

APLICACIÓN DE MÉTODOS BASADOS EN MEDIDAS RADIATIVAS DE BANDA ANCHA A LA DETERMINACIÓN DE LA TURBIDEZ ATMOSFÉRICA EN GIRONA

Josep A. GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, Josep L. MEJÍAS RUIZ y Josep CALBÓ i ANGRILL
Grup de Física Ambiental. Departament de Física. Universitat de Girona

RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos presentan una gran variabilidad espacial y temporal, mientras que sus efectos radiativos sobre el equilibrio climático son de importancia cada vez más reconocida. La turbidez atmosférica es otro efecto ligado a la presencia de partículas en suspensión y puede ser utilizado para describir cuantitativamente la carga de partículas en la atmósfera. En la literatura aparecen diversos métodos de determinación de la turbidez atmosférica a partir de medidas de irradiancia en banda ancha en condiciones de cielo sin nubes. Algunos de estos métodos utilizan además otras variables, tales como la estimación de la columna de agua precipitable y la masa de aire o la altura solar. En este trabajo se describe la turbidez atmosférica mediante la estimación del coeficiente de extinción por aerosoles a 1 micrómetro (β de Angström). Se presenta aquí los resultados de la aplicación de estos métodos a un conjunto de medidas horarias tomadas en Girona, a lo largo de cuatro años. Se dan tablas de turbidez atmosférica, desglosada por horas y por meses, y se comparan las evoluciones anuales y diarias que se obtienen con los diferentes métodos.

Palabras clave: turbidez atmosférica, aerosoles, radiación solar, irradiancia global, irradiancia difusa

ABSTRACT

Atmospheric aerosol shows large spatial and temporal variability, and their effect on climate is largely recognized. Atmospheric turbidity is another effect linked to the presence of suspended particles in the atmosphere and can be used to quantitatively describe the load of atmospheric particles. There are in the scientific literature several methods for deriving atmospheric turbidity from broadband irradiances measured in cloudless sky conditions. Some of these methods make use of other variables, such as an evaluation of the precipitable water column and air mass or solar height. In the present work we describe atmospheric turbidity by means of the aerosol extinction coefficient at 1 micrometer (Angström's β). Results of application of these methods to a series of hourly measurements taken at Girona during 4 years are presented here. These results are given through tables of atmospheric turbidity as function of month and hour. In addition, annual and daily evolutions obtained by different methods are compared.

Key words: atmospheric turbidity, aerosol, solar radiation, global irradiance, diffuse irradiance

1. INTRODUCCIÓN

Los aerosoles son un componente atmosférico con una alta variabilidad espacial y temporal. Intervienen en procesos radiativos en la atmósfera, y cada vez más se reconoce su impacto sobre el equilibrio climático global a través de efectos directos e indirectos (IPCC, 1995). La extinción del rayo solar por las partículas atmosféricas es causada por su capacidad de absorción y dispersión de la luz. La extinción de la radiación directa y la contribución a la radiación proveniente del cielo, difusa, se traduce en una reducción de la visibilidad correspondiente al aumento de la turbidez atmosférica.

D'ALMEIDA *et al.* (1991) expresan la importancia que tiene una caracterización global y climatológica de los aerosoles. Las características ópticas de las partículas que constituyen el aerosol atmosférico dependen en general de la longitud de onda de la radiación. El efecto óptico de los aerosoles en la atmósfera puede ser medido y utilizado como descriptor de la carga de partículas atmosféricas. Uno de los parámetros utilizados para la cuantificación en la atmósfera es el coeficiente de turbidez β de ANGSTRÖM (1929), definido como el coeficiente de extinción monocromático a 1 micrómetro. Como un parámetro espectral que es, debe ser obtenido con instrumentación tal como heliofotómetros con mecanismos seguidores del disco solar, o bien con espectroradiómetros. En cualquier caso, la instrumentación es cara y requiere un mantenimiento continuado y costoso. Una alternativa en la que se ha profundizado en los últimos años es la utilización de la red de estaciones de medida radiométrica de banda ancha, dotadas de piranómetros para irradiancia global y difusa, o pirheliómetros. Como consecuencia, se han propuesto diversos métodos de determinación más o menos directa del coeficiente de turbidez β , basados en estas medidas (GUEYMARD, 1998). Por otra parte, la red de medida de irradiancias global y difusa es bastante extensa y densa actualmente (ver por ejemplo Atlas de radiación solar a Catalunya, 1996).

En esta comunicación se presenta parte de un trabajo de comparación entre varios de los métodos propuestos en la literatura (MEJÍAS, 2000). Han sido aplicados a una base de datos construida con medidas horarias de irradiancia directa y difusa en superficie horizontal, realizadas en Girona, (NE de la Península Ibérica). Se presentan las evoluciones anuales y diarias de la turbidez para cada método y se hace una breve comparación entre los resultados obtenidos por cada método.

2. MÉTODOS UTILIZADOS

Los métodos utilizados han sido los propuestos en los siguientes trabajos: KATZ *et al.* (1982), MOLINEAUX *et al.* (1995), GRENIER *et al.* (1994), LOUCHE *et al.* (1987), PINAZO *et al.* (1995) y GUEYMARD (1998), que aquí serán denotados para simplificar como KATZ, MOULINEAUX, GRENIER1, GRENIER2, LOUCHE, PINAZO y GUEYMARD respectivamente. DE GRENIER *et al.* (1994) se han extraído en realidad dos métodos, uno más sencillo y otro más elaborado.

En la Tabla 1 se presenta, para cada método, el tipo de variables que requiere de manera genuina como entrada, para obtener la estimación de β . El factor de turbidez de LINKE (1922) se halla a partir de la irradiancia directa, y se define como:

$$T_L = \frac{-1}{\delta_{CDA} m_a} \ln \left(\frac{I_n}{E_0 I_{sc}} \right)$$

siendo I_n la irradiancia directa normal integrada en todo el espectro solar, I_{sc} la constante solar, E_0 el factor de corrección de la distancia Tierra-Sol, m_a la masa de aire (razón entre el camino óptico recorrido por el rayo, y el camino óptico vertical a 1013.25 mbar, que se halla a partir de la altura solar y la presión atmosférica), y δ_{CDA} la opacidad de una atmósfera limpia y seca (sin vapor de agua ni aerosol). En los diferentes métodos se aplican diferentes expresiones de esta opacidad, que pueden ser halladas en el correspondiente documento fuente. El factor de Linke depende de la masa de aire y del contenido en vapor de agua de la atmósfera, y por ello no es considerado como un descriptor puro de la turbidez por aerosoles. Aún así, puede ser utilizado para evaluar el coeficiente β .

Los métodos probados provienen de un ajuste empírico entre T_L y β , o ajustes a partir de modelos radiativos (físicos). Entre los no empíricos, únicamente GUEYMARD ha sido contrastado con medidas de β por su autor.

Tabla 1: MÉTODOS DE OBTENCIÓN DE β COMPRADOS EN EL TRABAJO

Método	Referencia	Variables	Caracterización
KATZ	Katz <i>et al.</i> (1982)	T_L	Empírico
MOULINEAUX	Molineaux <i>et al.</i> (1995)	m_a, T_L, w	Empírico
GRENIER1	Grenier <i>et al.</i> (1994)	T_L	físico linealizado
GRENIER2	Grenier <i>et al.</i> (1994)	m_a, T_L, w	físico linealizado
LOUCHE	Louche <i>et al.</i> (1987)	I_w, m_a, w, O_3	físico invertido
PINAZO	Pinazo <i>et al.</i> (1995)	$m_a, K(I_b, I_g)$	físico invertido
GUEYMARD	Gueymard (1998)	I_w, m_a, w, O_3, NO_2	físico invertido

En esta tabla, w es la columna de agua precipitable, de la cual en el presente trabajo se hace una estimación con la fórmula de LECKNER (1978), a partir de medidas de temperatura y humedad relativa en superficie. La variable O_3 es el contenido atmosférico de ozono, que puede ser estimado a partir de ajustes estacionales. NO_2 es el contenido en este compuesto, y fue fijado al valor base recomendado en GUEYMARD (1998). Hay que notar, finalmente, que todos los métodos necesitan la irradiancia directa normal como única medida radiativa, excepto PINAZO, que requiere las irradiancias global y difusa de manera genuina.

3. MEDIDAS EXPERIMENTALES

Se han utilizado medidas horarias de irradiancia global y difusa en superficie horizontal tomada en la estación de medida automatizada del edificio de la Escuela Politécnica Superior de Girona

(41°58'18"N, 2°49'4"). Se ha contado con sendos piranómetros Kipp-Zonen CM11, uno de ellos dotado de banda parasol. El periodo de medidas utilizado se extiende a la práctica totalidad de los años 1994-1997 (ambos incluidos). Los piranómetros fueron calibrados por el suministrador en 1992, y recalibrados en laboratorios nacionales en 1995 y 1998, sin que presentasen una deriva importante de la constante.

A partir de esta colección de registros, y por inspección visual de las evoluciones de las irradiancias global y difusa a lo largo del día, se escogieron aquellos días que no denotaban presencia de nubes. Se descartaron todos aquellos en los que había algún indicio de presencia de nubes. Esto redujo la base de datos a un total de unos 150 días para los cuatro años. Por otra parte, y para descartar medidas defectuosas por la falta de respuesta coseno de los piranómetros, no se consideraron masas de aire superiores a 6 (alturas solares inferiores a 10°). El total de registros horarios se reduce entonces a unos 1400. Finalmente, para los métodos que necesitan una estimación de la columna de agua precipitable, sólo se pudo contar con los tres últimos años, con unos 1100 registros.

El apantallamiento que sobre parte de la irradiancia difusa ejerce la banda parasol fue corregido aplicando el método de LE BARON *et al.* (1990), que tiene en cuenta los factores geométricos y la anisotropía de la radiación en función de unos parámetros ligados a las condiciones atmosféricas. Una vez corregida la componente difusa de la irradiancia, se obtuvo la irradiancia directa por diferencia con la global, y el factor de Linke para los métodos que lo utilizan.

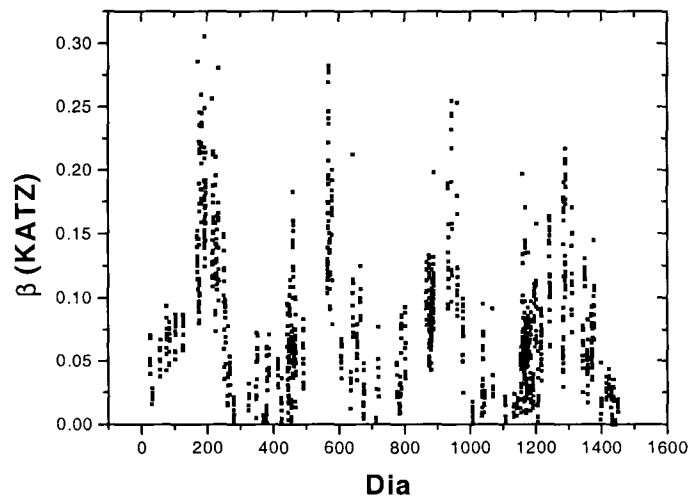


Figura 1. Valores horarios de β_{KATZ} en Girona, período 1994-1997

4. RESULTADOS

Como ejemplo, la Figura 1 presenta la evolución de los registros horarios de la turbidez calculada por el método de KATZ, uno de los más sencillos. Se representan los cuatro años del estudio (el día 1 es el primero de enero de 1994), y se observa la periodicidad anual, con valores máximos en verano que superan 0.25, correspondiente a una atmósfera bastante turbia. Los valores mínimos, por debajo de 0.05, se presentan en invierno, y corresponden a condiciones de atmósfera muy clara.

Tabla 2. MEDIA MENSUAL HORARIA DE β_{GUEYMARD} (3 años)

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic
7.5	-	0.019	0.054	0.054	0.073	0.105	0.079	0.038	0.055	-	-	
8.5	0.02	0.021	0.05	0.054	0.054	0.07	0.107	0.078	0.034	0.045	0.038	0.062
9.5	0.015	0.017	0.042	0.058	0.058	0.073	0.107	0.084	0.034	0.041	0.024	0.024
10.5	0.013	0.019	0.041	0.057	0.066	0.082	0.11	0.091	0.039	0.04	0.025	0.02
11.5	0.01	0.023	0.042	0.064	0.068	0.093	0.115	0.094	0.041	0.041	0.026	0.017
12.5	0.012	0.027	0.048	0.065	0.074	0.086	0.122	0.107	0.046	0.046	0.025	0.016
13.5	0.016	0.033	0.056	0.064	0.082	0.08	0.129	0.126	0.045	0.047	0.022	0.018
14.5	0.017	0.034	0.063	0.067	0.081	0.073	0.128	0.132	0.051	0.056	0.026	0.023
15.5	0.02	0.035	0.076	0.069	0.086	0.082	0.143	0.147	0.061	0.073	0.034	0.03
16.5	-	0.043	0.087	0.074	0.085	0.086	0.149	0.156	0.072	0.087	-	-

Tabla 3. DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS VALORES HORARIOS DE β_{GUEYMARD}

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic
7.5	-	0.015	0.033	0.035	0.027	0.013	0.047	0.022	0.037	0.048	-	-
8.5	0.01	0.016	0.03	0.038	0.028	0.011	0.05	0.033	0.033	0.036	0.025	0.056
9.5	0.007	0.008	0.025	0.037	0.027	0.01	0.051	0.038	0.031	0.031	0.018	0.042
10.5	0.008	0.008	0.023	0.037	0.03	0.008	0.053	0.039	0.025	0.025	0.015	0.022
11.5	0.005	0.011	0.021	0.044	0.027	0.005	0.056	0.039	0.027	0.024	0.012	0.017
12.5	0.005	0.011	0.027	0.037	0.028	0.006	0.067	0.056	0.028	0.028	0.012	0.013
13.5	0.007	0.013	0.032	0.031	0.025	0.007	0.073	0.078	0.031	0.031	0.008	0.01
14.5	0.009	0.015	0.027	0.032	0.029	0.012	0.073	0.068	0.032	0.034	0.015	0.015
15.5	0.011	0.019	0.028	0.033	0.031	0.023	0.077	0.067	0.027	0.035	0.013	0
16.5	-	0.022	0.044	0.03	0.03	0.02	0.073	0.066	0.029	0.069	-	-

La Tabla 2 presenta, también como ejemplo, los valores medios de β repartidos por meses e intervalos horarios. En este caso se trata de valores calculados a través del método GUEYMARD, que entre los probados es el más riguroso en el tratamiento radiativo, y además ha sido contrastado experimentalmente por su autor. A partir de estos datos se puede estudiar la evolución de la turbidez a lo largo del año y a lo largo de un día medio para cada mes. Se presentan también en la Tabla 3 los valores de la desviación estándar de los registros para cada valor medio presentado en la Tabla 2. Aunque no se presentan aquí los valores numéricos, el mismo análisis ha sido realizado con el resto de los métodos propuestos (MEJÍAS, 2000).

La turbidez media hallada en Girona para condiciones sin nubes, con el método GUEYMARD se mantiene alrededor de 0.065, valor bastante bajo y que denota una atmósfera bastante transparente.

El análisis de los datos anteriores muestra algunas regularidades. Primero se puede observar que la dispersión de los valores para un mes y hora dados es bastante grande comparada con el valor medio. Así, la razón entre la desviación estándar y la media se mantiene en 0.5 para la hora centrada en las 11.5 solar. Esta dispersión de los valores obtenidos mediante los diversos métodos coinciden básicamente. Esto indica que la dispersión está más ligada a una variabilidad de las condiciones (de la turbidez) que a los métodos en sí.

La Figura 2 presenta la evolución anual de β calculada por los diferentes métodos, para la hora centrada en las 11:30 solar. Esta evolución es básicamente la misma para todos, pero hay algunas diferencias en los valores. El rango de estas diferencias entre métodos va desde menos de 0.01 en invierno, cuando la misma turbidez es baja, alrededor de 0.04 al mediodía, hasta 0.05 en verano, cuando la turbidez media al mediodía llega a 0.12.

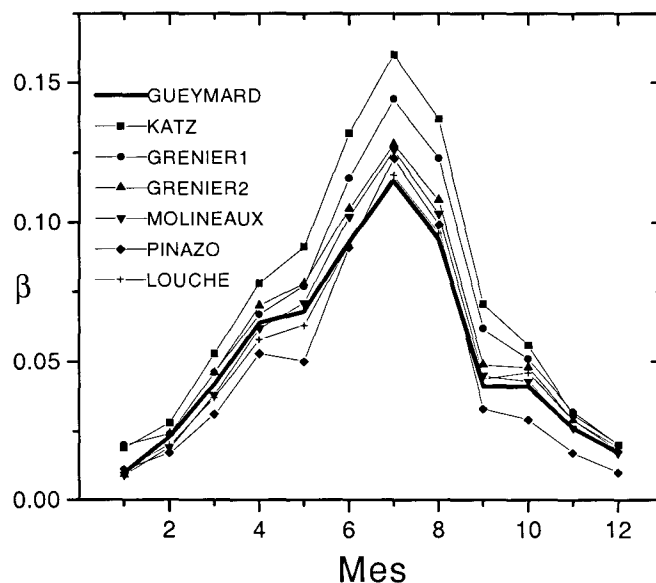


Figura 2. Evolución anual de β para los diferentes métodos utilizados (días sin nubes, 11:30 hora solar)

En la Figura 3 se representan las evoluciones de β para los diferentes métodos, para días medios representativos de las cuatro estaciones. Los métodos coinciden básicamente en la descripción de la evolución anual, y también en la evolución diaria. Cabe notar que habitualmente se presenta un crecimiento bastante marcado de la turbidez a lo largo del día, con valores al final de la tarde que doblan los del principio del día. Esta evolución no es aparente en los meses de noviembre y

APLICACIÓN DE MÉTODOS BASADOS EN MEDIDAS RADIATIVAS DE BANDA ANCHA A LA DETERMINACIÓN DE LA TURBIDEZ ATMOSFÉRICA EN GIRONA

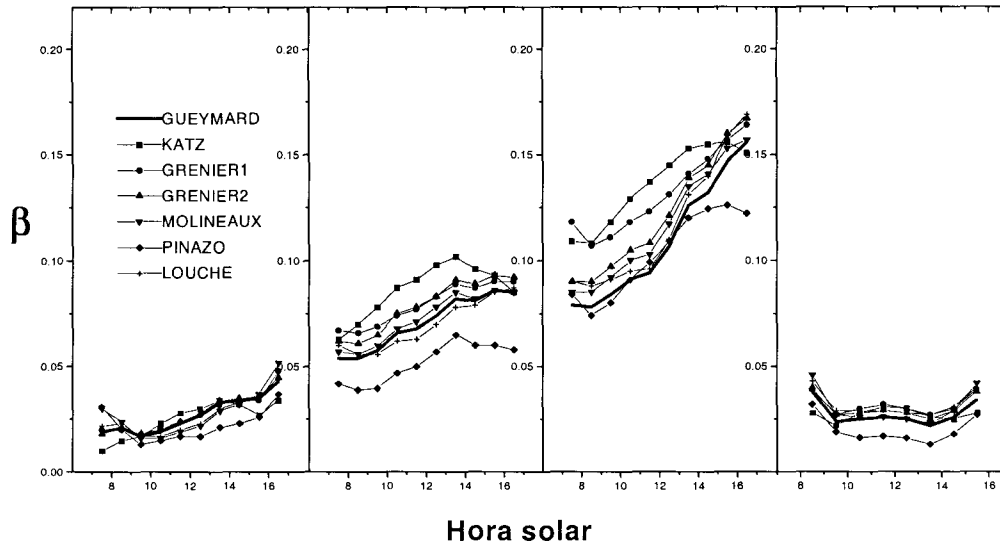


Figura 3. Evolución de β a lo largo del día para los meses centrales de cada estación (febrero, mayo, agosto y noviembre)

diciembre. Ello se puede apreciar también en la Figura 4, en la cual se representa, ahora para todos los meses, la evolución de β calculada con el método de GUEYMARD. Se ha representado a la vez la desviación estándar en forma de barras de error, para dar una idea de la dispersión esperable en las condiciones, para cada mes y hora. La anomalía del mes de junio, para el cual se obtiene una dispersión pequeña, está causada posiblemente por una coincidencia entre los pocos valores de los que se disponía. La aparente brusquedad en el descenso de la turbidez entre agosto y noviembre, evidente en la Figura 3, se reduce al insertar la evolución de los meses de septiembre

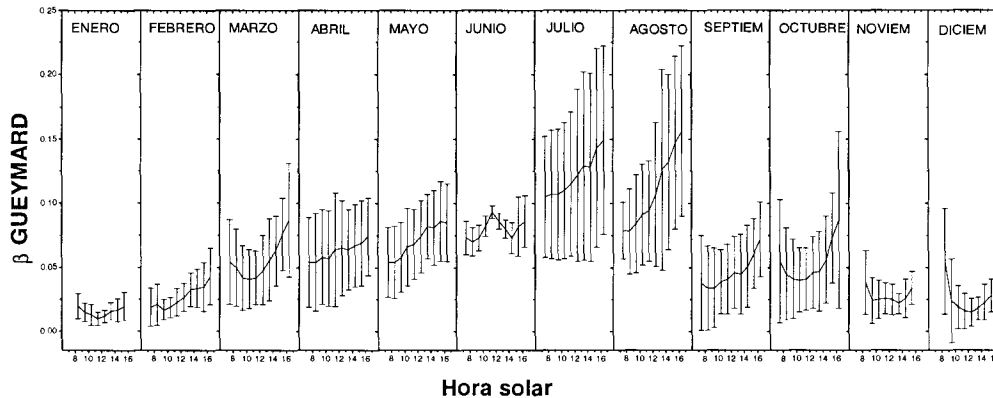


Figura 4. Evolución horaria de los valores de β GUEYMARD. Las barras de error corresponden a \pm desviación estándar

y octubre. Aún así, se sigue observando una asimetría en el aumento de la turbidez desde febrero hasta el verano, que es bastante gradual, y el descenso brusco entre agosto y septiembre. Una hipótesis explicativa de esta limpieza repentina de la atmósfera podría ser el inicio de la temporada otoñal de lluvia combinado con un determinado régimen de vientos. Se requeriría un análisis de las condiciones meteorológicas de los días sin nubes en agosto y septiembre para poder decidir la plausibilidad de la interpretación anterior.

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones principales del trabajo pueden ser separadas entre aquellas que hacen referencia a los métodos probados, y las que se refieren a la climatología de la turbidez en Girona. En cuanto a los métodos utilizados, a falta de información más precisa sobre las variables involucradas, como la columna de agua precipitable y contraste con medidas espectrales del coeficiente de turbidez β , se han obtenido evoluciones anuales y diarias paralelas, con diferencias más importantes para valores altos de turbidez. La dispersión de los valores horarios para un mes y una hora dados es indicio de variabilidad real de las condiciones, ya que se mantiene en general para los diferentes métodos. Si se dispone de medidas de irradiancia directa, o alternativamente, como en nuestro caso, de irradiancia global y difusa, y de la temperatura y humedad relativa en superficie, la recomendación sería aplicar un método poco sofisticado como el propuesto por MOULINEAUX *et al.* (1995), que suministra valores comparables en todo momento al método más riguroso de GUEYMARD (1998). Más información sobre la comparación entre los métodos puede ser obtenida de MEJÍAS (2000).

En cuanto al comportamiento de la turbidez en la estación de estudio (Girona) se halla un promedio relativamente bajo para el coeficiente β (0.065), correspondiente a una atmósfera limpia en general. La turbidez crece gradualmente desde los meses invernales (0.02 aproximadamente) hasta el final del verano (0.015 por la tarde), y a partir de entonces desciende bruscamente a valores inferiores a 0.05. La evolución diaria creciente es más notable en los meses de primavera y verano, y puede significar que los valores de β por la tarde doblen los de la mañana.

La comparación de estos resultados con los obtenidos a partir de otros métodos, tales como las medidas espectrales, o la información producida a partir de teledetección de aerosoles por satélite, serían líneas de continuidad natural para el presente trabajo. La aplicación de los métodos a otras bases de datos similares a la de Girona también sería de interés para observar la variabilidad geográfica de la turbidez.

6. REFERENCIAS

ÅNGSTRÖM, A. (1929): "On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air". *Geografis. Annal*, 2, 156-166.

Atlas (1996): "*Atlas de radiació solar a Catalunya*". Generalitat de Catalunya. Institut Català d'Energia.

D'ALMEIDA, G. A., KOEPKE, P. y SHETTLE, E. P (1991): "Atmospheric Aerosols Global Climatology and Radiative Characteristics". University of Munich and Geophysics Laboratory Massachusetts.

GRENIER, J. C., DE LA CASINIERE, A. y CABOT, T. (1994): "A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications". *Solar Energy*, 52, 303-314.

GUEYMARD, C. A (1998): "Turbidity determination from broadband irradiance measurements: a detailed multicoefficient approach". *Journal of Applied Meteorology*, 37, 414-435.

Intergovernmental Panel on Climate Change (1995): World Meteorological Office. United Nations Environmental Programme, Radiative Forcing of Climate Change. The 1994 Report of the Scientific Assessment Group of IPCC.

KATZ, M., BAILLE, A. y MERMIER, M. (1982): "Atmospheric turbidity in a semi-rural site, evaluation and comparison of different turbidity coefficients". *Solar Energy*, 28, 323-327.

LECKNER, B. (1978): "The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface. Elements of a model". *Solar Energy*, 20, 143-150.

LEBARON, B.A., MICHALSKY, J.J. y PEREZ, R. (1990): "A simple procedure for correcting shadowband data for all sky conditions". *Solar Energy*, 44, 249-256.

LINKE, F. (1922): "Transmissions-Koeffizient und Trübungsfaktor". *Beitr.Phys.Fr.Atmos.*, 10, 91-103.

LOUCHE, A., MAUREL, M., SIMONNOT, G., PERI, G. y IQBAL, M. (1987): "Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements". *Solar Energy*, 38, 89-96.

MEJÍAS, J. (2000): "Trabajo de Investigación". Universitat de Girona (inédito).

MOLINEAUX, B., INEICHEN, P. y DELAUNAY, J. (1995): "Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity improving model performance". *Solar Energy*, 55, 125-137.

PINAZO, J.M., CAÑADA, J. y BOSCA, J. (1995): "A new method to determinate Ångström's turbidity coefficient: its application for Valencia". *Solar Energy*,