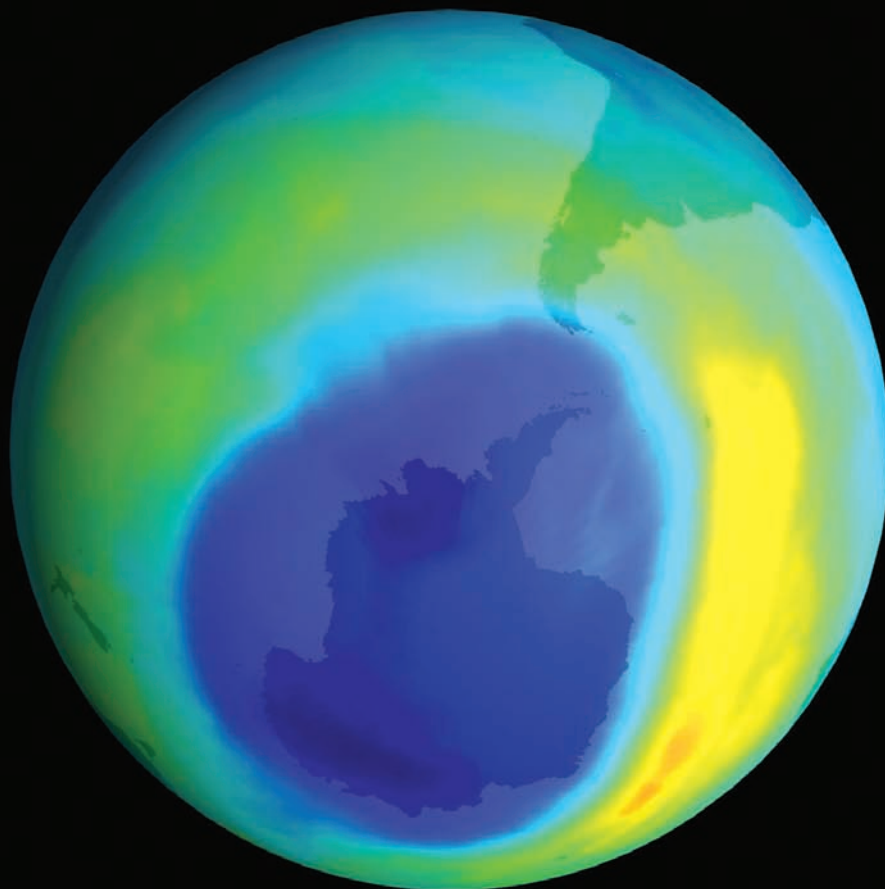




CIENCIAS NATURALES

LA ATMÓSFERA



Introducción. La Tierra: un lugar para la vida | Composición y estructura vertical de la atmósfera | Radiación | El efecto invernadero natural | Impacto de las actividades humanas en la atmósfera | Atmósfera urbana | El agujero de ozono | Cambio climático

Autoras: Dra. Inés Camilloni (UBA y CONICET) y Dra. Carolina Vera (UBA y CONICET) | **Coordinación Autoral:** Dr. Alberto Kornblihtt (UBA y CONICET)

INTRODUCCIÓN. LA TIERRA: UN LUGAR PARA LA VIDA



La Tierra vista desde el espacio.

Cortesía de Earth Sciences and Image Analysis Laboratory, NASA, Johnson Space Center / EE.UU.

El hecho de que el planeta Tierra sea un lugar adecuado para la vida tal como la conocemos es principalmente una consecuencia de su clima moderado. Un requerimiento fundamental para la vida es el agua líquida, y la Tierra es el único planeta del Sistema Solar que la posee. Venus, nuestro vecino inmediato en dirección al Sol, tiene una temperatura superficial promedio de $460\text{ }^{\circ}\text{C}$, suficiente como para derretir plomo. Marte, el planeta más cercano en dirección opuesta al Sol, tiene una temperatura promedio de $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$, que es equivalente a las temperaturas más frías experimentadas en el Polo Sur. La

temperatura promedio de la superficie terrestre es de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esto hace que la Tierra sea un lugar no sólo habitable, sino también relativamente placentero para vivir.

¿Por qué Venus es demasiado caluroso, Marte demasiado frío y la Tierra tiene la temperatura adecuada para la vida? La intuición sugiere que la respuesta es que la Tierra resulta estar a la distancia justa del Sol (y en consecuencia recibiría exactamente la cantidad correcta de luz solar), mientras que Venus y Marte no lo están. Un análisis más detallado revela que no sólo la cantidad de luz solar recibida por un planeta determina la tempe-

ratura de su superficie. La superficie de un planeta es también calentada mediante el efecto invernadero de su atmósfera, cuando esta existe. Como veremos más adelante, la atmósfera de un planeta permite que penetre la luz solar, pero retarda la velocidad con que se pierde el calor. Sin el efecto invernadero, la temperatura promedio de la superficie de la Tierra sería de $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ —es decir, $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ más fría que el valor registrado— y sería un planeta congelado y estéril.

Para entender cómo funciona el efecto invernadero de la atmósfera, describiremos su composición, y también la naturaleza de la radiación solar.

COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera de la Tierra es una cobertura gaseosa compuesta principalmente por nitrógeno (N_2) y oxígeno (O_2) molecular, con pequeñas cantidades de otros gases, como vapor de agua (H_2O) y dióxido de carbono (CO_2). La capa fina azulada cerca del horizonte que se observa en la imagen representa la parte más densa de la atmósfera. Aunque nuestra atmósfera tiene un espesor de varias centenas de kilómetros, cerca del 99 % de su masa gaseosa se encuentra dentro de los primeros 30 km cercanos a la superficie terrestre.

La tabla muestra que el nitrógeno representa cerca del 78 % y el oxígeno, el 21 % del volumen total de la atmósfera cerca de la superficie terrestre. En la atmósfera existe un balance entre la salida (destrucción) y entrada (producción) de estos gases. Por ejemplo, el nitrógeno es removido de la atmósfera principalmente por procesos biológicos que involucran las bacterias presentes en los suelos, y retorna a la atmósfera por medio de la degradación de la materia orgánica por la acción de microorganismos. El oxígeno, por su parte, es removido de la atmósfera por la degradación de la materia orgánica y por los procesos de oxidación en los que se combina con otras sustancias. El oxígeno también es consumido en la respiración de los seres vivos, por la que se libera dióxido de carbono. La incorporación de oxígeno a la atmósfera ocurre, en cambio, en los procesos de fotosíntesis.

Existen enormes variaciones en el volumen del vapor de agua según las zonas: cerca de la superficie, en las regiones tropicales, el vapor de agua puede constituir hasta el 4 % de los gases atmosféricos, mientras que en regiones polares representa bastante menos del 1 %. El vapor de agua no sólo es un componente de la atmósfera extremadamente importante por

su papel en los procesos de condensación del agua, sino también porque constituye una reserva de calor. El vapor de agua se transforma en agua líquida durante la condensación; en ese proceso se liberan grandes cantidades de energía (calor latente) que constituyen el "motor" de fenómenos meteorológicos, como las tormentas convectivas y los huracanes. Asimismo, como veremos más adelante, cumple un papel importante en el balance de calor del sistema Tierra-atmósfera.

El dióxido de carbono, un componente natural de la atmósfera, ocupa alrededor del 0,036 % del volumen del aire, lo que es un pequeño pero importante porcentaje. Entra a la atmósfera sobre todo por la degradación de la materia vegetal, pero también lo hace por las erupciones volcánicas, la respiración de los seres vivos y, como veremos más adelante, por actividades humanas, como el uso de combustibles y la deforestación.

El dióxido de carbono es removido de la atmósfera por los procesos de fotosíntesis. Los océanos actúan como reservorios enormes de dióxido de carbono, debido a que el fitoplancton lo fija en sus células. Este gas, que se disuelve directamente en el agua superficial, se mezcla "hacia abajo" y circula hasta las grandes profundidades. Se estima que los océanos almacenan más de 50 veces el dióxido de carbono presente en la atmósfera.

Además del nitrógeno, el oxígeno, el vapor de agua y el dióxido de carbono, que son los gases principales, la atmósfera contiene otros en menor proporción que afectan el clima. Los más importantes son el ozono (O_3), el metano (CH_4), los óxidos de nitrógeno (NO_x) y los clorofluorocarbonos.

En la atmósfera también están presentes tanto nubes de agua líquida y de cristales de hielo como impurezas provenientes de fuentes naturales y

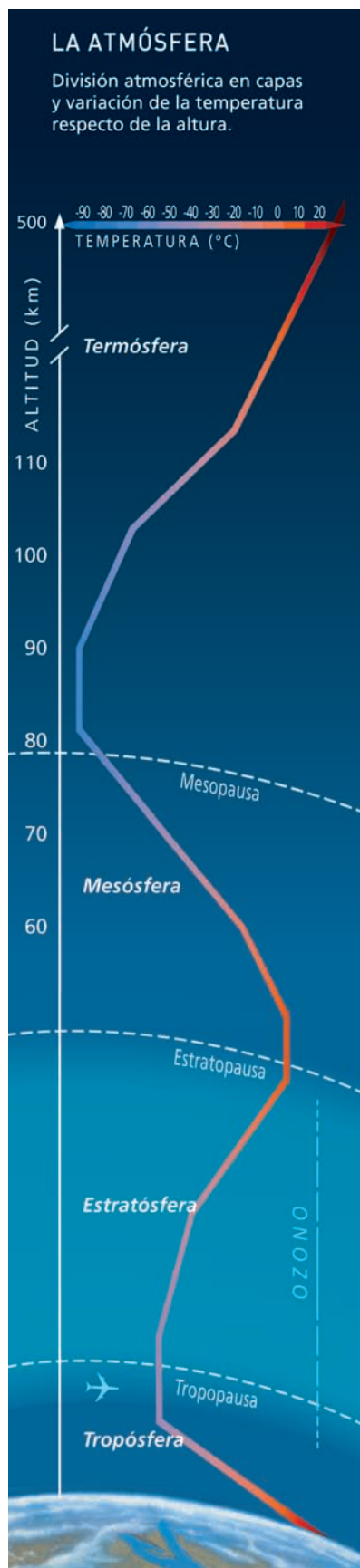


Detalle de la atmósfera que recubre a la Tierra.

Cortesía de Earth Sciences and Image Analysis Laboratory, NASA, Johnson Space Center

TABLA 1.
GASES DE LA ATMÓSFERA

Gas	Fórmula química	Porcentaje (por volumen)
Gases permanentes		
Nitrógeno	N_2	78,08
Oxígeno	O_2	20,95
Argón	Ar	0,93
Neón	Ne	0,0018
Helio	He	0,0005
Hidrógeno	H_2	0,00006
Xenón	Xe	0,000009
Gases variables		
Vapor de agua	H_2O	0 a 4
Dióxido de carbono	CO_2	0,036
Metano	CH_4	0,00017
Óxido nitroso	N_2O	0,00003
Ozono	O_3	0,000004
Partículas (polvo, etc.)		0,000001
Clorofluorocarbonos (CFC)		0,00000002



humanas. Partículas de polvo, suelo y sal marina son incorporadas a ella por acción del viento y cumplen un papel beneficioso al actuar como superficies donde el agua se condensa para formar las gotas de nubes. En cambio, las partículas que se introducen a la atmósfera por acciones humanas constituyen, por su acción contaminante, un riesgo para el sistema Tierra-atmósfera.

La atmósfera puede ser dividida en una serie de capas en función de la variación de la temperatura con la altura. En la infografía se muestra cómo varía la temperatura desde la superficie de la Tierra hasta unos 500 km de altura. En la capa más cercana a la superficie, denominada tropósfera, que se extiende en promedio hasta 12 km de altura (con un máximo de aproximadamente 19 km en latitudes ecuatoriales y un mínimo de 9 km sobre los polos), la temperatura disminuye a una tasa promedio de 6,5 °C por kilómetro. En esta capa, que concentra el 80 % de toda la masa de la atmósfera, ocurren los fenómenos meteorológicos más relevantes. En el límite superior de la tropósfera, denominado tropopausa, la temperatura deja de disminuir y está cercana a los -55 °C.

Por encima de la tropósfera se encuentra la estratósfera, que se extiende hasta los 45 km de altura. En ella la temperatura aumenta con la altura hasta un valor cercano a 0 °C en su límite superior, denominado estratopausa. La concentración de masa atmosférica en los niveles superiores de la estratósfera y en las capas por encima de ella es tan baja (99 % de la masa está concentrada por debajo de los 30 km, aproximadamente) que el significado de la temperatura no es el mismo que en el nivel de la superficie del planeta.

Por encima de la estratósfera la temperatura disminuye con la altura, definiendo la capa denominada mesósfera, que culmina a unos 80 km de altitud, en la mesopausa, donde la temperatura es del orden de los -90 °C. Por encima de ese nivel, y hasta uno superior

no bien definido, la temperatura vuelve a aumentar con la altura y define la capa denominada termósfera.

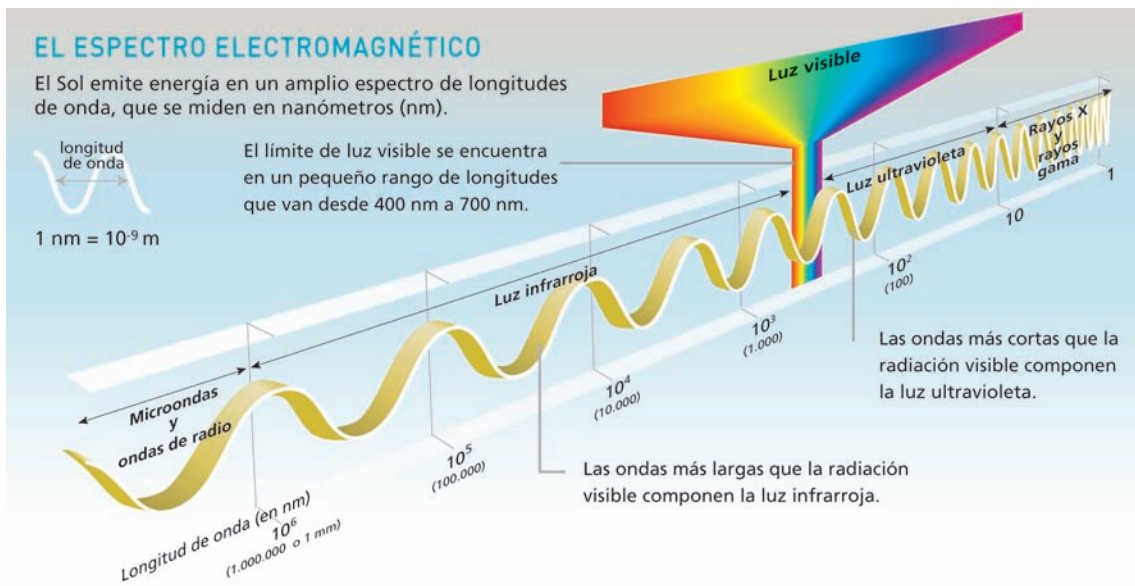
RADIACIÓN

La energía proveniente del Sol se llama energía radiante o radiación. Podemos describir la radiación electromagnética como una onda eléctrica y magnética que se propaga de manera similar a las ondas que se mueven, por ejemplo, sobre la superficie de un lago. Una onda de cualquier tipo de radiación electromagnética (como la luz o las radiaciones ultravioleta o infrarroja o los rayos X) se mueve a una velocidad fija c , conocida como "velocidad de la luz", que en el vacío es de 300.000 km/s. La onda consiste de una serie de crestas y depresiones. La distancia entre dos crestas (o depresiones) es llamada longitud de onda y generalmente se indica con la letra griega λ (lambda).

Aunque podemos pensar la radiación electromagnética como una onda, se comporta más bien como un flujo de partículas. Se llama fotón a una "partícula" o pulso individual de radiación electromagnética. El fotón es la cantidad discreta más pequeña de energía que puede ser transportada por una onda electromagnética de una determinada frecuencia.

El rango total de tipos de radiación electromagnética que difieren por sus longitudes de onda constituyen el espectro electromagnético. Las longitudes de onda en el rango visible se miden típicamente en nanómetros (nm). Un nanómetro es la mil millonésima (10^{-9}) parte del metro. La radiación visible, o luz visible, posee un rango relativamente angosto de longitudes de onda, entre 400 y 700 nm. Dentro de este rango, el color de la luz dependerá de su longitud de onda. La longitud de onda visible más larga aparece ante nuestros ojos como roja, mientras que la más corta se registra como azul o violeta.

Alrededor del 40 % de la energía del Sol es emitida en longitudes de onda más largas que el límite visible de 700 nm que constituyen la radiación infra-



roja (IR). Las ondas infrarrojas tienen longitudes de onda entre 1.000 y 1.000.000 nm. En cambio, alrededor del 10 % de la energía del Sol es emitida en longitudes de onda más cortas que las de la luz visible, que constituyen la radiación ultravioleta (UV). Las longitudes de ondas ultravioletas son las menores que 400 nm.

Es importante también considerar los siguientes conceptos.

- Todas las cosas, sin importar cuán grandes o pequeñas sean, emiten radiación. El aire, nuestro cuerpo, las flores, los árboles, la Tierra, las estrellas, etc. La energía se origina por la rápida vibración de los billones de electrones que componen cualquier objeto.

- Las longitudes de onda de la radiación que un objeto emite dependen principalmente de la temperatura del objeto. Cuanto más alta es la temperatura del objeto, más corta es la longitud de onda de la radiación emitida.

Mientras que el Sol emite sólo una parte de su energía en forma de radiación infrarroja, la Tierra, enormemente más fría, irradia prácticamente toda su energía en esa forma de radiación. En consecuencia, dado que el Sol irradia la mayor parte de su energía en longitudes de onda mucho más cortas que las que emite la Tierra, la radiación solar, generalmente, recibe el nombre

de radiación de onda corta, mientras que la radiación terrestre es referida como radiación de onda larga.

EL EFECTO INVERNADERO NATURAL

Si la Tierra y todas las cosas están continuamente irradiando energía térmica, ¿por qué no se vuelven progresivamente más frías? La respuesta es que todos los objetos no sólo irradian energía, también la absorben. Si un objeto irradia más energía que la que absorbe, se enfriará; si absorbe más energía que la que emite, se calentará. Durante un día soleado, la superficie terrestre se calienta porque absorbe más energía del Sol y de la atmósfera que la que irradia, mientras que durante la noche la superficie terrestre se enfría porque emite más energía que la que recibe. Cuando un objeto absorbe y emite energía en igual proporción, su temperatura permanece constante.

La tasa con la que un objeto absorbe e irradia energía depende fuertemente de las características de su superficie —textura, color, humedad— y de su temperatura.

Por ejemplo, sabemos por experiencia propia que, en un día de verano soleado, superficies oscuras como el asfalto de las calles estarán más

calientes que superficies de colores más claros como las veredas de cemento. Las superficies oscuras absorben más energía radiante (y reflejan menos) mientras que las superficies claras reflejan más energía y en consecuencia absorben menos. La reflectividad de una superficie se llama albedo.

Si observáramos la Tierra desde el espacio, veríamos que una mitad recibe luz solar, mientras que la otra está a oscuras. La energía solar calienta la superficie terrestre sólo durante el día, mientras que la superficie terrestre emite constantemente radiación infrarroja hacia el exterior tanto durante el día como durante la noche.

Si la atmósfera no existiese y no hubiera otros mecanismos de transferencia de calor, la superficie terrestre estaría en equilibrio de radiación (la cantidad de energía que absorbe es igual a la que emite), aunque la temperatura global promedio que resultaría de ese balance sería de -18 °C, bastante diferente de la que se registra, que es de alrededor de 15 °C. Físicamente, la temperatura de la superficie terrestre depende de tres factores:

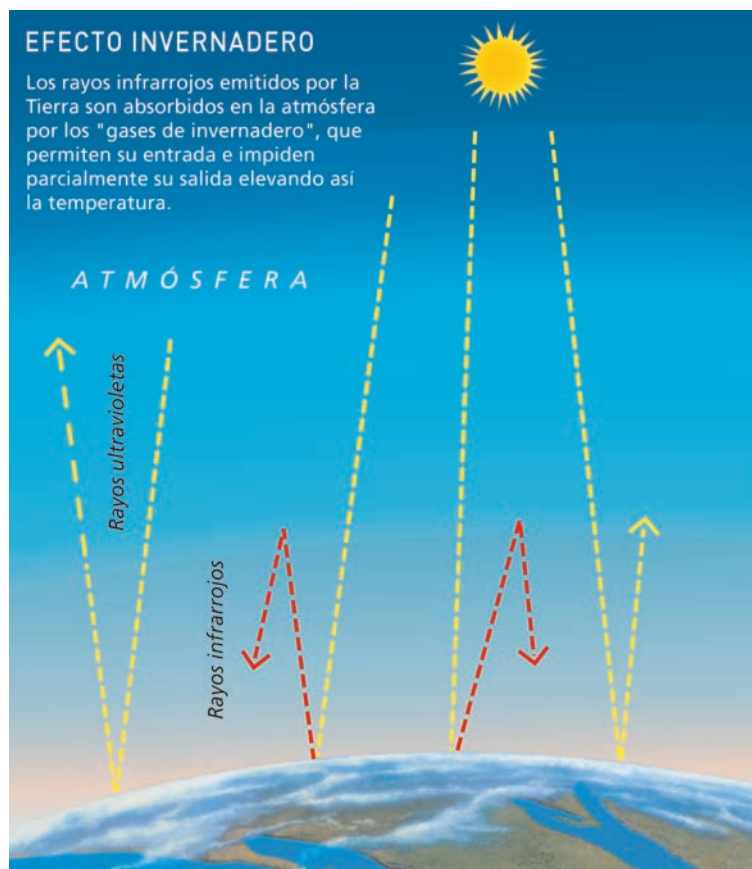
- la radiación solar que recibe;
- la reflectividad de su superficie (albedo);
- la cantidad de calor proporcionada por la atmósfera.

TABLA 2.
GASES DE INVERNADERO MÁS IMPORTANTES

Nombre y fórmula química	Concentración (ppm)
Vapor de agua (H ₂ O)	0,1 (Polo Sur) - 40.000 (trópicos)
Dióxido de carbono (CO ₂)	375
Metano (CH ₄)	1,7
Óxido nitroso (N ₂ O)	0,3
Ozono (O ₃)	0,01 (en la superficie)
Freón-11 (CCl ₃ F)	0,00026
Freón-12 (CCl ₂ F ₂)	0,00047

Se conoce como efecto invernadero la acción de determinados componentes de la atmósfera (gases de invernadero). Esa acción consiste en la absorción de parte de la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre y su irradiación devuelta hacia abajo. El nombre invernadero se debe a que la acción de estos gases tiene cierta semejanza con la que tienen los vidrios de un invernadero de plantas que permiten la entrada de luz visible, pero impiden parcialmente la salida de la radiación infrarroja. La tabla 2 muestra algunos de los gases de invernadero más importantes; entre ellos, el dióxido de carbono y el vapor de agua son los que presentan mayor concentración. Los gases de invernadero tienen la particularidad de realizar una absorción "selectiva" de una porción de la radiación solar entrante, pues permiten que la mayor parte de la radiación solar entrante (de onda corta) llegue a la superficie terrestre, pero absorben una buena cantidad de la radiación infrarroja terrestre (de onda larga), evitando así que se escape rápidamente al espacio.

Tanto el efecto invernadero como la cantidad de radiación solar absorbida están fuertemente influidos por la presencia de las nubes, que pueden producir calentamientos o enfriamientos de la superficie de acuerdo con su altitud y su espesor. También las coberturas de nieve y hielo son elementos importantes a tener en cuenta en el balance de energía del sistema Tierra-atmósfera.



Cabe destacar, entonces, que el efecto invernadero en la atmósfera constituye indiscutiblemente un fenómeno real y natural (entendiendo como natural una situación independiente de las actividades humanas) que permite que las temperaturas de la superficie terrestre sean las adecuadas para la vida.

OSONO ESTRATOSFÉRICO: ESCUDO PROTECTOR DE LA RADIACIÓN UV

El ozono (O₃) es un compuesto químico formado por tres átomos de oxígeno. Las moléculas de ozono se crean y destruyen continuamente en la atmósfera por medio de mecanismos naturales, de forma tal que existe un balance entre producción y destrucción. Aproximadamente el 90 % del ozono atmosférico se encuentra en la estratósfera (la porción de atmósfera situada entre los 10 km y 45 km de altura). La cantidad total de ozono estratosférico es pequeña: si se lo comprimiera a la presión y tempera-

tura existentes en la superficie de la Tierra, formaría una capa de aproximadamente 3 milímetros de espesor.

El ozono tiene una gran influencia sobre la biósfera por su eficiente absorción de la radiación solar UV. Esta radiación se clasifica en UV-A (longitudes de onda entre 320 y 400 nm), UV-B (entre 290 y 320 nm) y UV-C (menos de 290 nm). Aunque los tres tipos de radiación pueden dañar a los seres vivos, el efecto más perjudicial es el causado por la UV-C.

Afortunadamente, el ozono absorbe totalmente la radiación UV-C y parcialmente las otras, por lo que sólo se recibe en superficie el 10 % de la UV-B y el 90 % de la UV-A. Entre los daños que puede causar la radiación UV-C está la promoción de mutaciones en los genes, que pueden derivar en cánceres, enfermedades oculares e inmunodeficiencias. Además, puede dañar el fitoplancton, base de la cadena alimentaria de la vida en el mar.

Los efectos de protección del ozono son posibles cuando este se encuentra en su ámbito natural, es decir, en la baja estratósfera, distribuido en una capa (la denominada capa de ozono) que va desde los 12 a los 35 km de altura aproximadamente. Sin embargo, el ozono es nocivo cuando está en niveles más bajos (en la tropósfera) debido a su acción contaminante, ya que contribuye a potenciar el efecto invernadero natural.

La concentración de ozono estratosférico se mide en unidades Dobson (UD). Cada una de estas unidades equivale a una capa de 0,01 mm de espesor, a presión normal y 0 °C de temperatura. La concentración normal de ozono oscila entre 200 y 400 UD.

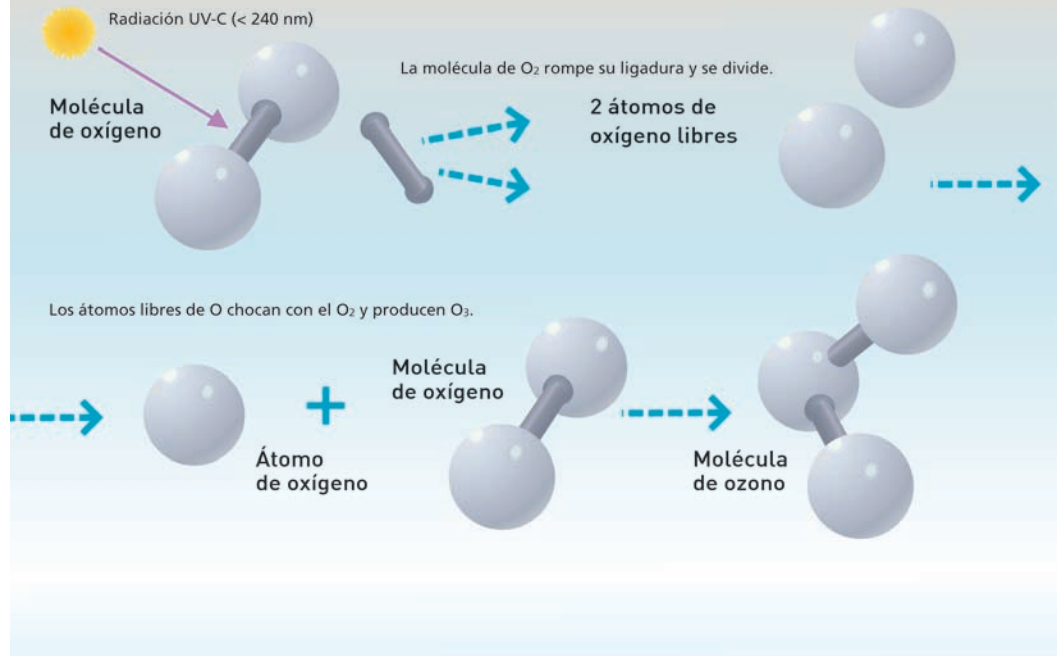
Los pasos involucrados en la formación natural de ozono en la estratósfera —denominada *ozonogénesis*—, así como en su destrucción —llamada *ozonólisis*—, se pueden observar en los esquemas de esta página.

Mediante una serie de reacciones, el ozono se forma al incidir radiación UV sobre moléculas de oxígeno (O_2) atmosférico. Si la radiación posee una longitud de onda inferior a los 240 nm (radiación UV-C), los fotones que la constituyen son absorbidos por el O_2 , rompen sus ligaduras y dan lugar a dos átomos de oxígeno. Como los átomos de oxígeno son fuertemente reactivos, muchos de ellos, al colisionar con el O_2 , producen ozono. Esta reacción, que permite atrapar la energía de los fotones incidentes, ocurre sólo en presencia de una tercera molécula (por ejemplo, nitrógeno) capaz de absorber la energía remanente.

Tan importante como la formación de ozono es su destrucción, ya que las ligaduras del ozono son también blanco de la radiación ultravioleta (en este caso de la UV-B). De esta forma se cierra el ciclo de producción y destrucción natural del ozono estratosférico; como beneficio, toda la radiación solar UV menor de 290 nm y gran parte de la comprendida entre 290 y 310 nm se absorbe en la alta atmósfera y, por lo tanto, no llega a la superficie terrestre.

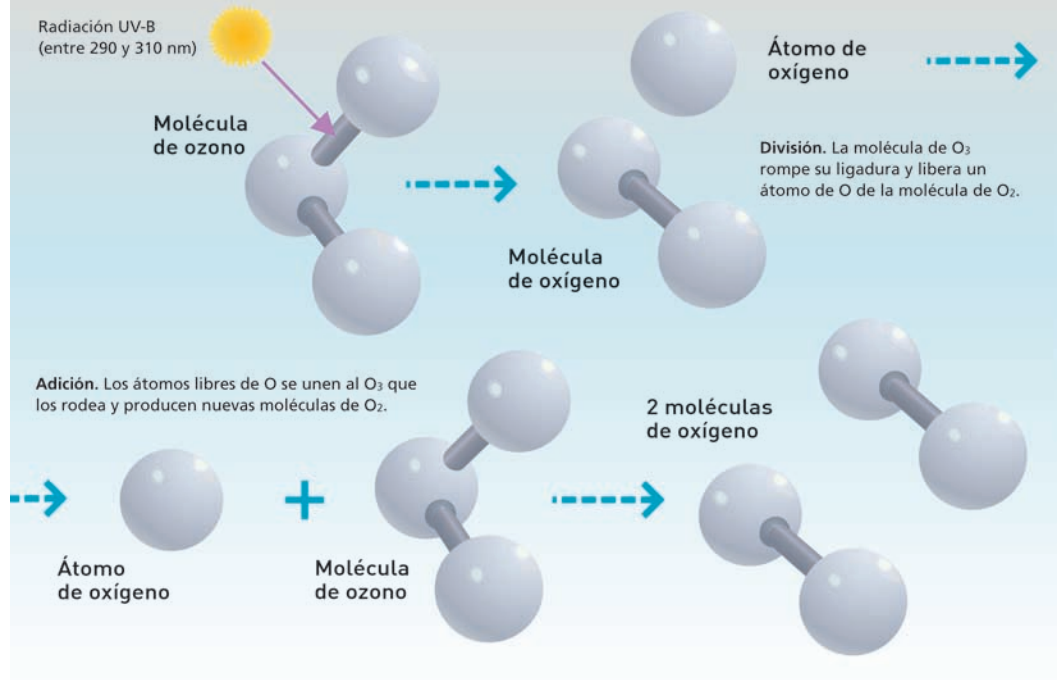
OZONOGÉNESIS

Producción natural del ozono a partir de la transformación de las moléculas de oxígeno como consecuencia de su interceptación de la radiación ultravioleta C (UV-C).



OZONÓLISIS

La destrucción natural del ozono, por el mecanismo inverso al de su formación, determina también una barrera atmosférica a los rayos ultravioleta.



IMPACTO DE LAS ACTIVIDADES HUMANAS EN LA ATMÓSFERA



Agencia TELAM

Vista aérea de la ciudad de Buenos Aires y del conurbano recubiertos por un oscuro manto de smog.

ATMÓSFERA URBANA

Los procesos de urbanización e industrialización son responsables de alterar el clima de las ciudades como consecuencia del reemplazo de las coberturas naturales del suelo por superficies construidas, de la liberación de calor antropogénico a la atmósfera y de la generación de residuos. De esta forma, dentro de las ciudades se desarrollan procesos atmosféricos locales que son propios de espacios construidos, así como alteraciones perceptibles con respecto a las condiciones climáticas observadas en las regiones rurales adyacentes.

CONTAMINACIÓN DEL AIRE

Una de las diferencias más significativas entre la atmósfera de las ciudades y de los espacios urbanizados y la atmósfera rural radica en la composición del aire. El aire de la atmósfera urbana está compuesto, además de la

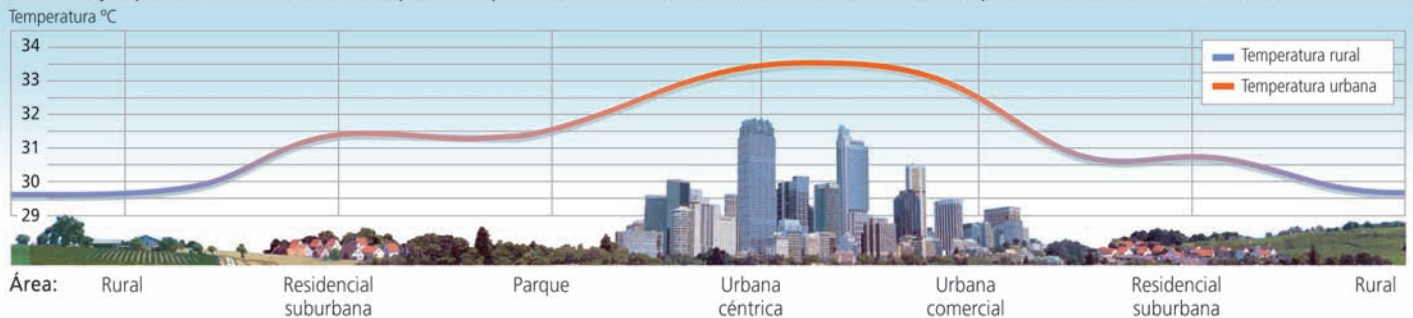
mezcla de gases mencionada anteriormente, por otros gases (principalmente dióxido de azufre, óxidos de nitrógeno y monóxido de carbono), por productos fotoquímicos (como el ozono) y por partículas y aerosoles (polvo, humos, cenizas, sales, etc.). La composición de la atmósfera urbana es consecuencia de las combustiones doméstica e industrial, del transporte, de la producción de energía, de la incineración de residuos, etc. Muchos de estos componentes de la atmósfera urbana se comportan como catalizadores que propician ciertas reacciones químicas y fotoquímicas (es decir, con la intervención de la radiación solar). Entre ellas cabe destacar la que conduce a la formación de ozono troposférico en áreas industriales y urbanas a causa de las emisiones de hidrocarburos y óxidos de nitrógeno por parte del parque automotor. Este ozono urbano nocivo entra en juego con otras reacciones para formar el smog fotoquímico. Gran parte de estos com-

puestos químicos que se encuentran presentes en la atmósfera urbana pueden dar lugar a episodios de contaminación severa bajo ciertas condiciones meteorológicas.

En general, las condiciones climáticas más desfavorables para que los contaminantes tengan una alta dilución atmosférica están asociadas con los sistemas anticiclónicos de invierno que favorecen la formación de inversiones térmicas e inhiben la mezcla vertical. El fenómeno de inversión térmica se produce ocasionalmente y en circunstancias en las que la temperatura aumenta con la altura. Cuando el área urbana se encuentra en un emplazamiento geográfico singular, tal como un valle o cuenca rodeada por montañas, la inversión térmica puede actuar como una auténtica tapa formando una cúpula de polvo sobre la ciudad. Córdoba, Mendoza y Salta son algunas de las ciudades argentinas en las que se produce este tipo de fenómeno.

TEMPERATURA EN LAS DIFERENTES ÁREAS

La curva ejemplifica las variaciones de temperatura que asciende o desciende en relación con la densidad poblacional de las diferentes áreas.



ISLA URBANA DE CALOR

La urbanización provoca varias modificaciones; entre ellas, la más evidente es la de la temperatura de la atmósfera de las ciudades donde se desarrolla el fenómeno conocido como isla urbana de calor (IUC), que hace referencia a que durante noches calmas y sin nubosidad las ciudades suelen ser especialmente más cálidas que el medio rural que las rodea.

En general, el área urbana que presenta temperaturas más altas coincide con el centro de las ciudades donde las construcciones forman un conjunto denso y compacto. Las isotermas presentan generalmente una disposición concéntrica alrededor del centro urbano con valores que tienden a disminuir hacia las regiones menos construidas.

La intensidad de la IUC se evalúa por lo general como la diferencia observada en un instante determinado entre la temperatura del centro de la ciudad (T_u) y la del área rural próxima (T_r). Esta intensidad varía con la hora del día y la estación del año, y depende también de factores meteorológicos, como el viento y la nubosidad, y de factores urbanos, como la densidad de población o el tamaño de la ciudad. En general, la máxima intensidad se produce entre 4 y 6 horas después de la puesta del Sol, mientras que durante el mediodía y las primeras horas de la tarde la diferencia suele ser mínima e, incluso, en algunas ciudades —como Buenos Aires— la temperatura urbana

puede ser inferior a la rural. Este fenómeno inverso suele denominarse "isla fría" o "anti isla de calor". Asimismo, estacionalmente, la máxima intensidad se observa generalmente durante el invierno, en especial en ciudades con inviernos muy fríos.

Entre las causas que generan la IUC se encuentran las siguientes:

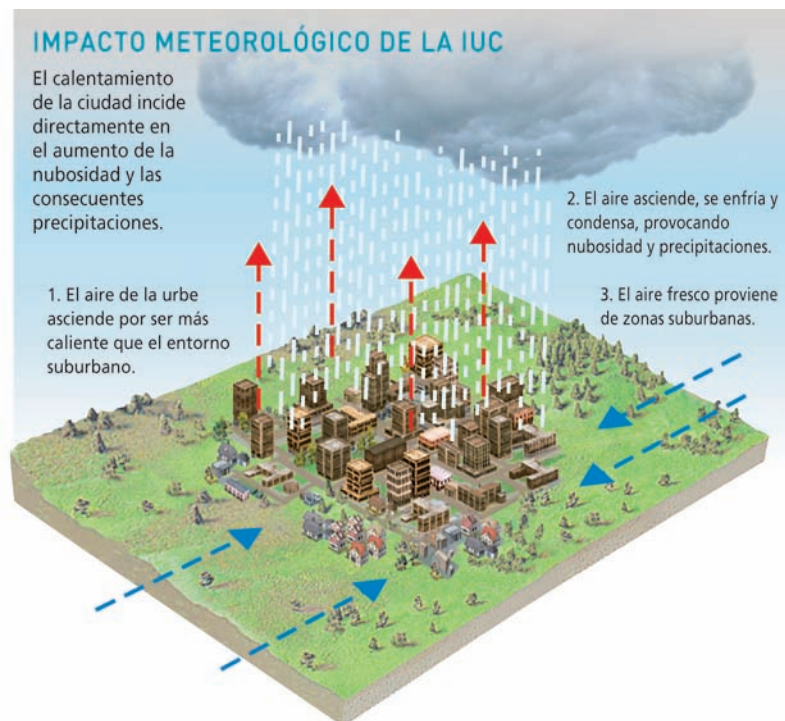
- La capacidad de almacenamiento del calor recibido durante las horas del día por parte de los materiales (hormigón, cemento, asfalto, etc.) utilizados en las edificaciones urbanas. Este calor es posteriormente devuelto a la atmósfera durante la noche.

- La producción de calor antropogénico como consecuencia de las diferentes actividades y los procesos de combustión.

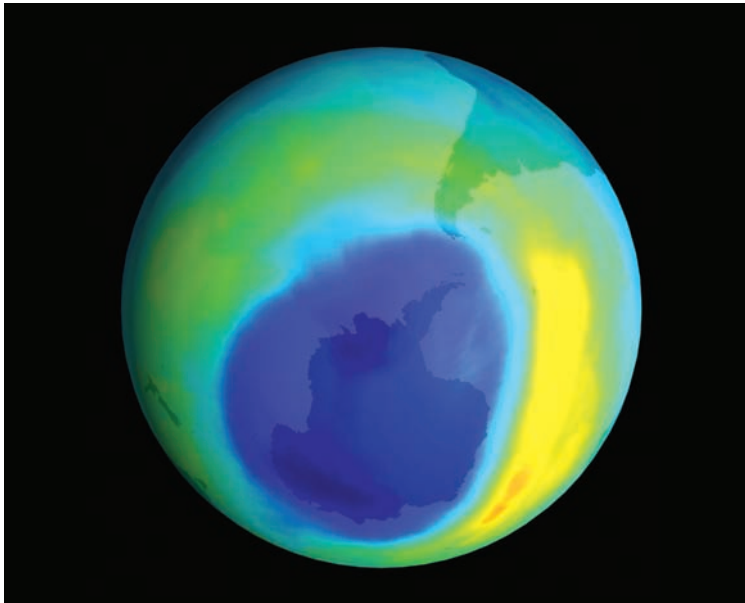
- La disminución de la evaporación, debido a la sustitución de los espacios verdes naturales por pavimento, lo que favorece el escurrimiento e impide el almacenamiento de agua en el suelo.

- El aumento de la radiación terrestre que es absorbida y reemitida hacia el suelo por la contaminación del aire urbano.

La velocidad del viento es quizás el parámetro meteorológico capaz de modificar más significativamente la in-



TOMS Science Team & the Scientific Visualization Studio, NASA, GSFC / JEE/JJJ.



El agujero de ozono el 10 de septiembre de 2000.

tensidad de la isla de calor. A medida que aumenta la velocidad del viento, la diferencia de temperatura urbana-rural disminuye; al alcanzar velocidades críticas, la IUC no puede desarrollarse. Estos valores críticos varían de una ciudad a otra y dependen en gran medida de las dimensiones del conjunto urbano. Cuando la velocidad del viento es moderada, la IUC suele deformarse y orientarse en la dirección en la que sopla el viento, mientras que las máximas temperaturas tienden a encontrarse a sotavento del área más densamente construida.

La nubosidad es también un factor limitante para la intensidad de la IUC, ya que, generalmente, a mayor nubosidad, menor intensidad. Entre los factores urbanos que condicionan la intensidad de la IUC, el más importante es el número de habitantes. De esta forma, la máxima diferencia de temperatura urbana-rural suele ser proporcional al logaritmo de la población.

La IUC tiene asociadas consecuencias tanto meteorológicas, como económicas y biológicas que pueden tener impactos positivos y negativos. Las consecuencias meteorológicas están asociadas con un aumento de la nubosidad y la precipitación producido por la convección urbana causada por el

calentamiento de la ciudad. A su vez, provoca la creación de una brisa en la que el aire proveniente de la periferia se dirige hacia el centro de la ciudad.

En el nivel socioeconómico, las consecuencias se traducen en una reducción de las necesidades de calefacción en invierno y el consecuente ahorro energético, principalmente en aquellas ciudades donde este fenómeno se registra con más intensidad durante el invierno; por otra parte, también tiene

asociado un incremento de las necesidades de refrigeración durante el verano. Respecto de los impactos sobre la salud, agrava el estrés térmico durante el verano, incrementando el riesgo de muertes en un determinado sector de la población urbana afectada por dolencias cardiovasculares y respiratorias.

EL AGUJERO DE OZONO

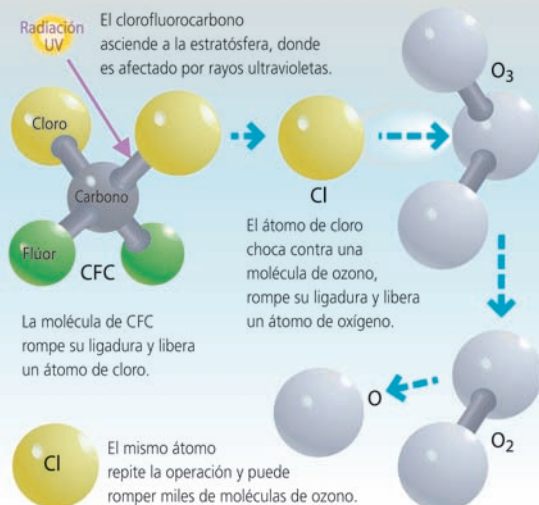
Desde comienzos de la década de 1980 se realizaron observaciones sobre la concentración del ozono estratosférico que permitieron constatar que durante los meses de septiembre y octubre de cada año se produce en la región antártica una vertiginosa caída en la concentración del ozono. Este fenómeno, conocido como "agujero de ozono", está centrado cerca del Polo Sur y comprende toda la Antártida y mares adyacentes. El área que queda debajo del agujero de ozono abarca millones de kilómetros cuadrados; el 10 de septiembre de 2000 ocurrió una de las caídas más grandes de la concentración observada hasta la fecha.

Hay acuerdo en señalar que la formación periódica del agujero de ozono obedece a la acción conjunta de tres factores fundamentales:

- los clorofluorocarbonos (CFC);

OZONÓLISIS PROVOCADA POR EL HOMBRE

Los gases CFC provocan ozonólisis en los polos y su entorno a partir del comienzo de la primavera, cuando hay rayos ultravioletas disponibles.



- la circulación atmosférica;
- las nubes estratosféricas polares.

LOS CLOROFUOROCARBONOS

En el proceso de destrucción del ozono estratosférico, el cloro es tan importante como la radiación solar, como se explicó anteriormente, por lo que es fundamental conocer su origen. Las concentraciones de cloro de origen natural son muy bajas, especialmente en la estratósfera y, por consiguiente, no pueden explicar los niveles de destrucción de ozono observados en los últimos años. El cloro atmosférico en las proporciones existentes en la actualidad tuvo su origen en la década de 1950 a partir de la creación de los clorofluorocarbonos (CFC) para ser usados en diversas aplicaciones industriales (refrigeración, extinguidores de incendios, propelentes de aerosoles, aislantes térmicos, etc.). Los CFC tienen una supervivencia en la atmósfera de entre 50 y 100 años, y ante la radiación UV se disocian y dan comienzo a un proceso de destrucción del ozono similar al indicado anteriormente.

EL OZONO Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

Con el advenimiento de la noche polar, la ausencia de radiación solar enfría la atmósfera y da origen a un vórtice estratosférico polar caracterizado por vientos que giran ciclónicamente (como las agujas del reloj en el hemisferio sur) a gran velocidad sobre el continente antártico entre los 8 y 50 km de altura. Al comienzo de la primavera sus ráfagas alcanzan los 400 km/h. El vórtice polar puede ser imaginado como una pared de un recipiente de 500 km de diámetro que impide el intercambio gaseoso del aire que se halla en su interior con el que está afuera.

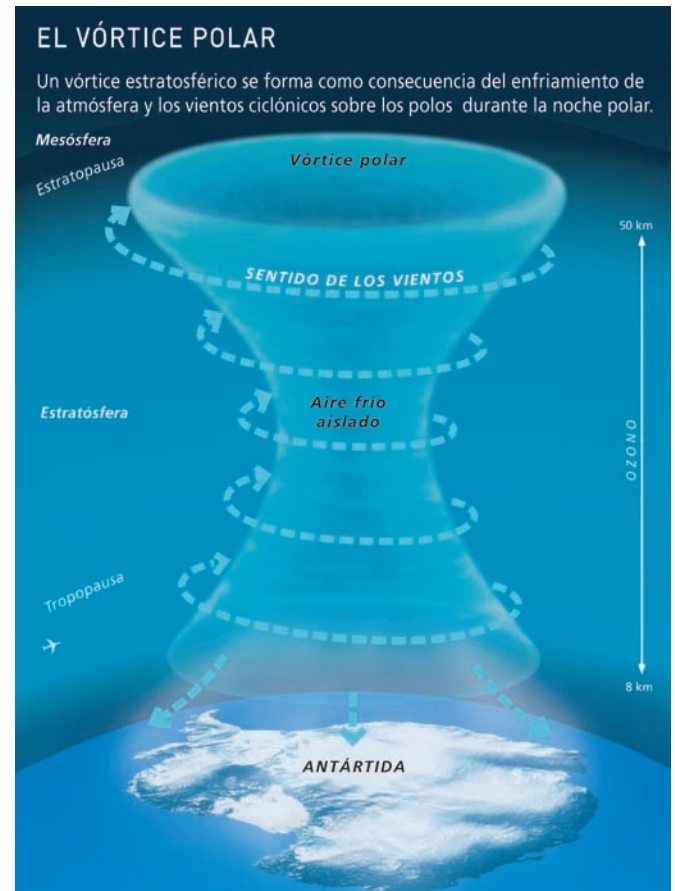
En la noche polar, cesan dentro del vórtice las reacciones fotoquímicas (responsables, entre otras cosas, de la formación y destrucción natural del ozono), pero no las químicas. Un ejemplo de estas últimas es la reac-

ción entre los compuestos clorados que origina moléculas más estables que se depositan en reservorios inactivos. El cloro se almacena como cloro molecular (Cl_2) inerte en la oscuridad, pero con una vida media de una hora después de la llegada de la luz solar. Al término de la noche polar, el Cl_2 , hasta entonces inactivo, se separa en dos átomos de cloro (Cl) muy reactivos ante la presencia de la radiación UV. Los átomos de Cl liberados colisionan con moléculas de ozono, produciendo monóxido de cloro (ClO) y oxígeno molecular (O_2). A continuación, el ClO puede reaccionar con átomos de oxígeno producidos en el proceso natural de formación y destrucción del ozono y se regenera así el cloro atómico. De esta manera, un solo átomo de cloro es capaz de dar origen a una reacción que destruye 100.000 moléculas de ozono.

LAS NUBES ESTRATOSFÉRICAS POLARES

Dentro del vórtice polar, la temperatura desciende hasta niveles entre -80 y -90 °C, lo que provoca la formación de las nubes estratosféricas polares (NEP) a aproximadamente 20 km de altura. Estas nubes, a diferencia de las nubes troposféricas, están compuestas por partículas de cristales de hielo y ácido nítrico que descienden por su peso a una velocidad de 1 km/día. Esta desnitrificación de la estratósfera genera las condiciones favorables para que el cloro pueda llevar a cabo las masivas destrucciones de ozono.

Tanto la presencia de un vórtice polar intenso como la existencia de las NEP permiten explicar por qué el agujero de ozono en el hemisferio sur es más evidente que en el hemisferio norte. Mientras que la Antártida es un continente casi perfectamente centrado en el Polo Sur y rodeado por las más extensas superficies de agua del planeta, el Ártico es un inmenso océano congelado rodeado de grandes extensiones de tierras continentales. Estas desigual-



dades topográficas son fundamentales para la formación y permanencia del vórtice polar. Así, mientras que en la Antártida los vientos que definen el vórtice giran sobre la superficie lisa del mar prácticamente sin la presencia de obstáculos, en el Ártico, esos vientos chocan, en gran parte de su recorrido, con barreras montañosas —como los Alpes escandinavos, los Montes Urales y las Montañas Rocosas canadienses— que desestabilizan el vórtice y hacen que, en varias ocasiones y durante el invierno, desaparezca y se forme nuevamente unos días más tarde. La rotura del vórtice termina con las condiciones de aislamiento del aire interior y masas de aire precedentes de latitudes más bajas, y por lo tanto más calientes, que reemplazan a las que se encontraban en el interior. De esta forma, el aire en el interior del vórtice ártico tiene una temperatura entre 10 y 15 °C más elevada que en el vórtice antártico, lo que inhibe también el desarrollo de NEP.

ENTREVISTA A LA DRA. SUSANA DÍAZ

Ingeniera en electrónica e investigadora independiente del CONICET. A partir de 1988 ha centrado sus investigaciones en el tema de la disminución en la concentración de ozono estratosférico y la radiación ultravioleta solar en el Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), situado en Ushuaia.

¿Qué actividades realiza el Laboratorio de UV y Ozono del CADIC en Ushuaia y qué tipo de profesionales trabajan allí?

El laboratorio realiza estudios sobre las variaciones de la columna total de ozono y su efecto sobre la radiación ultravioleta (UV) solar. Las actividades comenzaron en 1988, cuando, por un convenio entre el CONICET (Argentina) y la National Science Foundation (NSF, EE.UU.), se instaló uno de los espectrorradiómetros de la red de monitoreo de la NSF en el CADIC.

En la actualidad seguimos con este convenio y, además, hemos incorporado otros con el Instituto Nacional de Tecnología Aero-Espacial (INTA, España); el Instituto de Física della Atmósfera (IFA, Italia); la Dirección Nacional de Meteorología (DNM, España) y el Finish Meteorological Institute (FMI, Finlandia), en los que interviene, también, la Dirección Nacional de Antártico.

Por otra parte, estamos llevando a cabo un proyecto internacional del Inter-American Institute for Global Change (IAI). Este proyecto comprende distintas áreas: efectos sobre sistemas acuáticos marinos, de agua dulce y plantas costeras; modelado de efectos, estudio del impacto socioeconómico y red de monitoreo de la radiación UV, la que incluye nueve estaciones situadas en Chile y la Argentina, distribuidas entre Ushuaia y Jujuy, y una en Puerto Rico. Nosotros estamos a cargo de este último tema y hemos colaborado con el área de sistemas marinos y con la componente socioeconómica.

¿Qué es la red de monitoreo de la UV de la National Science Foundation?

Después del descubrimiento del agujero de ozono, la NSF decidió instalar una red de espectrorradiómetros, en estaciones antárticas y subantárticas, para determinar la variación de la radiación UV a nivel de suelo, debida a la disminución de ozono estratosférico. La red fue establecida en 1988 y ese año se instalaron tres espectrorradiómetros en la Antártida (South Pole, Mc Murdo y Palmer) y uno en Ushuaia. Posteriormente se instalaron instrumentos en Barrow, Alaska (1990) y en San Diego, California (1992).

Debido a sus características, estos equipos permiten conocer la distribución espectral de la radiación UV a nivel del suelo y discriminar los cambios debidos a la disminución del ozono estratosférico de los producidos por otros factores, tales como la nubosidad. La información provista por la red es utilizada en estudios tanto atmosféricos como biológicos, llevados a cabo por científicos de distintas partes del mundo.

¿Cuál es la situación de Ushuaia respecto del agujero de ozono?

Como es sabido, el agujero de ozono se forma sólo en primavera. Mientras las regiones más continentales de la Antártida están bajo su efecto prácticamente durante toda la primavera, la zona peninsular de la Antártida y el sur de Sudamérica se ven afectados sólo en algunos días al elongarse el vórtice o al desprenderse de él masas de aire pobres en ozono. En Ushuaia, los valores más bajos de columna total de ozono (entre 140 y 150 UD) se obser-

van generalmente a mediados de octubre, pero los niveles más altos de radiación UV suelen ocurrir en noviembre o diciembre, debido a la disminución en la inclinación de los rayos solares, al acercarse el solsticio de verano. En la primavera del año 2000 se produjeron los valores históricos más bajos de columna total de ozono y los máximos de radiación UV. Esa temporada constituyó una excepción, pues ambos fenómenos se observaron el mismo día (12 de octubre). Los valores de radiación fueron equivalentes a los que se presentan, en condiciones normales de ozono, en un lugar como Buenos Aires, según se pudo observar con diferentes instrumentos y cálculos realizados con modelos. Una situación similar se observó en la región sur de Sudamérica.

¿Qué efectos produce la disminución del ozono en los sistemas biológicos marinos y terrestres? ¿Qué impactos se observan en la región sur de Sudamérica?

Se han realizado numerosos estudios para determinar los posibles efectos de la disminución del ozono sobre los ecosistemas. Uno de los primeros resultados, en 1992, fue la observación de una disminución en la productividad primaria del fitoplancton en presencia del agujero de ozono. También en estudios realizados en forma conjunta por los grupos de los doctores Caldwell (Utah State University), Ballaré y Salas (ambos de IFEVA, UBA), con quienes hemos colaborado, se ha observado un efecto sobre el ADN de plantas autóctonas de Ushuaia y una diferencia en la presencia de ciertas especies de la microfauna.

CAMBIO CLIMÁTICO

EVIDENCIAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Uno de los cambios ambientales más agudo y controversial que está ocurriendo en la actualidad es el calentamiento global. Este problema es extremadamente complejo, porque involucra diferentes partes del sistema Tierra-atmósfera. Es controversial porque es difícil separar las influencias antropogénicas de las naturales y, además, porque sus causas están profundamente ligadas con la infraestructura industrial mundial, que, por lo tanto, son difíciles de eliminar. Muchas veces se confunde el "efecto invernadero", fenómeno natural de nuestra atmósfera, con el "calentamiento global", consistente en el aumento de la temperatura de la superficie terrestre como consecuencia de la potenciación del efecto invernadero natural.

Las temperaturas globales han aumentado alrededor de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) desde el siglo XIX y alrededor de $0,2$ a $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante los últimos 25 años (período en que las observaciones son más confiables). El año 2005 ha sido el más caliente del registro y 1998 el segundo. Se observó que las temperaturas sobre las regiones continentales han aumentado más que sobre los océanos, lo que es esperable, ya que la tierra se calienta y enfría más rápido que el agua.

Pero el calentamiento no ha sido globalmente uniforme. En el gráfico (abajo) se pueden ver las tendencias positivas de temperatura como círculos rojos y las negativas como azules. El tamaño de los círculos representa la magnitud de la tendencia correspondiente. Se destaca que, de hecho, algunas áreas se han enfriado durante el último siglo.

Hasta el momento los científicos discuten sobre si este calentamiento es resultado de las actividades humanas o de variaciones naturales del sistema climático.

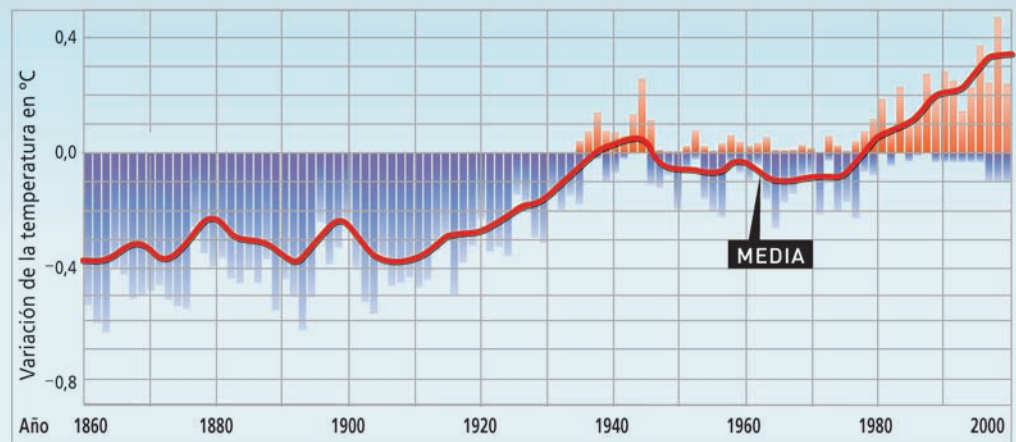
Quienes piensan que los seres humanos están alterando el clima sostienen que las actividades humanas liberan gases que aumentan el efecto invernadero de la atmósfera. Las concentraciones atmosféricas del dióxido de carbono han aumentando más del 12 % desde 1958, cuando fueron medidas por primera vez en el Observatorio de Mauna Loa, en Hawái. Este incremento se debe principalmente a la utilización de combustibles fósiles como el petróleo y el carbón. La deforestación también juega un papel importante en la liberación de dióxido de carbono, ya sea por la combustión o la descomposición de la madera cortada; a esto se

puede atribuir probablemente alrededor de un 20 % del aumento del dióxido de carbono observado. No existe controversia científica en cuanto a que la causa de tal aumento se debe a las actividades humanas. Los niveles de dióxido de carbono anteriores a la época industrial eran de alrededor de 280 ppm, mientras que los niveles actuales están alrededor de 370 ppm. Tal concentración de dióxido de carbono es la mayor en los últimos 420.000 años y probablemente de los últimos 20 millones de años.

Otros gases de invernadero están ganando también notoriedad porque sus concentraciones han aumentado con-

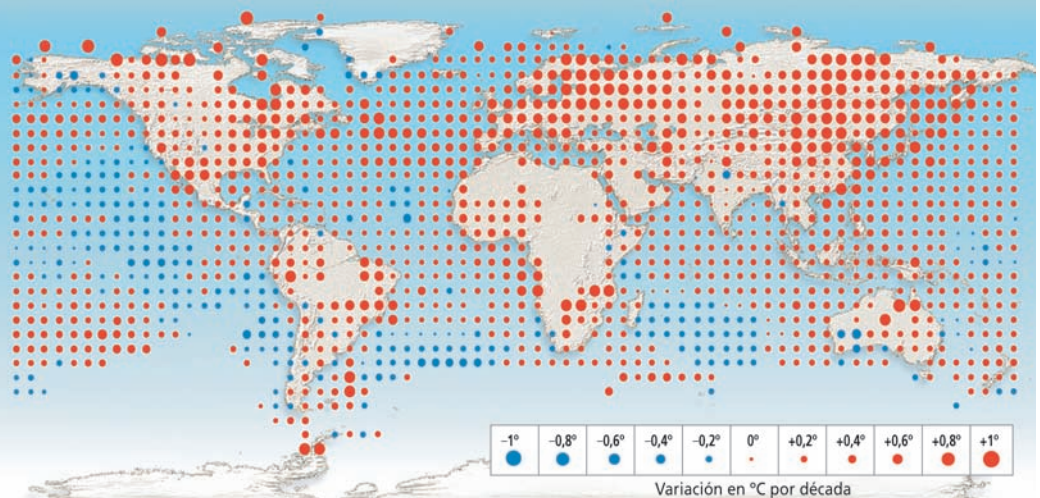
AUMENTO DE LA TEMPERATURA GLOBAL

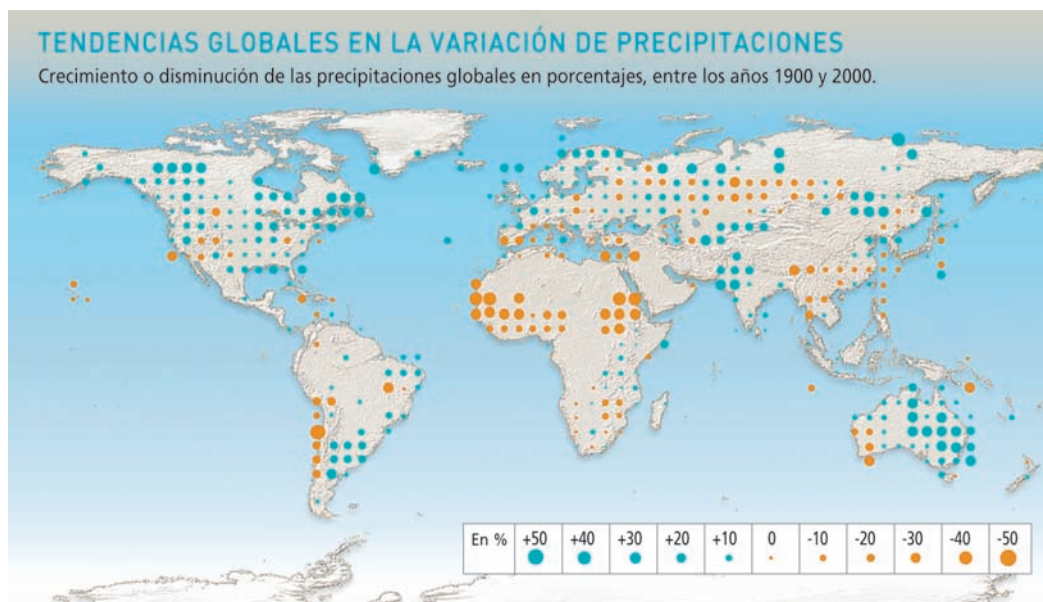
Variación de la temperatura terrestre sobre el promedio entre 1860 y 2000.



DISTRIBUCIÓN DE LA TENDENCIA A CAMBIOS DE TEMPERATURA

Tendencia al ascenso o descenso de la temperatura global entre los años 1976 y 2000.





siderablemente. Entre ellos se encuentran el metano (CH_4), el óxido nítrico (N_2O), y los clorofluorocarbonos (CFC).

La manera de probar que el aumento de los gases de invernadero provoca el calentamiento global consiste en la simulación de los procesos involucrados en el sistema climático. Estos procesos pueden ser representados por ecuaciones matemáticas, aunque la complejidad del sistema climático hace que el cálculo de estos efectos pueda ser realizado sólo mediante programas de computadoras, llamados modelos climáticos. Existen diferentes tipos de modelos climáticos utilizados tanto para la simulación como para la predicción del clima. Las limitaciones respecto del conocimiento y de los recursos computacionales provoca que los resultados de los modelos climáticos estén sujetos a ciertos niveles de incertezas.

Cabe destacar que el cambio climático también se percibe en otros componentes del sistema climático, por ejemplo, el nivel del mar, las precipitaciones, la ocurrencia de eventos extremos, etc. En la imagen se puede ver que mientras existen regiones con tendencia a aumentar las precipitaciones (círculos verdes), como la Argentina, en otras el decrecimiento de las lluvias (círculos naranjas) son notorios.

ESCENARIOS CLIMÁTICOS POSIBLES EN EL FUTURO

Suponiendo que las concentraciones de gases de invernadero continúan acrecentándose, ¿En qué medida aumentará la temperatura global de la superficie terrestre y cuánto afectará a los diferentes componentes del sistema climático? Mediante modelos computacionales pueden obtenerse escenarios climáticos futuros, considerando diferentes "escenarios" de emisión de gases de invernadero, que si bien no constituyen predicciones del clima, representan diferentes estados climáticos posibles.

El Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (PICC) elaboró una serie de escenarios de concentración de los diferentes gases de invernadero, que describen distintas tasas de crecimiento. Si bien cada uno de estos escenarios sería igualmente probable, dependen de la evolución del desarrollo socioeconómico y de la conciencia ambiental.

Sobre la base de los posibles escenarios de concentración de gases de invernadero y considerando las incertidumbres de las simulaciones climáticas, el PICC proyecta un aumento de la temperatura global de 1,4 a 5,8 °C entre 1990 y 2100. No obstante, como

se puede ver en las imágenes de la página siguiente, existen diferencias regionales. En el caso de la Argentina, el aumento de temperatura, según uno de los escenarios posibles (denominado escenario A2), sería de entre 2 y 3 °C.

Se espera que las precipitaciones aumenten durante el siglo XXI, particularmente sobre las regiones de latitudes medias y altas del hemisferio norte. En el caso de la Argentina, el escenario A2 describe un aumento leve de las lluvias, en particular sobre la Cuenca del Plata. Se proyecta también que tanto las extensiones de nieve como el hielo marino decrecerán, que los glaciares y los casquetes polares continuarán retrocediendo y que los niveles de los océanos aumentarán.

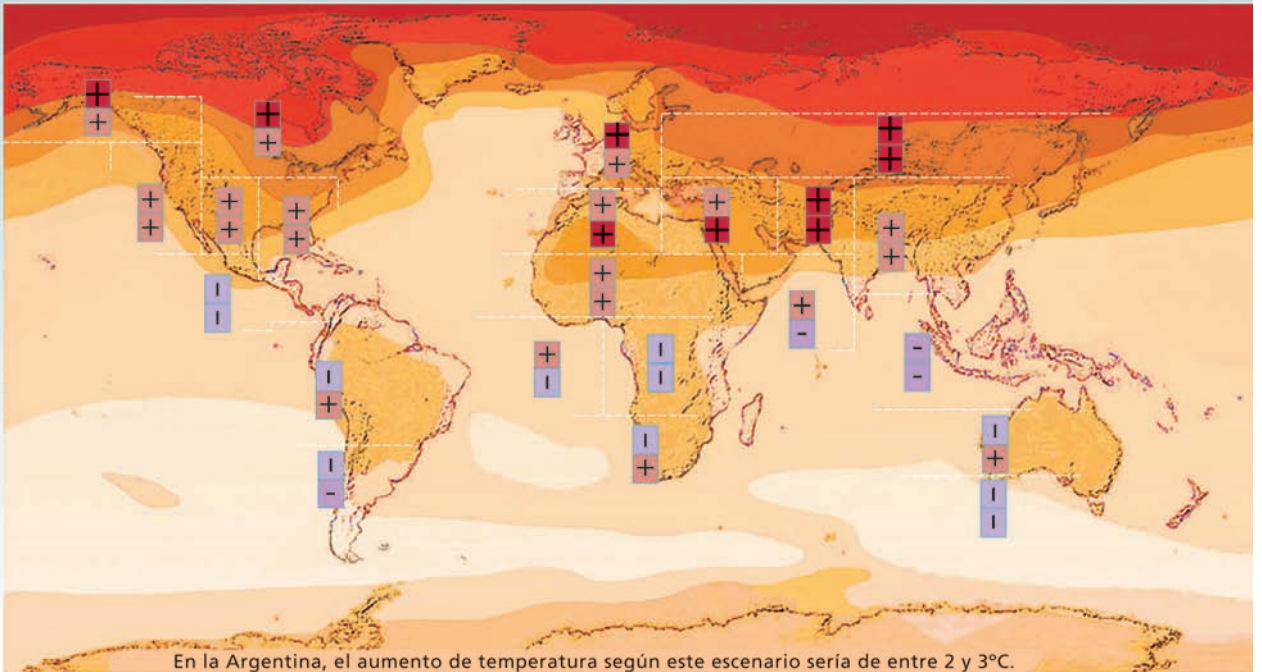
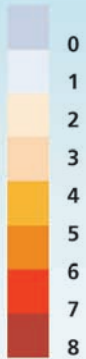
ACCIONES FUTURAS

El cambio climático es un problema global de largo plazo (varias centurias) e involucra interacciones complejas entre procesos climáticos, ambientales, económicos, políticos, institucionales, sociales y tecnológicos. La estabilización en la concentración de gases de invernadero en un nivel que impida interferencias antrópicas peligrosas para el sistema climático resulta fundamental para que el desarrollo sea sostenible, para asegurar la producción de alimentos y para permitir que los ecosistemas se adapten naturalmente al cambio climático. En consecuencia, las acciones de mitigación de las emisiones crecientes de gases de invernadero deben sumar acciones apropiadas de adaptación. Las medidas disponibles para la mitigación del cambio climático incluyen la reducción del consumo de hidrocarburos y su sustitución por fuentes de energía renovables (hídrica, solar y eólica). Para ello es necesario que se promueva el uso de estas energías de forma que resulten competitivas en términos económicos. Asimismo, será necesaria la implementación de políticas que ordenen los cambios en el uso del suelo, promoviendo la sustentabilidad de las actividades agropecuarias y del sector forestal.

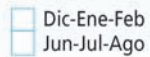
ESCENARIO A2 DE TEMPERATURA

Proyección de cambios del promedio global de temperatura hacia fines del siglo XXI.

Cambio global promedio en °C



Períodos



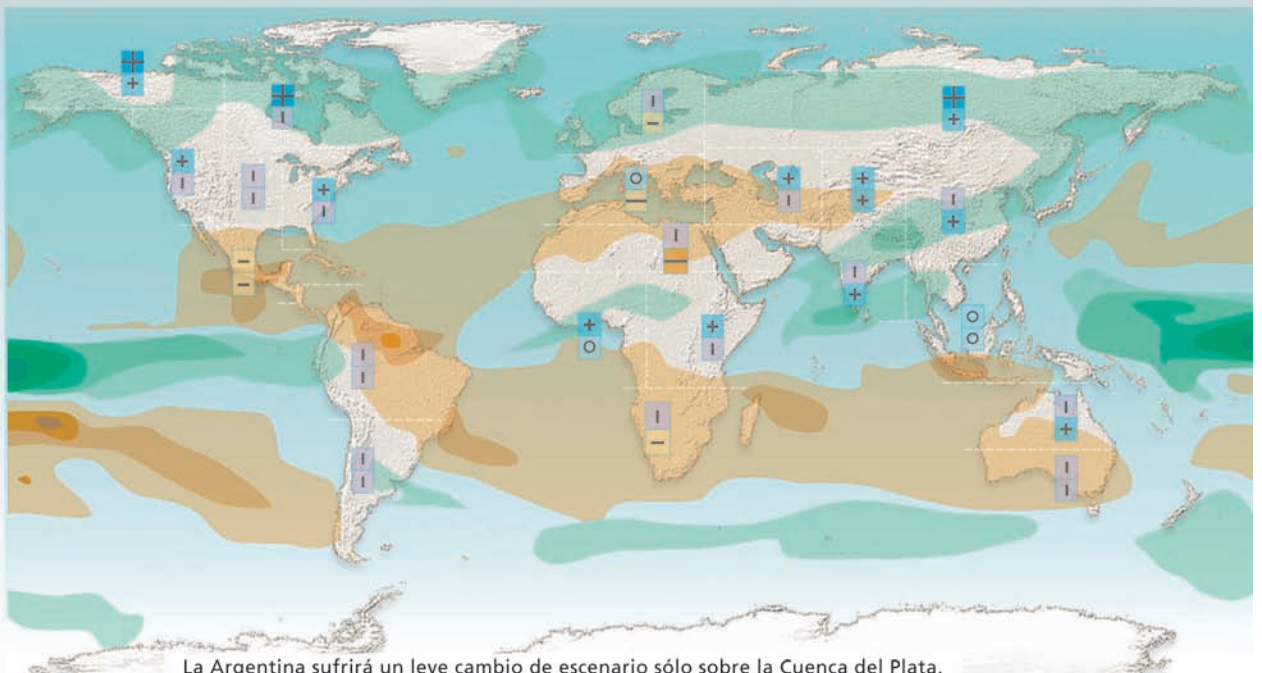
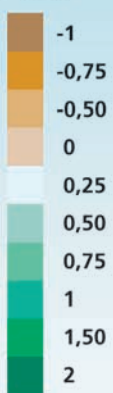
Relación con el calentamiento medio:



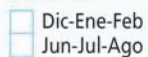
ESCENARIO A2 DE PRECIPITACIONES

Proyección de cambios del promedio global de precipitaciones hacia fines del siglo XXI

Cambio global promedio mm/día



Períodos



INTENSIDAD



EPISTEMOLOGÍA

Agustín Adúriz-Bravo

Para entender la construcción de las ciencias interesa contestar dos preguntas complementarias: ¿qué es lo que sabemos? y ¿cómo es que lo sabemos? La segunda pregunta remite a la llamada naturaleza de la ciencia, estudiada por la disciplina conocida como epistemología. Preguntarnos acerca de cómo la ciencia llega a saber algo sobre el mundo natural es, ante todo, interrogarnos sobre la metodología científica.

En esta sección venimos aportando algunas ideas para pensar sobre la metodología. Hemos hablado de que la ciencia da sentido al mundo por medio de teorías, construye modelos hipotéticos para hacer inferencias sobre las causas de los fenómenos, y lee

los hechos científicos desde estas construcciones conceptuales.

También nos hemos referido al tema de cómo los científicos dan a entender sus modelos por medio del lenguaje y la utilización de varias herramientas.

Otro camino importante para entender la naturaleza de la ciencia y de sus métodos es intentar determinar las relaciones entre lo que decimos sobre el mundo (el conocimiento científico) y cómo el mundo es realmente. La mayor parte de los científicos sostienen una postura realista. Esto significa que ellos creen que el mundo es efectivamente como los modelos que reconstruyen: que en la realidad existen las moléculas, los cromosomas, las placas tectónicas, las supernovas...

Pero la cuestión del realismo no es tan sencilla. Tomemos por ejemplo la frase del texto que dice

que "el nitrógeno es removido de la atmósfera principalmente por procesos biológicos que involucran las bacterias presentes en los suelos, y retorna a la atmósfera por medio de la degradación de la materia orgánica por la acción de microorganismos". Por un lado, la frase está redactada de forma tal que parece describir el mundo. El conocimiento científico nos da la impresión de estar hablando de hechos observables y medibles a simple vista o con instrumentos. Sin embargo, estos "hechos" son en realidad elaboraciones muy complejas, provenientes de transformar con ideas teóricas la enorme cantidad de datos que obtenemos al intervenir en el mundo. En este sentido, las teorías nos dicen qué observar y medir, cómo hacerlo y qué entender de los resultados conseguidos. Teorías opuestas pueden leer los mismos

hechos de forma totalmente antagónica, y de allí la idea de "paradigma" como manera de ver el mundo.

Por otro lado, esa misma frase del texto parece una afirmación categórica, pero en verdad tiene un carácter más bien hipotético, provisional y perfectible. Las teorías y sus modelos son conjeturas muy abstractas que pretenden "parecerse" al mundo; en este sentido, son analogías para pensarlo. Y son aceptadas durante un cierto período histórico por su capacidad de explicar lo que pasa a nuestro alrededor y de predecir nuevos sucesos. Estas teorías y modelos "inventan" entidades como las moléculas y los cromosomas, que luego se ponen en correspondencia con determinados objetos y fenómenos de la realidad.

Bibliografía

- Ahrens, D.: *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*, Brooks Cole, 2000.
- Barros, V.: *El cambio climático global*, Buenos Aires. Libros del Zorzal, 2004.
- Barry, R. and Chorley, R.: *Atmosphere, Weather and Climate*, Londres, Routledge, 1998.
- Camilloni, I. y C. Vera: *El aire y el agua en nuestro planeta*, Buenos Aires, EUDEBA, 2006.
- Kump, L., J. Kasting y R. Crane: *The Earth System*, New Jersey, Prentice-Hall, 1999.
- Panel Intergubernamental de Cambio Climático: *Cambio Climático 2001. Informe de síntesis*, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, OMM, Naciones Unidas, 2003.

Páginas web

- <http://www.atmo.fcen.uba.ar>
<http://www.cima.fcen.uba.ar>

Agradecimientos

La Dirección Nacional de Gestión Educativa agradece a las siguientes instituciones y personas por permitirnos reproducir material fotográfico y colaborar en la documentación de imágenes: Earth Sciences and Image Analysis Laboratory, NASA Johnson Space Center (EE.UU.); NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder (EE.UU.); NOAA Photo Library; OAR/ERL National Serve Storms Laboratory (EE.UU.); Naval Research Laboratory, Clementine Mission (EE.UU.); TOMS Science Team & the Scientific Visualization Studio, NASA GSFC (EE.UU.); Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales - DSA/CPTEC/INPE (Brasil) y Walter S. Kiefer.



Ministerio de
Educación
Presidencia de la Nación

Ministro de Educación, Prof. Alberto Estanislao Sileoni

Secretario de Educación, Lic. Jaime Perczyk

Jefe de Gabinete, A.S. Pablo Urquiza

Subsecretario de Equidad y Calidad Educativa, Lic. Eduardo

Aragundi

Directora Nacional de Gestión Educativa, Lic. Delia Méndez

Directora de Educación Secundaria, Lic. Virginia Vázquez Gamboa

Coordinadora del Área Curriculares,
Lic. Cecilia Cresta

Coordinadora del Área de Ciencias
Naturales, Lic. Nora Bahamonde

Coordinadores del Área de

Capacitación, Lic. Carlos Ruiz y

Lic. Margarita Marturet

Coordinadoras del Programa de

Capacitación. Explora, Lic. V. Nespereira,
Lic. M. D. Urizar y Lic. A. Vendrov

Coordinadora de Edición,

Lic. Raquel Franco

Coordinación y documentación,
Lic. Rafael Blanco

Edición, Lic. Gonzalo Blanco

Diseño y diagramación,

DG María Eugenia Más

Corrección, Norma A. Sosa Pereyra

<http://explora.educ.ar>