



IRRADIACIÓN SOLAR GLOBAL EN LA CIUDAD DE VALENCIA. (GLOBAL SOLAR IRRADIACIÓN IN THE CITY OF VALENCIA)

Nelson Falcón; F. Peña; H. Mavo; Rafael Muñoz Departamento de Física - Facyt, Universidad de Carabobo. Av. Bolívar Norte, Apdo. Postal 129, Valencia 2001 Edo. Carabobo. Email: nfalcon@thor.uc.edu.ve

Resumen

La determinación de la radiación solar global en la superficie terrestre (Irradiación) es de importancia para la caracterización de la atmósfera. Se presenta un dispositivo de fácil fabricación para medir la radiación global y su empleo en la determinación del espesor óptico atmosférico y la irradiancia en la superficie terrestre. Se discuten los resultados de las medidas efectuadas en la Zona Industrial Sur y la zona Norte de la ciudad de Valencia respecto a la polución atmosférica por aerosoles y partículas en suspensión, así como la variación temporal de la irradiancia solar local.

Palabras Claves: Irradiación Solar, Atmósfera, Polución: aerosoles.

Abstract

The determination of the global solar radiation in the terrestrial surface (Irradiation) is of importance for the characterization of the atmosphere. A device of easy production is presented to measure the global radiation and its employment in the determination of the atmospheric optic thickness and the irradiance in the terrestrial surface. We discuss the results of the measures made in the South Industrial Area and the North area of the city of Valencia regarding the atmospheric pollution for aerosols and particles in suspend, as well as the temporary variation of the local solar irradiance.

Key words: Solar Irradiation, Atmosphere, Pollution: aerosols.

I. INTRODUCCIÓN

La energía solar absorbida por la Tierra en forma de radiación lumínica y posteriormente disipada como radiación infrarroja, determina el calentamiento o enfriamiento del aire, la cantidad de agua evaporada o precipitada, y la diferencia de presión que determinan vientos y brisas. La radiación solar, al atravesar la atmósfera terrestre, es en parte reflejada, difundida y absorbida por el polvo y moléculas de gases disueltos en ella como el ozono (O₃), el dióxido de carbono (CO₂) y el vapor de agua entre otros. La magnitud de esta alteración de la radiación depende de la composición de la atmósfera y de la longitud de camino óptico de los rayos del sol.

El objetivo de este trabajo es cuantificar la radiación solar global recibida en la ciudad de Valencia; y subsecuentemente la determinación del espesor óptico atmosférico, medida indirecta de la turbidez atmosférica. La combinación de tres factores: la distancia Tierra-Sol, el diámetro solar y la temperatura del Sol, determinan un flujo luminoso, para su aplicación en el campo de la ingeniería, la emisión de energía en el Sol puede considerarse constante por que las fluctuaciones de luminosidad varían solo debido al ciclo undecenal de actividad de las manchas solares. La radiación emitida por el Sol, junto con sus condiciones geométricas respecto de la Tierra permiten suponer, en primera aproximación, que la cantidad de radiación que incide sobre la Tierra (Sin sufrir ninguna dispersión atmosférica) es prácticamente constante (Peñaloza, 1999), dando lugar a la definición de la constante solar (ICS).

II. GENERALIDADES DE LA IRRADIANCIA SOLAR

La radiación difusa es la que se recibe del Sol, después de ser desviada por dispersión atmosférica. Es radiación difusa la que se recibe a través de las nubes, así como la que proviene del cielo azul. De no haber radiación difusa, el cielo se vería negro, aun de día, como sucede por ejemplo en la Luna. La radiación que proviene de objetos terrestres es la radiación terrestre. Se conoce como radiación total, la suma de las radiaciones directa, difusa y terrestre que se reciben sobre una superficie. Un caso particular, pero de mucho interés práctico en el estudio de la energía solar, es el medir la radiación total sobre una superficie horizontal "viendo" hacia arriba. En este caso puede considerarse que no existe radiación terrestre y se conoce también como radiación global es la suma de la directa más la difusa (Thekaekara, 1976).

La irradiancia, Wm^{-2} , es la rapidez de incidencia de energía radiante sobre una superficie, por unidad de área. Cuando incide la radiación sobre un plano, durante un tiempo determinado, puede decirse que incidió una cierta cantidad de energía. La cantidad de energía, por unidad de área, que incide durante un período de tiempo dado, recibe el nombre de irradiación, Jm^{-2} .

El espectro de la radiación solar en el exterior de la atmósfera es semejante al emitido por un cuerpo negro a una temperatura absoluta de $6255^{\circ} K$, con una intensidad máxima en la longitud de onda de $0,55$ (la luz monocromática amarillo-verde). La región ultravioleta del espectro ($0,29-0,40$) contiene aproximadamente el 9% de la energía total emitida, mientras que la región visible ($0,40-0,70$) contiene el 38% y la región del infrarrojo cercano ($0,70-3,5$) contiene el restante 53% de la energía.

Aunque existen pequeñas variaciones periódicas de la emisión de la radiación solar, debidas fundamentalmente a las ligeras modificaciones de la región ultravioleta generadas por el ciclo de las manchas solares, el valor comúnmente aceptado de la constante solar.

$$I_{ex} = 1353 \text{ Wm}^{-2}$$

Debido a que la órbita de la tierra es ligeramente elíptica resulta que la intensidad de la radiación solar extraterrestre I , es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia de la tierra al sol, l , varía entre un máximo de 1398 Wm^2 en el perihelio (3 de enero), y un mínimo de 1310 Wm^2 en el afelio (6 de julio). La variación anual es de $3,35\%/x$, pudiéndose considerar la función sinusoidal, por lo que I , se puede estimar para cualquier día del año d (1 a 365 días) mediante la siguiente expresión:

$$I_0 = I_{sc} \left[1 - 0,0335 \operatorname{Sen} \left(\frac{360}{365} (d - 95) \right) \right] \quad (1)$$

Observando que I_0 es prácticamente sincrónica con la variación de la declinación, aunque de signo contrario, y que la variación es de poca magnitud, algunos autores (Peixoto y Oort, 1992) han propuesto la siguiente ecuación simplificada:

$$I_0 = 1353 - 1,93 \delta \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad (2)$$

Se define como masa atmosférica m a la razón de masa de gases atravesadas por la radiación solar en el caso estimado y la atravesada verticalmente por los rayos solares en condiciones normales, en el nivel del mar, se define como $m = 1$.

En los casos habituales se puede estimar que los rayos solares atraviesan una capa horizontal de atmósfera, por lo que m será función de la cosecante de la altura solar A , y que la densidad de masa atmosférica es proporcional a la presión atmosférica P en relación con la presión a nivel del mar P_0 , por lo que m será (Wallace y Hobbs, 1977):

$$m = \frac{P}{P_0 \operatorname{Sen}(90 + A)} \quad (3)$$

La ecuación (3) pierde precisión para alturas del Sol pequeñas respecto del horizonte ($A < 5^\circ$), debido a la curvatura de la atmósfera. Por tal motivo se propone la siguiente ecuación empírica para el nivel del mar (Kreith y Black, 1990):

$$m_{(i=0)} = \sqrt{1229 + (614 \cdot \operatorname{Sen}(A))^2} - 614 \cdot \operatorname{Sen}(A) \quad (4)$$

La presión atmosférica P disminuye cuando aumenta la altura h (m) modificando la masa atmosférica. Se propone una ecuación para determinar la presión atmosférica hasta 4000 m de altitud (Landau y Lifshitz, 1972):

$$\frac{P}{P_0} = e^{-1,16 \times 10^{-4} \cdot h} \quad (5)$$

También, a energía solar absorbida por la atmósfera puede variar ligeramente en función del contenido variable de vapor de agua y aerosoles. Sin embargo la mayor variación de absorción de la atmósfera es debida a las nubosidades.

El espesor óptico atmosférico (AOT) es una medida de la claridad del aire en una columna vertical a través de la atmósfera. AOT indica la cantidad de polvo, humo, polvo volcánico y aerosoles en la atmósfera. Un pequeño valor del espesor óptico atmosférico indica "claridad" atmosférica (poca contaminación). Éste puede determinarse empleando la siguiente relación (Harrison, 1981):

$$AOT = \frac{L_0 I_{cs} m}{L_0 I} \quad (6)$$

donde I_{cs} es la constante extraterrestre, I es la intensidad medida y m es la masa de aire atravesada por la radiación.

La radiación solar a nivel del suelo se suele medir actualmente con diferentes tipos de aparatos, con características y grados de precisión diversos. El aparato más elemental es el heliógrafo, que permite determinar el número de horas "efectivas" del sol, pero sin llegar a determinar la intensidad de la radiación solar. El instrumento más convencional para la toma de datos fiables es el piranómetro, que permite medir la intensidad de la radiación solar que incide sobre una superficie. Generalmente se monta horizontalmente, midiendo la radiación solar horizontal total, que es la suma de la directa mas la difusa. En la sección III se muestran los detalles de diseño, caracterización y fabricación del piranómetro empleado en este trabajo.

En la sección IV se presentan los resultados obtenidos de las mediciones, las conclusiones y análisis de los resultados se discuten en la ultima sección.

II. DISEÑO Y CARACTERIZACIÓN DEL PIRANÓMETRO

A continuación se muestra el diagrama del circuito empleado para la fabricación del dispositivo de medición de la radiación solar global:

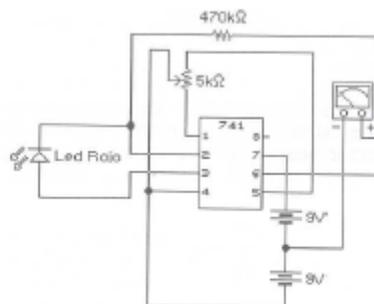


Figura 1. Diagrama del circuito interno del dispositivo

Se le colocó un colimador al diodo para detectar solo la radiación solar directa y difusa. El colimador se encuentra en una de las laterales del dispositivo, para direccionarle convenientemente respecto al Sol (Figura 2).

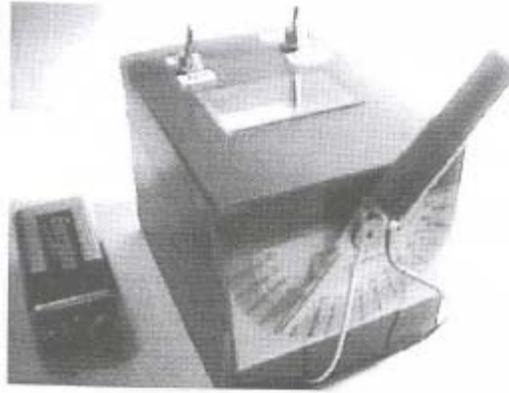
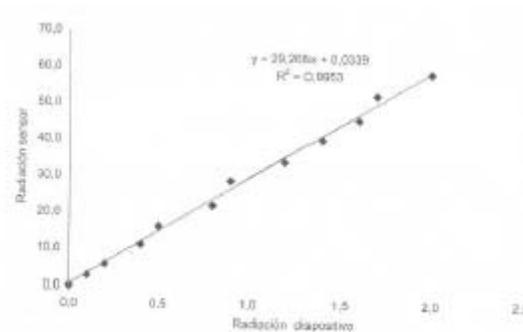


Figura 2. Dispositivo de medición.

Calibración del equipo

Se efectuó un ajuste de la escala del galvanómetro mediante una comparación directa de medidas de potencias. Se realiza un montaje que permite hacer medidas relativas de potencias emitidas por unidad de área por un cuerpo caliente (lámpara de Stefan - Boltzmann).

Se obtienen las curvas de Potencias y la constante (29,268) para calibrar la escala, inicialmente arbitraria, en de Wm^{-2} . Esta constante se obtiene por ajuste lineal del piranómetro respecto del sensor de radiación Pasco TD-8553.



Gráfica 1. Radiación del sensor Vs. Radiación del dispositivo.

IV. ANÁLISIS Y RESULTADOS

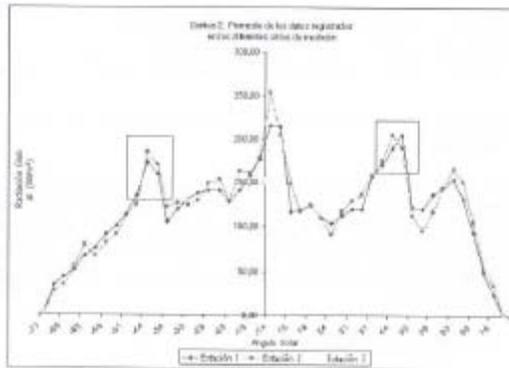
Los punto de medición fueron distribuidos en diferentes lugares de la ciudad (figura 3) cuya ubicación se determinó empleando un Global Position System (GPS). Todas las medidas realizadas fueron hechas bajo condiciones de cielo despejado. Comprobando por observación directa la homogeneidad del cielo.



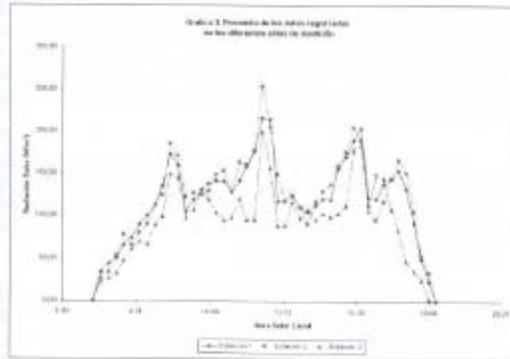
Figura 3. Localización de las estaciones de medición.

- 1) Estación 1 (ϕ 10°13'45" N, ϕ 68°00'38" W, 431m .s.n.m.).
- 2) Estación 2 (ϕ 10°10'16"N, ϕ 68°01'03" W, 427 m s.n.m).
- 3) Estación 3.(ϕ 10°10'58"N, ϕ 68° 00'07" W, 423 ms.n.m)

El procedimiento de adquisición de datos consiste en colocar el piranómetro sobre una superficie horizontal, precaviendo que la lateral del dispositivo donde está la escala graduada no proyecte ni se cubra con sombra alguna. Variando luego el ángulo azimutal se registran las medidas de la irradiancia para diversos ángulos relativos a la hora solar local.



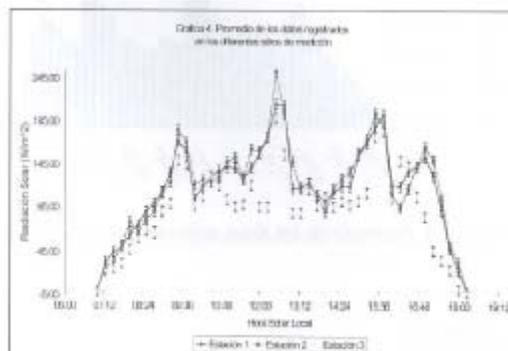
Gráfica 2. Promedio de los datos registrados en los diferentes sitios de medición



Gráfica 3. Promedio de los datos registrados en los diferentes sitios de medición

Además la gráfica 2 evidencia el efecto del calentamiento atmosférico. Nótese por ejemplo, que para la Estación 3, los máximos (en -45° y $+45^\circ$) tienen diferentes intensidades. Ello podría reflejar la presencia de una mayor densidad atmosférica, vale decir de mayor cantidad de aerosoles y de gases invernadero.

En la gráfica 3 se observa el crecimiento irregular de los valores de la irradiancia solar en el tiempo. La gráfica 4 muestra además el error medio de la irradiancia ($\Delta R = 5,85$).



Gráfica 4. Promedio de los datos registrados en los diferentes sitios de medición

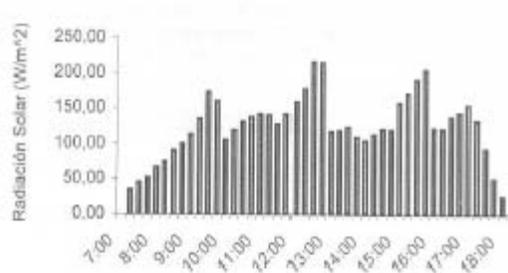
Los espesores ópticos atmosféricos, se obtienen empleando la Ec. (6) y se resumen en la Tabla 1. Tabla 1. Espesor óptico atmosférico en función del ángulo y punto de observación

Tabla 1. Espesor óptico atmosférico en función del ángulo y punto de observación

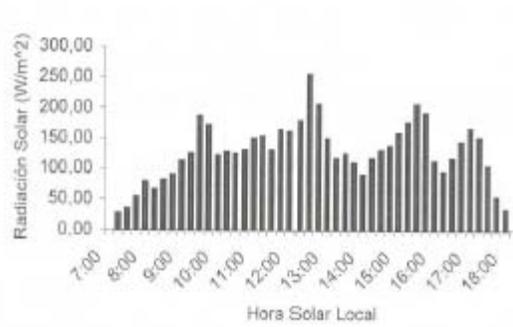
Estación 1	Estación 2	Estación 3
$AOT_{(1) - 14} =$ 1,850	$AOT_{(2) - 14} =$ 1,838	$AOT_{(3) - 14} =$ 1,972
$AOT_{(1) - 16} =$ 1,315	$AOT_{(2) - 16} =$ 1,277	$AOT_{(3) - 16} =$ 1,349
$AOT_{(1) - 47} =$ 1,886	$AOT_{(2) - 49} =$ 1,814	$AOT_{(3) - 49} =$ 1,961

En el apéndice se incluye la tabla en la cual se han determinado los valores de la masa de aire y los espesores ópticos atmosféricos a las diferentes horas y ángulos promedios de medición.

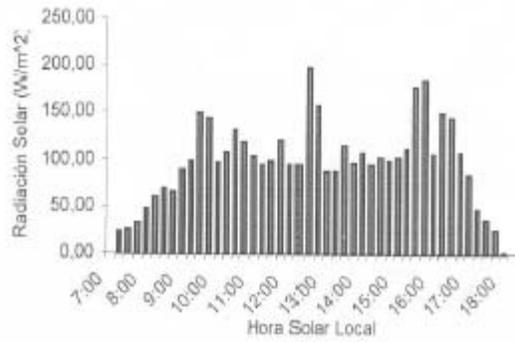
Resulta interesante notar que, en promedio, los espesores ópticos atmosféricos varían para los diferentes sitios de medición, lo cual nos da una idea del nivel de contaminación atmosférica existente en cada caso; por ejemplo, comparando el caso de la Estación 1 con el de la Estación 2 para los ángulos de -14 y -16 respectivamente (Hora = 12:30 p.m. para ambos) se aprecia una variación del 2,5%, lo cual acusa que la contaminación atmosférica en la Estación 3 es mayor, esto es lógico puesto que la Estación 1 está más alejada de la Zona Industrial de Valencia, además, de poseer una menor afluencia de vehículos.



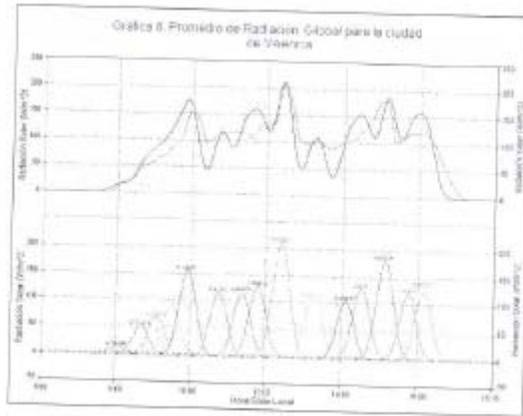
Gráfica 5. Promedio de los datos registrados en la Estación 1



Gráfica 6. Promedio de los datos registrados en la Estación 2



Gráfica 7. Promedio de los datos registrados en la Estación 3



Gráfica 8. Promedio de radiación Solar para la Ciudad de Valencia

En la Gráfica 8 se muestra el ajuste gaussiano (azul) realizado para el promedio total de irradiación global solar de la ciudad de Valencia con la ayuda del software PeakFit Jandel Versión 4.00. Las curvas en la parte inferior muestran la gaussianas y se observan los valores de los picos individuales.

V. CONCLUSIONES

Los resultados experimentales muestran que existe un Gráfica 6. Promedio de los datos registrados en la Estación 2 comportamiento atípico de la curva de potencia de radiación que llega a la tierra proveniente del Sol puesto que esta posee decaimiento en zonas donde se espera teóricamente que exista un aumento progresivo, y un incremento en zonas donde se espera que exista una disminución progresiva (los resultados teóricos señalan que la curva debe ser una gaussiana).

Esto puede atribuirse al hecho de que la atmósfera no se comporta como un "filtro homogéneo" sino que ocurren múltiples fenómenos de difracción, reflexión, absorción y adsorción, entre otros, causados por diferentes agentes atmosféricos y contaminantes.

La radiación solar produce un efecto de calentamiento en las capas atmosféricas, hecho que puede evidenciarse en los picos laterales de las curvas de irradiancia: para alturas solares iguales en un mismo día (ángulos equivalentes) la irradiancia no es la misma, es decir; para una misma altura solar y un mismo desfase angular respecto al máximo central (mediodía, en nuestro caso) la potencia de radiación que llega a la superficie terrestre varía de forma tal que siempre los picos son mayores en la tarde que en el transcurso de la mañana y esto es debido como ya se dijo, a un proceso de absorción de las capas atmosféricas y quizás a la existencia de un efecto invernadero producto de agentes contaminantes y aerosoles diluidos en la atmósfera que se combinan y mezclan entre ellos y con ésta formando nuevas moléculas con propiedades no conocidas y por tanto, no consideradas como variables independientes en los procesos tratados dentro de las teorías de la física atmosférica.

El espesor óptico atmosférico resultó mayor (en promedio) para la Estación, además que varía respecto a de la hora solar, siendo máximo en el orto y el ocaso, esto puede atribuirse al hecho de que en esos intervalos de tiempo la radiación solar incidente es menor, como consecuencia de un espesor atmosférico mayor. Se propone el estudio más detallado de la irradiancia local y del espesor atmosférico para determinar el grado de contaminación real en la atmósfera superior en

la localidad de Valencia, efecto éste que podría ser medido durante el día por medio de un piranómetro como el descrito y durante la noche por las condiciones de male atmosférico a través de mediciones astrométricas.

VI. REFERENCIAS

- √ KREITH F. BLACK W. Z. La transición de calor: Principios fundamentales, Editorial Alambra. Madrid, 1980
- √ HARRISON, A. W. Effect of atmospheric humidity on radiation cooling. Solar Energy. Pergamon Press. Gran Bretaña. 1981.
- √ LANDAU & LIFSHITZ, Mecánica de los Fluidos Vol. 6, Editorial reverte, 1972.
- √ PEIXOTO J.P. y A.H. OORT, Physics of climate, American Institute of Physics, 1992
- √ PEÑALOZA M. J. Aerosol Sci. Vol.31, N° 10. 1999
- √ THEKAEKARA, M. P. Solar radiation measurement: Techniques and instrumentation. Pergamon Press. Gran Bretaña. 1976.
- √ WALLACE J.M. y P.V. HOBBS, Atmospheric Science. An Introductory Survey, Academic Press. 1977.