

MODELO RADIATIVO CONVECTIVO (PRIMEROS RESULTADOS)

Conde, C., Gay, C.

Centro de Ciencias de la Atmósfera
Ciudad Universitaria, Circuito Exterior
México 04510, D.F.

El modelo radiativo-convectivo que estamos desarrollando se basa en los trabajos de Ramanathan (1976a y 1976b) y Kiehl (1983) fundamentalmente. Para este modelo tenemos que suponer que la atmósfera se encuentra en equilibrio radiativo-convectivo en la tropósfera y en equilibrio radiativo en la estratósfera. Esta última suposición implica que el flujo neto de radiación es constante, o cero, en el caso estratosférico. Por lo tanto, se debe considerar que existe en el tope de la atmósfera un balance entre el flujo saliente de onda larga con el flujo neto solar.

En el modelo la atmósfera contiene como gases ópticamente activos al vapor de agua, al bióxido de carbono y al ozono. Para el vapor de agua se utilizan expresiones para emisividades asociadas a las bandas vibracional-rotacional, puramente rotacional y el continuo (Ramanathan, 1976a y 1976b). Para O_3 y CO_2 se emplean expresiones dadas por Kiehl (1983) para las absorptividades de las bandas que en particular consideran 3 isótopos y 14 bandas para el CO_2 .

Consideramos que la atmósfera está dividida en 30 niveles, los primeros 9 determinan, hasta los 10 Km, capas que tienen un grosor de 1.25 km; de 10 km hasta 30 km las capas tienen un grosor de 1 km. La temperatura en superficie se considera igual a 200°K y el perfil de temperatura en la tropósfera se genera con

$$T(z) = T_s - \Gamma_z \quad (1)$$

Siendo T_s la temperatura de superficie y Γ el gradiente de temperatura constante o igual a 6.5°K/km.

La humedad relativa la suponemos dada por:

$$R(z) = R_0 \left[\frac{A - 0.02}{1 - 0.02} \right] \quad (2)$$

donde $R_0 = 0.77$ es la humedad relativa en superficie y $A = P / P_0$ siendo P_0 la presión en superficie. En este trabajo consideramos que por encima de la tropopausa la cantidad de vapor de agua es despreciable. En cuanto al CO_2 , suponemos que en la atmósfera mantiene una concentración constante e igual a 330 ppm. El perfil de ozono que utilizamos es el que plantea Krueger (1976) para alturas de 2 km en adelante; por abajo de los 2 km empleamos el perfil de Paltridge y Platt (1976).

Como primera suposición, la altura de la tropopausa está en los 7.5 km y el perfil de temperatura en la estratósfera se considera constante y con un valor igual al de la temperatura del último nivel troposférico.

Calculando los flujos hacia arriba y hacia abajo para cada nivel atmosférico mediante las ecuaciones (Liou, 1980):

$$F \uparrow(u) = \sigma T_s^4 f^s(u, T_s) + \int_0^u \sigma T^4(u') \frac{df(u-u', T)}{du} du' \quad (3)$$

$$F \downarrow(u) = \int_u^{u'} \sigma T^4(u') \frac{df(u-u', T)}{du} du' \quad (4)$$

Siendo f la transmisividad de flujo de banda ancha isotérmica, y definiendo el flujo neto como

$$F_n = F \uparrow(u) - F \downarrow(u)$$

se calcula el calentamiento de cada capa atmosférica:

$$Q = -\frac{1}{\rho c p} \frac{dF_n}{dz} \quad (5)$$

Con estos resultados (por capa), y suponiendo que existe equilibrio radiativo $Q=0$, calculamos las temperaturas estratosféricas para cada nivel, utilizando el método de Newton-Raphson:

$$T(z) = T_0(z) - \frac{Q(z)}{[dQ(z)/dT]} \quad (6)$$

el término $dQ(z)/dT$ se evalúa con:

$$\Delta Q = Q[z, T = T_0(z) + \Delta T] - Q[z, T = T_0(z)] \quad (7)$$

tomando $\Delta T = 0.5^\circ K$. Esto permite ir generando perfiles sucesivos de temperatura estratosférica, proceso que detenemos cuando:

$$|T_{i+1} - T_i| < 0.9^\circ K \quad (8)$$

Este criterio de convergencia que utilizamos es mayor que el empleado por Ramanathan (1976a), pero es suficiente para nuestros propósitos, como una primera aproximación.

Cuando existe la convergencia planteada en (8), utilizamos el siguiente criterio para determinar la estabilidad atmosférica, que a su vez nos determina la altura de la tropopausa:

La altura de la tropopausa propuesta ($H_t = 7.5$ km) no es correcta si:

$$\frac{dT}{dz} + 6.5 \leq 0 \quad (9)$$

siendo dT/dz la variación de la temperatura entre los niveles H_t (tropopausa) y H_{t+1} (el siguiente nivel superior). El criterio (9) nos indica que la estabilidad es crítica o supercrítica, por lo que aún es posible la convección hasta el nivel H_{t+1} , así, debemos proponer que sea el siguiente nivel atmosférico la posible tropopausa. Hacemos entonces $H_t = H_{t+1}$ y volvemos a resolver desde la ecuación (1) a la (8) hasta que:

$$\frac{dT}{dz} + 6.5 \geq 0 \quad (10)$$

Si inicialmente se cumple esta condición, hacemos $H_t = H_{t-1}$ para asegurar que es H_t la tropopausa correcta, esto es, esperamos que no se cumpla (10) con $H_t = H_{t-1}$.

En la figura 1 presentamos los resultados hasta la ecuación (10). Observamos que el criterio de estabilidad no se cumple hasta la iteración 20 para la ecuación (6), teniendo como altura de la tropopausa los 7.5 Km y como temperatura en superficie $288^\circ K$.

Después de esto se debe establecer el balance de radiación en el tope de la atmósfera: $F^n = F - F^s$ donde F es el flujo de onda larga saliente ($F \uparrow$) u F^s es el flujo neto de radiación solar en el tope. Si existe el equilibrio de radiación en el tope, se debe cumplir que F^n es nulo.

En el caso de que no se cumpla dicho balance, es necesario suponer una nueva temperatura de superficie (T_s). Esta se determina utilizando una fórmula recurrente obtenida mediante la aplicación del método de Newton-Raphson:

$$T_s(\text{nueva}) = T_s(\text{anterior}) - \frac{F^n}{(dF/dT_s)} \quad (11)$$

En esta fórmula suponemos que F^s viene dada por (Ramanathan, 1976a):

$$F^s = \frac{1360.4}{4} (1-a) \quad (12)$$

donde el albedo "a" se toma igual a 0.31. Para dF/dT_s se toma la expresión:*

$$dF/dT_s = 2.162 - 1.75 A_o$$

que proviene de una parametrización del flujo de onda larga que escapa al espacio y que depende de A_o , la cubierta de nubes, que se puede proponer (Ramanathan, 1976b) igual a 0.446.

En este trabajo se consideró que el tope de la atmósfera se encuentra en $Z=30$ Km. En la iteración 20 se obtiene para el flujo de onda larga saliente ($F \uparrow$) un valor de 242.16 W/m^2 . Por lo tanto, suponiendo que existe equilibrio en el tope

de la atmósfera ($F^n = 0$) y utilizando la ecuación (12), se obtiene para el albedo un valor de:

$$a = 0.29$$

consistente con las condiciones atmosféricas en equilibrio radiativo-convectivo y que compara relativamente bien con el planteado por Ramanathan (1976a) de $a = 0.31$.

REFERENCIAS:

1. Kiehl, J.T., V. Ramanathan, 1983. CO2 Radiative Parametrization Used in Climate Models: Comparison with Narrow band Models and with Laboratory Data. J. Geoph. Res. 88:5191-5202.
2. Krueger, A.J., R.A. Minzner, 1976. A Mid-Latitude Ozone Model for the 1976 U.S. Standard Atmosphere. J. Geoph. Res. 81(24): 4477-4481.
3. Liou, K.N. 1980. An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York. pp. 106-112.
4. Ramanathan, V. 1976a. Radiative Transfer within the Earth's Troposphere and Stratosphere: A simplified Radiative-Convective Model. J. Atmos. Sci. 30:1330-1346.
5. Ramanathan, V., L.B. Callis, and R.E. Boughner. 1976b. Sensitivity of Surface Temperature and atmospheric temperature to perturbations on stratospheric concentrations of ozone and nitrogen dioxide. J. Atmos. Sci. 33:1092-1112.
6. Paltridge, G.W., Platt, C.M.R. 1976. Radiative Processes in Meteorology and Climatology Developments in Atmospheric Sciences. 5. Elsevier Scientific Publishing Co. New York. pp. 182.

PERFILES DE TEMPERATURA TROPOPAUSA EN 7.5 KM

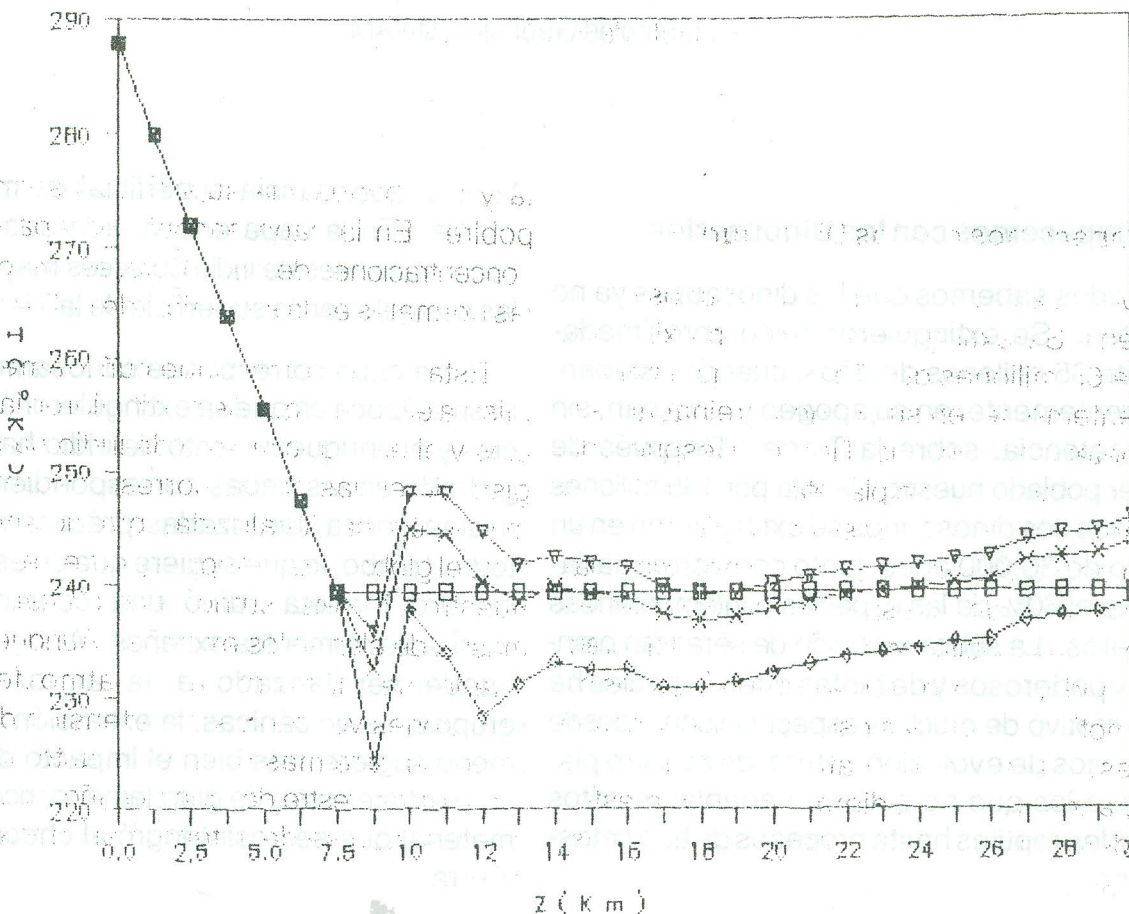


Fig. 1. Perfiles de Temperatura estratosférica generados por la ecuación (6), hasta que existe la convergencia planteada en la ecuación (8). ■ representa el primer perfil planteado, con la temperatura estratosférica constante e igual a la del último nivel troposférico ($Z=7.5$ Km). ◇ 5 pasos, X 15 pasos y ▽ 20 pasos, son los perfiles generados por la ecuación (8). Como se observa, hasta los 20 pasos se alcanza un perfil que cumple con la condición (10).