



Congreso Nacional del Medio Ambiente
Cumbre del Desarrollo Sostenible

COMUNICACIÓN TÉCNICA

Modelización de la influencia de diversos factores sobre el cambio climático

Autor: Antonio María de la Cruz Ramos

Institución: particular

E-mail: antxondlc@gmail.com



RESUMEN:

La lucha contra el cambio climático es una necesidad para poder mantener tanto el actual estilo de vida del primer mundo como muchas de las zonas donde se desarrolla. Dicha lucha requiere no sólo identificar los factores que influyen en el cambio climático, sino también cuantificar la influencia de cada uno. Así, se hace necesario desarrollar modelos que, incluyendo parámetros y variables que describan los diferentes factores, permitan evaluar el cambio de temperatura, nubosidad, precipitaciones, vientos y corrientes marinas, o ciclones tropicales, al modificar uno o varios de ellos. El complejo funcionamiento del sistema climático y la dificultad de su predicción radican en gran medida en que todo factor y variable climática influye en los demás, de forma que modificar uno induce cambios en varios de los otros, lo que a su vez induce nuevos cambios en cascada. A veces, uno de estos cambios inducidos corresponde a la variable o al factor modificado inicialmente, generándose así las trascendentales realimentaciones positivas y negativas. En este sentido, gran parte de los efectos del cambio climático (no sólo los nuevos valores de las variables climáticas, sino también sequías, inundaciones, desaparición o desplazamiento de especies animales y vegetales, proliferación de enfermedades infecciosas, etc.) son consecuencia del calentamiento global, y por tanto puede resultar suficiente estudiar la influencia de todos los factores y variables sobre la temperatura. Para ello, un modelo de balance de energía (MBE) que evalúe, incluidas realimentaciones, cómo influyen sobre ella diversos factores (contenido atmosférico de gases invernadero y aerosoles, humedad, nubosidad, tipo de suelo, radiación solar) supone una herramienta de fácil manejo que requiere poca potencia de cálculo, y que permite por ejemplo estudiar el efecto del aumento de gases invernadero por quemar combustibles fósiles, o de vapor de agua por utilizar hidrógeno como combustible, o diseñar mecanismos para adaptarse al cambio climático o mitigarlo. Se ha implementado en Excel un MBE cerodimensional que predice la temperatura media terrestre en función de los factores mencionados. El modelo muestra que, considerando el aumento de gases invernadero como la causa principal del actual ritmo de calentamiento, no se reproduce la temperatura de épocas pasadas cercanas y lejanas, haciendo pensar en factores quizá más importantes, como la influencia de la actividad solar en la nubosidad al modificar la radiación cósmica sobre la baja atmósfera.



1 - INTRODUCCIÓN

La lucha contra el cambio climático es una necesidad para poder mantener tanto el actual estilo de vida del primer mundo como muchas de las zonas donde se desarrolla.

Dicha lucha requiere no sólo identificar los factores que influyen en el clima, sino también cuantificar la influencia de cada uno de ellos. Así, se hace necesario desarrollar modelos de simulación climática que, de acuerdo con las leyes físicas e incluyendo parámetros y variables que describen los diferentes factores que afectan al clima, permiten evaluar mediante técnicas computacionales el cambio de la temperatura, la nubosidad, las precipitaciones, los vientos y las corrientes marinas, o los ciclones tropicales, al modificar uno o varios de esos factores. De esta forma, los modelos hacen posible entender las alteraciones del clima en el pasado, o prever cambios futuros consecuencia de la modificación de variables climáticas por motivos naturales o por la actividad humana.

El complejo funcionamiento del sistema climático y la dificultad de su predicción radican en gran medida en que todo factor y variable climática influye en los demás, de forma que modificar uno induce cambios en varios de los otros, lo que a su vez induce nuevos cambios en cascada. A veces, uno de estos cambios inducidos corresponde a la variable o al factor modificado inicialmente, generándose así las trascendentales realimentaciones positivas y negativas. La forma de tener en cuenta con detalle toda esta complejidad para predecir el clima y su evolución es mediante modelos de circulación general (MCG), normalmente tridimensionales (dividen la atmósfera en celdas definidas por su latitud, longitud y altitud) y muy complicados, ya que resuelven explícitamente las ecuaciones físicas de conservación de la energía, del momento y de la masa en cada celda, dando la evolución temporal de las variables. Por su propia naturaleza y detalle, los MCG's requieren enormes potencia de cálculo y tiempo de computación. Es más, si con este tipo de modelos se pretende realizar predicciones a pequeña escala geográfica, resultan tiempos de cálculo de varias décadas, lo que convierte a tales predicciones en inabordables e inútiles (FIC, 2005). La Fundación para la Investigación del Clima (FIC, <http://www.ficlima.org/>) tiene en marcha actualmente varios proyectos haciendo uso del "downscaling" para obtener, a partir de resultados de baja resolución de MCG's (escala espacial de 200 ó 400 km, y tiempo de computación de varias semanas), nuevos resultados de alta resolución geográfica (a nivel local), si bien la propia Fundación prevé un plazo de varios años para obtener resultados.

Sin embargo, gran parte de los efectos del cambio climático (no sólo los nuevos valores de las variables climáticas, sino también sequías, inundaciones, desaparición o desplazamiento de especies animales y vegetales, proliferación de enfermedades infecciosas, etc.) son consecuencia del calentamiento global, y por tanto puede resultar suficiente estudiar la influencia de todos los factores y variables sobre la temperatura. Para ello, un modelo de balance de energía (MBE) que evalúe, incluidas realimentaciones, cómo influyen sobre la temperatura diversos factores (contenido atmosférico de ozono estratosférico, agua, gases invernadero y aerosoles, humedad, nubosidad, tipo de suelo, radiación solar) supone una herramienta de fácil manejo que requiere poca potencia de cálculo.

Los MBE's son de los más sencillos dentro de los modelos estadísticos, que a su vez son mucho más simples y ágiles en cuanto a tiempo de cálculo que los MCG's, ya que trabajan con expresiones parametrizadas de las variables promediadas en grandes zonas o a gran escala: si se promedia para toda la Tierra en su conjunto, se habla de modelo cerodimensional; si la Tierra se divide en zonas o franjas latitudinales, se habla de modelo unidimensional; y si la Tierra se divide en una cuadrícula según la latitud y la



longitud de cada zona, se habla de modelo bidimensional. Además, el modelo puede incluir o no la evolución temporal de las variables predichas.

Los MBE's proporcionan la temperatura en la superficie del planeta para cada zona a partir del balance energético en ella entre la radiación total (solar y terrestre) absorbida y la radiación terrestre emitida, teniendo en cuenta para ello la reflectividad (el albedo) de nubes, atmósfera y suelo, la advección o transporte horizontal de calor, y el efecto invernadero de la atmósfera.

En este trabajo se ha implementado en Excel un MBE cerodimensional sin evolución temporal (un modelo de equilibrio, por tanto) que permite estudiar la sensibilidad del clima terrestre (en particular de la temperatura global terrestre) a los cambios naturales o antropogénicos de ciertas variables climatológicas fundamentales como la radiación solar (potencia emitida, distancia Sol - Tierra), la nubosidad, el tipo de suelo (albedo, emisividad), o el contenido de los componentes atmosféricos más influyentes en el clima (H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O y aerosoles). El modelo considera además la realimentación negativa entre temperatura, contenido atmosférico de agua y nubosidad, y posibilita obtener conclusiones referentes a otras realimentaciones, como por ejemplo la existente entre temperatura y tipo de suelo (deshielo, deforestación, desertización por sequía progresiva, ...).

Así por ejemplo, el modelo permite por un lado estudiar el efecto del aumento de gases invernadero por quemar combustibles fósiles, o del aumento de vapor de agua por utilizar hidrógeno como combustible, y por otro lado diseñar mecanismos para adaptarse al cambio climático o mitigarlo. Asimismo, hace posible comprender algunas alteraciones del clima en el pasado, y prever cambios futuros.

Además, el modelo muestra que, considerando el aumento de gases invernadero como la causa principal del actual ritmo de calentamiento, no se reproduce la temperatura de épocas pasadas cercanas y lejanas, haciendo pensar en factores quizá más importantes, como la influencia de la actividad solar en la nubosidad al modificar la radiación cósmica sobre la baja atmósfera.

2 - DESCRIPCIÓN DEL MBE CERODIMENSIONAL

Dado que sólo se pretende obtener la temperatura global terrestre y estudiar la influencia sobre ella de las variables mencionadas anteriormente, el modelo no tiene en cuenta ni la inclinación del eje de rotación terrestre respecto a la Eclíptica, ni el movimiento de rotación del planeta. Sin embargo, sí permite variar la distancia entre el Sol y la Tierra para considerar en cierto modo el movimiento de traslación de ésta alrededor de aquél, y poder estimar así las diferencias estacionales de temperatura a nivel global planetario.

Si se realizan medidas de las temperaturas del aire y de la corteza terrestre (suelo firme, agua líquida, hielo, ...) en un mismo punto, en general no coinciden debido a sus diferentes conductividades térmicas y capacidades caloríficas, pudiendo observarse diferencias incluso de más de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, similares a las que se producen por el hecho de que sobre un punto incida o no directamente la radiación solar. Sin embargo, como en general en cada punto la diferencia se produce en un sentido durante el día y en el contrario durante la noche, y de forma similar en verano respecto al invierno, el modelo considera que a largo plazo el suelo y la troposfera en contacto con él se encuentran en equilibrio termodinámico y, por tanto, a la misma temperatura. Así, la temperatura $T_{\text{terrestre}}$ obtenida por el modelo es la temperatura T_{suelo} de la superficie del suelo.

El principio fundamental que se aplica en este modelo es la conservación de la energía. Cada capa atmosférica, y en particular la estratosfera y la troposfera, así como la superficie terrestre y las nubes (que el modelo considera como una capa de unas decenas de metros de espesor situada 5 km por encima del suelo), se comportan como cuerpos grises (las nubes en realidad son cuerpos negros), de forma que toda la potencia que absorbe cada uno de ellos la reemite a través de sus superficies límite. Por la Ley de Stephan - Boltzmann, la potencia reemitida por cada superficie es proporcional a su emisividad y a la cuarta potencia de su temperatura. Por la Ley de Wien y dado que esas temperaturas tienen valores entre 200 y 300 K aproximadamente, esta radiación es infrarroja, por lo que en Meteorología se denomina radiación de onda larga (en contraposición a la radiación solar, de menor longitud de onda al estar centrada en la zona visible, denominada por ello radiación de onda corta).

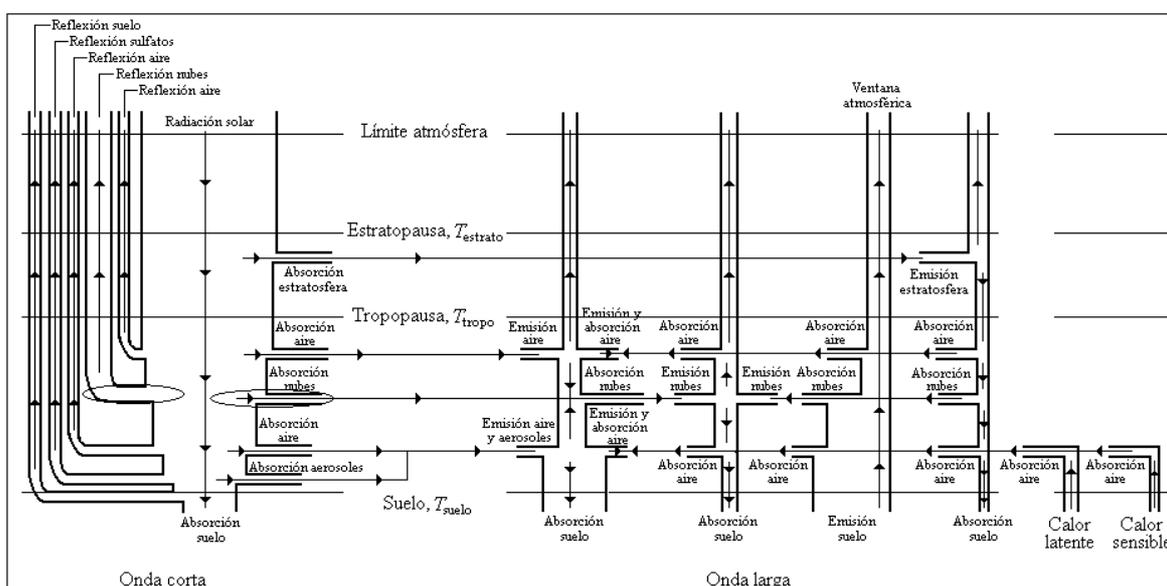


Figura 1 - Balance de energía en el suelo y en cada capa de la atmósfera

En la figura 1 puede verse el balance de energía en cada capa atmosférica (estratosfera, nubes, y aire y aerosoles troposféricos) y en la superficie terrestre. Así por ejemplo, la potencia absorbida por ésta y que se reparte aproximadamente (Aguilera, 1991; Barry, 1999; Casas, 1999; Lean, 2006) en un 16 % para producir evaporación de agua (calor latente), un 5 % para generar procesos de convección (calor sensible), y el resto para mantener la temperatura del suelo como cuerpo gris, es igual a la suma de la potencia de la radiación solar que alcanza la superficie y no es reflejada por ella, y la potencia del conjunto de radiaciones de onda larga siguientes: la emitida por la estratosfera hacia abajo y transmitida por la troposfera; la emitida por las nubes hacia abajo y transmitida por el aire y los aerosoles bajo ellas; la emitida hacia abajo por el aire situado sobre las nubes y que es transmitida por éstas y por el aire y los aerosoles bajo ellas; y la emitida hacia abajo por el aire y los aerosoles localizados bajo la capa de nubes. La radiación de onda larga absorbida por las nubes y el aire de la troposfera y reemitida hacia abajo es la causante del efecto invernadero.

A continuación se indica, incluyendo las expresiones matemáticas utilizadas, cómo se obtienen en el modelo cada una de las intensidades de radiación implicadas en el balance de energía, así como los valores de las constantes, coeficientes y parámetros necesarios. Para quien desee conocer los fundamentos del modelo sin tanto detalle, en el

texto se explica de forma cualitativa la forma de obtener dichas expresiones y valores. Quien únicamente quiera conocer los resultados obtenidos con el modelo, puede adelantarse directamente al apartado correspondiente.

2.1 - Intensidad de radiación solar

La intensidad solar incidente en el exterior de la atmósfera sobre una superficie perpendicular a los rayos de luz se denomina constante solar I_0 . Aproximadamente, su valor medio a lo largo del año 1995 (año cuyos datos, obtenidos de Barry (1999) mientras no se indique lo contrario, se utilizan de referencia en el modelo) fue 1368 W/m^2 .

Al atravesar la atmósfera o alcanzar el suelo o las nubes, la radiación solar puede ser absorbida, reflejada, dispersada o transmitida. Al tratarse de un modelo cerodimensional, el hecho de que la radiación alcance el suelo directamente o tras ser dispersada es irrelevante, por lo que sólo se tiene en cuenta cómo afectan la reflexión y la absorción a la intensidad solar transmitida por la atmósfera y que incide sobre la superficie terrestre.

Debido a que la densidad desde el límite exterior de la atmósfera hasta la estratosfera es muy pequeña, el efecto de esta zona sobre el balance de energía es despreciable (si bien su labor de filtrado de las peligrosas radiaciones cósmica y solar de alta energía es vital), pudiendo tenerse en cuenta de forma adecuada reduciendo ligeramente el valor de la constante solar, representando así las leves absorción y reflexión de radiación en esas capas atmosféricas.

2.1.1 - Intensidades solares incidente, transmitida y absorbida en la estratosfera

De la intensidad de radiación incidente en la estratosfera $I_{\text{inc estrato}} = I_0$, una parte $I_{\text{abs estrato}}$ es absorbida fundamentalmente por el ozono presente en la zona comprendida entre 15 y 35 km de altura sobre el nivel del mar. Dado que la absorción hace que la intensidad de radiación transmitida $I_{\text{trans estrato}}$ disminuya exponencialmente con la cantidad de absorbente $C_{\text{O}_3 \text{ estrato}}$, se tiene que

$$I_{\text{trans estrato}} = I_0 \cdot \exp(-\mu_{\text{abs O}_3 \text{ estrato}} \cdot C_{\text{O}_3 \text{ estrato}} / C_{\text{O}_3 \text{ estrato } 1995})$$

donde $\mu_{\text{abs O}_3 \text{ estrato}}$ es el coeficiente de absorción de radiación solar por el ozono estratosférico, y $C_{\text{O}_3 \text{ estrato } 1995}$ es el contenido de ozono en la estratosfera en 1995. En consecuencia, la intensidad de radiación absorbida en la estratosfera $I_{\text{abs estrato}}$ es

$$I_{\text{abs estrato}} = I_0 - I_{\text{trans estrato}} = I_0 \cdot (1 - \exp(-\mu_{\text{abs O}_3 \text{ estrato}} \cdot C_{\text{O}_3 \text{ estrato}} / C_{\text{O}_3 \text{ estrato } 1995}))$$

Teniendo en cuenta que en 1995 el ozono estratosférico absorbía el 3 % de la radiación solar y su cantidad era $C_{\text{O}_3 \text{ estrato } 1995} = 297$ Dobson (siendo 1 Dobson la cantidad de ozono que ocuparía una corona esférica de $10 \mu\text{m}$ de espesor de este gas sobre la superficie terrestre a 1 atm y 273 K), el coeficiente de absorción de radiación solar por el ozono estratosférico toma el valor $\mu_{\text{abs O}_3 \text{ estrato}} = 0.03046$. Si bien el contenido estratosférico de ozono varía a lo largo del año y depende de la latitud, su media anual global permaneció constante hasta 1979 (Casas, 1999), mientras que a partir de entonces se ha observado un decrecimiento que en la región antártica es muy acusado, en las latitudes medias del hemisferio norte es del orden de un 4 % cada década, y en la zona ecuatorial es prácticamente nulo.

2.1.2 - Intensidades solares incidente, transmitida, reflejada y absorbida en la troposfera

Evidentemente, la radiación de onda corta que incide sobre el exterior de la troposfera es la radiación solar transmitida por la estratosfera. Conforme esta radiación atraviesa la

troposfera, una parte es reflejada hacia el espacio exterior principalmente por las nubes, el vapor de agua y los aerosoles de sulfato presentes en ella, sin producir ningún efecto; otra parte es absorbida fundamentalmente por el vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y los aerosoles presentes en la troposfera; y la parte restante es transmitida hasta la superficie terrestre.

Por simplicidad, el modelo considera que todas las nubes se encuentran a unos 5 km de altura formando una estrecha capa o corona esférica de unas decenas de metros de espesor que cubren una cierta fracción de cielo, fracción denominada nubosidad. Por tanto, la radiación solar encuentra primero el aire situado entre la tropopausa y la capa de nubes, a continuación atraviesa dicha capa de nubes, y por fin incide sobre el aire y los aerosoles situados entre las nubes y el suelo. Considerando el descenso exponencial de la presión con la altitud, la ecuación de estado en función de la densidad, y el descenso vertical de temperatura en la troposfera según el gradiente estático vertical medio, es sencillo obtener la expresión que muestra la dependencia de la densidad del aire con la altura. Integrando esta expresión para toda la troposfera (desde 0 hasta 11 km, altura media de la tropopausa), para la zona bajo la capa de nubes (desde 0 hasta 5 km), y para la zona sobre la capa de nubes (desde 5 hasta 11 km), se obtiene que la fracción f_{debajo} de masa troposférica por debajo de la capa de nubes es 0.58902, mientras que la fracción f_{encima} por encima de dicha capa es 0.41098. Éstos son los valores utilizados en el modelo cuando son necesarios.

2.1.2.1 - Intensidades solares incidente, transmitida, reflejada y absorbida en el aire situado por encima de la capa de nubes

Tanto la absorción como la reflexión debidas a cada componente atmosférico hacen que la intensidad $I_{\text{trans encima}}$ transmitida por el aire hasta la capa de nubes disminuya exponencialmente con la cantidad del componente en esta zona. Si las cantidades en toda la troposfera son $C_{\text{H}_2\text{O vapor}}$ para el vapor de agua (que habitualmente es el 96 % de la cantidad total de agua $C_{\text{H}_2\text{O total}}$) y C_{CO_2} para el CO_2 , la cantidad de cada uno de ellos por encima de la capa de nubes es la correspondiente de las anteriores multiplicada por f_{encima} . Por tanto, dicha intensidad $I_{\text{trans encima}}$ viene dada por

$$I_{\text{trans encima}} = I_{\text{trans estrato}} \cdot \exp(-f_{\text{encima}} \cdot (\sum \mu_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995} + \mu_{\text{ref H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}}))$$

donde

$$\sum \mu_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995} \equiv \mu_{\text{abs H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}} + \mu_{\text{abs CO}_2} \cdot C_{\text{CO}_2} / C_{\text{CO}_2 1995}$$

Y $\mu_{\text{abs H}_2\text{O vapor}}$ y $\mu_{\text{abs CO}_2}$ son respectivamente los coeficientes de absorción de radiación solar por el vapor de agua y el CO_2 , $\mu_{\text{ref H}_2\text{O vapor}}$ es el coeficiente de reflexión de radiación solar en el vapor de agua, y $C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}}$ y $C_{\text{CO}_2 1995}$ son respectivamente las cantidades de vapor de agua y CO_2 en 1995.

Si sólo se considera la disminución de intensidad por reflexión en el vapor de agua, se tiene que la suma de las intensidades transmitida $I_{\text{trans encima}}$ y absorbida $I_{\text{abs encima}}$ es

$$I_{\text{trans encima}} + I_{\text{abs encima}} = I_{\text{trans estrato}} \cdot \exp(-f_{\text{encima}} \cdot \mu_{\text{ref H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}})$$

de forma que para conocer la intensidad $I_{\text{abs encima}}$ absorbida por el aire sobre la capa de nubes, basta restar $I_{\text{trans encima}}$ a esta cantidad, y para obtener la intensidad $I_{\text{ref encima}}$ reflejada en el aire sobre la capa de nubes, basta restar $I_{\text{trans encima}} + I_{\text{abs encima}}$ a la intensidad incidente $I_{\text{trans estrato}}$.

2.1.2.2 - Intensidades solares incidente, transmitida, reflejada y absorbida en la capa de nubes

Las fracciones de radiación reflejada R , absorbida A y transmitida T por una nube quedan bien representadas en función de su espesor X_{nube} por las curvas de la figura 2, obtenidas de datos de Barry (1999), que se pueden ajustar mediante las siguientes expresiones:

$$T = (1 + X_{nube}(m)/37)^{-1.2} \quad R = 18 \cdot (1 - T)/19 \quad A = 1 - R - T$$

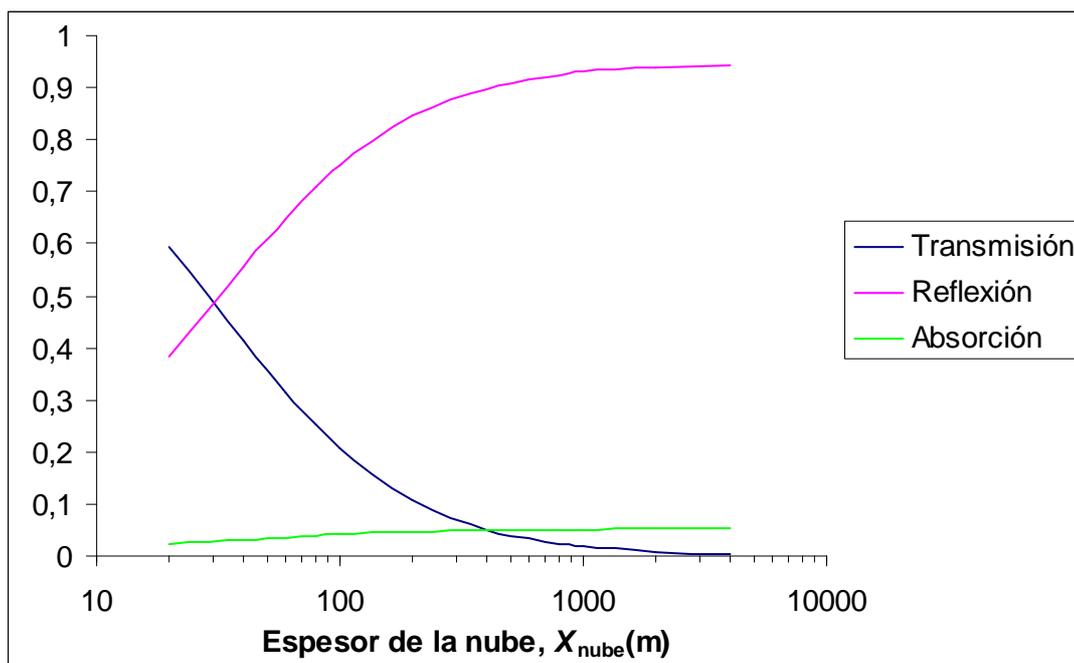


Figura 2 - Fracciones de radiación solar transmitida, reflejada y absorbida por las nubes

El conjunto de todas las nubes, o nube global, cubre una cierta fracción de cielo f_{nube} llamada nubosidad, mientras que la fracción restante $1 - f_{nube}$ permanece despejada. Ambas zonas en conjunto forman lo que el modelo denomina capa de nubes. Por tanto, de toda la radiación solar que incide sobre la capa de nubes procedente de la parte alta de la troposfera, sólo sufre reflexión y absorción la que incide sobre la fracción de cielo cubierto, de forma que la intensidad de radiación $I_{trans\ nubes}$ transmitida por la capa de nubes viene dada por

$$I_{trans\ nubes} = I_{trans\ encima} \cdot (1 - f_{nube} + f_{nube} \cdot T)$$

mientras que la intensidad $I_{ref\ nubes}$ reflejada por esta capa es

$$I_{ref\ nubes} = I_{trans\ encima} \cdot f_{nube} \cdot R$$

y la intensidad $I_{abs\ nubes}$ absorbida por ella es

$$I_{abs\ nubes} = I_{trans\ encima} \cdot f_{nube} \cdot A$$

La nube global contiene el 4 % de la cantidad total $C_{H_2O\ total}$ de agua atmosférica, y su espesor X_{nube} puede considerarse proporcional a su contenido de agua. Teniendo en cuenta que la nubosidad global es aproximadamente el 62 %, y que en 1995 el albedo y la absorción en la nube global eran respectivamente el 20 % y el 3 % (porcentajes referidos a la constante solar, como en todo albedo, no a la intensidad incidente sobre la

capa de nubes, en cuyo caso se hablaría de coeficiente de reflexión o de fracción reflejada), el modelo considera para su espesor la expresión

$$X_{\text{nube}} = 22 \cdot 0.04 \cdot C_{\text{H}_2\text{O total}} / (0.04 \cdot C_{\text{H}_2\text{O total 1995}}) = 22 \cdot C_{\text{H}_2\text{O total}} / C_{\text{H}_2\text{O total 1995}}$$

donde $C_{\text{H}_2\text{O total 1995}} = 2.5 \text{ cm}$ es la cantidad total de agua en la atmósfera en 1995 (siendo 1 cm el agua correspondiente a 1 cm de precipitación líquida), y el factor 22 se toma para ajustar lo máximo posible el albedo y la absorción en las nubes a los valores mencionados de 1995.

2.1.2.3 - Intensidades solares incidente, transmitida, reflejada y absorbida en el aire y los aerosoles situados por debajo de la capa de nubes

Si C_{aerosol} y C_{sulfato} son respectivamente las cantidades de aerosoles en general y de aerosoles de sulfato en particular en la capa sucia, la intensidad $I_{\text{trans debajo}}$ transmitida hasta la superficie terrestre por el aire y los aerosoles situados bajo la capa de nubes viene dada por

$$I_{\text{trans debajo}} = I_{\text{trans nubes}} \cdot \exp(-(\sum \mu_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995} + \sum \mu_{\text{ref } i} \cdot C_i / C_{i 1995}))$$

donde

$$\sum \mu_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995} \equiv f_{\text{debajo}} \cdot (\mu_{\text{abs H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}} + \mu_{\text{abs CO}_2} \cdot C_{\text{CO}_2} / C_{\text{CO}_2 1995}) + \mu_{\text{abs aerosol}} \cdot C_{\text{aerosol}} / C_{\text{aerosol 1995}}$$

$$\sum \mu_{\text{ref } i} \cdot C_i / C_{i 1995} \equiv f_{\text{debajo}} \cdot \mu_{\text{ref H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}} + \mu_{\text{ref sulfato}} \cdot C_{\text{sulfato}} / C_{\text{sulfato 1995}}$$

y $\mu_{\text{abs aerosol}}$ es el coeficiente de absorción de radiación solar por los aerosoles, $\mu_{\text{ref sulfato}}$ es el coeficiente de reflexión de radiación solar en los aerosoles de sulfato, y $C_{\text{aerosol 1995}}$ y $C_{\text{sulfato 1995}}$ son respectivamente las cantidades de aerosoles en general y aerosoles de sulfato en particular en 1995.

De nuevo, si sólo se considera la disminución de intensidad por reflexión en el vapor de agua y en los aerosoles de sulfato, se tiene que la suma de las intensidades transmitida $I_{\text{trans debajo}}$ y absorbida $I_{\text{abs debajo}}$ es

$$I_{\text{trans debajo}} + I_{\text{abs debajo}} = I_{\text{trans nubes}} \cdot \exp(-\sum \mu_{\text{ref } i} \cdot C_i / C_{i 1995})$$

de forma que, para conocer la intensidad $I_{\text{abs debajo}}$ absorbida por el aire y los aerosoles bajo la capa de nubes, basta restar $I_{\text{trans debajo}}$ a esta cantidad, y para obtener la intensidad $I_{\text{ref debajo}}$ reflejada en el aire y los aerosoles bajo la capa de nubes, basta restar $I_{\text{trans debajo}} + I_{\text{abs debajo}}$ a la intensidad incidente $I_{\text{trans nubes}}$.

Los valores de los coeficientes de absorción y reflexión se obtienen teniendo en cuenta que en 1995 el vapor de agua absorbía el 12 % y reflejaba el 2 % de la radiación solar, los aerosoles ($C_{\text{aerosol 1995}} = 12 \mu\text{g}/\text{m}^3$) absorbían el 2 %, el CO_2 ($C_{\text{CO}_2 1995} = 358 \text{ ppm}$) absorbía el 1 %, y los aerosoles de sulfato ($C_{\text{sulfato 1995}} = 2.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) reflejaban el 1 % de dicha radiación. Así, los valores resultantes son $\mu_{\text{abs H}_2\text{O vapor}} = 0.16597$, $\mu_{\text{abs CO}_2} = 0.01484$, $\mu_{\text{abs aerosol}} = 0.03420$, $\mu_{\text{ref H}_2\text{O vapor}} = 0.02548$ y $\mu_{\text{ref sulfato}} = 0.01500$.

2.1.3 - Intensidades solares incidente, reflejada y absorbida en la superficie

Análogamente a lo explicado anteriormente, la radiación solar que incide sobre el suelo es la radiación de onda corta transmitida por la troposfera. De ella, una parte es reflejada por el suelo hacia el espacio exterior, y el resto es absorbido en la superficie produciendo bien evaporación, bien convección, o bien manteniendo la temperatura del suelo. La intensidad $I_{\text{ref suelo}}$ reflejada por el suelo hacia el espacio exterior es



$$I_{\text{ref suelo}} = \alpha_m \cdot I_{\text{trans debajo}}$$

donde α_m es el coeficiente de reflexión medio de la superficie terrestre, cuyo valor puede obtenerse teniendo en cuenta que, debido al tipo de superficie en cada punto del planeta, el albedo global del suelo en 1995 era el 8 %. En consecuencia, la intensidad $I_{\text{abs suelo}}$ de la radiación que procedente del Sol es absorbida por la superficie es

$$I_{\text{abs suelo}} = (1 - \alpha_m) \cdot I_{\text{trans debajo}}$$

2.2 - Radiación de onda larga. Efecto invernadero. Temperatura terrestre de equilibrio

Como se menciona anteriormente, la temperatura de la superficie terrestre (que se toma como la temperatura de equilibrio buscada por el modelo) se obtiene igualando la potencia que emite como cuerpo gris y el 79 % de la potencia total que absorbe, ya que el 16 % de ésta última se invierte en producir evaporación, y el restante 5 % en generar convección. Esta potencia total absorbida por la superficie es la suma de la potencia de radiación solar que alcanza la superficie y no es reflejada por ésta, la potencia de radiación de onda larga emitida hacia abajo por la estratosfera como cuerpo gris y transmitida por la troposfera (nubes, aire y aerosoles), la potencia de radiación de onda larga emitida hacia abajo por las nubes como cuerpo negro y transmitida por el aire y los aerosoles bajo ellas, la potencia de radiación de onda larga emitida como cuerpo gris hacia el suelo por el aire y los aerosoles bajo las nubes, y la potencia de radiación de onda larga emitida hacia abajo como cuerpo gris por el aire que se encuentra sobre la capa de nubes y que es transmitida por éstas y por el aire y aerosoles bajo ellas hasta el suelo. La radiación de onda larga que procedente de nubes, aire y aerosoles es absorbida por el suelo es la causante del efecto invernadero.

A su vez, la emisión de onda larga por el aire y los aerosoles de la troposfera es consecuencia de la absorción por ellos de radiación solar por un lado, de radiación de onda larga procedente de la estratosfera, de las nubes, de la propia troposfera y del suelo por otro, y de la liberación del calor latente invertido en evaporar agua y del calor sensible dedicado a generar procesos de convección por otro.

Por fin, la radiación de onda larga emitida por las nubes es consecuencia de la absorción por ellas de radiación solar por un lado, y de radiación de onda larga procedente de la estratosfera, del aire y los aerosoles de la troposfera, y del suelo por otro.

2.2.1 - Emisión de onda larga desde la estratosfera

La radiación solar absorbida por la estratosfera es reemitida de forma dispersa hacia arriba a través de la estratopausa y hacia abajo a través de la tropopausa. Teniendo en cuenta que $I_{\text{abs estrato}}$ es la intensidad de radiación solar perpendicular al rayo de Sol absorbida por la estratosfera, la potencia solar absorbida por ésta es $I_{\text{abs estrato}} \cdot \pi \cdot R_T^2$, donde por simplicidad se considera el radio de la estratopausa igual al radio R_T de la Tierra (en adelante, se lleva a cabo esta misma simplificación para las superficies de todas las capas atmosféricas). Sin embargo, la radiación emitida hacia arriba, de intensidad $I_{\text{estrato arriba}}$, lo es por toda la superficie esférica de la estratopausa, siendo por tanto la potencia emitida hacia arriba $I_{\text{estrato arriba}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2$. Análogamente, si la intensidad emitida hacia abajo es $I_{\text{estrato abajo}}$, la potencia emitida hacia abajo es $I_{\text{estrato abajo}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2$.

El balance energético en la estratosfera resulta ser

$$I_{\text{abs estrato}} \cdot \pi \cdot R_T^2 = I_{\text{estrato arriba}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 + I_{\text{estrato abajo}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \Leftrightarrow$$

$$I_{\text{abs estrato}}/4 = I_{\text{estrato arriba}} + I_{\text{estrato abajo}}$$

Por cada superficie se emite una potencia proporcional a su emisividad y a la cuarta potencia de su temperatura. Como la composición atmosférica es similar en ambas superficies, se puede considerar que las dos presentan la misma emisividad. Por otro lado, la temperatura de la estratopausa T_{estrato} tiene un valor aproximado de 271 K, mientras que la de la tropopausa T_{tropo} es de unos 216 K (en consecuencia, ambas radiaciones son infrarrojas, como el resto de emisiones terrestres, denominadas por ello de onda larga en Meteorología), aunque ambas dependen de varios factores tales como la propia temperatura del suelo. Por lo tanto, la fracción de radiación emitida por la estratosfera hacia arriba y devuelta al espacio exterior es $T_{\text{estrato}}^4 / (T_{\text{estrato}}^4 + T_{\text{tropo}}^4)$, que para las temperaturas mencionadas toma el valor 0.71246, mientras que la fracción emitida hacia abajo y que alcanza la troposfera es $T_{\text{tropo}}^4 / (T_{\text{estrato}}^4 + T_{\text{tropo}}^4)$, que toma el valor 0.28754.

El modelo considera los valores hallados para las fracciones emitidas hacia arriba y hacia abajo, es decir,

$$I_{\text{estrato arriba}} = 0.71246 \cdot I_{\text{abs estrato}}/4 \qquad I_{\text{estrato abajo}} = 0.28754 \cdot I_{\text{abs estrato}}/4$$

si bien en realidad estos coeficientes son variables al depender de la composición atmosférica, la humedad, la nubosidad, la temperatura del suelo, etc., y por tanto estrictamente desempeñan un cierto papel en los procesos de realimentación climática.

2.2.2 - Radiación de onda larga en la troposfera

2.2.2.1 - Radiación de onda larga en la capa de nubes

Además de la radiación solar absorbida por las nubes que ya se ha estudiado, esta capa absorbe radiación de onda larga procedente de la estratosfera, del aire y los aerosoles troposféricos, y del suelo, de forma que el total de esta radiación es reemitido de modo disperso hacia arriba y hacia abajo.

La absorción de radiación de onda larga por la nube hace que, si es I_i la intensidad incidente en una de sus superficies (la superior o la inferior), la intensidad que transmite disminuya exponencialmente con el espesor de nube X_{nube} atravesado. Por tanto, la intensidad media I_{trans} transmitida por la capa de nubes resulta ser

$$I_{\text{trans}} = I_i \cdot (1 - f_{\text{nube}} + f_{\text{nube}} \cdot \exp(-\mu'_{\text{abs nube}} \cdot X_{\text{nube}})) \equiv I_i \cdot (1 - f_{\text{nube}} \cdot (1 - C)) \equiv I_i \cdot (1 - D)$$

donde por un lado $\mu'_{\text{abs nube}}$ es el coeficiente de absorción de radiación de onda larga por las nubes, cuyo valor 0.10466 m^{-1} se obtiene considerando que en 1995 las nubes absorbiesen el 90 % de la radiación de este tipo que las alcanzaba, y por otro lado se ha utilizado la notación $C \equiv \exp(-\mu'_{\text{abs nube}} \cdot X_{\text{nube}})$ y $D \equiv f_{\text{nube}} \cdot (1 - C)$ para simplificar ésta y las siguientes expresiones, haciéndolas así más comprensibles. La intensidad media I_{abs} absorbida por la capa de nubes es por tanto

$$I_{\text{abs}} = I_i - I_{\text{trans}} = I_i \cdot D$$

El balance energético en la capa de nubes resulta ser

$$I_{\text{abs nubes}}/4 + (I_{\text{estrato abajo}} \cdot B_{\text{encima}} + 2 \cdot I_{\text{tropo a nubes}} + I_{\text{suelo}} \cdot B_{\text{debajo}}) \cdot D = I_{\text{nubes arriba}} + I_{\text{nubes abajo}}$$

donde, de nuevo por simplicidad, se definen $B_{\text{encima}} \equiv \exp(-f_{\text{encima}} \cdot \sum \mu'_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995})$ y $B_{\text{debajo}} \equiv \exp(-f_{\text{debajo}} \cdot \sum \mu'_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i 1995})$ como se explica en el siguiente subapartado 2.2.2.2, y donde $I_{\text{tropo a nubes}}$, estudiada también en el siguiente subapartado, es la intensidad de radiación emitida desde el aire y los aerosoles troposféricos hacia las nubes; $I_{\text{suelo}} \cdot B_{\text{debajo}}$, estudiada en los siguientes apartados, es la intensidad de radiación emitida por el suelo y transmitida por el aire y los aerosoles situados bajo las nubes hasta la capa formada por

éstas; e $I_{\text{nubes arriba}}$ e $I_{\text{nubes abajo}}$ son respectivamente las intensidades de radiación emitidas por la capa de nubes hacia arriba y hacia abajo.

Al ser las nubes cuerpos negros de pequeño espesor (unas decenas de metros) según el modelo, sus superficies superior e inferior están a la misma temperatura, y por tanto las intensidades emitidas hacia arriba y hacia abajo son iguales.

2.2.2.2 - Radiación de onda larga en el aire y los aerosoles

El conjunto formado por el aire de la troposfera situado por encima de la capa de nubes, y al aire y los aerosoles que se encuentran por debajo de ella, constituye un cuerpo gris que absorbe, además del total de la radiación solar que ya se ha estudiado, radiación de onda larga procedente de la estratosfera, de las nubes, del suelo, y de la parte de él mismo situada al otro lado de la capa de nubes. El total de esta radiación, junto con el calor latente de vaporización y el calor sensible de convección, es reemitido de modo disperso, hacia arriba a través de la tropopausa, hacia abajo al suelo, y hacia las nubes.

La absorción de radiación de onda larga fundamentalmente por el vapor de agua, el CO_2 , el CH_4 , el N_2O y el O_3 troposféricos hace que, si es I_i la intensidad incidente sobre el aire situado encima o debajo de la capa de nubes, las intensidades respectivas $I_{\text{trans encima}}$ e $I_{\text{trans abajo}}$ transmitidas por ellos disminuyan exponencialmente con la cantidad en ellos de los gases mencionados. Resulta por tanto que

$$I_{\text{trans encima}} = I_i \cdot B_{\text{encima}} \qquad I_{\text{trans debajo}} = I_i \cdot B_{\text{debajo}}$$

donde el sumatorio que incluyen las expresiones de B_{encima} y B_{debajo} introducidas en el subapartado anterior es

$$\sum \mu'_{\text{abs } i} \cdot C_i / C_{i \text{ 1995}} \equiv \mu'_{\text{abs H}_2\text{O vapor}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O vapor}} / C_{\text{H}_2\text{O vapor 1995}} + \mu'_{\text{abs CO}_2} \cdot C_{\text{CO}_2} / C_{\text{CO}_2 \text{ 1995}} + \mu'_{\text{abs O}_3 \text{ tropo}} \cdot C_{\text{O}_3 \text{ tropo}} / C_{\text{O}_3 \text{ tropo 1995}} + \mu'_{\text{abs CH}_4} \cdot C_{\text{CH}_4} / C_{\text{CH}_4 \text{ 1995}} + \mu'_{\text{abs N}_2\text{O}} \cdot C_{\text{N}_2\text{O}} / C_{\text{N}_2\text{O 1995}}$$

Y $\mu'_{\text{abs H}_2\text{O vapor}}$, $\mu'_{\text{abs CO}_2}$, $\mu'_{\text{abs CH}_4}$, $\mu'_{\text{abs N}_2\text{O}}$ y $\mu'_{\text{abs O}_3 \text{ tropo}}$ (cuyos valores se determinan del modo explicado en el siguiente apartado) son respectivamente los coeficientes de absorción de radiación de onda larga por el vapor de agua, el CO_2 , el CH_4 , el N_2O y el O_3 troposféricos, y $C_{\text{O}_3 \text{ tropo}}$, C_{CH_4} , $C_{\text{N}_2\text{O}}$, $C_{\text{O}_3 \text{ tropo 1995}}$, $C_{\text{CH}_4 \text{ 1995}}$ y $C_{\text{N}_2\text{O 1995}}$ son respectivamente las cantidades de O_3 , CH_4 y N_2O en la troposfera en el modelo y en 1995. Las intensidades $I_{\text{abs encima}}$ e $I_{\text{abs debajo}}$ absorbidas respectivamente encima y debajo de la capa de nubes son por tanto

$$I_{\text{abs encima}} = I_i - I_{\text{trans encima}} = I_i \cdot (1 - B_{\text{encima}}) \qquad I_{\text{abs debajo}} = I_i - I_{\text{trans debajo}} = I_i \cdot (1 - B_{\text{debajo}})$$

El balance energético en el aire y los aerosoles resulta ser

$$I_{\text{latente}} + I_{\text{sensible}} + (I_{\text{abs encima}} + I_{\text{abs debajo}})/4 + I_{\text{estrato abajo}} \cdot (1 - B_{\text{encima}} + B_{\text{encima}} \cdot (1 - D) \cdot (1 - B_{\text{debajo}})) + I_{\text{nubes arriba}} \cdot (1 - B_{\text{encima}}) + I_{\text{nubes abajo}} \cdot (1 - B_{\text{debajo}}) + I_{\text{suelo}} \cdot (1 - B_{\text{debajo}} + B_{\text{debajo}} \cdot (1 - D) \cdot (1 - B_{\text{encima}})) + f_{\text{nube}} \cdot I_{\text{tropo a nubes}} \cdot C \cdot (2 - B_{\text{encima}} - B_{\text{debajo}}) = I_{\text{tropo a estrato}} + I_{\text{tropo abajo}} + 2 \cdot f_{\text{nube}} \cdot I_{\text{tropo a nubes}}$$

donde I_{latente} e I_{sensible} son respectivamente las intensidades de radiación invertidas en producir evaporación y convección, I_{suelo} es la intensidad de radiación emitida por el suelo como cuerpo gris (se estudia en el siguiente apartado), e $I_{\text{tropo a estrato}}$, $I_{\text{tropo abajo}}$ e $I_{\text{tropo a nubes}}$ son respectivamente las intensidades de radiación emitidas por aire y aerosoles hacia arriba por la estratopausa, hacia abajo por el suelo, y hacia la nube global por toda su superficie ($2 \cdot f_{\text{nube}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2$ en este último caso).

De nuevo, por cada una de estas tres superficies se emite una intensidad proporcional a su emisividad y a la cuarta potencia de su temperatura. Por idéntica razón que en la estratosfera, la emisividad de todas las superficies puede considerarse la misma. Por su

parte, la temperatura del suelo T_{suelo} es cercana a 288 K ($\equiv T_{\text{suelo}}$), mientras que la de las nubes T_{nubes} , que el modelo considera a 5 km de altura, es aproximadamente 255 K si se toma un gradiente estático vertical medio de -6.5 K/km. El modelo utiliza estos valores para estimar la relación entre esas tres intensidades emitidas por el aire y los aerosoles troposféricos, aunque evidentemente tales cocientes dependen de la composición atmosférica, la humedad, la nubosidad, etc., participando en los procesos de realimentación climática (de hecho, determinar el valor de T_{suelo} es el objetivo del modelo).

2.2.3 - Radiación de onda larga en el suelo. Temperatura terrestre de equilibrio

El suelo absorbe, además de la radiación solar que ya se ha estudiado, radiación de onda larga procedente de la estratosfera, de las nubes, y del aire y los aerosoles de la troposfera. De esta radiación, las fracciones $f_{\text{latente}} = 0.16$, $f_{\text{sensible}} = 0.05$ y $f_{\text{radiación}} = 0.79$ se invierten respectivamente en calor latente para vaporizar agua superficial, calor sensible que genera procesos de convección, y radiación de onda larga reemitida hacia arriba por el suelo como cuerpo gris a temperatura T_{suelo} , cuya intensidad I_{suelo} es

$$I_{\text{suelo}} = \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{suelo}}^4$$

donde $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$ es la constante de Stephan - Boltzmann, y ε_m es la emisividad media del suelo (aproximadamente 0.925 en 1995 teniendo en cuenta la emisividad y la proporción de cada tipo de superficie en ese momento).

El balance de energía en el suelo resulta ser

$$I_{\text{abs suelo}}/4 + (I_{\text{estrato abajo}} \cdot B_{\text{encima}} \cdot (1 - D) + f_{\text{nube}} \cdot I_{\text{tropo a nubes}} \cdot C + I_{\text{nubes abajo}} \cdot B_{\text{debajo}} + I_{\text{tropo abajo}} = I_{\text{suelo}} + I_{\text{latente}} + I_{\text{sensible}}$$

A partir del sistema de ecuaciones que forman el conjunto de expresiones obtenidas para las diferentes intensidades, junto con las mencionadas proporciones que guardan varias de ellas entre sí, la expresión de la intensidad emitida por el suelo que se obtiene es

$$I_{\text{suelo}} = (-Q \cdot I_{\text{abs suelo}}/4 + (B_{\text{encima}} + B_{\text{debajo}} \cdot (1 - Q) - 2) \cdot I_{\text{abs nubes}}/8 - (I_{\text{abs encima}} + I_{\text{abs debajo}})/4 + (D \cdot B_{\text{encima}}^2/2 - 1 - (1 - Q) \cdot B \cdot (D/2 - 1)) \cdot I_{\text{estrato abajo}})/(L_{\text{debajo}} \cdot (1 - Q) + B \cdot (D/2 - 1))$$

donde $L_{\text{debajo}} \equiv 1 + (f_{\text{latente}} + f_{\text{sensible}})/f_{\text{radiación}} - B_{\text{debajo}}^2 \cdot D/2$, $Q \equiv (1 + (T_{\text{tropo}}/T_{\text{suelo}})^4 + f_{\text{nube}} \cdot (B_{\text{encima}} + B_{\text{debajo}}) \cdot (T_{\text{nubes}}/T_{\text{suelo}})^4)/(1 + f_{\text{nube}} \cdot B_{\text{debajo}} \cdot (T_{\text{nubes}}/T_{\text{suelo}})^4)$, y $B \equiv B_{\text{encima}} \cdot B_{\text{debajo}} = \exp(-\sum \mu'_{\text{abs } i} \cdot C_i/C_{i \text{ 1995}})$.

De esta forma, la expresión que se obtiene para la temperatura del suelo T_{suelo} , que como se menciona al comienzo de la descripción del modelo, es la que éste considera como temperatura terrestre $T_{\text{terrestre}}$ de equilibrio, es

$$T_{\text{terrestre}} = T_{\text{suelo}} = (I_{\text{suelo}}/(\varepsilon_m \cdot \sigma))^{1/4}$$

Una vez que se dispone de la expresión para la temperatura, pueden determinarse los valores de los coeficientes de absorción de radiación terrestre por el vapor de agua, el CO₂, el CH₄, el N₂O y el O₃ troposféricos utilizados en el modelo considerando que en 1995, año en que los contenidos respectivos de estos gases fueron 2.4 cm, 358 ppm, 1720 ppmm, 312 ppmm y 30 ppmm, la temperatura global terrestre fue de 288 K gracias a que, considerando que el efecto invernadero la aumentaba en 33 K, aproximadamente 21 K se debían al agua atmosférica, 7 K al CO₂, 2 K al O₃, 2 K al CH₄, y 1 K al N₂O. Con ello, los valores resultantes son $\mu'_{\text{abs H}_2\text{O vapor}} = 0.53200$, $\mu'_{\text{abs CO}_2} = 0.25400$, $\mu'_{\text{abs O}_3 \text{ tropo}} = 0.08500$, $\mu'_{\text{abs CH}_4} = 0.08500$, y $\mu'_{\text{abs N}_2\text{O}} = 0.04700$.

Conviene mencionar no obstante que otros autores atribuyen el 95 % (Duffy, 2008) e

incluso al menos el 96 % (Jaworowski, 2004) del Efecto Invernadero al agua, limitando la contribución del dióxido de carbono al 3 % (Jaworowski, 2004; Ellingson, 1991). En la sección de resultados se discuten las implicaciones que conllevaría el hecho de que estos valores fueran correctos, y su coherencia o no con las temperaturas observadas.

Por fin, merece la pena disponer de la expresión para la intensidad I_{ventana} de la ventana atmosférica, o radiación que, procedente del suelo, es transmitida por la atmósfera hasta el espacio exterior. Dicha expresión es

$$I_{\text{ventana}} = I_{\text{suelo}} \cdot (1 - D) \cdot B$$

2.2.4 - Realimentación negativa debida a la dependencia del contenido atmosférico de agua con la temperatura

El contenido atmosférico de agua se debe a que ciertos procesos aportan vapor de agua a la atmósfera (evaporación, transpiración de los seres vivos, actividad industrial, transporte motorizado, ...), mientras que en otros la atmósfera pierde parte del agua que contiene (precipitación a niveles global y local, advección a nivel local). Si las entradas de agua en la troposfera superan a las salidas, el contenido atmosférico de agua aumenta, mientras que si las salidas superan a las entradas, ese contenido disminuye. Cuando las entradas igualan a las salidas, como sucede en una atmósfera en equilibrio, el contenido troposférico total de agua $C_{\text{H}_2\text{O total}}$ tiene un valor constante, mayor cuanto mayor es la temperatura, ya que se produce más evaporación (como se ha mencionado, en 1995, en que la temperatura global terrestre fue $T_{1995} = 288 \text{ K}$, el contenido de agua en la troposfera era $C_{\text{H}_2\text{O total } 1995} = 2.5 \text{ cm}$). Si la variación de un parámetro o una variable produce un cambio de la temperatura terrestre, inmediatamente cambia la evaporación y con ella el contenido de agua, por lo que vuelve a modificarse la temperatura, y así sucesivamente hasta que se alcanza un nuevo equilibrio. Como se verá más adelante, según el modelo, al aumentar $C_{\text{H}_2\text{O total}}$ disminuye la temperatura y viceversa, por lo que ésta es una realimentación negativa que tiende a suavizar el clima.

A continuación se describen los dos métodos utilizados en el modelo para calcular esta realimentación. Cada uno de ellos presenta ciertas características que limitan su aplicabilidad o que hacen recomendable el uso de uno u otro dependiendo del caso estudiado.

a) Método 1:

Este primer método considera que la tasa D_{activ} de emisión de agua a la atmósfera en procesos diferentes a la evaporación permanece constante. En tal caso, para determinar los valores de equilibrio de $C_{\text{H}_2\text{O total}}$ y de $T_{\text{terrestre}}$ como consecuencia del cambio de algún parámetro o variable, puede tenerse en cuenta que, en general, la humedad relativa varía de forma inversamente proporcional a la temperatura durante las horas de luz diurna, tendiendo a ser menor al inicio de la tarde y mayor por la noche (Barry, 1999). Como por un lado la humedad relativa $H_{\text{rel}}(T)$ a temperatura T se obtiene a partir de las humedades absoluta $H_{\text{abs}}(T)$ y de saturación $H_{\text{sat}}(T)$ a dicha temperatura mediante la expresión

$$H_{\text{rel}}(T) = H_{\text{abs}}(T)/H_{\text{sat}}(T)$$

y por otro lado las humedades de saturación $H_{\text{sat}}(T)$ y $H_{\text{sat}}(T_0)$ a temperaturas T y T_0 están relacionadas por la ecuación de Clausius - Clapeyron

$$H_{\text{sat}}(T)/H_{\text{sat}}(T_0) = \exp(-(1/T - 1/T_0) \cdot L_i/R)$$

donde $L_i = 41839 \text{ J/mol}$ y $R = 8.314 \text{ J/mol}\cdot\text{K}$, se concluye que

$$H_{rel}(T) = A/T = H_{abs}(T)/H_{sat}(T) \Rightarrow$$

$$H_{abs}(T) = H_{rel}(T) \cdot H_{sat}(T) = (A/T) \cdot H_{sat}(T) = (A/T) \cdot H_{sat}(T_0) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_0) \cdot L_i/R) =$$

$$(T_0/T) \cdot H_{abs}(T_0) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_0) \cdot L_i/R)$$

donde A es la constante de proporcionalidad entre $H_{rel}(T)$ y $1/T$. Como para cualquier temperatura T se cumple que por definición $H_{abs}(T)$ y $C_{H_2O \text{ vapor}}(T)$ son proporcionales, y $C_{H_2O \text{ vapor}}(T) = 0.96 \cdot C_{H_2O \text{ total}}(T)$, la expresión anterior también se cumple para los contenidos totales de agua $C_{H_2O \text{ total}}(T)$ y $C_{H_2O \text{ total}}(T_0)$, resultando así que

$$C_{H_2O \text{ total}}(T) = (T_0/T) \cdot C_{H_2O \text{ total}}(T_0) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_0) \cdot L_i/R)$$

Por lo tanto, una vez hallada la temperatura de equilibrio en unas condiciones determinadas, y tomando para T_0 y $C_{H_2O \text{ total}}(T_0)$ los valores de 1995 (respectivamente $T_{1995} = 288 \text{ K}$ y $C_{H_2O \text{ total } 1995} = 2.5 \text{ cm}$), esta expresión proporciona el contenido total de agua en la troposfera correspondiente a dicha temperatura. A su vez, este nuevo valor del contenido de agua cambia la temperatura de equilibrio; a esta nueva temperatura de equilibrio le corresponde un nuevo contenido de agua, y así sucesivamente puede hallarse la pareja de valores de estas dos variables compatibles entre sí. Ésta es la temperatura terrestre de equilibrio consecuencia de la modificación de cualquier parámetro en los casos en que este método es aplicable.

La tabla 1 muestra para Enero y Julio de 1956 la temperatura media en cada hemisferio y en el planeta completo junto a los correspondientes contenidos de agua medidos y predichos por este método 1. La comparación entre contenidos a una misma temperatura muestra muy buena concordancia entre ellos, especialmente al considerar el planeta en total, ya que estrictamente el modelo sólo es aplicable a nivel global.

Mes	Zona planetaria	$T_{\text{terrestre}}(\text{K})$	$C_{H_2O \text{ total}}(\text{cm})$	
		Globe, 2005*	Barry, 1999*	Método 1
Julio	Hemisferio Norte	293,4	3,4	3,385
	Hemisferio Sur	284,6	2,0	2,053
	Global	289,0	2,7	2,647
Enero	Hemisferio Norte	280,4	1,9	1,599
	Hemisferio Sur	289,8	2,5	2,769
	Global	285,1	2,2	2,114

Tabla 1 - Comparación de la realimentación observada entre temperatura y contenido atmosférico de agua con la predicha por el método 1

*Al corresponder los contenidos de Barry (1999) a un estudio del año 1956 y las temperaturas de Globe (2005) a otro del año 2005, se han corregido éstas restándoles la diferencia entre las temperaturas de ambos años (GISS, 2008)

En definitiva, este método 1 constituye una forma sencilla y fiel a la realidad de calcular esta realimentación siempre que el contenido atmosférico de agua no cambie permanentemente de valor porque la tasa D_{activ} de emisión de agua a la atmósfera en procesos diferentes a la evaporación sea modificada.

Sin embargo, si bien un cambio ocasional del contenido de agua que no supone cambio permanente de esa tasa D_{activ} es compensado en poco tiempo por la realimentación entre la temperatura y el contenido de agua volviéndose a la situación de equilibrio inicial, si la mencionada tasa cambia (por ejemplo, la deforestación y la desertización disminuyen la emisión por transpiración de los seres vivos, y la sustitución de los combustibles fósiles por otras fuentes de energía elimina la emisión de agua asociada a la combustión e

introduce, de existir, la asociada a la nueva fuente), se alcanza un nuevo equilibrio con un nuevo valor del contenido de agua, ya que éste no depende sólo de la temperatura, sino también de la tasa de emisión. Como se ha explicado, esta posibilidad no queda contemplada por este método 1.

b) Método 2:

Este segundo método se introduce para poder estudiar situaciones como las referidas anteriormente en que la tasa de emisión de agua a la atmósfera D_{activ} se modifica. Se basa en el mencionado equilibrio entre entradas y salidas de agua a la troposfera.

La masa de agua $dm_{\text{H}_2\text{O evap}}$ evaporada en el tiempo dt desde la superficie terrestre, de área $4 \cdot \pi \cdot R_T^2$, se obtiene a partir de la intensidad de energía I_{latente} dedicada a tal fin mediante la ecuación

$$dm_{\text{H}_2\text{O evap}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}} = I_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \cdot dt$$

donde $C_{\text{vap H}_2\text{O}}$ es el calor latente de vaporización del agua, cuyo valor si bien disminuye aproximadamente 0.5 cal/g al aumentar la temperatura 1 °C, dado que ésta siempre es cercana a 15 °C, por simplicidad puede tomarse siempre igual al valor para dicha temperatura, que es 587.5 cal/g = 2448 J/g. De lo explicado en el apartado 2.2.3 anterior se deduce que

$$I_{\text{latente}} = I_{\text{suelo}} \cdot f_{\text{latente}} / f_{\text{radiación}} = \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} / f_{\text{radiación}}$$

por lo que para la masa de agua evaporada se obtiene la expresión

$$dm_{\text{H}_2\text{O evap}} = \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \cdot dt / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}})$$

que pone de manifiesto su dependencia con la temperatura terrestre.

Para convertir esta o cualquier otra masa de agua en contenido atmosférico, basta recordar que por la definición de cm de agua dada en el subapartado 2.1.2.2, es suficiente dividir la masa entre el producto de la densidad del agua líquida $\rho_{\text{H}_2\text{O líq}}$ y el área de la superficie terrestre (de nuevo, tomar la densidad del agua como constante e igual a la densidad a 15 °C, $\rho_{\text{H}_2\text{O líq}} = 0.999126 \text{ g/cm}^3$, supone un error despreciable, menor del 0.3 % en este caso). Por tanto, la relación entre la masa de agua evaporada $dm_{\text{H}_2\text{O evap}}$ y el aumento de contenido atmosférico de agua correspondiente $dC_{\text{H}_2\text{O evap}}$ es

$$dm_{\text{H}_2\text{O evap}} = 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}} \cdot dC_{\text{H}_2\text{O evap}}$$

de forma que el aumento de contenido atmosférico de agua por evaporación viene dado por

$$dC_{\text{H}_2\text{O evap}} = \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot dt / (f_{\text{radiación}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}})$$

Aunque el agua emitida a la atmósfera en la transpiración de los seres vivos también depende de la temperatura, el modelo considera que la evaporación es el único proceso que presenta dicha dependencia, de forma que la masa de agua $dm_{\text{H}_2\text{O activ}}$ emitida en dt en el conjunto de actividades y procesos diferentes al de evaporación es proporcional al tiempo considerado, es decir,

$$dm_{\text{H}_2\text{O activ}} = D_{\text{activ}} \cdot dt$$

donde el coeficiente de proporcionalidad D_{activ} es la tasa de emisión de agua en estos procesos. Su valor $D_{\text{activ 1995}}$ en la conocida situación de equilibrio de 1995 se obtiene más adelante.

Por tanto, la masa total de agua $dm_{\text{H}_2\text{O emit}}$ emitida a la atmósfera en el conjunto de

procesos es

$$dm_{\text{H}_2\text{O emit}} = dm_{\text{H}_2\text{O activ}} + dm_{\text{H}_2\text{O evap}} = (D_{\text{activ}} + \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}})) \cdot dt$$

Por su parte, la masa de agua $dm_{\text{H}_2\text{O precip}}$ que precipita en dt es proporcional a dicho tiempo y a la humedad relativa $H_{\text{rel}}(T)$, de forma que

$$dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -\lambda' \cdot H_{\text{rel}}(T) \cdot dt$$

donde el signo negativo hace referencia a que la masa total de agua disminuye en este proceso, y λ' es la constante de proporcionalidad. Recordando la relación

$$H_{\text{rel}}(T) = H_{\text{abs}}(T) / H_{\text{sat}}(T)$$

y la ecuación de Clausius - Clapeyron

$$H_{\text{sat}}(T) / H_{\text{sat}}(T_0) = \exp(-(1/T - 1/T_0) \cdot L_i / R)$$

ya utilizadas al describir el método 1, junto a que por definición

$$H_{\text{abs}}(T) = 0.96 \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} / \text{Vol}_{\text{atm}}$$

donde $m_{\text{H}_2\text{O total}}$ es la masa total de agua en la atmósfera y Vol_{atm} el volumen de atmósfera que ocupa, se tiene que

$$dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -\lambda' \cdot H_{\text{rel}}(T) \cdot dt = -\lambda' \cdot (H_{\text{abs}}(T) / H_{\text{sat}}(T)) \cdot dt = -\lambda' \cdot 0.96 \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot dt / (\text{Vol}_{\text{atm}} \cdot H_{\text{sat}}(T_{1995}) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i / R))$$

de manera que la masa de agua $dm_{\text{H}_2\text{O precip}}$ que precipita en dt a una temperatura T es proporcional a la masa total $m_{\text{H}_2\text{O total}}$ de agua en la atmósfera

$$dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -\lambda(T) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot dt$$

donde

$$\lambda(T) \equiv 0.96 \cdot \lambda' / (\text{Vol}_{\text{atm}} \cdot H_{\text{sat}}(T_{1995}) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i / R)) \equiv \lambda(T_{1995}) \cdot \exp((1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i / R)$$

es la constante de proporcionalidad, cuyo valor depende de la temperatura, y que suele expresarse como se explica a continuación. La variación de masa atmosférica de agua $dm_{\text{H}_2\text{O total}}$ en el total de procesos es $dm_{\text{H}_2\text{O emit}} + dm_{\text{H}_2\text{O precip}}$. Si no hubiera aportaciones de agua a la atmósfera, es decir, si $dm_{\text{H}_2\text{O emit}} = 0$, se tendría que

$$dm_{\text{H}_2\text{O total}} = dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -\lambda(T) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot dt$$

ecuación cuya integración proporciona el habitual decaimiento exponencial

$$m_{\text{H}_2\text{O total}}(t) = m_{\text{H}_2\text{O total}}(t_0) \cdot e^{-\lambda(T) \cdot (t - t_0)}$$

que indica que, en este caso particular, si en un instante determinado t_0 la masa total de agua es $m_{\text{H}_2\text{O total}}(t_0)$, en un instante t posterior (es decir, transcurrido un tiempo $t - t_0$ desde ese instante t_0) la masa total habría decaído hasta el valor $m_{\text{H}_2\text{O total}}(t)$. En expresiones de este tipo es habitual utilizar, en lugar de la constante $\lambda(T)$, el tiempo de vida media $t_{1/2}(T)$, que es aquél en el que la masa se reduciría a la mitad en esta situación de aportaciones nulas, es decir, el que cumple que

$$m_{\text{H}_2\text{O total}}(t_0 + t_{1/2}(T)) = m_{\text{H}_2\text{O total}}(t_0) / 2 = m_{\text{H}_2\text{O total}}(t_0) \cdot e^{-\lambda \cdot t_{1/2}(T)}$$

de donde se deduce fácilmente que la relación entre $\lambda(T)$ y $t_{1/2}(T)$ es

$$\lambda(T) = \ln 2 / t_{1/2}(T)$$

quedando por tanto la expresión para la masa de agua que precipita en dt de la forma

$$dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -(\ln 2/t_{1/2}(T)) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot dt$$

o, equivalentemente,

$$dC_{\text{H}_2\text{O precip}} = -(\ln 2/t_{1/2}(T)) \cdot C_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot dt$$

donde $dC_{\text{H}_2\text{O precip}}$ es la disminución del contenido de agua debida a la precipitación. El valor $t_{1/2 1995}$ de $t_{1/2}(T)$ en 1995 se obtiene a partir de los datos del equilibrio atmosférico de dicho año, ya que en tales estados de equilibrio todos los valores atmosféricos permanecen constantes, y en particular la tasa de precipitación $dC_{\text{H}_2\text{O precip}}/dt$ y el contenido de agua $C_{\text{H}_2\text{O total}}$. Según datos del Instituto Goddard para Estudios del Espacio (GISS) disponibles en la página Web http://data.giss.nasa.gov/precip_cru/graphs/, en 1995 la tasa media de precipitación fue $(dC_{\text{H}_2\text{O precip}}/dt)_{1995} = -2.63 \text{ mm/día} = -96 \text{ cm/año}$, lo que junto a $C_{\text{H}_2\text{O total } 1995} = 2.5 \text{ cm}$ proporciona para $t_{1/2 1995}$ el valor

$$t_{1/2 1995} = -C_{\text{H}_2\text{O total } 1995} \cdot \ln 2 / (dC_{\text{H}_2\text{O precip}}/dt)_{1995} = 0.01805 \text{ años} = 6.59 \text{ días}$$

Este resultado se encuentra en muy buen acuerdo con los aproximadamente 10 días de tiempo de residencia $t_{\text{residencia}}$ del agua en la atmósfera, ya que éste es el tiempo medio que una molécula de agua permanece en ella, y su expresión es

$$t_{\text{residencia}} = -C_{\text{H}_2\text{O total}} / (dC_{\text{H}_2\text{O precip}}/dt) = 1/\lambda = t_{1/2}(T) / \ln 2$$

que para $t_{1/2}(T) = t_{1/2 1995} = 6.59 \text{ días}$ toma el valor $t_{\text{residencia}} = 9.51 \text{ días}$. El tiempo de vida media $t_{1/2}(T)$ a cualquier otra temperatura T se obtiene de la relación anterior

$$\lambda(T) \equiv \lambda(T_{1995}) \cdot \exp((1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R) \Leftrightarrow t_{1/2}(T) = t_{1/2 1995} \cdot \exp(-(1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R)$$

de manera que masa y contenido atmosférico de agua perdidos por la atmósfera en forma de precipitación a dicha temperatura toman las expresiones

$$dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = -(\ln 2/t_{1/2 1995}) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot \exp((1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R) \cdot dt$$

$$dC_{\text{H}_2\text{O precip}} = -(\ln 2/t_{1/2 1995}) \cdot C_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot \exp((1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R) \cdot dt$$

En equilibrio atmosférico, la suma de emisiones y pérdidas es nula, de forma que

$$dm_{\text{H}_2\text{O emit}} + dm_{\text{H}_2\text{O precip}} = 0 \Leftrightarrow$$

$$D_{\text{activ}} + \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}}) = (\ln 2/t_{1/2 1995}) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total}} \cdot \exp((1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R) \Rightarrow$$

$$(t_{1/2 1995}/\ln 2) \cdot (D_{\text{activ}} + \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}})) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R) \Leftrightarrow$$

$$C_{\text{H}_2\text{O total}} = (t_{1/2 1995}/\ln 2) \cdot (D_{\text{activ}} / (4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}}) + \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{\text{terrestre}}^4 \cdot f_{\text{latente}} / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}})) \cdot \exp(-(1/T - 1/T_{1995}) \cdot L_i/R)$$

Estas dos últimas expresiones permiten obtener los valores de equilibrio de la masa y del contenido totales de agua en la atmósfera a temperatura $T_{\text{terrestre}}$ siempre que se conozca la tasa de emisión de agua en el conjunto de procesos diferentes a la evaporación $D_{\text{activ}} = dm_{\text{H}_2\text{O activ}}/dt$ en tales condiciones de equilibrio. Así, en las condiciones de equilibrio de 1995, el valor $D_{\text{activ } 1995}$ de esta tasa es

$$D_{\text{activ } 1995} = (\ln 2/t_{1/2 1995}) \cdot m_{\text{H}_2\text{O total } 1995} - \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{1995}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}}) = - (dm_{\text{H}_2\text{O precip}}/dt)_{1995} - \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{1995}^4 \cdot f_{\text{latente}} \cdot 4 \cdot \pi \cdot R_T^2 / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}}) = 9.03 \cdot 10^{18} \text{ g/año} \Leftrightarrow$$

$$D_{\text{activ } 1995} / (4 \cdot \pi \cdot R_T^2 \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}}) = (\ln 2/t_{1/2 1995}) \cdot C_{\text{H}_2\text{O total } 1995} - \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{1995}^4 \cdot f_{\text{latente}} / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O líq}}) =$$

$$-(dC_{H_2O \text{ precip}}/dt)_{1995} - \epsilon_m \cdot \sigma \cdot T_{1995}^4 \cdot f_{\text{latente}} / (f_{\text{radiación}} \cdot C_{\text{vap H}_2\text{O}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O liq}}) = 1.771 \text{ cm/año}$$

valores que implican que más del 98 % del agua que llega a la atmósfera lo hace por evaporación. Como se verá más adelante, sólo una pequeña parte del 2 % restante es de origen antrópico, por lo que su influencia sobre la temperatura en este aspecto es despreciable. Este valor $D_{\text{activ } 1995}$ de D_{activ} puede utilizarse siempre que se considere que la emisión de agua a la atmósfera en procesos diferentes a la evaporación no se ha modificado respecto a 1995, de forma que el diferente contenido atmosférico de agua sólo se debe al cambio en la evaporación por ser la temperatura diferente. En caso de cambio forzado de dicho contenido por modificación de alguno de los otros procesos que aportan agua a la atmósfera (por ejemplo, por desforestación o por sustitución de combustibles fósiles), debe obtenerse el nuevo valor de la tasa de emisión D_{activ} .

Por tanto, una vez hallada la temperatura de equilibrio en unas condiciones determinadas (valores concretos de los contenidos atmosféricos de agua, gases y aerosoles, de la tasa de emisión de agua, de la nubosidad, de la emisividad y el coeficiente de reflexión medios del suelo, y de la constante solar), se obtiene el contenido total de agua en la troposfera correspondiente a dicha temperatura. Con este nuevo valor del contenido de agua se calcula una nueva temperatura de equilibrio, con cuyo valor vuelve a obtenerse el nuevo contenido de agua que le corresponde, y así sucesivamente hasta hallar la pareja de valores de estas dos variables compatibles entre sí. De nuevo, ésta es la temperatura que debe considerarse en todos los casos como temperatura terrestre de equilibrio consecuencia de la modificación de cualquier parámetro.

En la tabla 2 puede verse la comparación entre los contenidos de agua medidos y predichos por este método 2 para la temperatura media en cada hemisferio y en el planeta completo en Enero y Julio de 1956. El acuerdo entre predicción y medida es bueno, si bien ligeramente peor que con el método 1 (error medio de 0.221 cm con el método 2 frente a 0.130 cm con el método 1).

Mes	Zona planetaria	$T_{\text{terrestre}}(\text{K})$	$C_{\text{H}_2\text{O total}}(\text{cm})$	
		Globe, 2005*	Barry, 1999*	Método 2
Julio	Hemisferio Norte	293,4	3,4	3,709
	Hemisferio Sur	284,6	2,0	1,937
	Global	289,0	2,7	2,692
Enero	Hemisferio Norte	280,4	1,9	1,402
	Hemisferio Sur	289,8	2,5	2,856
	Global	285,1	2,2	2,011

Tabla 2 - Comparación de la realimentación observada entre temperatura y contenido atmosférico de agua con la predicha por el método 2

*Al corresponder los contenidos de Barry (1999) a un estudio del año 1956 y las temperaturas de Globe (2005) a otro del año 2005, se han corregido éstas restándoles la diferencia entre las temperaturas de ambos años (GISS, 2008)

En definitiva, este método 2 constituye una forma de calcular esta realimentación más complicada y levemente menos fiel a la realidad que el método 1, pero con la evidente ventaja de ser aplicable en todos los casos. Por ello, siempre que la tasa de emisión de agua a la atmósfera en procesos diferentes a la evaporación no cambie, o su cambio tenga una incidencia despreciable sobre la temperatura de equilibrio, se utilizará el método 1 por sus mayores sencillez y precisión.

3 - DESCRIPCIÓN DE LA HOJA EXCEL IMPLEMENTADA

En una única pantalla, como la mostrada en la figura 3, la hoja de cálculo proporciona:

- En verde y bloqueados, los valores de los parámetros y las constantes que no deben modificarse (la constante de Stephan - Boltzmann, los coeficientes de absorción y reflexión, y la tasa de emisión de agua y los contenidos atmosféricos en 1995).
- En amarillo, por un lado los valores de las variables y los parámetros que pueden modificarse (la constante solar media, la distancia del Sol a la Tierra, la emisividad y el coeficiente de reflexión medios del suelo, la nubosidad, la tasa de emisión de agua, y los contenidos atmosféricos utilizados por el modelo), para los que inicialmente la hoja muestra los valores correspondientes a 1995, y por otro lado dos campos para escribir el nombre del estudio y los comentarios que se estimen oportunos.
- En azul y bloqueados, los valores de ciertos resultados intermedios obtenidos por el modelo que no tienen un interés especial para la obtención de conclusiones (la constante solar, el espesor de las nubes, y sus coeficientes de transmisión, reflexión y absorción).
- En rosa y bloqueados, los valores de resultados intermedios obtenidos por el modelo y cuya interpretación tiene verdadero interés (las intensidades de radiación y de calores sensible y latente, y el contenido atmosférico de agua correspondiente a la temperatura terrestre obtenida por el modelo, calculado por los métodos 1 y 2).
- Por fin, en rojo y bloqueado, el valor de la temperatura terrestre global obtenido por el modelo.

Constante solar media(W/m ²)		Distancia Sol - Tierra(km)		Constante solar(W/m ²)	
1368		149597139		1368,00	
Emisividad del suelo		Constante de Stephan-Boltzmann(W/m ² K ⁴)		Reflexión en el suelo	
0,925		5,67E-08		0,145	
Coeficientes de absorción y reflexión			Cantidad de componente		
Absorción solar Absorción onda larga Reflexión solar			Modelo 1995		
H ₂ O vapor	0,16597	0,53200	0,02548	H ₂ O	2,5 2,5 cm
Ilubes		0,10466		Tasa emisión H ₂ O	1,771 1,771 cm/año
CO ₂	0,01484	0,25400		CO ₂	358 358 ppm
O ₃ estratosfera	0,03046			O ₃ estratosfera	297 297 Dobson
O ₃ troposfera		0,08500		O ₃ troposfera	30 30 ppmm
CH ₄		0,08500		CH ₄	1720 1720 ppmm
H ₂ O		0,04700		H ₂ O	312 312 ppmm
Aerosoles	0,03420			Aerosoles	12 12 µg/m ³
Sulfatos			0,01500	Sulfatos	2,5 2,5 µg/m ³
Intensidad(W/m ²) de radiación solar perpendicular al rayo			T _{terrestre} (K)		
Incidente Transmitida Reflejada Absorbida			288,00		
Estratosfera	1368,00	1326,96	0,00	41,04	
Sobre nubes	1326,96	1219,09	13,82	94,04	
Capa de nubes	1219,09	895,02	307,02	17,06	
Bajo nubes	895,02	754,56	26,46	114,00	
Suelo	754,56	0,00	109,41	645,15	
Cantidad de H ₂ O a T _{terrestre}			Método 1 Método 2		
			2,500 2,500 cm		
Nombre del estudio:			Comentarios:		
Intensidad(W/m ²) de radiación de onda larga			Calor sensible Ventana Calor latente		
Absorbida Emitida arriba Emitida abajo Emitida a nubes			22,84 58,50 73,08		
Estratosfera		7,31	2,95		
Capa de nubes	261,33	132,80	132,80		
Troposfera	302,77	68,61	216,84	133,27	
Suelo	295,45	360,82			

Figura 3 - Hoja Excel con los valores considerados y predichos por el modelo para el equilibrio del año 1995

4 - RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se presentan algunos estudios realizados utilizando el modelo implementado. Evidentemente, el modelo puede aplicarse en un gran número de otros análisis no incluidos, como la influencia de la modificación del tipo de suelo (deshielo, deforestación, desertización, diferencia entre continentes, ...), del contenido de ozono estratosférico, de la potencia de radiación solar, o de la distancia entre el Sol y la Tierra.

4.1 - Influencia de los gases invernadero. Efecto Invernadero

Antes de comenzar este estudio, conviene recordar que, si bien el ozono troposférico, el metano y el óxido nitroso sólo absorben radiación de onda larga produciendo únicamente Efecto Invernadero, el agua (nubes incluidas) y el dióxido de carbono además absorben radiación solar, y el vapor de agua incluso refleja esta radiación. Por tanto, estos últimos componentes producen efectos contrapuestos en la temperatura, calentando por un lado y enfriando por otro, de forma que cambiar sus contenidos repercute no sólo en el Efecto Invernadero, sino también en la insolación que alcanza la superficie. Si se desea estudiar solamente el Efecto Invernadero total que produce cada uno de ellos, debe hacerse nulo el coeficiente de absorción de onda larga correspondiente, y valorar la diferencia de temperatura respecto a la situación en que dicho coeficiente tiene su valor real. Como ya se ha mencionado al hallar los valores de estos coeficientes, con los contenidos atmosféricos actuales, el componente que mayor Efecto Invernadero produce es el agua, seguido de lejos por el dióxido de carbono, y más lejos aún por los otros gases. Sin embargo y según el modelo, si los contenidos de CO_2 , CH_4 , O_3 troposférico y N_2O fueran iguales (1 ppm por ejemplo), el O_3 troposférico produciría unas 4 veces mayor Efecto Invernadero que el agua y unas 11000 veces mayor que el dióxido de carbono. También el efecto del N_2O y el del CH_4 son respectivamente unas 200 y unas 70 veces mayores que el del CO_2 .

Además, debe señalarse asimismo que las causas que provocan el cambio de contenido de gases invernadero también modifican muchas veces otros parámetros, como el albedo y la emisividad de la superficie, la nubosidad o el contenido de aerosoles. A su vez, si el cambio de temperatura producido por el cambio de contenidos es grande, puede haber realimentaciones al cambiar dichos parámetros. En definitiva, la situación es complicada, y en este estudio sólo se tiene en cuenta la modificación de contenidos en sí misma, incluida la realimentación entre temperatura y contenido de agua, por ser ésta el principal componente de Efecto Invernadero.

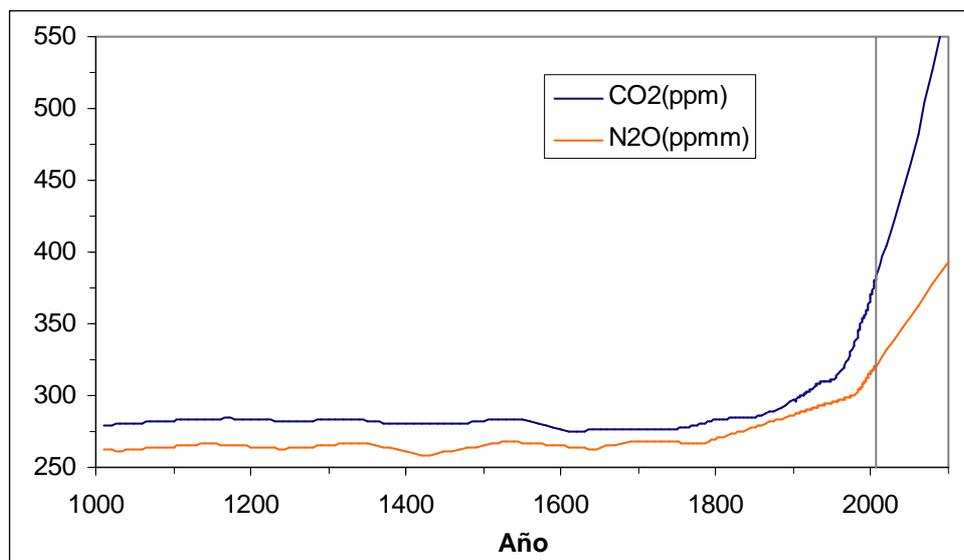


Figura 4 - Evolución de los contenidos atmosféricos de CO₂ y N₂O

Para hacer el estudio de la influencia de los gases invernadero sobre la temperatura, se han tenido en cuenta los contenidos atmosféricos en el último milenio de CO₂ (Conway, 2008; Etheridge, 1996; Tans, 2008), CH₄ (Etheridge, 1998; WDCGG, 2008a), O₃ troposférico (WDCGG, 2005 y 2008c), y N₂O (Spahni, 2005; WDCGG, 2001, 2007a, 2007b y 2008b), así como las emisiones totales antrópicas de CO₂ (Marland, 2007). Se han considerado los valores cada 10 años entre 1010 y 1750, cada 5 años entre 1750 y 1900, cada 2 años entre 1900 y 1984, y cada año entre 1984 y 2007, lo que supone 170 años en total. Para cada gas, los datos de distinta procedencia han sido reunidos normalizando por la diferencia en los intervalos de solapamiento. Los valores de N₂O de años en que no hay datos han sido obtenidos por interpolación lineal entre los disponibles. El contenido de O₃ troposférico se considera constante e igual a 30 ppmm en todo el intervalo de tiempo, ya que aunque de unos observatorios a otros los datos disponibles varían entre unas 20 y 40 ppmm, en cada uno de ellos el valor se ha mantenido en las últimas décadas constante con pequeñas fluctuaciones en el tiempo, con el referido valor medio a nivel global. A modo de ejemplo, la figura 4 muestra la evolución de los contenidos atmosféricos de CO₂ y N₂O, incluyendo la extrapolación de cada curva hasta el año 2100 obtenida con STATGRAPHICS suponiendo que se mantendrá la tendencia desde 1975 hasta dicho año 2100 (así se ha obtenido para todos los gases y emisiones excepto para el CH₄, cuya tendencia se ha considerado sólo desde 1999, año desde el que su crecimiento es muy lento).

El motivo de incluir en este estudio las emisiones antrópicas de dióxido de carbono es el de que dichas emisiones se deben a procesos de combustión que también llevan asociada la emisión de agua. Por tanto, modificar la tasa D_{CO_2} de emisión de CO₂ lleva implícito el cambio de la tasa de emisión de agua D_{activ} . Debido a las sustancias orgánicas que componen los combustibles en general, por cada molécula de CO₂ producida se emite aproximadamente una molécula de agua, lo que supone 18 g de H₂O por cada 44 g de CO₂, o equivalentemente, por cada 12 g de C emitidos. Por tanto, a una tasa de emisión de dióxido de carbono D_{CO_2} (g de C/año) medida en gramos de carbono por año le corresponde una tasa de emisión de agua $D_{activ\ CO_2}$ (g de H₂O/año) dada aproximadamente por

$$D_{\text{activ CO}_2}(\text{g de H}_2\text{O/año}) = 1.5 \cdot D_{\text{CO}_2}(\text{g de C/año})$$

Por lo tanto, como se ha supuesto que de unos años a otros sólo cambia el contenido atmosférico de gases, la tasa de emisión de agua por motivos diferentes a éste, de valor $D_{\text{activ}} - D_{\text{activ CO}_2}$, permanece constante, y D_{activ} en cualquier año viene dado por

$$D_{\text{activ}} = D_{\text{activ 1995}} + 1.5 \cdot (D_{\text{activ CO}_2} - D_{\text{activ CO}_2 1995})$$

donde $D_{\text{activ CO}_2 1995}$ es la tasa de emisión de agua asociada a la de CO_2 en 1995, de valor $D_{\text{activ CO}_2 1995} = 9.5 \cdot 10^{15}$ g de $\text{H}_2\text{O/año}$ ya que la tasa de emisión de CO_2 en dicho año fue $D_{\text{CO}_2 1995} = 6.487 \cdot 10^{15}$ g de C/año. Comparando $D_{\text{activ CO}_2 1995}$ con la ya calculada $D_{\text{activ 1995}} = 9.03 \cdot 10^{18}$ g/año, se observa que la emisión de agua asociada a la emisión de CO_2 es del orden del 0.1 % de la total. Como a su vez esta D_{activ} supone menos del 2 % de toda la emisión de agua teniendo en cuenta la evaporación, se deduce que la influencia de la emisión antrópica de agua en la temperatura es insignificante salvo que aumentara en varios órdenes de magnitud (más adelante se verá que a nivel local sí pueden darse cambios apreciables). De hecho, incluso anulando la tasa D_{activ} de emisión de agua en procesos diferentes al de evaporación (lo que supondría la nula transpiración de los seres vivos), el modelo predice un aumento de temperatura en las condiciones de 1995 de sólo 0.02 °C, que en ningún caso podría compensar el menor Efecto Invernadero debido a la disminución del contenido de CO_2 a cuya emisión va asociada esta emisión de agua.

Cabe recordar que si la combustión de una sustancia se produce de forma incompleta, en lugar de producirse dióxido de carbono y agua se produce monóxido de carbono y agua. Un análisis similar al anterior muestra que a una tasa de emisión de monóxido $D_{\text{CO}}(\text{g de C/año})$ le corresponde una tasa de emisión de agua $D_{\text{activ CO}}(\text{g de H}_2\text{O/año})$ de valor aproximado

$$D_{\text{activ CO}}(\text{g de H}_2\text{O/año}) = 1.5 \cdot D_{\text{CO}}(\text{g de C/año})$$

Sin embargo, como la emisión antrópica de CO en 2007 fue aproximadamente $D_{\text{CO 2007}} = 2 \cdot 10^{14}$ g de C/año, mientras que la de CO_2 fue $D_{\text{CO}_2 2007} = 8.6 \cdot 10^{15}$ g de C/año, significa que la emisión de agua asociada al CO supone menos del 2.5 % de la asociada al CO_2 , y en consecuencia absolutamente despreciable.

La figura 5 muestra la evolución a lo largo del último milenio de las temperaturas medidas (Loehle, 2008; GISS, 2008) junto a las predichas hasta 2007 por este modelo. Como queda explicado al describir los dos métodos de cálculo de la realimentación entre temperatura y contenido atmosférico de agua, al ser insignificante la influencia de la tasa de emisión de agua D_{activ} , son las temperaturas predichas por el método 1 las que se han seleccionado. No obstante, la diferencia entre los resultados obtenidos por ambos métodos es menor de 0.015 °C en todos los años estudiados, lo que vuelve a poner en evidencia la coherencia entre los dos métodos implementados.

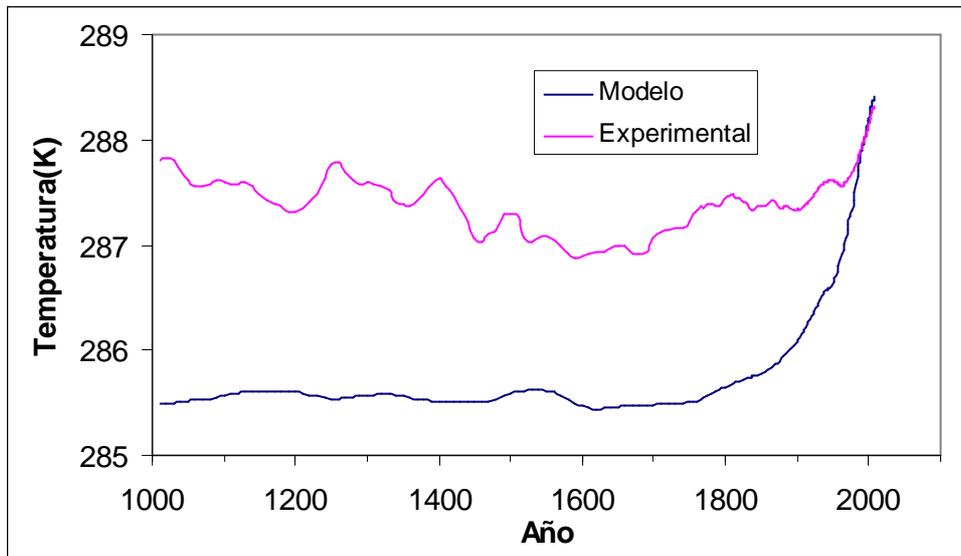


Figura 5 - Evolución de la temperatura real y de la predicha por el modelo desde 1010 hasta 2007

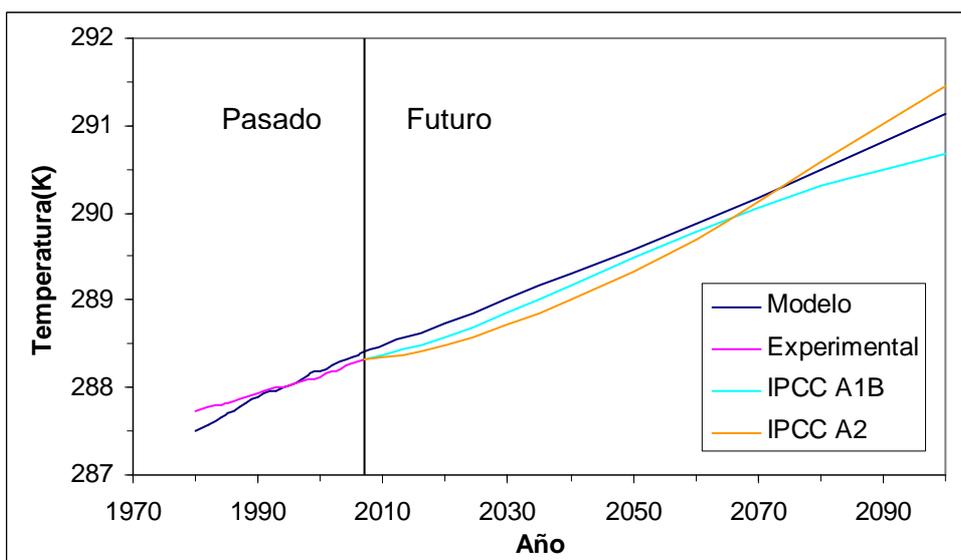


Figura 6 - Evolución de la temperatura real desde 1980 hasta 2007, de la pronosticada por el IPCC hasta 2100, y de la predicha por el modelo desde 1980 hasta 2100

Por su parte, en la figura 6 puede verse con más detalle la evolución de las temperaturas desde 1980 hasta 2007 junto a las predichas a partir de ese año hasta 2100 por el IPCC (IPCC, 2008) y por este modelo de nuevo con el método 1, siendo en este caso la mayor diferencia con el método 2 tan solo de 0.11 °C en el año 2100. La elección de los escenarios futuros A1B y A2 de entre todos los posibles que establece el IPCC se debe a que el escenario A1B considera crecimiento económico e introducción de nuevas tecnologías rápidos, junto a un reparto equilibrado entre energías fósiles y alternativas, siendo por tanto el que más se acerca a la suposición del presente modelo de que las tendencias actuales se van a mantener en adelante. Este escenario sin embargo se

diferencia de esta suposición de mantenimiento de tendencias en que prevé un máximo de población a mediados del siglo XXI, lo que hace disminuir el aumento de la temperatura predicho a partir de entonces. Esta diferencia no se da con el escenario A2, que considera un fuerte y mantenido crecimiento de la población junto a desarrollo económico y cambio tecnológico lentos.

En las curvas de las figuras 5 y 6 se observa que el modelo concuerda en buena medida en sus predicciones tanto con la tendencia del calentamiento observada en las últimas tres décadas (0.08 °C de diferencia absoluta media entre las temperaturas medida y predicha) como con las proyecciones hasta final del siglo XXI en el escenario A1B realizadas por el IPCC (0.21 °C de diferencia media), mientras que sin embargo no reproduce mínimamente la evolución de la temperatura en los primeros 950 años de milenio, dando valores en media 1.63 °C menores que los observados, y no explicando en absoluto las fuertes variaciones de temperatura registradas en ese periodo, que llegan a ser hasta de 1 °C en 50 años en varias ocasiones (más bien, las pequeñas fluctuaciones en las predicciones siguen la curva de evolución del contenido de CO₂).

Parece deducirse por tanto que el Efecto Invernadero en el modelo está sobrevalorado. Así, si en lugar de atribuir el 64 % de dicho efecto al agua y el 36 % restante a CO₂, CH₄, O₃ troposférico y N₂O como hace el modelo, se considerara aproximadamente un 95 % debido al agua y un 5 % debido al resto (Duffy, 2008; Jaworowski, 2004; Ellingson, 1991), la temperatura predicha para el año de referencia sería la misma, y las predichas para el pasado serían sensiblemente más altas, acercándose así a la media de las medidas experimentalmente. Sin embargo, por un lado las temperaturas predichas para los años posteriores al de referencia serían menores que las observadas, no reproduciendo completamente la tasa actual de calentamiento, y por otro lado la variabilidad de la temperatura en el pasado seguiría sin ser explicada. Esto indica que deben existir uno o más factores de importancia que, junto a este menor Efecto Invernadero, den cuenta de ello. En el siguiente apartado se sugiere cuáles pueden ser algunos de esos factores.

Por fin, merece la pena señalar que, según el modelo, la realimentación negativa entre temperatura y contenido atmosférico de agua es apreciable, suavizando el clima al compensar aproximadamente el 15 % del cambio de temperatura que se produciría de no existir dicha realimentación.

4.2 - Influencia de la nubosidad y los aerosoles

La figura 7 (Jaworowski, 2004) muestra que la nubosidad oscila a corto plazo, en un ciclo de unos 11 años de periodo, con una diferencia aproximada de un 1 % entre el máximo y el mínimo del ciclo. Además, en la figura se observa una gran correlación entre la nubosidad y la radiación cósmica que alcanza la troposfera, debida a que al aumentar esta radiación aumenta la ionización y con ella los núcleos de condensación, aumentando la nubosidad. El valor de 11 años del periodo hace pensar en la posible relación con los ciclos de actividad solar, de forma que al aumentar ésta, aumenta el campo magnético solar, disminuyendo por confinamiento magnético la radiación cósmica que penetra en la atmósfera, y con ello la nubosidad (Jaworowski, 2004; Kristjánsson, 2004).

Según el modelo, una diferencia del 1 % en la nubosidad produce un cambio de temperatura de 0.28 °C, valor acorde con la diferencia de 0.214 °C entre las temperaturas máxima y mínima observadas en el mismo periodo mostrado en la figura 8, teniendo en cuenta que el aumento del Efecto Invernadero (reducido) entre los años correspondientes compensa 0.03 °C de los 0.28 °C. Esta diferencia de temperatura no puede ser atribuida a la variación asociada en la constante solar, ya que ésta es de 1.5 W/m², lo que según el

modelo implicaría tan solo una diferencia de 0.07 °C entre máximo y mínimo.

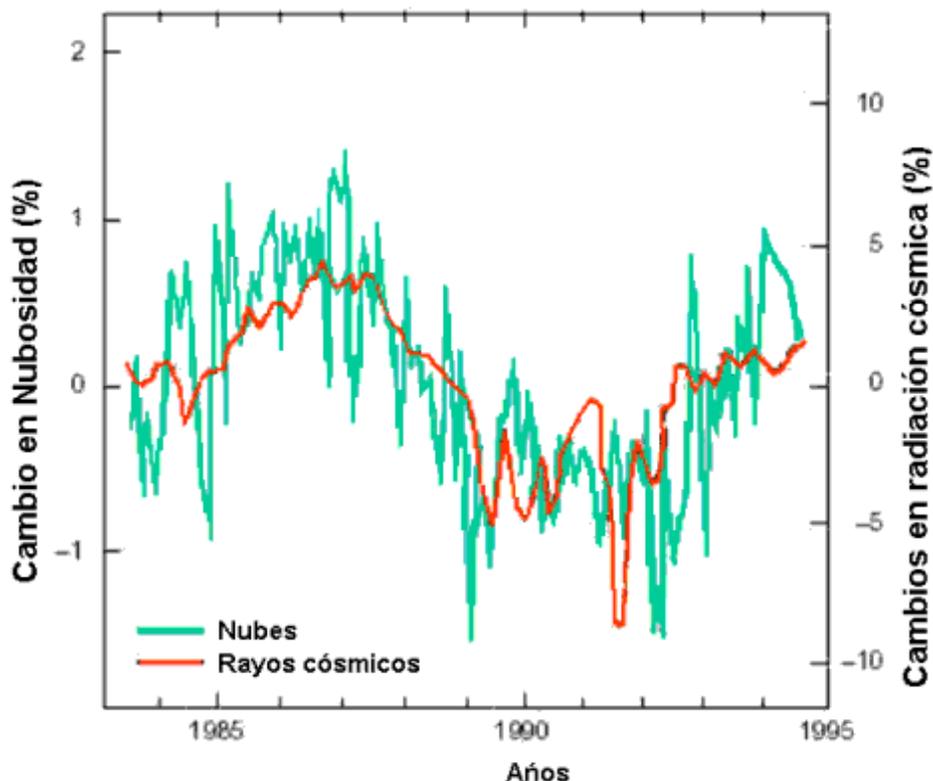


Figura 7 - Evolución de la nubosidad y de la radiación cósmica que alcanza la troposfera

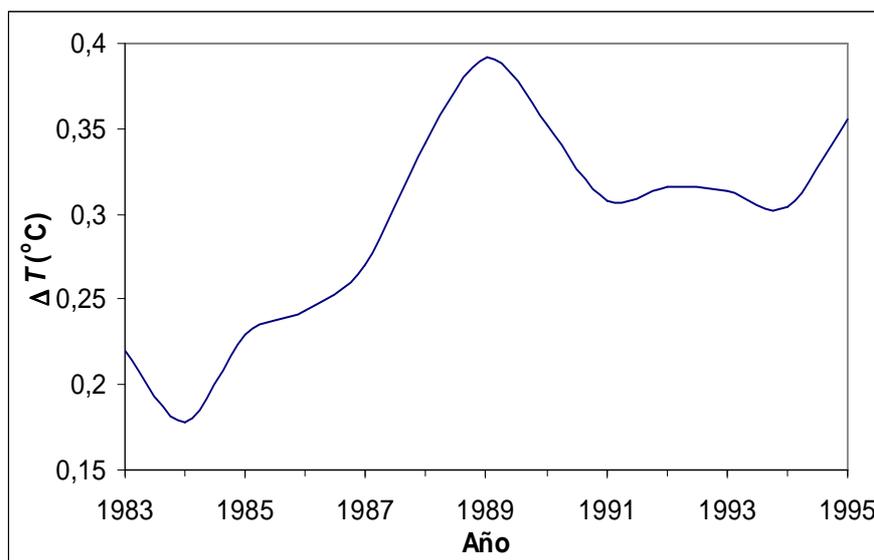


Figura 8 - Evolución de la temperatura

Esta correlación entre actividad solar (actualmente en crecimiento) y temperatura terrestre ya ha sido estudiada por otros autores (Baliunas, 1995; Ferreyra; González - Rouco, 2003; Kristjánsson, 2004; Landscheidt, 2003). En su análisis, entre otros muchos aspectos, explican el desfase observado entre ellas.

Debe recordarse además que los aerosoles en general absorben la radiación solar, mientras que los de sulfato en particular también la reflejan. Por tanto, el aumento de su contenido en la baja troposfera produce un enfriamiento del planeta, mientras que la disminución de su presencia conlleva un calentamiento, agravado aún más por la menor nubosidad asociada a la disminución de núcleos de condensación. Dado que aproximadamente el 10 % del total de aerosoles y el 70 % de los de sulfato son de origen antrópico, según el modelo y sin tener en cuenta la nubosidad inducida, las emisiones humanas de aerosoles reducen la temperatura global en 0.26 °C. Esto hace entender que las emisiones masivas de aerosoles en tormentas de arena (que afectan durante unos días) y sobre todo en erupciones volcánicas (que afectan durante unos dos o tres años) deban ser tenidas en cuenta, ya que provocan reducciones de temperatura de hasta 2 °C. Así por ejemplo, en su erupción del 18 de Mayo de 1980, el Monte Santa Helena (Olympia, Washington, USA) emitió a la atmósfera unos 540 millones de toneladas de ceniza (unas 16 ó 17 veces la emisión media anual en erupciones), que tras la precipitación inicial de las mismas, supuso aumentar el contenido total y el de sulfatos en unos 5 µg/m³, lo que según el modelo conlleva una disminución de la temperatura de 2.01 °C.

De lo expuesto parece concluirse que al menos dos de los factores que deben añadirse a un modificado Efecto Invernadero para explicar correctamente la evolución pasada y presente de la temperatura son la dependencia de la nubosidad con la actividad solar, y las emisiones masivas de aerosoles sobre todo en erupciones volcánicas.

4.3 - Consecuencias de la sustitución de los combustibles fósiles por hidrógeno en los medios de transporte

Evidentemente, la intención al sustituir los motores de combustibles fósiles por motores de hidrógeno es la de disminuir el Efecto Invernadero eliminando parte de las emisiones de CO₂, ya que el transporte genera aproximadamente el 20 % de dichas emisiones. Para obtener el nuevo valor del contenido atmosférico de dióxido de carbono que se alcanzaría, debería hacerse un balance de entradas y salidas de CO₂ atmosférico similar al realizado con el agua, considerando todas las fuentes y sumideros de dicho gas, y la tasa de emisión o eliminación en cada proceso. Sin embargo, dados su largo tiempo de residencia (más de un siglo), su pequeña tasa total de aumento (2 ppm/año), y su actual contenido atmosférico (383 ppm), se concluye que la total desaparición de ese 20 % de emisiones, que supondría una disminución de la tasa de emisión de 0.4 ppm/año, reduciría la subida anual de temperatura por este motivo en un 20 %. En efecto, según el modelo, el aumento de temperatura debido únicamente al aumento de CO₂ pasaría de 0.0281 K/año a 0.0225 K/año, es decir, la esperada reducción del 20 %. No obstante, conviene señalar que esas tasas de calentamiento se reducirían a 0.004 y 0.0032 K/año respectivamente si el Efecto Invernadero del dióxido de carbono fuera siete veces menor que el considerado en el modelo, de acuerdo con lo discutido en el apartado anterior, y como proponen Duffy (2008), Jaworowski (2004) y Ellingson (1991).

Como ya se ha visto anteriormente, las emisiones de dióxido y de monóxido de carbono que se producen en la combustión llevan asociada una emisión de agua que atenúa en parte su efecto. La importancia de esta atenuación puede evaluarse como sigue.

Por el tipo de hidrocarburos que la componen, la gasolina emite aproximadamente 10 moléculas de agua por cada 9 moléculas de CO o CO₂ emitidas, mientras que el gasoil emite 30 moléculas de agua por cada 29 moléculas de CO o CO₂ emitidas. Además, en media, los vehículos de gasolina emiten unos 178.5 g de CO₂/km y unos 60 g de CO/km, mientras que los de gasoil producen unos 162.5 g de CO₂/km y unos 1.63 g de CO/km. A



partir de estos datos se deduce que la emisión de agua de un vehículo medio de gasolina es 124 g de H₂O/km, mientras que la de uno de gasoil es 70 g de H₂O/km. Como en la actualidad aproximadamente el 50 % del parque automovilístico mundial es de cada tipo, se deduce que en media cada vehículo emite 97 g de H₂O/km.

Por su parte, un motor de hidrógeno típico tiene una autonomía de unos 500 km con un depósito de 150 litros de gas hidrógeno a 700 atm, lo que supone una emisión de agua de 169 g de H₂O/km.

Ambos resultados indican que al substituir todo el parque mundial de vehículos de gasolina y gasoil por vehículos de hidrógeno, la emisión de agua por este motivo aumentaría aproximadamente un 70 %, y por tanto es como si la tasa de emisión de agua $D_{\text{activ CO}_2}$ asociada al CO₂ aumentara un 14 %, lo que aumentaría D_{activ} un 0.014 %, que no tendría repercusión alguna como ya se ha explicado anteriormente. De hecho, el modelo predice una insignificante disminución de temperatura por este motivo de $2 \cdot 10^{-6}$ °C. Únicamente podría llegar a tener ciertas consecuencias sobre la nubosidad y el clima locales como parte del efecto urbano en grandes núcleos de población, que ocupan una muy pequeña fracción de la superficie terrestre y concentran gran parte de las emisiones antrópicas, con valores de tasas de emisión y contenidos atmosféricos muy superiores a los globales.

5 - CONCLUSIONES

Se ha implementado un modelo de balance de energía cerodimensional que atribuye el 64 % del efecto Invernadero al agua, el 21 % al CO₂, el 6 % al CH₄, el 6 % al ozono troposférico, y el 3 % al N₂O.

Dicho modelo reproduce adecuadamente la tendencia al calentamiento global observada en las tres últimas décadas, y concuerda con las predicciones del IPCC hasta el año 2100. Sin embargo, subestima en 1.63 °C de media las temperaturas del resto del último milenio, no reproduciendo además las acusadas variaciones de temperatura que se dieron en este periodo. Estas discordancias implican que el Efecto Invernadero de CO₂, CH₄, O₃ troposférico y N₂O es en realidad menor que el considerado, además de la existencia de otros factores no tenidos en cuenta que influyen de forma importante sobre la temperatura.

Existe correlación entre actividad solar, radiación cósmica que alcanza la troposfera, núcleos de condensación (aerosoles), nubosidad y temperatura, de forma que un aumento de actividad solar disminuye la nubosidad haciendo aumentar la temperatura. Según el modelo, una disminución del 1 % en la nubosidad conlleva un aumento de la temperatura de 0.28 °C. A la vista de la cambiante evolución de la actividad solar registrada durante el milenio, y de su actual tendencia al crecimiento, éste es uno de los mencionados factores que deben tenerse en cuenta para explicar la evolución de la temperatura.

El enfriamiento provocado por los aerosoles es doble, al aumentar la nubosidad por un lado, y reflejar y absorber la radiación solar por otro. Por ello, algunas de las variaciones observadas en la temperatura y que no quedan explicadas por todo lo anterior, pueden deberse a la emisión masiva de aerosoles en erupciones volcánicas, que pueden provocar descensos de temperatura de hasta 2 °C durante unos dos años.

Todo ello hace pensar que se puede reproducir correctamente la evolución de la temperatura en los últimos milenios hasta la actualidad, así como predecir la futura,



teniendo en cuenta un mayor Efecto Invernadero del agua (del 95 % del total aproximadamente), un menor Efecto Invernadero de CO₂ (3 %), CH₄, O₃ troposférico y N₂O, la influencia de la actividad solar en la nubosidad, las emisiones masivas de aerosoles en erupciones volcánicas, y las realimentaciones relativas al tipo de suelo (por su albedo y su emisividad), contenidos atmosféricos y tasas de emisión de gases y aerosoles, nubosidad, etc.. Queda para futuros trabajos incluir todos estos factores en el modelo.

La realimentación negativa entre temperatura y contenido atmosférico de agua compensa aproximadamente el 15 % del cambio de temperatura que se produciría de no existir dicha realimentación, suavizando de esta forma el clima.

La sustitución de los carburantes fósiles por el hidrógeno en los medios de transporte sólo supondría disminuir el actual aumento de la temperatura global en 0.0056 °C/año si el Efecto Invernadero es el considerado en el modelo, y en 0.0008 °C/año si es el nuevo propuesto.

REFERENCIAS

- Aguilera, M.J., M.P. Borderías, M.P. González y J.M. Santos (1991), Geografía General (Geografía Física I), Ediciones UNED, Madrid.
- Baliunas, S.L., and W.H. Soon (1995), Are variations in the length of the activity cycle related to changes in brightness in solar-type stars?, *Astrophysical Journal* 450, 896 - 901.
- Barry, R.G., y R.J. Chorley (1999), *Atmósfera, Tiempo y Clima*, Editorial Omega, Barcelona.
- Casas, M.C., y M. Alarcón (1999), *Meteorología y Clima*, Ediciones UPC, Barcelona.
- Conway, T. (2008), NOAA/ESRL, www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends.
- Duffy, G.G. (2008), Climate change - The real causes, *Climate Change Fraud*, <http://www.climatechange-fraud.com/content/view/2169/228/>.
- Ellingson, R.G., J. Ellis, and S. Fels (1991), The Intercomparison of Radiation Codes Used in Climate Models: Long Wave Results, *Journal of Geophysical Research* 96 (D5), 8929 - 8953.
- Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.J. Francey, and R.L. Langenfelds (1998), Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climate variability, *Journal of Geophysical Research* 103 (15), 979 - 993.
- Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.L. Langenfelds, R.J. Francey, J-M. Barnola, and V.I. Morgan (1996), Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn, *Journal of Geophysical Research* 101, 4115 - 4128.
- Ferreyra, E.. Correlación entre temperaturas y CO₂ (un tiro por la culata del IPCC y el UNEP), <http://www.mitosyfraudes.org/Calen/Correlacion.html>.
- FIC Fundación para la Investigación del Clima (2005), Generación de escenarios climáticos para evaluación de impactos, <http://www.ficlima.org/fic/escenarios.pdf>.
- GISS (2008), Instituto Goddard para Estudios del Espacio de la NASA, datos disponibles en <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>.



- Globe (2005), S5: seasonal change on land and water, disponible en http://www.globe.gov/tctg/earth_la_seaphen_s5.pdf?sectionId=260.
- González - Rouco, F., H. von Storch, and E. Zorita (2003), Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years, *Geophysical Research Letters* 30 (21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- IPCC (2008), Cambio climático 2007: informe de síntesis, disponible en http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf.
- Jaworowski, Z. (2004), Solar cycles, not CO₂, determine climate, 21st Century Science & Technology, Winter, <http://www.mitosyfraudes.org/Calen3/Jawor.html> en castellano.
- Kristjánsson, J. E., J. Kristiansen, and E. Kaas (2004), Solar activity, cosmic rays, clouds and climate - an update, *Advances in Space Research* 34 (2), 407 - 415.
- Landscheidt, T. (2003), ¿Pequeña edad de hielo en vez de calentamiento global?, www.mitosyfraudes.org/Calen/LandsEspa.html.
- Lean, J., P. Pilewskie, T. Woods, and V. George (2006), SORCE Has 4th Annual Science Team Meeting, *The Earth Observer* 18 (6), 38 - 43, disponible en http://eospsso.gsfc.nasa.gov/eos_observ/pdf/Nov-Dec06.pdf; figura en castellano en <http://www.atmosphere.mpg.de/media/archive/5733.gif>.
- Loehle, C., and J. Huston McCulloch (2008), Correction to: A 2000 - year global temperature reconstruction based on no - treering proxies, *Energy & Environment* 19 (1), 93 - 100.
- Marland, G., T. A. Boden, and R. J. Andres (2007), Global, Regional, and National CO₂ Emissions, Trends: A Compendium of Data on Global Change (Oak Ridge, TN: Carbon Dioxide Information Analysis Center).
- Spahni, R., T.F. Stocker, G. Hausammann, K. Kawamura, J. Flückiger, and J. Schwander (2005), EPICA Dome C N₂O data back to 650.000 years before the present, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series # 2005-078, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Tans, Dr. P. (2008), NOAA/ESRL, www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends.
- WDCGG (2008a), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/ch4/monthly/mlo519n00.noaa.as.cn.ch4.nl.mo.dat>.
- WDCGG (2008b), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/n2o/monthly/mlo519n00.noaa.as.cn.n2o.199811.mo.dat>.
- WDCGG (2008c), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/o3/monthly/cpt134s00.saws.as.cn.o3.nl.mo.dat>.
- WDCGG (2007a), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/n2o/monthly/cgo540s00.agage.as.cn.n2o.qage198112.mo.dat>.
- WDCGG (2007b), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/n2o/monthly/cgo540s00.agage.as.cn.n2o.ale197807.mo.dat>.
- WDCGG (2005), World Data Centre for Greenhouse Gases,



<ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/o3/monthly/mlo519n00.noaa.as.cn.o3.nl.mo.dat>

- WDCGG (2001), World Data Centre for Greenhouse Gases, <ftp://gaw.kishou.go.jp/pub/data/current/n2o/monthly/mlo519n00.noaa.as.cn.n2o.198702.mo.dat>.