

VARIACIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA LATITUD Y TRANSPORTE HORIZONTAL Y VERTICAL

F. Picazo

M. M. Artigao

J. J. Miralles

F. Picazo, M. M. Artigao y J. J. Miralles están en el Departamento de Física Aplicada. EUPA. Universidad de Castilla-La Mancha.

CONSIDERANDO a la Tierra sin atmósfera y con la constante solar, S_0 , la radiación total recibida perpendicularmente a los rayos solares es $\pi R^2 S_0$, siendo R el radio de la Tierra. Pero esta radiación habría que repartirla sobre la superficie total de la Tierra, no sobre su círculo máximo; por tanto, la constante solar media, \bar{S}_0 , será:

$$\bar{S}_0 = \frac{\pi R^2 S_0}{4\pi R^2} = \frac{S_0}{4} \approx \frac{2}{4} = 0.5 \text{ calorías/cm}^2 \text{ min.}$$

este valor \bar{S}_0 experimentará variaciones, función de la latitud y de la estación astronómica. Las figuras 1 y 2 presentan la insolación diaria en calorías/cm², según Milankovitch y List, sobre la superficie de la Tierra, para diferentes latitudes y épocas del año; la primera, considerándola sin atmósfera y tomando en ordenadas la latitud geográfica y en abscisas las fecha o posiciones de la Tierra respecto al Sol. La figura 2 considera un coeficiente de transmisión de 0.7. La figura 3 presenta la radiación que llega al límite de la atmósfera, en Langley/día, en función de la latitud y fecha.

Puede observarse en la figura que el solsticio de verano en el hemisferio Norte, en el polo Norte, con veinticuatro horas de día, se recibe la radiación máxima y hay un pequeño máximo secundario de la isopleta de 1000 cm² a.40° de latitud, y un máxi-

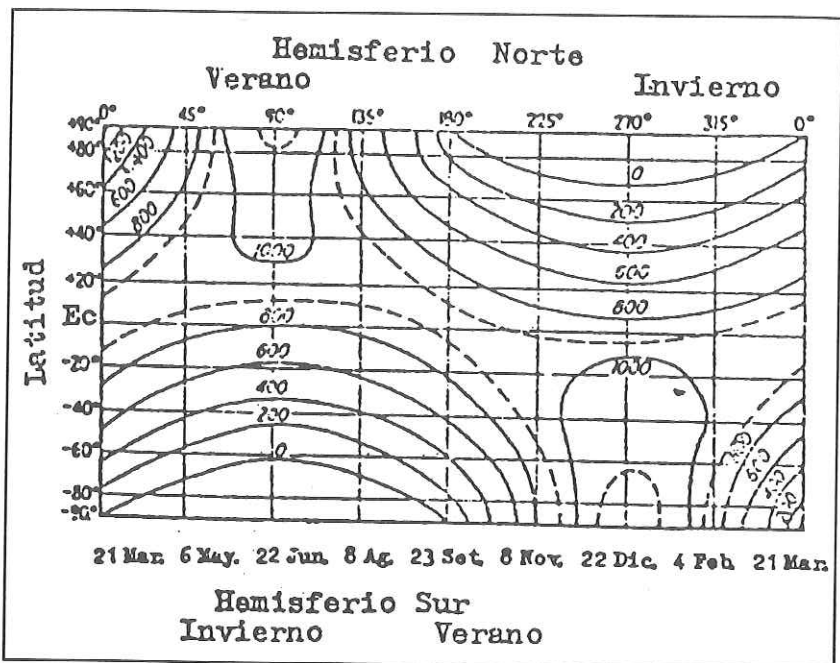


FIGURA 1.
 Insolación diaria en cal/cm recibida en la superficie de la tierra en
 ausencia de atmósfera, según Milankovitch.

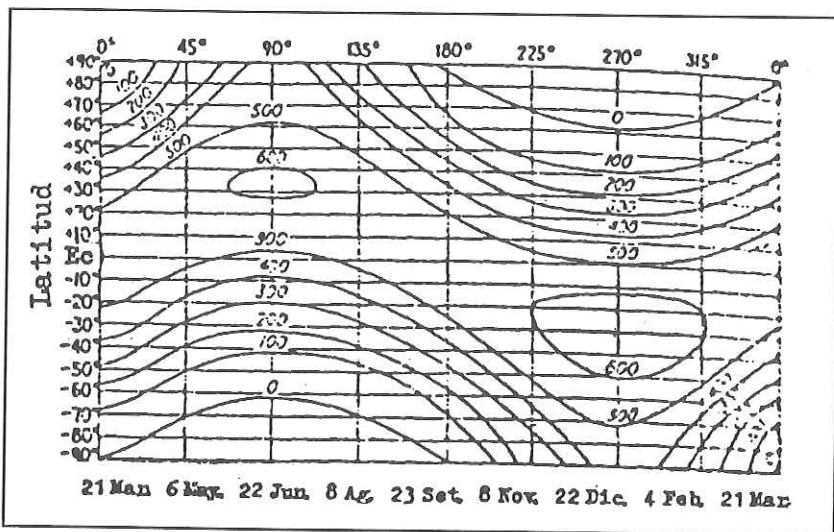


FIGURA 2.
 Insolación diaria en cal/cm recibida en la superficie de la tierra para
 coeficiente de transmisión 0,7, según Milankovitch.

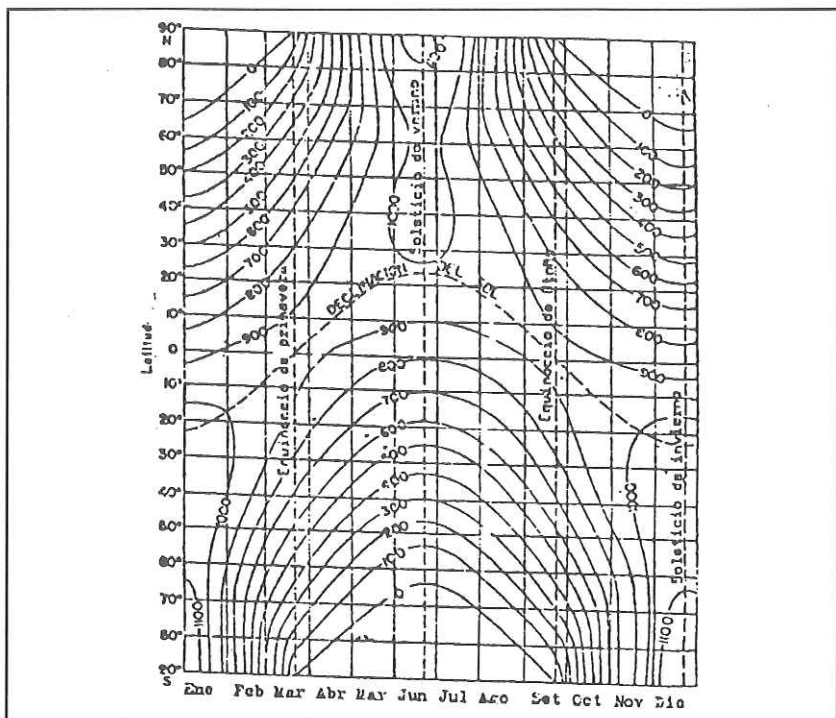


FIGURA 3.
Radiación en el límite de la atmósfera en L/día, en función de la latitud, según List.

mo absoluto en el polo, de 1077 cal/cm^2 . Análogamente, en el solsticio de verano del hemisferio sur también hay un máximo relativo, pero el área limitada por la isopleta de 1000 cal/cm^2 es mayor con un máximo absoluto, en el polo, de 1149 cal/cm^2 ; esto se debe a que la Tierra presenta menos sección al Sol durante el verano del hemisferio Sur.

La figura 2 muestra la radiación al nivel del suelo, según Milankovitch, considerando una transmisión atmosférica del 70%, de la radiación entrante. Se obtienen máximos de radiación para veranos de los hemisferios Norte y Sur centrados, aproximadamente, en 35°N y 35°S . Las fuertes caídas de insolación en los polos se deben al bajo ángulo de inclinación de los rayos solares y a que el camino, a través de la atmósfera, incrementa la absorción.

A causa del desigual calentamiento del suelo y océanos se establece un gradiente térmico que da origen al movimiento de la atmósfera y a corrientes de agua en los océanos tendentes a equilibrar estas diferencias de temperatura. Así, desde los trópicos,

habrá un movimiento hacia los polos y viceversa, con una zona de máximo intercambio en latitudes medias. La tabla I presenta el balance anual de calor por zonas de latitud, así como el calor que atraviesa los paralelos 20°, 40° y 60° hacia los polos. Según Sverdrup, la energía total transportada hacia el Norte que atraviesa el paralelo 30° es $6.5 \cdot 10^{16}$ cal/min, de las cuales $1.9 \cdot 10^6$ (29%) corresponde a las corrientes marinas Gulf Stream y Kuroshio.

TABLA I.

Zona de Latitud	Fracción del área de la Tierra	Radiación de onda corta absorbida cal/cm ² min	Radiación de onda Larga emitida cal/cm ² min	Transporte hacia el polo a través de la latitud
0 a 20°	0.34	0.39	0.3	$57 \cdot 10^{15}$
20 a 40°	0.30	0.34	0.3	$77 \cdot 10^{15}$
40 a 60°	0.22	0.23	0.3	$50 \cdot 10^{15}$
60 a 90°	0.14	0.13	0.3	
Valor medio		0.30	0.3	

La figura 4 muestra la variación de las condiciones de emisión terrestre bajo distintos aspectos del cielo. Se ve que la máxima energía es emitida con cielos despejados a la latitud de 15° a cau-

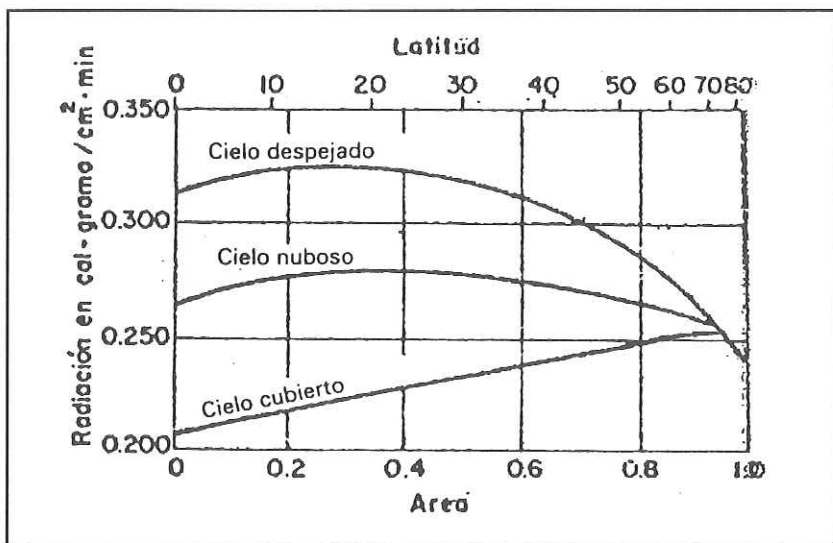


FIGURA 4.

Radiación terrestre en función de la latitud, para cielo limpio, nuboso y cubierto.

sa de la gran extensión de tierra (desiertos y sabanas) en esta latitud. La emisión mínima de energía ocurre en el ecuador con cielos cubiertos de nubes, a causa de que los topos de las nubes que emiten la radiación al espacio quedan a mucha altura y a que la temperatura de estos topos es baja; pero las nubes influyen poco cuando nos acercamos a los polos porque ahora casi tienen la misma temperatura en la base y en el tope, por lo que la eficiencia de radiación es prácticamente la misma.

En una determinada capa de la atmósfera, los factores críticos que determinan la absorción de radiación son el camino óptico y el coeficiente de absorción de radiación, dependiente de las nubes, el vapor de agua y la concentración de anhídrido carbónico. La temperatura no es significativa en la absorción, pero regula la emisión. En una noche de cielo despejado el flujo de calor hacia arriba es ilimitado, notándose un marcado descenso de la temperatura cerca del suelo y en el suelo; por el contrario, en las noches de cielo con una capa de nubes de más de 50 m de espesor actúan como tapadera, es opaca, y radia hacia el suelo, como un cuerpo negro, manteniendo casi estable la temperatura cerca del suelo. El más acusado descenso, según la ley de Stefan, ocurre poco después de la puesta del Sol, ya que aún la temperatura se conserva algo más alta. El suelo y las rocas presentan marcada inercia térmica al ser malos conductores, calentándose y enfriándose más lentamente; es por ello que las máximas y mínimas temperaturas, en un lugar, no coinciden con los máximos y mínimos de radiación que llega a ese lugar, sino que están desplazadas, por término medio, unas cuatro semanas, última decena de Julio y última decena de Enero.

El enfriamiento vertical de la atmósfera, en la troposfera, se debe a la disminución de radiación en el infrarrojo, que depende del decrecimiento de vapor de agua con la altura. La distribución espacial de las tendencias de enfriamiento se debe a la latitud, altitud y nubosidad.

Las figuras 5 y 6 presentan, para la nubosidad media del hemisferio Norte, el ritmo de enfriamiento radiactivo en el infrarrojo en °C/día, que experimenta la atmósfera en invierno y verano, respectivamente, según J. London. Este ritmo crece desde el suelo hasta un máximo de 2.4 °C/día. Lo más característico es el máximo de enfriamiento secundario que ocurre en los trópicos entre 8000 y 12000 m, en invierno y verano, el cual se debe a la radiación desde los topos de la masa de nubes convectivas ecuatoriales. Los otros máximos corresponden a las cimas de las nubes medias: aproximadamente, 2000 m en invierno entre 20° y 70° N de latitud; en verano, el máximo enfriamiento se eleva a

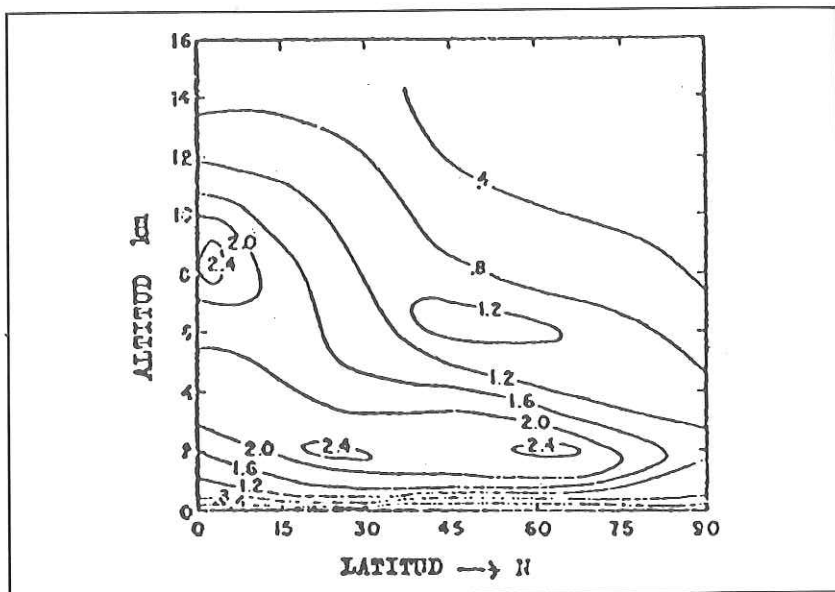


FIGURA 5.
 Velocidad de enfriamiento, por radiación de la atmósfera en el infrarrojo en °C/día, en invierno.

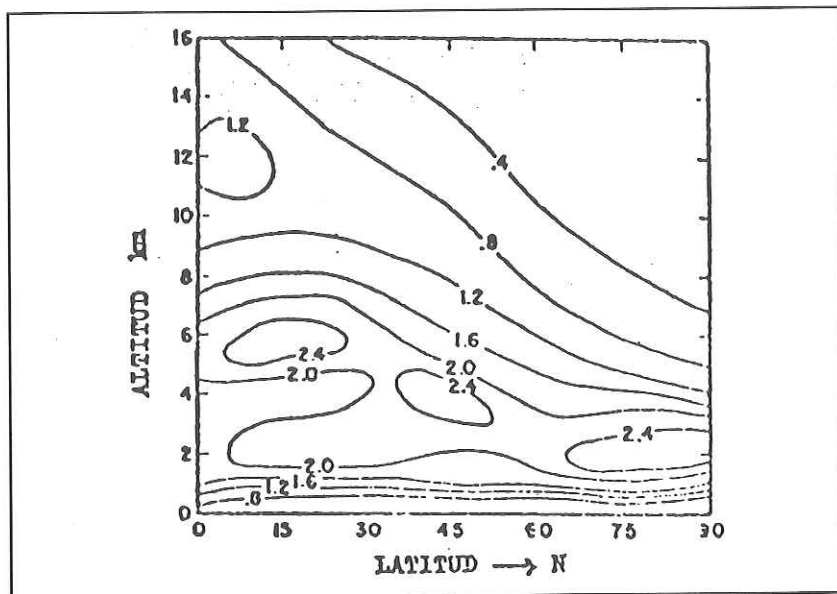


FIGURA 6.
 Velocidad de enfriamiento, por radiación de la atmósfera, en el infrarrojo, en °C/día, en verano.

casi 6000 m, entre 0° y 30° N, disminuyendo de altitud conforme se avanza hacia el Norte.

La comparación de la radiación solar entrante absorbida por la superficie de la Tierra y la atmósfera, y la saliente para invierno y verano nos llevaría a un exceso de energía en Julio para latitudes entre 20° y 45° N y a un déficit en Enero, que no puede ser compensado por la más rigurosa circulación de la atmósfera; por ello, las más marcadas variaciones estacionales de temperatura se dan en latitudes media y alta, donde los contrastes, día y noche, son muy acusados en áreas secas, mientras que en latitudes bajas, la espesa capa de nubes hace de pantalla reguladora.

El manto térmico que constituyen el vapor de agua y el anhídrido carbónico, en la baja atmósfera, y el ozono, en la estratosfera, es de gran importancia en la alteración posible del clima. Piénsese que normalmente el balance de radiación en la Tierra está próximo al equilibrio, que para ello existen mecanismos dinámicos estabilizadores como los vientos y corrientes marinas, pero que lo hacen con cierto retardo, en especial los océanos; así, por ejemplo, la súbita generación de grandes cantidades de ozono en la atmósfera, debido a explosiones solares, reforzará el manto térmico superior, con una apreciable elevación de la temperatura en la troposfera, en el ambiente; de ahí que se haya encontrado una ligera correlación entre el número de manchas solares (explosiones solares) y la temperatura en superficie de las regiones desérticas, ya que aquí el transporte de calor es impedido a causa de la carencia de vapor de agua. En cuanto a generalizar este hecho a todas las regiones del planeta, como han pretendido algunos investigadores, está lejos de la realidad. Lo que sí ocurre en las explosiones solares, o con la aparición de manchas solares, es que aumenta la emisión ultravioleta, aunque la energía de este extremo del espectro es baja, y aumenta la capa de ozono, siendo ésta la que ejerce el efecto antes citado.

Indudablemente, desde que comenzó la revolución industrial, la cantidad de CO₂ que va ingresando en la atmósfera lleva ritmo creciente y, por supuesto, que ha de tener incidencia en el manto térmico de la Tierra. Sin embargo, no hay que ser alarmista, pues los océanos pueden mantener una cantidad de CO₂ de 55 veces la de la atmósfera, tendiendo los dos medios, atmósfera y agua, al establecimiento del equilibrio, ya que el CO₂ será amortiguado por la difusión de éste en el agua del océano. Medidas realizadas durante varios años, en un lugar donde la contaminación atmosférica o biológica de CO₂ es mínima, como el polo Sur, están demostrando que la concentración se mantiene constante.

La figura 7 muestra las curvas que representan el flujo vertical anual de calor en función de la latitud para superficies de agua y de tierra, según M. I. Budyko. Puede observarse que el flujo de calor de la tierra es superior al del agua y que la curva

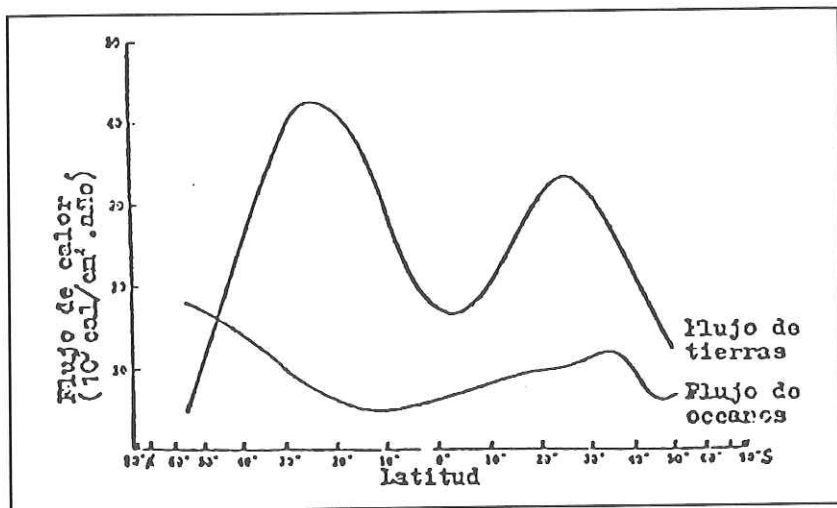


FIGURA 7.

Flujo de calor medio anual, saliente en función de la latitud.

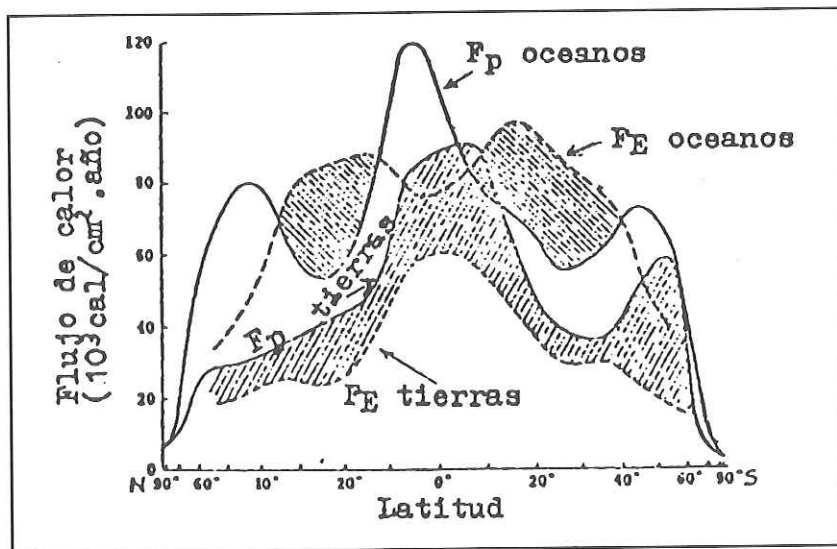


FIGURA 8.

Flujo de calor medio anual, correspondiente a la evaporación y a la precipitación.

presenta dos máximos, aproximadamente, en 25° N y 25° S, debido a que la capa ecuatorial de nubes impide la radiación saliente y a los efectos de alta latitud. El máximo del hemisferio Norte, más acusado, se debe a la influencia del Sahara y llega a más de $4 \cdot 10^4$ cal/cm² año.

La figura 8 presenta las curvas de distribución del flujo medio anual de calor emitido (consumo) en la evaporación, F_E , y el ingresado en la precipitación F_P , en función de la latitud, para superficies oceánicas y terrestres. Mientras que $F_E - F_P$, medio anual, es positivo sobre tierras, sobre océanos es negativo, en especial en la zona de los alisios, como, por otra parte, se comprueba de las medidas de salinidad en ellas. La comparación de la figura 8 con la 7 muestra que la energía utilizada en la evaporación, sobre los océanos, es casi diez veces mayor que el flujo vertical de energía emitido por las mismas superficies oceánicas.

BIBLIOGRAFÍA

- CHANG, J. H. (1965): «Climate and agriculture». *Ecological Survey*. Vol. 6, num. 28. Aldine Publishing Company.
- LENA, P.: *Astrophysique. Methodes physiques de l'observation*. Interditions/Editions du CNRS.
- LONDON, J. (1969): *Atmosphere and climatology*. American Meteorological Society.
- WEINEL, A. B. y MEINEL, M. P. (1978): *Aplied solar energy, and introduction*. Addison-Wesley Publishing Company.
- MILANKOVITCH, H. y LIST, P. (1985): *Solar radiation in the atmosphere*. Reinhold Publishing Corporation.
- PALTRIDGE, G. W. y PLATT, C. M. R. (1976): *Radiactive processes*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- SVERDRUP, M. (1979): *Solar energy*. American Meteorological Society.