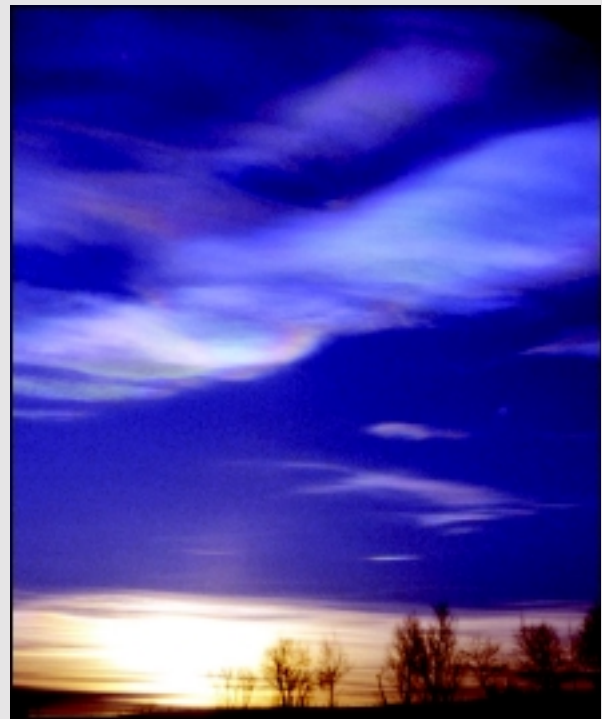
**Remoción de NEP.** Las partículas de las NEPs se mueven hacia abajo por la gravedad. Las partículas más grandes van hacia abajo por varios kilómetros o más en la estratósfera durante el invierno/primavera.

Como la mayoría de las NEPs contiene ácido nítrico, el movimiento descendente remueve el ácido nítrico de la

capa de ozono. Ese proceso se llama *desnitrificación*. Con menos ácido nítrico, el  $\text{ClO}$  permanece químicamente activo por largos períodos aumentando la destrucción de ozono. La desnitrificación ocurre en cada invierno en la Antártida y a veces en el Ártico.

**Estudio de las Nubes Estratosféricas Polares.** La formación de las NEPs fue reconocida por muchos años a través de observaciones desde la Tierra. Sin embargo, la ubicación exacta y la altitud de las NEPs de ambos polos no se conocían con detalles hasta que fueron observadas por equipos de satélite a fines de 1970. El papel de las NEPs de convertir cloro reactivo en  $\text{ClO}$  no fue comprendido hasta descubrirse el agujero de ozono en la Antártida en

### Nubes estratosféricas Polares Articas



**Figura P10-2. Nubes Estratosféricas Polares.** Foto de nubes estratosféricas polares en el Ártico tomada de la base terrestre de Kiruna, en Suecia ( $67^\circ\text{N}$ ) el 27 de enero de 2000. Las NEPs se forman durante los inviernos en las estratósferas de ambos polos. Las partículas crecen de la condensación de agua junto con el nitrógeno. Por el tamaño y cantidad de las partículas, las nubes son visibles cuando el sol se encuentra cerca del horizonte.



## VEINTE PREGUNTAS

1985. Los conocimientos de las NEPs se profundizaron con estudios de laboratorio en cuanto a la reacción en su superficie, con modelos numéricos sobre la química en la

estratósfera polar y mediante muestreos directos de partículas de NEPs y sustancias activas de cloro tales como ClO en las regiones estratosféricas polares.

### Descubrimiento del Agujero de Ozono en la Antártida

Los primeros agotamientos del ozono en la Antártida fueron observados a principios de la década de 1980 en las estaciones base del continente antártico. Las observaciones del total de ozono registraron índices muy bajos a fines del invierno y principios de la primavera en los meses de setiembre, octubre y noviembre. El ozono total había disminuido considerablemente en dichos meses comparado con observaciones previas hechas en 1957. Los primeros informes publicados provienen de British Antarctic Survey (Estudios Antárticos Británicos) y de Japan Meteorological Agency (Agencia de Meteorología del Japón). Los resultados fueron ampliamente conocidos por la comunidad internacional una vez que fueron publicados en la revista *Nature* en 1985 por tres científicos de British Antarctic Survey. Poco después, sondeos satelitales confirmaron que en cada invierno y primavera, el adelgazamiento de la capa de ozono se extendía sobre una zona más amplia sobre el Polo Sur, y que este fenómeno había comenzado a principios del decenio de 1980. La denominación "agujero de ozono" proviene de las imágenes satelitales indicando valores muy bajos del ozono total sobre el continente antártico (ver *P11*). Actualmente, el agotamiento de ozono sobre la Antártida se estudia y se documenta cada año mediante observaciones hechas desde satélites, bases terrestres y con instrumentos a bordo en globos.

## III. AGOTAMIENTO DEL OZONO ESTRATOSFERICO

**P11:** ¿Qué tan serio es el agotamiento de la capa de ozono sobre la Antártida?

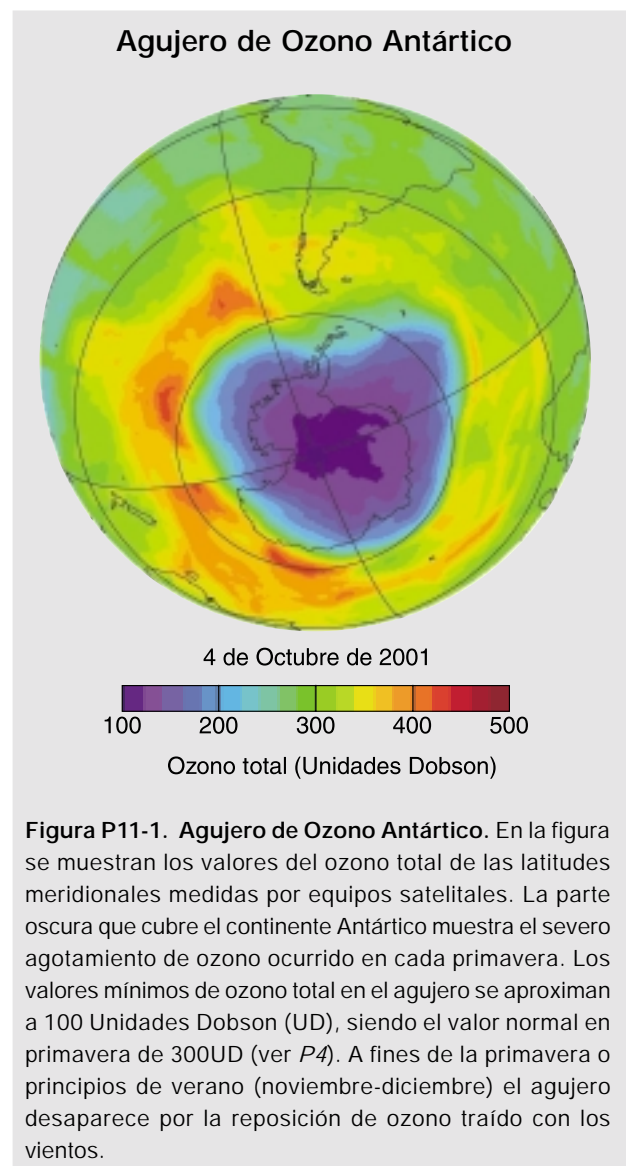
*Los serios agotamientos de la capa de ozono Antártico se observaron a principios de la década de 1980. El agotamiento de ozono en la Antártida es estacional, ocurriendo principalmente a fines del invierno y en la primavera (Agosto-Noviembre). En octubre el agotamiento es mayor cuando la destrucción del ozono es masiva en una franja de altitudes, reduciendo el ozono total en dos terceras partes en algunos lugares. Este agotamiento severo crea el “agujero de ozono”, llamado así por las imágenes vistas de la Antártida desde el espacio. En los últimos años, el área del agujero de ozono supera el tamaño del continente Antártico.*

Los primeros severos agotamientos de la capa de ozono Antártico se observaron a principios de la década de 1980. El agotamiento se debe a la destrucción de ozono por sustancias activas de halógeno, que aumentaron su presencia en la segunda mitad del siglo XX (ver *P16*). La estratosfera invernal de la Antártida reúne las condiciones para que ocurra el agotamiento de ozono: (1) largos períodos con temperaturas extremadamente bajas para que se formen las NEPs; (2) alta concentración de sustancias activas de halógeno, que destruyen químicamente el ozono; y (3) aislamiento del aire estratosférico durante el invierno que destruyen químicamente el ozono (ver *P10*). Este serio fenómeno se observa en imágenes satelitales de la medición del ozono total, y promedios por períodos prolongados del ozono total polar.

**Agujero de ozono antártico.** Las imágenes satelitales del ozono Antártico durante el invierno y la primavera muestran una extensa área de severo agotamiento sobre el Polo Sur (ver *Figura P11-1*) y de ahí proviene la denominación “agujero de ozono”. El área del agujero de ozono ha llegado a 25 millones de kilómetros cuadrados (cerca de 10 millones de millas cuadradas) en los últimos años, casi el doble del área del continente antártico. Los valores mínimos del ozono total dentro del agujero de ozono han disminuido a 100 Unidades Dobson (UD) en comparación con los valores de una primavera normal de 300 UD (ver *P4*). La masa de ozono destruida sobre la Antártida en cada estación se estima en 80 megatoneladas, cerca del 3% de la masa global de ozono (1 megatonelada = 1 billón de kilogramos).

**Perfil de altitud del ozono antártico.** La concentración de ozono en el “agujero de ozono” se mide también usando equipos a bordo de globos (ver *P5*). Dichos sondeos muestran variaciones dentro de la capa de ozono, trazando una columna vertical que contiene la concentración más alta de ozono en la estratosfera. En ubicaciones geográficas donde el ozono total equivale a los valores del agujero de ozono, los sondeos con equipos en globo muestran que la destrucción de ozono es total sobre la columna vertical por varios kilómetros. La *Figura P11-2* muestra un ejemplo de sondeo sobre la Antártida con equipos a bordo de un globo realizado el 2 de octubre de 2001. La altura atmosférica

de pérdida total (14-20 kilómetros) en la columna corresponde a la región de temperatura mínima en invierno y concentración de ClO más alta. Los perfiles de ozono en



## VEINTE PREGUNTAS

el Polo Sur en los períodos de 1962-1971 y 1992-2001 (ver *Figura P11-2*) muestran la conversión de las sustancias activas de halógeno en la capa de ozono. En los años 1960, la capa de ozono es claramente visible en el valor promedio en octubre. En los años de la década de 1990, los valores mínimos en el centro de la capa han bajado en un 90% de los valores anteriores.

**Variaciones de ozono total a largo plazo.** Las extremadas temperaturas bajas de invierno y las condiciones de aislamiento se dan cada año en la estratosfera antártica. En consecuencia, se han observado desde los años 1980 y los años subsiguientes pérdidas de ozono en cada primavera. En años anteriores, la cantidad de sustancias activas de halógeno en la estratosfera no llegaban a causar un agotamiento importante. Mediante observaciones satelitales, en las últimas tres décadas se ha medido la concentración de ozono total en ambos polos (ver *Figura P12-1*). En la Antártida, los valores promedio han disminuido constantemente desde 1980 y 1990, llegando a valores mínimos que registraron 37% menos que en años previos al agujero de ozono (1970-1982). Las

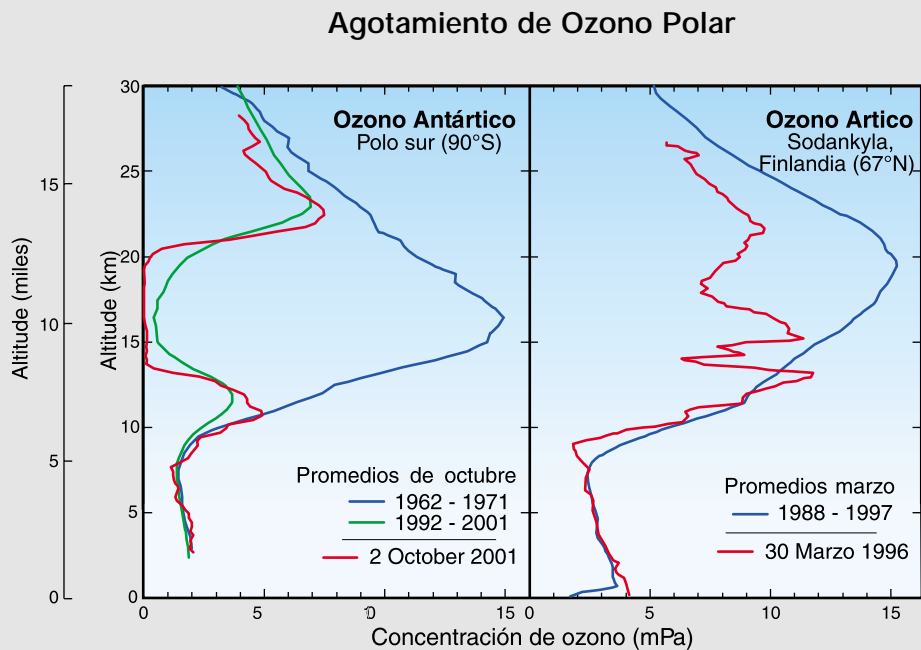
variaciones anuales en los valores promedios reflejan los cambios de las condiciones meteorológicas y el estado de los movimientos de aire de la estratosfera antártica en invierno. Sin embargo, la mayor parte de la pérdida de ozono en la Antártida en los últimos años se debe a reacciones químicas causadas por las sustancias agotadoras de ozono.

**Reposición de ozono en primavera.** El agotamiento de ozono en la Antártida tiene lugar principalmente a fines de invierno y principios de primavera. En primavera, la temperatura de la baja estratosfera en los polos sube y ya no se forman más NEPs terminando los ciclos químicos de destrucción de ozono (ver *P10*). El movimiento de aire entre la estratosfera polar y latitudes bajas también aumenta en esta estación, terminando con el aislamiento invernal. Esto permite que el aire cargado con suficiente cantidad de ozono sea transportado a las regiones polares, desplazando el aire donde se había agotado el ozono. De esta forma, el agujero de ozono desaparece hacia diciembre y la cantidad de ozono en la Antártida permanece en los niveles normales hasta el próximo invierno.

**Figura P11-2. Distribución de ozono ártico y antártico.**

La capa de ozono estratosférico se encuentra a unos 10 y 50 kilómetros por encima de la superficie terrestre. Es posible comparar la capa de ozono del Ártico con la de la Antártida por observaciones realizadas con equipos a bordo de globos. Sobre la Antártida, las sustancias halogenadas han destruido la capa de ozono desde principios de 1980. Últimamente, según datos del 2 de octubre de 2001, hay agotamiento total sobre 14 y 20 kilómetros de la Antártida en primavera. Los valores medios de octubre se redujeron en un 90% en comparación con los

valores anteriores a 1980. La capa de ozono ártica no sufre tanto agotamiento como lo indica el nivel registrado en marzo en Finlandia entre 1988 y 1997. Pero en algunos años, los valores de marzo en el Ártico, son inferiores al normal como el registrado el 30 de marzo de 1996. En algunos inviernos, las temperaturas mínimas de invierno llegan a ser inferiores a la formación de NEP. (Las concentraciones de ozono se indican con la unidad "millones-Pascales" (mPa), medida de presión absoluta (100 millón mPa = presión atmosférica a nivel de mar).)



**P12: La capa de ozono del Polo Ártico, ¿también se agota?**

*Sí. En los últimos años se registra un agotamiento importante de la capa de ozono en el polo ártico hacia fines de invierno y durante la primavera (enero-abril). Sin embargo, el agotamiento no es tan severo como en la Antártida y varía según los años. En el Ártico no se forma el “agujero” como ocurre en la Antártida.*

En la estratósfera del Polo Ártico el ozono se agota por los gases de halógeno reactivos. Sin embargo, el agotamiento es mucho menor que en el invierno y primavera de la Antártida y la pérdida de ozono en el polo norte no se manifiesta como el “*agujero de ozono*” observado en el polo sur.

**Mediciones del ozono ártico.** El ozono ártico se mide usando equipos a bordo de globos (ver *P5*) de la misma forma que en la Antártida (ver *P11*). Las mediciones hechas con este sistema muestran los cambios en la capa de ozono, en la región vertical que contiene la concentración más alta de ozono en la estratósfera. La *Figura P11-2* muestra un ejemplo del perfil de agotamiento de ozono en la región ártica el 30 de marzo de 1996, comparando con el agotamiento de la primavera en la Antártida el 2 de octubre. Se observa que la pérdida es mucho menor en el ártico que en la Antártida. En general, la pérdida de ozono en la zona ártica tiene lugar en las estaciones de invierno y primavera. Sin embargo, no se observa un agotamiento tan severo sobre una zona amplia como sucede cada año en la estratósfera antártica.

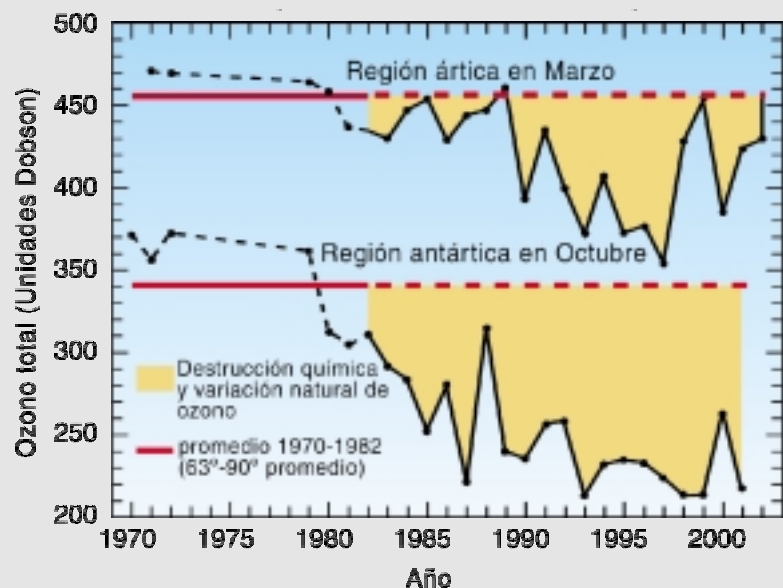
**Variaciones del ozono total a largo plazo.** Las observaciones satelitales permiten analizar el promedio de

la concentración del ozono total en la región ártica durante las últimas tres décadas y compararlas con los resultados de la región antártica (ver *Figura P12-1*). Se observa que las disminuciones de ozono en el ártico comenzaron a principios de la década de 1980, cuando variaciones similares se registraron en la región antártica. Las disminuciones han llegado a un máximo de 22%, pero se han mantenido en niveles más bajos que en la Antártida desde mediados de la década de 1980. Las variaciones anuales del valor promedio de ozono en el polo ártico y antártico reflejan las variaciones anuales de las condiciones meteorológicas determinadas por las bajas temperaturas polares y el transporte de aire desde y hacia la estratósfera polar. El efecto de estas variaciones es generalmente mayor en el polo ártico que en el Antártico. En la mayoría de los años, la disminución de ozono ártico (cerca del 75%) se debe a la destrucción química por las sustancias activas de halógeno.

**Polo ártico y antártico.** El invierno en la estratósfera ártica es generalmente menos fría que su contraparte antártica (ver *Figura P10-1*). A mayor temperatura, es menor la formación de nubes estratosféricas polares (NEP) y por lo tanto menor la conversión de sustancias de cloro

**Figura P12-1. Promedio de ozono polar.** El ozono total de las regiones polares se mide con equipos satelitales de precisión. En esta figura se muestra la comparación del promedio de ozono total en primavera entre los años 1970 y 1982 (línea recta roja) con años posteriores. Cada punto indica el promedio mensual en octubre en la Antártida o marzo en el Ártico. A partir de 1982, es mayor la pérdida de ozono en el Ártico en algunos años y en todos los años siguientes en la Antártida. Las variaciones naturales en las condiciones meteorológicas influyen los niveles de agotamiento, especialmente en el ártico. El agotamiento de ozono en ambos polos se debe mayormente a la destrucción química provocada por las sustancias reactivas de halógeno. El ozono total del Ártico es mayor en invierno que en la Antártida porque hay más transporte de aire cargado de ozono en el hemisferio norte que en el sur.

**Ozono Total en Regiones Polares**



## VEINTE PREGUNTAS

reactivo para formar ClO, y por consiguiente, menor cantidad de pérdida de ozono (ver *P10*). Además, son más variables las condiciones de viento y temperatura en el ártico de un invierno a otro y durante un mismo invierno que en la Antártida. En los inviernos árticos, las temperaturas mínimas no llegan a ser lo suficientemente bajas como para formar las nubes estratosféricas polares. Estos factores hacen que la pérdida de ozono en el polo ártico varíe de un año a otro, registrándose cierto agotamiento o casi nada según los años.

Como en la Antártida, el agotamiento de ozono en el Ártico ocurre a fines de invierno y a principios de primavera. En primavera sube la temperatura de la baja estratosfera, las NEPs ya no se forman más y no ocurren las reacciones

químicas que destruyen el ozono. Los vientos transportan aire cargado de ozono a la estratosfera ártica y vuelve al nivel de concentración normal hasta el próximo invierno.

**Elevado ozono total ártico.** Existe una diferencia importante en la forma en que el aire cargado de ozono es transportada en la estratosfera según la región polar durante el otoño e invierno. En la estratosfera del hemisferio norte, el transporte de aire cargado ozono es más efectivo, y por esa razón en los años 1980 el nivel de ozono total en el invierno del polo ártico fue más alto que en el invierno antártico (ver *Figura P12-1*). Los valores de ozono en el ártico permanecen más altos actualmente que en la Antártida porque la pérdida de ozono en el polo sur es mucho mayor.

### Reposición de la Pérdida del Ozono "Bueno" en la Estratosfera

Se ha planteado la idea de reponer artificialmente la pérdida del ozono estratosférico, el llamado ozono "bueno". Las cantidades de ozono en la estratosfera reflejan el equilibrio entre la continua producción y destrucción de este elemento por reacciones naturales (ver *P2*). Debido al aumento de sustancias que contienen cloro y bromo en la estratosfera y que son resultado de actividades humanas, la pérdida de ozono ha aumentado y se ha disminuido la presencia del ozono "bueno". Agregar ozono artificial a la estratosfera rompería el equilibrio existente. Ese ozono agregado sería destruido por reacciones químicas en semanas o meses. Por esta razón no sería práctico reponer el ozono perdido ya que ese esfuerzo deberá continuarse en forma indefinida, o mientras los niveles de cloro y bromo permanezcan altos.

Otra dificultad práctica en reponer el ozono estratosférico es la gran cantidad de ozono necesaria y el método de transporte. La cantidad total del ozono atmosférico es aproximadamente de *3000 megatonnes* (1 megatón = 1 billón de kilogramos) la mayoría ubicada en la estratosfera. Reponer el 3% del promedio de ozono global perdido requerirá 90 megatonnes del ozono estratosférico a ser distribuido en la capa ubicada a muchos kilómetros por encima de la superficie terrestre. La energía requerida para producir esta cantidad de ozono equivaldría a una parte de la energía eléctrica generada en los Estados Unidos, que es actualmente de 5 trillones de kilovatios-horas. Procesar y almacenar ozono, que es un gas explosivo y tóxico en grandes cantidades, aumentaría la energía requerida a tales efectos. Además, no se han probado aún los métodos adecuados para transportar y distribuir grandes cantidades de ozono en la estratosfera. Se deberá considerar otras consecuencias ambientales antes de estudiar esta posibilidad.

**P13:** ¿Es muy grande el agotamiento de la capa de ozono?

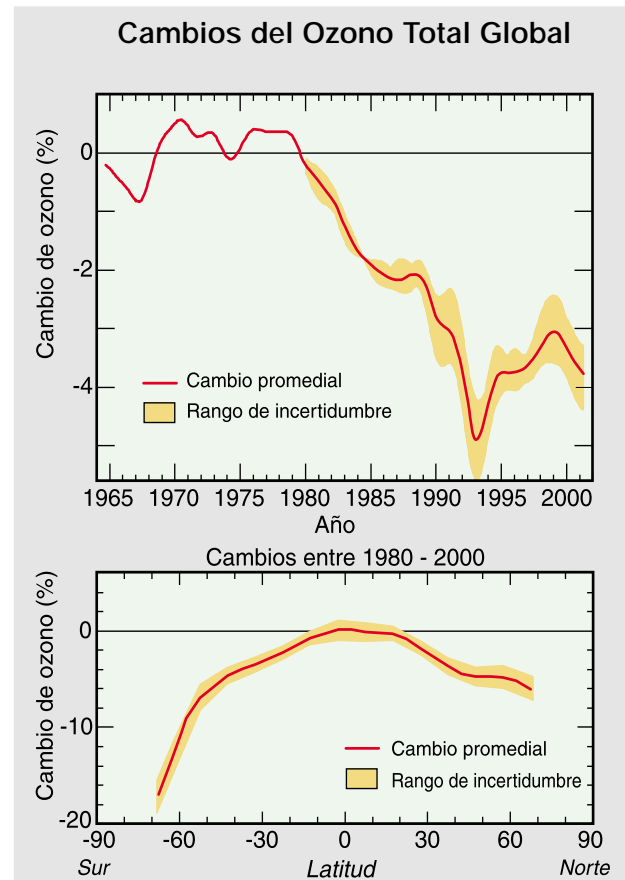
*La capa de ozono se ha venido agotando gradualmente desde 1980 y actualmente se registra una reducción del 3% a nivel global. El agotamiento, que excede las variaciones naturales de la capa de ozono, es mucho menor sobre el Ecuador y aumenta hacia las latitudes polares. El agotamiento más severo sobre las regiones polares se debe a la destrucción masiva que ocurre anualmente durante el invierno.*

El ozono estratosférico ha disminuido por todo el globo durante la década de 1980. La pérdida de ozono que en el período comprendido entre 1997-2001 fue del 3% (ver **Figura P13-1**), es mayor que las alteraciones naturales que tiene el ozono. Las observaciones mostradas en la **Figura P13-1** han sido suavizadas para quitar las variaciones regulares de ozono por los efectos estacionales y ciclos solares (ver **P14**). El aumento de gases de halógeno reactivos en la estratósfera es considerado el mayor responsable del agotamiento general. El nivel más bajo de ozono en estos últimos años se registró luego de la erupción del Monte Pinatubo, cuando aumentó la presencia de partículas conteniendo sulfato en la estratósfera.

Las partículas emitidas en la estratósfera quedan por varios años, aumentando la capacidad destructora de los gases reactivos de halógeno (ver **P14**). El agotamiento de ozono varía según la latitud en el globo (ver **Figura P13-1**). El mayor agotamiento ocurre en las latitudes meridionales más altas sobre la Antártida en cada invierno. El agotamiento que le sigue en importancia es observado en el hemisferio norte, sobre el Polo Ártico. También hay pérdidas en las latitudes entre el Ecuador y las regiones polares, pero menores por la menor presencia de gases de halógeno reactivos en dichos lugares.

**Regiones tropicales.** Hay muy poco agotamiento o casi nada en el ozono total de las regiones tropicales (entre 20° latitud norte y sur del Ecuador, **Figura P13-1**). En la estratósfera baja de estas regiones, en menos de 18 meses el aire de la baja atmósfera ha sido transportada y la conversión de gases fuentes de halógeno a gases de halógeno reactivos es mucho menor. Por el contrario, el aire estratosférico de las regiones polares ha permanecido en la estratósfera por un período promedio de 4 a 7 años, y la concentración de gases de halógeno reactivos es mucho mayor.

**Cambios estacionales.** La magnitud del agotamiento global de ozono también depende de la estación de cada año. En el período anterior a 1980, de 1997 a 2001, el ozono total disminuyó cerca del 3% en las latitudes medianas septentrionales (35°N-60°N) y cerca del 6% en las latitudes medias meridionales (35°S-60°S). Los cambios estacionales son diferentes en los dos hemisferios. En el hemisferio norte, se observan mayores pérdidas en invierno y primavera (4%) que en otoño (2%). En el hemisferio sur, el agotamiento es igual (6%) en todas las estaciones.



**Figura P13-1. Cambios del Ozono Total Global.** Los valores de ozono total han disminuido en las últimas dos décadas, según observaciones hechas por equipos satelitales. En la gráfica superior, se comparan los cambios de ozono global con el promedio de ozono global observado en el período entre 1964 a 1980. Entre 1980 y 2000, la disminución más pronunciada ocurrió luego de la erupción volcánica del Monte Pinatubo en 1991. De 1997 al 2001, el ozono global se redujo en 3% respecto del valor promedio entre 1964-1980. En la gráfica inferior, se comparan las variaciones de ozono en el período entre 1980 y 2000 según las diferentes latitudes. En latitudes altas de ambos hemisferios la disminución de ozono es mayor por el gran agotamiento en los inviernos polares. Las pérdidas de ozono en el hemisferio sur son mayores que en el norte. En cambio en los trópicos la pérdida de ozono es mucho menor por la menor presencia de los gases reactivos de halógeno en su baja estratósfera.



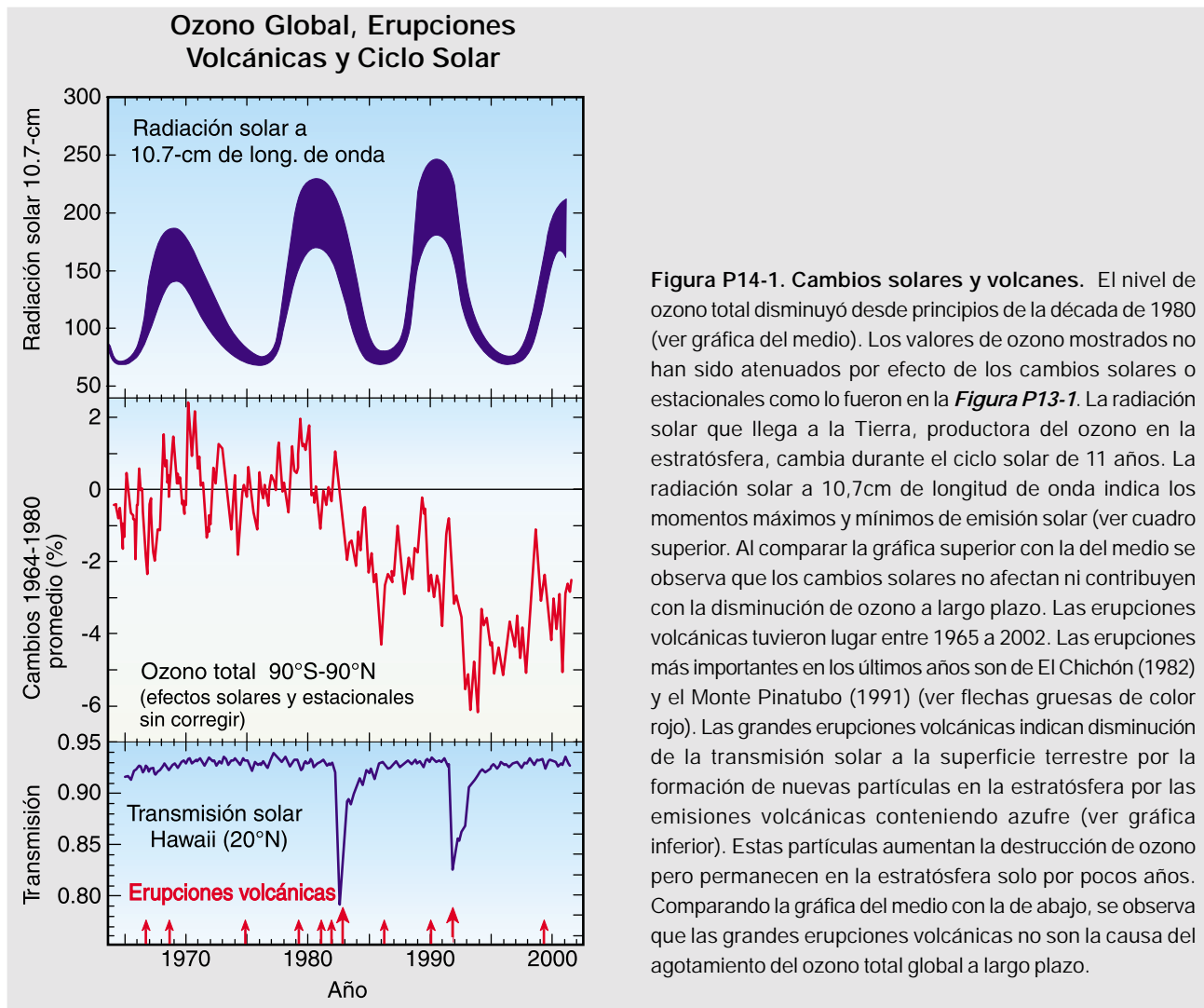
**P14:** ¿Los cambios solares y erupciones volcánicas afectan la capa de ozono?

*Sí, factores como cambios en la radiación solar, así como la formación de partículas estratosféricas luego de erupciones volcánicas afectan la capa de ozono. Sin embargo, ninguno de estos factores por sí solos son los responsables de la disminución del ozono total global en estas dos últimas décadas. Si ocurrieran erupciones volcánicas de magnitud en las décadas siguientes, el agotamiento de ozono aumentaría aún más por varios años luego de la erupción.*

Los cambios en la radiación solar y el aumento de partículas provenientes de erupciones volcánicas afectan la concentración de ozono en la estratósfera, pero éstos no son los factores responsables del agotamiento de ozono observado en todos estos años.

**Cambios en los ciclos solares.** El ozono estratosférico se forma con la radiación solar ultravioleta (UV) (ver **Figura P2-1**). A mayor radiación solar, es mayor la cantidad de ozono en la atmósfera. La emisión de energía radiativa y el número de manchas solares varía a lo largo del ciclo solar

de 11 años. A través de observaciones durante varios ciclos solares (desde 1960) se sabe que los niveles de ozono total global varían de 1 a 2% entre el máximo y mínimo de un ciclo típico. Los cambios en la emisión solar en una longitud de onda de 10,7 cm, aunque mayores que los cambios en la emisión solar total, se usan para mostrar los períodos de emisión máxima y mínima (ver **Figura P14-1**). Desde 1978, la emisión solar ha pasado por valores máximos en los años 1969, 1980, y 1991, y recientemente, se llegó al nivel máximo en 2002.



**Figura P14-1. Cambios solares y volcanes.** El nivel de ozono total disminuyó desde principios de la década de 1980 (ver gráfica del medio). Los valores de ozono mostrados no han sido atenuados por efecto de los cambios solares o estacionales como lo fueron en la **Figura P13-1**. La radiación solar que llega a la Tierra, productora del ozono en la estratósfera, cambia durante el ciclo solar de 11 años. La radiación solar a 10,7cm de longitud de onda indica los momentos máximos y mínimos de emisión solar (ver cuadro superior). Al comparar la gráfica superior con la del medio se observa que los cambios solares no afectan ni contribuyen con la disminución de ozono a largo plazo. Las erupciones volcánicas tuvieron lugar entre 1965 a 2002. Las erupciones más importantes en los últimos años son de El Chichón (1982) y el Monte Pinatubo (1991) (ver flechas gruesas de color rojo). Las grandes erupciones volcánicas indican disminución de la transmisión solar a la superficie terrestre por la formación de nuevas partículas en la estratósfera por las emisiones volcánicas conteniendo azufre (ver gráfica inferior). Estas partículas aumentan la destrucción de ozono pero permanecen en la estratósfera solo por pocos años. Comparando la gráfica del medio con la de abajo, se observa que las grandes erupciones volcánicas no son la causa del agotamiento del ozono total global a largo plazo.

En las últimas dos décadas, el nivel de ozono total ha disminuido en todo el globo. En los últimos años el nivel de agotamiento registra un 3-4% comparado con valores anteriores a 1980 (ver *Figura P14-1*). Los niveles de ozono indicados no han sido atenuados por efectos de la variación solar ni por las estaciones como fueron en la *Figura P13-1*. Durante el mismo período, el cambio en la emisión solar indica el ciclo estimado de 11 años pero no indica una disminución con el tiempo. Por esta razón, no se puede atribuir el agotamiento del ozono global a largo plazo solamente a los cambios solares.

**Erupciones volcánicas pasadas.** Las grandes erupciones volcánicas emiten gases que contienen azufre directamente a la capa de ozono, provocando la formación de nuevas partículas de sulfato. Las partículas se forman inicialmente en la estratósfera por encima del volcán y luego es distribuida con el viento estratosférico. La presencia de partículas volcánicas en la estratósfera es registrada por observaciones de transmisión solar a través de la atmósfera. Cuando hay presencia de gran cantidad de partículas en la estratósfera, la transmisión de la radiación solar disminuye. Ejemplos recientes de este fenómeno son las erupciones de El Chichón (1982) y el Monte Pinatubo (1991) que afectaron la transmisión solar en forma temporaria (ver *Figura P14-1*).

Mediciones de laboratorio y observaciones estratosféricas han indicado que las reacciones químicas de las partículas de las erupciones aumentan la destrucción de ozono aumentando la cantidad de cloro reactivo y

monóxido de cloro (ClO). La erupción de magnitud más reciente fue la del Monte Pinatubo, que aumentó la presencia de partículas por diez veces. Tanto el El Chichón como el Monte Pinatubo redujeron el ozono global por algunos años (ver *Figura P14-1*). Luego de pocos años, el efecto de las partículas volcánicas disminuye al ser removidas de la estratósfera por la circulación natural del aire. Gracias a que las partículas fueron removidas, las erupciones volcánicas mayores de las últimas dos décadas no son responsables de la disminución de ozono por largo plazo.

**Futuros volcanes.** Observaciones y modelos atmosféricos indican que los niveles más bajos de ozono observados en 1992-1993 fueron provocados por la gran cantidad de partículas producidas por la erupción del Monte Pinatubo, junto con la concentración de sustancias halogenadas en la estratósfera durante la década de 1990. Si el Monte Pinatubo hubiera erupcionado antes de 1980, los cambios en el ozono global habrían sido mucho menores que los observados en 1992-1993 por la menor presencia de sustancias halogenadas en la estratósfera. Aún a principios del siglo XXI, la alta concentración de sustancias halogenadas será un factor importante en los cambios de la atmósfera global (ver *Figura P16-1*). En caso de suceder alguna gran erupción volcánica en estas condiciones, el agotamiento de ozono será más serio y persistirá por mucho tiempo. Recién cuando las sustancias halogenadas hayan disminuido, el efecto de las erupciones volcánicas sobre el ozono será más leve.

## IV. CONTROL DE SUSTANCIAS AGOTADORAS DE LA CAPA DE OZONO

**P15:** ¿Existen normas que regulan la producción de sustancias que agotan el ozono?

*Sí. La producción de sustancias agotadoras de ozono es regulada por un convenio internacional de 1987 conocida como el “Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la Capa de Ozono” y las subsiguientes Enmiendas y Ajustes. Este Protocolo, ratificado hasta el momento por más de 180 países, establece normas de control sobre la producción y el consumo nacional de sustancias agotadoras de ozono. La producción y consumo por parte de los países desarrollados y en desarrollo de los principales gases que contienen halógenos, será reducido significativamente o bien eliminado antes de mediados del siglo XXI.*

**Protocolo de Montreal.** En 1985, 20 países firmaron en Viena el tratado denominado *Convenio para la Protección de la Capa de Ozono*, acordando tomar medidas necesarias para proteger la capa de ozono. El Convenio de Viena ha apoyado investigaciones, intercambio de información y futuros protocolos. Debido al creciente interés, se firmó en 1987 y se ratificó en 1989 el Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la Capa de Ozono. En este Protocolo se establecen normas de control para los países desarrollados y en desarrollo sobre la producción y consumo de las sustancias agotadoras de ozono. El consumo nacional de las sustancias controladas se determina por la cantidad de producción e importación de la sustancia, menos la cantidad de exportación a otras naciones.

**Enmiendas y Ajustes.** A medida que las evidencias científicas que sustentaban el agotamiento de ozono fueron ampliamente reconocidas hacia 1987 y a su vez comenzaron a aparecer sustitutos y otras alternativas para las sustancias agotadoras de ozono, se incorporaron Enmiendas y Ajustes al Protocolo de Montreal para otorgarle una mayor efectividad. Las revisiones añadieron nuevas sustancias controladas, la aceleración de las medidas de control existentes y la eliminación gradual de la producción de ciertas sustancias. El Protocolo inicial trataba solamente sobre la disminución de la producción de clorofluorocarbonos (CFCs) y halones. La Enmienda de Londres de 1990 estableció la eliminación gradual de la producción de aquellas sustancias más dañinas que agotan la capa de ozono al año 2000 en los países desarrollados y al año 2010 en los países en desarrollo. Luego la Enmienda de Copenhague de 1992 aceleró la fecha de eliminación a 1996 para los países desarrollados. Más tarde, más controles sobre las sustancias agotadoras de ozono fueron acordados en las Reuniones de las Partes en Viena (1995), Montreal (1997) y Beijing (1999).

**Proyecciones del Protocolo de Montreal.** Con el Protocolo de Montreal se puede pronosticar la cantidad de cloro que puede estar presente en la estratosfera. El cloro estratosférico es responsable del efecto combinado en el ozono de las sustancias que contienen cloro y bromo. Los resultados se muestran en la *Figura P15-1* para los siguientes casos:

- Sin el Protocolo, con aumento de producción continuada de un 3% anual.
- Producción permitida de acuerdo a los términos acordados originalmente en Montreal en 1987.
- Producción limitada de acuerdo a las Enmiendas y Ajustes posteriores: Londres, 1990; Copenhague, 1992; y Beijing, 1999. (Los nombres de las ciudades y los años indican cuándo y dónde se realizaron los acuerdos).
- Emisión cero de las sustancias agotadoras de ozono a partir de 2003.

En cada caso, se considera que la producción de dichas sustancias equivale a la emisión de las mismas en la atmósfera. Sin el Protocolo de Montreal, la producción y el uso continuado de los CFCs y otras sustancias agotadoras de ozono hubiera llevado a un aumento en múltiplo de diez de cloro efectivo en la estratosfera a mediados de 2050, comparado con los niveles de 1980. Con estos niveles tan altos, el agotamiento de ozono a nivel global hubiera sido mucho mayor que lo observado hasta el momento. Por consiguiente, la radiación dañina UV-B se habría incrementado significativamente sobre la superficie de la Tierra, causando numerosos casos de cáncer de piel (ver el cuadro inferior de la *Figura P15 y P17*).

Con el Protocolo de Montreal de 1987 sólo se entelecería el alcance de los altos valores de cloro por una o más décadas en el siglo XXI. No es sino hasta que se consideren las Enmiendas y Ajustes de Copenhague de 1992 que el Protocolo puede mostrar un descenso de los niveles de cloro efectivo en la estratosfera. Actualmente, con el total cumplimiento del Protocolo de Montreal, sus Enmiendas y Ajustes, el uso de sustancias agotadoras de ozono producidas por el hombre se irá eliminando gradualmente y el cloro efectivo en la estratosfera irá disminuyendo, volviendo a los niveles previos de la existencia del agujero de ozono, hacia mediados del siglo XXI.

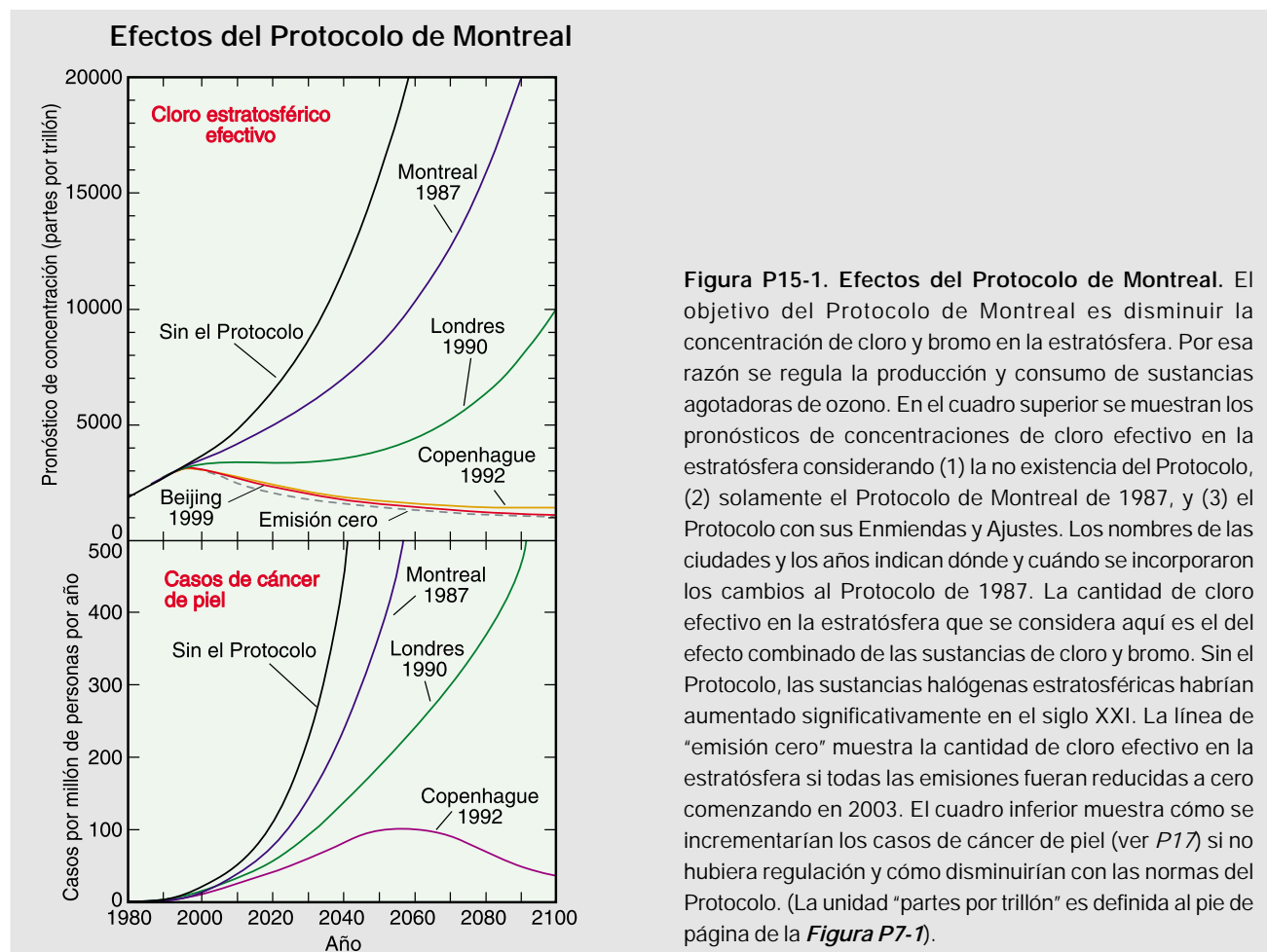
**Emisión Cero.** Los valores de cloro efectivo en las próximas décadas dependerán de las emisiones de sustancias halogenadas producidas en dichas décadas, así como por la emisión de las sustancias que existen actualmente en uso o que se encuentran almacenadas de varias formas. Bajo el acuerdo de Beijing de 1999 se permite

la producción y consumo de algunas sustancias agotadoras de ozono, especialmente a los países en desarrollo. Para medir cómo repercute la emisión de estas sustancias en los valores de cloro reactivo, se incluye el caso de “emisión cero” en la **Figura P 15-1**. En este caso hipotético, todas las emisiones de sustancias agotadoras de ozono se fijan en cero a partir de 2003. Como se observa, la reducción de cloro efectivo en la estratósfera, mas allá de los valores esperados con el acuerdo de Beijing 1999 sería mucho menor comparado con los cambios anteriores.

**Gases sustitutos: HCFCs.** El Protocolo de Montreal permite el uso transitorio de hidroclorofluorocarbonos (HCFCs) como componente sustituto de CFC-12, que es una de las principales sustancias agotadoras de ozono. Los HCFCs difieren químicamente de la mayoría de las sustancias agotadoras de ozono en que además de átomos de cloro y flúor, contienen átomos de hidrógeno (H). Los HCFCs se usan en refrigeración, aerosoles y como solventes, sustituyendo los CFCs. Los HCFCs tienen de 1 a 15% menos de potencial de agotamiento del ozono estratosférico, respecto al CFC-12, debido a que son primero químicamente removidos en la tropósfera. Esta remoción protege parcialmente al ozono estratosférico de los halógenos que

contienen los HCFCs. En cambio, los CFCs y muchas otras sustancias agotadoras de ozono son químicamente inertes en la tropósfera y por lo tanto llegan a la estratósfera sin ser removidos significativamente. De todos modos, como los HCFCs igualmente contribuyen a la presencia de halógeno en la estratósfera, el Protocolo de Montreal establece el cese de su producción y consumo, tanto para los países desarrollados como en desarrollo, hacia el 2040.

**Gases sustitutos: HFCs.** Los hidrofluorocarbonos (HFCs) son utilizados también como compuestos sustitutos de CFCs y otras sustancias agotadoras de ozono. Los HFCs contienen solamente átomos de hidrógeno, flúor y carbono. Al no contener cloro ni bromo, no contribuyen al agotamiento del ozono. Por lo tanto, los HFCs no están controlados por el Protocolo de Montreal. Sin embargo, los HFCs (así como todas las sustancias agotadoras de ozono) son sustancias radiativamente activas que contribuyen al calentamiento global producido por el hombre y al cambio climático ya que se acumulan en la atmósfera (ver *P18*). Los HFCs están dentro del grupo de sustancias incluidas en el Protocolo de Kioto de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC).



**Figura P15-1. Efectos del Protocolo de Montreal.** El objetivo del Protocolo de Montreal es disminuir la concentración de cloro y bromo en la estratósfera. Por esa razón se regula la producción y consumo de sustancias agotadoras de ozono. En el cuadro superior se muestran los pronósticos de concentraciones de cloro efectivo en la estratósfera considerando (1) la no existencia del Protocolo, (2) solamente el Protocolo de Montreal de 1987, y (3) el Protocolo con sus Enmiendas y Ajustes. Los nombres de las ciudades y los años indican dónde y cuándo se incorporaron los cambios al Protocolo de 1987. La cantidad de cloro efectivo en la estratósfera que se considera aquí es el del efecto combinado de las sustancias de cloro y bromo. Sin el Protocolo, las sustancias halógenas estratosféricas habrían aumentado significativamente en el siglo XXI. La línea de “emisión cero” muestra la cantidad de cloro efectivo en la estratósfera si todas las emisiones fueran reducidas a cero comenzando en 2003. El cuadro inferior muestra cómo se incrementarían los casos de cáncer de piel (ver *P17*) si no hubiera regulación y cómo disminuirían con las normas del Protocolo. (La unidad “partes por trillón” es definida al pie de página de la *Figura P7-1*).

**P16:** ¿Ha logrado el Protocolo de Montreal reducir las sustancias agotadoras de ozono en la atmósfera?

*Sí, gracias al Protocolo de Montreal, en estos últimos años la concentración de sustancias agotadoras de ozono en la atmósfera está disminuyendo. Si los países continúan respetando el Protocolo, el descenso continuará en el siglo XXI. Ciertas sustancias como los halones y HCFCs continúan aumentando en la atmósfera, pero si se sigue cumpliendo con el Protocolo empezarán a disminuir en las próximas décadas. Para mediados del siglo XXI la concentración de las sustancias agotadoras de ozono volverá a los niveles de principios de la década de 1980, anteriores a la formación del agujero de ozono antártico.*

**Cloro efectivo estratosférico.** El Protocolo de Montreal ha sido eficaz para disminuir la presencia de sustancias agotadoras de ozono en la atmósfera y esto se puede observar a través de las variaciones en el nivel de *cloro efectivo estratosférico*. El cloro efectivo se calcula en base a mediciones o estimaciones de la concentración de sustancias que contienen cloro y bromo en la estratosfera. Debido a que el bromo es mucho más potente por átomo que el cloro en agotar el ozono (ver *P7*), al bromo se lo multiplica por un factor que considera esa mayor efectividad y luego se suma al total de cloro. Los átomos de bromo son mucho menos abundantes en la estratosfera que el cloro (ver *Figura P7-1*) pero son aproximadamente 45 veces más efectivos que el cloro en destruir las moléculas de ozono. El aumento de cloro efectivo en décadas pasadas fue el causante del agotamiento de ozono. Por esta razón, se espera que se recupere el ozono en el futuro a medida que descienda el nivel de cloro efectivo.

**Variaciones del cloro efectivo estratosférico.** De la segunda mitad del siglo XXI hasta la década de 1990, los valores de cloro reactivo aumentaron constantemente (ver *Figura P16-1*). Los valores fueron calculados en base a la concentración de gases fuentes de halógenos obtenidos a través de mediciones, estimaciones históricas y proyecciones. Gracias al Protocolo de Montreal, el incremento de cloro efectivo se ha enlentecido, llegó a un máximo para luego descender en la década de los 1990. Este descenso implica que su potencial de agotar el ozono estratosférico está siendo menor. La baja de cloro activo se estima que continúe durante el siglo XXI si todas las naciones siguen aplicando las normas del Protocolo. Luego de que la emisión de sustancias halógenas emitidas por la actividad del hombre cese, el descenso de cloro efectivo continuará a través del proceso de destrucción natural. Una reducción significativa requiere décadas ya que la vida de las moléculas de los compuestos halogenados en la atmósfera se estima en 100 años (ver *Cuadro P7-1*).

**Sustancias agotadoras de ozono.** La reducción de cloro reactivo depende directamente de la disminución de la emisión de determinadas sustancias agotadoras de ozono. La reglamentación del Protocolo de Montreal considera separadamente a cada clase de sustancia agotadora de ozono producidas por el hombre basándose en una serie de factores. Entre ellos, (1) la efectividad de cada clase en agotar el ozono en

comparación con otras sustancias; (2) la disponibilidad de sustancias sustitutas adecuadas para uso doméstico e industrial; (3) el impacto de la reglamentación en países en desarrollo.

En la reglamentación, se consideran otra serie de factores como (1) la forma en que la sustancia se utiliza y es emitida a la atmósfera; (2) con qué rapidez la sustancia se destruye químicamente en la atmósfera; y (3) la cantidad total de la sustancia acumulada en la atmósfera.

**Metilcloroformo y CFCs.** El metilcloroformo ( $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ ) es la sustancia agotadora de ozono que más disminuyó en la atmósfera. Como se muestra en la *Figura P16-1*, los valores de metilcloroformo atmosférico cayeron abruptamente gracias al Protocolo de Montreal que establece la reducción de su producción casi a cero. La concentración en la atmósfera del metilcloroformo disminuyó rápidamente ya que esta sustancia tiene una corta vida atmosférica (aproximadamente 5 años). Además, la sustancia se usa más que nada como solvente, o sea que tampoco existe una gran reserva a largo plazo como los refrigerantes. La reducción del cloro activo en la década de 1990 provino básicamente de la reducción de la cantidad de metilcloroformo en la atmósfera. También hubo una reducción significativa en las emisiones de los clorofluorocarbonos CFC-11, CFC-12 y CFC-113 a partir de los 1990. Por consiguiente, el incremento en la atmósfera de esas sustancias se ha desacelerado y la cantidad de CFC-11 y CFC-113 ha disminuido (ver *Figura P 16-1*). Debido a que tienen una vida más larga en la atmósfera (ver *Cuadro P7-1*), la cantidad de CFCs disminuye más lentamente que el metilcloroformo.

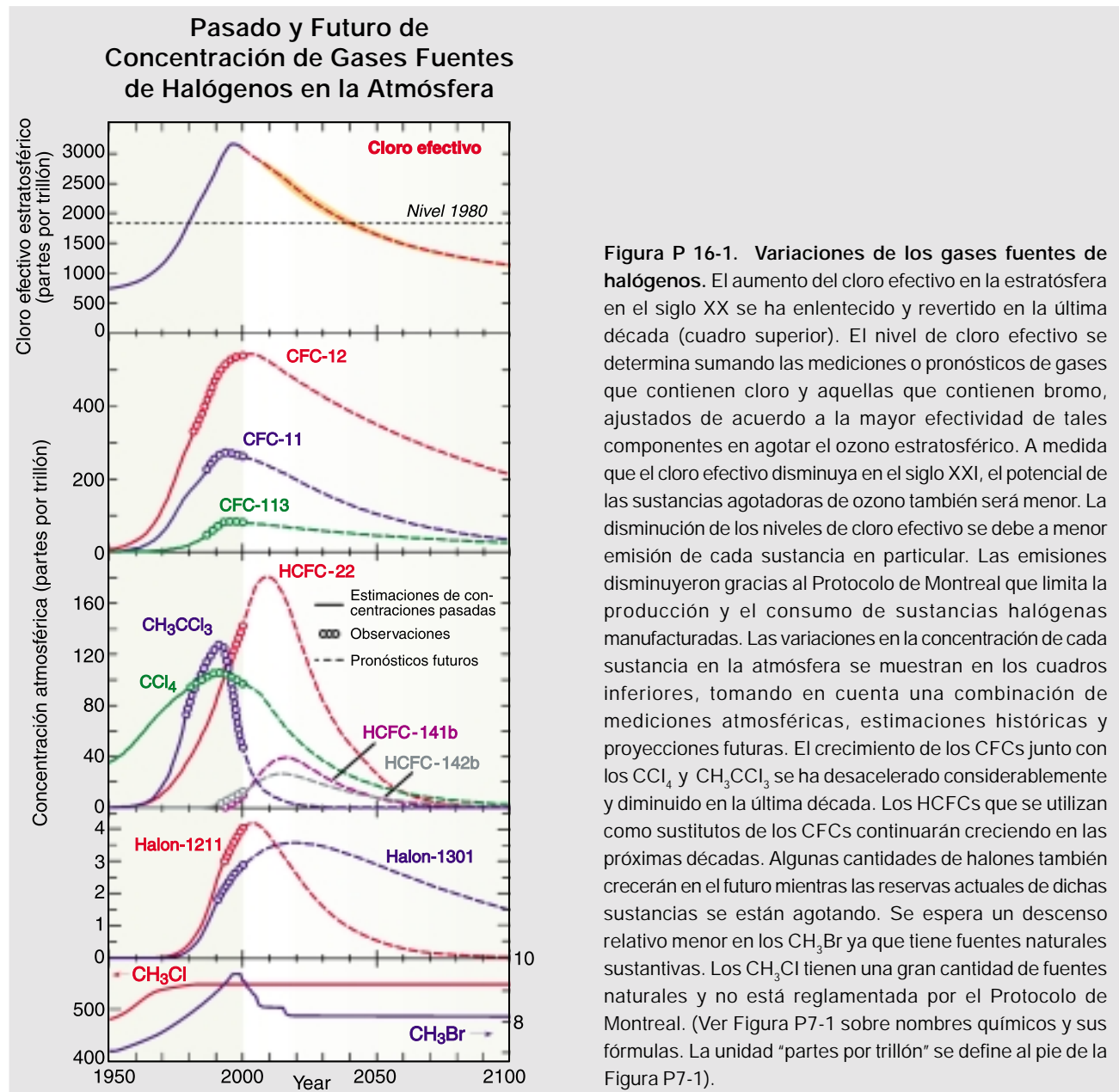
**Sustancias sustitutas HCFCs.** Debido a que el Protocolo de Montreal permite el uso de los hidroclorofluorocarbonos (HCFCs) como sustituto transitorio de los CFCs, la cantidad de HCFC-22, HCFC-14b y HCFC-142b continúa creciendo en la atmósfera (ver *Figura P16-1*). Los HCFCs son preferibles como sustitutos de los CFCs ya que se destruyen parcialmente en la tropósfera a través de reacciones químicas, reduciendo de esa manera su efectividad en destruir el ozono estratosférico. De acuerdo al Protocolo de Montreal, la producción de HCFCs cesará en los países desarrollados hacia 2030 y en los países en desarrollo en 2040. Como se muestra en la *Figura P 6-1*, las proyecciones de la futura concentración de HCFCs alcanzan un nivel máximo en las primeras décadas del siglo XXI para luego descender continuamente.



**Halones.** La concentración del Halón-1211 y Halón-1301 en la atmósfera forman parte de una porción significativa de todos los gases que contienen bromo (ver *Figura P7-1*) y continúa creciendo a pesar de su eliminación en los países desarrollados en 1994 (ver *Figura P16-1*). Esto se debe a que existe una gran reserva destinada a los equipos extinguidores de fuego que se están liberando gradualmente y porque en los países en desarrollo la producción y consumo todavía está permitido. La liberación de halones almacenados puede mantener en alto la concentración del halón atmosférico en el siglo XXI.

**Cloruro de metilo y bromuro de metilo.** Tanto el cloruro de metilo ( $\text{CH}_3\text{Cl}$ ) como el bromuro de metilo ( $\text{CH}_3\text{Br}$ ) son únicos entre los gases fuentes de halógeno porque una gran fracción de sus fuentes están asociadas con procesos

naturales (ver P7). La concentración promedio del cloruro de metilo en la atmósfera, una sustancia que no se encuentra reglamentada bajo el Protocolo de Montreal, se espera que permanezca relativamente constante durante este siglo. Para fines de este siglo, el cloruro de metilo formará gran parte del cloro efectivo en la estratósfera, ya que otras sustancias como los CFCs se esperan que disminuyan significativamente (ver *Figura P16-1*). La concentración de bromuro de metilo, que sí está reglamentada por el Protocolo, se estima que disminuirá en las primeras décadas de este siglo por la eliminación gradual de su producción en países desarrollados y en desarrollo. En las décadas que restan de este siglo, se espera que la concentración de bromuro de metilo permanezca relativamente constante.





## V. EFECTOS DEL AGOTAMIENTO DE OZONO

**P17:** ¿El agotamiento de la capa de ozono aumenta la radiación ultravioleta sobre la Tierra?

*Si, la radiación ultravioleta sobre la superficie de la Tierra aumenta a medida que la cantidad total de ozono disminuye, ya que el ozono absorbe las radiaciones solares ultravioletas. Mediciones realizadas por estaciones terrestres y estimaciones en base a datos provenientes de satélites confirman que la radiación ultravioleta sobre la superficie ha aumentado en regiones donde se observa agotamiento de ozono.*

El agotamiento del ozono estratosférico conduce a un incremento de la radiación ultravioleta en la superficie terrestre. El aumento ocurre principalmente en el componente ultravioleta-B (UV-B) de la radiación solar. La radiación UV-B se define como radiación con longitud de onda entre 280 a 315 nanómetros. Las variaciones en la radiación UV-B en la superficie se puede observar directamente y se puede estimar a través de las variaciones de ozono.

**Radiación UV-B superficial.** La cantidad de radiación ultravioleta que llega a la superficie de la Tierra depende en gran parte de la cantidad de ozono en la atmósfera. Las moléculas de ozono de la estratósfera absorben la radiación UV-B, disminuyendo significativamente la cantidad de radiación que llega a la superficie de la Tierra (ver P3). Si la cantidad total de ozono disminuye en la estratósfera, entonces la cantidad de radiación UV que llega a la superficie de la Tierra por lo general aumenta. Esta relación entre el total de ozono y la radiación superficial UV ha sido estudiada con mediciones directas de ozono y de las radiaciones UV en varios puntos del globo. La cantidad de radiación UV en un lugar depende también de otros factores como la posición del Sol en el cielo, la nubosidad y la contaminación del aire. En general, la radiación UV superficial en determinado punto de la Tierra varía durante el día y con la estación ya que cambia la posición del Sol en el cielo.

**Variaciones de la radiación UV superficial a largo plazo.** Las observaciones satelitales de las variaciones del ozono global sirven para estimar los cambios en la radiación UV superficial global que ha ocurrido en los 20 últimos años. Estos cambios revisten interés ya que la radiación UV puede producir daños a los seres humanos y a otras formas de vida (ver P3). La cantidad de radiación UV que produce una reacción eritémica o quemadura solar en seres humanos se evalúa generalmente en forma separada. La radiación UV-B es el mayor causante de la quemadura solar UV. Las variaciones de radiaciones UV eritémicas en un período largo en una localidad, puede ser estimada a través de la evolución que tuvo el ozono total en ese lugar. Los resultados muestran que el promedio de quemaduras solares UV tuvieron un leve aumento entre 1979 y 1992 en un amplio rango de latitudes (ver **Figura P17-1**). Los mayores incrementos se encontraron en las latitudes

polares altas de ambos hemisferios. Se comprueba entonces que los aumentos se dan en donde hubo mayor disminución de ozono total (ver **Figura P13-1**). Las variaciones mínimas de quemaduras por radiaciones solares UV se dan en los trópicos, donde la variación del ozono total es menor.

**Variaciones en índices UV.** El “índice UV” es una medida de radiación UV diaria sobre la superficie que es relevante para la piel humana. El índice UV se usa a nivel internacional para atraer la atención del público sobre los efectos nocivos de la radiación UV en la salud humana y orientarlos hacia la necesidad de tomar medidas de protección. El índice es esencialmente una medida de radiación eritémica, donde la radiación UV-B es el principal componente. El índice UV máximo diario varía según el lugar y la estación, como se muestra en los casos de tres localidades en la **Figura P17-2**. Los mayores valores diarios ocurren generalmente en las latitudes más bajas (trópicos) en verano, cuando el Sol del mediodía está más cercano a la superficie. Valores en San Diego, California, por ejemplo, generalmente son mayores por año que aquellos encontrados en Barrow, Alaska, que se encuentra a una latitud más alta. A una determinada latitud, el índice UV crece en regiones montañosas. En invierno y otoño los valores son cero en períodos de oscuridad continua en lugares de alta latitud.

Un ejemplo ilustrativo de cómo el agotamiento de ozono en la zona polar aumenta el índice UV máximo diario se muestra en la **Figura P17-2**. A través de mediciones satelitales registradas durante el período de 1978-1983 en primavera, se pueden ver valores normales de índice UV en Palmer, Antártida, antes de la aparición del “agujero de ozono” antártico (ver línea punteada). En la última década (1991-2001) el agotamiento de ozono constante en la primavera incrementó el índice UV más allá de los valores normales por varios meses (ver línea gruesa). Actualmente los valores del índice UV en Palmer (64°S) llega a igualar o exceder los valores normales de primavera registrados en San Diego (32°N).

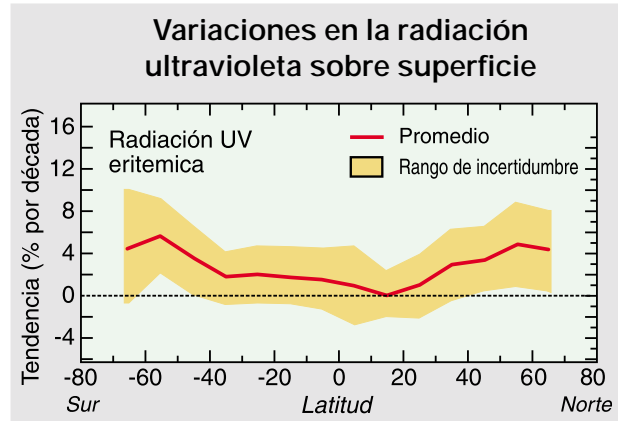
**Otras causas de las variaciones UV a largo plazo.** La intensidad de la radiación UV-B sobre la superficie terrestre también puede variar debido a otras actividades del hombre o al cambio climático. Variaciones a largo plazo de la nubosidad, aerosoles, contaminación, nieve o capas de

hielo, provocan a su vez variaciones a largo plazo de la radiación UV-B en la superficie. En lugares determinados, las mediciones indican que variaciones a largo plazo en la radiación UV-B fueron causadas por uno o más de estos factores. Asimismo, el impacto de algunos de estos factores

puede ser complejo. Por ejemplo, un cambio de nubosidad generalmente provoca una reducción de la radiación UV-B debajo de la capa nubosa, pero puede aumentar la radiación arriba de la capa (en regiones montañosas).

**Variaciones de la radiación UV y el cáncer de piel.**

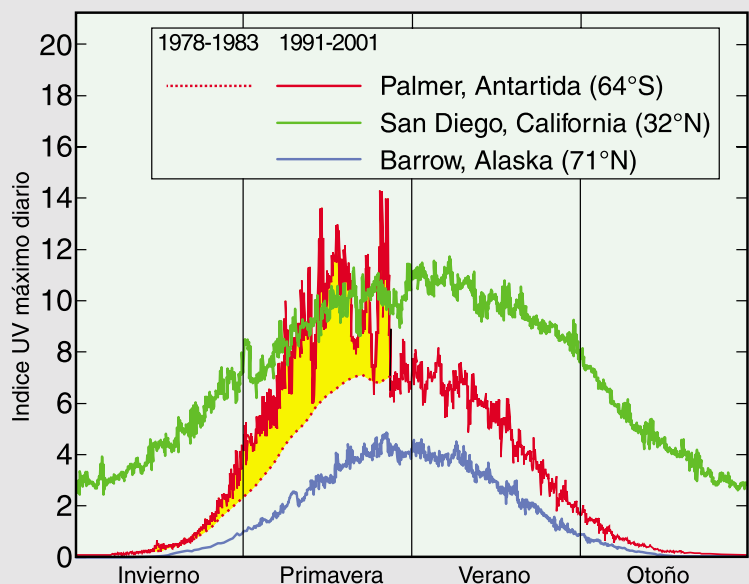
Los casos de cáncer de piel en humanos aumenta con la cantidad de radiación solar UV eritémica que llega a la superficie de la Tierra. Un grupo conformado por científicos atmosféricos y profesionales de la salud pronosticaron los casos de cáncer de piel en el futuro. Para ello se basaron en que el aumento de la radiación solar UV eritémica es provocado por el agotamiento de ozono y este último por el cloro activo de la estratósfera (ver P16). En la **Figura P15-1** se muestra el pronóstico de futuros casos de cáncer de piel de acuerdo a la estimación de cloro activo regulado por el Protocolo de Montreal de 1992 según la sensibilidad UV y distribución por edad de la población de los Estados Unidos. Se tomaron los casos que *aumentaron* el número registrado en 1980, antes de verificarse el agotamiento de ozono (aproximadamente 2000 por millón de población). También se consideró en el pronóstico el hecho de que el cáncer de piel en humanos aparece luego de una exposición prolongada a las radiaciones solares UV. Los resultados muestran que con el Protocolo actual, los excesos de casos de cáncer de piel aumentarán desde principios hasta mediados de décadas del siglo XXI, y a finales del siglo, con la disminución esperada de emisiones de sustancias agotadoras de ozono, se retomen los valores de 1980. Sin el Protocolo, los casos de cáncer de piel aumentarían durante el siglo en forma difícil de controlar.



**Figura P17-1. Variaciones en la radiación ultravioleta sobre superficie.** La radiación solar UV sobre la superficie de la Tierra que causa quemaduras ha aumentado en todo el mundo entre 1979 y 1972. También conocida como “radiación eritémica”, la radiación solar UV es dañina para los humanos y otras formas de vida. La tendencia se confirma a través de observaciones del agotamiento de ozono y su relación con la radiación UV sobre la superficie en determinados puntos. Las variaciones de la radiación UV en los trópicos son menores porque las variaciones de ozono también fueron mínimas.

**Figura P17-2. Variaciones en el índice UV.** El índice UV máximo diario es una medida de máxima radiación UV eritémica que ocurre durante el día en determinado punto. La radiación UV-B que es absorbida por el ozono es una parte importante de la radiación eritémica UV. El índice UV varía con la latitud y la estación debido al recorrido que hace el Sol. Los valores más altos del índice UV diario se dan en los trópicos porque el Sol al mediodía está más alto durante todo el año y los valores de ozono total son mínimos. Haciendo una comparación, la figura muestra que el índice UV es mayor en San Diego que en Barrow durante todo el año. El índice es cero en altas latitudes cuando la oscuridad es continua. El efecto del agotamiento del ozono en el índice se puede observar comparando los registros de Palmer y San Diego. En la figura se puede observar valores normales estimados para Palmer durante 1978 - 1983, anterior a las apariciones del «agujero de ozono» en cada estación (ver línea roja punteada). En la última década (1991 – 2001), el agotamiento de ozono sobre la Antártida condujo a un aumento en el índice UV máximo en Palmer durante toda la primavera (ver la zona sombreada amarilla). Los valores de Palmer actualmente llegan a ser iguales o excede a las registradas en primavera en San Diego, ubicada a una latitud más baja.

**Variaciones estacionales en el índice UV**



**P18:** ¿El agotamiento de la capa de ozono es el principal causante del cambio climático?

No, el agotamiento de ozono en sí mismo no es el principal causante del cambio climático. Sin embargo, dado que el ozono es un gas de efecto invernadero, las variaciones de ozono y el cambio climático están relacionados de muchas maneras. El agotamiento del ozono estratosférico y el aumento del ozono troposférico a nivel global en estas últimas décadas contribuyen al cambio climático, aunque en menor proporción si se compara con el total de los gases de efecto invernadero. A su vez, el ozono y el cambio climático se relacionan indirectamente, ya que muchas de las sustancias agotadoras de ozono como los clorofluorocarbonos (CFCs), hidroclorofluorocarbonos (HCFCs) y halones, también contribuyen al cambio climático.

Si bien el agotamiento de ozono no es el principal causante del cambio climático, se relaciona con este fenómeno de varias formas.

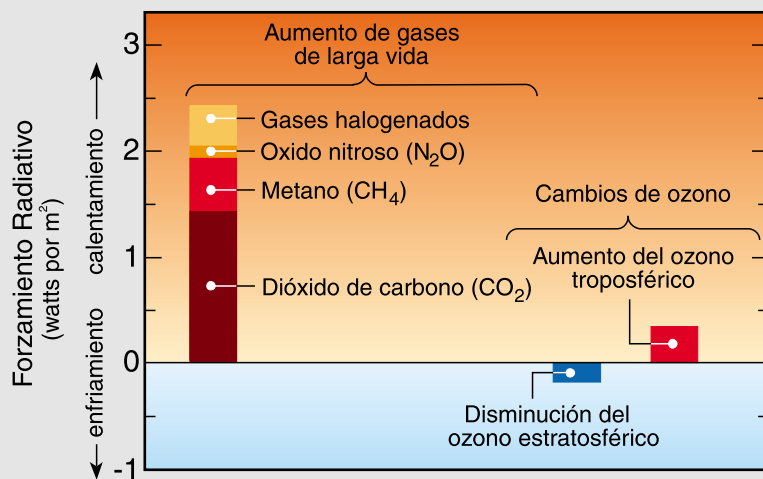
**Forzamiento radiativo y cambio climático.** Las actividades del hombre provocaron la acumulación de varias sustancias activas de radiación y de larga vida en la atmósfera conocidas como “gases de efecto invernadero”. El ozono, dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y los gases fuentes de halógenos son gases de efecto invernadero. La acumulación de estas sustancias modifica el equilibrio radiativo de la atmósfera, esto es, entre la radiación proveniente del sol y la radiación infrarroja emitida por la Tierra. Los gases de efecto invernadero generalmente cambian el equilibrio absorbiendo la radiación infrarroja emitida, lo que provoca un calentamiento en la superficie terrestre. A este cambio en el equilibrio radiativo en la Tierra se le denomina forzamiento radiativo. Si el forzamiento proveniente de todos los gases es suficientemente potente, el clima puede cambiar significativamente. En la **Figura P18-1** se muestra un

esquema sobre el forzamiento radiativo por el aumento de los gases de efecto invernadero de larga duración producidas por el hombre. Las fuerzas positivas conducen al *calentamiento* y las negativas al *enfriamiento* de la superficie terrestre. El mayor componente de estas fuerzas lo constituye el dióxido de carbono, cuya acumulación en la atmósfera se debe principalmente a la combustión del carbón, petróleo y gas natural. En la actualidad, la concentración del dióxido de carbono en la atmósfera es de aproximadamente un 30% superior a lo que existía 150 años atrás, en la época preindustrial.

**Ozono estratosférico y troposférico.** Las variaciones en el ozono estratosférico y troposférico representan forzamientos radiativos que causan el cambio climático. El ozono estratosférico absorbe la radiación solar, calentando la estratósfera y afectando los movimientos de aire y los procesos químicos. Tanto el ozono estratosférico como el troposférico absorben la radiación infrarroja que emite la Tierra, acumulando calor debajo de la atmósfera. El agotamiento del ozono estratosférico es el forzamiento

**Figura P18-1. Cambio climático debido a variación de gases atmosféricos.** Las actividades del hombre desde 1750 han causado un aumento en la concentración de varios gases de larga vida atmosférica, modificando el equilibrio de la atmósfera terrestre. Estos gases, conocidos como “gases de efecto invernadero”, derivan en un forzamiento radiativo, el cual puede conducir al cambio climático. El mayor forzamiento radiativo proviene del dióxido de carbono, seguido por el metano, ozono troposférico, sustancias que contienen halógeno (ver **Figura P7-1**) y óxido nitroso. El aumento del ozono troposférico se debe a la contaminación causada por las actividades del hombre. Estos forzamientos son positivos y calientan la superficie terrestre. A la inversa, el agotamiento del ozono estratosférico forma una pequeña fuerza negativa que provoca el enfriamiento de la superficie terrestre. En las próximas décadas, se esperan que la concentración de sustancias halógenas y el agotamiento del ozono estratosférico disminuyan junto con sus respectivos forzamientos radiativos. La relación entre estas dos fuerzas es importante a los efectos del cambio climático.

**Forzamiento Radiativo de Cambio Climático por Variaciones de Gases Atmosféricos (1750-2000)**



radiativo negativo y el aumento del ozono troposférico, provocado por la contaminación, representa un forzamiento radiativo positivo. El forzamiento radiativo debido al aumento del ozono troposférico es mayor que la del agotamiento del ozono estratosférico. Ambos son relevantes pero menores si lo comparamos con el total de forzamiento radiativo de todos los demás gases de efecto invernadero.

**Sustancias Agotadoras de Ozono.** Las sustancias agotadoras de ozono tales como clorofluorocarbonos (CFCs), hidroclorofluorocarbonos (HCFCs), hidrofluorocarbonos (HFCs) y halones (ver *Figura P7-1*), en términos radiativos son activos en la atmósfera, antes de su conversión química en la estratósfera. Las mismas representan un forzamiento radiativo positivo. Una vez que sufrieron el proceso de conversión, se constituyen como sustancias halógenas activas que destruyen el ozono. En las próximas décadas, las concentraciones de sustancias halogenadas y sus consiguientes forzamientos radiativos positivos se esperan que disminuya (ver *P16*). Con la disminución, el agotamiento del ozono estratosférico y su correspondiente forzamiento radiativo negativo también se verán reducidos. Esta relación entre los dos forzamientos es un factor importante en el cambio climático.

**HFCs.** El forzamiento radiativo de sustancias que contienen halógeno también incluye a los hidrofluoro-

carbonos (HFCs), que no causan agotamiento de ozono. Los HFCs están aumentando en la atmósfera por ser utilizados como sustitutos de los CFCs y de otras sustancias halógenas. Si bien no están reguladas por el Protocolo de Montreal, están incluidas en la lista de sustancias del Protocolo de Kioto de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC).

**Cambio climático.** Los cambios en la temperatura y los vientos en la estratósfera hacen variar el ozono estratosférico. Por ejemplo, las bajas temperaturas y los fuertes vientos polares agudizan y prolongan el agotamiento del ozono polar en invierno. Mientras la superficie terrestre se calienta por el forzamiento radiativo positivo debido al aumento del dióxido de carbono, la estratósfera se enfría. Un leve enfriamiento debajo de la estratósfera está ocurriendo desde la década de los 1970. Una estratósfera más fría puede prolongar el período en el que las nubes estratosféricas polares (NEPs) estén en las regiones polares y como resultado, puede aumentar el agotamiento del ozono invernal. Estas variaciones pueden retrasar la recuperación de la capa de ozono. En la parte alta de la estratósfera, sobre las NEPs, una estratósfera más fría aumentaría la cantidad de ozono. Los cambios en la composición atmosférica que hacen a un clima más cálido pueden afectar el equilibrio de producción y procesos de pérdida del ozono estratosférico (ver *P20*).

## VI. FUTURO DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO

**P19:** ¿Cómo se detectará la recuperación de la capa de ozono?

*Los expertos tratarán de detectar la recuperación de la capa de ozono con comparaciones cuidadosas entre las mediciones más actuales de ozono con los valores pasados. Para medir la recuperación de ozono serán factores importantes las variaciones de ozono en varios puntos del globo, la dimensión y severidad del “agujero de ozono” antártico. Las variaciones naturales en la cantidad de ozono limitarán la rapidez en que se detecte la recuperación del ozono.*

**Factores de recuperación.** El seguimiento de la recuperación de la capa de ozono se efectuará en base a comparaciones entre los últimos valores de ozono con los del pasado. Debido a su importancia, se continuará con las mediciones usando una variedad de técnicas y equipos (ver P5). En la comparación de valores, los científicos buscarán mejoras en ciertos factores relacionados con la distribución del ozono. Algunos de ellos son:

- Disminución en el agotamiento del ozono global, tanto en el ozono total como a determinadas altitudes en la estratósfera.
- Aumento en la cantidad de ozono total global respecto de los valores anteriores a 1980, cuando la concentración de las sustancias agotadoras de ozono en la atmósfera eran mucho más bajas que hoy.
- Reducción sostenida de la dimensión del “agujero de ozono” antártico.
- Incremento sostenido en el valor de ozono encontrado en la capa de ozono antártica.
- Menor agotamiento del ozono en el invierno ártico cuyas temperaturas son menores a la formación de nubes estratosféricas polares (NEPs).

Los científicos confían en que todos estos factores se vean mejorados a medida que la capa de ozono se recupere en su totalidad.

**Factores Naturales.** El ozono total global se ve influenciado por dos factores naturales importantes que son los cambios en la radiación solar y las erupciones volcánicas (ver P14). Por lo tanto, el seguimiento que se haga de la recuperación del ozono debe incluir los efectos de estos factores naturales. El efecto solar en el ozono sería predecible a través del bien conocido ciclo de manchas solares de 11 años. Las erupciones volcánicas son importantes porque aumentan el agotamiento del ozono con las sustancias halógenas activas, pero es imposible establecer predicciones. La posible ocurrencia de grandes erupciones volcánicas en las próximas décadas, mientras los niveles de cloro efectivo se mantengan altos, (ver **Figura P16-1**) puede retroceder el avance alcanzado en la recuperación del ozono. La variación natural del ozono también limitará la detección de leves mejoras de la concentración de ozono.

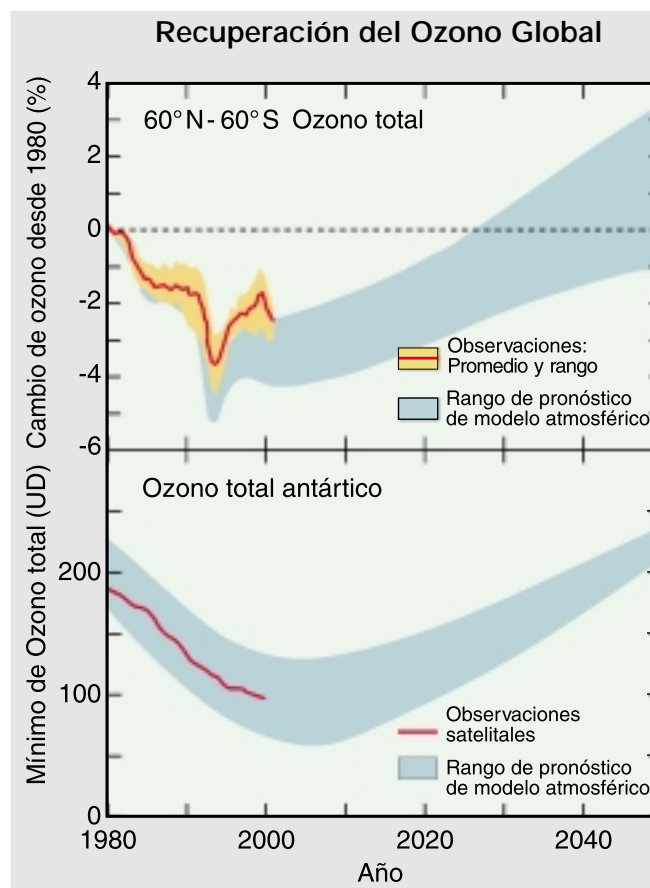
**P20: ¿Cuándo se recuperaría la capa de ozono?**

*Se espera que la capa de ozono se recupere a mediados del siglo XXI, asumiendo un cumplimiento global del Protocolo de Montreal. Las sustancias que contienen cloro y bromo, causantes del agotamiento de ozono, disminuirán en las próximas décadas bajo las normas del Protocolo. Sin embargo, las erupciones volcánicas en las próximas décadas pueden retrasar la recuperación del ozono por varios años y el cambio climático puede retrasar o acelerar dicha recuperación.*

**Disminución de sustancias agotadoras de ozono.** El agotamiento de ozono debido a las sustancias de cloro y bromo producidas por el hombre se eliminaría gradualmente hacia mediados del siglo XXI, a medida que la concentración de estas sustancias disminuya en la atmósfera. Esta disminución se dará por la reducción en la emisión de gases por parte de los países desarrollados y en desarrollo, considerando que cumplirán con el Protocolo de Montreal, sus Enmiendas y Ajustes (ver **Figura P16-1**). Ya se advierte la disminución en la concentración atmosférica de varias sustancias halógenas, especialmente la reducción sustancial del metilcloroformo. Las sustancias químicas naturales y los procesos de transporte limitan la cantidad en que las sustancias halógenas puedan ser removidas de la estratósfera. La vida atmosférica de las sustancias agotadoras de ozono llega a los 100 años (ver **Tabla P7-1**). El clorofluorocarbono-12 (CFC-12), con una

vida atmosférica de 100 años, necesita de aproximadamente 200 a 300 años para ser removido (con una existencia menor al 5%) de la atmósfera (ver **Figura P16-1**).

**Predicciones sobre el ozono.** Se usan modelos numéricos para analizar las variaciones pasadas en el ozono global y predecir cambios en el futuro. Las dos importantes medidas de ozono consideradas por los científicos son el ozono total global entre las latitudes 60° N y 60° S y los valores mínimos de ozono en el agujero de ozono antártico. Ambas mediciones muestran el crecimiento del agotamiento que comenzó en la década de los 1980 (ver **Figura P20-1**). Los modelos de pronósticos muestran que los niveles mínimos de ozono ocurrirán antes del 2020 y que su recuperación sea a mediados del siglo XXI. Las predicciones provienen de varios modelos numéricos considerando varios supuestos sobre el clima y la composición atmosférica futura. Algunos de estos modelos



**Figura P20-1. Predicciones sobre la recuperación del ozono global.** Los valores del ozono total global (cuadro superior) y el mínimo del ozono total sobre la Antártida (cuadro inferior) han descendido desde comienzos de la década de 1980. Como las emisiones de las sustancias agotadoras de ozono descenderán a principios del siglo XXI, los niveles de ozono aumentarían para llegar a los valores anteriores a 1980. Los modelos numéricos que consideran las variaciones de las sustancias halógenas y otros parámetros atmosféricos se pueden utilizar para predecir el volumen de aumento del ozono. Los resultados indican que hacia 2050 o incluso antes, la recuperación será importante. Estas predicciones se basan en el uso de varios modelos que consideran supuestos diferentes sobre el clima y la composición atmosférica. Estos supuestos se tomaron para estimar variaciones de la composición atmosférica y otros parámetros entre 1980 (previo al agujero de ozono) y 2050.



## VEINTE PREGUNTAS

indican que la recuperación del ozono total llegue mucho antes que a mediados del siglo XXI.

**Una atmósfera diferente en 2050.** Para mediados del siglo XXI, la cantidad de halógenos en la estratósfera sería similar a la de 1980, previo al agujero de ozono (ver *Figura P16-1*). Sin embargo, no todo volvería a ser igual que en 1980. En la *Figura P20-1* se muestra un estudio sobre la recuperación del ozono considerando estas posibles diferencias. Por ejemplo, desde 1980 se ha registrado un aumento en la concentración de importantes sustancias de efecto invernadero producidos por el hombre, incluyendo dióxido de carbono, metano y óxido nitroso. La acumulación de estas sustancias causaría un calentamiento de la superficie y un enfriamiento de la estratósfera. Temperaturas más frías pueden acelerar la recuperación del ozono en la parte alta de la estratósfera (aproximadamente a 40 kilómetros (25 millas) de altitud) e inviernos más fríos en las regiones polares aumentarían la

ocurrencia de nubes estratosféricas polares (NEPs) y destrucción del ozono (ver *P10*). El incremento en el vapor de agua en la estratósfera en estos dos últimos decenios también conduciría a un aumento de las NEPs y la destrucción de ozono. Una estratósfera polar más fría y húmeda puede retrasar la recuperación del ozono más allá de lo que se pronostica, volver a la atmósfera de los años 1980. El incremento en la concentración de metano y óxido nitroso debido a las actividades del hombre también causarían alguna variación en el equilibrio entre la producción y destrucción química del ozono estratosférico global. Finalmente, no se ha considerado en los modelos la posibilidad de ocurrencia de una o más erupciones volcánicas de gran magnitud en las próximas décadas. En ese caso, las partículas estratosféricas pueden aumentar por varios años, reduciendo transitoriamente la cantidad de ozono global (ver *P14*) y retrasando la recuperación de la capa de ozono.