Fernández, Walter. *Cambios climáticos: el calentamiento global.* **Tecnología en Marcha.** Vol. 11 no. 2. 1991. p. 11-22.

CAMBIOS CLIMATICOS: EL CALENTAMIENTO GLOBAL

Walter Fernández*

Se describen el sistema climático y los cambios climáticos, haciendo énfasis en el impacto de la actividad humana en el clima (cambios locales y globales). En especial, se discute el calentamiento global, producido por el efecto invernadero debido a la actividad humana. Se presentan sus posibles consecuencias –deducidas con los resultados de modelos numéricos– principalmente para el caso de una duplicación de la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera, lo cual podría ocurrir a mediados del próximo siglo.

INTRODUCCION

Aunque los términos "tiempo" y "clima" se usan a menudo indistintamente, hay diferencias importantes entre ellos. El tiempo atmosférico es la condición de la atmósfera en un tiempo particular. El clima es el estado promedio de la atmósfera (relacionado al tiempo atmosférico), durante un período de al menos varios días, pero que puede ser tan grande como se desee considerar.

EL SISTEMA CLIMATICO

Hay cuatro componentes en el sistema climático que interactúan entre sí: la atmósfera, los océanos, la criosfera y la tierra junto con su biomasa.

La atmósfera y los océanos son dos componentes fluidos del sistema; cada uno con patrones de circulación organizada, movimientos menos organizados en forma de vórtices y movimientos turbulentos. Ellos reaccionan –ante alguna perturbación dada– en escalas de tiempo muy diferentes, e interactúan, entre ellos y dentro de sí mismos en un intervalo amplio de escalas.

La criosfera incluye los campos extensos de hielo y nieve de las regiones continentales (por ejemplo, la Antártida y Groenlandia) y los hielos marinos. La nieve continental y el hielo marino varían estacionalmente; las coberturas de hielo continentales no varían tan rápidamente como para causar cambios climáticos estacionales, pero sí producen cambios climáticos en escalas de tiempo mucho mayores.

La tierra y su biomasa incluyen la extensión, posición y orografía de los continentes (características que cambian lentamente), así como también los lagos, ríos y la cobertura vegetal. Entonces, la tierra y su biomasa varían en todas las escalas de tiempo.

El sistema climático incluye la interacción de sus componentes (aire, mar, hielo y tierra), con la radiación solar, pro-

* Centro de Investigaciones Geofísicas y Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José.

El sistema climático debe ser visualizado como un conjunto que evoluciona continuamente, con algunas partes del sistema atrasadas u otras partes adelantadas

porcionando casi toda la energía que maneja el sistema. Las variaciones de los constituyentes gaseosos y en forma de partículas de la atmósfera, junto con los cambios en la posición de la Tierra en relación con el Sol y con las variaciones de la actividad solar, actúan para modificar la cantidad y distribución de la energía radiante recibida por el sistema. La porción no reflejada de la energía solar maneja la circulación atmosférica, la cual está a su vez ligada, por medio del esfuerzo del viento y la transferencia de calor, a la circulación de los océanos. Tanto la atmósfera como los océanos son influenciados por la extensión y el grosor del hielo que cubre la tierra y el mar, así como por la misma superficie. Debido a que cada uno de estos componentes tiene un ámbito diferente de tiempos de respuesta, el sistema climático debe ser visualizado como un conjunto que evoluciona continuamente, con algunas partes del sistema atrasadas u otras partes adelantadas[2].

CAMBIOS CLIMATICOS

Hay muchos procesos que pueden potencialmente causar fluctuaciones en el clima, los cuales se pueden agrupar en tres clases:

1) **Los procesos internos,** que son los debidos a las interacciones entre los componentes del sistema climático,
2) **Los procesos externos,** debidos a causas externas como actividad volcánica, procesos tectónicos, variaciones en la órbita de la Tierra, variaciones en la actividad solar, etc. y
3) **Las actividades humanas** (uso de la tierra, uso de ciertos compuestos químicos, contaminación, etc.).

Estos procesos actúan en escalas de tiempo muy diferentes; por ejemplo, las variaciones en la órbita de la Tierra son importantes en un intervalo entre 10 000 y 100 000 años aproximadamente, mientras que los efectos de la actividad humana son particularmente importantes en un intervalo entre 1 y 150 años, pero que se puede extender a varios cientos de años. Otros procesos, como la actividad volcánica, actúan,según las circunstancias, en un intervalo muy amplio de tiempo (entre 1 año y cien millones de años).

Se han podido relacionar los episodios de glaciación con cambios en la órbita de la Tierra y sus características axiales (especialmente cambios en la excentricidad que ocurren con un período de 100 000 años), los cuales determinan la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar interceptada por la Tierra. De hecho, los cambios climáticos más marcados de todas las épocas glaciales, han ocurrido aproximadamente cada 100000 años, en el último millón de años o algo así[2].

Las variaciones de los parámetros orbitales indican –y la tendencia seguida por la temperatura en los últimos 10 000 años sugiere– que el clima de la Tierra ha experimentado ya las temperaturas mayores (más cálidas) del período interglacial presente y que, en los últimos 6 000 años se ha ido enfriando gradualmente hacia una nueva época glacial. A no ser por el cambio climático inducido por el hombre, esta tendencia hacia un enfriamiento a largo plazo se esperaría que continúe por varios miles de años; eventualmente resultaría en un reestablecimiento de los extensos glaciares continentales en el Hemisferio Norte[2].

IMPACTO DE LA ACTIVIDAD HUMANA EN EL CLIMA

El impacto de la actividad humana en el clima puede darse en cambios locales o cambios globales. ■

En los trópicos, la deforestación (con el cambio en el albedo) ejerce un impacto significativo en el balance regional. Además, hay posiblemente al menos un incremento temporal en el dióxido de carbono atmosférico, liberado por la quema o la descomposición de la biomasa del bosque.

Entre las causas para los cambios locales se pueden citar:

1) **Deforestación:** esto produce:

   a) incremento del albedo superficial (fracción de la radiación solar que se refleja en la superficie y se va nuevamente al espacio),
   b) incremento de la velocidad del viento en superficie (como consecuencia de la disminución de la rugosidad),
   c) algún cambio en la temperatura y humedad en la capa límite inferior, y
   ch) algún cambio en la humedad del suelo, evaporación y escorrentía de los ríos[5, 10].

En los trópicos, la deforestación (con el cambio en el albedo) ejerce un impacto significativo en el balance regional[5, 16]. Además, hay posiblemente al menos un incremento temporal en el dióxido de carbono atmosférico, liberado por la quema o la descomposición de la biomasa del bosque[10].

2) **Irrigación artificial** (aplicada en zonas áridas por siglos): incrementa la evaporación desde la superficie, lo cual causa un decrecimiento de la temperatura y un aumento de la humedad relativa
3) **Drenajes de suelos sobresaturados:** la humedad del suelo se reduce, su temperatura aumenta y la evaporación decrece
4) **Construcción de embalses de tamaño apreciable:** esto produce:

   a) incremento de la evaporación,
   b) reduccion en los cambios diurnos de temperatura, y
   c) incremento de la velocidad del viento, debido a la disminución de la rugosidad en la superficie.

Este último punto se pudo comprobar en un estudio sobre el embalse del Arenal en Costa Rica[7].

5) **Incremento de la producción de energía:** casi todos los componentes del consumo presente de energía por el hombre, tales como petróleo, carbón, gas natural y energía atómica, son fuentes de calor independientes de las transformaciones de la energía radiativa solar. Cálculos muestran que esta fuente de calor incrementa la temperatura media mundial del aire en superficie en cerca de 0,01 K. Aunque esta cantidad es despreciable, hay que tener en cuenta la gran variabilidad en la distribución de las fuentes de energía creadas por el hombre. Las observaciones indican que la temperatura media del aire en ciudades grandes es, a menudo, varios grados más alta que en los alrededores[3].

La consecuencia climática global más importante, debido a la actividad humana, es la que se llama comúnmente "el calentamiento global" y es el aspecto que se va a tratar a continuación. Como punto de partida, se describirá primero el balance global de energía, incluyendo el efecto invernadero.

EL BALANCE GLOBAL DE ENERGIA: EL EFECTO INVERNADERO

Si se considera un promedio de muchos años, se tiene que la razón a la cual un planeta emite energía hacia el espacio debe balancear la razón a la cual el plane-

El fenómeno por el cual la temperatura superficial de la Tierra (o de otro planeta) aumenta, porque la atmósfera es transparente a la radiación solar pero opaca a la radiación infrarroja, se conoce como efecto invernadero.

ta recibe energía de todas las fuentes. A partir de este balance, se obtiene una temperatura para cada planeta que se llama la "temperatura efectiva del planeta". Para la Tierra es cerca de 255 K o -18°C y es diferente de la temperatura de la superficie, debido al llamado efecto invernadero.

Cada cuerpo emite radiación de acuerdo con su temperatura. La curva espectral de la radiación emitida por el Sol tiene su máximo valor en longitudes de onda que corresponden a la luz visible. La atmósfera terrestre es moderadamente transparente en el visible y, por lo tanto, gran parte de la radiación solar puede pasar a través de la atmósfera (aire y nubes) sin ser absorbida. No toda la radiación solar interceptada por la Tierra es absorbida; una fracción de la energía incidente es reflejada de nuevo al espacio por el aire, las nubes y la superficie (a esta fracción se le llama el albedo del planeta).

En el caso de la Tierra, de la energía solar incidente en el tope de la atmósfera (342 W/m^2), promedio anual), cerca del 22 por ciento (68 W/m^2) es absorbida por el aire y las nubes y cerca de un 31 por ciento (105 W/m^2) es reflejada de nuevo al espacio por el aire, las nubes y la superficie (o sea, el albedo de la Tierra es cerca del 31 por ciento). El restante 49 por ciento de la radiación solar incidente (169 W/m^2) es absorbida por la superficie terrestre[16] (Figura 1). Ambos, la atmósfera (aire y nubes) y la superficie emiten la energía que han absorbido; sus curvas espectrales, sin embargo, tienen sus máximos valores en el infrarrojo (longitud de onda larga). Ahora bien, ciertos constituyentes menores de la atmósfera terrestre, de los cuales el vapor de agua es el más importante, absorben fuertemente en el infrarrojo, por lo que la atmósfera es muy opaca a esa radiación de onda larga.

¿Qué ocurre cuando la atmósfera absorbe la radiación emitida desde la superficie terrestre? La atmósfera no puede normalmente acumular energía, ya que se volvería más y más caliente. Al contrario, emite radiación a la misma rapidez con que la absorbe. La radiación es reemitida en todas direcciones y una parte sustancial de ella (327 W/m^2, promedio anual) es interceptada y absorbida por la superficie; otra parte (237 W/m^2) se va al espacio. Así, la superficie terrestre es calentada, no solo directamente por la radiación solar (169 W/m^2), sino también por la radiación infrarroja emitida por la atmósfera hacia la superficie (237 W/m^2). Por esta razón, la superficie debe irradiar más energía de la que recibe directamente del Sol y puede tener una temperatura media anual de cerca de 288 K o 15°C, la cual excede a su temperatura efectiva en 33 K aproximadamente.

En la superficie, así como en la atmósfera y su tope, debe haber un balance de energía, esto es, la energía que llega debe ser igual a la que sale (véase la Figura 1 para las condiciones medias anuales). La superficie recibe 496 W/m^2 (169 W/m^2 de la radiación solar incidente y 327 W/m^2 de la radiación infrarroja emitida por la atmósfera); ella emite también 496 W/m^2, distribuida de la siguiente forma: 390 W/m^2 como radiación infrarroja (emisión a una temperatura de 288 K), 90 W/m^2 como flujo de calor latente y 16 W/m^2 como flujo turbulento de calor. La atmósfera recibe 564 W/m^2 (68 W/m^2 de la radiación solar incidente y 496 W/m^2 desde la superficie) y emite también 564 W/m^2 (327 W/m^2 hacia la superficie y 237 W/m^2 hacia el espacio). En el tope de la atmósfera llegan 342 W/m^2 y salen también al espacio 342 W/m^2 (105 W/m^2 que corresponden al albedo y 237 W/m^2 emitidos por la atmósfera).

El fenómeno por el cual la temperatura superficial de la Tierra (o de otro planeta) aumenta, porque la atmósfera es trans-

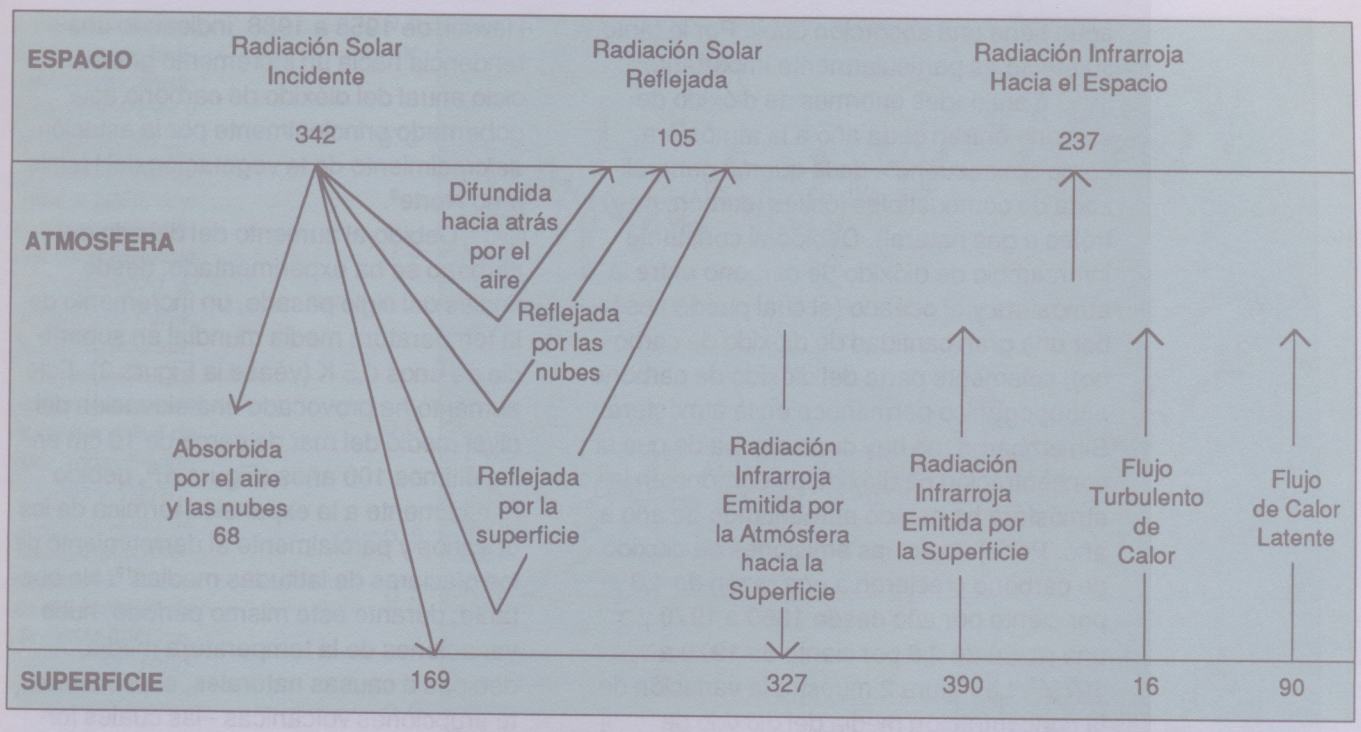

FIGURA 1. Balance global de energía para condiciones medias anuales. Los valores están en W/m² y han sido tomados de Ramanathan y colaboradores, 1989: ***Physics Today*** *42(5): 22-32.*

parente a la radiación solar pero opaca a la radiación infrarroja, se conoce como efecto invernadero[8]. Este produce un calentamiento de la atmósfera inferior y de la superficie de la Tierra y un enfriamiento compensatorio de la alta estratosfera. En la atmósfera terrestre, el efecto invernadero se debe principalmente a la absorción de la radiación infrarroja por el vapor de agua, las nubes y el dióxido de carbono, con una contribución más pequeña (un 5 por ciento) de los gases ozono, óxido de nitrógeno y metano. Los gases antropogénicos están empezando a contribuir apreciablemente[16].

Las nubes incrementan la opacidad de la atmósfera a la radiación infrarroja, contribuyendo así al efecto invernadero (calentamiento), pero su albedo tiene un efecto de enfriamiento. El problema es aún más complicado, debido a que los procesos radiativos en las nubes dependen de su microfísica (distribución del tamaño de las gotas, contenido de agua líquida). Ramanathan y colaboradores[16] han encontrado, usando mediciones tomadas desde satélites (del "Experimento del Balance de Radiación de la Tierra"), que el efecto neto del forzamiento radiativo de las nubes, sobre la mayor parte del planeta, es de enfriamiento.

EL CALENTAMIENTO GLOBAL

La absorción de los gases no se distribuye uniformemente sobre un intervalo amplio de longitudes de onda, sino que se concentra en bandas. Los gases debidos a la actividad humana (principalmente dióxido de carbono, metano, clorofluorocarbonos y óxido de nitrógeno) absorben en regiones del espectro donde el vapor de

agua tiene una absorción débil. Por lo tanto, su efecto es particularmente importante[18].

Cantidades enormes de dióxido de carbono entran cada año a la atmósfera, como consecuencia de la quema generalizada de combustibles fósiles (carbón, petróleo o gas natural). Debido al constante intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y el océano (el cual puede absorber una gran cantidad de dióxido de carbono), solamente parte del dióxido de carbono antropogénico permanece en la atmósfera. Sin embargo, no hay duda alguna de que la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera ha estado aumentando de año a año. Por ejemplo, las emisiones de dióxido de carbono crecieron a una razón de 4,3 por ciento por año desde 1860 a 1970 y a una razón de 2,8 por ciento de 1970 a 1979[15]. La Figura 2 muestra la variación de la concentración media del dióxido de carbono en la atmósfera, en Mauna Loa, Hawaii, de 1958 a 1988, indicando una tendencia hacia un incremento gradual. El ciclo anual del dióxido de carbono está gobernado principalmente por la estación de crecimiento de la vegetación del Hemisferio Norte[6].

Debido al aumento del dióxido de carbono se ha experimentado, desde finales del siglo pasado, un incremento de la temperatura media mundial en superficie de unos 0,5 K (véase la Figura 3). Este aumento ha provocado una elevación del nivel medio del mar de cerca de 10 cm en los últimos 100 años (Figura 4)[6], debido parcialmente a la expansión térmica de los océanos y parcialmente al derretimiento de los glaciares de latitudes medias[19]. No obstante, durante este mismo período, hubo variaciones de la temperatura media, debidas a causas naturales, especialmente erupciones volcánicas –las cuales forman una capa de partículas de sulfatos en

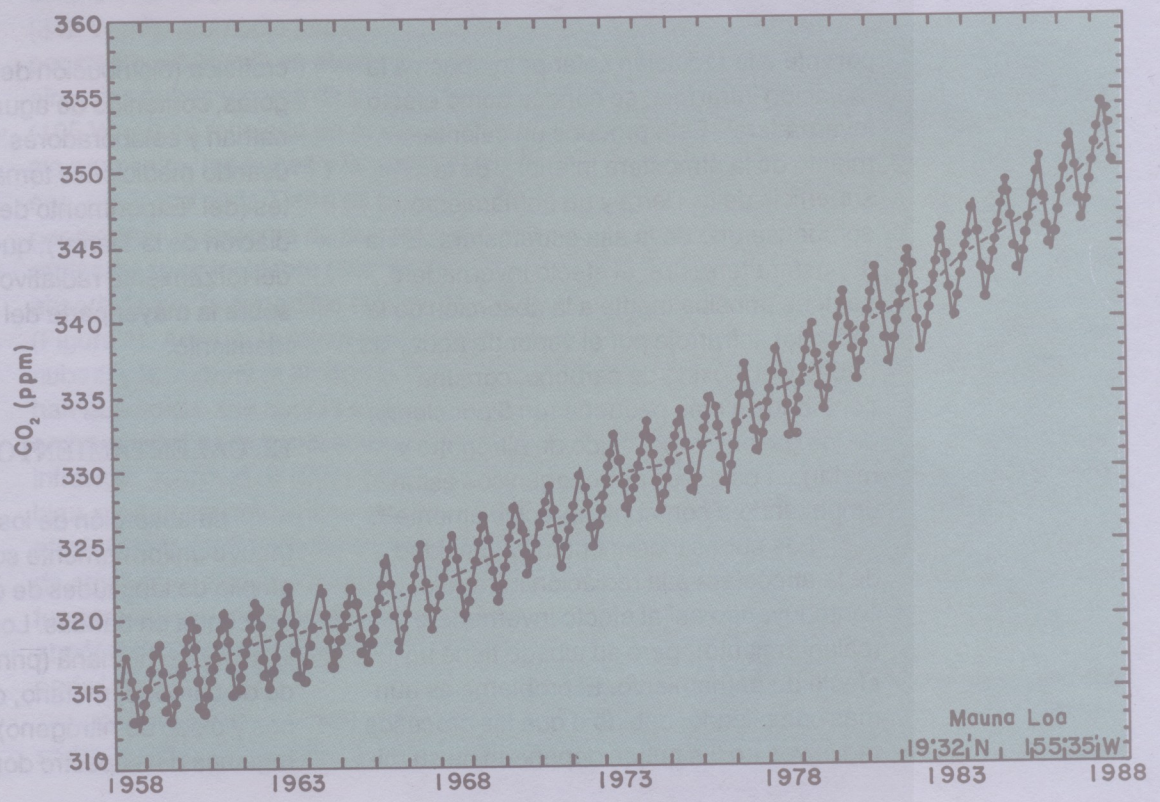

FIGURA 2. Concentraciones atmosféricas medias mensuales del dióxido de carbono (ppm) medidas en Mauna Loa, Hawaii (EUA) desde 1958 a 1988. NOAA/SIO (EUA). Tomada del ***Boletín de la OMM 39****(1): p. 30, 1990.*

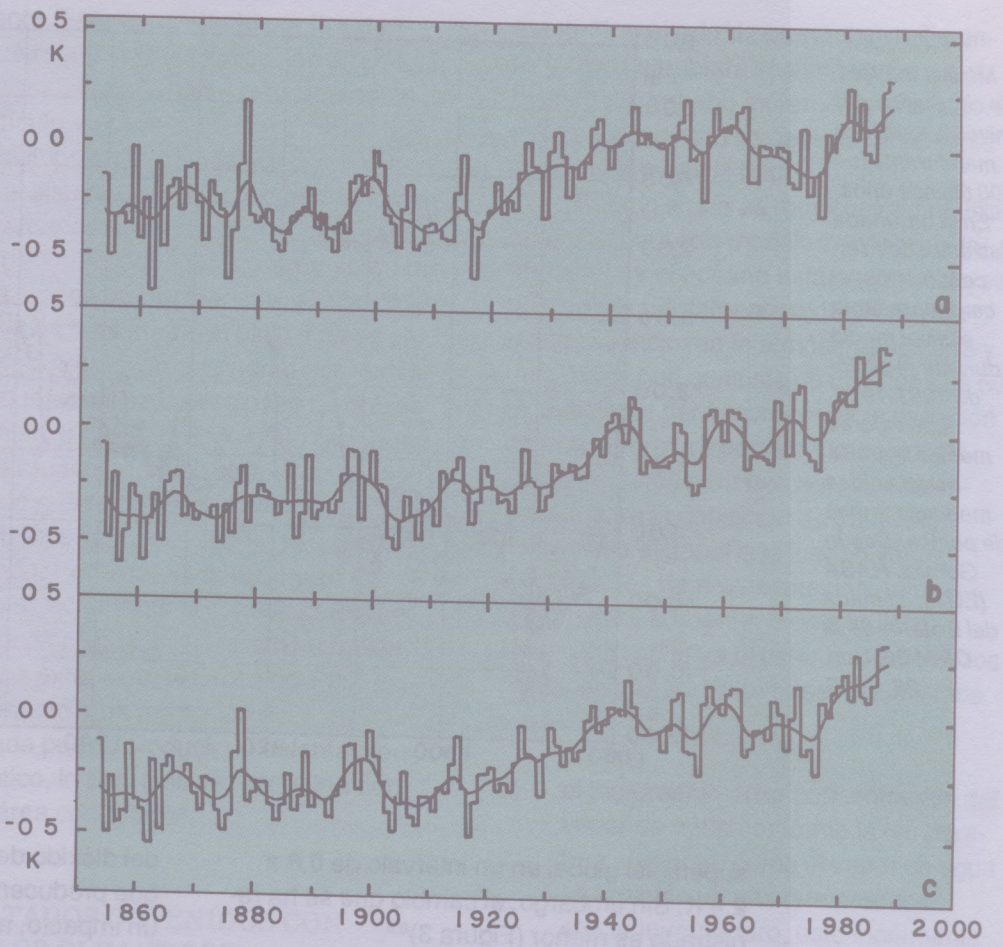

FIGURA 3. Promedio de las temperaturas anuales hemisféricas y mundiales en superficie, desde 1854 a 1988, con respecto al período de referencia 1950-1979. a: hemisferio norte; b. hemisferio sur; c: mundial. La curva representa la media móvil de diez años. Según Jones y Wigley, Universidad de East Anglia (Reino Unido). Tomada del ***Boletín de la OMM 39(1)****: p. 27, 1990.*

la estratosfera, que difunden la radiación–. Las magnitudes de dichas variaciones fueron, en apariencia, lo suficientemente grandes como para ocultar, en algún momento, el calentamiento debido al aumento del dióxido de carbono[12]. En efecto, la temperatura media en algunas regiones del Hemisferio Norte descendió entre 1940 y 1965[1]. Esto motivó en algunos investigadores escepticismo hacia el concepto del calentamiento debido al aumento del dióxido de carbono.

El cambio climático registrado ha sido menor del que se debería haber producido como consecuencia del desequilibrio estimado para el balance radiativo. Esto se debe a que una parte del sistema climático responde más rápidamente, ante alguna perturbación dada, que la otra. La atmósfera y la capa superior del océano (incluyendo sus interacciones) responden relativamente rápido, mientras que las aguas profundas del océano y los hielos perennes de la tierra y del océano lo hacen lentamente. Esto produce un retraso en la respuesta transitoria del clima al efecto invernadero antropogénico[4]. Usando modelos climáticos que incluyen solo la capa superficial de los océanos, se ha encontrado que el efecto invernadero, debido a la actividad humana, debería corresponder a un calentamiento medio global en superficie[4] de 1 a 2 K; según lo han señalado Ramanathan y colaboradores[16], el efecto invernadero antropogénico produjo, en el período de 1850 a 1985 un calentamiento

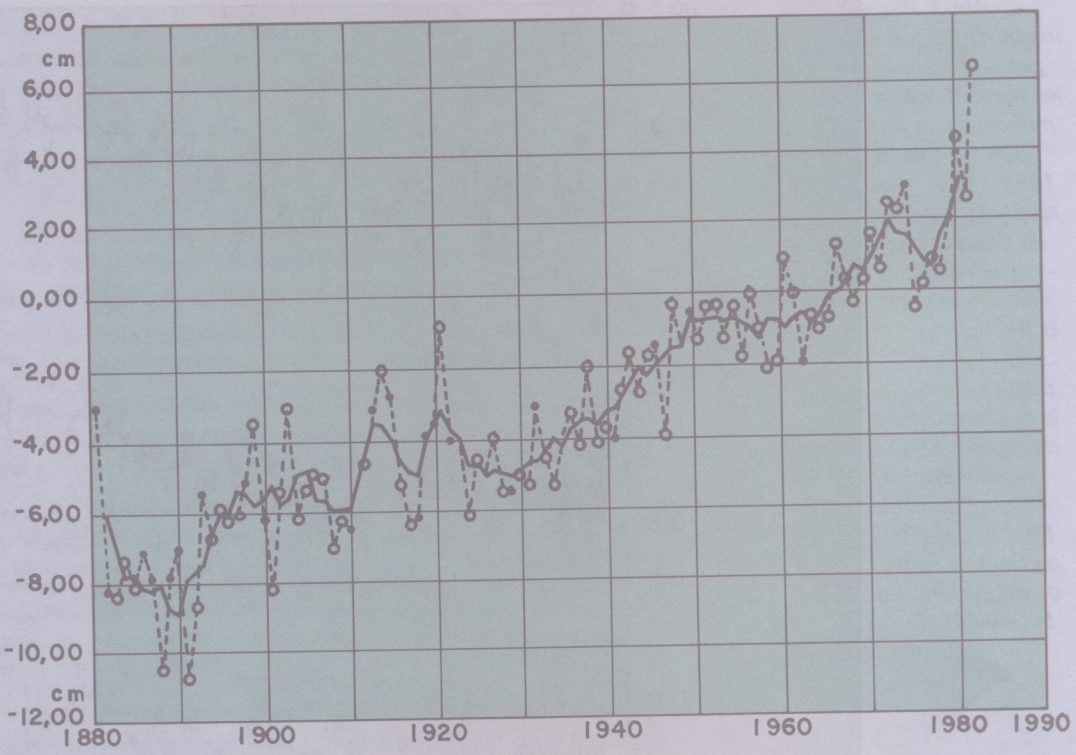

FIGURA 4. Medias móviles de cinco años del nivel mundial del mar durante los 100 últimos años. En la ordenada las unidades son centímetros; el cero representa el nivel medio durante el período 1951-1970. Los valores medios anuales están unidos mediante líneas de puntos. Según Gornitz, NASA (EUA). Tomada del ***Boletín de la OMM 39****(1): p. 28, 1990.*

superficial global en un intervalo de 0,8 a 2,4 K. Sin embargo, el cambio que se ha registrado es menor (Figura 3)[6,9].

La función de los gases en trazas, distintos del dióxido de carbono, que producen efecto invernadero, es casi tan importante como la del dióxido de carbono. Al analizar el impacto de esos gases en el conjunto total del efecto invernadero, se debe considerar no solo la magnitud de la concentración, sino también su importancia radiativa. Por ejemplo, si se añadiera una cantidad igual de moléculas de metano y de dióxido de carbono, el efecto radiativo del metano sería 25 veces mayor[4]. Se estima que el dióxido de carbono contribuye con un 60 por ciento al efecto invernadero debido a la actividad humana, el metano con un 25 por ciento y los clorofluorocarbonos con un 10 por ciento[18]. Desde el punto de vista radiativo, se calcula que si se mantiene la tendencia actual, las concentraciones combinadas del dióxido de carbono y los otros gases que producen efecto invernadero, tendrían un impacto, a mediados del próximo siglo, equivalente a la duplicación del dióxido de carbono en relación a su valor correspondiente a la era preindustrial[4, 13].

A pesar de que otros factores, tales como los cambios en la concentración de aerosoles y en la vegetación, ejercen una influencia sobre el clima; se considera que la principal causa del cambio climático para el próximo siglo, será la debida a los gases que producen efecto invernadero.

El ozono, además de su papel como un gas que produce efecto invernadero, desempeña también otra función sumamente importante: absorbe fuertemente la radiación ultravioleta proveniente del Sol. Debido a que esta radiación es muy dañina para la vida, la modificación de la capa de ozono, por parte de la actividad humana, es un aspecto de gran preocupación ac-

El ozono, además de su papel como un gas que produce efecto invernadero, desempeña también otra función sumamente importante: absorbe fuertemente la radiación ultravioleta proveniente del Sol.

tualmente. Este tema –tanto por la extensión que requiere una explicación amplia, como por su importancia– será tratado en otro artículo.

Es importante considerar cómo responde el sistema climático a cambios iniciales en la temperatura del aire comparativamente pequeños, que toman lugar sobre territorios extensos. Por ejemplo, el albedo en las regiones cubiertas con hielo y nieve es, en promedio, aproximadamente dos veces mayor que aquel de las regiones no cubiertas de hielo o nieve. Entonces, la cobertura de hielo reduce apreciablemente la absorción de la radiación solar y, como resultado, baja la temperatura del aire en la región congelada. Por lo tanto, la cobertura de hielo no es solamente la consecuencia de condiciones climáticas frías, sino también, en alguna extensión, la causa de ellas. En este contexto, una reducción del área congelada puede producir un calentamiento climático, lo cual a su vez reduciría aún más el área congelada[3].

RESULTADOS OBTENIDOS CON MODELOS CLIMATICOS

Se han publicado diversos estudios de experimentos con modelos climáticos; su propósito es determinar la forma mediante la cual el sistema climático responde a un aumento del dióxido de carbono (o a una acción equivalente, en la cual se considera el efecto combinado de los gases que producen efecto invernadero). Como lo menciona Rowntree[18] se han realizado dos tipos de experimentos: experimentos de "equilibrio" y experimentos "transitorios". En los experimentos de "equilibrio", se pregunta: ¿qué tan caliente será el clima para un incremento dado del dióxido de carbono, cuando se alcanza el equilibrio –con el océano y la atmósfera calentados a esa temperatura de equilibrio–[7]. En un experimento "transitorio" la pregunta es diferente: ¿cómo cambiará el clima conforme el dióxido de carbono incrementa gradualmente y el océano se calienta lentamente desde la superficie hacia abajo?

Debido a que es muy costoso realizar experimentos con modelos en los que la atmósfera y el océano están acoplados, se utilizan frecuentemente modelos en los cuales se incluyen la atmósfera, la tierra y un océano que consiste de una capa de 50 m, suficiente para representar la variación de la temperatura cerca de la superficie. Estos modelos permiten estudiar la respuesta para la condición de equilibrio, incluyendo el papel que juegan varios mecanismos de realimentación, que actúan para aumentar o disminuir la respuesta radiativa al calentamiento de los gases en trazas. Entre tales mecanismos están[18]:

a) el incremento en la concentración del vapor de agua conforme la temperatura aumenta; como el vapor de agua es también un gas que produce efecto invernadero, esto incrementa el calentamiento;
b) el decrecimiento en la cobertura de hielo y nieve asociado con el calentamiento; esto también (como se mencionó anteriormente) aumenta el calentamiento, ya que decrece la reflectividad de la superficie (el albedo);
c) los efectos de las nubes, los cuales varían en formas diferentes en modelos diferentes, dependiendo de los métodos de representarlas y de estimar sus propiedades radiativas[11, 16].

En lo que respecta a la situación equivalente a duplicar el valor del dióxido de carbono precedente al año 1900, la cual se podría dar cerca de mediados del próximo siglo, los experimentos con los modelos sugieren lo siguiente[12, 13, 14, 17, 18, 19]:

Un aumento de la temperatura media mundial en superficie de 1,5 a 4,5 K provocaría un ascenso de 20 a 140 cm en el nivel del mar, lo cual tendría efectos directos importantes en las zonas costeras y en los estuarios.

1) Un aumento de la temperatura media mundial en superficie de 1,5 a 4,5 K; esto provocaría un ascenso de 20 a 140 cm en el nivel del mar[13], lo cual tendría efectos directos importantes en las zonas costeras y en los estuarios. Se ha mencionado también el intervalo entre 3,5 y 5,2 K para el aumento de la temperatura media mundial en superficie[4, 19]. Rowntree[18] señala que –aunque la respuesta básica es un calentamiento global promedio de cerca de 1,2 K, para una duplicación de dióxido de carbono– la inclusión del vapor de agua y de las realimentaciones debidas a la nieve-hielo incrementan la respuesta a cerca de 2,2 K, mientras que las realimentaciones debidas a las nubes la pueden incrementar a 5K, o reducirla a menos de 2 K.

La Figura 5 muestra la evolución estimada de la temperatura media mundial en superficie, obtenida tanto con modelos que consideran solo la capa superficial de los océanos, como con modelos que consideran la respuesta retardada de los océanos reales. Como se puede notar, hay una diferencia marcada entre las dos curvas. Se puede estimar un tiempo de retardo característico para que el clima mundial responda a una duplicación del dióxido de carbono atmosférico. Este período representa un retraso en la respuesta de todo el sistema climático, en comparación con la respuesta relativamente rápida, obtenida cuando se considera solo la capa superficial de los océanos. Se han sugerido valores para dicho tiempo de retardo característico, los cuales están entre 10 y 100 años[4].

2) Un aumento de la temperatura de la superficie en el Artico de 6 a 7 K[14].

3) Una disminución de la temperatura media mundial de la estratosfera superior (por encima de los 30 km) de 6 a 10 K[12]; entre 20 y 30 km, la disminución es de 2 a 8 K[14].

4) Un aumento de la temperatura de la superficie en los trópicos menor de 2 K[12, 14].

5) Una disminución de la humedad del suelo en la parte central de los continentes, alrededor de la latitud 35-50°, especialmente en primavera y en ve-

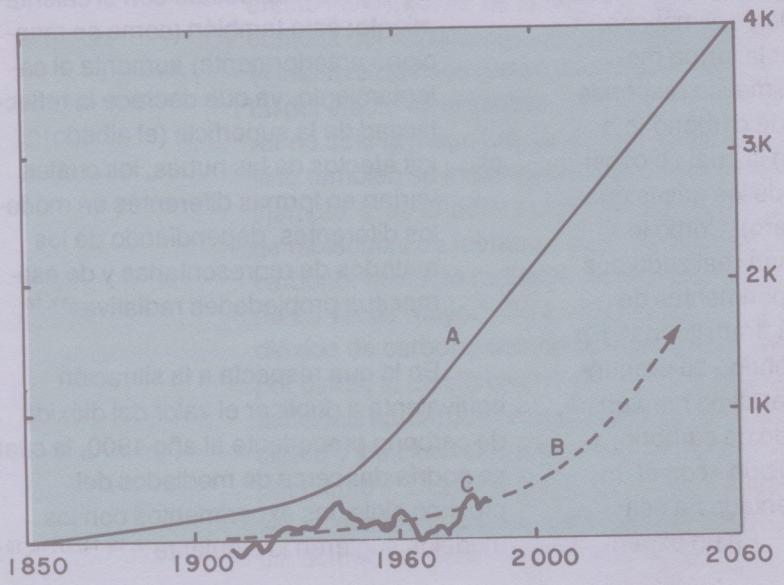

FIGURA 5. Evolución estimada de la temperatura media mundial en superficie, suponiendo un aumento lineal del calentamiento, debido a los gases invernadero, equivalente a duplicar la concentración preindustrial de dióxido de carbono hacia el año 2060. A: calentamiento estimado del clima considerando solo la capa superficial de los océanos; B respuesta retardada considerando los océanos reales; C: medias móviles reales de cinco años de la temperatura media mundial (debido a Hansen y Lebedoff, 1988: Geophysical Research Letters 15(4) p. 323-326). Tomada del ***Boletín de la OMM*** *39(1): p. 37, 1990.*

Los modelos climáticos actuales no pueden proporcionar estimaciones fiables de los cambios climáticos en una escala regional.

rano; algún aumento en la humedad del suelo en los subtrópicos[12].

Los modelos climáticos actuales no pueden proporcionar estimaciones fiables de los cambios climáticos en una escala regional[4]. En cuanto a estos cambios climáticos regionales, la declaración de una conferencia del PNUMA/OMM/CIUC sobre el tema (celebrada en Villach, Austria, en octubre de 1985) señala:

> *No se ha podido todavía proceder a la modelación segura de los cambios climáticos a escala regional. No obstante, las diferencias entre los valores correspondientes a las regiones y las medias mundiales muestran que el recalentamiento podría ser más importante en las latitudes elevadas que en las regiones tropicales hacia finales del otoño y durante el invierno; que la escorrentía normal media podría aumentar en latitudes elevadas y las sequías estivales ser más frecuentes en los continentes situados en las latitudes medias del Hemisferio Norte. En las regiones tropicales, los aumentos de temperatura deberían ser inferiores al aumento medio mundial, pero sus repercusiones sobre los ecosistemas y sobre el hombre podrían acarrear consecuencias más graves. Hay el riesgo de que la evapotranspiración potencial se intensifique en la zona tropical, en su conjunto, y de que las precipitaciones de origen convectivo aumenten en las regiones tropicales húmedas[13].*

Como se puede apreciar, la magnitud del problema es tal que se requiere de la cooperación internacional, para implementar medidas que regulen el impacto del hombre en el clima y, en general, en el medio ambiente.

LITERATURA CITADA

1. Agee, E. M. *Present climatic cooling and a proposed causative mechanism.* **Bull. Amer. Meteorol.** Soc. 61(11): 1356-1367. 1980.

2. Bergman, K. H., A. D. Hecht y S. H. Schneider. *Climatic models.* **Physics Today** 34(10): 44-51. 1981

3. Budyko, M. I. *The future climate.* **EOS** 53(10): 868-874. 1972.

4. *Cambio climático. Una declaración del conocimiento actual y de las prioridades de investigación en el PMIC.* **Boletín de la OMM.** 39(1): 34-38. 1990.

5. Dickinson, R. E., ed. **The Geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions.** Wiley, New York, 1987.

6. *El estado actual y las tendencias recientes del clima del mundo.* **Boletín de la OMM** 39(1): 27-30. 1990.

7. Fernández, W.; R. E. Chacón y J. W. Melgarejo. *Modifications of air flow due to the formation of a reservoir.* **Journal of Climate and Applied Meteorology** 25: 982-988. 1986.

8. Goody, R. M. y J. C. G. Walter. **Atmospheres.** Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 150 p., 1972.

9. Hansen, J. y S. Lebedoff. *Global surface air temperatures: update through*

1987. **Geophysical Research Letters** 15(4): 323-326. 1988.

10. Henderson-Seller, A.; R. E. Dicksinson y M. F. Wilson. *Tropical deforestation: important processes for climate models.* **Climatic Change** 13(1): 43-67. 1988.

11. Ingram, W. J. *Modelling cloud feedbacks on climate change.* **Weather** 44: 303-311. 1989.

12. Kellogg, W. E. *Identificación del cambio climático inducido por el aumento del anhídrido carbónico y otros gases en trazas en la atmósfera.* **Boletín de la OMM** 32(1): 26-37. 1983.

13. *La función del anhídrido carbónico y de otros gases que producen efecto de invernadero sobre las variaciones climáticas y las repercusiones de estas variaciones.* **Boletín de la OMM** 35(2): 137-141. 1986.

14. Manabe, S. y R. T. Wetherald. *On the distribution of climate change resulting from an increase in CO_2 content of the atmosphere.* **J. Atmos. Sci.** 37: 99-118. 1980.

15. *On the assessment of the role of CO_2 on climate variations and their impact.* **World Climate Programme,** Geneva, 1981.

16. Ramanathan, V.; B. R. Barkstrom y E. Harrison. *Climate and the Earth's radiation budget.* **Physics Today** 42(5): 22-32. 1989.

17. Rowland, F. S. y I. S. A. Isaksen, eds. **The Changing Atmosphere.** Wiley, New York, 1988.

18. Rowntree, P. R. *Estimates of future climatic change over Britain. Part 1: Mechanisms and models.* **Weather** 45(2): 38-42. 1990.

19. Rowntree, P. R. *Estimates of future climate change over Britain. Part 2: Results.* **Weather** 45(3): 79-89. 1990. ■