

EL EFECTO DE LA ATMÓSFERA EN LA ATENUACIÓN DEL PODER ERITEMÁTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA

J. Lorente¹, A. Redaño¹, X. de Cabo¹, B. Codina¹ y C. Casas²

¹ Departamento de Astronomía y Meteorología. Universidad de Barcelona.

² Departamento de Física e Ingeniería Nuclear. Universidad Politécnica de Cataluña.

En el presente artículo se cuantifica uno de los principales efectos biológicos de la radiación solar, como es el efecto de eritema. Se determina la irradiancia solar eritemática en la cima de la atmósfera, que es del orden de 5 W/m² y después se compara con la correspondiente atenuada por los gases y aerosoles atmosféricos. Los resultados para el área mediterránea de la Península dan valores de la irradiancia eritemática del orden de 0.25 W/m² en días de verano al mediodía para cielos despejados y muy claros, siendo del orden de 0.15 W/m² para los días turbios. Mediante la aplicación de un modelo numérico de irradiancia solar espectral se cuantifica el impacto de la turbiedad atmosférica y de la columna total de ozono en el efecto eritemático de la radiación solar.

1. INTRODUCCIÓN

La problemática de que la fuerte disminución estacional del ozono, observada repetidamente en la estratosfera antártica desde principios de la década de los 80 (Farman et al., 1985), tuviera un carácter natural o fuera de tipo antropogénico, ha contribuido notablemente a un mayor esfuerzo por parte de la comunidad científica internacional para el seguimiento de los valores que adopta la concentración de ozono estratosférico. Además de las investigaciones sobre el papel de los gases CFC en las reacciones de formación y destrucción del ozono estratosférico, se trataba, por una parte, de comprobar si el fenómeno de deterioro de la ozonósfera era exclusivo de las altas latitudes del hemisferio sur o afectaba también a otras latitudes y de constatar una posible tendencia general a disminuir la columna total de ozono a escala planetaria. Newman et al. (1990) observaron también descensos temporales significativos de la columna de ozono en altas latitudes, mientras que Stolarski et al. (1991), entre otros, concluyeron, a partir de datos de observación satelitarios en las dos últimas décadas, la existencia de una ligera tendencia general a la disminución de la columna total de ozono significativa fuera de latitudes muy bajas. En latitudes medias de nuestro hemisferio la tendencia general observada es la disminución de la columna de ozono del orden del 0.5% anual.

Habida cuenta del papel del ozono

en la absorción de la radiación solar, una de las principales consecuencias que podrían derivarse de la disminución de la columna total de ozono de la atmósfera sería el incremento de la irradiancia solar ultravioleta (UV) que alcanza el suelo. Pero esta conclusión podría ser un tanto aventurada sin un detallado análisis del papel de los otros factores que intervienen en la atenuación de la radiación solar por la atmósfera (absorción y dispersión por el resto de gases atmosféricos, partículas aerosoles, nubosidad, etc.) así como el de la importancia relativa del ozono troposférico. Por otra parte, dado que las consecuencias biológicas de la variación de la radiación solar UV que incide en el suelo, dependen fundamentalmente de la composición espectral de esta radiación, conviene analizar la influencia que sobre dicho espectro tiene la atenuación por la atmósfera de la radiación solar.

2. LA EFECTIVIDAD ERITEMÁTICA DE LA RADIACIÓN SOLAR

Las consecuencias de la radiación solar a la que están expuestos los seres vivos de la superficie terrestre son muy diversas. Basta citar, aparte de los efectos caloríficos directos, la importancia de la función fotosintética de las plantas cuyo pigmento, la clorofila, presenta dos bandas de absorción importantes en el espectro visible (en el rojo y azul aproximadamente). Son también muy conocidos los efectos bactericidas de la radiación UV, así como la síntesis de la vitamina D en la piel de los seres humanos al

exponerse al sol. Las quemaduras (eritemas) solares y, más a largo plazo, la posible aparición de cáncer de piel, cataratas

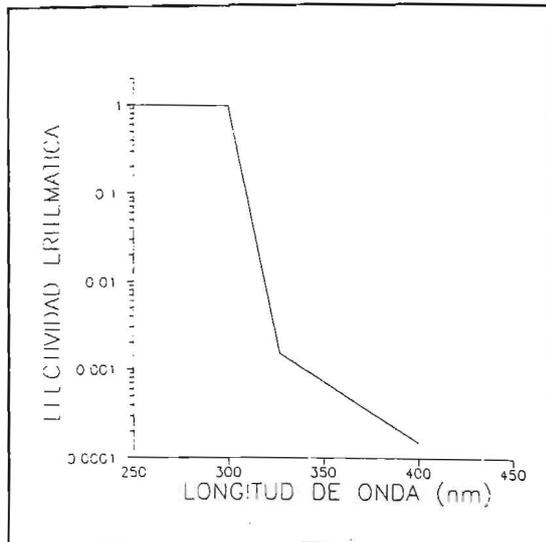


Fig 1.- Representación de la efectividad eritemática, o espectro de acción, en función de la longitud de onda. Se ha tomado como unidad la efectividad correspondiente a 300 nm, donde se registra el máximo poder eritemático de la radiación UV.

oculares, etc. se cuentan entre los efectos indeseables de la radiación solar. Aunque cada efecto biológico es consecuencia de la irradiación solar en un intervalo de longitud de onda determinado, podría decirse que, en general, los efectos más nocivos se deben a las bandas espectrales más cortas, es decir, la porción UV del espectro solar. Dado que incluso en este intervalo espectral hay considerables diferencias entre la radiación correspondiente al principio y final del intervalo, se acostumbra a dividir éste en tres tramos: UVC ($\lambda < 280$ nm), UVB (280-320 nm) y UVA (320-400 nm). El poder de eritema de la radiación solar es máximo al comienzo del intervalo UVB, decreciendo fuertemente a medida que la longitud de onda aumenta. Así, una irradiación de 1 W/m^2 a 300 nm tiene un poder eritemático que es unas 10000 veces superior al de la misma irradiación de 1 W/m^2 a 400 nm. Para el espectro visible el poder de quemadura de la radiación decrece todavía más. Por ello, suele atribuirse a la porción UV del espectro la

causa de las quemaduras solares. La figura 1 muestra el valor relativo de la efectividad eritemática según la longitud de onda, tomando como unidad la correspondiente a 300 nm. Esta curva se ha obtenido a partir de los valores de efectividad propuestos por la *Commission Internationale de l'Eclairage* (McKinlay y Diffey, 1987) basada en las observaciones de la respuesta de la piel humana a la exposición de la radiación. Como se observa, la efectividad permanece constante en el UVB hasta una longitud de onda de unos 300 nm, decreciendo rápidamente con λ hasta el final del intervalo UVA.

Debido a esta gran variación de efectividad con la longitud de onda, el valor de la irradiación solar total (es decir, para todo el espectro) no resulta apropiado para la determinación cuantitativa de su poder de quemadura. En su lugar, sería más adecuado definir una irradiación eritemática E_{er} que ponderase dicho efecto para cada una de las longitudes de onda, es decir,

$$E_{er} = \int E_{\lambda} \epsilon_{\lambda} d\lambda \quad (1)$$

donde E_{λ} es la irradiación monocromática para la longitud de onda λ y ϵ_{λ} es la efectividad eritemática referida en la curva de la figura 1. Si, como en este caso, se adopta como unidad la efectividad correspondiente a 300 nm, la irradiación eritemática sería la equivalente a una irradiación a esta longitud de onda que tuviera un poder eritemático igual a la irradiación solar total real. Obviamente, el cálculo de la irradiación eritemática en un lugar determinado precisa del conocimiento de la irradiación solar espectral, no siempre disponible a partir de las observaciones meteorológicas convencionales.

La utilización de la irradiación eritemática permite definir tiempos de exposición a la radiación con el fin de conocer la dosis de irradiación (solar o de fuentes artificiales de luz) que un individuo puede recibir. En este sentido, resulta muy conveniente la determinación de la dosis eritemática mínima (MED), definida como la mínima irradiación necesaria para producir reacción de eritema, es decir, enrojecimiento de la piel después de la exposición a la radiación. Para la luz UV esta reacción suele manifestarse unas horas después de la exposición. Puesto que el mecanismo de

defensa de la piel humana a la radiación UV proviene de unas células denominadas melanocitos, el valor de la MED depende fuertemente de la pigmentación del individuo. Para individuos de piel blanca ligeramente pigmentada (fototipo II) una MED es del orden de 250 J/m^2 , mientras que para los muy pigmentados la MED supera los 600 J/m^2 (Sayre et al., 1981).

3. LA ATENUACIÓN POR LA ATMÓSFERA

El espectro de la radiación solar que incide en la cima de la atmósfera es muy amplio y abarca desde radiaciones ionizantes de longitud de onda del orden de 100 nm hasta radiación infrarroja de unos 4000 nm . Básicamente corresponde a la distribución

espectral de un cuerpo negro a unos 6000 K (figura 2), con una irradiancia máxima en torno a los 450 nm . A partir de estos valores de irradiancia espectral en la cima de la atmósfera se puede obtener la irradiancia eritemática, aplicando la ecuación (1). Este cálculo da un valor del orden de 5 W/m^2 cuando se considera un ángulo cenital del Sol de 0° y una distancia Tierra-Sol igual a su valor medio. Comparada con la irradiancia solar total en estas condiciones, es decir, la constante solar, cuyo valor es de 1376 W/m^2 resulta que el porcentaje eritemático de la radiación solar extraterrestre es algo inferior al 0.4% , por lo que energéticamente sería despreciable. No obstante se trata de un poder eritemático extraordinario, ya que representa una dosis de una MED en una

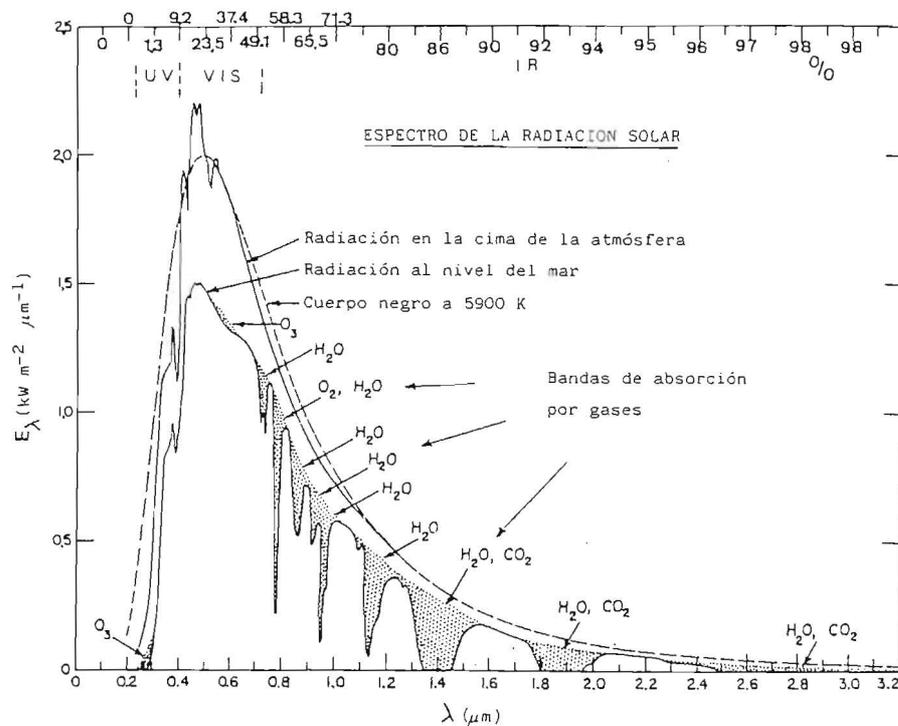


Fig.2.- Distribución espectral de la irradiancia extraterrestre y al nivel del mar para una atmósfera limpia, correspondientes a un ángulo cenital de 0° (masa de aire relativa unidad) a la distancia media Tierra-Sol. Se señalan las principales bandas de absorción de los gases atmosféricos. Los porcentajes de la escala superior indican el % de irradiancia extraterrestre para una longitud de onda inferior a la indicada en el eje de abscisas. (Adaptada del *Handbook of Geophysics and Space Environments*, Air Force Cambridge Research Laboratories, U.S. Air Force, 1965).

exposición de sólo 50 segundos. Además de los correspondientes efectos ionizantes, una radiación tan eritemática sería muy nociva para los seres vivos.

A su paso por la atmósfera la

radiación solar sufre una importante atenuación a la vez que la amplitud de su espectro queda notablemente reducida. Al nivel del mar y en ausencia de nubes el espectro solar abarca el intervalo $300\text{-}2000$

nm aproximadamente, con una irradiancia máxima a unos 480 nm (figura 2). Como se sabe, la atenuación de la radiación solar por la atmósfera se debe básicamente a procesos de absorción y dispersión: absorción por algunos gases atmosféricos (principalmente por el ozono y el vapor de agua), dispersión molecular (de Rayleigh) y por las partículas aerosoles, y la absorción y dispersión por parte de las gotitas de agua que componen las nubes. Con respecto a la radiación espectral la diferencia fundamental entre los

dos procesos es que, mientras en los procesos de dispersión existe una dependencia funcional más o menos fuerte pero continua con la longitud de onda (el coeficiente de dispersión molecular es proporcional a λ^{-4} y el correspondiente a partículas aerosoles es prácticamente proporcional a λ), la absorción por los gases es muy selectiva y sólo tiene lugar para ciertas bandas espectrales. Es en estas bandas donde la atenuación atmosférica resulta particularmente importante. Así ocurre

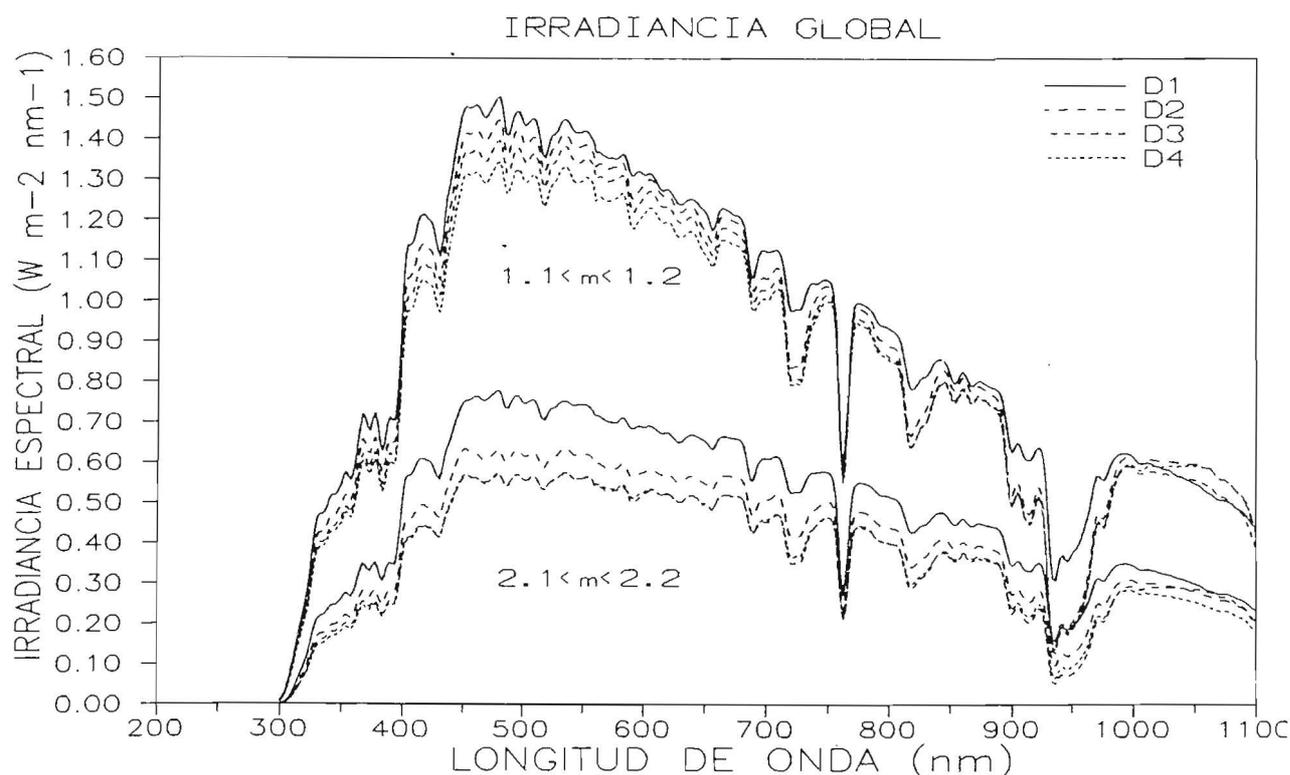


Fig. 3.- Curvas medias de distribución de la irradiancia espectral global observada en Barcelona durante el período 1989-92 para diferentes valores del coeficiente B_0 de turbiedad atmosférica. D1: $B_0 \leq 0.100$; D2: $0.100 < B_0 \leq 0.150$; D3: $0.150 < B_0 \leq 0.200$; D4: $0.200 < B_0 \leq 0.500$.

con las numerosas bandas de absorción del vapor de agua en el infrarrojo (IR). En el UV, la intensa banda de Hartley que presenta el ozono, centrada en unos 250 nm, atenúa completamente la escasa radiación solar en el UVC, mientras que las bandas de Huggins filtran buena parte del UVB y algo del UVA. Gracias a la absorción del ozono, y en alguna medida a la dispersión producida por la atmósfera, la irradiancia UV es considerablemente atenuada. Mientras el porcentaje UV de la radiación en la cima de la atmósfera supera el 9%, la proporción en el

suelo y a nivel del mar suele ser inferior al 5%. La atmósfera atenúa selectivamente, de manera que el UV y el IR son comparativamente mucho más atenuados que el intervalo visible.

La determinación de la atenuación del poder eritemático por parte de la atmósfera requiere conocer con cierta precisión la transmisividad de la atmósfera en cada longitud de onda. Si especificamos las diferentes transmisividades espectrales para cada una de las causas de atenuación citadas, tendríamos como expresión de la

irradiancia espectral global (directa más difusa), E_{λ} , junto al suelo

$$E_{\lambda} = E_{0\lambda} F T_{Ra} T_{sa} T_{wa} T_{oa} T_{ua} \cos\theta + D_{\lambda} \quad (2)$$

donde $E_{0\lambda}$ es la irradiancia solar en la cima de la atmósfera, F es el factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol, θ es el ángulo cenital del Sol, T_{Ra} , T_{sa} , T_{wa} , T_{oa} y T_{ua} son, respectivamente, las transmisividades debidas a dispersión de Rayleigh, dispersión y absorción por aerosoles, y absorción selectiva por vapor de agua, ozono y el resto de gases atmosféricos y D_{λ} es la irradiancia espectral difusa incidente en el suelo. De esta manera podría modelizarse la irradiancia espectral en función de la composición y estado de la atmósfera. Existen modelos de irradiancia espectral con buena resolución, como los LOWTRAN (Kneizys et al., 1980), SOLTRAN (Bird, 1982) y SPCTRAL (Bird, 1984). A partir de los valores de E_{λ} puede calcularse la irradiancia solar eritemática que incide en el suelo.

4. APLICACIÓN AL ÁREA MEDITERRÁNEA

El cálculo de la irradiancia solar eritemática a partir de (1) y (2) para diferentes lugares presenta frecuentemente el inconveniente de que no se dispone de datos fidedignos de la columna total de ozono, de la proporción de ozono troposférico, turbiedad atmosférica, albedo, etc. Ello puede paliarse si se dispone de medidas de irradiancia espectral de suficiente precisión, caso que por desgracia es poco frecuente, ya que ni siquiera en los observatorios que miden habitualmente alguna de las variables relacionadas con la radiación solar (irradiancia total global o difusa, insolación, etc.) suele medirse la irradiancia espectral. Afortunadamente nuestro grupo dispone de un banco de datos de irradiancia espectral que comprende un período superior a tres años. Con estos datos se ha realizado un primer estudio climatológico de la irradiancia y transmisividad espectrales para días sin nubes en función de la turbiedad atmosférica (Lorente et al., 1994) para el área urbana de Barcelona, validándose los datos observacionales con el modelo SPCTRAL 2 (Bird, 1984). La figura 3 muestra las gráficas correspondientes a los valores medios de la irradiancia solar espectral para diferentes intervalos o clases de turbiedad atmosférica.

A partir de estos valores se ha calculado la irradiancia eritemática media para

las diferentes clases de turbiedad y masas de aire relativas. Para masas de aire entre 1.1 y 1.2 (Sol muy alto sobre el horizonte en días de verano) la irradiancia eritemática global media oscila entre 0.25 W/m^2 para días de gran transparencia atmosférica y 0.15 W/m^2 para días muy turbios. Comparando estos valores con los calculados para la cima de la atmósfera puede evaluarse el poder de la atenuación del efecto eritemático de la radiación solar, que para el mediodía de los meses de verano, resulta ser del orden de 20 a 40 veces inferior con atmósfera que sin ella. Mientras en estas condiciones la irradiancia total global que incide en el suelo es del orden del 70% de la correspondiente extraterrestre, la irradiancia eritemática se ha reducido decenas de veces. Una MED para piel de tipo II se alcanza en días muy claros de verano al mediodía en unos 15 minutos.

Se pone así de manifiesto el gran efecto protector de la atmósfera frente a la radiación UV y sus efectos nocivos. Teniendo en cuenta que una gran parte de esta protección se debe a la presencia de componentes atmosféricos minoritarios, en este caso el ozono, es muy lógica la preocupación por la posible destrucción masiva de ozono que se pueda estar produciendo por causas antropogénicas.

5. MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA ERITEMÁTICA EN FUNCIÓN DE LA TURBIEDAD ATMOSFÉRICA Y DE LA COLUMNA DE OZONO

Con el fin de determinar el impacto que podrían tener hipotéticos cambios de transmisividad atmosférica en la irradiancia solar espectral que incide en el suelo, y en el correspondiente efecto eritemático, se puede proceder a la aplicación de modelos de alta resolución espectral. Aquí presentamos los resultados obtenidos por nosotros para diferentes valores de turbiedad y de la columna total de ozono aplicando el modelo SPCTRAL 2 (Bird, 1984) con una resolución en longitud de onda de 5 nm. Previamente se validó el modelo para el intervalo UV comparando su respuesta con los datos climatológicos de irradiancia espectral observados en Barcelona. La figura 4 muestra esta comparación. El impacto de la turbiedad atmosférica se observa en la figura 5, donde se ha representado la irradiación eritemática horaria para cielo despejado y masa de aire relativa en el intervalo 1.1-1.2 en función del coeficiente de turbiedad de Schüepp (Volz, 1974). Se observa que las partículas en

suspensión en el aire que producen su turbiedad pueden hacer disminuir el efecto

eritemático de la radiación solar en más del 25% (un valor de B_G del orden de 0.5 se

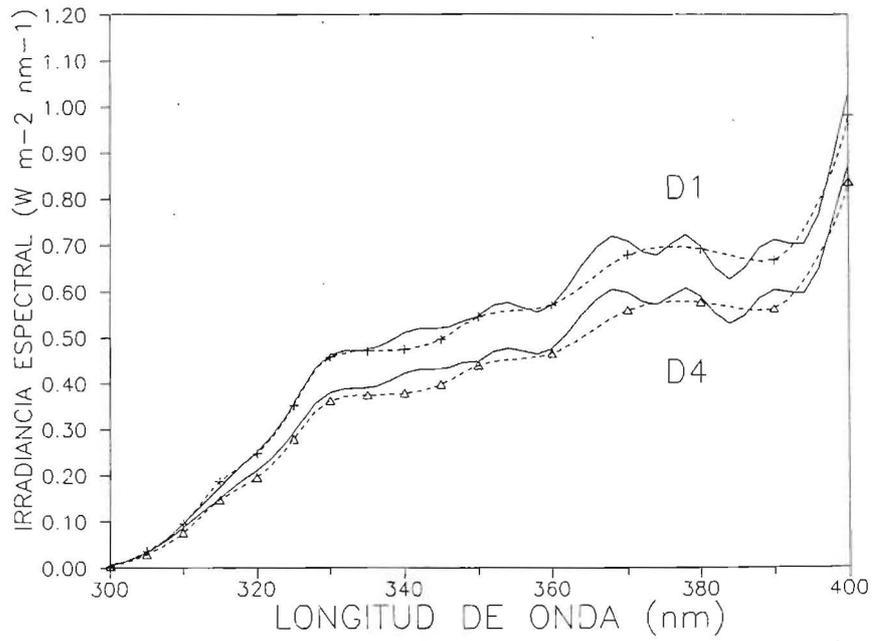


Fig. 4.- Comparación de la irradiancia espectral medida con la correspondiente al modelo SPECTRAL 2 (Bird, 1984) en el intervalo UV, para las clases de turbiedad D1 y D4 y una columna total de ozono de 340 UD (unidades Dobson).

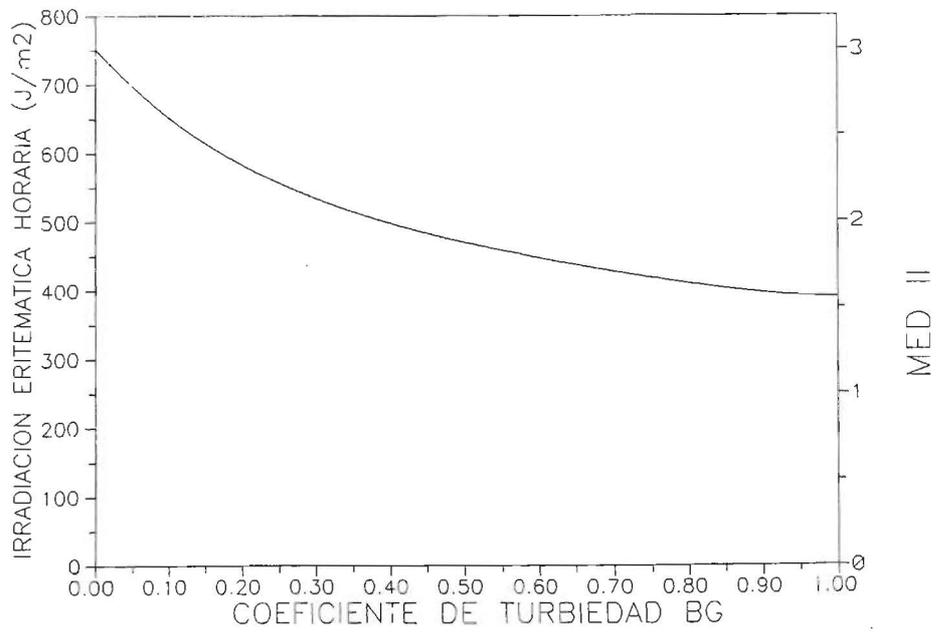


Fig.5.- Curva de valores de la irradiación eritemática horaria en función de la turbiedad atmosférica para cielo despejado, masa de aire 1.1, clase de turbiedad D1 y una columna total de ozono de 340 UD.

considera de extremada turbiedad). Aunque la turbiedad hace aumentar notablemente la irradiación difusa (y por tanto su efecto eritemático), la disminución de la irradiación directa no es compensada por dicho aumento, de manera que es evidente el efecto atenuante de los aerosoles.

El impacto del ozono sobre la irradiación eritemática es, como se ha dicho, el más importante. La figura 6 muestra la distribución de irradiación espectral UV para valores decrecientes de la columna total de ozono y para la clase D1 de turbiedad atmosférica. Además del notable aumento del

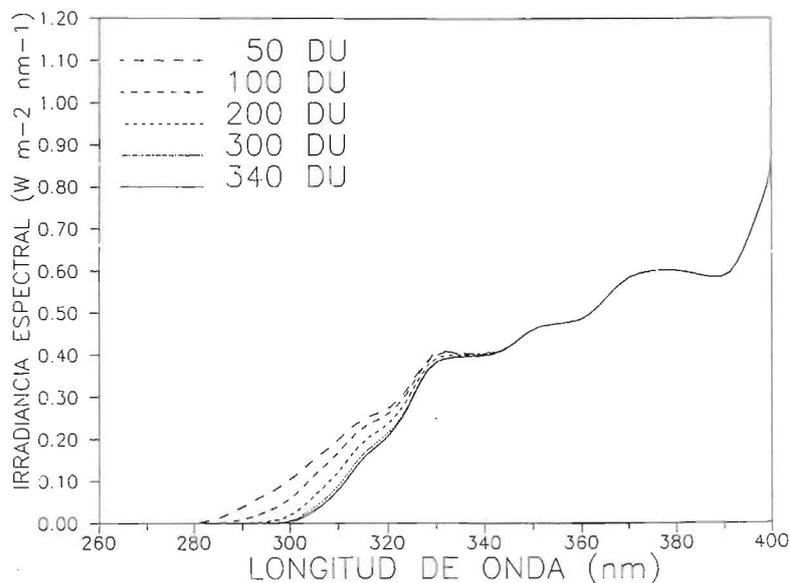


Fig. 6.- Irradiación espectral UV para diversos valores de la columna total de ozono masa de aire 1.1 y clase de turbiedad D1.

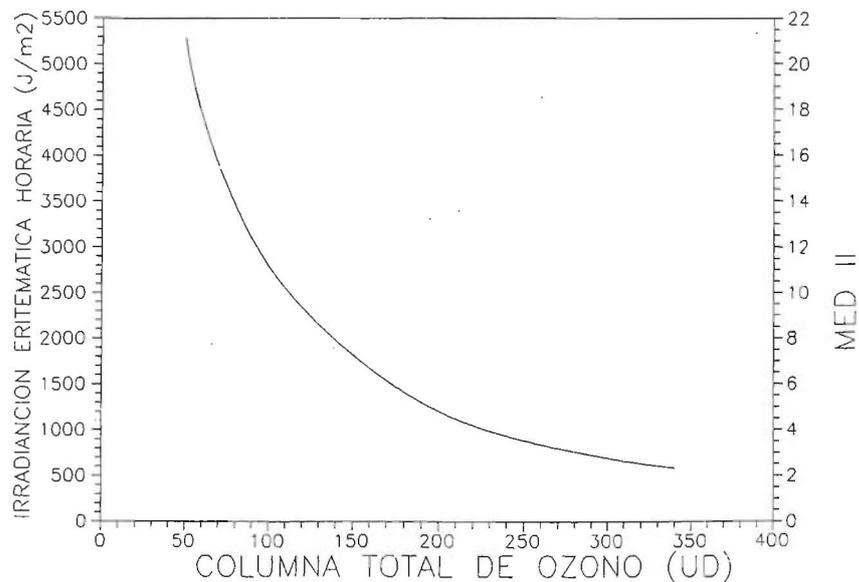


Fig. 7.- Valores de la irradiación eritemática horaria en función de la columna total de ozono, masa de aire 1.1 y clase de turbiedad D1.

valor de la irradiancia en el UVB se observa un ensanchamiento del espectro hacia longitudes de onda decrecientes. La figura 7 representa el valor de la irradiación eritemática horaria en función de la columna total de ozono para la clase de turbiedad D1 y masa de aire relativa 1.1. Se comprueba el enorme aumento de la dosis de radiación biológicamente activa cuando la columna de ozono disminuye apreciablemente. Se trata, obviamente, de una estimación para escenarios poco probables que no tiene en cuenta otros factores modificadores de la irradiancia espectral, como la mayor eficacia del ozono troposférico en la absorción de la radiación UV, pero que constatan la fuerte dependencia del efecto biológico de la radiación solar con la composición de la atmósfera.

6. CONCLUSIONES

La evaluación del efecto eritemático de la radiación solar precisa de valores precisos de la irradiancia espectral, dada la fuerte variación de la efectividad eritemática con la longitud de onda. Los resultados obtenidos para el área urbana de Barcelona dan valores de la irradiación eritemática horaria del orden de 4 MED/h al mediodía de verano. No obstante se observa una notable influencia de la turbiedad atmosférica en el efecto eritemático. La modelización de la irradiancia espectral con alta resolución en longitud de onda permite obtener una primera estima de la influencia de las diversas variables implicadas, como la columna total de ozono, altitud, tipo de suelo, etc. La atmósfera ejerce un notable poder de atenuación, sobre todo en el intervalo UV, pero este poder es muy sensible a la variación de concentración de componentes atmosféricos muy minoritarios y, por esta razón, muy susceptibles de variar de concentración con los cambios antropogénicos de composición atmosférica.

7. REFERENCIAS

- Bird, R.E., 1982: Terrestrial solar spectral modeling. *Solar Cells*, **7**, 107-118.
- Bird, R.E., 1984: A Simple solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Energy*, **32**, 461-471.
- Farman, J.C., B.G. Gardiner y J.D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, **315**, 207-210.
- Kneizys, F.X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, Jr., L.W. Abrea, J.E.A. Selby, R.W. Fenn y R.W. McClatchey, 1980: Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN5. *Tech. Rep. AFGL-TR-80-0067, USAF Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA.*
- Lorente, J., A. Redaño y X. de Cabo, 1994: Influence of urban aerosol on spectral solar irradiance. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 406-415.
- McKinlay, A.F., y B.L. Diffey, 1987: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *Human Exposure to UV Radiation: Risks and Regulations.* Elsevier Science, 83-87.
- Newman, P., R. Stolarski, M. Schoeberl, L.R. Lait, y A. Krueger, 1990: Total ozone during the 88-89 Northern hemisphere winter. *Geophysical Res. Lett.*, **4**, 317-320.
- Sayre, R.M., D.L. Desrochers, C.J. Wilson y E.M. Marlowe, 1981: Skin type, minimal erythema dose (MED) and sunlight acclimatization. *J. Am. Acad. Dermatol.*, **5**, 439-443.
- Volz, F.E., 1974: Economical multispectral sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 to 1.6 μm and precipitable water. *Appl. Opt.*, **13**, 8, 1732-1733.