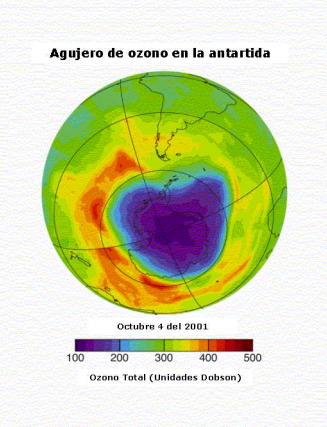
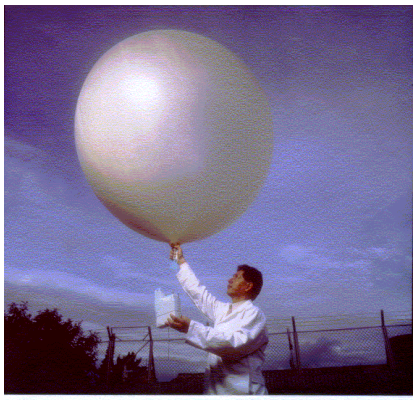
IDEAM–METEO/008-2004
NOTA TÉCNICA DEL IDEAM
Original: septiembre 2004
Actualización: Febrero de 2020

EL OZONO

DOCUMENTO TÉCNICO DE RESPALDO A LA INFORMACIÓN EN LA PÁGINA WEB DEL IDEAM

Henry Oswaldo Benavides Ballesteros
Uriel Dionicio Sepúlveda Plazas
Leonardo Ayala Poveda





Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM

SUBDIRECCIÓN DE METEOROLOGÍA

CONTENIDO

1. GENERALIDADES DEL OZONO 3
1.1 EL OZONO Y SU DISTRIBUCIÓN EN ALTURA 3
1.2 UNIDAD DE MEDICIÓN DEL OZONO 5
2. OZONO TROPOSFÉRICO 6
2.1 ¿QUÉ ES EL OZONO TROPOSFÉRICO? 6
2.2 FORMACIÓN DEL OZONO TROPOSFÉRICO 7
2.3 CICLO DIARIO DE LA FORMACIÓN DE OZONO SUPERFICIAL 10
2.4 DISTRIBUCIÓN DEL OZONO TROPOSFÉRICO 12
2.5 DISTRIBUCIÓN DEL OZONO SUPERFICIAL 13
3. FORMACIÓN Y DESTRUCCIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO 14
3.1 FORMACIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO 14
3.2 ANTECEDENTES DE LOS CLOROFLUOROCARBONOS (CFCs) 16
3.3 SUSTANCIAS AGOTADORAS DE LA CAPA DE OZONO (SAO) 17
3.4 DESTRUCCIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO 20
3.5 AGUJERO DE LA CAPA DE OZONO 23
3.6 QUE HACER PARA PRESERVAR LA CAPA DE OZONO 29
4. RELACIÓN ENTRE LAS SAO Y EL SISTEMA CLIMÁTICO 31
4.1 CAMBIOS EN LAS CONCENTRACIONES Y EMISIONES DE LAS SAO 31
4.2 CONTRIBUCIÓN DE LAS SAO AL FORZAMIENTO RADIATIVO DEL SISTEMA CLIMÁTICO 32
4.3 PROTOCOLO DE MONTREAL 36
4.4 RELACIÓN OZONO RADIACIÓN UV 37
5. PROGRAMA NACIONAL DE MEDICIÓN DE LA COLUMNA DE OZONO 41
5.1 MEDICIÓN DEL PERFIL VERTICAL DEL OZONO 41
5.2 SEGUIMIENTO DEL OZONO TOTAL EN COLOMBIA 42
6. VARIACIÓN ESPACIO TEMPORAL 45
6.1 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DEL OZONO 45
6.2 DISTRIBUCIÓN VERTICAL DEL OZONO EN COLOMBIA 48
6.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DEL OZONO TOTAL EN COLOMBIA 49
6.4 VARIACIÓN TEMPORAL DEL OZONO EN COLOMBIA 55
6.5 TENDENCIA DEL OZONO EN COLOMBIA 64
6.6 METODOLOGÍA PARA REALIZAR LOS MAPAS DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO 65
7. SEGUIMIENTO AL OZONO 67

NOTA: Los textos de las secciones 3 y 4 fueron elaborados o complementados a partir del documento de la Organización meteorológica Mundial: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002

1. GENERALIDADES DEL OZONO

1.1 EL OZONO Y SU DISTRIBUCIÓN EN ALTURA

El ozono es un gas incoloro e inestable de tres átomos de oxígeno (su fórmula química es O_3), además, es un oxidante fuerte, muy fácil de producir, pero a la vez muy frágil y fácil de destruir. Este gas reacciona fácilmente con muchos compuestos químicos y es explosivo en pequeñas cantidades. En 1840 el gas fue bautizado como "ozono" (el olor) por el químico Christian Friedrich Schönbein, quien descubrió que esta sustancia se formaba durante descargas eléctricas. Muy pronto se descubrió que el ozono era un componente natural del aire. Se caracteriza por su olor peculiar, el cual puede ser detectado durante los episodios de tormentas eléctricas y en las proximidades de equipos eléctricos. Las descargas eléctricas son generalmente usadas en la producción de ozono para procesos industriales, tales como, la purificación del agua, aire y el blanqueamiento de textiles y productos alimenticios.

El ozono es uno de los muchos gases constituyentes de la atmósfera y desempeña un papel importante en el sistema climático. Aunque su proporción es pequeñísima en comparación con otros componentes, ya que existe una relación de 120 moléculas de ozono por cada 10 millones de moléculas de aire (valor aproximado en el lugar de máxima concentración dentro de la capa de ozono) en la alta atmósfera, es de vital importancia porque protege la vida del planeta, absorbiendo los rayos ultravioleta (particularmente la radiación UV-B en el rango de 290 a 320 nanómetros de longitud de onda) procedentes del Sol, los cuales son peligrosos para la salud humana, para los animales y las plantas, incluyendo al plancton marino, contribuyendo así al calentamiento de la estratósfera, que se manifiesta con el aumento de la temperatura con la altura, lo cual genera resistencia a los movimientos verticales. Por otro lado, el ozono es un gas de efecto invernadero (GEI) que absorbe y emite radiación infrarroja con lo cual contribuye al calentamiento de la tropósfera, mientras que en la baja atmósfera y la superficie, el ozono se constituye en un contaminante nocivo para la salud.

En las últimas décadas y con los avances industriales, se han venido inyectando a la atmósfera sustancias agotadoras de ozono (SAO), la mayoría de las cuales son GEI, que están disminuyendo la cantidad del ozono en la estratosfera de latitudes medias y polares, como por ejemplo los Clorofluorocarbonos (CFC), que se usan en la fabricación de espuma y aerosoles, en limpiadores industriales y en refrigeración; de esa forma se tiene un aumento de la radiación ultravioleta (UV-B), con efectos potencialmente dañinos para los diferentes componentes del sistema terrestre. Por esta razón, es de gran interés el seguimiento de las variaciones del contenido de ozono en la atmósfera.

El ozono se presenta desde la superficie terrestre hasta una altura aproximada de 70 kilómetros, pero la mayor cantidad, cerca del 90%, se da en la estratósfera entre los 16 y los 50 kilómetros, con una máxima concentración entre los 19 y 35 kilómetros. Esta capa de máxima concentración se conoce como *capa de ozono* y varía según la época y el lugar geográfico. El ozono estratosférico, denominado “ozono bueno”, se constituye en el principal filtro de la radiación ultravioleta proveniente del Sol, ya que, si no es absorbida y alcanza la superficie de la tierra, puede incrementar los casos de cáncer en la piel, cataratas, afectar el sistema inmunológico en los humanos y afectar desde el fitoplancton marino, base de la cadena alimenticia, hasta la productividad de las cosechas. El ozono que se encuentra cerca de la superficie, denominado “ozono malo”, por su efecto contaminante, presenta las mayores concentraciones entre la superficie terrestre y los 10 metros de altura y es llamado *ozono superficial*.

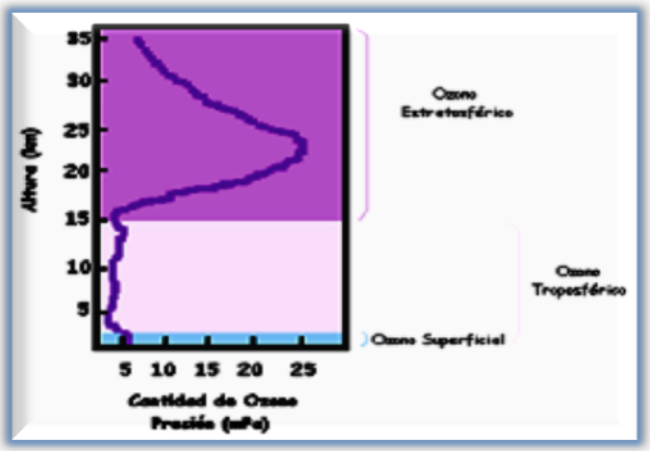


Figura 1. *Distribución del ozono en altura. (Fuente: IDEAM.)*

Figura 2. *Distribución del ozono en altura. (Fuente: IDEAM.)*

A diferencia de los otros GEI, que tienen una concentración uniforme en la atmósfera, el ozono tiene un tiempo de vida corto y su distribución es controlada por procesos fotoquímicos (producción y destrucción) y dinámicos (principalmente el transporte por vientos estratosféricos). Además, el ozono se produce en su totalidad dentro de la atmósfera y no es emitido a esta como los otros GEI.

El ozono natural en la superficie y baja atmósfera, inicia la remoción química de muchos contaminantes como el monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrógeno (NOx), así como algunos gases de efecto invernadero como el metano (CH_4).

1.2 UNIDAD DE MEDICIÓN DEL OZONO

Las medidas más usuales del ozono son: el *ozono total* que expresa la cantidad total de ozono contenido en la columna vertical de la atmósfera sobre la superficie de la Tierra y el *perfil vertical del ozono* que indica las concentraciones de ozono en función de la altura o la presión. La medida del ozono total se expresa en términos de *Unidades Dobson* (U.D.), que corresponden a una concentración atmosférica media, de aproximadamente, una parte por billón en volumen (1 ppbv). Los valores de ozono total oscilan entre 200 a 500 U.D., con un valor medio mundial de 300 U.D. El perfil vertical del ozono se determina en diferentes niveles de altura y se mide como la presión parcial ejercida por el ozono. La unidad más usual es el milipascal.

La cantidad de ozono presente en la atmósfera es muy pequeña. Si todo el ozono que rodea la Tierra fuera comprimido al nivel del mar (1013,25 hPa o 1 atm) y a 0ºC (273 K), es decir a condiciones normales de temperatura y presión, dicha capa de ozono puro tendría aproximadamente 3 mm de espesor y sería equivalente a 300 Unidades Dobson.

2. OZONO TROPOSFÉRICO

2.1 ¿QUÉ ES EL OZONO TROPOSFÉRICO?

El ozono que se encuentra en la troposfera, entre superficie y los 18 Km de altitud para las zonas ecuatoriales, recibe el nombre de ozono troposférico y sus mayores concentraciones se localizan entre la superficie terrestre y los 10 metros de altura, aproximadamente y es llamado ozono superficial.

Todas las moléculas de ozono son químicamente idénticas (contienen tres átomos de oxígeno), sin embargo, el ozono estratosférico tiene consecuencias ambientales muy diferentes para los humanos y otras formas de vida que el ozono superficial.

El ozono troposférico y en particular, el ozono superficial, es el principal contaminante fotoquímico y se origina principalmente en las áreas urbanas por varias fuentes de emisión, como los automóviles y la industria. La contaminación por ozono, es un problema diurno durante los días soleados, a causa de que la luz solar desempeña un papel primordial en su formación.

La concentración elevada de ozono superficial es causante de muchos problemas, porque este gas reacciona fuertemente para destruir o alterar otras moléculas y actúa como un contaminante tóxico para la salud humana, produciendo daños respiratorios y pulmonares como la inflamación de sus tejidos, dolores de pecho, irritación de la garganta y ojos, aumento de afecciones asmáticas, empeoramiento de enfermedades preexistentes del corazón, ataques de tos, jadeo, dificultades de respiración en la realización de ejercicios y alteraciones en el sistema de defensa inmunológica de una persona. Si hay repetidas exposiciones al (O_3) durante varios meses se pueden ocasionar daños permanentes a los pulmones, estando más expuestas las personas que permanecen gran tiempo al aire libre.

El ozono tiene efectos nocivos sobre la vegetación, ya que deteriora las hojas de los árboles y plantas, así como reduce el rendimiento de los cultivos y el crecimiento de los bosques debido a que interfiriere en la capacidad de almacenar y producir nutrientes, lo cual, hace más susceptibles las plantas a insectos, a otros contaminantes y a las inclemencias del tiempo.

El ozono deteriora materiales de uso común, como el caucho, el nylon, los plásticos, los colorantes y las pinturas, corroe metales y deteriora las llantas de los vehículos.

En general, los efectos negativos del incremento del ozono superficial contrastan ampliamente con los efectos positivos del ozono estratosférico. Sin embargo, un aspecto positivo de la presencia natural del ozono superficial es el de contribuir a remover otros gases emitidos por actividades humanas o naturalmente, como es el metano, el monóxido de carbono y los óxidos de nitrógeno.

Finalmente, el ozono troposférico contribuye a generar un calentamiento en la superficie de la tierra. El incremento del ozono en la baja atmósfera, al igual que del dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y los gases que contienen compuestos halogenados, considerados como gases de efecto invernadero (GEI), están generando un cambio en el balance radiativo de la atmósfera de la Tierra entre la radiación solar entrante y la radiación infrarroja saliente. Los GEI cambian generalmente el balance absorbiendo la radiación saliente, generando un calentamiento de la superficie terrestre.

2.2 FORMACIÓN DEL OZONO TROPOSFÉRICO

El ozono troposférico no es una sustancia emitida directamente a la atmósfera sino un contaminante secundario y es el compuesto más representativo de los oxidantes fotoquímicos y uno de los principales ingredientes del smog urbano. Su proceso de formación comienza con la emisión del dióxido de nitrógeno (NO_2) y de hidrocarburos, a los que se les conoce como los "precursores" principales para la formación del ozono, los cuales son compuestos que reaccionan en la presencia de calor y de luz solar para producir ozono.

$$\text{Hidrocarburos} + NO_2 + \text{calor} + \text{luz solar} = \text{Ozono}$$

La luz solar provee la energía necesaria para iniciar la formación del ozono, siendo la radiación cercana al ultravioleta la que disocia moléculas estables para formar radicales libres. En la presencia de óxidos de nitrógeno estos radicales libres catalizan la oxidación de hidrocarburos a dióxido de carbono y vapor de agua. Especies orgánicas parcialmente oxidadas tales como aldehídos, cetonas y monóxido de carbono son productos intermedios, siendo el ozono generado como un subproducto.

Particularmente, cuando hay temperaturas elevadas, condiciones secas y hay poca mezcla de las corrientes de aire, el ozono superficial puede acumularse a niveles tóxicos. La producción de ozono superficial no contribuye significativamente a la abundancia del ozono estratosférico.

A continuación, se presentan algunos mecanismos de la química troposférica a escala urbana que ilustran la formación del ozono.

a. Ciclo natural de los NO_X. SEINFEL y SPYROS (1997) plantean que cuando el monóxido de nitrógeno (NO) y el dióxido de nitrógeno (NO_2) se encuentran en presencia de luz solar, se produce la formación de O_3, como el resultado de la fotólisis del NO_2 por la radiación con longitud de onda menor a los 424 nm. Este desarrollo cinético corresponde al ciclo natural de los óxidos de nitrógeno, sin la injerencia de la contaminación por compuestos orgánicos volátiles.

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O \quad \textbf{(1)}$$

$$O + O_2 + M(catlizador) \rightarrow O_3 + M \quad \textbf{(2)}$$

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2 \quad \textbf{(3)}$$

Mientras que el NO_2 participa en la formación del ozono (ecuaciones 1 y 2), el NO lo destruye para formar oxígeno y dióxido de nitrógeno (ecuación 3). Por esta razón los niveles de ozono no son tan altos en áreas urbanas (donde los altos niveles de NO son emitidos desde vehículos) como si en áreas rurales.

Debido a que los óxidos de nitrógeno y los hidrocarburos son transportados fuera de las áreas urbanas, el NO que no participó en reacciones de destrucción del ozono es oxidado a NO_2, el cual, participa en la formación de ozono y que conjuntamente con el ozono ya formado pueden persistir durante varios días y ser trasladados cientos de kilómetros contaminando otras regiones.

Desde que el ozono mismo es fotodisociado, al dividirse por acción de la luz solar, para formar radicales libres (ecuación 2), este promueve la oxidación química y cataliza así su propia formación (siendo un ejemplo de autocatálisis).

b. Los hidrocarburos y la modificación del ciclo natural de NO_X. La clave del entendimiento de la química troposférica, en una atmósfera contaminada, se encuentra en los radicales (OH). El sistema de mecanismos presentado a continuación, es una cadena de reacciones en las cuales los hidrocarburos (RH) son transformados a compuestos carboxílicos (RCHO) y la transformación de NO a NO_2, con la participación de OH que se crea y desaparece en cada etapa de la cadena de reacciones. La unión carboxílica es clave porque es atacada por el radical OH.

Inicialmente los radicales OH reaccionan con muchos hidrocarburos (RH) conduciendo a la formación de alquilperoxiradicales, como se muestra a continuación:

$$RH + OH\cdot \rightarrow R\cdot + H_2O \quad \textbf{(4)}$$

$$R\cdot + O_2 + M \xrightarrow[rápido]{} RO_2\cdot + M \quad \textbf{(5)}$$

La reacción del OH con los aldehídos (RCHO) forma los acilradicales (RCO·) y acilperoxiradicales (RC(O)O2·).

$$RCHO + OH\cdot \rightarrow R\dot{C}O + H_2O + M \quad \textbf{(6)}$$

$$R\dot{C}O + O_2 + M \xrightarrow[rápida]{} RC(O)O_2\cdot + M \quad \textbf{(7)}$$

Los peroxiradicales reaccionan rápidamente con NO para formar NO_2 y otros radicales libres como el alcoxil (RO·). Las reacciones generales son las siguientes:

$$\left.\begin{array}{l} RO_2\cdot + NO \rightarrow RO\cdot + NO_2 \\ RO_2\cdot + NO \xrightarrow{M} RONO_2 \end{array}\right\} \textbf{(8)}$$

$$RC(O)O_2\cdot + NO \rightarrow RC(O)O\cdot + NO_2 \quad \textbf{(9)}$$

El más común de los destinos de los radicales alcoxil de pequeño tamaño molecular es la reacción con el oxígeno molecular para producir radical hidroperoxil, HO_2·, y compuestos carbonílicos:

$$RO\cdot + O_2 \rightarrow RCHO + HO_2\cdot \quad \textbf{(10)}$$

Los radicales RC(O)O· tienen corto tiempo de vida y pueden descomponerse para generar radicales alquil, R·, y CO_2, con la subsiguiente formación de radicales alquilperoxil:

$$RC(O)O\cdot \xrightarrow{O_2} RO_2 + CO_2 \quad \textbf{(11)}$$

Finalmente, los radicales hidroperoxil (HO_2·) pueden reaccionar con el NO para regenerar OH· y completar el ciclo:

$$HO_2\cdot + NO \rightarrow NO_2 + OH\cdot \quad \textbf{(12)}$$

Hay que destacar que los radicales libres iniciales son el resultado de reacciones de fotolisis. La más importante corresponde a la descomposición fotolítica del ozono para generar oxígeno atómico (O) y molecular (O_2) y la

formación posterior del OH·, como lo muestran las siguientes reacciones:

$$O_3 + h\nu \rightarrow O + O_2 \quad \textbf{(13)}$$

$$O + H_2O \rightarrow 2OH\cdot \quad \textbf{(14)}$$

Las reacciones que finalizan la química troposférica incluyen:

$$OH\cdot + NO_2 + M \rightarrow HNO_3 + M \quad \textbf{(15)}$$

$$HO_2\cdot + HO_2\cdot \rightarrow H_2O_2 + O_2 \quad \textbf{(16)}$$

$$RO_2 + HO_2\cdot \rightarrow ROOH + O_2 \quad \textbf{(17)}$$

$$RO_2\cdot + NO + M \rightarrow RONO_2 + M \quad \textbf{(18)}$$

$$CH_3C(O)OO\cdot + NO_2 + M \underset{\leftarrow}{\overset{\rightarrow}{}} CH_3C(O)O_2NO_2 + M \quad \textbf{(19)}$$

En correspondencia con las vías de las reacciones, los radicales pueden propagar la cadena de formación de radicales o terminar con la formación productos no radicales. A bajas concentraciones de NO_X, los productos radicales pueden mantenerse en la vía de propagación. Los productos diferentes a los radicales son la mayor fuente de ácidos orgánicos y alcoholes.

c. Química atmosférica en la noche. El comportamiento en horas de la noche sigue un patrón diferente. De acuerdo a lo presentado por Clement (1995), en este periodo el radical nitrato (NO_3) que se obtienen de la reacción del O_3 y el NO_2, conducen a la formación del ácido nítrico, el cual actúa como centro de nucleación del vapor de agua provocando la formación de niebla ácida.

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad \textbf{(20)}$$

$$NO_2 + NO_3 \rightarrow N_2O_5 \quad \textbf{(21)}$$

$$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3 \quad \textbf{(22)}$$

2.3 CICLO DIARIO DE LA FORMACIÓN DE OZONO SUPERFICIAL

El proceso se inicia bajo condiciones de estabilidad atmosférica, presencia de humedad y de otros contaminantes presentes en la atmósfera. A medida que se intensifican las actividades humanas a primeras horas de la mañana (entre las 5 a.m. y las 9 a.m.), relacionadas a fuentes fijas (ej. equipos de combustión en industrias) y fuentes móviles (ej. automóviles), las concentraciones de los

contaminantes primarios se incrementan. Por la acción de la radiación solar, los contaminantes primarios (NO, CH_4 y los Hidrocarburos No Metánicos – HCNM) se transforman en los contaminantes secundarios (NO_2 y O_3), disminuyendo las concentraciones de los primeros desde las siete u ocho de la mañana y aumentando las de los segundos al finalizar la mañana y durante la tarde. Al finalizar la tarde, la producción del ozono disminuye, a medida que disminuye la intensidad de la radiación solar, aumentándose levemente la concentración del NO_2, el cual participa en las reacciones de formación del ozono.

En la figura 3 se presenta el comportamiento promedio horario durante el día de las concentraciones del ozono y de los gases que contribuyen a su formación en la estación Sony de la red de calidad del aire de la Secretaria Distrital de Ambiente de la ciudad de Bogotá, con base en los datos de la serie comprendida entre agosto de 1997 y julio de 2001.

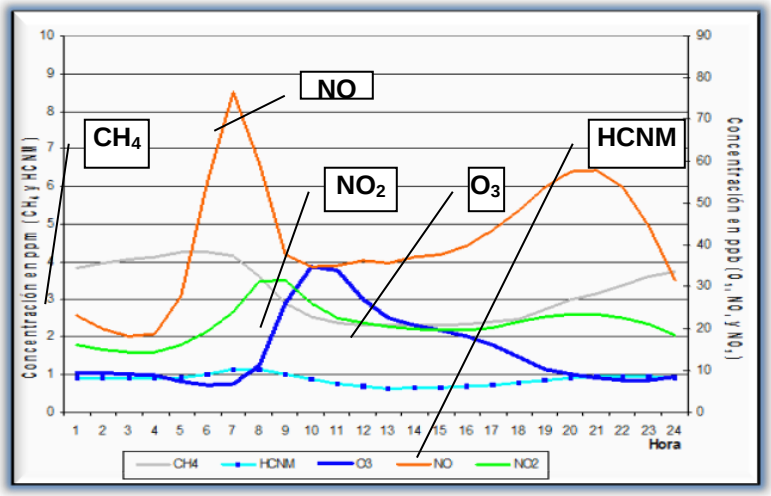


Figura 3. *Comportamiento de los gases que contribuyen a la formación del ozono en la estación Sony de Bogotá (Fuente: IDEAM.)*

En la figura para la estación Sony, se destaca lo siguiente: incrementos en las concentraciones de los contaminantes primarios entre las 5 a.m. y las 8 a.m. (NO, CH_4 y los HCNM); aumento inicial en la producción de contaminantes secundarios (NO_2 y O_3) con el incremento de la radiación solar en horas de la mañana; el pico de mayor concentración del NO_2 se presenta poco después del pico de mayor concentración del NO; el aumento en la concentración del O_3 está relacionado con la disminución de las concentraciones de los gases precursores del mismo como son el NO_2, el CH_4 y los HCNM (debido a su interacción para formar el O_3 y a la disminución en la intensidad de las actividades que los producen), presentándose el máximo de ozono entre las 10 y las 12 de la mañana; finalmente, se presenta otro aumento en las concentraciones de los contaminantes primarios desde las seis de la tarde hasta las 10 de la noche, pero sin el aumento en las concentraciones debido a la ausencia de la radiación solar.

2.4 DISTRIBUCIÓN DEL OZONO TROPOSFÉRICO

El ozono troposférico sobre Colombia (Ver figura 4) fluctúa entre 18 y 34 U.D., caracterizándose los meses de noviembre, diciembre y enero, por presentar las menores concentraciones, las cuales varían entre 18 y 26 U.D.; en tanto que en los meses de julio, agosto y septiembre se registran valores más altos, entre 26 y 34 U.D.; el resto de meses el ozono troposférico varía entre 26 y 30 U.D. Por otro lado, se observa que las mayores concentraciones se presentan en el oriente de país, mientras que las menores se localizan sobre las aguas marítimas del océano Pacífico.

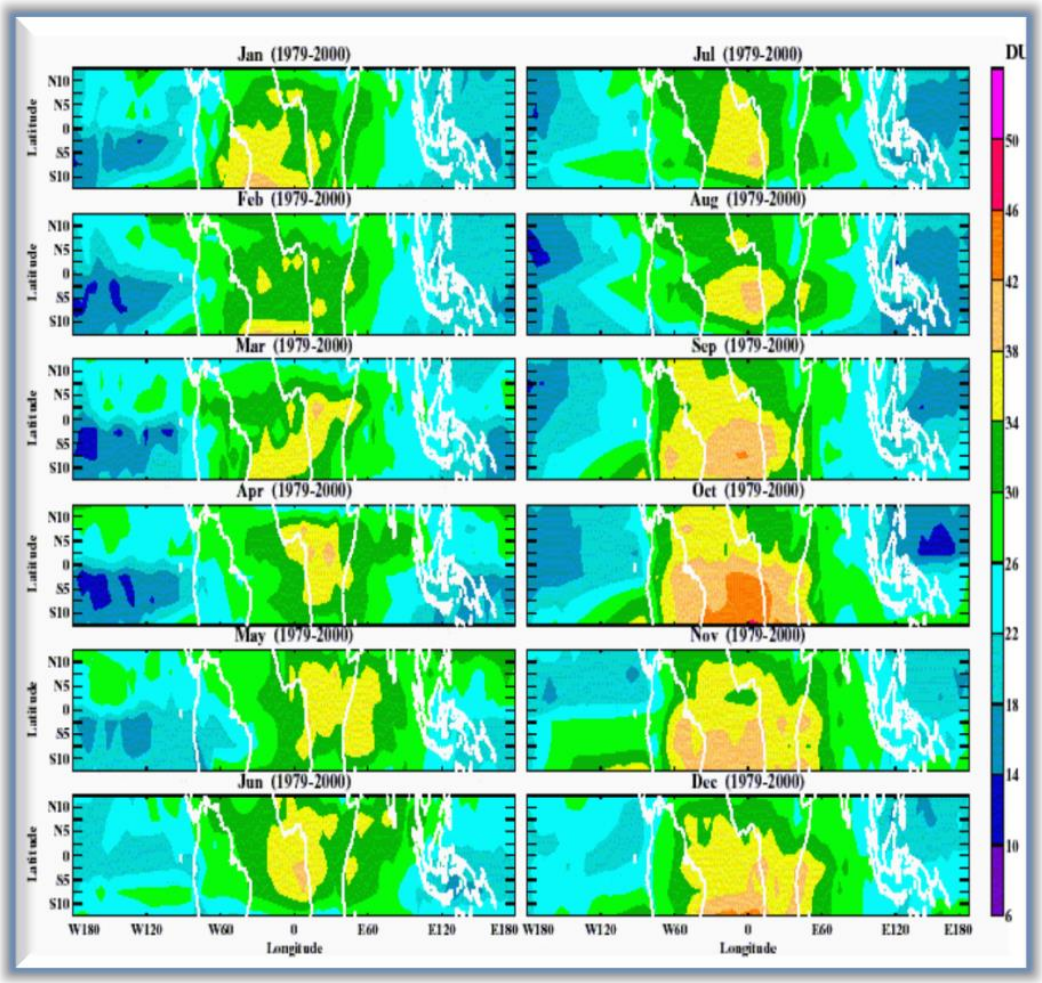


Figura 4. *Comportamiento del ozono troposférico obtenidos a partir de las mediciones satelitales con el Espectrómetro Cartográfico Total de Ozono -TOMS NASA para el periodo 1979-2000 (Fuente: Newchurch1 et al., 2002).*

2.5 DISTRIBUCIÓN DEL OZONO SUPERFICIAL

En Bogotá, la Secretaria Distrital de Ambiente cuenta con una red de calidad del aire con varias estaciones que miden las concentraciones de ozono a nivel superficial, generando informes mensuales y anuales del comportamiento de este y otros contaminantes en la ciudad. Del informe anual del 2001, se tomó la figura 5 y a continuación se presenta la conclusión para el O_3: "este es un contaminante crítico en la ciudad debido a que, exceptuando la estación Olaya, en los demás sitios en donde se mide su concentración se detectaron registros superiores a los permitidos. Se destaca que, por ejemplo, en MMA y Cazucá, las máximas concentraciones horarias exceden la norma en más de dos veces."

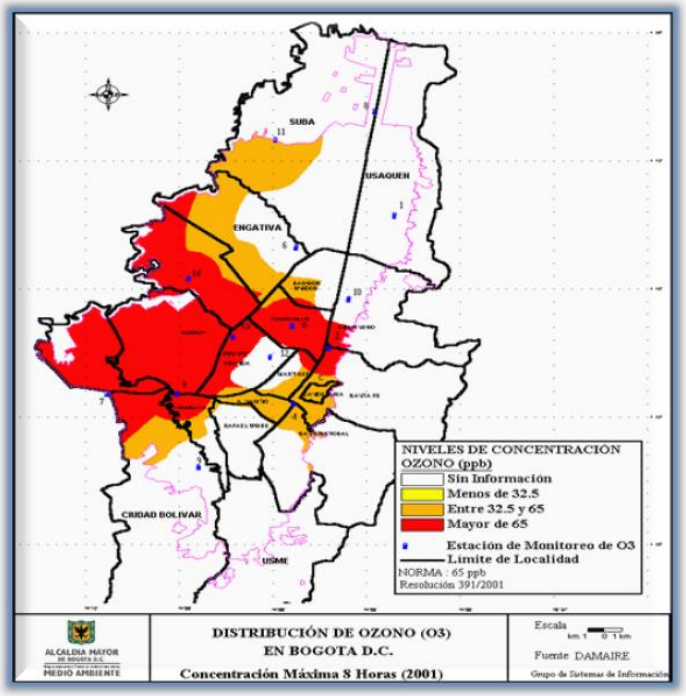


Figura 5. *Concentración promedio de O_3 en Bogotá en el año 2001*

En las siguientes entidades se puede obtener información de la distribución del ozono en ciudades como Bogotá, Cali, Bucaramanga, Medellín y Barranquilla.

-SECRETARIA DISTRITAL DE AMBIENTE,- BOGOTÁ
-DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO DE GESTIÓN DEL MEDIO AMBIENTE – DAGMA DE CALI
- CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL PARA LA DEFENSA DE LA MESETA DE BUCARAMANGA
- RED DE VIGILANCIA DE CALIDAD DEL AIRE PARA EL VALLE DE ABURRÁ (REDAIRE) - MEDELLÍN
- DEPARTAMENTO TÉCNICO ADMINISTRATIVO DEL MEDIO AMBIENTE BARRANQUILLA, DAMAB

3. FORMACIÓN Y DESTRUCCIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO

El ozono estratosférico se constituye en el principal filtro de la radiación ultravioleta proveniente del Sol, ya que, si no es absorbida y alcanza la superficie de la tierra, puede incrementar los casos de cáncer en la piel, cataratas y afectar el sistema inmunológico en los humanos.

La absorción de radiación UV-B por el ozono es una fuente de calentamiento de la estratosfera, que contribuye a que en esta región se presenten incrementos de temperatura con la altura. Debido a lo anterior, el ozono desempeña un papel importante en el control de la temperatura de la atmósfera terrestre.

3.1 FORMACIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO

El ozono estratosférico se forma en la atmósfera cuando la radiación ultravioleta alcanza la baja estratosfera y disocia las moléculas de oxigeno (O_2) en oxigeno atómico (O). Posteriormente, el oxígeno atómico se combina rápidamente con otras moléculas de oxigeno (O_2) para formar el ozono (O_3), de acuerdo al siguiente mecanismo de Chapman (1930):

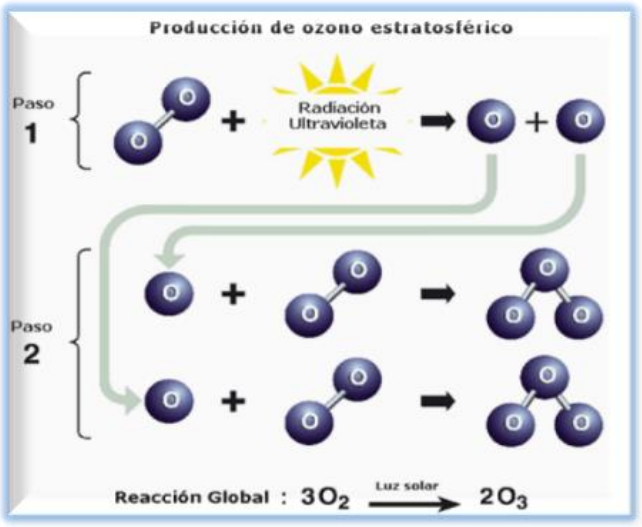


Figura 6. *Mecanismo de producción de ozono estratosférico. (Elaborada a partir de: cientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*

Para romper el enlace del O_2 la energía solar debe ser fuerte (radiación ultravioleta con longitud de onda **menor de 240 nm**, que pertenece a la categoría de radiación UV-C que es la de mayor contenido energético de la radiación UV). La reacción de

Un *nanómetro* es una millonésima parte de un milímetro.

la figura 6 ocurre continuamente y la zona de mayor producción de ozono es la estratósfera tropical, ya que es donde se presenta la mayor incidencia de radiación UV sobre la tierra.

Una fracción muy baja del ozono formado en la estratósfera puede ser transportada hacia la troposfera influenciando las cantidades de ozono cercanas a la superficie.

La interacción de la radiación ultravioleta con el oxígeno a la altura de la estratósfera produce continuamente ozono. La molécula de ozono gasta la mayor parte de su vida absorbiendo la radiación UV (principalmente radiación UV-B). Este proceso de absorción ocurre cuando el rayo de radiación UV rompe la molécula de ozono (O_3) en una molécula de oxígeno (O_2) y un átomo de oxígeno (O), seguido por la recombinación del átomo del oxígeno con otra molécula de oxígeno para reformar el ozono. En este proceso la radiación UV es convertida en energía calorífica. Este proceso se puede representar químicamente como:

$$O_3 + hc/\lambda \text{ -----> } O_2 + O$$
$$O + O_2 + M \text{ -----> } O_3 + M$$

M: es una molécula que acompaña la colisión y que no se afecta por la reacción. Generalmente es el N_2 o el O_2, que se encuentran en grandes cantidades en la atmósfera y es capaz de absorber la energía cinética remanente.

Este proceso de absorción es sumamente eficiente, de manera que la radiación ultravioleta (UV-B) que alcanza la superficie de la Tierra es muy poca.

La figura 7 muestra el espectro de absorción combinada de los principales absorbentes de radiación solar en la alta atmósfera. Igualmente se observa la altitud a las que las respectivas partes de la radiación llegan.

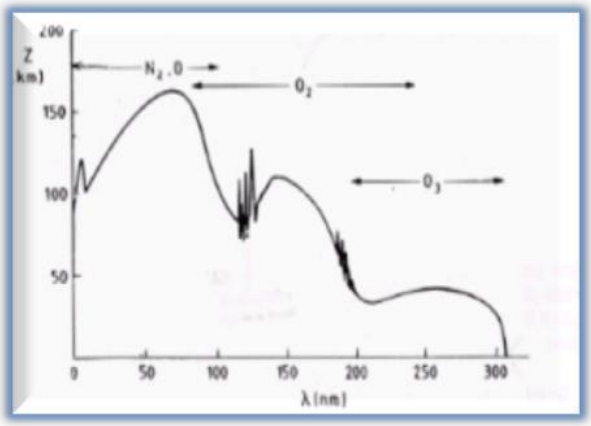


Figura 7. *Espectro de absorción de gases en la alta atmósfera.*

La luz por debajo de los 200 nm se bloquea en la ionosfera y la mesosfera por el nitrógeno (N_2), el oxígeno (O_2) y los átomos de oxígeno. La luz de entre 200 y 320 nm llega más abajo en la estratosfera (por debajo de los 50 Km), donde es absorbida parcial y principalmente por el ozono. Finalmente, la radiación de más de 320 nm alcanza la superficie de la Tierra.

3.2 ANTECEDENTES DE LOS CLOROFLUOROCARBONOS (CFCs)

Hacia 1930 el químico Thomas Midgley de la General Motors, desarrollo un gas refrigerante, cuya característica era el ofrecer condiciones de seguridad (por no ser inflamable y prácticamente no tóxico) tanto para los operarios como para los usuarios de los sistemas de frío. Con este invento se inició la aplicación de los CFCs en el área de la refrigeración (remplazando al amoniaco en las neveras y otros equipos de refrigeración) y el aire acondicionado; hacia los años 70 el mundo estaba lanzando casi un millón de toneladas de CFCs al año. Hacia los años 60 sus aplicaciones se habían ampliado, entre otros usos, a la industria de envases, a la fabricación de espumas y plásticos, y a la fabricación de disolventes y limpiadores de componentes electrónicos. Las viviendas de muchas familias del mundo se llenaron de “envases de aerosol”, que contenían desde pinturas y crema batida, hasta insecticidas, desodorantes y otros productos para el arreglo personal.

La propiedad de estabilidad de los CFCs, le permitió suponer al químico James Lovelock en 1972 que estas sustancias estarían esparcidas por toda la troposfera y que de esta manera podrían utilizarse como “marcadores” de las masas de aire, facilitando el estudio de estas para modelar el movimiento de las corrientes atmosféricas. Para esto utilizó un cromatógrafo de gases de su propia invención y realizó un recorrido desde Gales hasta la Antártida (1972), midiendo tetracloruro de carbono y yoduro de metilo. Los resultados fueron publicados en la revista Nature en 1973 y confirmaban la presencia de los CFCs en toda la atmósfera terrestre. Hacia 1974, se publicó un artículo de Rowland y Molina en la revista Nature, el cual planteaba que, como consecuencia de la fuerte actividad estratosférica, los CFCs finalmente se descompondrían allí, liberando cloro, el cual a su vez destruiría el ozono presente.

La presión de la opinión pública obligó a que los gobiernos iniciaran actividades para limitar el uso de los CFCs y aumentó el interés por investigar la relación entre estos compuestos y la posible destrucción de la capa de ozono.

Desde 1978 el satélite Nimbus 7 analiza las concentraciones de ozono en la atmósfera. Por otra parte, desde 1981, un grupo de la British Antartic Survey (BAS), analizó estaciones de investigación localizadas sobre la Antártida. Estos últimos detectaron que hacia la primavera del hemisferio sur (septiembre, octubre

y noviembre) de cada año, los niveles de ozono disminuyen dramáticamente. Las mediciones de satélite confirmaron el agotamiento de ozono en la primavera y además mostraron que en los últimos meses de invierno y primeros de la primavera el agotamiento se extendía sobre una gran región centrada cerca del Polo Sur. El término “hueco de ozono” vino de las imágenes de satélite que mostraron valores muy bajos de ozono total alrededor del continente antártico en cada primavera.

Teniendo como base, la concentración de ozono antes de 1980, actualmente el ozono total sobre la Antártida disminuye entre el 40% y el 55% y llega a presentar deficiencias de hasta el 70% en periodos cortos de septiembre y octubre. La masa de ozono destruida sobre la Antártida cada temporada ha alcanzado un valor estimado de 80 megatones, cerca del 3% de la masa global de ozono (1 megatón = mil millones de kilogramos = un millón de toneladas).

3.3 SUSTANCIAS AGOTADORAS DE LA CAPA DE OZONO (SAO)

Ciertos procesos industriales y productos de consumo emiten halocarbonos que son compuestos que contienen carbono y uno o más halógenos como el cloro, el fluor, el bromo y el yodo que afectan la capa de ozono (los compuestos que solo tienen carbono y halógenos se denominan halogenados). Por ejemplo, los componentes químicos que contienen carbono, cloro y flúor son denominados clorofluorocarbonos (CFCs), los cuales son la principal fuente de cloro en la estratosfera y además contribuyen al forzamiento del efecto invernadero. Los CFCs son producidos para muchas aplicaciones desarrolladas por el hombre, tales como la refrigeración, el aire acondicionado, los aerosoles, agentes espumantes (fabricación de espumas de poliestireno y poliuretano, estas últimas comúnmente utilizadas como aisladoras en neveras y casas), los limpiadores de componentes electrónicos y los solventes. Otro grupo importante de los hidrocarburos halogenados son los halones utilizados como agentes retardantes en la extinción de fuego y en la industria aeronáutica, los cuales contienen carbono, bromo, flúor y en algunos casos cloro.

Los CFCs, específicamente el CFC-12 (CCl_2F_2, utilizado en refrigeración) y el CFC-11 (CCl_3F, utilizado para la fabricación de espumas), junto al tetracloruro de carbono (CCl_4), usado como solvente y como reactivo químico y el metilcloroformo (CH_3CCl_3), usado también como solvente y en la limpieza de instrumental médico y de piezas metálicas, son los principales gases emitidos por actividades humanas que contienen cloro que destruye la capa de ozono y cuyas contribuciones (estimadas en el año 1999) como fuente de este elemento en la estratósfera son las siguientes:

Tabla 1. Compuestos que aportan cloro a la estratósfera.

Sustancias agotadoras de Ozono	Aporte de cloro a la estratósfera (%)	Vida media atmosférica (años)	Potencial de agotamiento de ozono (ODP)	Emisiones (miles de toneladas/año)[1]
Emitidas por actividades humanas				
CFC-12	32	100	1	130-160
CFC-11	23	45	1	70-110
CFC-113 (CCl_2FCClF_2)	7	85	1	10-25
CCl_4	12	26	0,73	70-90
CH_3CCl_3	4	5	0,12	20
HCFCs	4	1-26	0,02 – 0,12	340-370
Fuentes naturales				
CH_3Cl	16	1.3	0,02	3.000-4.000

Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.

[1] Emisiones globales en el año 2000.

Los hidroclorofluorocarbonos (HCFCs) que actualmente han sido sustitutos de los CFCs, aunque tienen una baja participación como fuentes de cloro, esta ha ido aumentando en los últimos años. En este grupo se destacan el HCFC-141b como agente espumante (reemplaza al CFC-11) y el HCFC-22 como refrigerante. Este grupo de sustancias, aunque disminuyen significativamente el daño sobre el ozono, no son completamente inocuas por lo que se clasifican como sustancias de transición y debieron sustituirse a partir del año 2015.

Por otra parte, se sintetizaron los HFCs, los cuales no tienen cloro en su molécula y no afectan el ozono por lo que se consideran sustancias definitivas en el Protocolo de Montreal. Se destaca el HFC-134a, el cual se usa en la refrigeración doméstica como sustituto del CFC-12. Sin embargo, aunque los HCFCs y los HFCs contribuyen poco o nada a la destrucción del ozono, sí contribuyen al forzamiento del efecto invernadero.

Algunos de los gases emitidos por actividades humanas que contienen bromo que agotan la capa de ozono son: los halones, específicamente el Halon-1211 ($CBrClF_2$) y el Halon-1301 ($CBrF_3$) y el bromuro de metilo (CH_3Br) que es utilizado como fumigante en la agricultura (ver Tabla 2).

Adicionalmente, hay procesos naturales que emiten gases que contienen compuestos halogenados. El cloruro de metilo (CH_3Cl) y el bromuro de metilo (CH_3Br) son emitidos por ecosistemas oceánicos y terrestres, aportando cerca del 16% del cloro y entre el 27% al 42% del bromo presente en la estratósfera.

Las concentraciones de bromo en la estratósfera son del orden de 20 partes por trillón (ppt), una ppt equivale a una molécula de bromo por un millón de millones de moléculas de aire, mientras que, las del cloro son del orden de 3.400 ppt.

Tabla 2. Compuestos que aportan bromo a la estratósfera.

Sustancias agotadoras de Ozono	Aporte de bromo a la estratósfera (%)	Vida media atmosférica (años)	Potencial de agotamiento de ozono (ODP)	Emisiones (miles de toneladas/año)[1]
Emitidas por actividades humanas				
Halon-1211	20	16	6	~ 10
Halon-1301	14	65	12	~ 3
CH_3Br	5-20	0,7	0,38	160-200
Otros halones	4			
Fuentes naturales				
CH_3Br	27-42	0,7	0,38	160-200
Gases de corta vida como el Bromoformo.	15	1		

Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002

[1] Emisiones globales en el año 2000.

Los gases que son fuente de compuestos halogenados permanecen “activos” en la atmósfera hasta que son removidos (por ejemplo, mediante la precipitación) o convertidos químicamente. El tiempo para remover o convertir cerca del 60% de un gas, es denominado “vida media atmosférica”. En las tablas se observa que hay gases con tiempos de vida media altos como son los CFCs, el tetracloruro de carbono y los halones, mientras otros con valores bajos como el cloruro de metilo, los HCFCs, el tetracloruro de carbono y el bromuro de metilo.

La cantidad de estos gases presente en la atmósfera, depende del tiempo de vida media y de su emisión, la cual, fue relativamente alta en el año 2000, para compuestos como los HCFCs, CFCs, el CCl_4 y el CH_3Br.

Para comparar la efectividad para destruir el ozono estratosférico, se utiliza el Potencial de Agotamiento del Ozono (ODP, por sus siglas en inglés: Ozone Depletion Potencial) para los gases fuente de compuestos halogenados. El ODP se calcula teniendo como base al CFC-11, al cual se le asigna un valor de 1. Los halones tienen un ODP alto, debido a que un átomo de bromo es más efectivo que uno de cloro (45 veces más) en las reacciones de destrucción del ozono. Los ODP tienen en cuenta la vida media del compuesto y el número de átomos de ozono destruidos por molécula. En general, los gases con bajo ODP tienen tiempos de vida media bajos.

Algunos de los compuestos que están remplazando a los CFCs y los halones tienen muy bajos ODP, pero altos potenciales de calentamiento global. Debido a que cualquier cambio en la distribución del ozono podría tener un impacto en el clima, es muy probable que también los cambios en el clima ocasionen variaciones en la cantidad y distribución del ozono. Por lo tanto, la distribución del ozono en el futuro, dependerá de la emisión y el impacto de otros gases de efecto invernadero (GEI) y no solo de las SAO, muchas de las cuales son GEI. Por esta

razón, la recuperación del ozono que se prevé con la reducción en la emisión de las SAO no será tan sencilla.

3.4 DESTRUCCIÓN DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO

El proceso de la destrucción de la capa de ozono comienza con la emisión en la superficie de la tierra, de gases que son fuente de compuestos halogenados que contienen principalmente cloro y bromo.

Los CFCs y los halones son los principales gases originados por el hombre que destruyen el ozono estratosférico. Estos compuestos que se emiten en las latitudes medias y en especial en el hemisferio norte, son arrastrados hacia las latitudes tropicales y se acumulan en la troposfera debido a que en esta región de la atmósfera la mayoría de ellos son poco reactivos y se distribuyen uniformemente debido a la circulación del viento y a la convección de aire caliente. Posteriormente, son transportados hacia la estratosfera, a través de la troposfera tropical, donde reaccionan en presencia de la radiación ultravioleta, a gases halogenados reactivos.

Aproximadamente, se toma un año entero para que una molécula de CFCs logre ingresar a la estratósfera superior desde la tropósfera superior tropical. Igualmente, toma unas décadas hacer el ciclo total del aire, en la tropósfera y a través de la estratósfera superior. Esta circulación lenta de los compuestos halogenados a través de la estratósfera superior significa que el ciclo total de estos tomará décadas para circular a través de la estratósfera superior.

El proceso de destrucción del ozono se inicia cuando de los gases fuente de halógenos, se desprenden elementos como el cloro y el bromo por acción de la radiación ultravioleta (Ver figura 8). Estos elementos reactivos permanecen en estado atómico o son oxidados (por la misma reacción con el O_3) a compuestos como el ClO y el BrO.

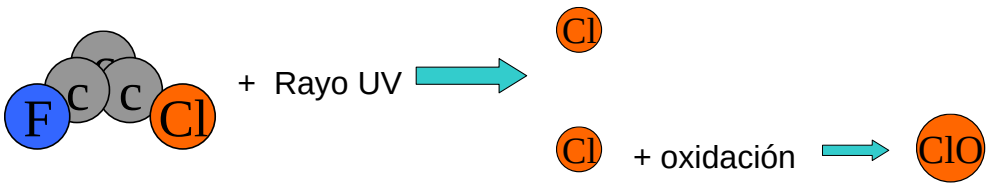


Figura 8. *Formación de gases reactivos a partir de una molécula de CFC. Fuente (IDEAM)*

La vida de la molécula de ozono acaba cuando reacciona con alguno de estos gases reactivos, principalmente el monóxido de cloro (ClO), el monóxido de bromo (BrO) o con el cloro y el bromo en forma atómica.

$$XO + O \rightarrow X + O_2$$
$$X + O_3 \rightarrow XO + O_2$$
$$\text{Neto: } O + O_3 \rightarrow 2O_2$$

Estas reacciones de pérdida generalmente ocurren en presencia de catalizadores (X) que pueden ser una especie halogenada (ClO, BrO, Cl o Br), un radical de nitrógeno (NO) o un radical hidroxilo (OH^-).

Un *catalizador* es una sustancia que facilita una reacción química, pero que permanece inalterado o se reforma después de la reacción, y de nuevo toma parte en otra reacción similar.

En este proceso catalítico, la molécula de ozono se pierde mientras el catalizador (principalmente los compuestos de cloro o bromo) se reforma para destruir otra molécula de ozono.

Un ejemplo de una reacción de pérdida típica, (Ver figura 9) es aquella donde el ClO (o el cloro), reacciona con un átomo de oxígeno para formar el cloro libre y el oxígeno molecular (O_2). El átomo de cloro reacciona entonces con una molécula de ozono para reformar ClO y el O_2. Esta reacción es muy importante en la estratósfera de las latitudes medias y tropicales donde la radiación UV es más intensa y es necesaria para disociar las moléculas de oxigeno (O_2) en oxigeno atómico

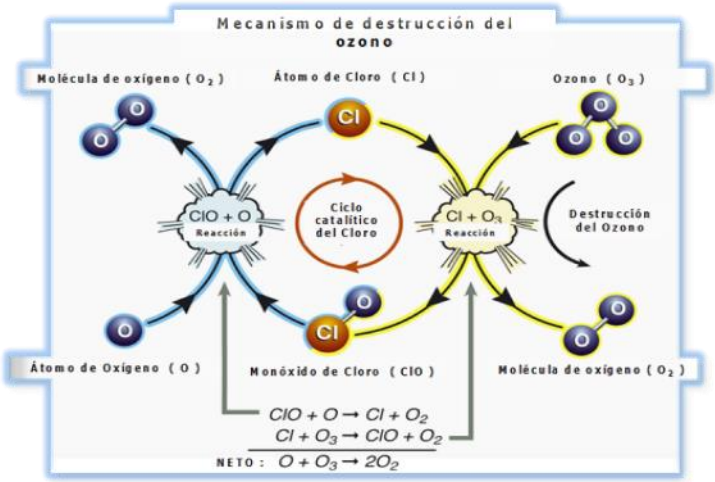


Figura 9. *Mecanismo de destrucción del ozono estratosférico a partir de ClO. (Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*.

A 40 Km de altitud, esta cadena catalizadora de Cl - ClO puede destruir casi 1.000 moléculas de ozono antes de que el Cl o ClO se convierta en compuestos, como el ácido clorhídrico (HCl) o el nitrato de cloro ($ClONO_2$). Posteriormente el HCl y el $ClONO_2$, a través de la fotólisis producida por la radiación UV, reaccionan y liberan el cloro de nuevo para destruir más ozono. Un átomo "activo" de cloro en la

estratósfera, puede destruir aproximadamente 100.000 moléculas de ozono y solo se detiene cuando se mezcla con algún compuesto químico que lo neutraliza o cuando el aire en la estratósfera retorna a la troposfera cargado de una gran cantidad de estos gases reactivos halogenados, los cuales son removidos de la troposfera por la lluvia, siendo finalmente depositados en la superficie de la tierra.

El promedio de destrucción de ozono en la estratósfera por estos gases halogenados es baja en los trópicos y cercana al 10% en latitudes medias. En las regiones polares, la cantidad de gases halogenados reactivos se incrementa en el invierno, como resultado de reacciones que ocurren sobre las superficies de partículas (formadas por las bajas temperaturas) de las nubes estratosféricas polares, generando una alta destrucción de ozono en invierno y primavera principalmente en la Antártida (hemisferio sur).

Debido a la acumulación de gases como el ClO en la estratósfera de las regiones polares, y a las bajas concentraciones de oxigeno monoatómico (O), las cuales limitan la eficiencia del ciclo mostrado en la figura 10, las reacciones de destrucción de ozono en estas zonas (que son altamente eficientes), se realizan mediante el siguiente mecanismo, en el cual, una molécula de ClO reacciona con otra de ClO o con una de BrO:

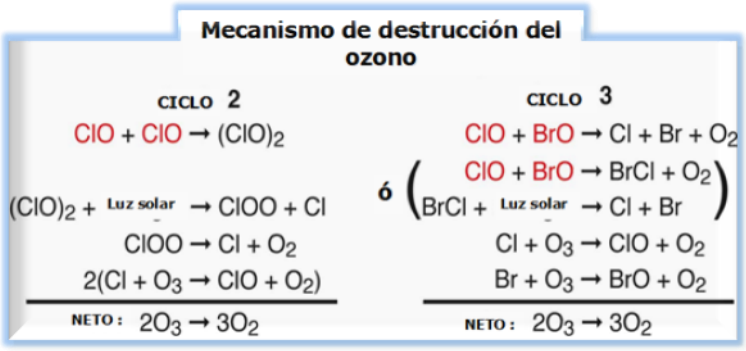


Figura 10. *Mecanismos de destrucción del ozono estratosférico en latitudes polares. (Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*

En ambos casos se obtiene como resultado que dos moléculas de ozono se transforman en tres moléculas de oxígeno. En ambos casos se requiere de la luz solar para completar el ciclo y mantener la abundancia del ClO y el BrO en la estratósfera. En la reacción con el BrO hay dos rutas para producir Cl y Br los cuales son muy reactivos

Resumiendo, en forma general y esquemática los pasos necesarios para que se lleve a cabo la descomposición del ozono en la estratósfera son los siguientes:

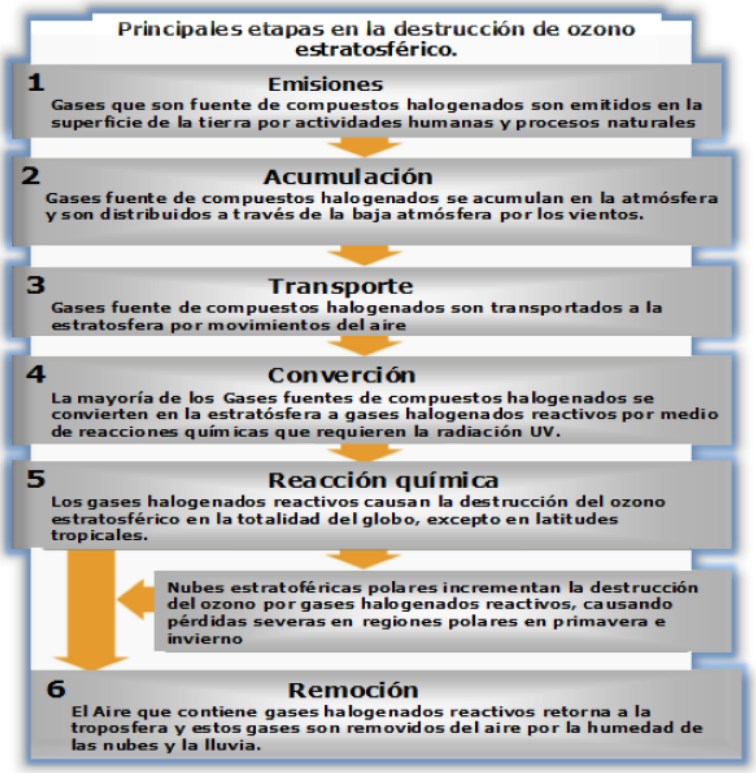


Figura 11. *Etapas en la destrucción del ozono estratosférico. (Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*

3.5 AGUJERO DE LA CAPA DE OZONO

Durante los últimos años se ha producido una zona con un contenido reducido de ozono total (valores inferiores a 220 U.D.), a la cual se le ha denominado el *agujero en la capa de ozono* y se presenta temporalmente cada año en el polo Sur. Este adelgazamiento, cercano a los dos tercios de la capa de ozono sobre la Antártida, se ha venido observando todos los años entre los meses de agosto a noviembre durante los últimos tres decenios, presentándose el máximo agotamiento de la capa de ozono en octubre.

La destrucción del ozono es notable en la Antártida debido a la unión de diferentes factores como: la circulación de vientos en la estratósfera que transportan los gases que son fuente de compuestos halogenados hacia estas latitudes polares, donde se acumulan; temperaturas suficientemente bajas (por debajo de -78°C), especialmente en el invierno (julio y agosto), para formar nubes de hielo, denominadas nubes estratosféricas polares, las cuales, permanecen durante un largo periodo y en una extensa área sobre el continente Antártico; el aislamiento relativo del aire estratosférico polar en esta zona en la época de invierno, debido a la creación de una corriente de aire polar que aísla las masas de aire; la creación

de gases halogenados, principalmente el ClO, a partir de los gases fuentes (presentes como $ClONO_2$ y HCl), reacciones que ocurren sobre la superficie de las partículas de las nubes polares; y finalmente, la presencia de la luz solar que descongela las nubes liberando estas sustancias que reaccionan con el ozono.

Al presentarse las condiciones anteriores, se incrementan las concentraciones del ClO, por lo que las reacciones que involucran al ClO con el BrO y el mismo ClO para destruir el ozono, se activan con la presencia de la luz solar, presentándose la mayor destrucción de moléculas de ozono después del invierno polar, en periodos con intensidad parcial a plena de luz solar (primavera). Posteriormente, cuando se incrementan las temperaturas, dejan de formarse las nubes polares, decreciendo las cantidades de ClO y reformándose el cloro y el monóxido de cloro a compuestos como el ácido clorhídrico (HCl) y el nitrato de cloro ($ClONO_2$), disminuyendo el proceso de deterioro del ozono hacia finales de noviembre, mes en el cual finaliza el aislamiento del aire estratosférico polar y empieza a ingresar, desde las latitudes medias, aire rico en ozono.

Las nubes polares se forman cuando el ácido nítrico (HNO_3) y los gases que contienen azufre, presentes en la estratosfera, condensan con el vapor de agua para formar partículas líquidas y sólidas.

En la figura 12, se muestra la tendencia del ozono durante los últimos años en la estación Halley Bay, en la Antártida; como se puede apreciar el proceso de destrucción del ozono es muy marcado, ya que a mediados del siglo se registraban valores cercanos a 350 U.D., mientras que en la década de los noventa se aproximaron a 150 U.D.

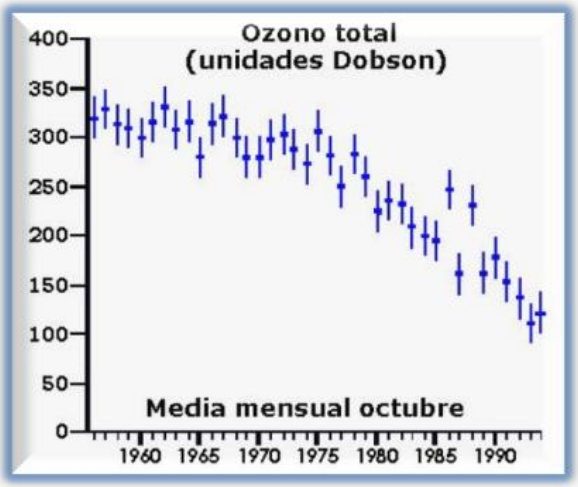


Figura 12. *Variación inter-anual del ozono, en unidades Dobson contenido en una columna de aire de 1 cm^2 de sección que va desde la superficie de La Tierra hasta el tope de la atmósfera, medidos en la estación Halley Bay, Antártida. (Fuente: University of Cambrigde, U.K.)*

Así mismo en la figura 13, se puede observar el rápido descenso en la cantidad de ozono total durante la estación de primavera (septiembre, octubre y noviembre) y mucho menos acentuado durante el verano (enero, febrero y marzo) sobre la Antártida.

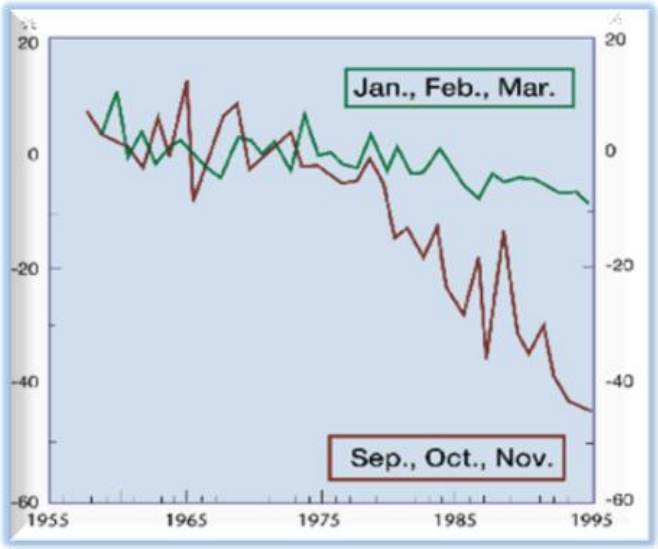


Figura 13. *Desviación del ozono estacional, promedio sobre la Antártida, para las estaciones de verano (Hemisferio sur: enero, febrero y marzo) y de primavera (Hemisferio sur: septiembre, octubre y noviembre). (Fuente: Organización Meteorológica Mundial).*

En el polo sur las temperaturas estratosféricas son mucho más bajas que en el polo norte, por lo cual se forman más nubes polares y la destrucción de ozono es mayor. Debido a lo anterior, el agotamiento de la capa de ozono, que también se presenta en el polo norte y que solo ocurre en algunos años entre febrero y abril, presenta una intensidad mucho más baja.

En las mediciones de la concentración del ozono en función de la altura, realizadas con ozonosondas en las primaveras de las regiones polares se ha detectado lo siguiente:

- El denominado hueco en la capa de ozono comenzó a finales de la década de los setenta e inicios de los ochenta en el polo sur, ya que los promedios entre 1962 y 1971 no mostraron disminuciones en la concentración en la capa entre los 15 y los 30 kilómetros, tal como se aprecia en la figura 14.

- En las mediciones realizadas en el polo sur, se nota una gran disminución en las concentraciones de ozono entre los 10 y los 25 kilómetros en la década de los noventas y en octubre del 2001 se presenta una destrucción completa del ozono entre los 14 y los 20 kilómetros.

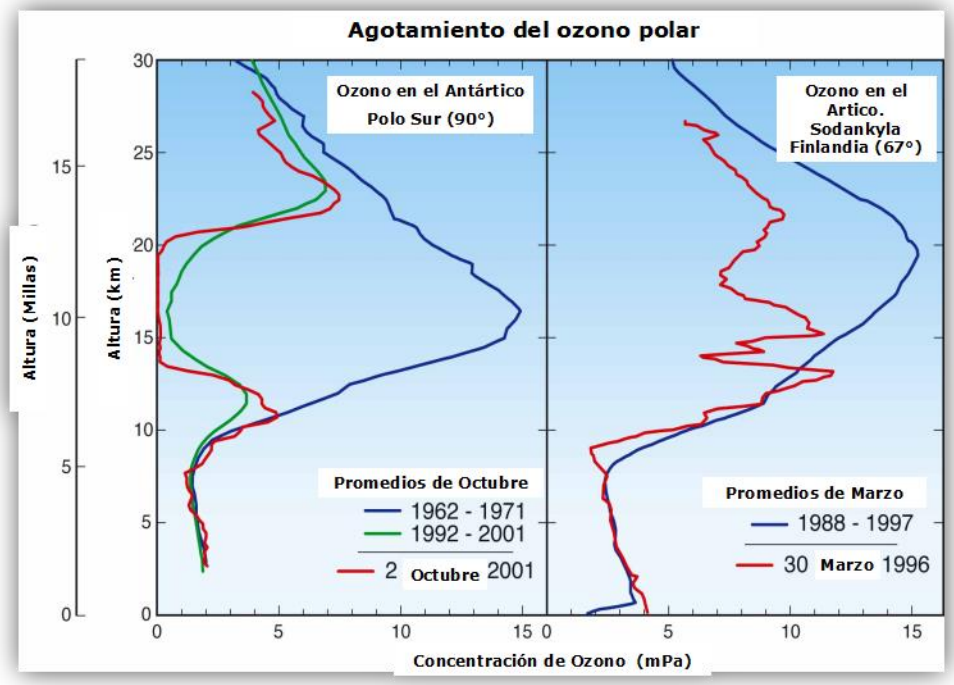


Figura 14. *Comportamiento del perfil vertical de ozono en el Polo Sur y Norte. (Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*

- La capa de ozono en el polo norte se mantiene en marzo con altas concentraciones durante la década de los noventa, sin embargo, en algunos años las concentraciones disminuyen notablemente (como en el año de 1996), cuando disminuyen las temperaturas para formar las nubes estratosféricas polares durante un gran periodo.

La superficie en que la disminución de los valores ha llevado a hablar de un agujero en la capa de ozono, que comenzó a sobrepasar los 10 millones de Km^2 a mediados de los años 80, ha alcanzado unos 22 millones de Km^2 durante varios días a finales de la década de los 90. En 1998 se observó una extensión muy considerable, de más de 25 millones Km^2 (casi el doble de la extensión del continente Antártico), durante varios días consecutivos, desde mediados de septiembre hasta la primera semana de octubre. En años anteriores, se había observado el adelgazamiento en una superficie tan extensa solamente durante unos pocos días de 1993 y 1994. Por otra parte, el número de días en que la superficie superó los 10 millones de Km^2 se prolongó durante 100 días, lo que no tiene precedente. El periodo más prolongado observado anteriormente había sido de 88 días durante la estación de primavera de 1986.

En la figura 15, se puede observar a partir de imágenes satelitales, el agujero en la capa de ozono en el mes de octubre del 2001 en el polo sur, superando en

extensión al área del continente Antártico y con valores de ozono total cercanos a las 100 U.D.; su extensión en diciembre, cuando comienza el verano del hemisferio sur y su área disminuye, y su no presencia en los inicios del invierno (junio).

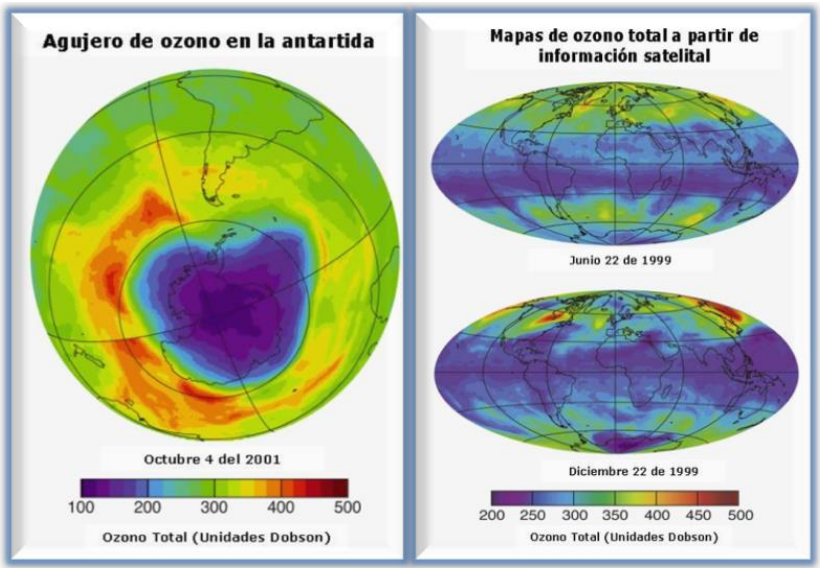


Figura 15. *Imágenes de satélite que muestran el agujero en la capa de ozono. (Elaborada a partir de: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Twenty questions and answers about the ozone layer. OMM. 2002.)*

El agujero de ozono en el año 2003, tuvo una extensión máxima en superficie de 28 millones de kilómetros cuadrados alcanzada a fines de septiembre. El área con más del 50% de disminución del ozono alcanzó una extensión récord igual a más de dos veces la superficie de los Estados Unidos de América (ver figura 16).

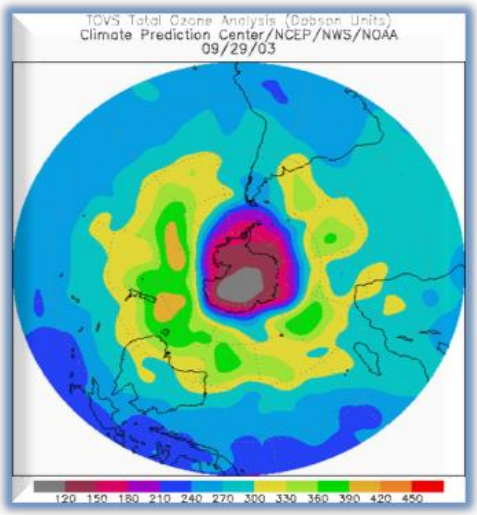


Figura 16. *Imagen de satélite que muestra el agujero en la capa de ozono para el día 29 de septiembre de 2003. (Fuente: NOAA, USA)*

El 25 de septiembre de 2006 se registró el mayor tamaño del agujero de ozono de la Antártica (hasta el momento, incluido el año 2007) con una superficie de 29,5 millones de Km², que es ligeramente superior a los 29,4 millones de Km² registrados en septiembre de 2000 (recordemos como un valor de referencia que el continente africano tiene 30 millones de Km^2). A través del sensor OMI (Ozone Monitoring Instrument) de la NASA, que mide la cantidad de ozono entre la superficie de la Tierra y el tope de la atmósfera, se observó la cantidad de ozono total más baja en toda la historia con un valor de 85 U.D. sobre la región oriental del continente Antártico el 8 de octubre de 2006 (los valores más bajos se habían presentado en 1994 con un valor de 88 U.D.).

El desarrollo del agujero de ozono del 2003, así como su tamaño y persistencia, fueron muy similares a los del año 2000, con un temprano y rápido desarrollo observado durante agosto, un área récord alcanzada en septiembre, y un final a mediados de noviembre.

Las mediciones durante el agujero de ozono de 2003, de la radiación UV realizadas en Ushuaia - Argentina y en las estaciones Antárticas de McMurdo, Palmer, y South Pole, dieron valores que se encuentran por debajo de los promedios de largo plazo que corresponden a estos sitios.

En la figura 17, se presenta la distribución vertical del ozono con las mediciones realizadas por ozonosondas el 12 y 26 de septiembre en la estación Marambio, ubicada al noreste de la Península Antártica, mostrándose para estos dos días el agujero en la capa de ozono. Por otro lado, el dos de noviembre, se muestra una capa de ozono ya restablecida en la vertical de esta estación.

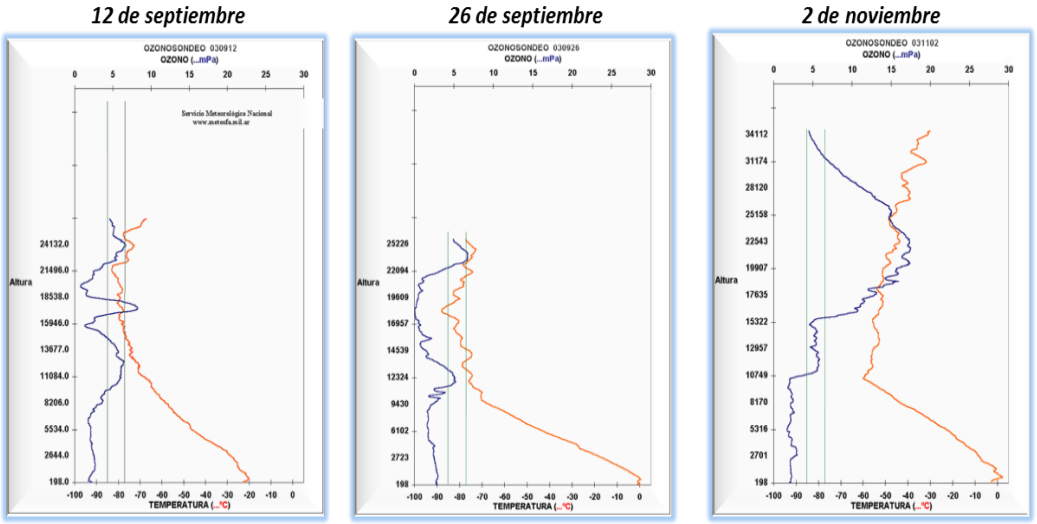


Figura 17. *Ozonosondeos del 120903, 260903 y 021103 en la estación Marambio, ubicada en el noreste de la Península Antártica. (Fuente: SMN Argentina)*

Las observaciones basadas en satélites, durante los últimos 10 días de agosto de 2004 (ver figura 18) indicaba que la mayor parte de la Antártica estaba dentro del 15% de la norma del pre-agujero de ozono, pero esta disminución, aun no es suficientemente baja para ser tomada como agujero de ozono.

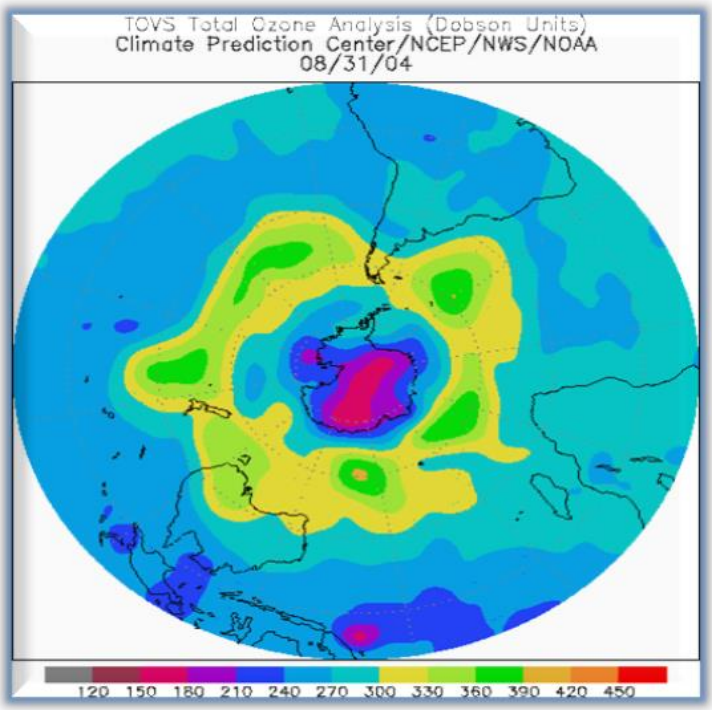


Figura 18. *Imagen de satélite que muestra el agujero en la capa de ozono para el día 31 de agosto de 2004. (Fuente: NOAA, USA)*

3.6 QUE HACER PARA PRESERVAR LA CAPA DE OZONO

Para proteger la capa de ozono de sustancias como los CFCs, los agentes de extinción de incendios (Halones), los HCFCs, el Bromuro de Metilo, el Metilcloroformo (MCF) y el Tetracloruro de Carbono, emitidos por los productos que compramos o por muchos de los aparatos y equipos de tipo casero o industrial, podemos realizar algunas acciones individuales, tales como:

- Comprar productos cuyas etiquetas indiquen que son libres de *CFCs* o no son nocivos para la capa de ozono.
- Usar extintores que no contengan sustancias agotadoras de la capa de ozono, como los Halones.
- Si es necesario el uso de los aerosoles, comprar los que no contengan sustancias agotadoras de la capa de ozono como los CFCs.

- Al comprar refrigeradores, congeladores o su combinación, para uso doméstico, revisar que no contengan o requieran de Clorofluorocarbonos.
- No usar Bromuro de Metilo para fumigar.
- En el mantenimiento de equipos de aire acondicionado de vehículos con CFC-12, verifique que se realice en establecimientos capacitados en recuperación y reciclaje del CFC.
- Para el mantenimiento de su nevera, solicite los servicios de técnicos reconocidos con el carné de la Unidad Técnica de Ozono, del Ministerio del Medio Ambiente, que estén entrenados para hacerlo con el menor impacto posible al ambiente.
- Identificar en su trabajo los elementos, aparatos o equipos que contengan sustancias agotadoras de la capa de ozono, como aire acondicionado, enfriadores de agua, limpiadores y solventes, extintores, etc. e informe a las directivas de la empresa.
- Crear conciencia y buscar alternativas culturales sobre el uso de sustancias nocivas: por ejemplo, ¿por qué utilizar crema de afeitar o desodorantes en aerosol cuando conseguimos los mismos productos en crema o en barra? ¿Para qué usar pinturas en aerosol cuando podemos aplicarlas con brocha o compresor? ¿O insecticidas en aerosol cuando en el mercado hay variedad de productos con otros métodos de aplicación?
- Que en las Instituciones educativas sus docentes, informen a los estudiantes sobre la importancia en la protección del medio ambiente y en particular la capa de ozono.
- Informar a familiares, amigos, conocidos y vecinos sobre la necesidad de proteger la capa de ozono.
- Limitar el uso de carro o de aparatos con motor de explosión. Se recomienda utilizar el transporte público, desplazarse en bicicleta o caminar.
- El preservar la capa de ozono empieza por nosotros.
- Salvemos Nuestro Cielo: No Dañemos el O_3zono. SO_3S.

4. RELACIÓN ENTRE LAS SAO Y EL SISTEMA CLIMÁTICO

4.1 CAMBIOS EN LAS CONCENTRACIONES Y EMISIONES DE LAS SAO

Durante el periodo de 1970 a 1990 las concentraciones globales de los CFCs se incrementaron ampliamente, posteriormente, con la implementación del Protocolo de Montreal se han observado grandes reducciones en sus emisiones y en sus concentraciones. Sin embargo, las concentraciones de las sustancias que reemplazan los CFCs, como son los HFCFs y los HFCs han aumentado desde 1990. En la tabla 3, se muestran las concentraciones globales y las tasas de crecimiento o decrecimiento de las mismas para los principales compuestos halogenados, así como la disminución de las concentraciones en ausencia de emisiones.

Tabla 3. Concentraciones globales y tasas de crecimiento o decrecimiento en el año 2003.

Gases	Concentración troposférica aprox. (ppt)	Tasa de decrecimiento esperada en ausencia de emisiones (ppt/año)	Tasa de crecimiento observada (ppt/año)	Emisión estimada en el 2003 (ppt/año)	Emisión estimada en el 2003 (kt/año)
CFC-11	256	–5.6	–1.9 to –2.7	2.9–3.7	60–76
CFC-12	538	–5.4	+0.2 to +0.8	5.6–6.2	100–110
CFC-113	80	–0.94	–0.6 to –0.8	0.14–0.34	4–10
CCl_4	95	–3.6	–0.9 to –1.0	2.6–2.7	60–62
HCFC-22	160	–13	+4.5 to +5.4	17–18	220–230
HCFC-141b	16	–1.6	+1.0 to +1.2	2.7–2.8	61–64
HCFC-142b	14	–0.77	+0.6 to +0.8	1.4–1.6	21–24
HCFC-123	0.03	–0.02	0	0.02	0.4
HFC-23	15.5	–0.06	+0.9	0.96	10
HFC-125	2.7	0.09	+0.46	0.56	10
HFC-134a	25	–1.8	+3.7 to +4.1	5.5–5.8	84–89
HFC-152a	2.6	–1.3	+0.34	1.7	17
PFC-14	76	-	N/A	N/A	N/A
PFC-116	2.2	-	N/A	N/A	N/A
PFC-218	0.26	-	N/A	N/A	N/A

Notas: ppt equivale a una parte por trillón. 1 Kt equivale a mil toneladas. *(Fuente: IPCC, 2004).*

En la tabla se observa que las concentraciones más altas son las de los CFCs el HCFC-22 y el HFC-23; la tasa de decrecimiento del CFC-11 es un 60% más baja que la esperada en ausencia de emisiones, pero las emisiones del CFC-12 siguen aumentando, por otro lado, las tasas de crecimiento de los HCFCs y HFCs se mantienen en valores relativamente altos. La producción de la mayoría de los HCFCs y los HFCs es más grande que su emisión, lo cual implica que los

almacenamientos de estos compuestos podrían constituirse en potenciales forzantes del clima.

4.2 CONTRIBUCIÓN DE LAS SAO AL FORZAMIENTO RADIATIVO DEL SISTEMA CLIMÁTICO

Algunos halocarbonos sintetizados por el hombre, como los CFC, HCFC, HFC y los perfluorocarbonos (PFC, compuestos que solo tienen átomos de carbono y fluor, los cuales se caracterizan por una alta estabilidad, baja toxicidad y un ODP de cero) son buenos absorbentes de radiación infrarroja, en parte, porque muchos de ellos absorben energía en la región de longitudes de onda donde la energía no es absorbida por el dióxido de carbono ni el vapor de agua (región denominada como ventana atmosférica, ver figura 19). Las moléculas de halocarbonos pueden ser miles de veces más eficientes como absorbentes de energía emitida por la tierra que una molécula de dióxido de carbono y pequeñas cantidades de estos gases pueden contribuir apreciablemente al forzamiento radiativo del sistema climático.

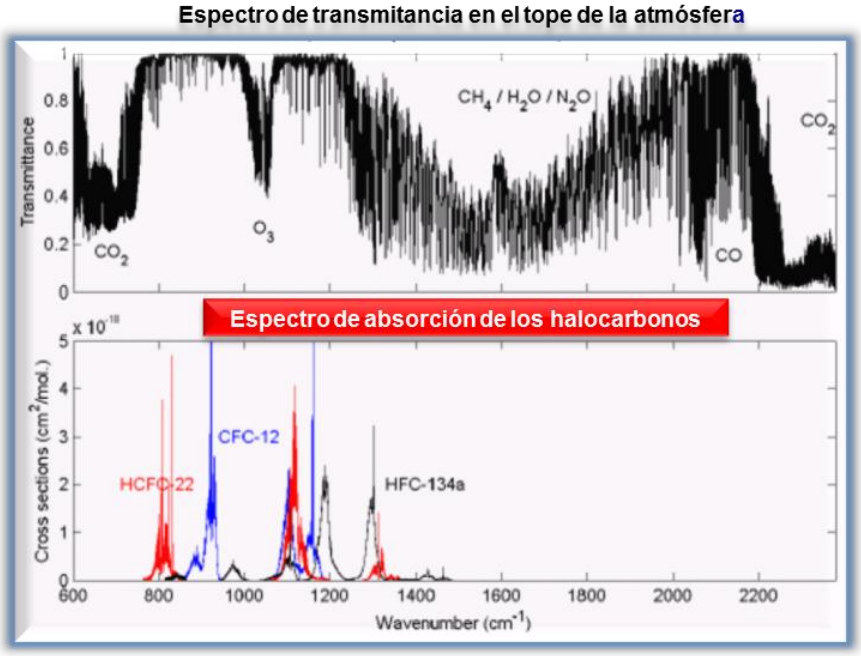


Figura 19. *En la parte superior se presenta la fracción de radiación transmitida por la atmósfera para un espectro de energías infrarrojas y muestra la existencia de una "ventana atmosférica" entre los 700 a 1200 número de onda donde hay poca absorción. En la parte inferior se muestra que varios halocarbonos son absorbentes efectivos en esta región de ventana (Fuente: IPCC).*

El forzamiento radiativo es la perturbación del balance radiativo de la atmósfera terrestre entre la radiación solar incidente y la radiación infrarroja saliente, denotado por un cambio en la irradiancia neta en la tropopausa y es expresado en

vatios por metro cuadrado (W/m^2). Estas perturbaciones se deben a cambios internos o forzamientos externos del sistema climático, como por ejemplo, cambios en la concentración de un Gas de Efecto Invernadero (GEI) o en la radiación emitida por el sol. Un forzamiento radiativo positivo tiende a calentar la troposfera (capa de la atmósfera desde la superficie hasta cerca de 18 Km de altura, en los trópicos) y uno negativo tiende a enfriarla. El agotamiento de la capa de ozono debido a su destrucción por el incremento en las emisiones de halocarbonos desde 1970, ha representado un forzamiento radiativo negativo del sistema climático, ya que, el ozono es un GEI. Por otro lado, el incremento en las SAO ha producido un forzamiento positivo.

El forzamiento radiativo de los GEI y el ozono se presenta en la figura 20 y en la tabla 4 y su magnitud está dada por el producto de su concentración y su eficiencia radiativa (energía absorbida por unidad de concentración W/m^2*ppb). El CO_2 es el que más ha contribuido al forzamiento radiativo positivo, seguido por el CH_4, el ozono troposférico, el N_2O y algunos halocarbonos. Otros agentes que contribuyen al forzamiento radiativo son los cambios en los aerosoles troposféricos y en la radiación emitida por el Sol.

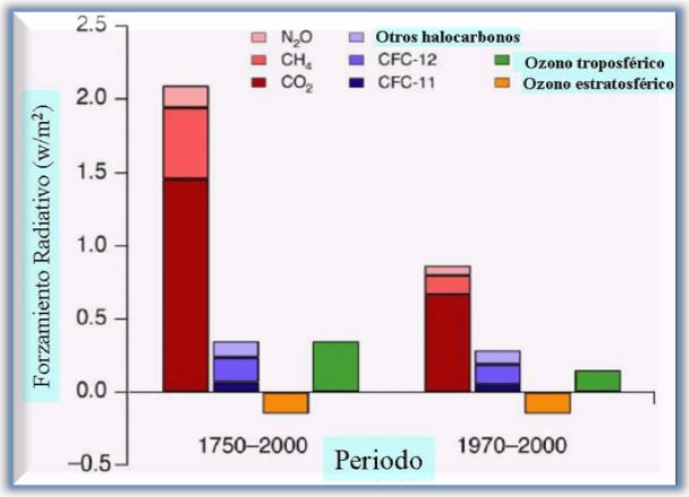


Figura 20. *Cambios en el forzamiento radiativo en W/m^2 de varios GEI con concentraciones uniformes y del ozono en dos periodos de tiempo 1750-2000 y 1970-2000. (Fuente: IPCC, 2004).*

Entre las SAO, los CFCs han contribuido al forzamiento radiativo positivo desde el año 1750 con 0,28 W/m^2, mientras que los HCFCs con 0,033 W/m^2 y los HFCs con 0,007 W/m^2. Los incrementos en las concentraciones de los gases halocarbonados entre el año 1970 y el 2000 han contribuido con cerca del 30% del incremento del forzamiento radiativo relacionado a los GEI durante este periodo.

El efecto radiativo del CO_2 y el vapor de agua es calentar el clima superficial y enfriar la estratosfera, mientras que el efecto radiativo de los halocarbonos es

calentar la troposfera y la estratosfera debido a su absorción en la ventana atmosférica.

Tabla 4. Contribuciones al forzamiento radiativo positivo de algunos GEI

Sustancias agotadoras de Ozono	Vida media atmosférica (años)	Forzamiento radiativo (W/m^2) 1750-2000	Forzamiento radiativo (W/m^2) 1970-2000	Potencial de Calentamiento a 100 años[2]
CO_2	-----[1]	1,46	0,67	1
Metano	12	0,48	0,13	23
Óxido Nitroso		0,15	0,068	296
CFC-11	45	0,066	0,053	4600
CFC-12	100	0,172	0,137	10600
CFC-113 (CCl_2FCClF_2)	85	0,03	0,023	6000
HCFC-22	12	0,0286	0,026	1700
HCFC-141b	9,3	0,0018	0,0018	700
HCFC-142b	17,9	0,0024	0,0024	2400
HFC-23	270	0,0029	0,0029	12000
HFC-134a	14	0,004	0,004	1300
HFC-152a	1,4	0,0002	0,0002	140
PFC-14	50000	0,0061	0,0061	5820
PFC-116	10000	0,0006	0,0006	12010
PFC-218	2600	0,0001	0,0001	8690
Pentano	0,010	-	-	
Etano	0,214	-	-	

[1] La eliminación del CO_2 de la atmósfera está relacionada a diferentes procesos y su tasa no se pueden expresar con un valor de vida media. (Fuente: IPCC, 2004).
[2] Valores reportados en el Tercer Reporte de Evaluación del IPCC (2001)

Respecto a los tiempos de vida media relacionados en la tabla 4, se observa que los CFCs son removidos de la atmósfera en rangos entre los 50 y los 100 años, mientras que los HCFCs y los HFCs son removidos mediante procesos de oxidación química y sus tiempos de vida media son inferiores a los 20 años (excepto el HFC-23 cuya vida media es de 270 años). Finalmente, los PFCs que son moléculas muy inertes, tienen tiempos de vida media entre los 1.000 y los 10.000 años contribuyendo en forma permanente al calentamiento del clima.

El potencial de calentamiento global (GWP, por sus siglas en inglés: Global Warming Potentials) es un indicador del efecto radiativo de una sustancia sobre un horizonte de tiempo escogido, teniendo como base al dióxido de carbono. El GWP es más alto para las especies que absorben mayor radiación o tienen grandes tiempos de vida media. El horizonte de tiempo escogido generalmente es de 100 años, queriendo representar el futuro impacto de la sustancia en los próximos 100 años.

En la tabla 4 se observa que, entre las SAO, los gases que tienen mayores GWP son los PFCs, seguidos por los CFCs, los HCFCs y los HFCs (excepto el HFC-23 que tiene un GWP alto).

En resumen, los CFCs, que son los principales destructores del ozono estratosférico, también realizan un aporte importante al calentamiento de la troposfera (Ver figura 21).

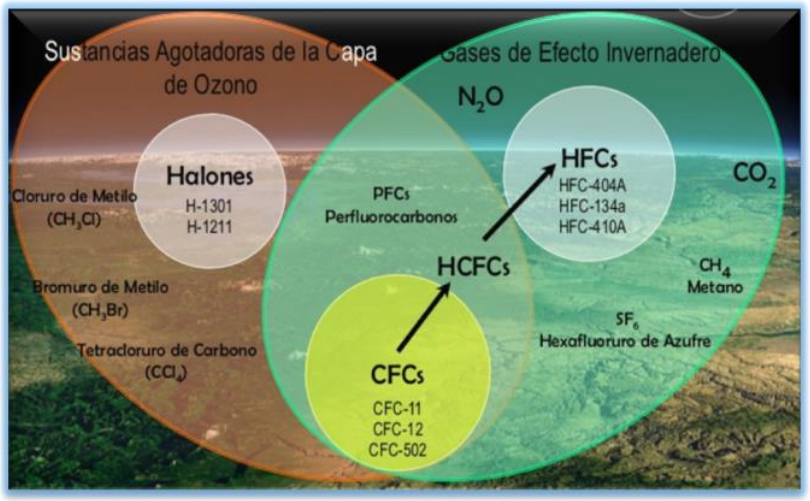


Figura 21. Relación entre las SAO y los GEI.

Una molécula de CFC-12, por ejemplo, tiene un potencial de calentamiento 10 mil veces superior al de una molécula de CO_2. Por eso la reducción o eliminación de estas sustancias, contribuirá de paso a la reducción del efecto invernadero y en consecuencia, del calentamiento global.

Por otra parte, el calentamiento de la troposfera (primera capa de la atmósfera por encima de la superficie terrestre) y el enfriamiento de la estratosfera (la capa situada encima de la troposfera), son dos procesos que ocurren de manera paralela: mientras la primera se calienta (como causa y efecto del cambio climático), la segunda se enfría.

¿Y por qué se enfría la estratósfera? Aparentemente, por dos razones:

La primera, por la reducción de la capa de ozono, pues una de las funciones de este gas es absorber energía en forma de radiaciones UV, lo cual incrementa la temperatura de esa porción de la atmósfera donde se encuentra.

Menos ozono = menos absorción de energía = menos calor, o sea, más enfriamiento.

La segunda, porque en la medida en que los gases de efecto invernadero absorben la energía calórica que refleja el suelo e impiden que ésta salga de la troposfera (por eso causan calentamiento troposférico), menos calor le llega a la estratósfera desde abajo, lo cual contribuye a su enfriamiento.

4.3 PROTOCOLO DE MONTREAL

Desde la era industrial, las emisiones de los gases que destruyen la capa de ozono se han incrementado, pero este aumento ha sido notorio desde mediados del siglo veinte. Varios de estos gases pueden perdurar hasta cientos de años, favoreciendo el proceso de destrucción del ozono por largos periodos, sin embargo, su producción y consumo está siendo regulado a nivel mundial bajo el Protocolo de Montreal, sus ajustes y enmiendas (Londres, 1990; Copenhague, 1992; Viena, 1995; Montreal, 1997 y Beijing, 1999).

En septiembre de 1987, se establece el "*Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono"*, firmado en la actualidad por 180 países, como acuerdo internacional para descontinuar la producción de CFCs, halones y otros químicos y buscar sustitutos más amigables para el ozono. El Protocolo entró en vigor el 1 de enero de 1989, cuando los países que representaban aproximadamente el 82% del consumo mundial, lo habían ratificado.

El Protocolo propone eliminar la producción de las sustancias más dañinas para la capa de ozono excepto para unos pocos usos críticos, al año 1996 en los países desarrollados y al año 2010 en los países en desarrollo. Como resultado, la concentración total de cloro en la atmósfera inferior que será transportado a la estratosfera ha llegado ya a un máximo. Las concentraciones en la estratosfera llegarán probablemente a un valor máximo al final del decenio (2000-2010) y seguidamente empezarán a disminuir lentamente a medida que los procesos naturales retiren las sustancias que agotan la capa de ozono. Siendo iguales todos los otros elementos, y adhiriéndose a los acuerdos internacionales se prevé que la capa de ozono se recupere aproximadamente en los siguientes treinta años.

En Colombia, la Unidad Técnica Ozono del Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible es la oficina encargada del cumplimiento del Protocolo de Montreal. La principal tarea de la Unidad es la identificación, formulación y ejecución de proyectos de reconversión industrial, de acuerdo con las prioridades sectoriales, técnicas, industriales, ambientales, de la política nacional y las establecidas por el Comité Ejecutivo del Protocolo de Montreal.

4.4 RELACIÓN OZONO RADIACIÓN UV

El ozono estratosférico es considerado benéfico para los humanos y las diferentes formas de vida, ya que, absorbe la radiación UV procedente del Sol. Si esta radiación no es absorbida y alcanza la superficie de la tierra, pueden incrementarse los casos de cáncer en la piel, cataratas y afectar el sistema inmunológico en los humanos, así como afectar otras formas de vida como plantas, organismos celulares y ecosistemas acuáticos como el plancton. La cantidad de radiación UV-B que llega a la superficie de un lugar, está inversamente relacionada con el ozono total: a menor cantidad de ozono mayor radiación UV-B ingresa a la superficie. Debido a lo anterior, las mayores cantidades de radiación UV-B se reciben en aquellas regiones donde el contenido de ozono es menor.

Las mayores disminuciones en la cantidad de ozono se han observado sobre el continente Antártico, especialmente en los meses de septiembre y octubre, estos han servido como evidencia de la relación entre radiación UV y los niveles de ozono. Además, durante los últimos años se han realizado mediciones simultáneas de UV y ozono, lo que ha demostrado fehacientemente tal relación.

La absorción de radiación UV por el ozono también constituye una fuente de calor en la estratosfera, presentándose en esta región un incremento de la temperatura con la altura.

La característica de daño de la radiación ultravioleta es llamada la acción o efecto del espectro. La acción del espectro da una medida de la efectividad relativa de la radiación, sobre un rango de longitudes de onda, en la generación de una respuesta biológica. Estas respuestas son: eritemas o quemaduras producidas por el Sol, cambios en el crecimiento de las plantas, o cambios en el ADN molecular. La línea azul de la figura 22 muestra la acción del espectro para el ADN y representa la probabilidad de daño del ADN por efecto de la radiación UV, para diferentes longitudes de onda. Afortunadamente, dónde el ADN se deteriora fácilmente, el ozono absorbe fuertemente la radiación UV. En las longitudes de onda más largas, dónde el ozono absorbe débilmente la radiación UV, el daño al ADN es poco probable. La línea roja en la figura, muestra el espectro de la radiación UV en la superficie de la Tierra, suponiendo que el ozono está disminuido en un 10%. La respuesta a esta disminución en el ozono, significaría que el daño al ADN por acción de la radiación ultravioleta aumentaría en un 22%, aproximadamente.

A continuación, se presentan en forma resumida, algunos conocimientos básicos sobre el ozono y su relación con la radiación ultravioleta:

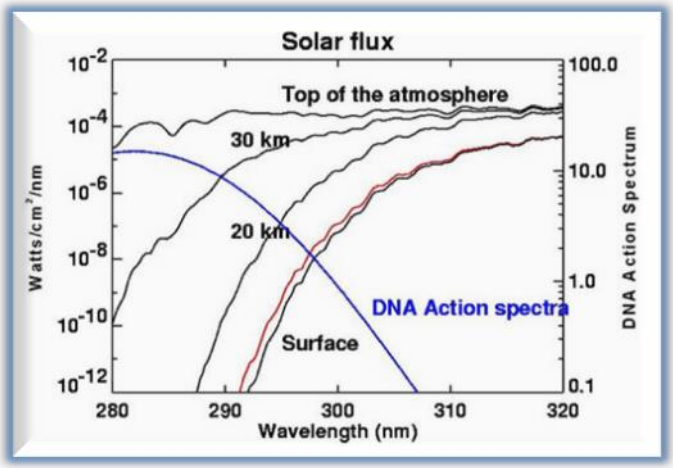


***Figura 22**. Flujo solar para diferentes altitudes. (Fuente: NASA)*

- El ozono es de vital importancia porque protege la vida del planeta, constituyéndose en el principal filtro de la radiación ultravioleta proveniente del Sol.
- El ozono se encuentra desde la superficie terrestre hasta una altura aproximada de 70 kilómetros, pero la máxima concentración se presenta entre los 18 y 40 kilómetros, región conocida como la capa de ozono.
- Los vientos estratosféricos pueden transportar el ozono fuera de la región de producción, alterando de esta manera la distribución básica del ozono; por esta razón, que en los trópicos no se encuentran los mayores valores de ozono en la columna atmosférica.
- La zona con menor contenido de ozono total en el ámbito mundial, es la zona tropical sobre **el norte y centro de Suramérica**, la región oriental de la cuenca ecuatorial del Océano Pacífico Tropical, el Atlántico tropical y África central, en donde se registran promedios por debajo de 240 UD. **Debido a lo anterior, estas zonas, donde está incluida Colombia, están expuestas a altos niveles de radiación ultravioleta en superficie durante todo el año.**
- Durante el periodo **de diciembre a marzo**, se registran los valores más bajos de la columna de ozono en el país, por lo tanto, **es la época del año en la cual Colombia recibe mayor radiación ultravioleta en su superficie**.
- El Sol emite una gran cantidad de energía a la Tierra, de la cual entre el 6 a 7% corresponde a la radiación ultravioleta (UV).
- La radiación ultravioleta (UV) es clasificada en tres categorías de acuerdo con la longitud de onda: UV-C, UV-B y UV-A.
- La radiación UV-C es la de menor longitud de onda y biológicamente es la más dañina, pero es absorbida totalmente en la atmósfera, principalmente por el ozono.
- El 90% de la radiación UV-B es absorbida en la atmósfera, mientras que la radiación UV-A es débilmente absorbida, pero es la menos dañina.

- La radiación UV que alcanza la superficie de la tierra está compuesta en gran parte por la radiación UV-A (95%) y en menor grado por la UV-B (5%).
- La radiación UV que alcanza la troposfera es el motor de todos los procesos fotoquímicos en las capas bajas de la atmósfera de la Tierra.
- La radiación UV procedente del Sol (particularmente la UV-B), es peligrosa para la salud humana, los animales y las plantas, incluyendo el plancton marino.
- En dosis apropiadas, la radiación UV-A y UV-B beneficia ciertas funciones de los organismos vivos, pero en dosis excesivas y acumulativas sus consecuencias pueden ser muy perjudiciales.
- **La radiación ultravioleta, procedente del Sol, puede incrementar los casos de cáncer en la piel, cataratas** y afectar el sistema inmunológico en los humanos.
- La radiación ultravioleta puede causar **el envejecimiento prematuro de la piel y su oscurecimiento.**
- La cantidad de radiación UV-B que llega a la superficie de un lugar, está inversamente relacionada con el ozono total: **a menor cantidad de ozono mayor radiación UV-B ingresa a la superficie y viceversa**.
- En el tope de la atmósfera de los trópicos, los mayores niveles de radiación están generalmente a comienzos del año, durante el perihelio (que es cuando la Tierra está más cerca al Sol) y los más bajos a mitad del año durante el afelio (cuando la Tierra está más alejada del Sol).
- La radiación UV varía de acuerdo con la ubicación geográfica; sobre la zona ecuatorial (como es el caso de Colombia) los rayos solares inciden más directamente que en las latitudes medias y altas y la radiación UV resulta ser más intensa en esa área.
- La altitud determina la cantidad de radiación UV que se recibe, debido a que en las zonas de alta montaña el aire es más limpio y es más delgada la capa atmosférica que los rayos solares recorren; por ello llega más UV. **De manera que a mayor altitud mayor radiación UV.**
- **En la atmósfera la intensidad de la radiación UV aumenta aproximadamente un 10% con cada 1000 metros de incremento de la altitud.** Debido a lo anterior las personas que viven a más de dos mil metros sobre el nivel del mar tienen mayores posibilidades de desarrollar cáncer de piel, respecto a quienes viven en zonas bajas o en las costas.
- El agua, la nieve y la arena reflejan los rayos solares y pueden incrementar la dosis de radiación UV recibida, produciendo quemaduras en la piel, incluso estando bajo la sombra. La nieve es la superficie que más refleja radiación UV, alcanzando hasta un 80%, mientras que el concreto refleja hasta un 12%, la arena seca de playa el 15% y el agua de mar el 25%.
- **Colombia, por su ubicación geográfica sobre el trópico y por sus grandes altitudes sobre la cordillera de los Andes, presenta un riesgo alto debido a la exposición a la radiación ultravioleta.**

- Las nubes pueden tener un impacto importante en la cantidad de radiación UV que recibe la superficie terrestre, generalmente las nubes densas bloquean más que una nube delgada.
- La contaminación trabaja en forma similar que las nubes, por ejemplo, en zonas urbanas reduce la cantidad de radiación UV que llega a la superficie de la tierra.
- El índice de Radiación Ultravioleta (IUV) es usado como un indicador que asocia la intensidad de la radiación solar ultravioleta (UV-B) incidente sobre la superficie de la tierra, con posibles daños en la piel humana.
- El índice UV alcanza los niveles más altos alrededor del mediodía y cuanto más alto, mayor es la probabilidad de lesiones cutáneas y oculares.
- Desde diciembre a marzo, meses en los cuales predomina el tiempo seco en gran parte del país, es típico que se presenten en promedio valores de 9 y 10 para el IUV (catalogados como de riesgo), en el lapso de 10 de la mañana a las 4 de la tarde, pero además, cuando se presentan cielos despejados, se pueden llegar a presentar valores de 11, 12 e incluso superiores en el IUV, valores catalogados como de muy alto riesgo, de acuerdo con la Organización Mundial de la Salud (OMS) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM).
- Se recomienda evitar la exposición al Sol por periodos superiores a 15 minutos durante el periodo comprendido entre diciembre y marzo, especialmente, en las horas del mediodía, así como protegerse de los rayos solares usando protectores.

5. PROGRAMA NACIONAL DE MEDICIÓN DE LA COLUMNA DE OZONO

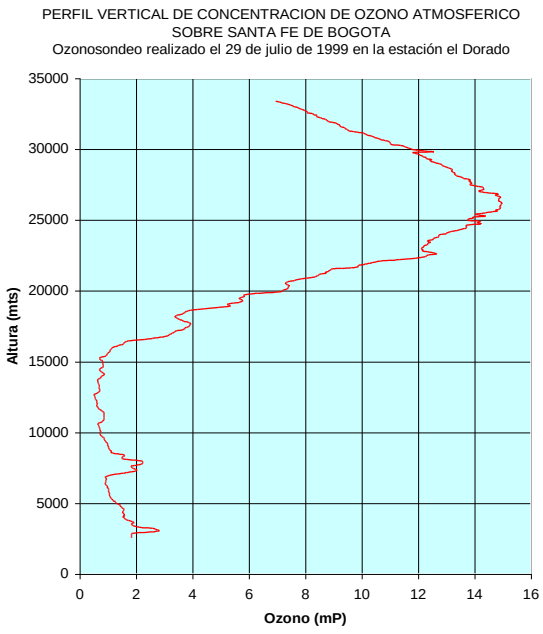
El IDEAM realiza el seguimiento del ozono en el país a través de:

- La medición del perfil vertical del ozono, utilizando ozonosondas que miden las concentraciones de ozono en función de la altura o la presión.
- Medición satelital del ozono total, que expresa la cantidad total de ozono contenido en la columna vertical de la atmósfera sobre la superficie de la Tierra

5.1 MEDICIÓN DEL PERFIL VERTICAL DEL OZONO

El IDEAM comenzó a realizar mediciones de la columna vertical de ozono, desde el mes de noviembre de 1998, en la estación meteorológica ELDORADO en Bogotá, la cual se localizada en:

Estación	*Latitud*	*Longitud*	*Altura*
Bogotá	04°43°N	74°03°W	2.546 m



Las observaciones de ozono en superficie y altura se efectúan mediante la ozonosonda (Ver figura 23), el cual es un analizador de ozono acoplado a una radiosonda, que permite medir la concentración del ozono en función de la altura mediante el muestreo del aire mientras asciende el globo y que puede llegar hasta altitudes de 30 o 40 Km. La señal del analizador de ozono es leída por la radiosonda y transmitida telemétricamente a la estación terrena.

Figura 23. *Comportamiento del perfil vertical de ozono atmosférico para el 29 de julio de 1999 – Estación Eldorado - Bogotá (Fuente: IDEAM)*

El ozono es muestreado continuamente durante el ascenso del globo (Ver figura 24) y se obtienen perfiles de ozono a partir de la superficie de la tierra. El sensor de ozono usado en el programa de mediciones en Colombia corresponde a la

categoría de Celdas de Concentración Electroquímicas (ECC) producido por Vaisala (denominada ozonosonda OES - Model 6ª ECC), las cuales, son analizadores que utilizan yoduro de potasio, que al reaccionar con el O_3 produce yodo libre. En efecto, cada molécula de ozono introducida dentro de la celda produce dos electrones. El aire tomado como muestra es bombeado a través de la solución en la celda de reacción y la señal de salida es proporcional al número de moléculas de ozono (definida por la cantidad de electrones producida) presentes en la muestra de aire. Con una conversión apropiada, la medida de ozono es determinada en unidades de presión parcial de ozono. Si la ozonosonda supera los 28 Km de altura, se puede determinar el ozono total en Unidades Dobson, calculado como la suma del ozono residual más el ozono medido. El ozono residual es una estimación del ozono que no fue alcanzado a medir por la ozonosonda y que se encuentra en la capa de la atmósfera superior a donde el equipo dejo de enviar información, mientras que el ozono medido, es el correspondiente al ozono agregado en la columna de la atmósfera que fue analizada.

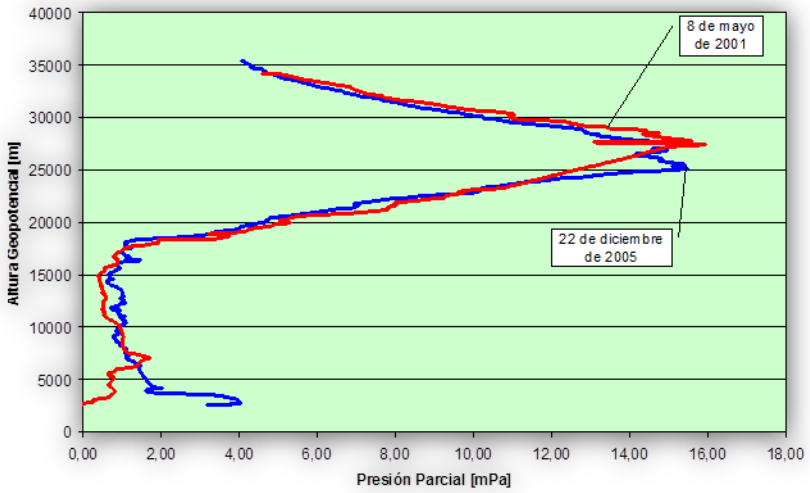


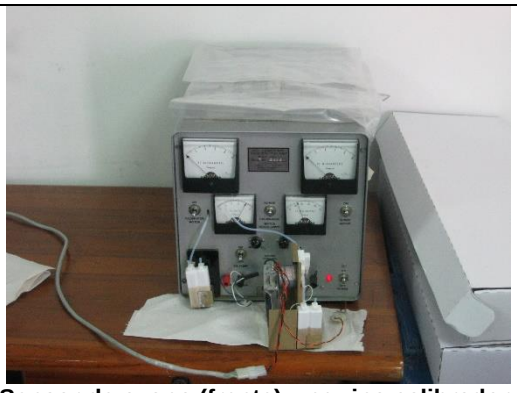
Figura 24. *Ozonosondeos de Bogotá que han alcanzado mayor altura: el realizado el 22 de diciembre de 2005 con 35424 m (azul) y el del 8 de mayo de 2001 con 34247 m (rojo). (Fuente: IDEAM, 2010).*

Los ozonosondeos (Ver figura 25) se realizan en Bogotá una vez al mes y sus valores, hasta el momento, no muestran ningún adelgazamiento de la capa de ozono en esta zona tropical y se han presentado dentro de lo normal (alrededor de 250 U.D.).

5.2 SEGUIMIENTO DEL OZONO TOTAL EN COLOMBIA

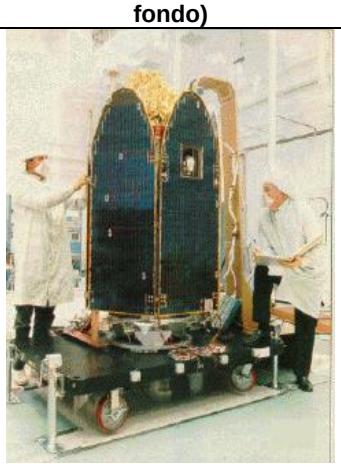
De igual manera, el IDEAM realiza el seguimiento del ozono total para todo el territorio nacional a través de medidas satelitales. Las mediciones de ozono a

partir de espectrómetros portados por satélites de la NASA, como los mostrados en la figura 25, son usuales hoy en día, ya que permiten una visión global de la distribución de la columna de ozono.



a. Sensor de ozono (frente) y equipo calibrador (al fondo)

b. Ozonosonda



c. Satélite Earth Probe portador del sensor TOMS

d. Satélite AURA portador del sensor OMI

Figura 25. *Equipos empleados en la medición del perfil de ozono y del ozono total.*

Estas mediciones fueron posibles desde finales del año 1978, fecha en la cual entró en operación el satélite Nimbus-7, cuya misión fue observar la Tierra. Este satélite estaba dotado de un instrumento para la medida del ozono: el Espectrómetro Cartográfico Total de Ozono (Total Ozone Mapping Spectrometer - TOMS), el cual medía la distribución global del ozono total. La misión del Nimbus-7 ha sido permanente hasta la fecha mediante la prolongación de sus programas con el lanzamiento de otros satélites, como el Meteor-3, lanzado en 1991, el Earth Probe en 1996 (con datos disponibles desde el 22 de julio de 1996 hasta el 14 de diciembre de 2005) y el AURA que porta el Instrumento para el Monitoreo del Ozono (OMI - Ozone Monitoring Instrument), el cual se encuentra en operación. La misión AURA investiga la composición, química y dinámica de la atmósfera de la Tierra, así como el ozono, la calidad del aire y el clima.

El TOMS y el OMI son instrumentos que pueden medir la cantidad total de la columna de ozono, desde la superficie hasta el tope de la atmósfera, bajo cualquier condición geofísica y a cualquier hora del día.

Las observaciones del TOMS se efectuaron para el espectro electromagnético cercano a la región del ultravioleta, donde la luz solar es parcialmente absorbida por el ozono. Las observaciones del espectro electromagnético se realizaron tanto para la energía solar que entra como para la energía difundida de la radiación ultravioleta reflejada (radiación solar que ha penetrado hasta la atmósfera baja de la Tierra y es difundida nuevamente al espacio por las moléculas de aire y las nubes hasta alcanzar la estratosfera y los sensores del satélite; a lo largo de esta trayectoria una fracción de la UV es absorbida por el ozono), para seis diferentes longitudes de onda, sobre una franja de 51°, a lado y lado del satélite, con una resolución 50 Km bajo el satélite y de 280 Km sobre los extremos de los ángulos de rastreo. La precisión del TOMS es estimada en ± 5%, con una resolución espacial de 1°X1,25° latitud/longitud. El TOMS hizo 35 medidas cada 8 segundos y el cubrimiento era de 50 a 200 kilómetros de ancho sobre la tierra, a lo largo de una línea perpendicular al movimiento del satélite. Casi 200.000 medidas diarias cubrieron cada punto de la Tierra, excepto las áreas cercanas a los polos de dónde el Sol permanece por debajo del horizonte durante el periodo entero de 24 horas.

El instrumento OMI distingue entre tipos de aerosoles, tal como el humo, polvo y los sulfatos y puede medir otros parámetros que proporcionan los datos para derivar el ozono troposférico. El OMI continuará el registro del sensor TOMS para el ozono total y otros parámetros atmosféricos relacionados a la química del ozono y el clima. El instrumento emplea un sistema hiperespectral que mejorara la certeza y la precisión de las cantidades totales de ozono.

6. VARIACIÓN ESPACIO TEMPORAL

.1 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DEL OZONO

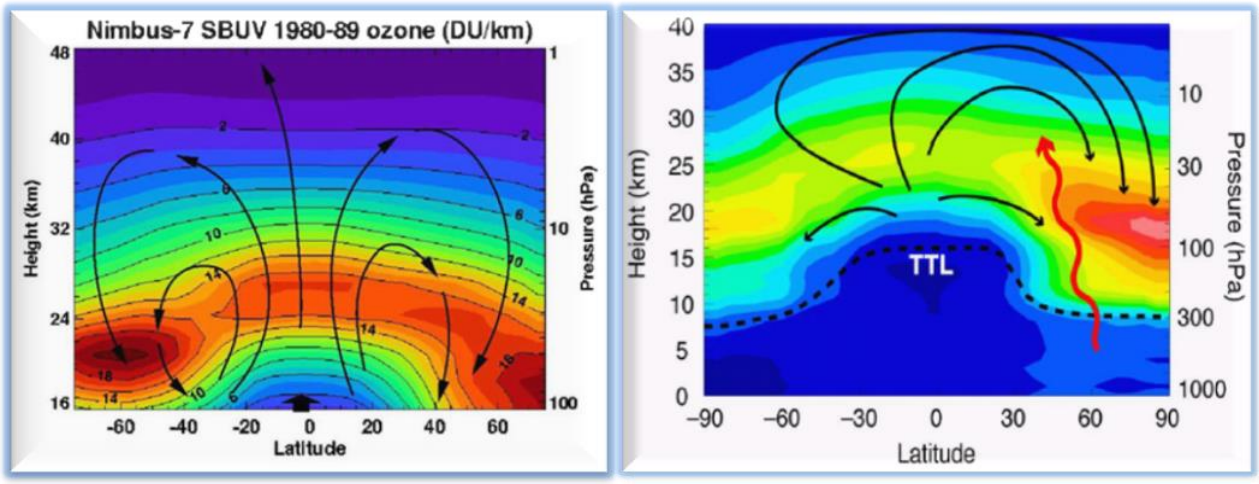
La cantidad de ozono total sobre la superficie de la Tierra varía espacial y temporalmente a lo largo del globo. En la ausencia de cualquier otro factor, se podría esperar que el total de los niveles de ozono fuera más alto sobre los trópicos que en las regiones polares, debido a que es mayor la intensidad de la radiación solar ultravioleta en las regiones ecuatoriales, lo cual contribuiría a la generación de mayor cantidad de ozono. Sin embargo, la distribución real del ozono no es un simple balance entre la producción y la pérdida. Los vientos estratosféricos transportan el ozono fuera de la región de producción, alterando de esta manera la distribución básica del ozono, **por esta razón, en los trópicos no se encuentran los mayores valores en la columna total de ozono**.

El ozono total tiene una gran variación con la latitud, es mayor en las latitudes medias y altas (cerca de los polos) que en la zona tropical, debido a que la circulación estratosférica conocida como la circulación Brewer-Dobson, transporta el ozono producido en el trópico desde los niveles bajos de la estratosfera hasta los niveles altos, en donde las corrientes se bifurcan hacia los polos y el ozono es conducido hacia las altas latitudes, posteriormente, es transportado a los niveles bajos de la estratosfera, de esta manera es depositado en la baja estratosfera de las latitudes altas y medias. Aproximadamente de 4 a 5 meses, es el tiempo que demora una parcela de aire en ser transportada a través de la circulación Brewer-Dobson, a partir del nivel de la tropopausa, situado entre los 16 y 18 Km de altitud. En la figura 26, se observa el diagrama esquemático del modelo de flujo que constituye la circulación Brewer-Dobson (las flechas negras representan el campo medio estratosférico de circulación del aire).

La variación altitudinal del ozono también es un resultado de la lenta circulación que eleva el ozono desde la troposfera hasta la estratosfera. El aire troposférico pobre en ozono es enriquecido en la estratosfera mediante el proceso fotolítico de las moléculas de oxígeno, el cual es favorecido por la radiación solar. Como este aire sube despacio en los trópicos, progresivamente va ganando ozono.

Respecto a la variación espacial del ozono total a nivel global, es posible notar en la figura 27, zonas en el hemisferio norte con alto contenido de ozono sobre Norteamérica y Asia, así como en el hemisferio sur sobre el sur del Océano Índico y el sureste del Océano Pacífico, con valores superiores a 350 Unidades Dobson (UD unidad de medida para determinar la cantidad de ozono en toda la columna atmosférica). También se destacan dos zonas con menor contenido de ozono total: una ubicada sobre la Antártida, **y otra, en la zona tropical sobre el norte y**

centro de Suramérica, la región oriental de la cuenca ecuatorial del Océano Pacífico Tropical, el Atlántico tropical y el África central registran valores por debajo de 240 UD.



a) Promedios 1980 – 1989

b) Promedios para el invierno del Hemisferio Norte. La línea punteada es la tropopausa.

Figura 26. *Medida del número de densidad del ozono, en Unidades Dobson por kilómetro, a partir de medidas SBUV y diagrama esquemático de la circulación Brewer-Dobson. (Fuente: NASA)*

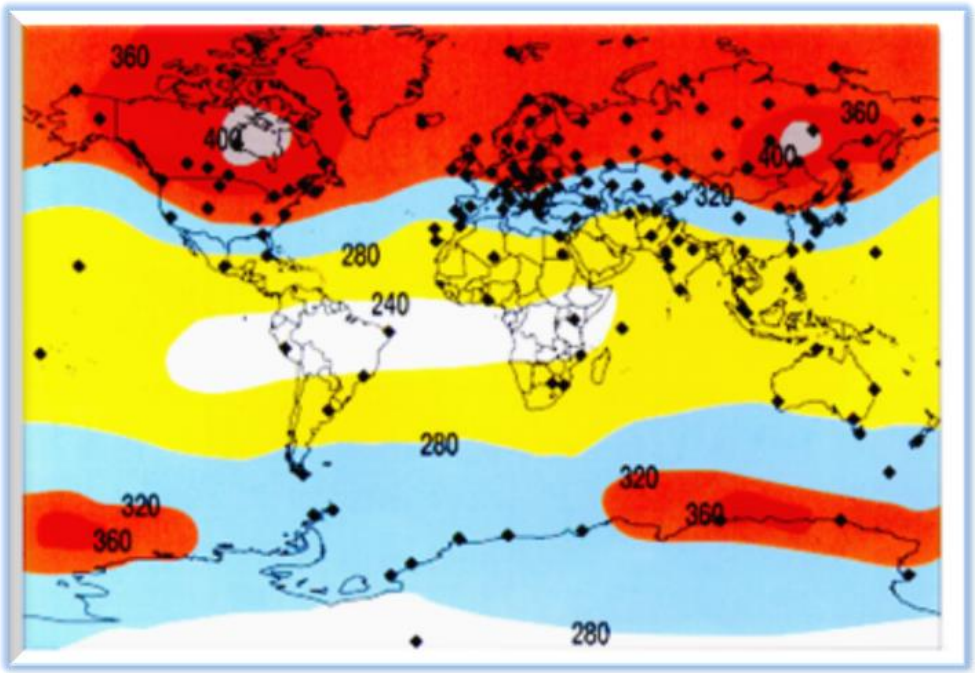
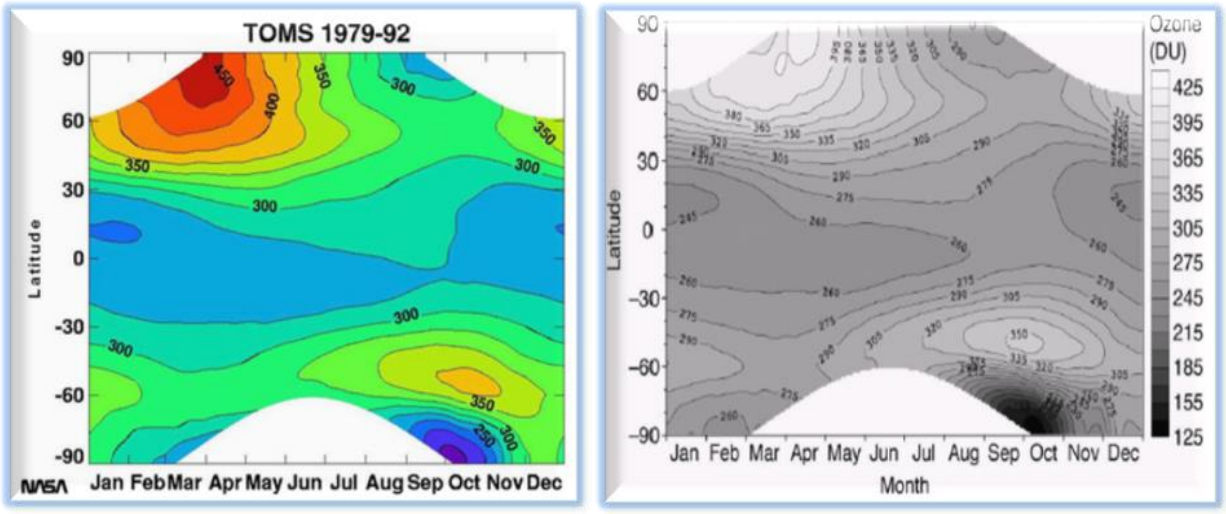


Figura 27. *Distribución media del ozono total, en unidades Dobson (o miliatmósferas) contenido en una columna de aire de 1 cm² de sección que va desde la superficie de la Tierra hasta el tope de la atmósfera. (Fuente: Organización Meteorológica Mundial)*

Debido a la estacionalidad de la circulación Brewer-Dobson, la cual es máxima en invierno y primavera, el ozono total presenta también una variación temporal. Además, como es característico en las ondas planetarias, estas son más fuertes y más variables en el hemisferio norte que en el sur, debido a aspectos relacionados con la distribución asimétrica de la superficie como son la topografía y la relación de áreas Tierra-océano (Ver figuras 27 y 28). Como resultado, los valores más altos del ozono total a nivel global, se registran sobre el Ártico entre febrero y abril (primavera del hemisferio norte) con cifras superiores a 400 UD, mientras que, en la Antártida, durante la primavera del hemisferio sur, entre septiembre y octubre, se registran los valores más bajos a nivel global, inferiores a 220 UD, formándose el agujero en la capa de ozono.

En las latitudes medias del hemisferio norte, la columna de ozono es más alta en la primavera, entre abril y mayo, de manera paulatina decrece y en otoño, aproximadamente en octubre, registra los valores más bajos. En las latitudes medias del hemisferio sur, la columna de ozono tiene el mismo comportamiento estacional: durante el otoño (de marzo a mayo) con los valores más bajos y en primavera (septiembre a noviembre), los más altos.



a) Periodo1979-1992 (Fuente: NASA).

b) Periodo1994-2003 (Fuente: Proyecto GOME - Monitoreo del Ozono Global).

Figura 28. *Promedio global del ozono total obtenido a partir de datos TOMS.*

En los trópicos, a lo largo del año, se presentan bajos valores en el ozono total debido a la circulación de vientos en la estratósfera mencionada anteriormente, a pesar de ser la zona de mayor producción, ya que, es donde hay mayor incidencia de radiación UV durante el año. En la figura 28, se observa que en la franja tropical los valores son bajos en diciembre, enero y febrero y los más altos entre agosto y octubre. Es de resaltar, que aunque en las figuras a (promedio global del periodo 1979-1992) y b (promedio global del

periodo1994-2003) se presentan configuraciones similares, en la figura b se presentan promedios un poco más bajos que en la figura a.

.2 DISTRIBUCIÓN VERTICAL DEL OZONO EN COLOMBIA

La distribución vertical de concentración de ozono entre superficie (SFC) y 7 milibares (34 Km de altitud aproximadamente), sobre Bogotá, presentada en la tabla 5, muestra que las altas concentraciones de ozono se encuentran en la estratósfera, entre los 30 mb (24 Km de altitud) y los 10 mb (31 Km de altitud), con un valor máximo de 13,84 mPa (milipascal), por debajo de los valores típicos globales para este nivel (ver tabla 6).

Tabla 5. Valores medios de las concentraciones de ozono (mPa) para Bogotá.

Nivel (mb)	Nivel (m)	Ozono (mPa)	Nivel (mb)	Nivel (m)	Ozono (mPa)
SFC	2.567	1.92	100	16.000	1.15
700	3.000	2.31	70	19.000	3.35
500	5.500	1.66	50	21.000	6.77
400	7.500	1.44	30	24.000	11.97
300	9.000	1.15	20	27.000	13.84
250	10.500	0.99	10	31.000	10.07
200	12.000	0.91	7	33.500	6.15
150	14.000	0.87			

Nota: Corresponde a los promedios de los datos del periodo entre febrero de 1998 y octubre de 2007, obtenidos mediante los ozonosondeos realizados mensualmente por el IDEAM. Estos promedios incluyen los datos de 57 ozonosondeos.

También es posible identificar que en los primeros 2.000 metros de altura, entre superficie y 500 mb, se registra la mayor concentración de ozono troposférico, con valores por encima de 2 mPa (24 $\mu g/m^3$).

Tabla 6. Concentraciones típicas de ozono para una altitud de 25 Km, obtenida mediante el promedio de los registros globales.

Concentraciones típicas de ozono a 25 Km de altitud	Densidad ($\mu g/m^3$)	Concentración relativa al aire local por volumen	Presión parcial (mPa)
	396	$6,03 \times 10^{-6}$	15,1

(Fuente: OMM)

.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DEL OZONO TOTAL EN COLOMBIA

a) Análisis promedio anual:

En Colombia el promedio anual de la columna total de ozono varía entre 253 y 265 U.D. (Ver figura 29), caracterizándose porque la columna se hace más pequeña a lo largo de las tres cordilleras; en esta zona se presentan los promedios más bajos, debido a que la columna atmosférica es más delgada, mientras que latitudinalmente los promedios más altos se presentan en la región Caribe y los más bajos en el sur del país, específicamente en el suroccidente. **Las zonas con los promedios más bajos son el suroriente del Tolima, el centro y sur del Huila, oriente del Cauca y Nariño, occidente de Caquetá y Putumayo, centro de Boyacá y suroriente de Santander.**

Los promedios fueron obtenidos a partir de mediciones satelitales durante el periodo 1978-2016. Estas mediciones fueron posibles desde finales del año 1978, fecha en la cual entró en operación el satélite Nimbus-7. Este satélite estaba dotado de un instrumento para la medida del ozono - TOMS, el cual midió la distribución global del ozono total. La misión del Nimbus-7 ha sido permanente hasta la fecha mediante la prolongación de sus programas con el lanzamiento de otros satélites, como el Meteor-3, lanzado en 1991, el Earth Probe en 1996 y el AURA que porta el Instrumento para el Monitoreo del Ozono (OMI - Ozone Monitoring Instrument), el cual se encuentra en operación. Los instrumentos TOMS y OMI han podido medir la cantidad total de la columna de ozono, desde la superficie hasta el tope de la atmósfera, bajo cualquier condición geofísica y hora del día. Más adelante (al finalizar esta sección) se presenta con mayor detalle el procedimiento para realizar el mapa anual y los mensuales de la columna total de ozono.

b) Análisis espacio temporal a lo largo del año:

Los mapas de la figura 30 registran la distribución media de la columna de ozono a lo largo del año en el país, durante el periodo 1978-2016, obtenidos con información satelital.

En concordancia con la distribución espacio-temporal a nivel global del ozono total, comentada anteriormente, en los mapas de la distribución de la columna de ozono a lo largo del año en el país, **se observa que en enero la columna de ozono presenta los valores más bajos del año;** el norte de la región Andina registra los menores niveles de ozono, con valores por debajo de 240 UD en sectores de Antioquia, Boyacá, santanderes, Cundinamarca y el piedemonte llanero; a partir de esta área los valores de ozono crecen latitudinalmente hacia el norte y sur, siendo más acentuado este aumento en el sur del país. En Leticia la

columna de ozono esta entre 250 UD y 253 UD, en tanto que en amplios sectores de la región Caribe los valores se encuentran entre 241 UD y 247 UD. **En los mapas se observa que el periodo comprendido entre diciembre y marzo es el que presenta los menores niveles de ozono total en el país; por lo tanto, son los meses en los cuales gran parte del territorio nacional recibe mayores intensidades de radiación ultravioleta.**

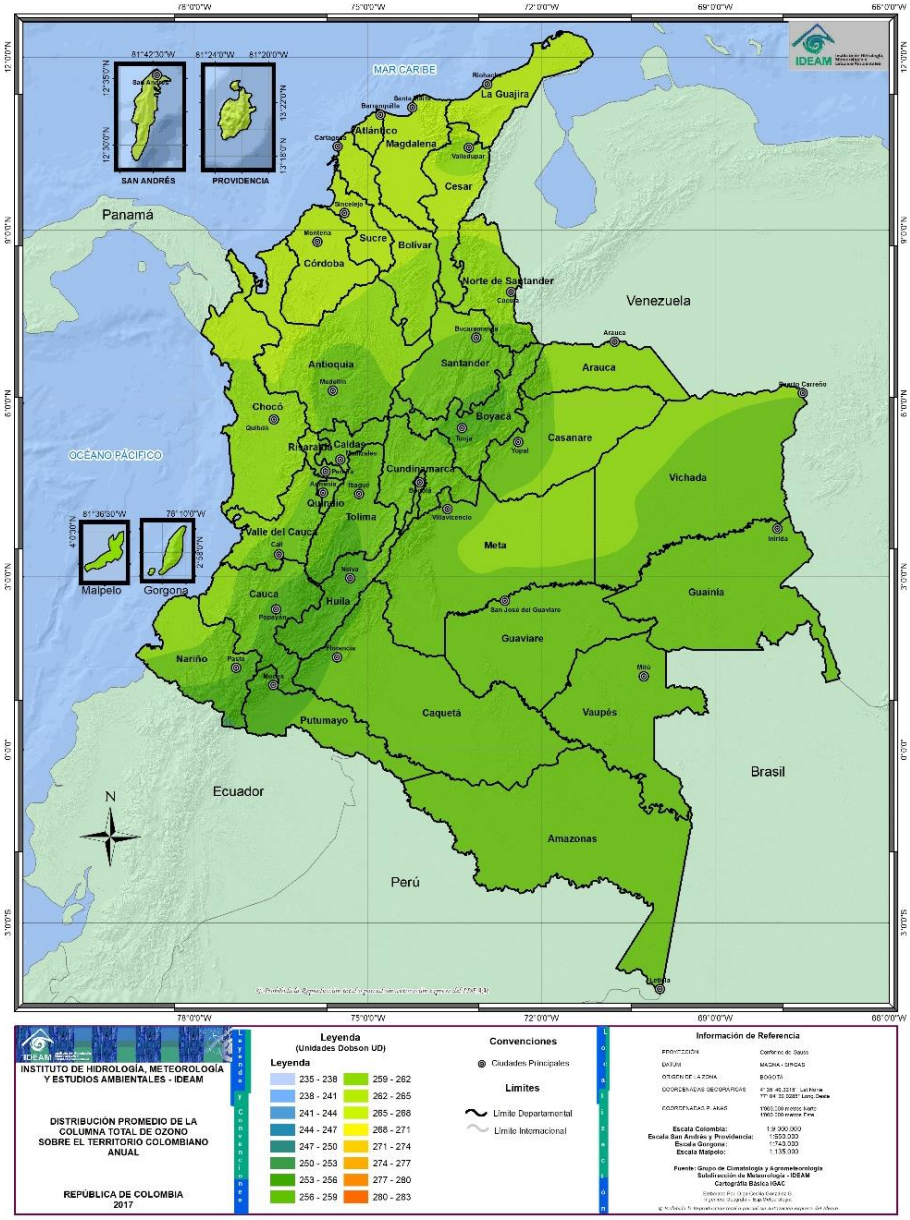
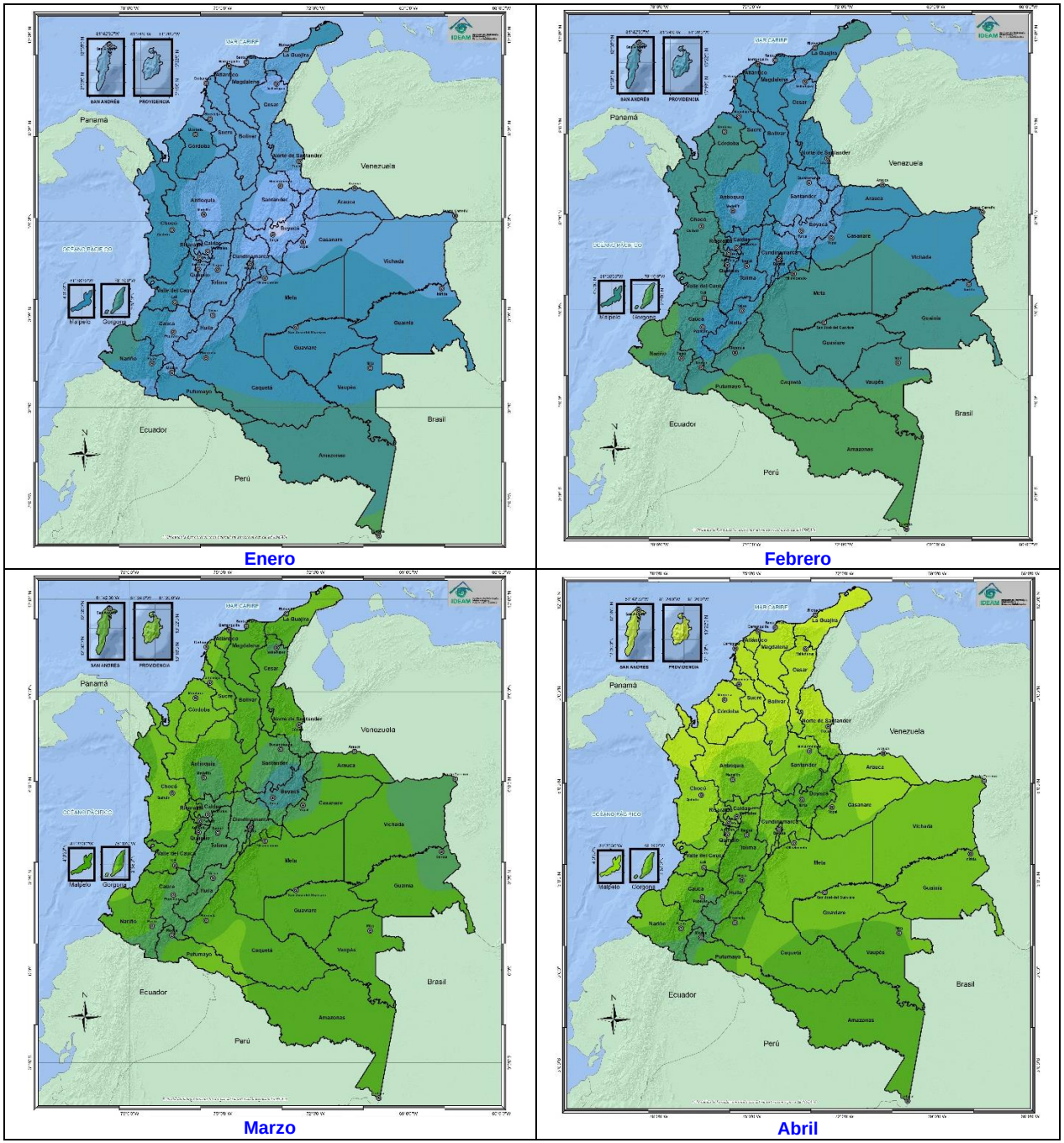
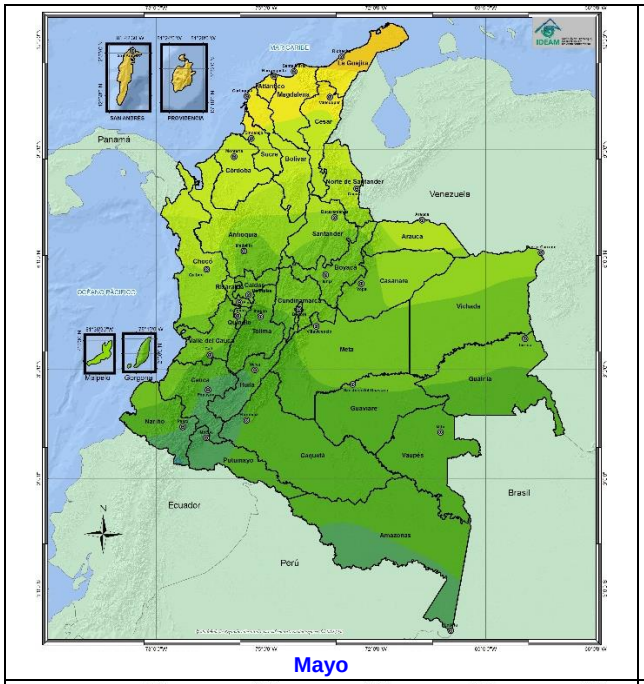
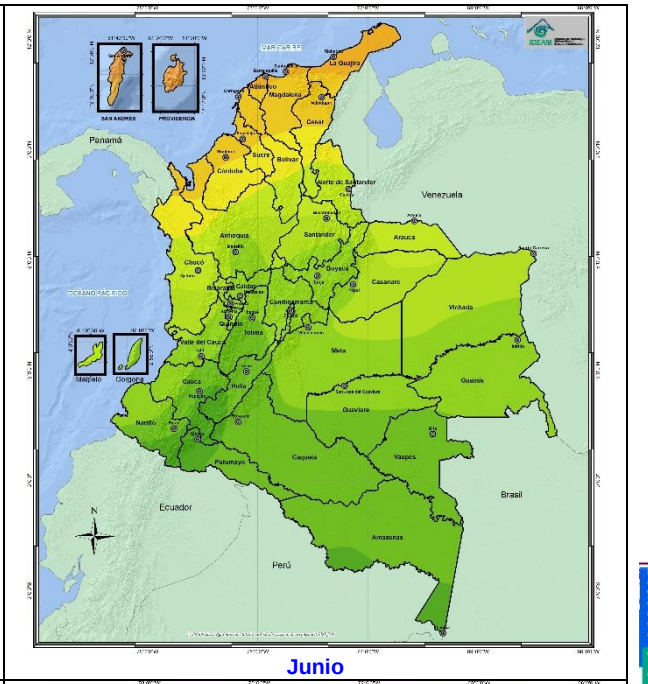


Figura 29. *Distribución media anual de la columna total de ozono obtenida para el periodo 1978-2016 en Unidades Dobson. (Fuente: IDEAM)*

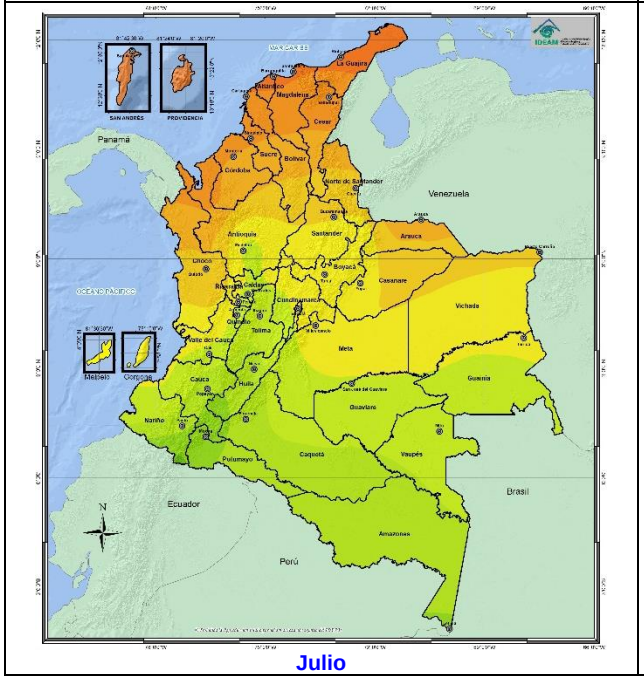

Enero
Febrero
Marzo
Abril
Leyenda
(Unidades Dobson UD)
Leyenda
235 - 238
238 - 241
241 - 244
244 - 247
247 - 250
250 - 253
253 - 256
256 - 259
259 - 262
262 - 265
265 - 268
268 - 271
271 - 274
274 - 277
277 - 280
280 - 283
Convenciones
Ciudades Principales
Límites
Límite Departamental
Límite Internacional
Leyenda y Convenciones
Localización



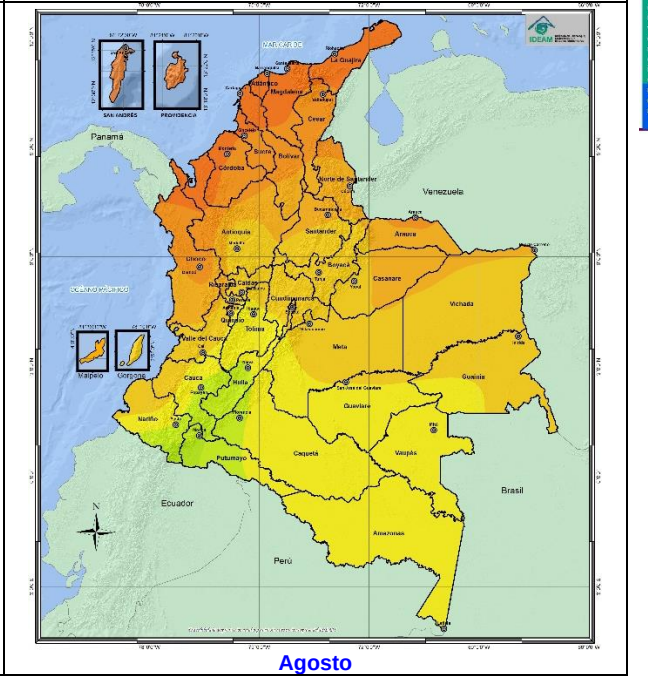
Mayo



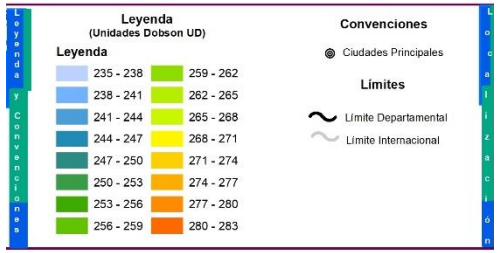
Junio



Julio



Agosto



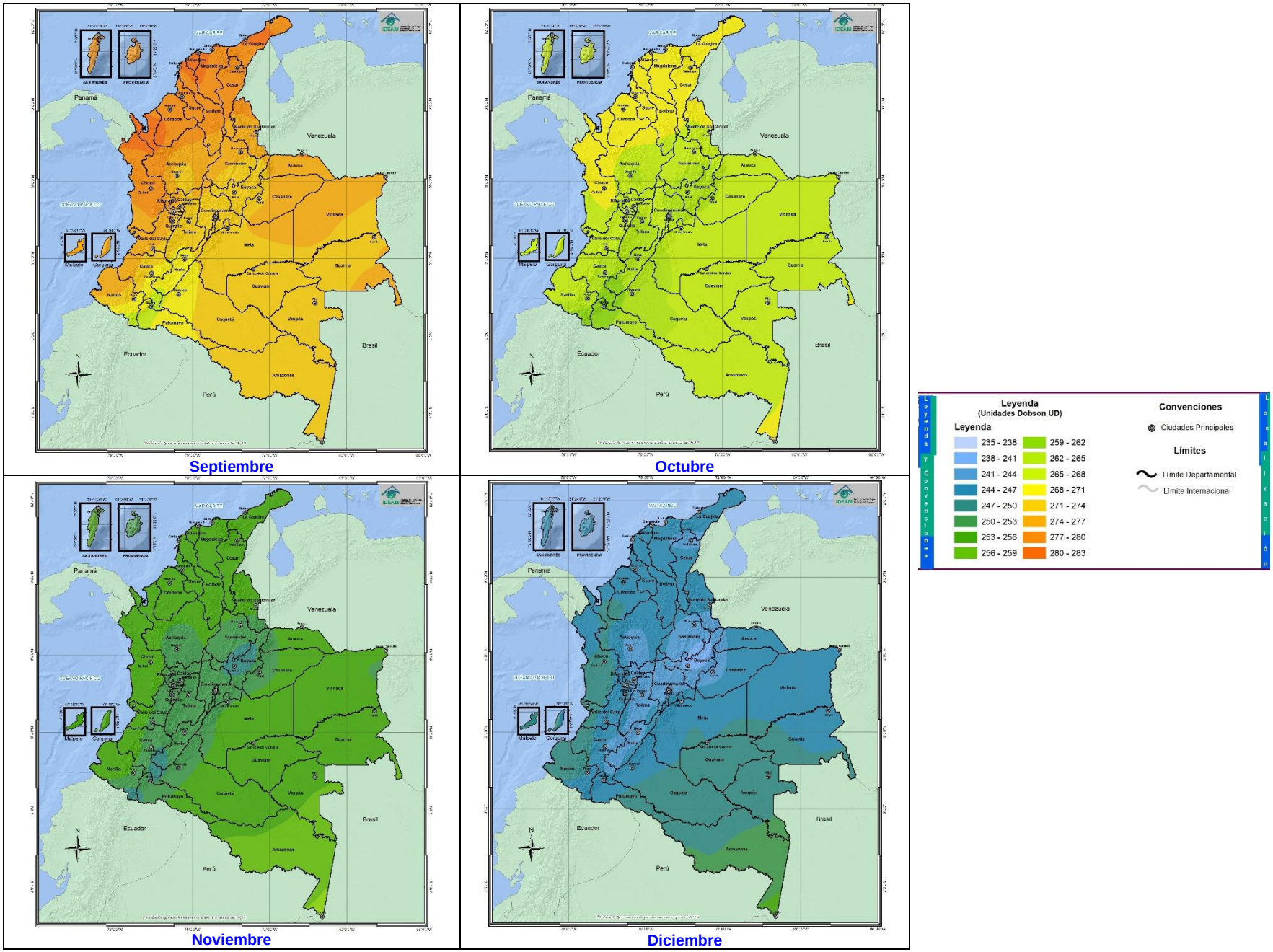


***Figura 30**. Distribución media mensual de la columna total de ozono obtenida para el periodo 1978-2016 en Unidades Dobson. (Fuente: IDEAM)*

TABLA 7: PROMEDIOS MENSUALES DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO PARA LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL PAÍS EN UNIDADES DOBSON (U.D.)

Colombia. Promedio mensual de la columna total de ozono. Periodo 1978-2019

Estación	Departamento	Municipio	Lat.	Long	Elevación (m.s.n.m)	Promedio anual	Valores promedio de ozono total mensual multianual (Unidades Dobson)											
							Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Aeropuerto Vásquez Cobo	Amazonas	Leticia	-4,15	-69,95	84	**258,6**	250,6	252,8	255,9	254,5	251,8	254,2	261,1	268,1	273,0	268,3	259,4	253,2
Aeropuerto Olaya Herrera	Antioquia	Medellín	6,22	-75,6	1490	**257,0**	240,5	244,1	251,7	256,9	258,2	261,2	267,9	272,0	273,4	265,0	250,5	242,8
Aeropuerto Arauca	Arauca	Arauca	7,07	-70,73	128	**261,0**	243,3	246,4	254,4	261,6	263,9	267,3	274,5	276,8	276,3	267,5	254,1	245,8
Aeropuerto Ernesto Cortissoz	Atlántico	Barranquilla	11,03	-74,78	14	**263,8**	243,5	246,6	256,3	264,9	270,1	274,2	280,3	281,8	279,6	268,8	254,2	245,4
Aeropuerto Rafael Núñez	Bolívar	Cartagena	10,45	-75,52	2	**263,6**	243,9	247,1	256,6	264,8	269,3	273,2	279,3	281,1	279,3	268,8	254,4	245,6
U P T C	Boyacá	Tunja	5,57	-73,37	2690	**255,4**	238,3	242,2	249,1	254,9	256,1	260,0	267,8	271,4	271,8	263,4	249,4	240,8
Aeropuerto La Nubia	Caldas	Manizales	5,03	-75,47	2060	**256,6**	241,5	245,3	251,9	256,0	256,4	259,5	266,5	270,9	272,9	264,8	250,8	243,3
Aeropuerto Gustavo Artunduaga	Caquetá	Florencia	1,6	-75,53	244	**255,9**	244,9	248,9	254,2	254,6	252,9	256,4	262,9	267,2	269,2	262,6	251,3	245,2
Aeropuerto Yopal	Casanare	Yopal	5,33	-72,4	325	**256,9**	240,5	244,3	251,3	256,5	257,2	261,1	269,0	272,4	272,8	264,5	251,0	242,6
Aeropuerto Guillermo León Valencia	Cauca	Popayán	2,43	-76,58	1730	**254,7**	242,5	246,2	251,5	253,0	251,9	255,6	262,1	267,1	269,8	262,4	250,3	243,8
Aeropuerto Alfonso López	Cesar	Valledupar	10,43	-73,25	138	**261,8**	241,1	243,8	253,2	263,0	268,6	271,5	277,6	279,2	277,9	268,4	253,2	243,9
Aeropuerto El Caraño	Choco	Quibdó	5,72	-76,62	53	**261,3**	245,3	249,1	256,8	261,0	261,4	265,3	272,6	277,0	278,0	268,2	253,4	247,2
Universidad de Córdoba	Córdoba	Montería	8,82	-75,85	20	**262,8**	244,1	247,3	256,8	264,2	267,2	270,6	276,3	279,4	278,9	268,9	254,3	245,9
Aeropuerto El Dorado	Cundinamarca	Bogotá	4,72	-74,15	2547	**256,7**	241,2	245,4	252,2	256,1	256,1	259,7	267,4	271,2	272,3	264,6	251,2	243,3
Puerto Inírida	Guainía	Inírida	3,83	-67,92	100	**257,8**	243,8	246,7	252,7	256,5	256,4	260,2	267,6	271,4	273,1	265,9	253,6	245,4
El Trueno	Guaviare	San José del Guaviare	2,58	-72,63	165	**258,2**	245,7	249,0	255,4	257,0	255,6	259,5	266,7	270,6	272,2	265,5	254,2	246,9
Aeropuerto Benito Salas	Huila	Neiva	2,97	-75,3	439	**255,4**	242,6	246,5	252,4	254,3	253,3	256,7	263,9	268,0	270,1	263,1	250,7	243,7
Aeropuerto Almirante Padilla	La Guajira	Riohacha	11,53	-72,93	4	**264,4**	243,9	247,0	256,5	266,4	271,9	275,1	280,8	282,1	279,5	268,8	254,3	246,4
Aeropuerto Simón Bolívar	Magdalena	Santa Marta	11,13	-74,23	4	**263,7**	243,2	246,3	256,0	264,9	270,4	274,1	280,2	281,7	279,4	268,7	254,1	245,4
Aeropuerto Vanguardia	Meta	Villavicencio	4,17	-73,62	423	**257,7**	243,1	247,0	253,9	257,0	256,5	260,3	268,1	271,6	272,5	264,8	252,2	244,6
Aeropuerto Antonio Nariño	Nariño	Pasto	1,42	-77,27	1796	**255,6**	244,7	248,2	253,0	253,6	252,3	255,8	261,8	267,0	270,1	263,0	251,8	246,2
Aeropuerto Camilo Daza	Norte de Santander	Cúcuta	7,93	-72,52	250	**260,1**	241,8	245,1	253,7	261,2	263,4	266,0	272,6	275,6	275,6	267,3	253,6	244,8
Acueducto Mocoa	Putumayo	Mocoa	1,12	-76,63	540	**254,2**	243,9	247,7	252,5	252,6	251,1	254,5	260,4	265,0	267,6	260,8	249,9	244,6
Aeropuerto El Edén	Quindío	Armenia	4,45	-75,77	1204	**257,1**	242,7	246,5	252,7	256,4	256,0	259,4	266,6	271,1	273,2	265,1	251,3	244,3
Aeropuerto Matecaña	Risaralda	Pereira	4,82	-75,73	1342	**257,3**	242,5	246,3	252,8	256,7	256,7	260,0	267,1	271,6	273,6	265,3	251,3	244,2
Aeropuerto Sesquicentenario	San Andrés y Providencia	San Andrés	12,58	-81,72	1	**263,9**	243,3	246,3	255,9	264,9	271,7	276,7	281,6	282,4	278,6	267,0	252,8	245,3
Aeropuerto El Embrujo	San Andrés y Providencia	Providencia	13,37	-81,35	1	**264,2**	243,6	246,9	256,7	266,0	272,5	277,3	282,4	282,6	278,2	266,2	252,5	245,5
Universidad Industrial de Santander	Santander	Bucaramanga	7,13	-73,1	1018	**258,2**	240,1	243,7	251,9	258,6	260,8	263,9	270,7	274,2	274,3	266,1	251,8	242,9
Aeropuerto Rafael Bravo	Sucre	Corozal	9,33	-75,28	166	**262,7**	243,5	246,7	256,0	263,7	267,7	270,9	276,8	279,5	278,9	268,9	254,3	245,4
Aeropuerto Perales	Tolima	Ibagué	4,43	-75,15	928	**256,3**	241,5	245,5	251,8	255,5	255,3	258,6	265,9	270,2	272,1	264,5	250,9	243,4
Aeropuerto Alfonso Bonilla Aragón	Valle	Palmira	3,55	-76,38	961	**257,4**	244,1	247,9	253,6	256,1	255,5	259,2	266,3	270,9	273,3	265,1	251,9	245,4
Aeropuerto Mitú	Vaupés	Mitú	1,27	-70,23	207	**257,8**	246,1	249,3	254,3	255,7	254,1	257,7	265,3	269,8	272,5	266,2	255,2	247,5
Aeropuerto Puerto Carreño	Vichada	Puerto Carreño	6,18	-67,48	50	**258,8**	242,8	245,4	252,0	257,9	260,3	263,9	271,3	273,8	274,3	266,3	253,0	244,6

Entre febrero y agosto se presenta un aumento generalizado de la columna de ozono, además, se mantiene una distribución espacial similar, caracterizada porque en el norte del país el aumento es mayor que en el sur, con valores entre 277 a 283 UD en agosto, mientras que en el trapecio amazónico fluctúan entre 265 y 271 UD. Los valores más bajos, entre 262 y 265 UD, se registran en Nariño y Putumayo. En septiembre se observa un aumento de las concentraciones de ozono de 3 UD aproximadamente, más que en agosto sobre el sur del país, mientras que, en el norte el comportamiento es diferente, con disminuciones hasta de 6 UD. En los meses siguientes la columna total de ozono presenta un descenso continuo en todo el territorio hasta enero.

En la tabla 7, se presentan los promedios mensuales de la columna total de ozono en las principales ciudades del país, para el periodo 1978-2016, obtenidos con información satelital.

.4 VARIACIÓN TEMPORAL DEL OZONO EN COLOMBIA

La atmósfera está continuamente en movimiento, los cuales ocurren sobre diferentes escalas de tiempo, oscilando desde un día hasta varios decenios. Estas variaciones atmosféricas pueden ser clasificadas en cuatro categorías: corto plazo (variaciones del clima diarias o semanales menores a un mes), estacional (fluctuación del clima a nivel mensual durante el ciclo anual), interanual (variaciones que se presentan en las variables climatológicas a nivel de años) e interdecadal (fluctuaciones del clima a nivel de décadas).

Para los ciclos afines con la variabilidad interanual del ozono, se presenta una señal importante en sus variaciones temporales relacionadas con la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) cuyo periodo aproximadamente es de 27 a 30 meses, sin embargo, es de anotar que en la zona correspondiente al Mar Caribe Colombiano, que se encuentra por encima de los 10 grados de latitud norte, esta señal se presenta con menor intensidad, debido a que la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) es un fenómeno ecuatorial y su relación con procesos fuera de estas latitudes cada vez es menor. En la zona del Mar Caribe Colombiano sobresale la relación con un ciclo de 115 meses, que bien puede corresponder con el ciclo solar, cuyo periodo es cercano a 11 años. La señal del ciclo solar para las demás regiones recae como el segundo factor en la variabilidad temporal del ozono.

En las regiones Mar Caribe Colombiano y Montaña Nariñense, la señal del ciclo EL Niño/La Niña, en la variabilidad del ozono, se sitúa en tercer lugar, mientras que en las otras regiones se encuentra enmascarada con la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO).

A. Variabilidad a Corto Plazo. La variabilidad a corto plazo se refiere a las fluctuaciones que tienen lugar día a día y semana a semana. Hay varios tipos de variabilidad a corto plazo que afectan los procesos fotoquímicos del ozono en la estratósfera superior. Entre estas se incluyen las variaciones diurnas, variaciones en la radiación ultravioleta, variaciones dinámicas y eventos de precipitación de partículas producidas por tormentas electromagnéticas solares.

- Variaciones diurnas: En la estratósfera superior, por encima de 40 Km, donde el tiempo de reemplazo fotoquímico (tiempo para generar la concentración de ozono observado en un determinado lugar, considerando solamente las tasas de producción y no incluyendo las de pérdida), es inferior a un día, las variaciones del ozono ocurren con la salida y puesta diaria del Sol.

- Variaciones de la radiación UV: La radiación ultravioleta solar está influenciada por las regiones magnéticamente activas en el Sol. Esto ocurre esporádicamente en las manchas solares, que son las regiones más frías en el Sol, las cuales tienen una apariencia oscura comparada al resto del Sol. El campo magnético es especialmente fuerte en las regiones de las manchas solares. Estas manchas se presentan durante los periodos de máxima actividad solar, con ciclos de 11 años. Durante la actividad máxima solar, las manchas solares tienden a concentrarse sobre un lado del Sol. Como el Sol rota con un periodo de 27 días, la radiación ultravioleta procedente del Sol es así modulada por este periodo de rotación. Ocasionalmente, dos regiones activas de manchas solares ocurren en lados opuestos del Sol y una modulación de 13 días se presenta en la radiación ultravioleta. Estas modulaciones en la radiación ultravioleta tienen un efecto directo en los procesos fotoquímicos del ozono y por lo tanto en la cantidad de la columna de ozono.

  El efecto de las manchas solares en la radiación ultravioleta solar depende fuertemente de la longitud de onda de la radiación ultravioleta. La tabla 8, presenta los cambios en la radiación ultravioleta saliente entre un máximo solar y un mínimo solar del ciclo de mancha solar típica como una función de la longitud de onda. La radiación UV saliente del Sol aumenta cuando la actividad de las manchas solares se incrementa.

Tabla 8. Variabilidad aproximada de la radiación ultravioleta en función de longitud de onda sobre un ciclo solar.

LONGITUD DE ONDA (nm)	VARIACIÓN (%)
200	8
220	4
270	1
300	0.2

Fuente: Dessler et al., 1998.

- Tormentas electromagnéticas solares: Durante las tormentas solares hay expulsión de grandes cantidades de protones de alta energía que pueden penetrar el campo magnético de la Tierra cerca de los polos. Estos protones penetran dentro de la atmósfera, generalmente entre los 40 y 80 Km, causando la ionización de moléculas de aire. Cuando las partículas ionizadas se recombinan, producen óxidos de nitrógeno e hidrogeno que pueden afectar el ozono a través de los ciclos del NO_X y el HO_X. Los efectos de los óxidos de hidrogeno son de corta vida, debido a que causan la pérdida del ozono primario en un periodo de unas cuantas horas, mientras que los efectos por los óxidos de nitrógeno pueden persistir por varios meses.

- Fluctuaciones dinámicas: Aunque la estratósfera superior es dominada por procesos de producción y pérdida fotoquímica, las variaciones dinámicas también producen variaciones a corto plazo. La propagación en la vertical de las ondas planetarias desde la baja atmósfera, que crecen en magnitud con la altitud, desempeña un papel importante, ya que las variaciones de temperatura producidas por ellas afectan la tasa de reacción fotoquímica.

  El ozono varía como resultado de los fenómenos atmosféricos. Fenómenos de pequeña escala o de tiempo muy corto, que involucran sistemas como la convección de la Zona de Confluencia Intertropical, las ondas del este, los ciclones tropicales, pueden causar variaciones significativas del ozono, sólo en el curso de unas horas. La altura de la columna total de ozono está inversamente relacionada con los sistemas de presión. Estas variaciones son una respuesta al proceso de transporte y no de fotolisis como en los otros casos.

  Los sistemas troposféricos, en particular aquellos que producen un cambio significativo del tiempo producen variaciones diarias en el ozono. Un ejemplo de esto lo proporciona la figura 31, correspondiente a los días 26 y 31 de octubre de 2000, donde se observan variaciones de 10 U.D. o más, en particular en los alrededores del archipiélago de San Andrés y Providencia y en la costa pacífica colombiana.

B. Variabilidad Estacional. La variabilidad que a modo general se repite cada año, denominada variabilidad estacional es el ciclo anual. El ciclo anual del ozono es muy análogo e inverso al ciclo anual de la temperatura cerca de superficie. Las cantidades de ozono varían de una manera similar. En latitudes medias las cantidades de ozono serán mayores en invierno y a principios de la primavera y menores en verano y otoño.

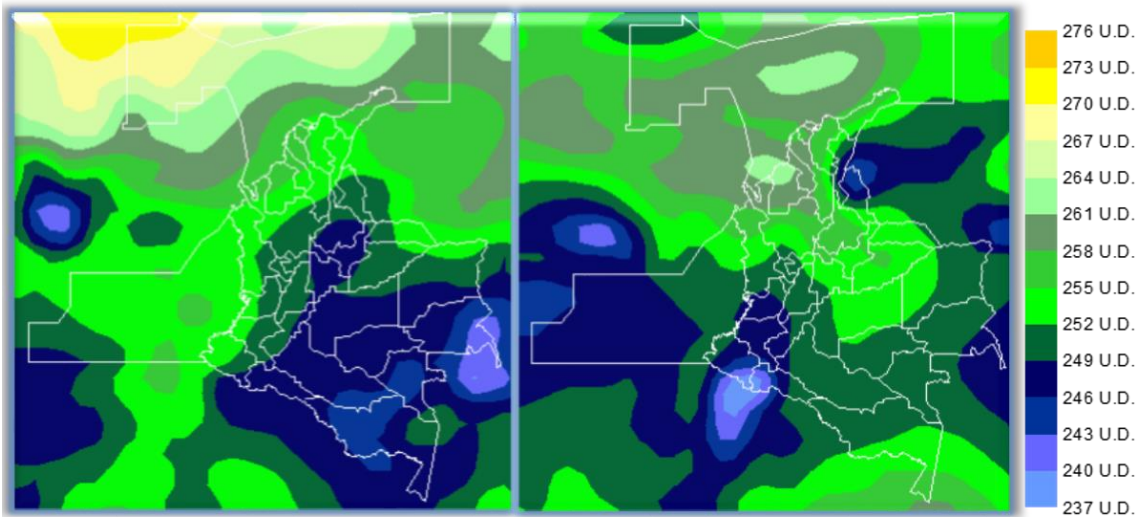


Figura 31. *Distribución de la columna total de ozono en la atmósfera, para el 26 y 31 de octubre de 2000, obtenidas a partir de mediciones del satélite Earth Probe (EP/TOMS NASA) (Fuente: IDEAM)*

En latitudes ecuatoriales las variaciones estacionales del ozono en la estratósfera superior son más complicadas. El doble paso del Sol sobre el ecuador a lo largo del año, da lugar a una oscilación semianual, es decir dos picos durante el año, en la temperatura y por lo tanto en las cantidades de ozono, (Ver figura 32). Sin embargo, la oscilación semianual de las temperaturas tropicales no es simétrica y los periodos no son de la misma duración.

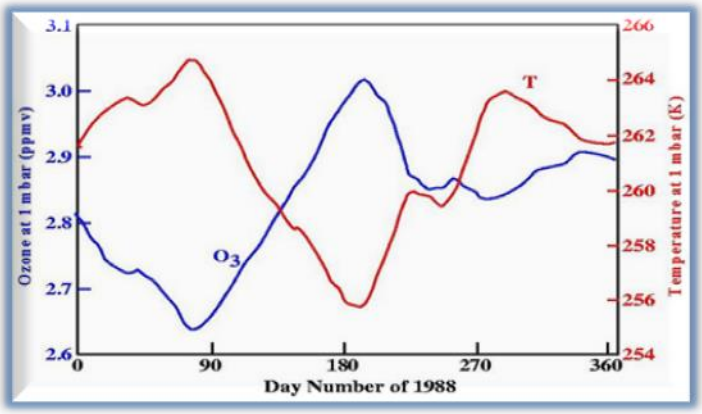


Figura 32. *Variación estacional del ozono y la temperatura en la alta estratósfera a 1 mb (48 Km, aprox.), sobre el Ecuador entre 5°N y 5°S. (Fuente: NASA)*

Esta situación se refleja en el sur del país con un máximo significativo en la columna de ozono, cercano a 274 U.D. en el mes de septiembre; otro máximo relativo no muy marcado se observa en abril, con niveles alrededor de 255 U.D. en las zonas bajas, con alturas próximas al nivel del mar, en tanto que en las zonas de montaña (ejm. Nariño), este valor decrece en 10 U.D., tal como se aprecia en la

figura 33; en el resto del país el comportamiento tiende a ser monomodal con un máximo pronunciado entre agosto y septiembre, cuyo valor alcanza 280 U.D. **Los niveles más bajos en la columna de ozono se presentan en enero, para el norte del país con valores cercanos a 240 U.D., mientras que en el sur del territorio nacional son mayores en 10 U.D.**

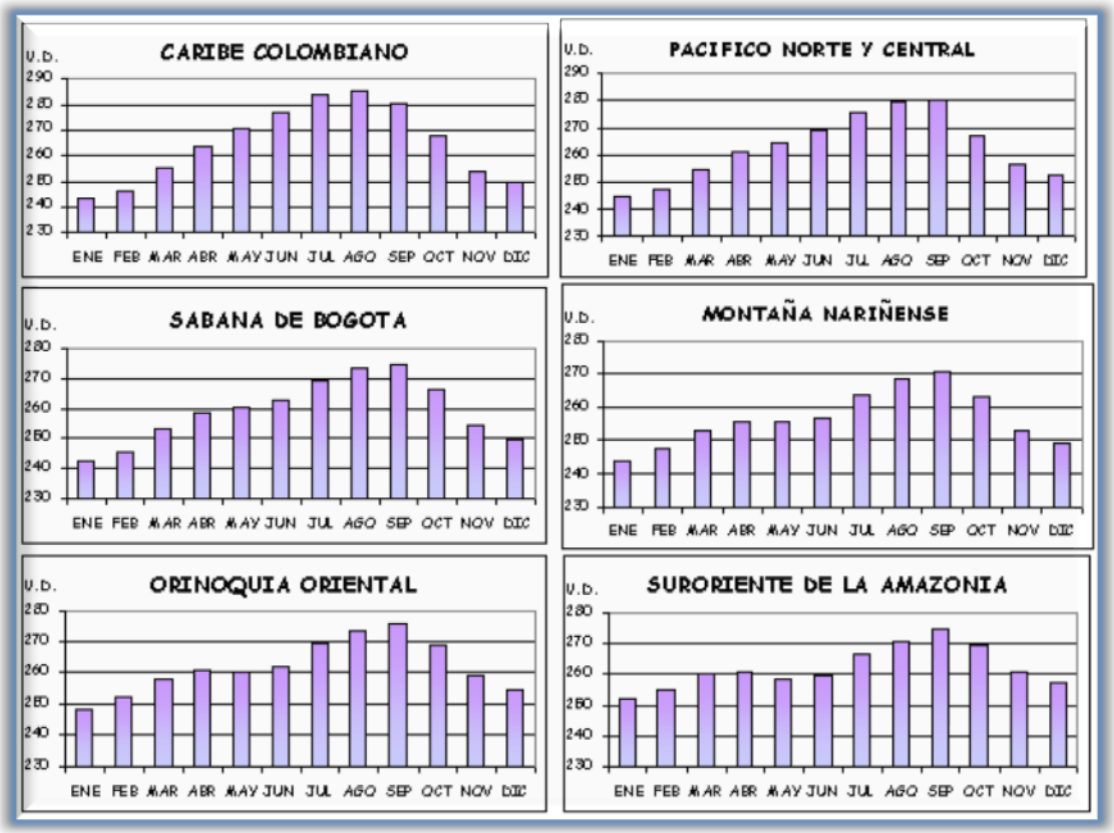


Figura 33. *Variación estacional de la columna total de ozono en Colombia, obtenidas a partir de las mediciones satelitales con Espectrómetro Cartográfico Total de Ozono -TOMS NASA- para el periodo 1979-1999. (Fuente: IDEAM).*

C. Variabilidad Interanual. La forma y la amplitud de la distribución anual del ozono total varían de año en año, las cuales pueden ser observadas removiendo el ciclo estacional. En este tipo de fluctuaciones conocidas como variabilidad interanual, la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) desempeña un papel importante en las variaciones del ozono.

La QBO (Oscilación Cuasi-Bienal) es una oscilación de los vientos zonales en la estratósfera tropical, con un periodo, aproximadamente de 27 a 30 meses, entre 100 hPa y 10 hPa. Durante este periodo, se presentan dos fases que duran entre 12 a 15 meses en las que los vientos estratosféricos tropicales se alternan del este y del oeste. La QBO se desarrolla como un resultado de los disturbios u ondas de

la tropósfera tropical que se propagan verticalmente dentro de la baja estratósfera. La QBO no solo cambia la circulación en los trópicos, sino también indirectamente causa cambios en latitudes medias y altas.

Las ondas que causan la inversión de los vientos tropicales ejercen un arrastre en el flujo. Durante una de las fases de la QBO, este arrastre induce una circulación a través de la estratósfera. Esta circulación entra en la baja estratósfera del trópico y sale por la media estratósfera extratropical.

Durante la otra fase de la QBO, la circulación inducida invierte el orden, el movimiento se da entre el extratrópico y el trópico. Con estos dos tipos de circulación, el aire es transportado entre las dos regiones y por lo tanto las masas de aire transportadas tienen concentraciones diferentes de ozono.

Como se observa en la figura 34, **en la fase de los vientos zonales del oeste** (anomalías del viento zonal identificadas en color rojo), **la columna de ozono presenta valores por encima del promedio hasta de 10 U.D. más,** siendo este valor máximo coincidente con la fase máxima de los oestes, especialmente entre los 10°N y 5°S. En la zona del mar Caribe la señal se mantiene, pero con características más débiles.

Durante la fase de vientos zonales del este se exhiben anomalías negativas en el ozono total, presentándose simultáneamente los extremos mínimos, particularmente en el área ecuatorial.

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), es un fenómeno muy irregular, con un periodo de 4-7 años entre eventos. Este fenómeno se refleja con extensas anomalías positivas de la temperatura superficial del Océano Pacifico ecuatorial. Normalmente, las aguas del Océano Pacifico Oriental, cerca Sur América son frías como un resultado del surgimiento de las corrientes oceánicas profundas y frías en superficie. Los vientos alisios de la baja tropósfera, normalmente se desplazan de este a oeste en esta región. Sin embargo, en un evento El Niño, los vientos alisios se debilitan, permitiendo que las aguas cálidas del Océano Pacifico Occidental migren hacia el este. Estos cambios de la temperatura superficial del mar van acompañados con alteraciones en los patrones de la circulación global en la tropósfera y baja estratósfera y por lo tanto afectan el transporte de ozono en estas regiones. Durante los eventos La Niña, la situación es inversa, con anomalías negativas de la temperatura superficial del mar y los vientos alisios se fortalecen.

Las variaciones de ozono sobre Colombia como una respuesta a El Niño/La Niña, no presentan una señal tan fuerte y consistente como en la Oscilación Cuasi-Bienal, tal como se presenta en la figura 35. Una vez removido el ciclo de la QBO, parece observarse una correlación directa con la temperatura superficial del mar,

con un adelanto de unos 8 a 10 meses aproximadamente. Los efectos de los fenómenos El Niño/La Niña no son claros y posiblemente estén enmascarados con otro tipo de variaciones aun no discernibles.

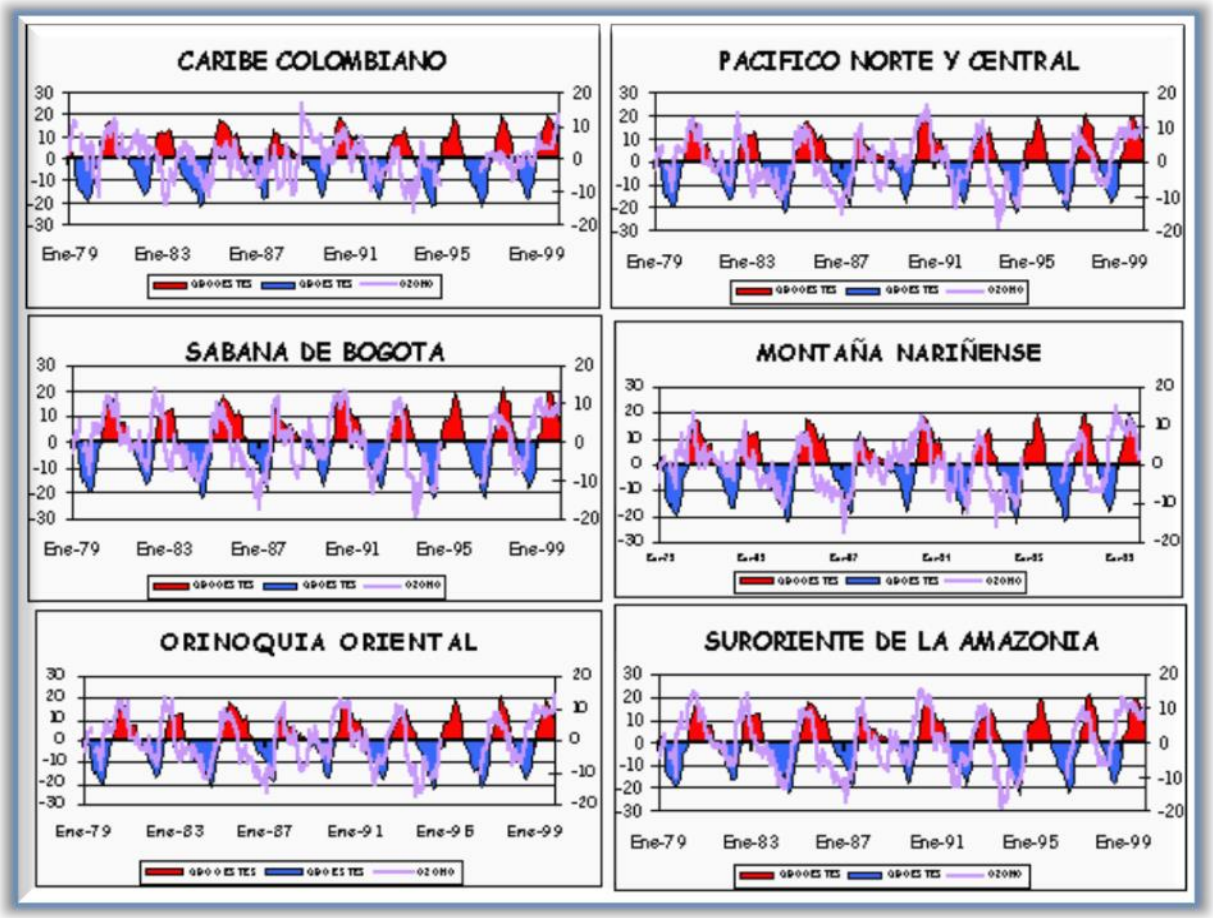


Figura 34. *Variación interanual de la columna total de ozono (escala de –20 a +20) en las principales regiones de Colombia, obtenidas a partir de mediciones satelitales del sensor TOMS de la NASA y anomalías del viento zonal a 30 hPa (ordenada izquierda) para el periodo 1979-1999. (Fuente: IDEAM).*

D. Variabilidad Decadal. En el ciclo solar de 11 años, las variaciones de la radiación ultravioleta solar incidente también producen fluctuaciones en el comportamiento del ozono en la estratósfera. Un aumento en la radiación ultravioleta solar es observado durante la fase máxima del ciclo solar, lo cual conduce a una mayor producción de ozono por fotolisis de O_2. El estado fotoquímico de la estratósfera superior permite por lo tanto un aumento en la concentración de ozono, entre el 2% y el 5%, con respecto al valor medio anual, tal como lo muestra la figura 36, donde se presentan las anomalías del ozono y de las manchas solares para el periodo 1979-1999, incluyendo dos ciclos solares. En

las fases que corresponden al decaimiento de las manchas solares se presenta una disminución en la concentración del ozono.

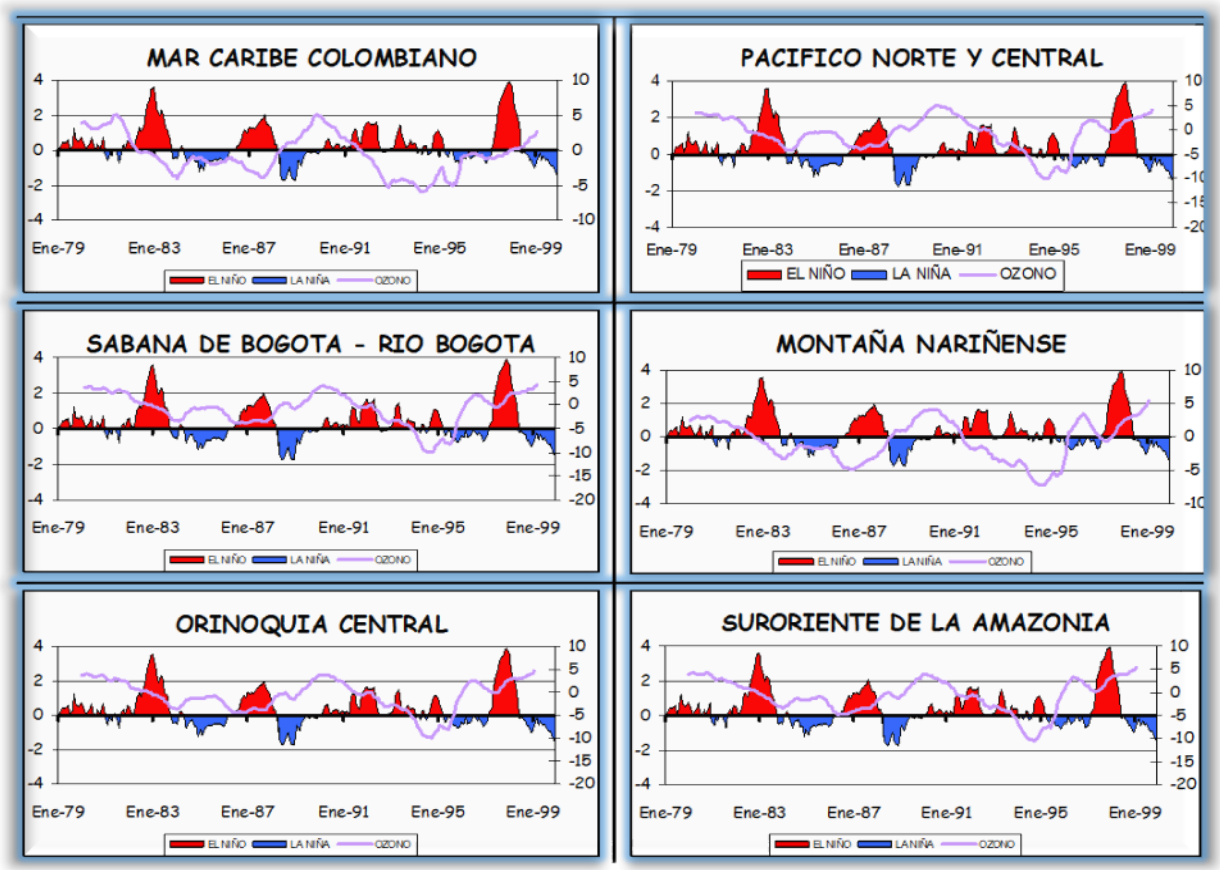


Figura 35. *Variación interanual de la columna total de ozono sin el ciclo de la QBO (escala de –20 a +10), para las principales regiones de Colombia, obtenidas a partir de mediciones satelitales del sensor TOMS de la NASA y anomalías de la temperatura superficial del mar (°C) en el Océano Pacífico para el periodo 1979-1999 (ordenada izquierda). (Fuente: IDEAM).*

Las erupciones volcánicas pueden tener efectos significativos en las concentraciones de ozono. Durante una erupción, grandes cantidades de sulfato pulverizado es inyectado a la estratósfera, como en la erupción del Monte Pinatubo en Filipinas, en junio de 1991, donde este tipo de material alcanzó alturas entre 30 y 35 Km, alterando los procesos químicos naturales de la atmósfera.

La variabilidad decadal también puede tener causas de origen antrópico como una consecuencia del crecimiento gradual en las cantidades de cloro y clorofluorocarbonos en la estratósfera que destruyen el ozono.

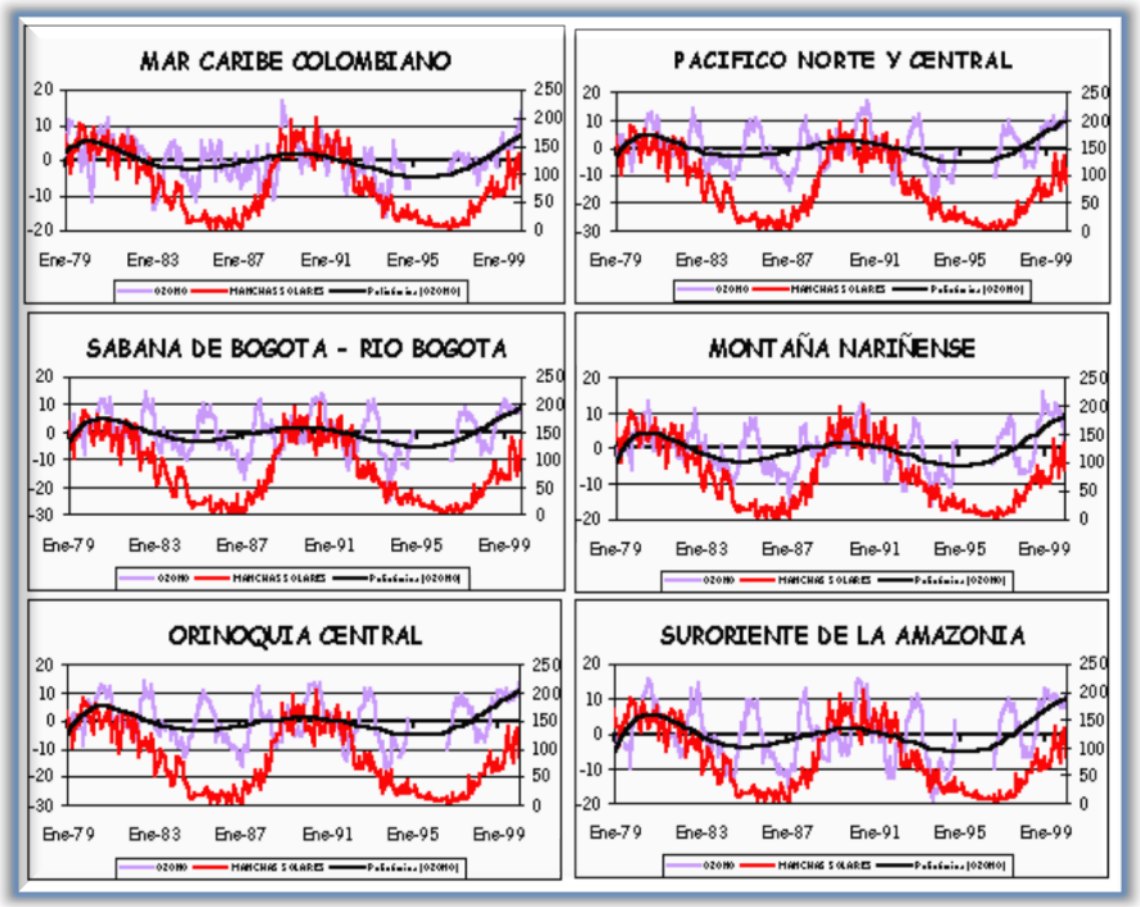


Figura 36. *Anomalías de la columna de ozono en las principales regiones de Colombia (escala de –30 a +20) y del número de las manchas solares (escala 0 a 250) para el periodo 1979-1999. La línea negra es la tendencia polinomial para el ozono (Fuente: IDEAM).*

6.5 TENDENCIA DEL OZONO EN COLOMBIA

La variabilidad a largo plazo en escalas de decenios es una tendencia. La variabilidad del ozono a largo plazo puede tener causas de origen antrópico por el crecimiento gradual de las cantidades de cloro y clorofluorocarbonos (CFCs) en la estratósfera, los cuales destruyen el ozono.

El interés de analizar la tendencia del ozono total en el trópico y especialmente en Colombia, es de vital importancia por su relación inversa con la cantidad de radiación ultravioleta que alcanza la superficie, ya que un decrecimiento en la columna total de ozono permitiría que una mayor cantidad de radiación ultravioleta penetre a través de la atmósfera, lo cual puede llegar a producir severos daños biológicos en plantas, animales y el hombre (UNEP, 1991). Sin embargo, es de anotar que con las series 1979-1999 para las diferentes regiones de Colombia, no se observa tendencia alguna en el comportamiento del ozono (Ver figura 37).

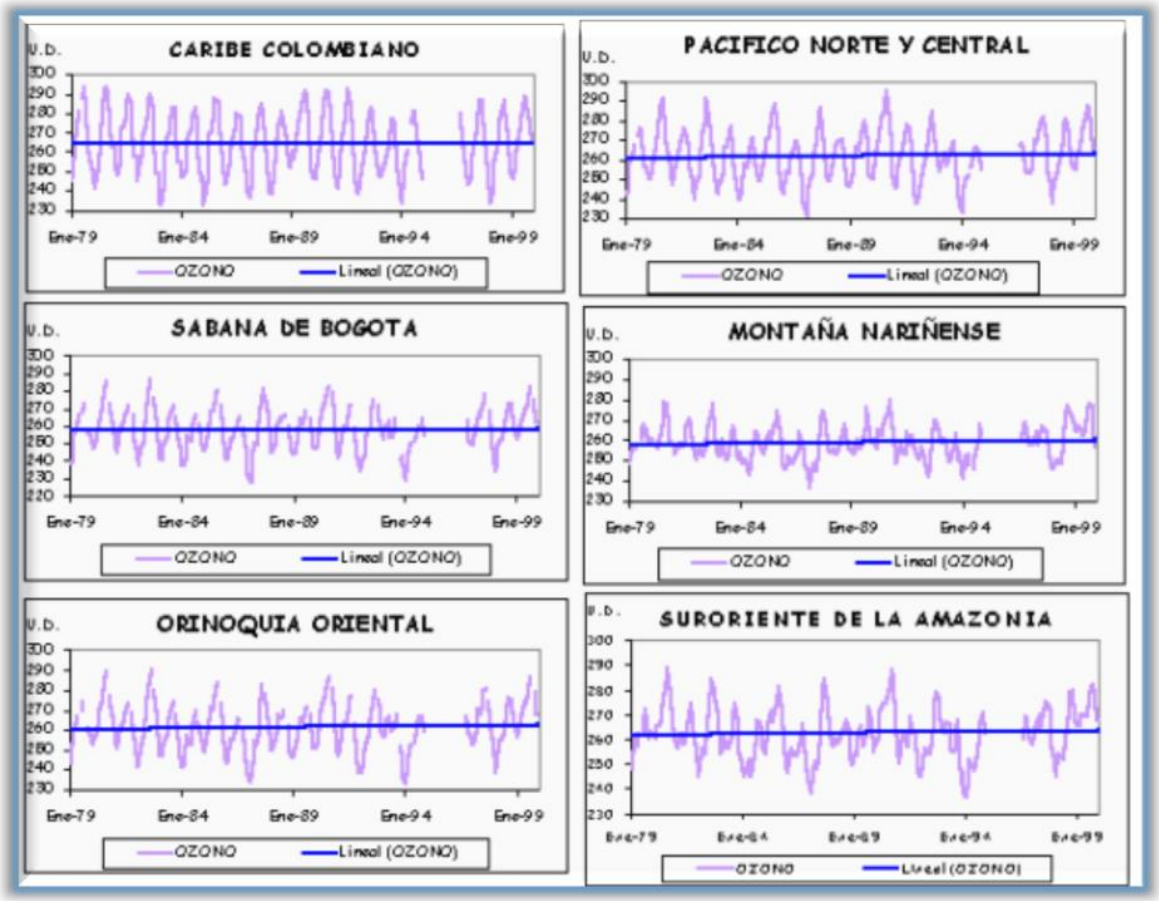


Figura 37. *Tendencia de la columna de ozono para las principales regiones de Colombia, obtenidas a partir de mediciones satelitales del Espectrómetro Cartográfico Total de Ozono (/TOMS NASA). (Fuente: IDEAM)*

6.6 METODOLOGÍA PARA REALIZAR LOS MAPAS DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO

A continuación, se presenta la metodología para realizar los mapas de la distribución media mensual y anual de la columna de ozono. Esta metodología es similar a la que se utiliza para realizar el seguimiento del ozono total en el país, a través de los mapas de promedios mensuales y de anomalías mensuales de ozono total que se presentan en la página web del IDEAM.

- **Descarga de los datos**

Para generar los promedios mensuales del ozono total, durante el periodo 1978-2016, es necesario construir la serie a través de los archivos diarios obtenidos a partir de mediciones satelitales de la NASA. Estas mediciones fueron posibles, cuando entró en operación el satélite Nimbus-7 desde finales del año 1978. Este satélite estaba dotado de un instrumento para la medida del ozono: el espectrofotómetro para el mapeo del Ozono Total (Total Ozone Mapping Spectrometer - TOMS), el cual midió la distribución global del ozono total. La misión del Nimbus-7 ha sido permanente hasta la fecha mediante la prolongación de sus programas con el lanzamiento de otros satélites, como el Meteor-3, lanzado en 1991, el Earth Probe, en 1996 y el AURA (lanzado en el 2004) que, porta el Instrumento para el Monitoreo del Ozono (OMI - Ozone Monitoring Instrument) y que actualmente se encuentra en operación. Se procedió de la siguiente manera:

a) Descarga de archivos diarios desde 01/11/1978 hasta 06/05/1993 del sensor TOMS portado en el satélite Nimbus-7.

Longitudes: 288 puntos centrados en 179,375 W a 179,375 E (1,25 grados)
Latitudes: 180 puntos centrados en 89,5 S a 89,5 N (1,0 grado)
Se descargaron de: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/nimbus7/data/ozone/

b) Descarga de archivos diarios desde 22/08/1991 hasta 24/11/1994 del sensor TOMS, portado en el satélite Meteor-3, lanzado a bordo del cohete ruso (Ciclón) el 18 de agosto de 1991 desde el cosmódromo de Plesetsk en Rusia.

Longitudes: 288 puntos centrados en 179,375 W a 179,375 E (1,25 grados)
Latitudes: 180 puntos centrados en 89,5 S a 89,5 N (1,0 grado)
Se descargaron de: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/meteor3/data/ozone/

c) Descarga de archivos diarios desde 22/07/1996 hasta 31/12/2005 del sensor TOMS portado en el satélite Earth Probe, el cual fue lanzado el 2 de julio de 1996 y cuyo primer archivo diario de datos comenzó el 22 de julio de 1996.

Longitudes: 288 puntos centrados en 179,375 W a 179,375 E (1,25 grados)

Latitudes: 180 puntos centrados en 89,5 S a 89,5 N (1,0 grado)
Se descargaron de: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/eptoms/data/ozone/

d) Descarga de archivos diarios desde 01/10/2004 hasta 31/12/2016 del instrumento OMI portado en el satélite AURA. El instrumento es una contribución de Netherlands's Agency for Aerospace Programs (NIVR) en colaboración con el Finnish Meteorological Institute (FMI) para la misión AURA. Este satélite fue lanzado en el 2004 y sigue funcionando hasta la fecha.

Longitudes: 360 puntos centrados entre 179,5 W y 179,5 E (1,0 grado)
Latitudes: 180 puntos centrados entre 89,5 S y 89,5 N (1,0 grado)
Se descargaron de: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/ozone/

- **Construcción de promedios mensuales**

Dado que los datos desde el primero de noviembre de 1978 hasta el 30 de septiembre de 2004 venían grillados a 288 intervalos de longitud, espaciados cada uno a 1,25 grados, fue necesario interpolar, usando la metodología kriging, para ajustarlos a los 360 intervalos de longitud y espaciarlos a 1,0 grados, tal como son generados por el sensor OMI.

Como la parte final de la serie de datos generada por cada sensor, en algunos casos se superponía con el inicio de la serie de datos generados por el sensor portado en el satélite lanzado con posterioridad, con el fin de crear la serie completa se tomaron los datos del instrumento más reciente, de la siguiente forma: desde 01/11/1978 hasta 21/08/1991 del sensor TOMS/Nimbus-7; desde 22/08/1991 hasta 24/11/1994 del sensor TOMS/Meteor-3; desde 22/07/1996 hasta 30/09/2004 del sensor TOMS/Earth Probe y desde 01/10/2004 hasta 31/12/2016 del sensor OMI/AURA.

Después de realizar este procedimiento, se generaron los promedios para cada mes y el promedio multianual, teniendo en cuenta la serie de datos desde noviembre de 1978 hasta diciembre de 2016.

- **Generación de los mapas mensuales y el anual de ozono total**

Los mapas que representan la columna total de ozono se realizaron mediante varios pasos de análisis y clasificación espacial, como son: interpolación, reclasificación, generación del mapa en formato ráster y conversión a formato vector, utilizando las herramientas de análisis de información geográfica propias del ArcGis (versión 10). El sistema de referencia oficial que se utiliza es Magna Sirgas, el sistema de coordenadas es geográfico. El método de interpolación empleado para este caso corresponde al método spline (curvatura mínima bidimensional). La salida gráfica de estos mapas se hace en formato jpg y pdf.

7. SEGUIMIENTO AL OZONO

OZONO TOTAL GLOBAL

Seleccione el mapa de ozono para cualquier día (o también para un intervalo o periodo de días, meses o años) en el hemisferio Norte, Sur o el mapa global **(Fuente: Página web de la Oficina Ambiental del Canadá).** **También se puede obtener gráficamente la anomalía del ozono total con respecto a los valores normales (desviación de la normal) para el hemisferio Norte, Sur o el mapa global en diferentes intervalos de tiempo (día, mes o año).**
Mapas recientes del ozono total a nivel global **Hemisferio Norte** **Hemisferio Sur** **Global** **Fuente: Página web de la Oficina Ambiental del Canadá**
Climatología del ozono total a nivel global **(hemisferio norte, hemisferio sur y global)** **Fuente: Página web de la oficina Ambiental del Canadá**
Ultima imagen de satélite del ozono en el Polo Sur (SMOBA) **Imagen del CPC (Climate Prediction Center) del National Weather Service de Estados Unidos**
Ultima imagen de satélite del ozono en el Polo Norte (SMOBA) **Imagen del CPC (Climate Prediction Center) del National Weather Service de Estados Unidos**
Últimos boletines de ozono de la OMM
Seleccione el mapa de ozono total (o sus datos) para cualquier día en el hemisferio Norte, Sur o el mapa global para las diferentes misiones satelitales que miden el ozono (Fuente: Página web de la NASA). **Fuente: Página web de la NASA.**

ATMÓSFERA

La atmósfera está compuesta por una mezcla de gases y aerosoles y ha presentado variaciones en las proporciones de cada uno de sus constituyentes, no sólo a lo largo de las eras geológicas, sino también en períodos más cortos, como en el iniciado a mediados del siglo XVIII, cuando empezó la revolución industrial, hasta la fecha. Estos componentes se pueden dividir básicamente en dos grupos: los gases constantes y los gases variables.

Los gases constantes mantienen una proporción casi permanente en la atmósfera y entre ellos se encuentran los más abundantes, tales como el nitrógeno (78,08%), el oxígeno (20,95%) y el argón (0,93%). (Ver Tabla 9)

Tabla 9. Composición de la atmósfera en porcentaje en volumen.

GASES CONSTANTES	Símbolo	% por volumen en el aire	Partes por millón (ppm)
Nitrógeno	N_2	78,08	780.480
Oxígeno	O_2	20,95	209.476
Argón	Ar	0,93	9.340
Neón	Ne	0,0018	18
Helio	He	0,0005	5
Hidrógeno	H	0,00006	0,6
Xenón	Xe	0,00009	0,9

Los gases variables son aquellos constituyentes que sufren mayores cambios en su proporción. En este grupo se destaca el dióxido de carbono, que se encuentra en cantidades relativamente altas (0,035%), pero con concentraciones variables a nivel estacional y a largo plazo, también el vapor de agua que presenta variaciones significativas tanto en el tiempo como en el espacio. Otros gases como el óxido nitroso, el metano y el ozono se encuentran en una menor proporción, sin embargo son importantes en los distintos procesos atmosféricos. (Ver Tabla 10)

Tabla 10. Composición de la atmósfera en porcentaje en volumen.

GASES VARIABLES	Símbolo	% por volumen en el aire	Partes por millón (ppm)
Vapor de agua	H_2O	0 a 4	4 – 5 000
Dióxido de carbono	CO_2	0,036	360
Metano	CH_4	0,00017	1,7
Óxidos de Nitrógeno	N_2O, NO_X	0,00003	0,31 10 ppt – 1 ppm
Ozono	O_3 Troposférico Estratosférico		 10 – 500 ppbv 100– 500 ppbv
Partículas		0,000001	
Clorofluorocarbonos	CFC	0,0000001	1 – 5 ppbv

Otro elemento variable que se halla en la atmósfera es el material particulado suspendido en el aire como partículas de polvo, residuos de humo, sal del océano,

bacterias, esporas, semillas, ceniza volcánica y partículas meteóricas, los cuales, aunque no hacen parte de su composición fundamental, desempeñan un rol especial en las manifestaciones atmosféricas y climáticas.

El 98% de la masa de la atmósfera se ubica en una capa delgada cuyo espesor es equivalente aproximadamente a 0,25% del diámetro de la Tierra y alcanza una extensión vertical cercana a los 30 kilómetros. La atmósfera, con base en el perfil vertical de la temperatura (ver Figura 38) se divide en cuatro capas: tropósfera, estratósfera, mesósfera y termósfera (ver Figura 39).

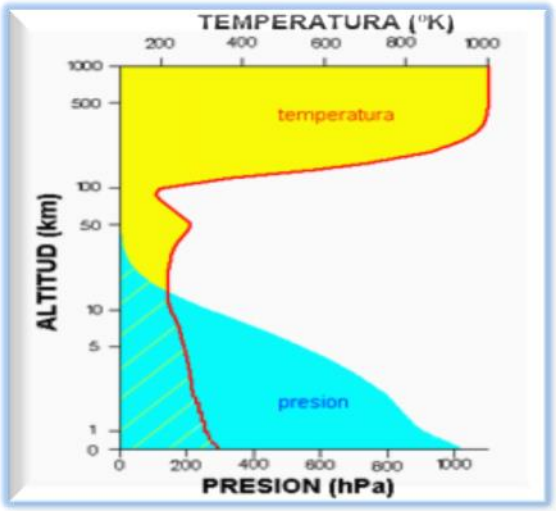


Figura 38. *Variación de la temperatura del aire y de la presión atmosférica con la altitud.*

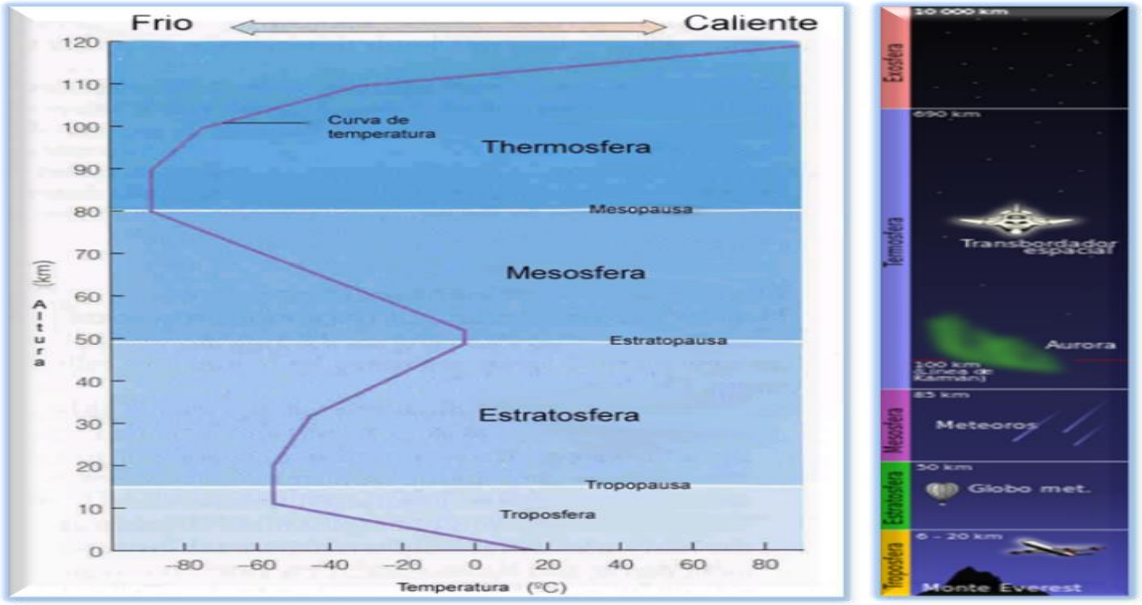


Figura 39. *Capas de la atmósfera terrestre tropical, con base en el perfil de las temperaturas del aire.*

CAPAS DE LA ATMÓSFERA

Tropósfera

La tropósfera es la capa adyacente a la superficie terrestre. Su límite superior es la tropopausa, la cual, alcanza una altura aproximada de 9 Km de altura en los polos y los 18 Km en el ecuador. La tropósfera es calentada desde su base por contacto con el suelo, que actúa a la manera de un cuerpo negro. En ella, la temperatura generalmente disminuye con la altura, hasta alcanzar un valor entre 75ºC y 80ºC bajo cero. En la primera mitad de la tropósfera, la disminución es de 6ºC a 7ºC por kilómetro y en la segunda mitad ese decrecimiento ocurre a una tasa cercana a los 7ºC por kilómetro. Sin embargo, algunas veces y en capas de poco espesor se registran, por el contrario, aumentos de la temperatura con la altitud, particularmente por efectos del enfriamiento nocturno cerca al suelo o por efectos de subsidencia en alturas intermedias, produciéndose de esa forma inversión de temperatura por radiación o por subsidencia, respectivamente.

La tropósfera se caracteriza porque en ella se da la mayor parte de los fenómenos determinantes del estado del tiempo, dado que ella contiene gran parte de la masa de la atmósfera y casi todo el vapor de agua y además porque en ella también se registran movimientos verticales acentuados.

Estratósfera

La estratósfera es la región que se extiende por encima de la tropopausa hasta una altitud cercana a los 50 kilómetros. En su parte inferior hasta los 20 kilómetros de altitud, la temperatura varía muy poco, siendo prácticamente isotérmica. A continuación, la temperatura aumenta, inicialmente en forma lenta hasta cerca de los 32 kilómetros de altitud, y luego más rápido hasta alcanzar valores cercanos a aquellos apreciados en la superficie terrestre, debido a la significativa absorción de radiación ultravioleta que tiene lugar en esos niveles por parte del ozono. Así, al contrario de lo que ocurre en la tropósfera, la fuente de calor en la estratósfera se encuentra en su límite superior, en la estratopausa, cerca de los 50 kilómetros.

Los fenómenos meteorológicos observados en la estratósfera son muy distintos de los de la tropósfera, puesto que, a diferencia de esta última, la capa superior es caliente mientras que la inferior es fría. Prácticamente no se observan nubes en la estratósfera tropical.

El 99% de la masa total de la atmósfera se encuentra en la tropósfera y en la estratósfera, dentro de los primeros 50 Km encima de la superficie terrestre; ambas regiones son de particular importancia para entender el sistema climático.

Mesósfera

En la mesósfera, con un espesor de 35 Km aproximadamente, la temperatura disminuye regularmente desde su límite inferior situado en la estratopausa, hasta aproximadamente -95°C en su límite superior llamado mesopausa, cerca de los 80 kilómetros de altitud. La atmósfera al nivel de la mesopausa es más fría que en cualquier otro nivel de la atmósfera superior.

En general, el aire es homogéneo en la homósfera, que se extiende desde superficie hasta la mesopausa, es decir, que hasta ese nivel, las proporciones de los gases que constituyen la atmósfera son prácticamente constantes, a excepción del vapor de agua y el ozono.

En la mesósfera el aire es extremadamente fino y la presión atmosférica es sumamente baja. La proporción de nitrógeno (N_2) y oxigeno (O_2) es igual a la que se obtiene al nivel del mar, donde el aire es más denso, por lo cual una persona no podría sobrevivir en ella, respirando por mucho tiempo. Así mismo, la baja presión causa ebullición a la temperatura corporal. Los pilotos que vuelan a más de 3 Km de altura por largos períodos de tiempo, necesitan utilizar equipo para respiración, porque si no crean una deficiencia de oxígeno en el cerebro que se conoce como hipoxia, cuyos síntomas son cansancio, inconciencia y puede causar la muerte. Otro efecto aparte de la sofocación, es la exposición a la radiación ultravioleta que afecta la piel.

Termósfera

La termósfera o región que se encuentra por encima de la mesopausa se caracterizada por un aumento progresivo de la temperatura con la altitud. Cuando la actividad solar es normal, la temperatura aumenta hasta cerca de los 400 kilómetros de altitud, cuando aumenta su actividad, puede crecer hasta aproximadamente los 500 kilómetros. En esta capa, la composición de la atmósfera es distinta, ya que las moléculas de un gran número de gases se separan dejando libres los átomos que las constituían por la acción que sobre ellas tienen los rayos ultravioleta y los rayos X emitidos por el Sol. Por otra parte, los gases tienen menos tendencia a mezclarse y las moléculas y átomos más pesados se separan de los otros por efecto de la gravedad. Debido a ello, a medida que se asciende, las moléculas de nitrógeno, más pesadas, ceden su sitio a los átomos de oxígeno, los cuales son remplazados, a niveles más altos, por los átomos de hidrógeno más livianos. En la termósfera, la ionización es muy importante pues tanto los iones como los electrones pueden permanecer separados durante un período de tiempo relativamente largo, mientras que en la mesósfera se produce solamente durante el día.

La ionósfera es, en cierto sentido, la última frontera de nuestro planeta y está integrada por las regiones de la termósfera y mesósfera, constituidas por iones y electrones, que se extiende hasta confundirse con el gas interplanetario extremadamente ligero y deriva su importancia del hecho de que los electrones,

en particular, reflejan las ondas radioeléctricas. La ionósfera es de gran utilidad para las radiocomunicaciones por la propiedad que posee de reflejar las ondas de radio haciendo posible la comunicación a larga distancia. La ionósfera no es estática, ésta varía en altura entre el día y la noche. También puede cambiar su propiedad de refracción a causa del Sol y las partículas que éste libera, lo cual puede durar minutos, horas, o semanas, afectando de esta manera las comunicaciones en la Tierra. El dominio de la ionosfera se extiende desde 80 hasta 800 Km sobre la superficie de la Tierra, donde la atmósfera se adelgaza hasta casi el vacío y se expone a la furia del Sol. La radiación ultravioleta solar rompe moléculas y átomos creando una neblina de electrones e iones que se extiende por todo el globo. No se puede despreciar la importancia de los gases neutros de la ionósfera, puesto que a 160 kilómetros de altitud hay aún, aproximadamente 10^{10} partículas neutras por cm^3 de aire, mientras que el número de electrones es de 10^5.

A 500 o 600 kilómetros de altitud aproximadamente, la atmósfera es tan poco densa que son extremadamente raras las colisiones entre las partículas neutras. A partir de los 500 Km, y hasta una altura indeterminada, se halla la Exosfera. En ella, abunda el hidrógeno ionizado y hay una pérdida de partículas (protones y electrones) que escapan al espacio exterior, pérdida que se ve compensada por el aporte de partículas en forma de viento solar.