

## MEDIDA DE LA TURBIEDAD ATMOSFERICA EN UN SITIO URBANO DE GRAN DENSIDAD DE POBLACION

*Jaime Wright Gilmore*  
Departamento de Física.  
Universidad Nacional.  
Heredia, Costa Rica.

### RESUMEN

*En este trabajo se ha estimado y analizado la turbiedad atmosférica\* a partir del comportamiento de los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ , que acompaña la relación de Angström y la cantidad de material atmosférico, existente en un sitio urbano de gran densidad de población en Turín, Italia. Asimismo, se han comparado los resultados de los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  con el número de partículas por  $\text{cm}^3$  presente en la atmósfera, medidos experimentalmente con el contador de núcleos de Aitken.*

*Se ha obtenido que la variación de los valores instantáneos de  $\alpha$  son muy irregulares durante el día, lo que significa que se da una variación en la dimensión y forma de los aerosoles. El parámetro  $\beta$  se mantiene más estable, lo que indica que existe muy poca variación en la cantidad de material difundido en la atmósfera.*

### ABSTRACT

*In this paper we estimated and analysed the atmospheric turbidity behavior of the parameters  $\alpha$  and  $\beta$ , that accompanies the Angström relation and the quantity of atmospheric materials existent in a urban spot of high density in Turin, Italy. The values of  $\alpha$  and  $\beta$  were compared with the number of particles present in the atmosphere with the Aitken Nucleus Counter.*

*It is found that the instantaneous values of  $\alpha$  are very irregular during the day, indicating a variation in the dimension and shape of the aerosols. The behavior of the parameter  $\beta$  is very regular during the day. This means that there is a small variation in the quantity of the material existent in the atmosphere during the period of observations.*

### INTRODUCCION

En ausencia de nubosidad, la insolación solar normal incidente recibida en la superficie terrestre ocurre principalmente entre el rango de longitudes de onda comprendida entre 0,3 y 3,0  $\mu\text{m}$ . La at-

\* El término turbiedad atmosférica es usado para describir la disminución de la transparencia atmosférica debido a la dispersión de la luz visible.

nuación del rayo solar debido a moléculas de gas, vapor de agua, polvo y otros aerosoles no es uniforme sobre el espectro y la Comisión Internacional de Radiación ha sugerido la utilización de filtros de bandas estrechas, para separar el espectro en bandas bien definidas. Los rangos de longitudes de ondas recomendados para la designación de los filtros OG1, RG2 y RG8 son, respectivamente: 530-2.8000  $\mu\text{m}$ , 630-2.800  $\mu\text{m}$  y 695-2.800  $\mu\text{m}$ , estos tres filtros permiten calcular la distribución de energía en siete bandas designadas del espectro solar.

Con la medición de la intensidad de la radiación solar normal incidente en la superficie terrestre utilizando estos filtros (OG1, RG2 y RG8), es posible determinar la cantidad y el tipo de aerosol presente en la atmósfera en un sitio dado.

Estos tipos de observaciones son de gran interés en los estudios climáticos y la dispersión aerosólica es uno de los principales factores de la reducción de la radiación solar, sobre todo en los análisis ecológicos, dado que muchos aerosoles son de origen contaminante.

Como no ocurre una apreciable absorción de agua debajo de 630  $\mu\text{m}$ , el filtro RG2 convenientemente divide el espectro solar en una región donde la atenuación del rayo solar no es afectado por el vapor de agua y una segunda región donde la atenuación es influenciada por el nivel de agua precipitable en la atmósfera.

Las partículas de aerosol atmosféricas absorben y dispersan la radiación solar, produciendo varios efectos significativos en el balance de calor del sistema tierra-atmósfera. Las características espectrales de la extinción de las partículas de aerosol, dependen de varios parámetros como el número de densidad, forma, índice de refracción, etc.

Todos estos parámetros están estrechamente ligados al origen y vida de las partículas de aerosol y pueden variar enormemente como una función de la humedad relativa del aire circundante.

La medición de estas partículas nos pueden dar una información de gran utilidad dentro del contenido general de las propiedades ópticas, que caracterizan diferentes partículas de aerosol en los estudios meteorológicos y climáticos.

## ANTECEDENTES TEORICOS

Para poder analizar la atenuación de la radiación solar producida por los aerosoles, Angström (1929) representó el coeficiente de extinción debido a tales partículas  $\tau_p(\lambda)$  en términos de un coeficiente de turbiedad,  $\beta$  y un exponente de grandeza,  $\alpha$ , del siguiente modo:

$$\tau_p(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

$\beta$  es un índice de concentración aerosólica y es proporcional a la cantidad de material presente en una columna vertical de sección unitaria; el exponente  $\alpha$  está estrechamente ligado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas. Desde un punto de vista teórico, este parámetro puede asumir cualquier valor comprendido entre 0 y 4, tendiendo a 0 para partículas grandes y a 4 para aquellas muy pequeñas (dispersión de Rayleigh).

Junge (1952) y Votz (1956) examinaron diferentes partículas en el modelo óptico y encontraron que el exponente  $\alpha$  se relaciona con el parámetro  $\nu$  de Junge para poblaciones de partículas grandes o pequeñas, del siguiente modo:

$$\alpha = \nu - 2 \quad (2)$$

De acuerdo con la ecuación (2) Junge asumió que: si el parámetro  $\alpha$  de Angström varía entre 0 y 1, indica predominancia óptica de la partícula grande o gigante sobre las pequeñas partículas y valores de  $\alpha$  entre 1 y 3, indican predominancia óptica de la partícula pequeña sobre la partícula grande.

Mediciones hechas por Foitzik (1958) de la extinción del aerosol en el visible y en la región de onda corta, han obtenido una amplia variedad de valores  $\alpha$  con una ocurrencia máxima en el rango comprendido entre 0,8 y 2.

El valor estándar del exponente de grandeza  $\alpha$ , adoptado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) es aproximadamente  $1,3 \pm 0,2$ , con base en mediciones hechas principalmente en Europa Central.

## MEDICIONES Y TRATAMIENTOS DE DATOS

Para los propósitos de este trabajo, la instru-

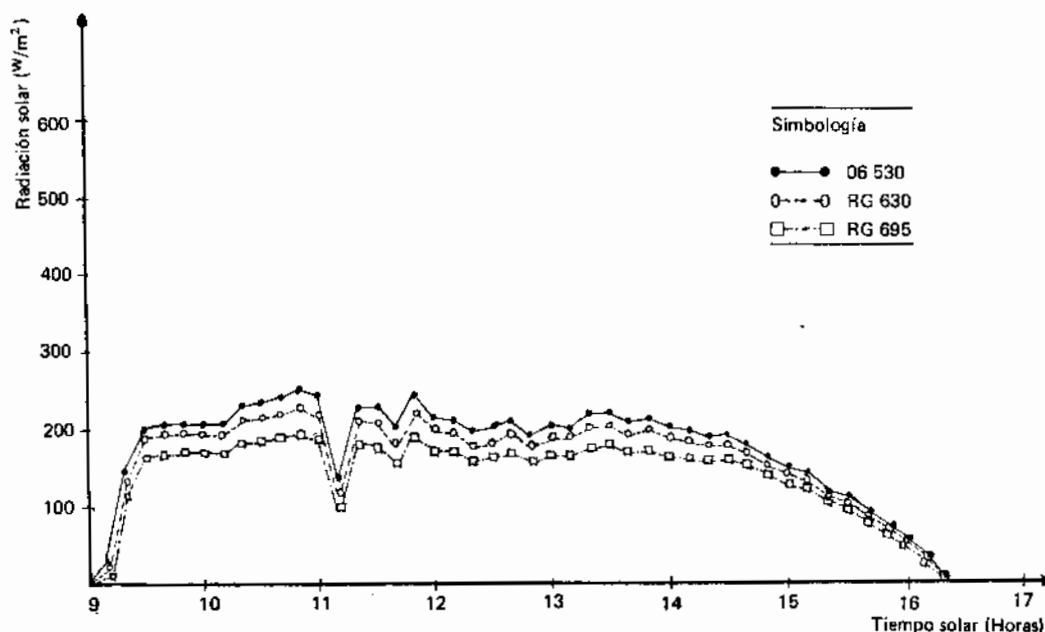


Figura 1

Valores experimentales de la radiación solar normal incidente utilizando tres diferentes filtros: OG 530, AG 630 y AG 695 durante el día 30 de enero - 1984, en Turín, Italia.

mentación instalada en el Instituto de Física de la Universidad de Turín, era la siguiente:

1. Una rastreadora solar automática con cuatro Pirheliómetros Eppley normales incidentes incorporados, tres con diferentes filtros, cuyas bandas más estrechas son las siguientes: OG1-530  $\mu\text{m}$ , RG2-630  $\mu\text{m}$  y RG8-695  $\mu\text{m}$  y uno sin filtro para la medición de la radiación normal directa de 0,3 a 3  $\mu\text{m}$ . Utilizando estos filtros, es posible medir la intensidad de la radiación solar para  $\lambda > .530 \mu\text{m}$  (OG1),  $\lambda > .630 \mu\text{m}$  (RG2) y  $\lambda > .695 \mu\text{m}$  (RG 8).
2. Un piranómetro Eppley de precisión para la medición de la radiación global.
3. Un aparato automático y portable para el conteo de partículas (Aitken Nucleous Counter)

4. Un barotermo-higrógrafo.

Los valores instantáneos de la radiación fueron medidos con una resolución de diez minutos (Figs. 1 y 2) y las partículas de aerosol cada minuto durante el día (Fig. 3). Asimismo, los datos de temperatura, humedad y presión fueron registrados automáticamente durante el período de medición.

Relacionando estas mediciones de bandas estrechas, es posible calcular la intensidad solar espectral específica en dos bandas bien definidas: 530 - . 630  $\mu\text{m}$  y . 630 - . 695  $\mu\text{m}$ , indicadas por  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ .

Para cada medición de la intensidad de la radiación solar  $I(\lambda)$  y la masa de aire relativa,  $m$ , el coeficiente,  $\tau(\lambda)$ , puede ser calculado por la Ley de Bouguer-Lambert, para una longitud de onda como:

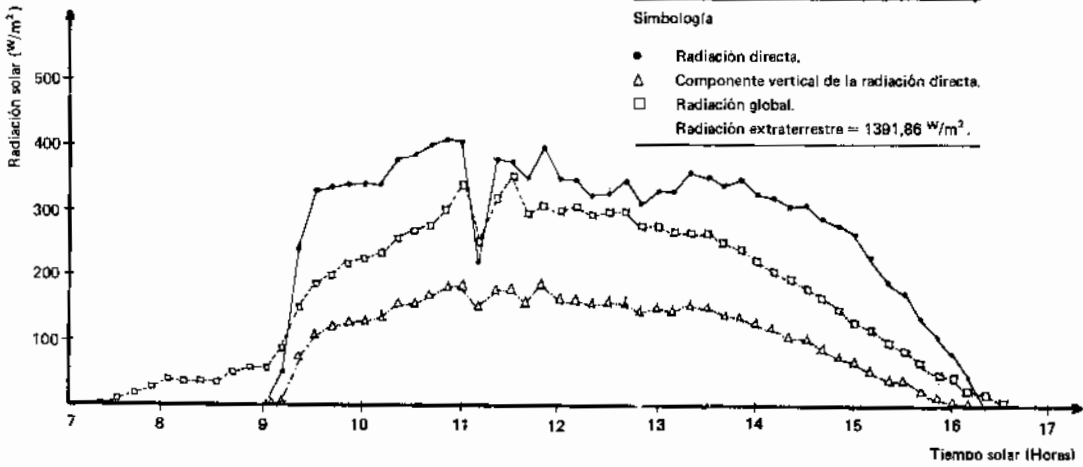


Figura 2

Valores experimentales de la radiación solar global, directa y la componente vertical de la radiación directa durante el día 30 de enero – 1984 en Turín, Italia.

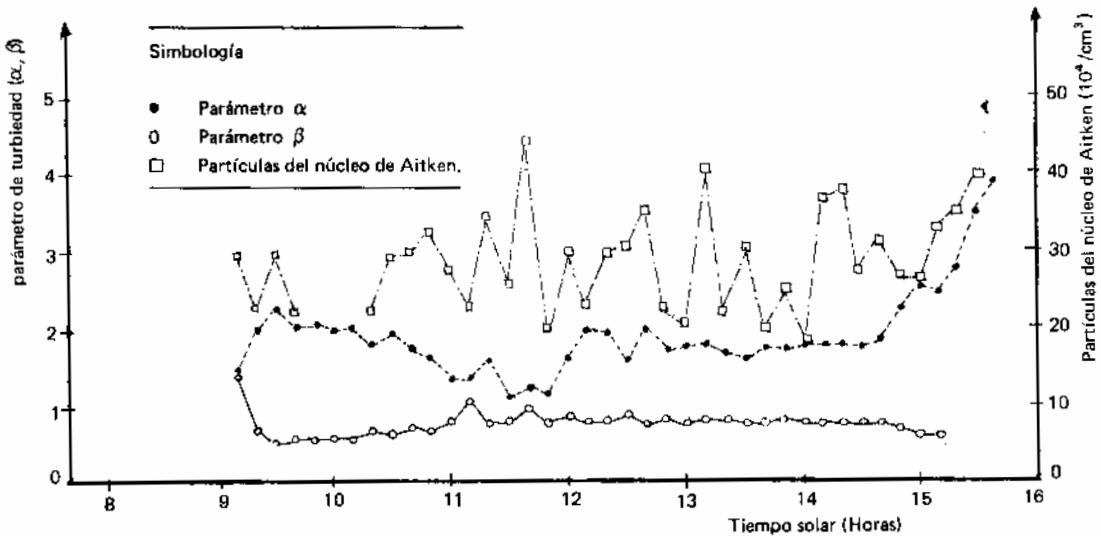


Figura 3

Estimación del parámetro de turbiedad de Angström y partículas del núcleo de Aitken durante el día 30 de enero de 1984 en Turín, Italia.

$$\tau(\lambda) = -\frac{1}{m} \ln \frac{I(\lambda)}{R I_0(\lambda)} \quad (3)$$

donde R es el valor correctivo de la distancia Tierra-Sol,  $I_0(\lambda)$  es la intensidad espectral de la radiación solar al tope de la atmósfera y  $I(\lambda)$  es la intensidad espectral de la radiación solar en la superficie terrestre.

Correspondiendo para cada coeficiente de extinción total  $\hat{\tau}(\lambda)$  de partículas atmosféricas una longitud de onda  $\lambda$ , el coeficiente de extinción de materia particular  $\tau_p(\lambda)$  ha sido estimado de la relación:

$$\tau_p(\lambda) = \tau(\lambda) - P_0 U_R(\lambda) - X(\lambda)q - C(\lambda)W \quad (4)$$

donde  $P_0$  (bars) es la presión del aire al nivel de la estación;  $U_R(\lambda)$  es el coeficiente de dispersión molecular de la atmósfera de Rayleigh (Pendrof, 1975);  $X(\lambda)$  es el coeficiente de absorción del ozono,  $q$  es el contenido atmosférico de ozono (Selby et al., 1976),  $C(\lambda)$  es el coeficiente de absorción débil del vapor de agua (Fowle, 1915 y Tomassi et al., 1983),  $W$  es el agua precipitable desde el suelo a 10.000 m de altura realizado en Linate (Milán).

Procediendo con un "conjunto de ecuaciones simultáneas" del coeficiente de extinción de materia particular  $\tau_p(\lambda)$  se puede obtener dos "ventanas" de longitudes de onda por medio de la inserción de los datos en las ecuaciones (5) y (6):

$$\beta = \exp \left\{ \frac{\ln \tau_p(\lambda_2) \ln \lambda_1 - \ln \tau_p(\lambda_1) \ln \lambda_2}{\ln \lambda_2 - \ln \lambda_1} \right\} \quad (5)$$

$$\alpha = \ln \left[ \tau_p(\lambda_2) / \tau_p(\lambda_1) \right] / \ln (\lambda_1 / \lambda_2) \quad (6)$$

Los parámetros de turbiedad de Angström obtenidos en las ecuaciones (5) y (6) son calculados directamente al aplicar la notación logarítmica y la regla de Cramer a la relación (1).

## DISCUSION DE LOS RESULTADOS

La figura 3 presenta la variación con el tiempo

por del exponente de grandeza  $\alpha$ , el coeficiente de turbiedad de Angström  $\beta$  y el número de partículas por  $\text{cm}^3$  del núcleo de Aitken; los valores obtenidos por  $\alpha$  son grandes ( $1,2 \mu\text{m} < \alpha < 2,5 \mu\text{m}$ ) lo que indica la presencia de aerosoles de pequeñas dimensiones en la atmósfera en el lugar de la medida. Resultando con esto que abundan partículas en su mayoría del núcleo de Aitken ( $r < 0,1 \mu\text{m}$ ) sobre grandes partículas, típico de un día sereno, donde no se presentan procesos apreciables de crecimiento de partículas por condensación, salvo de 11 a 12 horas donde se da un contenido apreciable de partículas grandes ( $0,1 \mu\text{m} < r < 1 \mu\text{m}$ ). Los valores instantáneos del coeficiente de turbiedad  $\beta$ , para el período considerado, son altos y se confirma la presencia continua de una elevada concentración de partículas difundidas a la atmósfera. Por el orden de magnitud del exponente de grandeza  $\alpha$ , probablemente es debido a la contaminación de la ciudad proveniente en su mayor parte del complejo industrial de Turín.

Los valores medios obtenidos por  $\alpha$  y  $\beta$  en este trabajo, son mayores que los obtenidos por otros investigadores, siendo el valor de  $\alpha$  de 1,90 y de  $\beta$  de 0,74, lo que indica que predomina una alta concentración aerosólica en el lugar de la medida. Sin embargo, el valor instantáneo de  $\alpha$  a las 12 horas coincide en el valor adoptado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), que es aproximadamente  $1,3 \pm 0,2$ .

La variación del número de partículas por  $\text{cm}^3$  del núcleo de Aitken es muy irregular durante el día, se supone que se debe a la existencia de materiales diversos en la atmósfera, que fluctúan de acuerdo con el régimen de vientos y con el fenómeno de transporte. El valor máximo se presenta a las 11:40 horas ( $45 \times 10^4 \text{ p/cm}^3$ ) y el mínimo a las 14 horas ( $18 \times 10^4 \text{ p/cm}^3$ ).

Los resultados que se reportan en este trabajo se refieren al resumen del proyecto "Measurement of turbidity and pollution in a urban spot at big density", realizado durante mi estadía en el Instituto de Cosmo-Geofísica de Turín, Italia, y presentado posteriormente como un reporte interno en ese Instituto.

También fue presentado como ponencia en el V Congreso Costarricense de Física, celebrado en la Universidad de Costa Rica, el 30 de noviembre de 1984.

## REFERENCIAS

- Angström, A. 1929. On the atmospheric transmission by sun radiation and dust in the air. *Geografiska*. 12: 130-159.
- Bendat, J. S. and Presol, A. G. 1971. Random data: Analysis and measurement procedures. Ed. Wiley. Interscience.
- Duffie, J. A. and Beckman, W. A. 1974. Solar Energy Thermal Processes. Ed. J. Wiley & Son.
- Flowers, E. C. 1969. Atmospheric Turbidity over United States. *J. Applied Met.* 8:955.
- Foitzik, L. 1958. Sounenstrahlung and Luftrünbung Geest & Portig, K-G, Leipzig.
- Fowle, F. E. 1915. The transparency of aqueous vapour. *Astrophs. J.* 42:394-411.
- Galeotti, P. 1981. Elementi di probalita e statistica. Ed. Levrotto & Bella. Torino.
- Junge, C. E. 1952. Gesetzmässigkeiten in der Grössenverteilung atmosyhänisher Aerosol über dem kontinent. *Ber. Dtsh. Wefferdienstes, US Zone.* 35: 161-277.
- King, R. and Buckius, R. O. 1978. Direct Solar Transmittance for a clear sky. *Solar Energy.* 22: 297-301.
- Kinsell, L. 1978. Solar and terrestrial radiation. Academic Press.
- Pendorf, R. 1957. Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh Scattering Coefficients, *J. Opt. Soc. Am.* 47:176.
- Qeeney, P. 1974. Elements de Meteorologie. Ed. Masson & Cie.
- Rizzi, R., Sergio, C., Guzzie, R. and Francesca, M. 1980. Solar direct irradiance at the ground: a parametric approach. *Solar Energy.* 25:15-20.
- Selby, J. E., Shettke, E. P., and Mc Clatchey, R. A. 1976. Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 um. Suppement Lowman 3B, Environment Research Papers No. 57, AFGL-TR. 76-0258 Hanserm AFB MASS.
- Tomasi, C., Caroli, E. and Vitale, V., 1983. Study of the relationship between Angström's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent. *Journal of Climate and Applied Meteorology.* 22: 1.708-1.716.
- Voltz, F. E. 1956. Optik der Tropfen, Abschnitt I: Optik des Dunsten Hand buch der Geophysics, Vol. 8, Physic der Atmosphere I, F. Linke and F. Möller, Eds. Berlin, Bornträger. pp. 822-897.
- Wright, J. 1984. Measurement of Turbidity and Pollution in a urban spot of big density in Turin - Italy. Programme of Training and Research in Italian Laboratories. Rapporto Interno. C.N.R. Turin, Italy.

---

## AGRADECIMIENTO

*Al doctor Castagnoli, Director del Instituto de Cosmo-Geofísica, por la colaboración brindada en la realización de este trabajo.*

*Al Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) y a la Universidad Nacional (UNA) por el apoyo económico.*

---