

**CAMBIOS DE LA IRRADIANCIA SOLAR Y DETERMINACION
DE LA TURBIEDAD ATMOSFERICA EN COSTA RICA
DURANTE EL ECLIPSE TOTAL DEL 11 DE JULIO DE 1991**

Walter Fernández¹
Vilma Castro¹
Jaime Wright²
Hugo Hidalgo³
Alejandro Sáenz⁴

Resumen

Con motivo de la ocurrencia de un eclipse total de Sol, el 11 de julio de 1991, se hicieron mediciones de la radiación solar global, en varios lugares de Costa Rica. En dos de estos lugares, Puntarenas y Santa Cruz, se hicieron también mediciones de la irradiancia en el intervalo de longitud de onda 0,295-0,385 μm . Además, en Santa Cruz se registró la radiación directa y se utilizaron los filtros Schott OG530 y RG630 para determinar la irradiancia en los intervalos de longitudes 0,530-2,8 μm y 0,630-2,8 μm , respectivamente.

La radiación global y, consecuentemente, la radiación directa, la radiación difusa y la irradiancia en los intervalos de longitud de onda considerados, decrecieron paulatinamente conforme el Sol iba siendo eclipsado, hasta llegar a cero en la totalidad, para luego incrementar a sus valores normales.

Los datos registrados en Santa Cruz se utilizaron para determinar los parámetros de turbiedad atmosférica de Ångstrom, α y β . Los cálculos muestran que, entre las 13:00 y las 14:30 HL (Hora Local), los valores de α decrecieron y los de β se incrementaron significativamente. Esto indica que hubo una turbiedad atmosférica alta y predominaron las partículas grandes sobre las pequeñas; el tamaño de las partículas higroscópicas se incrementó durante el eclipse, cuando la temperatura disminuyó apreciablemente y, consecuentemente, la humedad relativa aumentó, en un intervalo de tiempo relativamente corto.

1. Introducción

El 11 de julio de 1991 ocurrió un eclipse total de Sol, el

¹ Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, San José.

² Departamento de Física, Universidad Nacional, Heredia.

³ Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Recursos Naturales, Energía y Minas, San José.

⁴ Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José.

cual se inició cerca de Hawaii, cruzó el mar hacia el este, continuando luego por la costa de México, América Central, Colombia y Brasil; en Costa Rica fue observado en casi todo su territorio.

Las características generales del eclipse han sido descritas por Fernández *et al.* (1992a). A lo largo de la línea central de la umbra, la totalidad en Costa Rica tuvo una duración promedio de cinco y medio minutos. En Peñas Blancas (en la frontera norte), el primer contacto ocurrió cerca de las 12:40 HL (Hora Local) y el inicio de la totalidad cerca de las 14:01 HL. En Paso Canoas (en la frontera sur), el primer contacto ocurrió cerca de las 12:50 HL (unos 10 minutos más tarde que en Peñas Blancas) y el inicio de la totalidad tuvo lugar cerca de las 14:09 HL. El último contacto ocurrió cerca de las 15:17 HL en Peñas Blancas y cerca de las 15:23 HL en Paso Canoas. Datos para diversas localidades se encuentran en varias publicaciones (por ejemplo, Fernández *et al.* 1992a).

Durante dicho acontecimiento, se hicieron mediciones de la irradiancia solar y de otros parámetros atmosféricos en diferentes lugares de Costa Rica.

En el presente artículo, se analizan y discuten los cambios de la irradiancia solar durante el eclipse y se determinan los parámetros de Ångström, α y β , para la turbiedad atmosférica. Los cambios de temperatura y viento son discutidos en otro artículo (Fernández *et al.*, 1992b).

2. Lugares de observación e instrumental utilizado

En Costa Rica, las estaciones meteorológicas cuentan con actinógrafos para medir la radiación solar. Debido a la inercia térmica de la banda bimetalica, estos instrumentos responden muy lentamente a los cambios rápidos de irradiancia y, consecuentemente, no son apropiados para medidas que se realicen en períodos menores de un día. Por esto, se instaló instrumental de gran precisión en Santa Cruz, Puntarenas, Damas y Tárcoles (Figura 1). Además, el Instituto Costarricense de Electricidad instaló una estación meteorológica automática en Filadelfia (Figura 1), cuyos datos fueron proporcionados a los autores. En todos estos lugares, la radiación global se midió con un piranómetro Eppley modelo 8-48. Este instrumento tiene una cubierta hemisférica del vidrio óptico Schott WG295, el cual transmite uniformemente de 0,285 a 2,8 μm .

En Santa Cruz y Puntarenas se instalaron también piranómetros Eppley para medir la irradiancia ultravioleta (UV) en el intervalo 0,295-0,385 μm . Además, en Santa Cruz se instaló un pirheliómetro Eppley modelo NIP (normal-incidence pirheliometer), con el cual se midió la radiación directa y en ciertos intervalos de longitudes de onda en el visible y el infrarrojo, haciendo uso de los filtros de vidrios coloreados Schott, OG530 (opaco hasta 0,530 μm ; transparente en el intervalo 0,530-2,8 μm) y RG630 (opaco hasta 0,630 μm ; transparente en el intervalo 0,630-2,8 μm). El pirheliómetro Eppley, modelo NIP, es un instrumento de tipo telescópico con una abertura delgada; el instrumento apunta hacia

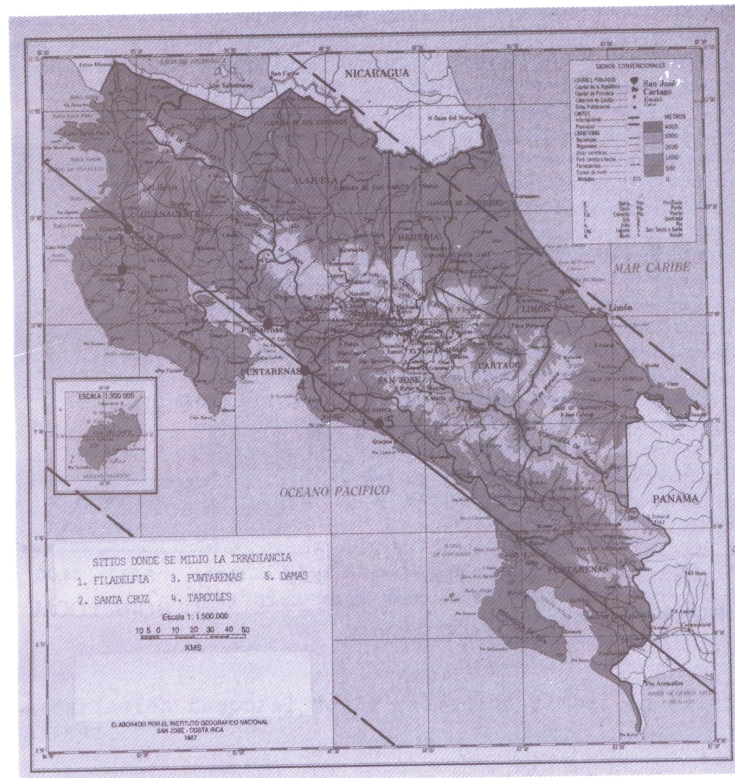


Figura 1. Mapa de Costa Rica, en el cual se indica donde se hicieron las mediciones de la irradiancia solar.

el Sol y sigue su movimiento. Los detalles técnicos del pirheliómetro, los piranómetros y los filtros son discutidos por Iqbal (1983).

3. Radiación global

Las Figuras 2 y 3 muestran los cambios de la radiación global en los lugares mencionados. Nótese como, en todos los casos, la radiación global decreció progresivamente conforme el Sol iba siendo eclipsado, hasta ser cero en la totalidad. Por ejemplo, en Puntarenas descendió de cerca de 1000 W/m² a las 12:40 HL (Hora Local) a cero en la totalidad.

4. Radiación directa y difusa

Para cualquier ángulo cenital θ , la radiación global, I_g , está dada por (Paltridge y Platt, 1971):

$$I_g = I_n \cos\theta + \int i_d d\Omega \quad (1)$$

donde I_n es la irradiancia normal directa, i_d es la radiancia de la radiación difusa y la integral es sobre todos los ángulos sólidos

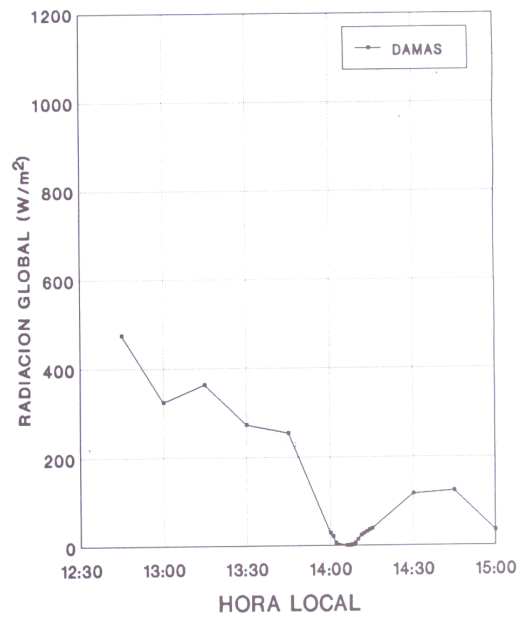
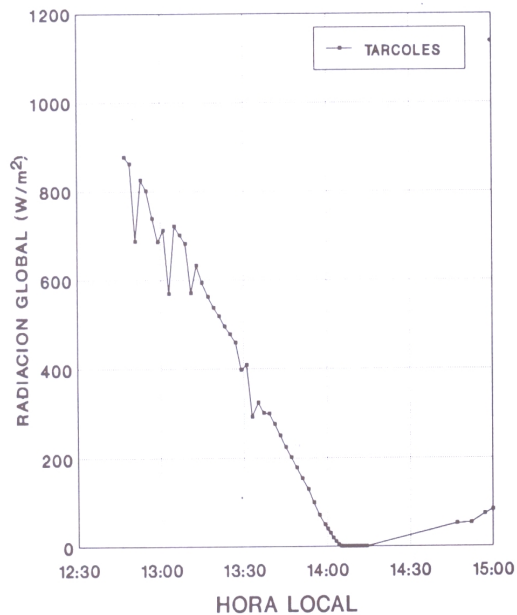
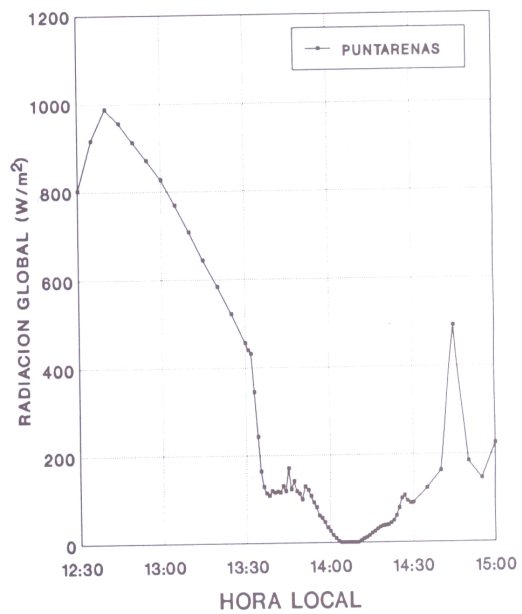
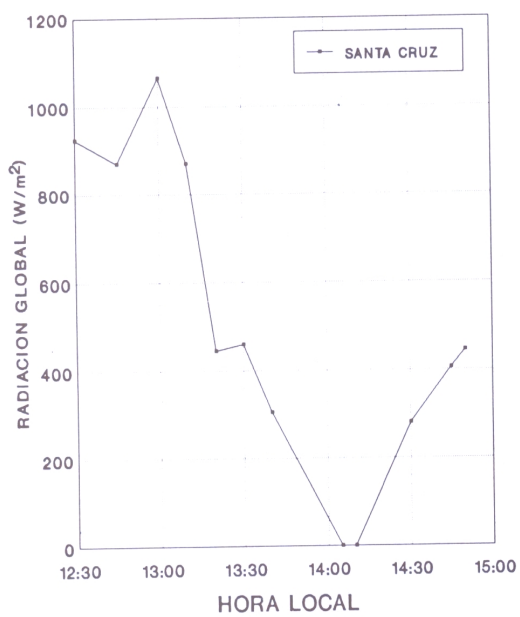


Figura 2. Variación temporal de la radiación global en Santa Cruz, Puntarenas, Tárcoles y Damas, el 11 de julio de 1991.

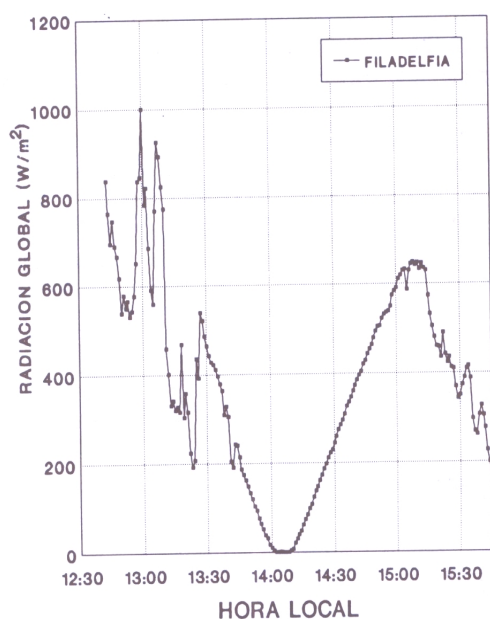


Figura 3. Variación temporal de la radiación global en Filadelfia, el 11 de julio de 1991.

Ω del hemisferio superior. Como lo han señalado Paltridge y Platt (1971) en todos los problemas meteorológicos prácticos siempre se supone que la radiación difusa es isotrópica, sobre la base de: (a) que en cielos despejados su componente vertical es un orden de magnitud menor que la radiación global por lo que el error es insignificante y (b) que en cielo cubierto (nuboso), donde la radiación global es enteramente radiación difusa, cualquier cálculo de las propiedades direccionales de la radiancia sería una pérdida de tiempo, debido a la imprecisión en la especificación de las nubes. En cualquier evento, la difusión múltiple dentro de las nubes tiende a inducir isotropía por lo que la ecuación (1) se reduce a:

$$I_g = I_n \cos\theta + I_d \quad (2)$$

donde I_d es la radiación difusa vertical medida o calculada como un parámetro individual. Las tres variables son una función del ángulo solar.

Iqbal (1983; Figura 6.21.4) ha calculado las magnitudes relativas, en función de la longitud de onda y considerando un grupo típico de parámetros atmosféricos, de las componentes directa y difusa de la radiación global. A longitudes de onda mayores que $1 \mu\text{m}$, la radiación global está casi enteramente compuesta de la componente directa. A longitudes de onda más cortas que $1 \mu\text{m}$, la contribución fraccional de la radiación difusa a la global depende

de la masa de aire, la turbiedad y el albedo del suelo. Otros parámetros tales como el ozono y el vapor de agua tienen un efecto despreciable.

La Figura 4 muestra los registros de las componentes directa y difusa en Santa Cruz. La radiación difusa se obtuvo a partir de los valores de la radiación global y la radiación directa. Obsérvese como la radiación fue decreciendo hasta llegar a ser cero en la totalidad del eclipse, para luego incrementar nuevamente.

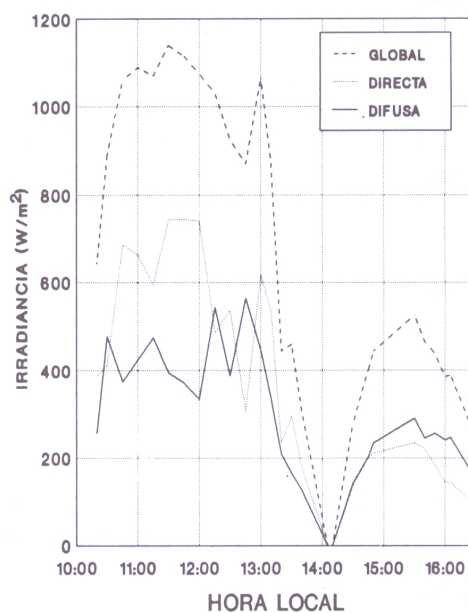


Figura 4. Variación temporal de la radiación global, radiación directa y radiación difusa en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991.

5. Irradiancia espectral

La distribución de la radiación electromagnética emitida por el Sol, como una función de la longitud de onda, incidente en el tope de la atmósfera, se conoce como el espectro solar y se muestra en la Figura 5, donde se presenta también la irradiancia solar espectral al nivel del mar en una atmósfera despejada (Thekaekara, 1976; Liou, 1980). Las áreas sombreadas representan la cantidad de absorción por varios gases, principalmente CO_2 , O_3 y O_2 . Una curva para un cuerpo negro a una temperatura de 6000 K empalma bastante bien la irradiancia solar espectral en las longitudes de onda del visible y del infrarrojo; esto no ocurre en la región del ultravioleta, como lo muestran en mayor detalle las observaciones de Thekaekara (1974).

De la energía electromagnética emitida por el Sol, cerca del 46% está en la región del visible ($0,390\text{-}0,770 \mu\text{m}$), cerca de un 46% en longitudes de onda mayores que la región del visible y

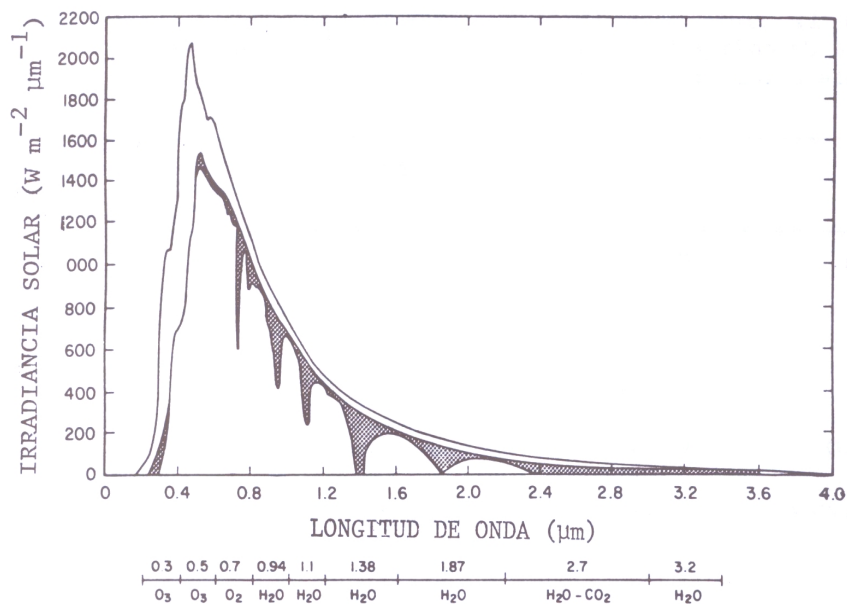


Figura 5. Curvas de la distribución de la irradiancia espectral solar; (1) la irradiancia solar observada en el tope de la atmósfera (después de Thekaekara, 1976), y (2) la irradiancia solar observada al nivel del mar. Las áreas sombreadas representan la absorción debida a los diferentes gases en una atmósfera despejada. La envolvente exterior de las áreas sombreadas denota la reducción de la irradiancia solar debida a la difusión. (Tomada de Liou, 1980: *An introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press).

aproximadamente un 8% en longitudes de onda más cortas que $0,4 \mu\text{m}$. El Cuadro 1, tomado de Iqbal (1983), muestra una división aproximada del espectro solar en varios intervalos de longitud de onda y de irradiancia afuera de la atmósfera.

Aunque la irradiancia ultravioleta es una fracción pequeña de la radiación solar, juega un papel muy importante, debido a sus efectos en la salud. Por esta razón ha sido medida o estimada en diferentes partes (Ilyas y Barton, 1983; Nagaraja Rao y Takashima, 1984, 1985; Castro, 1986; Scott et al., 1988).

Durante el eclipse se midió la irradiancia ultravioleta en Santa Cruz y Puntarenas, como se indica en las Figuras 6 y 7. El registro que se muestra en la Figura 6 es particularmente interesante; los decrecimientos repentinos se deben a las nubes que se desplazaban en el cielo y frecuentemente ocultaban el Sol, como lo pudieron constatar los autores. En la totalidad y varios minutos antes y después de ella, el Sol no fue ocultado por las nubes, como se puede inferir de la Figura 6. Las figuras muestran nuevamente el decrecimiento de la irradiancia conforme el eclipse iba progresando, hasta ser cero en la totalidad, para luego incrementar.

De las mediciones realizadas en Santa Cruz, incluyendo

Cuadro 1. División aproximada del espectro solar en varios intervalos de longitud de onda y de irradiancia afuera de la atmósfera, con un valor de la constante solar de 1367 W/m² (Iqbal, 1983).

Color	(μm)	Irradiancia W/m ²	Porcentaje de la constante solar
Violeta	0,390-0,455	108,55	7,96
Azul	0,455-0,492	73,63	5,39
Verde	0,492-0,577	160,00	11,70
Amarillo	0,577-0,597	35,97	2,63
Anaranjado	0,597-0,622	43,14	3,16
Rojo	0,622-0,770	212,82	15,57
Divisiones más amplias			
Ultravioleta	< 0,4	109,81	8,03
Visible	0,390-0,770	634,40	46,41
Infrarrojo	> 0,77	634,40	46,40
Energía del Sol (%)			
95	0,3-2,4		
1,2	< 0,3		
3,6	> 2,4		

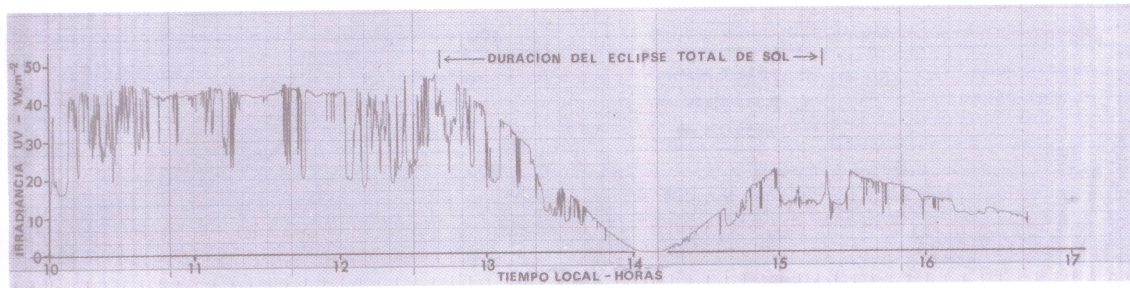


Figura 6. Registro de la irradiancia ultravioleta ($0,295-0,385 \mu\text{m}$) en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991.

aquellas con los filtros OG530 y RG630, se obtuvieron valores de la irradiancia en longitudes de onda del violeta, azul y parte del verde ($0,385-0,530 \mu\text{m}$), de parte del verde, amarillo, anaranjado y parte del rojo ($0,530-0,630 \mu\text{m}$) y de parte del rojo e infrarrojo ($0,630-2,8 \mu\text{m}$). Los resultados se muestran en la Figura 8 junto con la irradiancia UV ($0,295-0,385 \mu\text{m}$). Consecuentemente con la discusión previa, las curvas tienen un patrón similar al de la radiación global.

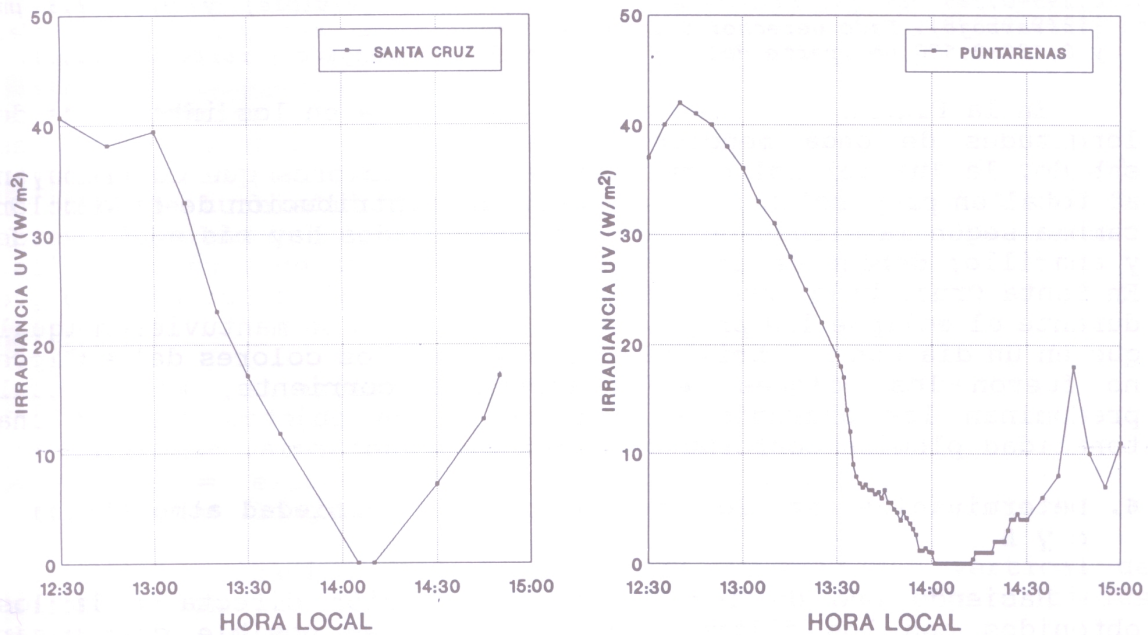


Figura 7. Variación temporal de la irradiancia ultravioleta ($0,295-0,385 \mu\text{m}$) en Santa Cruz y Puntarenas, el 11 de julio de 1991.

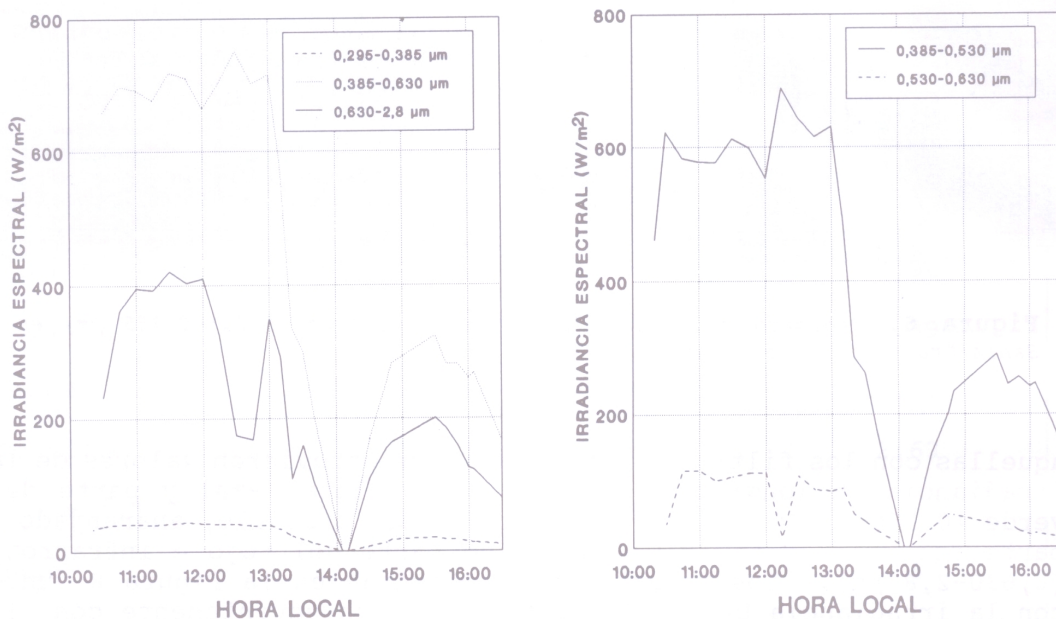


Figura 8. Variación temporal de la irradiancia solar en varios intervalos de longitud de onda, en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991. Lado izquierdo: 0,295-0,385 μm (ultravioleta), 0,385-0,630 μm (visible) y 0,630-2,8 μm (infrarrojo). Lado derecho: 0,385-0,530 μm (violeta, azul y parte del verde) y 0,530-0,630 μm (parte del verde, amarillo, anaranjado y parte del rojo).

En la Figura 9 se muestra la irradiancia en los intervalos de longitudes de onda mencionados en forma porcentual. Como es sabido, la luz del Sol está compuesta por colores que contribuyen al total en proporciones diferentes. La contribución de cada color cambia según la situación: en días despejados hay más azul, verde y amarillo; debajo de un bosque la luz es rica en verdes y rojos. En Santa Cruz, bajo condiciones de cielo despejado, se observó que durante el eclipse las proporciones de colores se mantuvieron igual que en un día con sol brillante, por lo que los colores del eclipse no fueron los colores de un atardecer corriente, en el cual predominan los anaranjados y rojos. Los objetos tomaron una tonalidad plomiza conforme decrecía la irradiancia.

6. Determinación de los parámetros de turbiedad atmosférica α y β

Haciendo uso de los datos de radiación directa y de los obtenidos con los filtros OG530 y RG630 es posible determinar experimentalmente los parámetros de turbiedad de Ångstrom, α y β , así como el tipo y la cantidad de aerosoles en la atmósfera sobre Santa Cruz para el período de observaciones. Un cálculo similar fue realizado por Wright (1990) para Heredia, Costa Rica.

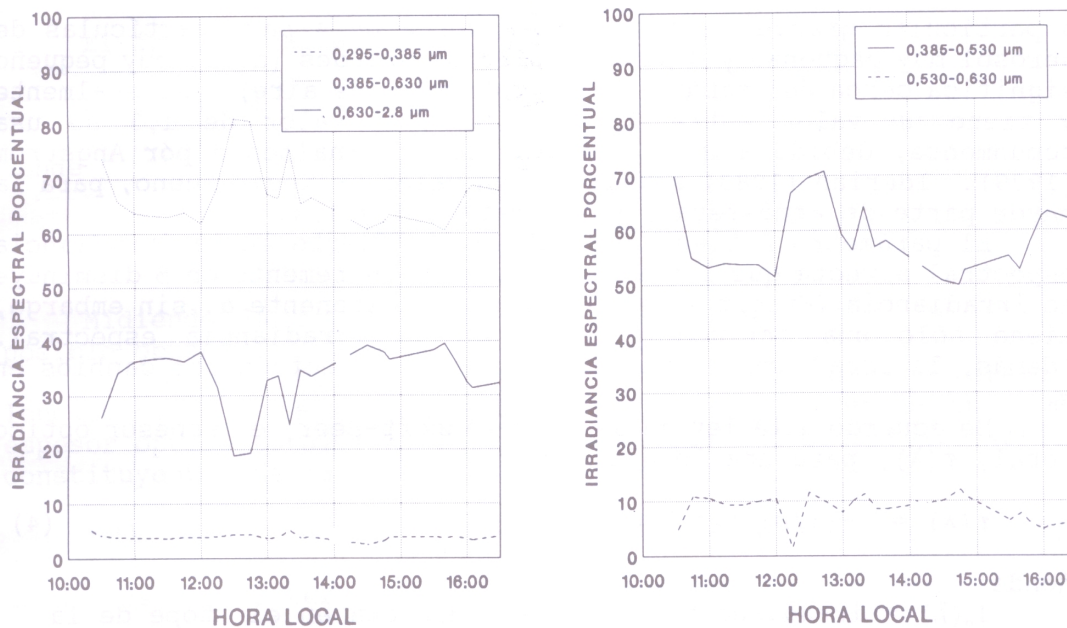


Figura 9. Variación temporal de la irradiancia solar en varios intervalos de longitud de onda, expresada como porcentaje de la radiación global, en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991. Lado izquierdo: 0,295-0,385 μm (ultravioleta), 0,385-0,630 μm (visible) y 0,630-2,8 μm (infrarrojo). Lado derecho: 0,385-0,530 μm (violeta, azul y parte del verde) y 0,530-0,630 μm (parte del verde, amarillo, anaranjado y parte del rojo).

a. Base Teórica

Ångstrom (1929) sugirió una ecuación simple, conocida como la fórmula de turbiedad de Ångstrom, la cual incorpora el tamaño de las partículas del aerosol.

$$\tau_p(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3)$$

donde

- $\tau_p(\lambda)$ = el espesor óptico debido a las partículas atmosféricas
- β = coeficiente de turbiedad de Ångstrom
- α = exponente de la longitud de onda
- λ = longitud de onda (μm)

En la ecuación (3), β representa la cantidad vertical de aerosoles en la atmósfera. Su valor varía de 0 para cielos despejados a 0,5 o más para cielos "turbios".

El exponente α expresa una forma de dependencia espectral de $\tau_p(\lambda)$, la cual da una idea de la distribución de tamaños de las partículas de aerosol en una columna vertical. Los valores grandes de α indican un cociente alto de partículas pequeñas con respecto

a partículas grandes. Su valor es cerca de 4 para partículas de aerosol muy pequeñas y 0 para partículas grandes (aquí, muy pequeño significa cerca del tamaño de las moléculas de aire). Generalmente α tiene un valor entre 0,5 y 2,5. Un valor de 1,3 se usa comúnmente, debido a que fue sugerido originalmente por Ångström (1929). Ideriah (1983) señala que un valor promedio bueno, para la mayor parte de atmósferas, está entre 0,5 y 1,3.

El parámetro β tiene una influencia fuerte en la irradiancia espectral directa que llega al suelo. Un incremento en β disminuye la irradiancia (Wright et al., 1989). El exponente α , sin embargo, tiene sólo una influencia menor en la irradiancia espectral. Además, la irradiancia para $\lambda > 1 \mu\text{m}$ no es afectada por cambios en α .

De acuerdo a la ley de Bouguer-Lambert-Beer, el espesor óptico total, $\tau(\lambda)$, para una longitud de onda es:

$$\tau(\lambda) = -(1/m) \ln\{I_0(\lambda)/[I(\lambda)E_0]\} \quad (4)$$

donde

- $I_0(\lambda)$ = irradiancia espectral directa en el tope de la atmósfera
- $I(\lambda)$ = irradiancia espectral directa en el suelo
- E_0 = el factor correctivo de excentricidad para la distancia media Tierra-Sol
- m = la masa de aire óptica relativa

E_0 se obtiene de la siguiente expresión (Spencer, 1971):

$$E_0 = (r_0/r)^2 = 1,000\ 110 + 0,034\ 221 \cos \Gamma + 0,001\ 280 \sin \Gamma + 0,000\ 719 \cos 2\Gamma + 0,000\ 077 \sin 2\Gamma \quad (5)$$

donde Γ = (en radianes) se conoce como el ángulo del día y está dado por:

$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365 \quad (6)$$

donde d_n es el número de día, variando de 1 para el 1 de enero a 365 para el 31 de diciembre.

m se obtiene de:

$$m = [1 - \sin^2 \theta / (1 + H_1/R_T)]^{-\frac{1}{2}} \quad (7)$$

donde

- H_1 = altura de la atmósfera terrestre (se considera que la altura de la atmósfera Rayleigh es 7,8 km)
- R_T = radio medio de la Tierra (6370 km)
- θ = ángulo cenital

El ángulo cenital se obtiene de:

$$\cos\theta = \text{sen}\delta \text{sen}\Phi + \text{cos}\delta \text{cos}\Phi \text{cos}\Omega_0 \quad (8)$$

donde δ = declinación del Sol en grados
 Φ = latitud geográfica en grados
 Ω_0 = el ángulo horario; cero al mediodía y se toma positivo en la mañana

Midiendo la irradiancia espectral directa en el suelo, es posible obtener el espesor óptico total $\tau(\lambda)$.

El espesor óptico debido a las partículas para diferentes longitudes de onda, $\tau_p(\lambda)$, está dado por la diferencia entre el espesor óptico total $\tau(\lambda)$ y el espesor óptico debido a los varios constituyentes de la atmósfera, esto es:

$$\tau_p(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) - \tau_{oz}(\lambda) - \tau_w(\lambda) - \tau_n(\lambda) \quad (9)$$

donde los varios términos se definen abajo:

$\tau_R(\lambda)$ es el espesor óptico producido por una atmósfera Rayleigh, obtenido de:

$$\tau_R(\lambda) = p_0 \text{UR}(\lambda) \quad (10)$$

donde

p_0 = presión en la superficie en el sitio de medición (bares)

$\text{UR}(\lambda)$ = espesor óptico de la atmósfera estándar de Rayleigh, cuyos valores se pueden obtener de Fröhlich y Shaw (1980).

$\tau_{oz}(\lambda)$ es el espesor óptico producido por la absorción del ozono, Se obtiene de:

$$\tau_{oz}(\lambda) = X(\lambda)q \quad (11)$$

donde

$X(\lambda)$ = coeficiente de absorción del ozono

q = contenido vertical de ozono

Los valores de $X(\lambda)$ y q pueden ser obtenidos de las tablas dadas por Vigroux (1953).

$\tau_w(\lambda)$ es el espesor óptico debido a la absorción débil del vapor de agua. Se obtiene de:

$$\tau_w(\lambda) = c(\lambda)w \quad (12)$$

donde

$c(\lambda)$ = coeficiente de absorción del vapor de agua
 w = agua precipitable; contenido vertical del vapor de agua (ver Tomasi 1979 a,b).

$$w = \int_{z_0}^z \rho_v(z) dz \quad (13)$$

donde

$\rho_v(z)$ = densidad del vapor de agua (humedad absoluta)
 z_0 = altitud del lugar de medición
 z = altura de la troposfera

τ_n es el espesor óptico debido a la absorción de dióxido de nitrógeno (NO_2). Se obtiene de:

$$\tau_n(\lambda) = \sigma(\lambda)n \quad (14)$$

donde

$\sigma(\lambda)$ = coeficiente de absorción del NO_2
 n = contenido vertical de NO_2

Los valores de n están dados por Hall y Blacket (1952). Para áreas urbanas, Brewer *et al.*, (1973) sugieren los siguientes valores de $\sigma(\lambda)$: 4×10^{-4} cm para la salida del Sol, 3×10^{-3} cm para el mediodía y 6×10^{-4} cm para la puesta del Sol.

b. Aplicación de la teoría en Santa Cruz

En el Cuadro 2 se dan los intervalos efectivos de las medidas con los filtros y con el piranómetro.

Los factores de corrección aplicados a las mediciones realizadas con el piranómetro espectral Eppley, cuando se usan los filtros de vidrios coloreados Schott, fueron recomendados por Drummond y Roche (1965). Los filtros de vidrio no coloreados no requieren un factor de corrección.

Los valores de $I(\lambda)$ que fueron usados para calcular $\tau(\lambda)$ fueron aquellos obtenidos cuando el Sol no estaba cubierto por nubes en el momento de la medición. De esta forma, no se requirió de factores de atenuación adicionales.

Los valores del agua precipitable, w , se calcularon de los valores de temperatura y humedad desde el suelo hasta una altitud de 10 km, obtenidos con un radiosondeo especial realizado a las 13:26 HL (Hora Local) el 11 de julio de 1991 en el Aeropuerto Internacional Juan Santamaría (a unos 150 km hacia el este de Santa Cruz).

Combinando las mediciones de la irradiancia en los intervalos de longitud de onda considerados, es posible calcular la intensidad espectral solar $I(\lambda)$ en las siguientes bandas:

Cuadro 2. Características espectrales de los filtros y del instrumental utilizado.

Filtro o tipo de radiación	intervalo de opacidad, μm	intervalo de transmisividad μm	factor de corrección
OG530	< 0,530	0,530-2,8	0,94
RG630	< 0,630	0,630-2,8	0,925
WG295 (radiación global; piranómetro Eppley)	< 0,285	0,285-2,8	-
radiación UV piranómetro Eppley	< 0,295	0,295-0,385	-

$$\lambda_1 = 0,285-0,530 \mu\text{m}$$

$$\lambda_2 = 0,285-0,630 \mu\text{m}$$

El espesor óptico total, $\tau(\lambda)$, de la atmósfera para una longitud de onda dada, se calculó de la ecuación (4) para cada valor de $I(\lambda)$. Con estos valores del espesor óptico total, se calculó el espesor óptico de las partículas de aerosol $\tau_p(\lambda)$ con la ecuación (9).

Usando los procedimientos mencionados arriba, se obtuvieron valores del espesor óptico de las partículas de aerosol en las bandas de longitud de onda λ_1 y λ_2 . Los parámetros de la turbiedad atmosférica α y β se pueden ahora encontrar de:

$$\beta = \exp \{ [\ln \tau_p(\lambda_2) \ln \lambda_1 - \ln \tau_p(\lambda_1) \ln \lambda_2] / \ln(\lambda_1/\lambda_2) \} \quad (15)$$

$$\text{y, } \alpha = \ln[\tau_p(\lambda_2) / \tau_p(\lambda_1)] / \ln(\lambda_1/\lambda_2) \quad (16)$$

c. Resultados

En el Cuadro 3 se dan los valores calculados del exponente de crecimiento α y del coeficiente de turbiedad β , para el 11 de julio de 1991 en Santa Cruz, Guanacaste; dichos valores se encuentran graficados en la Figura 10.

Entre las 13:00 y las 14:30 HL, los valores de β son relativamente altos, mientras que los de α son relativamente bajos. Esto indica, que en dicho intervalo de tiempo, hubo una turbiedad atmosférica alta y predominaron las partículas grandes sobre las pequeñas.

Los aerosoles pudieron haber sido partículas de sal,

Cuadro 3. Valores calculados de α y β en Santa Cruz, Guanacaste, el 11 de julio de 1991.

Hora	α	β	Hora	α	β
10:30	0,037	0,807	13:30	0,281	0,607
10:45	1,308	0,022	13:40	0,303	0,825
11:00	1,383	0,031	14:30	0,285	0,738
11:15	1,429	0,045	14:45	0,675	0,264
11:30	1,114	0,037	14:50	0,582	0,297
11:45	1,228	0,025	15:30	0,144	0,522
12:00	1,232	0,027	15:40	0,225	0,450
12:30	1,029	0,023	15:50	0,117	0,619
12:45	1,467	0,056	16:00	0,108	0,730
13:00	0,741	0,115	16:05	0,139	0,655
13:10	0,869	0,102	16:30	0,235	0,576
13:20	0,528	0,388			

provenientes del mar, y partículas de polvo del suelo. La eficiencia de estas partículas, como núcleos de condensación, depende de sus propiedades; las partículas más importantes son las higroscópicas. En condiciones de humedad relativa alta, estas partículas absorben agua y crecen. Por lo tanto, su tamaño se incrementó durante el eclipse, cuando la temperatura disminuyó apreciablemente y, consecuentemente, la humedad relativa aumentó, en un intervalo de tiempo relativamente corto.

Las curvas para α y β se pueden comparar con las obtenidas por Wright (1990) para la variación diurna en Heredia, en el mes de febrero de 1990. En Heredia, los valores de α fueron más altos cerca del mediodía (1,65), indicando un predominio de las partículas pequeñas sobre las grandes, y más bajos temprano en la mañana (0,65 a las 08:00 HL) y al atardecer (0,53 a las 17:00 HL), indicando que a estas horas predominaron las partículas grandes sobre las pequeñas. Por otro lado, los valores de β fueron más bajos cerca del mediodía (0,010), indicando turbiedad atmosférica baja, y más altos temprano en la mañana (0,126 a las 08:00 HL) y al atardecer (0,182 a las 17:00 HL), lo que indica turbiedad atmosférica alta a estas horas.

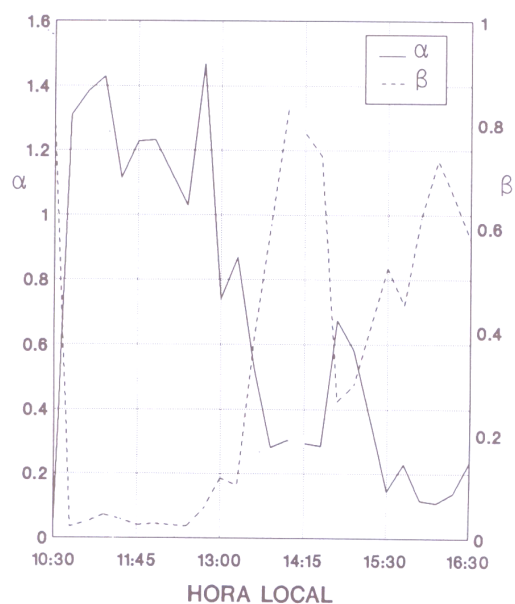


Figura 10. Variación temporal de los parámetros de turbiedad atmosférica de Ångstrom, α y β , en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991.

El incremento de β y decrecimiento de α en Santa Cruz, el 11 de julio de 1991 entre las 13:00 y las 14:30 HL, es anómalo y se debió, como se mencionó, a la disminución de temperatura y aumento de la humedad relativa durante el eclipse.

7. Conclusión

El eclipse del 11 de julio de 1991 proporcionó una gran oportunidad para estudiar los cambios de la irradiancia solar durante el fenómeno en diferentes lugares de Costa Rica.

Aunque un decrecimiento de la irradiancia se había inferido, se requería cuantificar los cambios mediante observaciones especiales. Estos mostraron que la radiación global y, consecuentemente, la radiación directa, la radiación difusa y la radiación en los intervalos de longitud de onda considerados, decrecieron conforme el eclipse progresó hacia la totalidad (donde los valores fueron cero), e incrementaron después a sus valores normales.

Los cálculos para los parámetros de turbiedad atmosférica de Ångstrom, α y β , en Santa Cruz, indican que hubo una turbiedad atmosférica alta y que predominaron las partículas grandes sobre las pequeñas, entre las 13:00 y las 14:30 HL. De esto se infiere que el tamaño de las partículas higroscópicas se incrementó durante el eclipse, como consecuencia de la disminución de la temperatura y del aumento correspondiente de la humedad relativa.

Agradecimientos

Varios colegas colaboraron con la toma de datos de la radiación global. Beatriz Cuendis realizó mediciones en Damas. Los datos de Filadelfia fueron tomados, instalando una estación automática Omnidata del ICE en la Finca El Escarbadero, por Luis E. Acuña, Marco V. Alvarado, Rafael Enrique Chacón y Porfirio Machado (todos del ICE) y Jorge A. Amador (UCR); dichos datos fueron proporcionados amablemente por el Departamento de Hidrología del ICE. Hugo Hidalgo León colaboró con la confección de las figuras y Alom Paz pasó en limpio el manuscrito.

Este trabajo fue financiado por la Universidad de Costa Rica, la Universidad Nacional y el Instituto Meteorológico Nacional, el cual forma parte del Ministerio de Recursos Naturales, Energía y Minas.

Referencias

- Ångström, A. On the atmospheric transmission by sun radiation and in dust in the air. *Geografiska*, 12, 130-159, 1929.
- Brewer, A.W., C.T. McEnroy y J.B. Kerr. Nitrogen dioxide concentration in the atmosphere. *Nature*, 246, 129-133, 1973.
- Castro, V. Método para la estimación de la radiación ultravioleta a partir de registros de radiación solar global. *Cien. Tec.*, 10, 103-106, 1986.
- Drummond, A.J. y J.J. Roche. Corrections to be applied to measurements made with Eppley (and other) spectral radiometers when used with Schott coloured glasses, *J. Appl. Meteorol.*, 4, 741-744, 1965.
- Fernández, W., D.E. Azofeifa y J.A. Villalobos. El eclipse total de Sol del 11 de julio de 1991: Aspectos Generales. En *El Eclipse Total de Sol del 11 de Julio de 1991: Observaciones Científicas Realizadas en Costa Rica* (W. Fernández, ed.), Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José, 1992a.
- Fernández, W., V. Castro y H. Hidalgo. Variaciones de la temperatura y el viento en Costa Rica durante el eclipse total de Sol del 11 de Julio de 1991. En *El Eclipse Total de Sol del 11 de Julio de 1991: Observaciones Científicas Realizadas en Costa Rica* (W. Fernández, ed.), Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José, 1992b.
- Fröhlich, C., y G.E. Shaw. New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, 19, 1773-1775, 1980.
- Hall, T.C., y F.E. Blakett. Separation of the absorption spectra of NO₂ and N₂O₄ in the range of 2400-5000 Ångstroms. *J. Chem. Phys.*, 20, 1745-1749, 1952.
- Ilyas, M. e I.J. Barton. Surface dosage of erythemal solar ultraviolet radiation near the equator. *Atmospheric Environment*, 17(10), 2069-2073, 1983.
- Iqbal, M. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, New York. 389pp, 1983.
- Liou, K-N. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, New York, 392 pp, 1980.
- Nagaraja Rao, C.R., T. Takashima, W.A. Bradley y T. Young Lee. Near ultraviolet radiation at the earth's surface: measurements and model

- comparisons. *Tellus*, 36B, 286-293, 1984.
- Nagaraja Rao, C.R., y T. Takashima. Measured and computed values of clear sky ultraviolet irradiances at the South Pole. *Solar Energy*, 34, 435-437, 1985.
- Paltridge, G.W., y C.M.R. Platt. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 318 pp, 1976.
- Scotto, J., G. Cotton, F. Urbach, D. Berger y T. Fears. Biologically effective ultraviolet radiation: surface measurements in the United States, 1974 to 1985. *Science*, 239, 762-763, 1988.
- Spencer, J.W. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2(5), 172, 1971.
- Thekaekara, M.P. Extraterrestrial solar spectrum, 3000-6100 Å at 1 Å intervals. *Appl Opt.*, 13, 518-522, 1974.
- Thekaekara, M.P. Solar irradiance: Total and spectral and its possible variations. *Appl. Opt.*, 15, 915-920, 1976.
- Tomasi, C. Non-selective absorption by atmospheric water vapour at visible and near infrared wavelength. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 105, 1027-1040, 1979a.
- Tomasi, C. Weak absorption by atmospheric water vapour in the visible and near infrared spectral region. *Il Nuovo Cimento*, C2, 511-526, 1979b.
- Vigroux, E. Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'oxone. *Annales de Physique*, 8, 261-270, 1953.
- Wright, J. Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters α y β in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG630 and WG350. *The heliograph*, 2, 16-23, 1990.
- Wright, J., R. Perez, y J. Michalsky. Luminous efficacy of direct irradiance: Variations with insolation and moisture conditions. *Solar Energy*, 42, 387-394, 1989.