

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA

Departamento de Termodinámica Aplicada



**Contribución al Estudio de la
Radiación Solar y de la
Determinación de la Turbiedad
Atmosférica. Aplicaciones a Valencia
y Sevilla**

TESIS DOCTORAL

Presentada por

José Vicente Boscà Berga

VALENCIA, 1995

JOSÉ MANUEL PINAZO OJER Y JAVIER CAÑADA RIBERA,
Profesores Titulares de Universidad del Departamento de
Termodinámica Aplicada de la Universidad Politécnica de Valencia,

CERTIFICAMOS: Que el trabajo titulado "Contribución al Estudio de la Radiación Solar y de la Determinación de la Turbiedad Atmosférica. Aplicaciones a Valencia y Sevilla", ha sido realizado bajo nuestra dirección por D. José Vicente Boscà Berga y constituye su Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y para que así conste, se firma en Valencia a nueve de Noviembre de mil novecientos noventa y cinco.



AGRADECIMIENTOS

AGRADECIMIENTOS

Al concluir este trabajo realizado en el Departamento de Termodinámica Aplicada de la Universidad Politécnica de Valencia deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que han hecho posible su realización.

En primer lugar a los Doctores D. Javier Cañada Ribera y D. José Manuel Pinazo Ojer por su amable acogida en el Grupo de Investigación de la Radiación Solar y la inestimable dirección, orientación y estímulo para la realización de esta Tesis. También por las facilidades de todo tipo dispensadas para la utilización de sus datos e instrumentos.

Al Profesor Dr. D. Valeriano Ruiz de la E.T.S.I.I. de Sevilla por su amabilidad y facilidades al cederme un conjunto de medidas experimentales realizadas en Sevilla que ha resultado ser un material muy valioso para la realización de esta Tesis.

A todo el conjunto de profesores del Departamento de Termodinámica Aplicada por su hospitalidad, por sus consejos y por el excelente clima que se respira en él de camaradería y de serio ambiente investigador, que se puede apreciar en los cursos de doctorado que imparten y en sus publicaciones y conferencias.

A los compañeros y amigos del Departamento de Termología de la Universitat de València por sus consejos y ayuda. También a los amigos de la Universidad de Córdoba que, investigando en el terreno de la radiación solar, han compartido conmigo inquietudes y preocupaciones.

A mis compañeros del Departamento de Física Aplicada, que haciéndose cargo de la dedicación de tiempo que me ha exigido este trabajo, en alguna ocasión me han ayudado en mi tarea docente.

A mi mujer y a mi hijo quienes me han facilitado, con su paciencia, la tranquilidad requerida para realizar este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

A todos los amigos y compañeros que durante los últimos cuatro años me han ayudado con su aliento y su comprensión.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Julia Koenig'. The signature is stylized with a large, looped initial 'J' and a cursive 'Koenig'.

Valencia 5 de Noviembre de 1995

A Mis Padres

ÍNDICE

ÍNDICE

I.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

I. I.- INTRODUCCIÓN	1
I.II.- OBJETIVOS	5

II.- ANTECEDENTES EN EL ESTUDIO DE IRRADIANCIAS SOLARES

II. I.- RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE. CONSTANTE SOLAR	11
II. II.- MODELOS FÍSICOS DE IRRADIANCIA SOLAR DE TODA LA BANDA	15
II.II. 1.- MODELO DE MOON	17
II.II. 2.- MODELO DE ATWATER Y BALL	18
II.II. 3.- MODELO DE DAVIES Y HAY	22
II.II. 4.- MODELO DE WATT	24
II.II. 5.- MODELO DE HOYT	29
II.II. 6.- MODELO DE LACIS Y HANSEN	33
II.II. 7.- MODELO ASHRAE	36
II.II. 8.- MODELO DE BIRD Y HULSTROM	39
II.II. 9.- MODELO DE MACHLER	47
II.II.10.- MODELO MAC	51
II.II.11.- MODELO DE JOSEFSSON	53
II.II.12.- MODELOS A, B Y C DE IQBAL	54
II.II.13.- MODELO EEC	56
II.II.14.- MODELO CPCR2	57
II.II.15.- MODELO PSI	65
II.III.- ANÁLISIS ESPECTRAL DE LA RADIACIÓN SOLAR	68
II.III. 1.- CONCEPTOS FUNDAMENTALES	69
II.III. 2.- ECUACIÓN DE TRANSFERENCIA RADIATIVA	75

ÍNDICE

II.III. 3.- DISPERSIÓN DE LA RADIACIÓN	79
II.III. 4.- ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN	88
II.III. 5.- CÓDIGOS ESPECTRALES RIGUROSOS	96
II. IV.- ÍNDICES DE TURBIEDAD ATMOSFÉRICA	100
II.IV.1.-AEROSOLES	100
II.IV.2.-FACTOR DE LINKE	103
II.IV.3.-COEFICIENTE DE TURBIEDAD DE ÅNGSTRÖM	108
III.- ELECCIÓN DE UN MODELO DE TRABAJO	
III. I.-UN MODELO DE BANDA ANCHA	121
III.I.1.-IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL DE TODA LA BANDA	123
III.I.2.-IRRADIANCIA DIFUSA DE TODA LA BANDA	130
III.II.-UN MODELO ESPECTRAL	134
III.II.1.-IRRADIANCIA ESPECTRAL DIRECTA	135
III.II.2.-IRRADIANCIA ESPECTRAL DIFUSA	138
IV. - MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACIÓN	
IV. I.-SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS	147
IV. II.-BASES DE DATOS	155
IV.II.1.- DATOS DE VALENCIA	155
IV.II.2.- DATOS DE SEVILLA	159
IV.III.-COMPONENTES DE LA RADIACIÓN. CORRELACIONES	161
IV. IV.-SELECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE DATOS	184

V.- DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE β CON MEDIDAS DE BANDA COMPLETA. PROPUESTA DE UN NUEVO MÉTODO PARA SU OBTENCIÓN A PARTIR DE DATOS DE GLOBAL Y DIFUSA

V. I.- INTRODUCCIÓN	199
V. II.- MÉTODO DE LOUCHE	203
V.III.- NUEVO MÉTODO	209
V. IV.- ESTUDIO DE SENSIBILIDAD DEL NUEVO MÉTODO	216

VI.- APLICACIÓN EN VALENCIA Y SEVILLA DEL NUEVO MÉTODO PARA LA DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE TURBIEDAD β DE ÅNGSTRÖM. VALIDACIÓN DEL MÉTODO

VI. I.- DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA	230
VI. II.- DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN SEVILLA	247
VI.III.- INCIDENCIA DE LOS ERRORES EXPERIMENTALES EN LOS RESULTADOS DE AMBOS MÉTODOS	259
VI. IV.- ADAPTACIÓN DEL NUEVO MÉTODO A UN MODELO ESPECTRAL PARA IMPLEMENTAR UN PROGRAMA SIMPLE QUE GENERE IRRADIANCIAS ESPECTRALES	269

CONCLUSIONES	273
--------------	-----

REFERENCIAS	277
-------------	-----

NOMENCLATURA	293
--------------	-----

APÉNDICES 305

AI .- TABLAS

AII .- PROGRAMAS

AIII.- DIAGRAMAS

CAPÍTULO I.-INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

I.1.- INTRODUCCIÓN

Todos los dispositivos destinados al aprovechamiento de la energía solar se diferencian de los otros sistemas basados en fuentes de energía convencionales, en que su alimentación esta sometida al trasiego de fluctuaciones atmosféricas y meteorológicas para el aporte energético que, a su vez, es independiente de la demanda exigible en cada instante. Por ello lo primero que requiere un dispositivo solar es el conocimiento de la cantidad y variabilidad de la energía solar disponible. Por ejemplo todos los métodos usados para dimensionar sistemas solares en la actualidad, incluyendo sofisticados modelos como TRNSYS o modelos más simples tal como F-Charts, o modelos de utilizabilidad, requieren diversos datos de radiación en distintas orientaciones y de las diferentes componentes de ésta (difusa, directa y global).

Obviamente los mejores datos de radiación para usar son las medidas realizadas en el lugar en cuestión, pero de no ser para grandes instalaciones realizar ex-profeso las medidas sobre el terreno no suele resultar rentable, además de que no bastaría con unas pocas medidas ya que para poder hacer estimaciones medias son necesarios largos períodos de observación. Por ello surge la necesidad de elaborar modelos que a partir de diferentes variables climáticas o meteorológicas o basados en datos de estaciones cercanas puedan estimar los datos de radiación requeridos del lugar.

La modelización de las componentes de la irradiancia solar de un cielo despejado son necesarias en muchas aplicaciones de la energía solar (diseño y simulación de sistemas, procesos de control y de calibración de radiómetros, control de calidad de datos, etc.) y prácticas rutinarias en ingeniería, por ejemplo el cálculo del mayor aporte de frigorías en acondicionamiento de aire se calcula por la determinación de un máximo que se sitúa en un día de extrema claridad e irradiancia de la época más cálida del año.

Esta necesidad de disponer de modelos de insolación, por los motivos expuestos, ha sido asumida hace muchos años. Uno de los modelos pioneros y después muy citado y mejorado fue el publicado por Parry Moon

en 1940 [Moon 1940]. Este modelo se usa todavía hoy en su forma original o en versiones modificadas. Desde entonces se han propuesto un buen número de modelos de variada complejidad que van desde algunas fórmulas empíricas hasta programas o códigos espectrales altamente sofisticados. Para el uso corriente en ingeniería estos últimos no son estrictamente necesarios y basta con estimaciones de la radiación integral o de toda la banda obtenidas mediante modelos empíricos o físicos.

Podemos entender por modelos físicos aquellos que se basan en el análisis teórico de los procesos y transformaciones que sufre la radiación en su tránsito por la atmósfera y parten del conocimiento de las sustancias que ésta contiene.

Por ello los modelos físicos no espectrales surgen a partir del análisis espectral y teórico de los procesos. Se ha verificado que los modelos físicos son de mayor precisión que los empíricos y de mayor flexibilidad lo que no resta interés a las expresiones que se han obtenido a partir de datos experimentales, mediante correlaciones y parametrizaciones. Sin embargo los modelos físicos necesitan de las medidas experimentales de forma complementaria para su validación, por lo que ambos métodos de trabajo teórico y empírico caminan juntos y se complementan.

Los modelos de insolación han sido elaborados tanto para generar datos de irradiación solar como de irradiancia solar según se trate de valores de energía solar recibida por unidad de superficie en determinados intervalos finitos de tiempo preestablecidos, que en el Sistema Internacional de Unidades se expresará en $J m^{-2}$, o de que se trate de valores instantáneos de la energía recibida por unidad de superficie y de tiempo, que en el Sistema Internacional de Unidades se expresará en $W m^{-2}$.

Para las mencionadas irradiaciones o irradiancias, se usa indistintamente el calificativo de total, integral, de toda la banda, de banda ancha o de banda completa si representan la integración a lo largo de todas las longitudes de onda del espectro electromagnético. Por el contrario se usarán los calificativos de espectral o monocromático cuando el análisis se limite a pequeños subintervalos del espectro electromagnético caracterizados por un determinado valor de la longitud de onda.

El avance tecnológico de los aparatos de medida permite disponer de datos experimentales de irradiación y de irradiancias de gran precisión

espectral con intervalos, en torno a una longitud de onda dada, del orden de fracciones de nm, lo que permite validar los modelos físicos espectrales.

I.II.- OBJETIVOS

Este trabajo que hemos denominado con el nombre genérico de "Contribución al Estudio de la Radiación Solar y de la Determinación de la Turbiedad Atmosférica" pretende contribuir a mejorar el conocimiento de la Radiación Solar Integral, es decir de toda la banda espectral. Pretende avanzar en el estudio de su distribución, de su relación con las diferentes variables meteorológicas para dotar de nuevas herramientas que mejoren el tratamiento de datos y medidas experimentales y descubrir nuevos métodos para relacionar las componentes de la radiación con determinadas variables climáticas.

Dentro del amplio campo de la Radiación Solar de banda ancha, nos hemos ceñido al estudio del comportamiento de ésta en condiciones de cielos despejados. En ausencia de nubes cobra especial importancia, por sus efectos sobre la radiación, la presencia de aerosoles y por tanto la turbiedad atmosférica.

Por todo lo anterior se podrían resaltar como objetivos de este trabajo los siguientes:

1-La realización de una puesta al día en el análisis de todas las aportaciones que ha habido en el terreno de la modelización de la radiación solar de toda la banda con cielos despejados. Con ello aunar en lo posible modelos y expresiones aportadas por diferentes investigadores, muy próximas entre sí pero muy dispersas a veces debido a pequeñas diferencias de conceptos, notación o enfoque e incluso a veces de unidades dispares usadas en unas u otras expresiones.

2-La realización de una revisión de los conceptos básicos acerca de los procesos de transferencia de la radiación solar en la atmósfera, con el fin también de clarificar y establecer unas leyes, una notación y unas mínimas referencias que faciliten la lectura de esta memoria.

3-Hacer un análisis y una puesta al día de diferentes índices y coeficientes establecidos y utilizados para medir la turbiedad atmosférica.

4-Establecer un modelo de trabajo de probada eficacia, para interpretar el comportamiento de las diferentes irradiancias, pero que resulte cómodo para su utilización en cálculos de ingeniería. Bajo esa perspectiva se observarán y tratarán las medidas experimentales de Radiación Solar de que disponemos.

5-Establecer criterios para la organización y estructuración de las bases de datos procedentes de una estación radiométrica y meteorológica, que conlleva el manejo de una abundante información y que requiere criterios de selección en función de la finalidad perseguida. Se establecerá un criterio de selección de instantes con condiciones de cielo despejado que permitan automatizar las operaciones de separación de datos, además de establecer un criterio objetivo para la consideración de dichas condiciones.

6-Por último se generará un Nuevo Método para determinar la turbiedad atmosférica que permita realizar esta medida de forma rápida y sencilla, requiriendo un mínimo número de medidas experimentales y que éstas sean medidas corrientes en la mayoría de los observatorios. También se podrá adaptar el Nuevo Método para determinar la turbiedad a un modelo espectral simple para cielos despejados con el fin de generar irradiancias espectrales instantáneas a partir de unas mínimas medidas experimentales de irradiancia de toda la banda, ya que la turbiedad es el principal factor atenuador de la radiación directa después de las nubes.

Por todo lo anterior en la presente Memoria se van abordando en sus diferentes partes cada uno de aquellos objetivos y así, si este Capítulo I tiene como objetivo presentar la memoria e introducir en las diferentes partes de la misma, el Capítulo II está dedicado a revisar los antecedentes al estado actual de la cuestión. En un primer apartado se hace una referencia histórica del concepto y el valor de la Constante Solar, espectral e integral. En un segundo apartado del mencionado Capítulo II se analizan los modelos de irradiancias de toda la banda más importantes que se han implantado sucesivamente. En el apartado tercero se repasan algunos fenómenos y leyes físicas que rigen los procesos de transferencia radiativa en la atmósfera. Y por último se analizan varios índices para cuantificar la presencia de aerosoles en la atmósfera, siempre desde la perspectiva de que ésta sea determinada a partir de irradiancias de toda la banda.

En el Capítulo III se recogen las diferentes ideas y avances que aparecen en la revisión bibliográfica anterior de los antecedentes y se utilizan para conformar un modelo completo de irradiancias que sea preciso, coherente y cómodo en su utilización. Todo ello con la finalidad última de obtener relaciones apropiadas de algunos valores de irradiancia con los coeficientes de turbiedad.

Entre los objetivos de esta memoria está también el interés de realizar una puesta a punto y una optimización de las bases de datos de radiación que se van adquiriendo sistemáticamente en el Grupo de Investigación de Radiación Solar del Departamento de Termodinámica Aplicada desde el año 1988, tal como se describe en el Capítulo IV. En este Capítulo se muestra la parte experimental de la adquisición de medidas, descripción de los aparatos de medida que han servido para desarrollar este trabajo, el sistema de adquisición de datos automatizado utilizado, estructura de las bases de datos, criterios de clasificación de éstos (cielo cubierto o cielo despejado), etc.

También en este Capítulo IV se realizan correlaciones y parametrizaciones en función del índice de claridad que ayuden a comprender la distribución de la radiación. El conocimiento del comportamiento de los cocientes de la irradiancia difusa con otras formas de irradiancia (extraterrestre, global, etc.) en diferentes circunstancias resulta de interés para un Método que se expone a continuación en este trabajo para la determinación rápida y precisa de la turbiedad atmosférica. El Método requiere como dato de entrada el valor experimental del cociente entre la irradiancia difusa y la global.

El diseño del mencionado Método para Determinar la Turbiedad constituye un importante objetivo del presente trabajo. Se establece un método simple y por ello rápido y manejable, pero a su vez preciso para determinar la turbiedad atmosférica a partir de medidas fácilmente disponibles de radiación de toda la banda. En el Capítulo V se muestra este Nuevo Método para determinar la turbiedad atmosférica y a su vez se analiza un método existente e implantado anteriormente que se utiliza de referencia. También se realiza un estudio de sensibilidad del Nuevo Método.

En el Capítulo VI se realizan determinaciones reales de la turbiedad atmosférica en diferentes lugares y años y se analiza su evolución. Esto permite hacer un estudio comparativo de los errores producidos por el

Nuevo Método y por el método de referencia y de esta manera validar el Nuevo Método. También se trazan perfiles anuales de la evolución de la turbiedad media mensual de Valencia y Sevilla.

Por último en este Capítulo VI se muestra que la utilización del Nuevo Método de determinación de la turbiedad junto con un modelo espectral simple permite construir un programa informático que estima las irradiancias espectrales directa normal, global horizontal y difusa horizontal a partir de los datos de global y difusa de toda la banda, y de temperatura, humedad y presión en un lugar dado.

CAPÍTULO II.- ANTECEDENTES

II.1 - LA CONSTANTE SOLAR

II.I.- RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE. LA CONSTANTE SOLAR

Como afirmaba A.K. Ångström en 1970 [Ångström 1970] «no es exagerado decir que el establecimiento del concepto de Constante Solar es uno de los más importantes logros en Geofísica de nuestro siglo», y se entiende así la cantidad de energía por unidad area y tiempo que a la distancia de una Unidad Astronómica, o distancia media entre Tierra y Sol, alcanza nuestro planeta procedente de éste último.

Ya en 1837 el físico francés Claude Pouillet hizo las primeras mediciones de lo que él denominó "la constante solar". Unos meses más tarde en Ciudad del Cabo y con el sol en el zenit Sir John Herschel intentó también realizar la misma medida. Los aparatos utilizados eran tan rudimentarios como un termómetro en una caja de hojalata llena con una cantidad de agua que era intermitentemente tapada y expuesta al sol utilizándose un paraguas negro. Midiendo el calentamiento del agua debido a los rayos solares se intentaba medir el más fundamental parámetro climático: la cantidad precisa de energía solar que incide sobre la Tierra.

En 1881, el astrónomo norteamericano Charles Young escribía: «De ninguna manera es cierto que esa llamada "constante solar" sea realmente constante, ya que la cantidad de calor radiada por el Sol debe variar con los cambios que sabemos se dan en su superficie», pero añadía, «al mismo tiempo no hay razón para suponer que las variaciones sean muy grandes».

Las investigaciones y medidas continuaron, Balfour Stewart desarrolló un actinómetro más preciso que en 1880 fue utilizado en la India con cielos despejados. También Langley y Abbot hicieron medidas en lo alto de diferentes montañas y aunque Abbot sólo detectó cambios menores del orden del 1%, sus críticas fueron escépticas al observar las grandes e inexactas correcciones que requieren las medidas limitadas a la Tierra.

La posibilidad actual de realizar medidas desde aviones a gran altitud o satélites artificiales han permitido mejorar dichas observaciones. En la primavera de 1980 medidas continuadas realizadas con un radiómetro

especialmente preciso del satélite SMM (Solar Maximum Mission) detectó fluctuaciones del orden de milésimas. Asimismo hubo datos coincidentes del satélite Nimbus-7 que no dejaron dudas que las fluctuaciones eran reales: la constante solar no era constante, y nunca lo ha sido. Estas observaciones han mostrado que las manchas solares y puntos brillantes entre otros fenómenos, modulan la Constante Solar como sugerían Smith, Vonder Haar y Hickey.

A pesar de la evolución de este concepto y del hecho mismo de que su valor fluctúe y no sea constante y de que todavía estén por descubrir las causas y la forma de dicha fluctuación o se aventuren teorías sobre dicha modulación como la que sugiere una modulación cíclica de 11 años, se continúa nombrando como Constante Solar el valor medio de la cantidad de energía que incide sobre el planeta por unidad de tiempo y de sección recta y calculada para la distancia media entre Tierra y Sol (lo que se denomina Unidad Astronómica que es igual a $1.496 \cdot 10^8$ km).

Con todas estas premisas, a partir de medidas realizadas a grandes altitudes, se sabía que su valor se encuentra entre 1338 y 1368 W m^{-2} . Basándose en la Escala Phirheliométrica Internacional de 1956 (IPS 1956), que era la Escala de calibración de los aparatos de medida de la radiación, adoptado en Davos por la Comisión Internacional de la Radiación (IRC), para sustituir las existentes hasta el momento (la Escala de Ångström y la Escala Smithsonian [Iqbal 1983]), la NASA en 1971, realizando una media ponderada de varios valores y con un error estimado del orden de 1.5 %, estableció como Constante Solar el valor estándar de

$$G_{sc} = 1353 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (\text{II.1.1})$$

equivalente a 1.94 Langley, antigua unidad en desuso que equivale a una Caloría por centímetro cuadrado y por minuto.

Bajo los auspicios de la Organización Meteorológica Mundial (WMO) se hizo posteriormente una síntesis de muchas medidas diferentes y se estableció una Escala de Referencia para la Constante Solar. Usando esta escala, Fröhlich con medidas anteriores y nuevas incluyendo las realizadas con satélites, cohetes y aviones, recomendó en 1975 el valor de 1373 W m^{-2} , que fue bastante asumido y usado por la comunidad científica

especializada. No obstante como se había observado que las características de algunos instrumentos son diferentes en el espacio (o en el vacío), a las que tienen al medir en tierra, la WMO adoptó una nueva Escala llamada WRR (Referencia Radiométrica Mundial) como base para todas las medidas meteorológicas, que se obtuvo a partir de 25.000 medidas realizadas con un conjunto de radiómetros absolutos de diferentes tipos y diseños que se conservan en el WRC (Centro Mundial para la Radiación). Usando esta nueva escala en 1981, Fröhlich [Fröhlich 1981] y sus colegas examinaron 8 medidas de la Constante Solar aceptadas entre 1969 y 1980 y recomendaron el valor revisado de

$$G_{sc} = 1367 \quad [W \ m^{-2}] \quad (II.1.2)$$

con una desviación estándar de $1.6 \ W \ m^{-2}$ y un error máximo de $\pm 7 \ W \ m^{-2}$.

Este valor, más preciso que los mencionados anteriormente, se adoptó en Octubre de 1981, por acuerdo de la Comisión para Instrumentos y Medios de Observación y es conocido como la Constante Solar del WRC. Aunque no existe todavía un acuerdo unánime sobre él, está muy extendido en la actualidad y es el valor que, de no especificarse lo contrario, se utilizará en este trabajo como Constante Solar.

Asimismo Fröhlich y Wehrli en el World Radiation Center, Davos (Suiza), confeccionan una detallada distribución espectral de la radiación extraterrestre que se extiende entre 0 y $25 \ \mu m$ de longitud de onda, expresada como la energía por unidad de tiempo y area (W/m^2) transmitida en cada pequeño subintervalo en que ha sido medido [Iqbal 1983], y de tal forma que la suma total para todos los subintervalos coincide con el valor antes mencionado de $1367 \ W/m^2$.

De los valores tabulados de Fröhlich y Wehrli mencionados hemos expresado para cada longitud de onda lo que podríamos denominar la irradiancia específica (en $W \ m^{-2} \ \mu m^{-1}$), centrada en cada pequeño intervalo y que se muestra en la Tabla A.I.1 del Apéndice I.

Las irradiancias específicas de la Tabla A.I.1 correspondientes al intervalo de longitudes de onda entre 0 y $3.5 \mu\text{m}$ se ha representado gráficamente y se muestra en la Figura II.I.1.

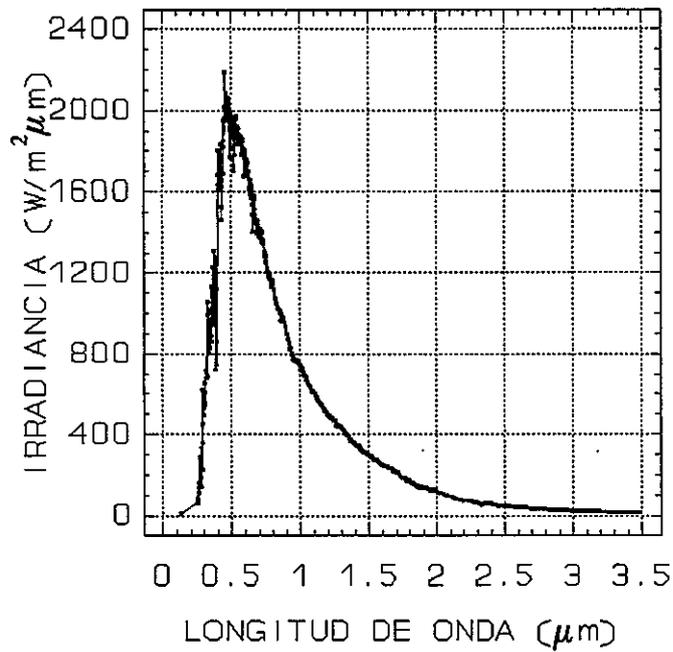


Fig.II.I.1.- Representación gráfica de la Constante Solar Espectral de Fröhlich y Wehrli [Fröhlich 1981], entre las longitudes de onda de 0 y $3.5 \mu\text{m}$

II.II.-MODELOS FÍSICOS DE IRRADIANCIAS DIRECTA, DIFUSA Y GLOBAL DE TODA LA BANDA

Numerosos modelos han sido elaborados para estimar las diferentes irradiancias sobre una superficie dada. Estos modelos se hacen ante la necesidad de ser aplicados en cálculos de ingeniería. Por ejemplo para cálculos de aprovechamiento de energía solar son necesarios modelos que contemplen todo tipo de climas y que dispongan de formalismos para el tratamiento de cielos cubiertos o la consideración de diferentes orientaciones de la superficie observada.

Otras veces puede interesar un modelo destinado únicamente a analizar cielos despejados, bien para realizar controles de datos en redes de medidas de radiación, calibrado de aparatos de medida, o para cálculos en ingeniería de sistemas de aire acondicionado, o instalaciones fotovoltaicas, en que se requieren frecuentemente las curvas de irradiancias con cielo despejado. También para utilizarlos indirectamente en la medida o estimación de otras variables meteorológicas o climáticas como la turbiedad atmosférica.

A su vez los modelos de irradiancia o valores instantáneos de radiación, normalmente medidos en W/m^2 , pueden ser obtenidos optando por diferentes caminos o técnicas. En cuanto a las medidas y parámetros que requieren se podría distinguir entre los que se basan en determinados datos de radiación acompañados de ciertas medidas experimentales climáticas y aquellos que utilizan otros medios como son la imágenes de satélite y la teledetección.

Para los objetivos de este trabajo interesa analizar aquellos modelos físicos de irradiancias, esto es que generen datos de radiación instantánea de toda la banda y cuando ésta alcanza una superficie horizontal en condiciones de cielo sin nubes, o despejado. Por ello no interesarán aquellos modelos que consideran el efecto de las nubes, por lo que, aunque algunos de los modelos que se mencionan a continuación incluyen dichos formalismos, aquí se omitirán.

Al decir "modelo físico" se hace referencia al método y los principios para obtener el modelo, consistentes en una serie de parametrizaciones basadas en integraciones previas de las funciones de transmitancia espectral a base de tener en cuenta separadamente las fuentes de extinción de la radiación más importantes que existen en la atmósfera. Esto nos lleva a un compromiso entre la aproximación puramente teórica de los "modelos rigurosos" (que están basados en una solución de la ecuación de transferencia radiativa), y la aproximación empírica que se utiliza en los "modelos de regresión".

Siguiendo un orden cronológico se comenta seguidamente un conjunto de modelos de irradiancias solares. Unos deben su interés al hecho de ser pioneros y de establecer las bases del método de trabajo a los que les sucedieron y otros a incorporar simplificaciones o interesantes mejoras en su precisión y utilidad. Todos ellos se han implantado entre los especialistas y la comunidad científica en general.

Esta revisión de modelos se ha realizado con el criterio de que se pueda observar cómo han surgido las distintas aportaciones, y cómo se ha producido siempre, en definitiva, una mejora continuada de los anteriores. Por ello únicamente se comentan: a) modelos simples que tratan el comportamiento de las irradiancias de toda la banda sobre superficie horizontal, b) que sean completos por lo que modelos sólo de global por ejemplo han sido descartados, salvo que aporten mejoras puntuales beneficiosas para otros modelos, como es el caso del de Lacis y Hansen, c) que sean funcionales, no requiriendo, por tanto, tablas o interpolaciones que dificulten un cálculo ágil y computerizable, d) que representen en definitiva las propuestas más extendidas entre los especialistas.

Por último se han descartado aquellos modelos que utilizan variables o parámetros poco asumidos o poco accesibles o que por ser muy específicos de un determinado lugar o línea de investigación (como pudieran ser las imágenes de satélite y las técnicas basadas en la teledetección), se alejan del interés de este trabajo.

El objetivo de los diferentes modelos completos o parciales que interpretan la radiación solar de banda ancha en un cielo despejado es analizar en esas condiciones la atenuación y el reparto en sus diferentes formas de manifestarse (directa, difusa y global) que experimenta la energía solar extraterrestre incidente.

La atenuación de la radiación solar en su camino hacia la superficie terrestre se debe fundamentalmente, por un lado a la absorción de energía por parte de los diferentes gases y componentes de la atmósfera, y por otro a la dispersión que sufren los rayos solares en las diferentes direcciones del espacio por la colisión de estos rayos con dichos componentes.

Para observar y modelizar estas atenuaciones se procede a dividir el conjunto de componentes atmosféricos en varios grupos en función de la absorción que producen y en qué bandas respecto a la absorción y en función de la forma y tamaño de las partículas y moléculas en cuanto a la dispersión como se describe en el apartado II.III.

II.II.1.- MODELO DE MOON

Parry Moon, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, elaboró en 1940 un modelo para obtener la irradiancia directa y propuso unas curvas de radiación estándar para uso en ingeniería [Moon 1940]. Para ello compuso el espectro de la radiación extraterrestre usando medidas realizadas en el suelo, entre los años 1920 y 1934, por la Smithsonian Institution y utilizando para algunos intervalos el modelo del cuerpo negro a 6000 K.

Para expresar la transmitancia del aire seco, en función de la longitud de onda de la radiación, Moon se basó en medidas de Fowle [Fowle 1915] realizadas en el Monte Wilson sin presencia de vapor de agua y en el intervalo entre 0.35 y 0.50 μm que corroboraban la teoría de Rayleigh, dependiendo el logaritmo de la transmitancia inversamente de la cuarta potencia de la longitud de onda y con ellos obtuvo la expresión

$$\tau_{r,\lambda} = \exp(-0.00885\lambda^{-4}m_a) \quad (\text{II.II.1})$$

donde m_a representa la masa de aire (m_r , que se toma como aproximadamente igual a $\sec \theta$), corregida con la presión (por tanto $P \sec \theta/P_0$).

Para la transmitancia de la dispersión del vapor de agua también ajustando datos de Fowle obtiene (la pendiente del logaritmo de τ es ahora -2)

$$\tau_{ws\lambda} = \exp(-0.008635\lambda^{-2}w_p m_r) \quad (\text{II.II.2})$$

Para considerar la transmitancia debida a absorción del vapor de agua $\tau_{wa\lambda}$, Moon utilizó los datos de Fowle [Fowle 1915] usándolos en forma de tabla.

Y para la dispersión de polvo utilizó la expresión

$$\tau_{d\lambda} = \exp(-0.08128\lambda^{-0.75}(d/800)m_r) \quad (\text{II.II.3})$$

donde d era el número de partículas de polvo por cm^3 , partiendo de una atmósfera media conteniendo $800 \text{ partículas/cm}^3$

Para el ozono Moon usó los coeficientes de atenuación $k_{o\lambda}$ medidos por Wulf [Wulf 1931] y Läubli [Läubli 1929], para obtener la transmitancia según

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda}X_o m_r) \quad (\text{II.II.4})$$

donde X_o es el espesor de la capa de ozono en cm (NTP).

Representando los valores espectrales de la irradiancia extraterrestre $G_{sc\lambda}$, Moon integró dicha curva y obtuvo el valor de la constante solar que cifró en 1322 Wm^{-2} .

Utilizando las expresiones y tablas mencionadas y considerando una transmitancia total producto de todas las transmitancias parciales mencionadas, Moon calculó la irradiación solar directa a nivel del mar del

espectro subdividido en seis intervalos de frecuencia y para las masas de aire de 1, 2, 3, 4 y 5 además de la extraterrestre mencionada ($m_r=0$), y las respectivas irradiancias totales, sumando los seis subintervalos.

Se han mostrado las expresiones espectrales que dan origen a resultados integrados para toda la banda, ya que el de Moon constituye un modelo pionero de irradiancia directa.

Los resultados obtenidos por el método anterior, adolecían de la limitación de haber supuesto unos determinados valores de polvo, ozono y agua precipitable en Washington, por lo que era necesario adaptarlo a la variabilidad de estos valores en otros lugares por lo que continuando su tarea, Threlkeld y Jordan utilizaron su modelo para elaborar el modelo ASHRAE que se analiza posteriormente.

II.II.2.-MODELO DE ATWATER Y BALL

Este modelo fue publicado conjuntamente por M.A. Atwater y J.T. Ball en sendos trabajos de 1978 [Atwater 1978] y 1979 [Atwater 1979], y constituye una propuesta completa y en algún aspecto excesivamente rigurosa de interpretación de las diferentes irradiancias sobre superficie horizontal, pues incluye también un formalismo para la difusa con la presencia de nubes que aquí se elude.

El modelo para cielo despejado requiere los siguientes datos y parámetros de entrada: Constante solar, ángulo cenital, presión en la superficie, albedo del suelo, vapor de agua precipitable, ozono y turbiedad de toda la banda.

Sus ecuaciones básicas son las siguientes:

La ecuación para la irradiancia directa en una superficie horizontal viene dada por:

$$G_b = G_{sc}(\cos\theta)[\tau_b - a_w]\tau_a \quad (\text{II.II.5})$$

donde G_{sc} es la irradiancia solar extraterrestre; θ el ángulo cenital solar; τ_b la transmitancia para la directa de todos los efectos moleculares excepto absorción del vapor de agua; a_w = absorptancia del vapor de agua y τ_a la transmitancia de aerosoles.

La ecuación para la irradiancia global

$$G = \frac{G_{sc}(\cos\theta)(\tau - a_w)\tau_a}{1 - \rho_g \rho_a} \quad (\text{II.II.6})$$

siendo ρ_g y ρ_a los albedos del suelo y la atmósfera respectivamente

Las expresiones matemáticas de la transmitancia para la radiación directa

$$\tau_b(\text{MAB}) = 1.041 - 0.16[m_r(949 \times 10^{-6}P + 0.051)]^{0.5} \quad (\text{II.II.7})$$

y para la radiación global

$$\tau(\text{MAB}) = 1.021 - 0.0824[m_r(949 \times 10^{-6}P + 0.051)]^{0.5} \quad (\text{II.II.8})$$

donde $\tau_b(\text{MAB})$ y $\tau(\text{MAB})$ son las transmitancias que aquí incluyen todos los efectos moleculares excepto el del vapor de agua sobre la radiación solar directa y la radiación solar global respectivamente y P es la presión en la superficie en mb.

La absorptancia y la transmitancia de aerosoles están dadas por:

$$a_w = 0.077(w_p m_r)^{0.3} \quad (\text{II.II.9})$$

$$\tau_a = \exp(-k_a m_a) \quad (\text{II.II.10})$$

siendo m_r la masa de aire

$$m_r = \frac{35}{[(1224 \cos^2 \theta) + 1]^{0.5}} \quad (\text{II.II.11})$$

y

$$m_a = \frac{P m_r}{1013} \quad (\text{II.II.12})$$

donde w_p es la masa en gramos de vapor de agua contenidos en la atmósfera, en condiciones normales de presión y temperatura, en una columna vertical de un cm^2 de sección (cm en condiciones NTP), k_a es el coeficiente de atenuación de aerosoles para toda la banda.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera se puede calcular midiendo la humedad específica a diferentes alturas (ver ec. II.III.43) con ayuda de sondas. En este modelo se recurre a la expresión, debida a Smith, II.III.44 basada en la temperatura de rocío en la superficie. Para verificar la validez de la expresión de Smith, Atwater y Ball [Atwater 1976], hicieron estimaciones de radiación horaria directa durante dos años y tomando datos de 11 estaciones de medida repartidas por Estados Unidos usando tanto datos de radiosondas para tener w_p , como temperatura de rocío y verificaron que las diferencias de los resultados era del orden del 1% de media tan solo alcanzando algún mes el 2%. No obstante su aplicabilidad al modelo puede tener una limitación regional.

La forma de obtener la expresión de la transmitancia de aerosoles esta comentada con mayor detalle en [Atwater 1974]. El valor del coeficiente de atenuación de aerosoles k_a se obtuvo usando la Teoría de Mie, que se puede encontrar analizada y expuesta por Van de Hulst [Van de Hulst 1957], aunque no es la aproximación más idónea para un modelo simple, pues resulta excesivamente rigurosa. En el análisis comparativo de este modelo realizado por Bird y Hulstrom, que se comenta posteriormente, estos coeficientes de atenuación son sustituidos por los del modelo Bird en aras a la simplificación.

Para el valor ρ_a se toma 0.0685 que es el obtenido por Lacis y Hansen [Lacis 1974], para una atmósfera molecular.

Este modelo incorpora la forma deducida por Kastrov de la transmitancia de todos los efectos moleculares (excepto la absorción del vapor de agua), sobre la radiación directa $\tau_b(\text{MAB})$ y que se puede encontrar analizada por Kondratyev [Kondratyev 1969].

Asimismo utiliza la expresión empírica deducida por McDonald [McDonald 1960] para la absorción del vapor de agua a_w , quien se basó en viejos datos tomados por Fowle [Fowle 1915]. Los datos de Fowle no tuvieron en cuenta las bandas de débil absorción que hay cerca de 0.7 y 0.8 μm y debido a esto los resultados obtenidos por McDonald eran de poca precisión.

En este modelo el ozono no esta considerado separadamente pues la fórmula general para la transmitancia incluye todos los efectos moleculares excepto la absorción del vapor de agua.

Este modelo es muy sencillo pero falla en que no dispone de un buen método para tratar la transmitancia de aerosoles y solo es aplicable a condiciones atmosféricas de extrema claridad cuando $k_{a,0.5}$ (coeficiente de turbiedad a $\lambda=0.5 \mu\text{m}$, en base e), fuera próximo a 0.1. En cuanto $k_{a,0.5}$ se aproxima a 0.27 Bird observó [Bird 1981b], en un análisis comparado con datos obtenidos de un código espectral riguroso, que este modelo subestima la irradiancia global en un 8% para una masa de aire $m_r=1$.

Esta profundidad óptica de 0.27 a 0.5 μm puede considerarse de una atmósfera moderadamente clara que equivale a una visibilidad de 23 km.

II.II.3.- MODELO DE DAVIES Y HAY

Este modelo de radiación solar directa y difusa, fue presentado por Davies y Hay en Abril de 1978 en el First Canadian Solar Radiation Data Workshop [Davies 1979]. Las ecuaciones presentadas en él son parcialmente el resultado de comparar algunos modelos existentes entonces. Sus variables y parámetros de entrada son: La Constante solar, el ángulo cenital, la presión en la superficie, el albedo del suelo, el vapor de agua precipitable, el ozono total, el "single scattering albedo" de aerosoles para el que se sugiere el valor de 0.98 al que llamaremos ω_0 , el "aerosol forward scattering ratio" representado por F_c y para el que se sugiere el valor de 0.85 y por último la transmitancia para toda la banda de los aerosoles.

Las ecuaciones básicas de este modelo para las irradiancias son:

-Irradiancia directa

$$G_b(MDH) = G_{sc}(\cos\theta)(\tau_o\tau_r - a_w)\tau_a \quad (\text{II.II.13})$$

-Irradiancia difusa debida a los efectos de dispersión en la atmósfera, que denominaremos G_{as} . Su valor será:

$$G_{as}(MDH) = G_{sc}(\cos\theta)[\tau_o(1-\tau_r)\tau_a(0.5) + (\tau_o\tau_r - a_w)(1-\tau_a)\omega_0F_c] \quad (\text{II.II.14})$$

que considera el papel de las transmitancias correspondientes a la absorción del ozono (τ_o) y a la dispersión de los aerosoles (τ_a) y la absorción del vapor de agua (a_w) para las que se elaboran expresiones y la transmitancia de la dispersión de Rayleigh (τ_r) que se aporta de forma tabulada [Davies 1979].

En cuanto a la irradiancia difusa debida a múltiples reflexiones entre tierra y cielo

$$G_{dm}(MDH) = \frac{\rho_g \rho_a (G_b + G_{as})}{1 - \rho_g \rho_a} \quad (\text{II.II.15})$$

con ρ_g y ρ_a albedos del suelo y de la atmósfera respectivamente, por lo que la irradiancia global será

$$G(MDH) = G_b(MDH) + G_{as}(MDH) + G_{dm}(MDH) \quad (\text{II.II.16})$$

Las funciones de transmisión de este modelo son

a) Para la absorción del ozono

$$\tau_o = 1 - \frac{0.02118U_o}{1 + 0.042U_o + 0.000323U_o^2} \quad (\text{II.II.17})$$

$$\frac{1.082U_o}{(1 + 138.6U_o)^{0.805}} - \frac{0.0658U_o}{1 + (103.6U_o)^3}$$

y

$$U_o = m X_o \quad (\text{II.II.18})$$

donde X_o es el espesor de la capa de ozono expresado en cm en condiciones normales de presión y temperatura (cm NTP).

b) La absorptividad del vapor de agua

$$\alpha_w = \frac{2.9 U_w}{(1 + 141.5 U_w)^{0.635} + 5.925 U_w} \quad (\text{II.II.19})$$

siendo

$$U_w = w_p m_r \quad (\text{II.II.20})$$

U_w cantidad total de agua precipitable en cm sobre un camino oblicuo y w_p cantidad de agua precipitable en cm de una columna vertical desde la superficie.

c) La transmitancia de aerosoles se establecía como

$$\tau_a = (k_{MDH})^{m_r} \quad (\text{II.II.21})$$

donde k_{MDH} era un coeficiente propio del modelo de valor 0.91 con el que se habían generado datos que representaban con bastante fidelidad las condiciones de aerosol del sur de Ontario (EUA), pero dichas condiciones eran especialmente claras. Se tomaron valores de 0.98 y 0.85 respectivamente para los coeficientes adimensionales ω_0 ("single scattering albedo") y F_c ("forward aerosol scatterance").

Este modelo adolece de no disponer de un buen método para tratar la transmitancia de aerosoles y necesitar de una tabla para la transmitancia de la dispersión molecular.

II.II.4.-MODELO DE WATT

El modelo de insolación de directa y difusa construido por Watt en 1978 [Watt 1978], esta basado en parte en el ya mencionado trabajo de Moon.

Las variables de entrada que requiere son: La constante Solar, el ángulo cenital, presión en la superficie, albedo del suelo, vapor de agua precipitable, ozono total, coeficiente de atenuación de aerosoles (profundidad óptica vertical) a una longitud de onda de $0.5 \mu\text{m}$ ($k_{a,0.5}$) y también el coeficiente de atenuación de aerosoles en capas altas de la atmósfera (k_{aU}). Si bien no quedaba definido de forma clara el coeficiente k_{aU} establecido por Watt y se usaba un valor medio de 0.02 para los Estados Unidos.

La expresión para la irradiancia directa sobre plano horizontal es

$$G_b = G_{sc} \cos\theta \tau_{wa} \tau_{AS} \tau_o \tau_{ws} \tau_{aL} \tau_{aU} \quad (\text{II.II.22})$$

Para la irradiancia global

$$G = G_b + G_s \quad (\text{II.II.23})$$

donde G_s es una irradiancia difusa producida por todos los efectos de scattering sumados de expresión

$$G_s = G_{sc} [0.8 \rho_a (1 + \rho_g \rho_a) (1 + \cos\theta)^{0.5} + 0.5 \alpha_{cs} \rho_g \rho_a + 0.5 \rho_a \cos\theta] \quad (\text{II.II.24})$$

y donde

$$\alpha_{cs} = (0.93 - 0.033 \log w_p) 10^{-[0.006P/1013 + 0.4(\tau_{aL} + \tau_{aU})]} \quad (\text{II.II.25})$$

que es un factor multiplicador de la atenuación de la radiación utilizado por Watt que afecta al albedo atmosférico de la siguiente forma

$$\rho_a = \alpha_{cs} [1 - 10^{-[0.003P/1013 + 0.01w_p + 0.4(\tau_{aL} + \tau_{aU})]}] \quad (\text{II.II.26})$$

Las funciones de transmitancias son τ_{wa} para la absorción del vapor de agua, τ_{AS} para la dispersión y absorción del aire seco (que distinguimos con mayúsculas en el subíndice pues se trata de una transmitancia específica de este modelo de Watt), τ_o para el ozono, τ_{ws} para la dispersión del vapor de agua, τ_{aL} para dispersión y absorción de los aerosoles en todo el espectro en capas bajas y τ_{aU} para dispersión y absorción de aerosoles en las capas altas. Responden a las siguientes expresiones:

$$\tau_{wa}(\text{Watt}) = 0.93 - 0.033 \log(w_p M_2) \quad (\text{II.II.27})$$

$$\tau_{AS}(\text{Watt}) = 10^{-0.045[(P/P_0)M_1]^{0.7}} \quad (\text{II.II.28})$$

$$\tau_o(\text{Watt}) = 10^{-0.0071 - 0.011_o M_4} \quad (\text{II.II.29})$$

$$\tau_{ws}(\text{Watt}) = 10^{-0.0095w_p M_2} \quad (\text{II.II.30})$$

$$\tau_{aL} = 10^{-k_{aL} M_2^{0.7}} \quad (\text{II.II.31})$$

$$\tau_{aU} = 10^{-k_{aU} M_3} \quad (\text{II.II.32})$$

k_{aL} y k_{aU} son en el modelo de Watt profundidades ópticas de aerosol en dirección vertical, en capas bajas y altas respectivamente de la atmósfera y que según las expresiones anteriores nos darían las correspondientes transmitancias debido a esos efectos, a saber τ_{aL} y τ_{aU} , y donde

$$\begin{aligned} k_{aL} &= 0.6(k_{a,0.5} - 0.01w_p - 0.03) \\ k_{aU} &\approx 0.02 \quad (\text{para EEUU}) \end{aligned} \quad (\text{II.II.33})$$

y P_0 es la presión al nivel del mar, P lo es en la superficie considerada, X_o es la columna de ozono en cm en un camino vertical, w_p igualmente pero de vapor de agua, $k_{a,0.5}$ es la profundidad óptica vertical de aerosoles a una longitud de onda de $0.5 \mu\text{m}$, y G_{sc} es la radiación extraterrestre de toda la banda, es decir la constante solar instantánea de banda ancha. Los parámetros k_{aU} y k_{aL} respectivamente son profundidades ópticas verticales o coeficientes de atenuación de aerosoles para toda la banda referidos a capas altas o bajas. Los k_{aU} se pueden tomar de gráficos del trabajo de Watt obtenidas de algunos años anteriores a 1978.

Los M_i son llamados por Watt modificadores de la longitud del camino y hacen un papel similar a la masa de aire en los modelos anteriores.

$$M_i = \sec\theta \quad (\text{II.II.34})$$

para $\theta \leq 70^\circ$ y con $i=1,2,3$ y 4

$$M_i = \frac{h_2 F_{z2} - h_1 F_{z1}}{h_2 - h_1} \quad (\text{II.II.35})$$

con $\theta > 70^\circ$ y para $i=1,2,3$ y 4

Estos modificadores de la longitud del camino son igual a la secante del ángulo cenital ($\sec \theta$) siempre para ángulos $\theta < 70^\circ$ y para ángulos de $\theta > 70^\circ$ se define diferentemente según sea el componente atmosférico y las alturas a las que se encuentre éste, de la siguiente manera:

~~Se calcula un parámetro F_{zi} siguiendo la expresión~~

$$F_{zi} = \left(\left(\frac{r_T}{h_i} \right) \cos Z \right)^2 + 2 \frac{r_T}{h_i} + 1 \Big)^{0.5} - \left(\frac{r_T}{h_i} \right) \cos Z \quad (\text{II.II.36})$$

donde r_T es el radio de la tierra (6.4×10^6 m) y las h_i son las altitudes atmosféricas entre las que se encuentra concentrado el constituyente. Si un constituyente se encuentra concentrado entre dos altitudes h_1 y h_2 entonces se calculan F_{z1} y F_{z2} correspondientes a esas alturas y esos valores se usan para obtener M_i . Los valores de h usados para los diferentes constituyentes son: ozono $h_1=20$ Km y $h_2=40$ Km, aire seco $h_1=0$ Km y $h_2=30$ Km, aerosoles altos $h_1=15$ Km y $h_2=25$ Km, aerosoles bajos y vapor de agua $h_1=0$ Km y $h_2=3$ Km.

Cuando el valor de h es igual a cero el correspondiente F_z puede ser igualado a 1.0 y $M_i = F_{z2}$, sin por ello introducir mucho error, tal como sugiere su autor.

Para el vapor de agua, Watt usó una expresión que dedujo empíricamente a partir de datos del Handbook of Geophysics and Space Environments [Handbook 1965]. Después comparó esta expresión con datos medidos de varias localidades y ajustó los coeficientes para obtener el mejor acuerdo con estos últimos.

Para obtener la transmitancia del ozono el modelo de Watt se basa en los datos de ozono usados por Moon [Moon 1940]. Moon a su vez usó datos medidos por Wulf en 1931 [Wulf 1931], en la banda de Chappuis (entre 0.5 y 0.7 μm) y datos de Lauchli [Lauchli 1929], en la banda de Hartley-Huggins, es decir por debajo de 0.35 μm . Watt integró los datos espectrales dados por Moon para obtener la absorción del ozono en todo el espectro. Posteriormente modificó la expresión para conseguir una mayor coincidencia con datos de transmitancia total para todo el espectro procedentes de otras fuentes.

El efecto de los gases miscibles en el modelo de Watt, está incluido en el de la absorción del H_2O .

~~Este es un modelo completo basado en parámetros meteorológicos~~
si bien es relativamente complicado y sobreestima la radiación global en un 7% para masas de aire igual a 1. Por otra parte el dato de la turbiedad de capas altas de la atmósfera resulta ambiguo y difícilmente disponible por lo que acaba siendo un parámetro que es necesario preestablecer.

II.II.5.-MODELO DE HOYT

El Modelo de Hoyt fue publicado por éste en 1978 [Hoyt 1978]. Sirve para estimar la irradiancia solar global horizontal e incluye un modelo para la componente directa. Las variables de entrada para este modelo son: La constante solar, ángulo cenital, presión en la superficie, albedo del suelo, vapor de agua precipitable, ozono total, y turbiedad a una determinada longitud de onda.

La siguiente ecuación es para la irradiancia directa sobre superficie horizontal:

$$G_b = G_{sc}(\cos\theta) \left(1 - \sum_{i=1}^5 a_i \right) \tau_{as} \tau_r \quad (\text{II.II.37})$$

τ_{as} y τ_r son transmitancias que se calculan a partir de unas tablas aportadas por Hoyt, y donde a_i =valores de absorptancia para vapor de agua ($i=1$), dióxido de carbono ($i=2$), ozono ($i=3$), oxígeno ($i=4$) y aerosoles ($i=5$), y cuyas expresiones se muestran a continuación. El parámetro τ_{as} es la transmitancia tan solo debida a dispersión de aerosoles y τ_r la transmitancia del aire puro o transmitancia después de producirse la dispersión de Rayleigh.

La irradiancia solar difusa en superficie horizontal debida a dispersión de Rayleigh y que incluye también para Hoyt las dispersión de aerosoles y que llamaremos, por tanto G_{dra} (Hoyt)

$$G_{dra}(\text{Hoyt}) = G_{sc}(\cos\theta) \left[1 - \sum_{i=1}^5 a_i \right] [(1-\tau_r)0.5 + (1-\tau_{as})0.75] \quad (\text{II.II.38})$$

Asimismo Hoyt establece la siguiente expresión para la componente de la difusa debida a múltiple reflexión entre suelo y atmósfera, que llamaremos G_{dm} (Hoyt), será

$$G_{dm}(Hoyt) = (G_b + G_{dra}) \rho_g \left[1 - \sum_{i=1}^5 a'_i \right] \cdot \left[(1 - \tau'_r) 0.5 + (1 - \tau'_{as}) 0.25 \right] \quad (\text{II.II.39})$$

y así tendríamos la radiación global como

$$G = G_b + G_{dra} + G_{dm} \quad (\text{II.II.40})$$

Las absorptancias que aparecen en las expresiones precedentes se obtienen a partir de las siguientes fórmulas:

$$a_1 = 0.110(0.75U'_w + 6.31 \cdot 10^{-4})^{0.3} - 0.0121 \quad (\text{II.II.41})$$

$$a_2 = 0.00235(U'_c + 0.0129)^{0.26} - 7.5 \cdot 10^{-4} \quad (\text{II.II.42})$$

$$a_3 = 0.045(U'_o + 8.34 \cdot 10^{-4})^{0.38} - 3.1 \cdot 10^{-3} \quad (\text{II.II.43})$$

$$a_4 = 7.5 \cdot 10^{-3} (m_a)^{0.875} \quad (\text{II.II.44})$$

$$a_s = 0.05 [g(\beta)]^{m_a} \quad (\text{II.II.45})$$

indicando las absorptancias señaladas con ' (a') que han sido obtenidas igual que las anteriores pero con la masa de aire relativa m_r incrementada en el valor 1.66 de forma que para las a' , sirven las mismas expresiones, pero la masa de aire corregida con la presión m_a es ahora

$$m'_a = (m_r + 1.66)P/P_0 \quad (\text{II.II.46})$$

Este recurso de utilizar una masa de aire relativa m'_r equivalente de valor 1.66 para poder estimar la irradiancia difusa isotrópica mediante una transmitancia que se rija por la ley de Lambert-Beer-Bouguer, tal como lo hace la directa, es debido a Kaplan [Kaplan 1952], y está bastante extendido en los diferentes modelos de irradiancia difusa que se han elaborado, tal como se comenta en el apartado II.III de este mismo Capítulo.

Las transmitancias debidas a las dispersiones por aerosoles y de Rayleigh son respectivamente

$$\tau_{as} = [g(\beta)]^{m_a} \quad (\text{II.II.47})$$

$$\tau_r = [f(m_a)]^{m_a} \quad (\text{II.II.48})$$

expresiones con las que indicamos que τ_r se obtiene de tablas en función de la masa de aire relativa y τ_{as} de tablas en función del coeficiente de turbiedad de Ångström [Hoyt 1978], y también ahora los τ'_r y τ'_{as} proceden de las mismas tablas pero con el valor m'_a en lugar de m_a y m_r incrementado en el valor 1.66.

A su vez las tablas usadas por Hoyt para obtener la masa de aire m_r las obtuvo de Bemporad [Bemporad 1904].

En las expresiones anteriores U'_w es el agua precipitable en el camino y corregida con la presión (en cm en condiciones estándar de presión y temperatura) es decir

$$U'_w = w_p m_r P / P_0 \quad (\text{II.II.49})$$

y de la misma forma U'_c cantidad de dióxido de carbono corregido con presión (en cm en condiciones estándar de presión y temperatura (STP) (U'_c es igual a 126 cm para la masa de aire 1.0), U'_o es la cantidad de ozono en el camino de los rayos solares, en cm en condiciones STP.

Para obtener la absorptancia del vapor de agua (a_1), Hoyt et al. usaron el vapor de agua de Yamamoto [Yamamoto 1962]. Tal como explican Lacis y Hansen "La absorción de las bandas principales del vapor de agua fueron medidas con baja resolución espectral por Howard et al. en 1956 [Howard 1956]. Yamamoto [Yamamoto 1962] ponderó esas absorptividades con el flujo solar y las sumó, incluyendo estimaciones de las bandas de débil absorción cerca de las longitudes de onda de 0.7 y 0.8 μm , que no habían sido medidas por Howard et al. y así obtuvo la absorción total como una función de la cantidad de vapor de agua".

Para obtener una fórmula empírica de la absorptancia del ozono (a_3), se partió de los datos de ozono de Manabe y Strickler [Manabe 1964]. Manabe y Strickler a su vez utilizaron datos experimentales de Vigroux [Vigroux 1953] y de Inn y Tanaka [Inn 1953].

Para obtener las absorptancias de los gases miscibles (a_2 y a_4), Hoyt usó los datos de absorción del oxígeno de Yamamoto, quien a su vez los había tomado de Howard et al. [Howard 1955]. Los datos del CO_2 fueron tomados de Burch et al [Burch 1960].

El procedimiento que se debe seguir para aplicar este modelo es tedioso y dado que las funciones $g(\beta)$ y $f(m_a)$ están en forma tabulada y no son expresiones empíricas el modelo tiene muy poca flexibilidad. Además el uso de tablas a menudo requiere interpolaciones entre puntos y el rango

de masas de aire y coeficientes de turbiedad listados en las tablas es pequeño. No obstante constituye un modelo completo y de cuyas tablas y metodología se obtienen expresiones que utilizan modelos posteriores más perfeccionados.

II.II.6.-MODELO DE LACIS Y HANSEN

El Modelo de Lacis y Hansen [Lacis 1974] fue concebido solamente para estimar irradiancia global, sin embargo las expresiones que aporta tienen interés por su gran aproximación a los datos que generan algunos códigos espectrales rigurosos usados de referencia. La expresión de la irradiancia global en este modelo es

$$G = G_{sc}(\cos\theta) \left[\frac{0.647 - \rho_a' - a_o}{1 - 0.0685 \rho_g} + 0.353 - a_w \right] \quad (\text{II.II.50})$$

siendo

$$\rho_a' = \frac{0.28}{1 + 6.43 \cos\theta} \quad (\text{II.II.51})$$

y a_o la absorptividad del ozono calculada según $(1 - \tau_o)$, con τ_o tal como se indica en la expresión II.II.17 correspondiente al modelo de Davies y Hay.

La absorptancia del vapor de agua la expresan como:

$$a_w = 2.9U_w [(1 + 141.5U_w)^{0.635} + 5.925U_w]^{-1} \quad (\text{II.II.52})$$

donde aquí U_w se obtiene

$$U_w = m_r w_p (P/1013)^{0.75} (273/T)^{0.5} \quad (\text{II.II.53})$$

siendo T la temperatura de la superficie en K.

Al no separar explícitamente las irradiancias directa y difusa, este modelo tiene menos interés aquí, si bien facilita expresiones empíricas interesantes, como la absorptividad del vapor de agua expresada por II.II.52, siendo interesante también la expresión para la absorptividad del ozono en la banda de Chappuis, la parte visible del espectro, que viene dada por:

$$a_o^{vis} = 0.02118U_o (1 + 0.042U_o + 0.000323U_o^2)^{-1} \quad (\text{II.II.54})$$

y para la banda ultravioleta por:

$$a_o^{uv} = 1.082U_o (1 + 138.6U_o)^{-0.805} + 0.0658U_o [1 + (103.6U_o)^3]^{-1} \quad (\text{II.II.55})$$

donde

$$U_o = m_r X_o \quad (\text{II.II.56})$$

y X_o es la cantidad de ozono (en cm en condiciones NTP) en un camino vertical.

Así la absorptividad total del ozono será la suma

$$a_o = a_o^{vis} + a_o^{uv} \quad (\text{II.II.57})$$

Lacis y Hansen basaron su fórmula empírica para el ozono en las mismas fuentes originales que usó Hoyt. Sin embargo corrigieron los datos correspondientes a longitudes de onda mayores de $0.34 \mu\text{m}$ reduciéndolos en un 25% de su valor. Fue necesario corregir el efecto de las bajas temperaturas de la estratosfera, pues para las longitudes de onda más cortas los datos de ozono de Manabe y Strickler eran apropiados para -44°C . Esto es el motivo de que establecieran expresiones separadas para determinar la absorción en el ultravioleta y en el visible respectivamente.

Ambas absorptividades se aproximan mucho a los resultados proporcionados por los otros modelos, especialmente al de Hoyt y al del código riguroso de referencia SOLTRAN (elaborado por Bird y Hulstrom), sobre todo en el caso del vapor de agua y así lo observan Bird y Hulstrom [Bird 1981a]. SOLTRAN es un modelo espectral riguroso que se describe brevemente en el apartado II.III.

Los parámetros de entrada requeridos por el modelo son los siguientes: Constante Solar, ángulo cenital, presión en la superficie, temperatura en la superficie, albedo del suelo, vapor de agua precipitable y ozono total.

Este modelo es extremadamente simple, lo que lo hace interesante. Tiende a sobreestimar la irradiancia global con masa de aire igual a 1 en un 8%. Tampoco aporta una forma de calcular la irradiancia directa.

II.II.7.-MODELO ASHRAE

El modelo conocido como ASHRAE es el publicado por la Sociedad Americana de Ingenieros de Calefacción, Refrigeración y Aire Acondicionado [ASHRAE 1972] para estimar la irradiancia solar en lugares del hemisferio norte.

Este modelo para irradiación en cielos despejados es el resultado del trabajo de Threlkeld y Jordan [Threlkeld 1958] que utilizaron la técnica desarrollada por Moon para calcular la radiación directa normal de toda la banda. Propusieron una atmósfera denominada "básica", suponiendo que tenía 200 partículas de polvo por cm^3 , una concentración de ozono de 0.25 cm en condiciones normales de Presión y Temperatura (NTP) y una cantidad de agua precipitable variable con los meses del año tal como se indica en la Tabla II.II.1. Se dan para esa atmósfera básica valores mensuales de A, B, C_n y el agua precipitable w_p . Los diferentes valores de B y C_n a lo largo del año, representan la variación anual de la humedad absoluta en la atmósfera. Pero, aunque la cantidad de partículas se considera fija, el hecho de variar la humedad influye en el tamaño de las partículas o aerosoles y por tanto en la turbiedad, por lo que implícitamente los diferentes valores de los coeficientes B y C_n , también dependen de variaciones en la turbiedad.

Para la irradiancia directa normal en condiciones de cielo claro se usa la forma exponencial de la Ley de Beer

$$G_{bn} = A \exp(-B m_r) \quad (\text{II.II.58})$$

donde A es la irradiancia solar extraterrestre "aparente", B el coeficiente óptico de atenuación aparente y $m_r = \sec\theta$, siendo θ el ángulo cenital.

Se establece un coeficiente C_n denominado "número de claridad" por el que se multiplicará la irradiancia directa obtenida con la ecuación anterior, para obtener el valor de la irradiancia difusa G_d .

$$G_d = G_{bn} C_n \quad (\text{II.II.59})$$

Este número de claridad corrige las variaciones de transmitancia de cada lugar en particular. Los valores de A, B y C_n están publicados por ASHRAE en «ASHRAE Handbook of Fundamentals, 1972» y las tablas con resultados para cada mes del año para el hemisferio norte se exponen en la Tabla II.II.1 y se pueden encontrar en el artículo publicado por Jordan y Liu en 1977 [Jordan 1977]. Asimismo en dicha tabla se expresan los valores medios mensuales de agua precipitable de una atmósfera básica en los Estados Unidos.

Tabla II.II.1.- Coeficientes del Modelo ASHRAE y cantidad de agua precipitable considerada como de una atmósfera básica

MES	A(W/m ²)	B	C_n	w_p (mm NTP)
ENERO	1230.0	0.142	0.058	7.95
FEBRERO	1215.0	0.144	0.060	8.55
MARZO	1186.0	0.156	0.071	11.20
ABRIL	1136.0	0.180	0.097	17.78
MAYO	1104.0	0.196	0.121	23.77
JUNIO	1088.0	0.205	0.134	27.60
JULIO	1085.0	0.207	0.136	28.00
AGOSTO	1107.0	0.201	0.122	26.20
SEPT	1151.0	0.177	0.092	18.23
OCT	1192.0	0.160	0.073	12.53
NOVIEM	1221.0	0.149	0.063	9.47
DICIEM	1233.0	0.142	0.057	7.95

Los valores de A se obtuvieron en base al trabajo de Moon [Moon 1940] quien asumía como constante solar el valor de 1322 W/m^2 .

El vapor de agua en el modelo ASHRAE está basado en el trabajo de Threlkeld. Éste determinó la variable "cantidad de agua precipitable" mensual con una técnica semiempírica. Utilizó medidas de banda completa de radiación directa (en Blue Hill (Massachusetts), Lincoln (Nebraska), y Madison (Wisconsin)) a la vez que usaba la rutina de cálculo de Moon y así derivó indirectamente la correspondiente cantidad de agua precipitable.

Para evaluar el efecto de los gases miscibles el modelo ASHRAE se basa en el modelo de Moon y éste no consideró separadamente al CO_2 ni al O_3 sino que aparece incluido su efecto junto a la absorción del H_2O .

El modelo ASHRAE tiene una versión computerizada [ASHRAE 1976]. La principal dificultad para el uso de este modelo es la selección del llamado número de claridad C_n que ha sido introducido para que las irradiancias directa y difusa reflejen condiciones atmosféricas variadas. De C_n puede depender la turbiedad o el agua precipitable en un lugar y en un instante, pero no hay una forma de deducirlo.

Hulstrom crítica este modelo [Hulstrom 1978] y dice que la Ley de Beer solo es aplicable a la radiación monocromática. Por otro lado observa que si se aplican logaritmos y se representa $\ln G_{bn}$ en función de $\sec \theta$ se obtiene una recta de la que se pueden obtener A ($\ln A$ será la ordenada en el origen y suponiendo $\sec \theta=0$ para una masa de aire nula y correspondiente por tanto a radiación extraterrestre) y B (-B es la pendiente en esa representación).

Con este procedimiento Hulstrom hace unas verificaciones y concluye que los números de claridad publicados por ASHRAE solo sirven para corregir variaciones de vapor de agua y solo para determinadas condiciones medias de vapor de agua, demostrando que se producen variaciones de la atenuación por aerosoles que requerirían un factor mayor.

Posteriormente Machler hizo unas críticas a este modelo y aportó los valores corregidos de los tres coeficientes A, B, y C_n del modelo (ver Tabla II.II.3).

II.II.8.-MODELO DE BIRD Y HULSTROM

Bird y Hulstrom analizaron los modelos de irradiancia directa de Atwater y Ball, de Hoyt, de Lacis y Hansen, de ASHRAE y de Watt. Por otro lado estudiaron los modelos de irradiancia difusa de Atwater y Ball, de Davies y Hay, de Watt, de Hoyt y el de Lacis y Hansen.

Como resultado de comparar los modelos precedentes Bird y Hulstrom formularon un modelo adicional, que elaboraron adoptando donde fue posible los formalismos de los modelos analizados. La comparación, se hizo de los modelos mencionados entre sí y a su vez con los programas SOLTRAN y BRITE.

Cuando la comparación de algunas variables que los modelos generan ofreció ciertas dificultades, éstas se eliminaron sustituyendo algunas expresiones por otras más simples y prácticas de otros modelos. Ese es el caso por ejemplo de la τ_r propuesta por el modelo de Davies y Hay y la de la masa de aire m_r del modelo de Hoyt que para evitar trabajar de forma tabulada, se sustituyeron por la expresión del modelo de Bird de la transmitancia debido a Rayleigh y la masa de aire fue sustituida por la expresión de Kasten [Kasten 1966]. Por tanto el modelo de Bird y Hulstrom hereda y recoge, como se verá, las aportaciones de todos los anteriormente citados.

Para determinar este modelo se realizan comparaciones de las transmitancias y de las irradiancias que resultan de los diferentes modelos con las que aportan unos códigos espectrales rigurosos construidos para generar resultados de irradiancias de banda ancha después de un proceso de integración a lo largo de todo el espectro.

Estos códigos o programas utilizados para el cálculo riguroso de la transferencia de radiación solar fueron los programas SOLTRAN3 y SOLTRAN4 construidos para generar resultados de directa y de las diferentes transmitancias en todo el espectro a partir del programa LOWTRAN que se describe posteriormente. Para comparar las irradiancias global y difusa de cada modelo se usaron de referencia los cálculos de otros dos códigos rigurosos, el programa BRITE [Bird 1979] también llamado

código de Monte-Carlo por usar esta técnica aleatoria y el código de Armónicos Esféricos de Dave y Braslau [Braslau 1973] [Dave 1975a] [Dave 1975b] [Dave 1978]. Las características de estos códigos rigurosos se comentan en el apartado II.III. Con ellos se simula una atmósfera detallada que describe muy bien una atmósfera real en un determinado lugar e instante. Cada programa utiliza su propia técnica para resolver los problemas de transferencia radiativa.

Con SOLTRAN, Bird y Hulstrom formulan la mayor parte de las funciones de transmitancia de su modelo, a base de ir mejorando los ajustes por mínimos cuadrados de cada función a los datos de transmitancia de SOLTRAN para diferentes ángulos cenitales. De igual forma algunos de los modelos simples de global citados anteriormente son comparados con datos que da el programa BRITE y se formula un modelo de irradiancia difusa con las que a juicio de aquellos resultan mejores en dicha comparación.

Para realizar el análisis comparativo de las transmitancias se eligieron 4 hipotéticas condiciones meteorológicas a saber, dos diferentes tipos de turbiedad (o visibilidad) y en dos situaciones climáticas diferentes una de invierno en países fríos (subárticos) y otra de típico verano de latitud media del Hemisferio Norte.

El modelo de Bird y Hulstrom, para obtener la irradiancia directa sobre plano horizontal, utiliza la expresión

$$G_b = G_{sc} \cos\theta (0.9662) \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \quad (\text{II.II.60})$$

donde τ_g es la transmitancia del CO_2 y O_2 , que se conocen usualmente como gases uniformemente mezclados con el aire, τ_w es la transmitancia del vapor de agua y los otros parámetros se han definido previamente. El factor 0.9662 se introduce porque el intervalo que considera SOLTRAN va de 0.3 a 3 μm para las longitudes de onda de la radiación y por lo tanto los datos que genera SOLTRAN son el resultado de intercambios del 96.62% de la energía extraterrestre total (para lo que toman la constante solar de Thekaekara de 1353 w m^{-2}), sugiriendo ellos mismos que si se encontrara un valor más preciso para la constante solar, se pondría este nuevo valor en la fórmula.

Para lo que se denomina componente de la radiación debida a dispersiones en la atmósfera que denominamos G_{as} , y que contempla los efectos de dispersión molecular y de dispersión de aerosoles mediante la expresión

$$G_{as} = G_{sc} \cos \theta \cdot 0.79 \tau_o \tau_w \tau_g \tau_{aa} \cdot [0.5(1-\tau_r) + F_c(1-\tau_{as})] / [1 - m_r + m_r^{1.02}] \quad (\text{II.II.61})$$

y para la irradiancia global

$$G = (G_b + G_{as}) / (1 - \rho_g \rho_a) \quad (\text{II.II.62})$$

La transmitancia que produce la dispersión de Rayleigh será

$$\tau_r = \exp[-0.0903(m_a)^{0.84}(1.0 + m_a - (m_a)^{1.01})] \quad (\text{II.II.63})$$

obteniéndose la masa de aire corregida con la presión m_a siguiendo la expresión de Kasten [Kasten 1966]

$$m_r = [\cos \theta + 0.15(93.885 - \theta)^{-1.253}]^{-1} \quad (\text{II.II.64})$$

para la masa de aire relativa m_r (donde el ángulo cenital del sol θ está en grados), modificada por la II.II.12 tal como en el modelo de Atwater y Ball.

La transmitancia del ozono

$$\tau_o = 1.0 - 0.1611U_o(1.0 + 139.48U_o)^{-0.3035} - 0.002715U_o(1.0 + 0.044U_o + 0.0003U_o^2)^{-1} \quad (\text{II.II.65})$$

donde

$$U_o = m_o X_o \quad (\text{II.II.66})$$

siendo X_o el espesor de la capa de ozono en cm NTP

La transmitancia debida a absorción de los gases uniformemente miscibles del aire

$$\tau_g = \exp[-0.0127(m_a)^{0.26}] \quad (\text{II.II.67})$$

La del vapor de agua

$$\tau_w = 1.0 - 2.4959U_w[(1.0 + 79.034U_w)^{0.6828} + 6.385U_w]^{-1} \quad (\text{II.II.68})$$

donde

$$U_w = m_r w_p \quad (\text{II.II.69})$$

y siendo w_p la cantidad de agua precipitable, en cm NTP

La transmitancia debido a absorción y dispersión de aerosoles

$$\tau_a = \exp[-k_a^{0.873}(1.0 + k_a - k_a^{0.7088})m_r^{0.9108}] \quad (\text{II.II.70})$$

El coeficiente de atenuación de aerosoles de toda la banda k_a , o espesor óptico vertical se obtiene a partir de

$$k_a = 0.2758k_{a0.38} + 0.35k_{a0.5} \quad (\text{II.II.71})$$

$k_{a0.38}$ y $k_{a0.5}$ son los espesores ópticos de aerosol a las longitudes de onda respectivas de 0.38 y 0.5 μm . Estos espesores en los Estados Unidos son medidos de forma rutinaria por los Servicios Meteorológicos (el National Weather Service, NWS).

Los valores de $k_{a0.38}$ y $k_{a0.5}$ se obtienen en la práctica con un fotómetro solar que mide la profundidad óptica total para cada longitud de onda. La profundidad óptica debido a dispersión molecular se resta a la profundidad óptica total para obtener la turbiedad de aerosoles (o profundidad óptica de aerosoles), para cada longitud de onda.

En caso de que uno de estos dos valores de turbiedad no estuvieran disponibles, sugieren sus autores que se puede introducir cero en la expresión de τ_a sin, por ello, introducir mucho error.

La transmitancia debida sólo a absorción de aerosoles será

$$\tau_{aa} = 1 - K_{MBH}(1 - m_r + m_r^{1.06})(1 - \tau_a) \quad (\text{II.II.72})$$

donde K_{MBH} es una constante que introduce este modelo y que modelos posteriores expresarán como $1 - \omega_0$ (ω_0 es el "single scattering albedo"), que está relacionada con la absorptividad de los aerosoles.

Por tanto la transmitancia debida a la dispersión de aerosoles, será la total de aerosoles partido por la debida sólo a absorción

$$\tau_{as} = \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} \quad (\text{II.II.73})$$

El albedo atmosférico se obtendrá mediante

$$\rho_a = 0.0685 + (1 - F_c)(1 - \tau_{as}) \quad (\text{II.II.74})$$

La razón de dispersión hacia adelante de aerosoles F_c , depende de un factor introducido por la teoría de dispersión de Mie denominado Factor de Asimetría $\langle \cos \varphi \rangle$, que representa la media de los valores del coseno de φ y aquí se obtiene según

$$F_c = 0.5(1 + \langle \cos \varphi \rangle) \quad (\text{II.II.75})$$

donde φ es el ángulo de la dirección del rayo dispersado respecto de la del rayo incidente, y de tal manera que F_c tomaría el valor 1 para una dispersión totalmente hacia adelante, el valor 0.5 para una dispersión isotrópica en todas las direcciones del espacio y por último un valor 0 para una dispersión hacia atrás.

Pequeñas variaciones de este parámetro F_c no se tienen en cuenta en este modelo de Bird y Hulstrom y se aconsejan valores próximos a 0.82 en

caso de aerosol rural y de 0.86 para el modelo de aerosol de polvo usado por Dave [Dave 1978].

El valor utilizado para el parámetro K_{MBH} en este modelo es aproximadamente de 0.1 y se sugiere el valor F_c igual a 0.84, si no hay disponible una mejor información.

Para los datos de ozono, que a menudo son difíciles de medir o no están disponibles, en este modelo se aconseja seguir la expresión II.III.48, debida a Van Heuklon [Van Heuklon 1979]

La expresión mostrada de la masa de aire proviene de Kasten como en todos los otros casos anteriores excepto en el modelo de Atwater y Ball y el de Watt.

Las ecuaciones II.II.65 y II.II.68 de las transmitancias del ozono y del vapor de agua provienen de las expresiones de Lacis y Hansen [Lacis 1974] tal como muestran las ecuaciones II.II.57 y II.II.52 respectivamente, si bien algunos de los términos en la expresión para la absorción de ozono usada por Lacis y Hansen han sido desechados en la ecuación II.II.65. El último sustraendo de la ecuación II.II.65 podría ser desechado sin grandes desviaciones. La forma de la ecuación II.II.63 para la transmitancia de Rayleigh, puede ser simplificada quitando el término $(1.0+m_a-(m_a)^{1.01})$, simplificación que da buenos resultados para $\theta < 70^\circ$.

Las variables de entrada que requiere el modelo serán por tanto: La constante solar, ángulo cenital, presión en la superficie, albedo del suelo, vapor de agua precipitable, ozono total, coeficientes de turbiedad a longitudes de onda de 0.38 y 0.5 μm , y la razón de dispersión hacia adelante de aerosoles F_c para la que se recomienda el valor de 0.84.

Debido a que el destino de los resultados irradiancia directa del modelo son la comparación con SOLTRAN, aquí se introduce el factor 0.9662, pues la fracción del espectro electromagnético en términos de energía extraterrestre que considera dicho código es del 96.62%.

Cuando el destino fuera comparar con resultados experimentales también es frecuente reducir las previsiones a esa fracción ya que los pirheliómetros y actinómetros (caso del EPPLEY NIP recibe longitudes de

onda entre los 0.225 μm y los 2.8 μm) captan solo longitudes de onda que contienen aproximadamente esa fracción de la energía solar extraterrestre.

Para la ecuación general de transporte (o de transferencia simple de la directa), Bird y Hulstrom analizan las tres propuestas fundamentales reflejadas en los modelos anteriores. Siendo

1º)

$$G_{b1} = G_{sc}(0.9662)\tau_r\tau_o\tau_g\tau_w\tau_a \quad (\text{II.II.76})$$

2º)

$$G_{b2} = G_{sc}(0.9662)[\tau_r\tau_o\tau_g - a_w]\tau_a \quad (\text{II.II.77})$$

3º)

$$G_{b3} = G_{sc}(0.9662)[\tau_r\tau_o - a_w - a_g]\tau_a \quad (\text{II.II.78})$$

Se fueron generando datos con un solo modelo (el suyo) pero usando cada vez una ecuación diferente de estas tres para 4 hipotéticas condiciones meteorológicas y comparando con los resultados que daba el código SOLTRAN para las mismas hipótesis observaron que la que mejor se ceñía a las previsiones de SOLTRAN era la primera ecuación de transporte.

Se puede deducir de la mayor aproximación de la primera que la atenuación producida por los diferentes constituyentes es independiente de la de los demás por lo que la transmisividad de cada uno debe ser un factor más que reduce la irradiancia y por lo tanto que debe multiplicar a la irradiancia total independientemente de los factores que introducen los otros constituyentes.

Es evidente que existe una situación que viola esta suposición, que sería el caso en que uno de los constituyentes absorba la casi totalidad de la radiación de una banda determinada del espectro y que exista otro que también atenúe la radiación correspondiente a esa franja. En este caso el usar la primera expresión nos daría un resultado excesivamente atenuado cuando en la realidad el segundo constituyente no atenúa por no quedar energía para ser atenuada en esa banda. Las otras dos ecuaciones, sin embargo todavía desvirtúan más la realidad en una situación como la descrita, por lo que se podría afirmar que la expresión elegida por Bird y Hulstrom no es exacta pero si la menos errónea, pudiéndose corregir los casos particulares, como el mencionado, estableciendo límites a las expresiones.

II.II.9.-MODELO DE MACHLER

Machler critica el modelo ASHRAE por tener una limitación «"nacional" muy por debajo de lo extendidas que están las publicaciones de la Sociedad de Ingenieros», si bien alaba la simplificación que establece el modelo, especialmente para el tratamiento de la irradiancia difusa, de la que se supone un comportamiento isotrópico. En un artículo publicado en 1985 en ASHRAE Trans. [Machler 1985], propone unas mejoras del modelo que hagan que la estimación de irradiancias se pueda realizar en condiciones diferentes a las estándar y en lugares fuera de los EEUU, ya que el modelo ASHRAE adolece de no considerar desviaciones respecto de una atmósfera estándar y de no considerar cambios de turbiedad.

Por otra parte comparándolo con el modelo de Bird, concluye que la difusa esta modelizada de forma muy pobre, por debajo de la realidad, especialmente en los meses de invierno.

Para mejorar estos aspectos propone una serie de cambios consistentes en revisar las constantes propias del modelo cambiando el valor de la constante solar de 1322 W/m^2 a 1367 W/m^2 y utilizando la masa de aire relativa m_r por masa de aire corregida con la presión m_a , además de que introduce en la expresión de la directa normal expresiones de la transmitancia debida a aerosoles y a la absorción de vapor de agua.

Moon en su modelo para la irradiancia directa, utilizaba la expresión II.II.2 para la transmitancia espectral por dispersión del vapor de agua y la expresión II.II.3 para la transmitancia espectral de la dispersión por polvo y que ninguna de ambas se puede clasificar como dispersión de Rayleigh que varía con la cuarta potencia de la longitud de onda a diferencia de las anteriores. Es por esto que Machler afirma en su trabajo que Moon en realidad con esas dos transmitancias esta evaluando la dispersión de los aerosoles "húmedos" con la primera y de los aerosoles "secos" con la segunda.

Por ello sugiere que ambas expresiones pueden ser sustituidas de forma más precisa por una transmitancia sensible al efecto de aerosoles a partir de los coeficientes de Ångström. Como los coeficientes de Ångström no suelen estar disponibles a menudo, en este modelo se utiliza una expresión para obtener β a partir de la visibilidad (VIS en km) tomada de Buckius y King [Buckius 1979]

$$\beta = (0.55)^\alpha \left(\frac{3.912}{VIS} - 0.01162 \right) (0.024722(VIS-5) + 1.132) \quad (\text{II.II.79})$$

sugiriendo usar un valor medio aproximado para α de 1.3, si se trata de una atmósfera natural, tal como indica también Ångström [Ångström 1964].

Con todo ello realiza una parametrización para todo el espectro, con el modelo de Bird y Hulstrom de referencia, que permite escribir la transmisividad de aerosoles

$$\tau_a = [1 - 1.13 VIS^{-0.57}]^{(m_a^{0.5})} \quad (\text{II.II.80})$$

donde m_a es la masa de aire corregida con la presión.

En cuanto a la absorción del vapor de agua la determina con la transmitancia τ_w en función del agua precipitable w_p en mm

$$\tau_w = (1.0223 - 0.00149w_p)^{(m_a^{0.27})} \quad (\text{II.II.81})$$

En aras de la simplificación acepta que ningún otro componente de la atmósfera varía. Para ajustar el modelo de referencia a una atmósfera estándar se acepta para el modelo de Bird un contenido de ozono de 3 mm.

Con todo ello su expresión para la directa normal es

$$G_{bn} = E_0 G_{sc} \tau_a \tau_w (0.775)^{(\sqrt{m_a})} \quad (\text{II.II.82})$$

siendo G_{sc} la constante solar y E_0 el factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la tierra.

Para la irradiancia difusa establece la expresión

$$G_d = G_{bn} (0.1 + 3.0/VIS) \quad (\text{II.II.83})$$

asumiendo que la difusa no cambia aunque cambie el albedo del suelo que se considera de 0.2 (en realidad esta simplificación es bastante aceptable ya que la difusa solo sería sensible a una elevación grande del albedo, caso de cubierta de nieve por ejemplo), ya que la difusa tiene una gran dependencia de los aerosoles y por tanto de la visibilidad.

Como resultado de esta revisión se dan en la Tabla II.II.2 las visibilidades más frecuentes en los diferentes meses del año de una atmósfera estándar en el hemisferio norte, así como los coeficientes de turbiedad de Ångström.

Tabla II.II.2 Valores estándar de visibilidad y coeficiente β para obtener irradiancias estándar con el modelo de Machler (para $\alpha=1.3$ y VIS en km)

	EN	FE	MA	AB	MA	JU	JU	AG	SE	OC	NO	DI
VIS	177	173	155	117	92	79	78	83	116	147	166	177
β	.026	.027	.030	.039	.047	.051	.052	.050	.039	.032	.028	.026

Con estos valores estándar Machler corrige los tres coeficientes del modelo ASHRAE (ver Tabla II.II.3) y en base al suyo aporta los valores revisados de las constantes A, B y C_n de cada mes, para una atmósfera estándar del Hemisferio Norte, para el caso de que no se dispusiera de datos de visibilidad y fuera necesario utilizar el modelo original ASHRAE.

Tabla II.II.3 Coeficientes del Modelo ASHRAE corregidos por Machler

MES	A(W/m ²)	B	C_n
ENERO	1202	0.141	0.103
FEBRERO	1187	0.142	0.104
MARZO	1164	0.149	0.109
ABRIL	1130	0.164	0.120
MAYO	1106	0.177	0.130
JUNIO	1092	0.185	0.137
JULIO	1093	0.186	0.138
AGOSTO	1107	0.182	0.134
SEPTIEM	1136	0.165	0.121
OCTUBRE	1166	0.152	0.111
NOVIEM	1190	0.144	0.106
DICIEM	1204	0.141	0.103

II.II.10.-MODELO MAC

Este modelo es citado así en la literatura científica porque es el resultado de un esfuerzo continuado de un grupo de investigadores de la Universidad de McMaster (U.S.A.) y se puede considerar una prolongación mejorada del modelo de Davies y Hay. Las últimas versiones del mismo fueron publicadas por Davies et al. en 1988 [Davies 1988] y por Davies y McKay en 1989 [Davies 1989].

Este modelo es un ejemplo de modelo físico pues las transmitancias o absorptancias para la banda ancha se obtienen a partir del análisis de cada proceso individual de extinción en la atmósfera.

La transmitancia de aerosoles que se usa es diferente a otros modelos, pues se establece

$$\tau_a = k^{m_a} \quad (\text{II.II.84})$$

donde k es un coeficiente de transparencia, pero no es un índice de turbiedad al estilo del β de Ångström o el B de Schüepp, que pueda ser relacionado con el espesor óptico de aerosoles.

Gueymard demuestra [Gueymard 1993a] que k para condiciones fijas de aerosol, varía con la masa de aire. En este modelo k se utiliza como un coeficiente propio de la estación y han sido catalogadas muchas estaciones con valores que van desde 0.87 para la estación de Kew cerca de Londres hasta valores de 1 para estaciones australianas. Nótese que esto conlleva un alto grado de inexactitud pues 1 correspondería a atenuación por aerosoles nula, lo que parece imposible.

En el modelo MAC la función de transmitancia para la dispersión de Rayleigh τ_r , está obtenida a partir de la integración del espesor espectral óptico de la dispersión de Rayleigh y viene dado por

$$\tau_r = \frac{1}{1 + \exp(-2.12182 + 0.791532 \ln m_a - 0.024761 \ln^2 m_a)} \quad (\text{II.II.85})$$

La transmitancia τ_o del ozono y la absorptancia a_w del vapor de agua aquí son debidas a Lacis y Hansen. Y de esta manera la expresión de la irradiancia directa normal de banda ancha es

$$G_{bn} = G'_{sc} (\tau_o \tau_r - a_w) \tau_a \quad (\text{II.II.86})$$

siendo G'_{sc} la extraterrestre normal ya corregida con la excentricidad.

La irradiancia difusa suponiendo un suelo perfectamente absorbente (con albedo 0.0), es

$$G'_d = G'_{sc} [0.5 \tau_o (1 - \tau_r) + \omega_0 F_c (\tau_o \tau_r - a_w) (1 - \tau_a)] \quad (\text{II.II.87})$$

donde G'_d esta representando la difusa debida a dispersión molecular y de aerosoles (G_{dr} y G_{da}). Al albedo debido solo a dispersión de aerosoles ω_0 (aerosol single scattering albedo) se le da el valor constante de 0.75 y la fracción dispersada hacia adelante de aerosoles F_c (aerosol forward scatterance) toma el valor

$$F_c = 0.93 - 0.21 \ln m_a \quad (\text{II.II.88})$$

La difusa debida a múltiple reflexión se obtiene como una función de los albedos de atmósfera y suelo. El albedo de la atmósfera para cielo despejado es

$$\rho_a = 0.0685 + \omega_0(1 - \tau'_a)(1 - F'_c) \quad (\text{II.II.89})$$

donde $F'_c = 0.8236$ y $\tau'_a = k^{1.66}$

II.II.11.-MODELO DE JOSEFSSON

Este modelo es una variante del MAC. Fue presentado por su autor en el IEA Task IX y sus ecuaciones están publicadas en el IEA Task IX Final Report [Davies 1988].

Utiliza la misma expresión que el Modelo MAC para la transmitancia de aerosoles τ_a , pero la expresión de la irradiancia directa normal integrada para toda la banda resulta

$$G_{bn} = G_{sc} (\tau_o \tau_r \tau_{aa} \tau_{as} - a_w) \quad (\text{II.II.90})$$

siendo $\tau_o = 0.95545$, y

$$\begin{aligned} \tau_r = & 0.9768 - 0.0874 m_a + 0.010607552 m_a^2 \\ & - 8.46205 \cdot 10^{-4} m_a^3 + 3.57246 \cdot 10^{-5} m_a^4 \\ & - 6.0176 \cdot 10^{-7} m_a^5 \end{aligned} \quad (\text{II.II.91})$$

y

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - \tau_a) \quad (\text{II.II.92})$$

y

$$\tau_{as} = 1 - \omega_0(1 - \tau_a) \quad (\text{II.II.93})$$

separándose el efecto de dispersión de aerosoles y el efecto absorbedor. Siendo todas las demás variables las mismas que en MAC. En este modelo la irradiancia difusa para un albedo de suelo nulo es

$$G_d' = G_{sc} [0.5\tau_o\tau_{aa}\tau_{as}(1-\tau_r) + F_c(\tau_o\tau_r\tau_{aa} - a_w)(1-\tau_{as})] \quad (\text{II.II.94})$$

donde F_c viene expresado como una función escalonada respecto de la altura solar. El albedo de una atmósfera despejada se calcula igual que en la ecuación II.II.89 del modelo MAC, pero ahora F_c es 0.8832.

Se verificó en el citado encuentro del IEA que este modelo de Josefsson se ajusta mejor que el MAC cuando se compara con medidas de irradiación horaria en que hay nubes, pero para el caso de cielo despejado y en comparaciones realizadas por Gueymard con los códigos rigurosos SOLTRAN y BRITE, con el MAC obtiene menores desviaciones media y cuadrática media (MBE y RMSE), que con el modelo de Josefsson.

II.II.12.-MODELOS PARAMETRIZADOS DE IQBAL (A, B y C)

Estos tres modelos están bien descritos por M. Iqbal [Iqbal 1983] y sus predicciones han sido comparadas con medidas realizadas en Francia [Louche 1988], además de que los modelos originales de los que derivan fueron verificados por J.D. Karalis et al., usando datos de Grecia [Karalis 1982].

El modelo Iqbal A, está basado en una de las primeras versiones del MAC, o sea en el denominado aquí modelo de Davies y Hay, sin embargo se introduce una interesante parametrización de la transmitancia de aerosoles debida a Mächler [Mächler 1983], en que se hace depender a ésta

del coeficiente β y del exponente α de turbiedad de Ångström así como de la masa de aire. Dicha parametrización adopta la forma

$$\tau_a = 0.12445\alpha - 0.0162 + (1.003 - 0.125\alpha) \exp[-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)] \quad (\text{II.II.95})$$

Hay también otras divergencias de menor importancia respecto al MAC, al igual que en los modelos B y C, en éste la cantidad de agua precipitable esta corregida con la presión y la temperatura. La dispersión hacia adelante de aerosoles F_c se da aquí de forma tabulada.

El modelo Iqbal B, ofrece una mejora del modelo de D.V. Hoyt [Hoyt 1978], que lo hace más práctico, y es que las tablas de referencia de aquel ahora han sido reemplazadas por ajustes exponenciales que por lo tanto simplifican los cálculos por ordenador.

El modelo Iqbal C, es esencialmente idéntico al de Bird y Hulstrom, pero incorporando ciertos cambios. La constante solar que utiliza ya es la revisada y aceptada por el WRC de 1367 W/m^2 , en lugar de la antigua usada por aquel modelo de 1353 W/m^2 . Por otra parte la única diferencia entre el Modelo C y el Modelo de Bird se produce en el tratamiento de los caminos ópticos de aerosol y vapor de agua.

Este modelo realiza una corrección con la presión y la temperatura para obtener la cantidad de agua precipitable w_p que no se hacía en el Modelo de Bird. Para el cálculo de la transmitancia de aerosoles ahora se usa m_a es decir la masa de aire absoluta o corregida con la presión en la superficie. Ambos siguen utilizando las medidas monocromáticas de la profundidad óptica de aerosoles a longitudes de onda de 0.38 y $0.5 \mu\text{m}$ para obtener la transmitancia de aerosoles, pero como no siempre están disponibles estas medidas, aquí ha sido reemplazada la expresión II.II.71 de k_a por

$$k_a = (0.2758 \cdot 0.38^{-\alpha} + 0.35 \cdot 0.5^{-\alpha})\beta \quad (\text{II.II.96})$$

obtenida a partir de la Fórmula de la Turbiedad de Ångström por integración para toda la banda.

II.II.13.- MODELO EEC

Este modelo ha sido citado así en la bibliografía por ser el resultado de un trabajo financiado por la Comunidad Económica Europea (hoy en día la Unión Europea) y viene descrito en el trabajo de J.K. Page [Page 1986].

Es un modelo de irradiancias para cielos despejados que esta basado en una formulación semi-física pero muy simple para la radiación directa que utiliza el Factor de Turbiedad de Linke de la forma siguiente

$$G_{bn} = G_{sc} \exp[-m_a T_L / (0.9m_a + 9.4)] \quad (\text{II.II.97})$$

Como T_L , para una presencia fija de aerosoles, varía con la masa de aire y con el agua precipitable y no es un auténtico coeficiente de turbiedad, Page al describir el modelo sugiere para T_L la función de w_p y β siguiente:

$$T_L = 0.1 + (16 + 0.22w_p)\beta + [(h+85)/(39.5\exp(-w_p) + 47.4)] \quad (\text{II.II.98})$$

expresándose aquí el agua precipitable w_p en cm NTP. Esta expresión es la que posteriormente adopta Gueymard cuando analiza este modelo, afirmando que es más fiel que el Factor de Linke

Este modelo no proporciona una ecuación para la transmitancia del vapor de agua pero se puede deducir una a partir de las dos anteriores tomando β igual a cero y haciendo

$$\tau_w = \frac{G_{bn}(T_L(w_p, \beta=0))}{G_{bn}(T_L(w_p=0, \beta=0))} \quad (\text{II.II.99})$$

La transmitancia de aerosoles se puede calcular igualmente suponiendo un valor fijo de agua precipitable de 1 cm en II.II.98 y utilizando la ecuación II.II.100 para hacer la fracción de irradiancias directas del modelo con un β genérico y un β igual a cero en la expresión II.II.98 de T_L , haciendo

$$\tau_a = \frac{G_{bn}(T_L(w_p=1, \beta))}{G_{bn}(T_L(w_p=1, \beta=0))} \quad (\text{II.II.100})$$

La irradiancia difusa se obtiene empíricamente según

$$G_d = 0.5F_1(F_2G_{sc} - G_{bn})\text{sen}\gamma \quad (\text{II.II.101})$$

donde γ es la altitud solar y F_1 y F_2 son funciones polinomiales de γ y T_L descritas por Page.

Por todo lo anterior este modelo es un típico caso de modelo empírico, especialmente en el caso de la difusa.

II.II.14.- MODELO CPCR2

En 1989 Gueymard publica un modelo de dos bandas para el cálculo de irradiancias solares en cielos despejados [Gueymard 1989].

Este modelo que es llamado CPCR2 (Code for Physical Computation of Radiation, 2 bands), está restringido a radiación sobre superficies horizontales, si bien su autor indica que se puede complementar con un

modelo propuesto por él [Gueymard 1987], que contempla los efectos anisótropos de la dispersión de aerosoles, necesarios para determinar las componentes de irradiancias en superficies inclinadas.

En este modelo se considera la radiación de todo el espectro solar, si bien, como es frecuente en los otros modelos, limitada entre las longitudes de onda de 0.29 y 2.7 μm que se corresponde con el intervalo espectral al que son sensibles la mayoría de los radiómetros como es el caso del Eppley PSP (0.285-2.8 μm) o del Kipp & Zonen CM11 (0.305-2.8 μm) ambos muy extendidos. A su vez se divide el espectro en dos bandas, una banda que engloba UV y Visible (de 0.29 a 0.7 μm) y una banda infrarroja (0.7 a 2.7 μm), bandas en las que la energía se reparte casi al 50%, además de que evita el solapamiento de los efectos de dispersión y de absorción selectiva. En cada banda se parametriza la transmitancia de cada componente atmosférico que produce atenuación.

Se asume como en el modelo de Bird que la extinción de los diferentes componentes son independientes entre sí, y que por tanto la transmitancia total es el producto de las diferentes transmitancias individuales y que estas se limitan a: Absorción del Ozono, Dispersión molecular, Absorción de gases miscibles, Absorción del vapor de agua, dispersión de aerosoles y absorción de aerosoles. Y así la ecuación general de transporte de la radiación directa de la banda i (B_i con $i=1,2$) se expresa

$$G_{bni} = G'_{sci} \tau_o \tau_r \tau_g \tau_w \tau_a \quad (\text{II.II.102})$$

siendo G'_{sci} la irradiancia solar extraterrestre correspondiente a la banda i (en W m^{-2}), ya corregido el efecto de la excentricidad de la tierra.

La irradiancia directa de toda la banda será la suma de las de las dos bandas preestablecidas. Con todas estas premisas Gueymard obtiene para cada banda las expresiones de las transmitancias a base de integrar en los mencionados intervalos las transmitancias monocromáticas según

$$\tau_{ji} = \int_{B_i} G_{sc\lambda} \tau_{j\lambda} d\lambda / G_{sci} \quad (\text{II.II.103})$$

donde $G_{sc\lambda}$ es irradiancia extraterrestre por μm de intervalo espectral que vendrá expresada en $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$.

Para ello tomando los coeficientes espectrales de atenuación $k_{j\lambda}$ de medidas precisas en cada caso realizadas y publicadas anteriormente, y luego realizando ajustes con los datos generados por el programa LOWTRAN 6, deduce las diferentes expresiones que se encuentran detalladas en [Gueymard 1989].

Dado el enfoque de dos bandas de este modelo algunos cálculos se reducen a una de las dos bandas y así dado que la absorción de los gases uniformemente mezclados con el aire solo se produce en la B_2 la transmitancia τ_{g1} vale 1, de forma similar τ_{o2} toma el valor 1 pues no se produce absorción por ozono a longitudes de onda largas. Por idénticos motivos o por aproximación en algún caso $\tau_{r2} = \tau_{w1} = \tau_{g1} = 1$.

Las restantes expresiones más destacadas que rigen en este modelo para la directa son

$$\tau_{oi} = 1 - \exp[-2.5686 + 0.6706 \ln(m_o X_o)] \quad (\text{II.II.104})$$

en que la masa óptica del ozono resultado de un ajuste con la elevación solar γ usando datos generados con LOWTRAN 6 es

$$m_o = 13.5(181.25 \sin^2 \gamma + 1)^{-0.5} \quad (\text{II.II.105})$$

y siendo X_o la altura de ozono en columna vertical a partir de la expresión de T.K. Van Heuklon [Van Heuklon 1979] (ver ecuación II.III.48).

Se aporta una expresión para la transmitancia de dispersión molecular (en B₁) después de haberse determinado con la teoría de la dispersión de Rayleigh los coeficientes de los que depende el espesor óptico monocromático de la dispersión y de haber sido ajustado para la banda B₁ se parametriza la expresión de la transmitancia molecular

$$\tau_{r1} = 0.999523 - 0.010274m_a + 7.375 \cdot 10^{-5}m_a^2 \quad (\text{II.II.106})$$

tomando la masa de aire relativa m_r de la expresión debida a Kasten de la ecuación II.II.64 del modelo de Bird y para la masa aire relativa corregida con la presión m_a la ecuación II.II.12.

Para ver el efecto de absorción de los gases miscibles (concentrado en la banda B₂), se realiza una parametrización para $0.8 < m_a < 30$, habiendo interpolado cuando ha sido necesario los valores espectrales de los coeficientes de absorción tabulados por Bird y Riordan [Bird 1986] y usando la expresión de Leckner [Leckner 1978] de la transmitancia monocromática de los gases miscibles en función de la masa absoluta de aire y el coeficiente de atenuación monocromático. De esta forma se obtiene la expresión

$$\tau_{g2} = 0.9776 - 0.0094 \ln m_a - 0.0019 \ln^2 m_a \quad (\text{II.II.107})$$

Para la expresión de la transmitancia del vapor de agua, se ha partido aquí también de la transmitancia espectral monocromática de Leckner [Leckner 1978] en función del coeficiente monocromático de atenuación que se toma de Bird [Bird 1984] y de la cantidad de vapor de agua en el camino U_w (en cm NTP). Con todo ello se realiza una parametrización para $0.1 < U_w < 100$ cm y se obtiene

$$\tau_{w2} = 0.8221 - 0.0519 \ln U_w - 0.0033 \ln^2 U_w \quad (\text{II.II.108})$$

donde $U_w = m_w w_p$ y la fórmula para la masa óptica relativa del vapor de agua es la obtenida por Schnaidt [Schnaidt 1938], siguiendo un procedimiento similar al de Kasten, que se describe en el Apartado III.I, para obtener su expresión de la masa de aire relativa

$$m_w = [\sin \gamma + 0.0548(\gamma + 2.65)^{-1.452}]^{-1} \quad (\text{II.II.109})$$

con la elevación solar γ en grados.

Para la obtención de la cantidad de agua precipitable no se aporta ninguna nueva expresión, pues puede hacerse con medidas directas o de ecuaciones empíricas, como la mencionada de Smith, que la deducen en función de datos como el punto de rocío en la superficie, etc.

Por último la transmitancia de aerosoles, está obtenida utilizando la fórmula de turbiedad monocromática de Ångström y por ello teniendo para la transmitancia monocromática

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-m_A \beta \lambda^{-\alpha}) \quad (\text{II.II.110})$$

y los resultados de la integración numérica según la expresión II.II.103 utilizando la II.II.110 para $0.05 < m_A \beta < 8$ y $0.5 < \alpha < 2.5$ lleva a la siguiente parametrización en una expresión similar a la anterior

$$\tau_{ai} = \exp(-m_A \beta \lambda_{ei}^{-\alpha_i}) \quad (\text{II.II.111})$$

siendo λ_{ei} la longitud de onda efectiva en cada una de las bandas. Una parametrización siguiendo un método polinomial de ajuste de mínimos cuadrados conduce a los valores de dichas longitudes de onda efectivas según

$$\lambda_{ei} = a_{i0} + a_{i1}u_A + a_{i2}u_A^2 \quad (\text{II.II.112})$$

siendo

$$u_A = \ln(1 + m_A \beta) \quad (\text{II.II.113})$$

con

$$a_{10} = 0.510941 - 0.028607\alpha + 0.006835\alpha^2 \quad (\text{II.II.114})$$

$$a_{11} = -0.026895 + 0.054857\alpha + 0.006872\alpha^2 \quad (\text{II.II.115})$$

$$a_{12} = 0.009649 + 0.005536\alpha - 0.009349\alpha^2 \quad (\text{II.II.116})$$

$$a_{20} = 1.128036 - 0.0642\alpha + 0.005276\alpha^2 \quad (\text{II.II.117})$$

$$a_{21} = -0.032851 + 0.036112\alpha + 0.005066\alpha^2 \quad (\text{II.II.118})$$

y

$$a_{22} = 0.027787 + 0.064655\alpha - 0.021385\alpha^2 \quad (\text{II.II.119})$$

y siendo m_A la masa óptica relativa de los aerosoles que se hace igual a la del vapor de agua m_w y por tanto siguiendo la expresión II.II.109 dado que los aerosoles al igual que el vapor de agua ocupan casi la misma capa de la atmósfera que viene a ser la formada por los dos o tres primeros km sobre el nivel del mar

En cuanto a la difusa de este modelo CPCR2 se modeliza como una combinación, para cada banda, de tres efectos, a saber: dos de dispersión, la primera molecular (o de Rayleigh, indicada con la letra r) y la segunda de aerosoles (señalada con la letra a) y un tercer efecto de una dispersión múltiple entre suelo y cielo (señalada con la letra m).

$$G_{di} = G_{dri} + G_{dai} + G_{dmi} \quad (\text{II.II.120})$$

Se asume que la fracción de la dispersión de Rayleigh hacia adelante es 0.5 y que la fracción de la dispersión hacia adelante de aerosoles F_c es independiente de la longitud de onda pero dependiente de la altura solar y siguiendo un ajuste a partir de datos experimentales sacados de G.D. Robinson [Robinson 1962] de acuerdo con la expresión

$$F_c = 1 - \exp(-0.6931 - 1.8326 \sin h) \quad (\text{II.II.121})$$

aunque hay que tener presente que estas medidas experimentales están limitadas al Reino Unido.

Para estas tres componentes se aplican valores medios para cada banda del modelo espectral propuesto por Justus and Paris [Justus 1985] y así para la banda B_i la primera componente de la irradiancia difusa será

$$G_{dri} = G'_{sci} 0.5 \tau_{oi} \tau_{gi} \tau_{wi} \tau_{aai} (1 - \tau_{ri}) \quad (\text{II.II.122})$$

donde τ_{aai} es la transmitancia de aerosoles solo por absorción y en la banda i. La segunda será

$$G_{dai} = G'_{sci} F_c \tau_{oi} \tau_{gi} \tau_{wi} \tau_{aai} \tau_{ri} (1 - \tau_{asi}) \quad (\text{II.II.123})$$

y τ_{asi} es la transmitancia aerosoles en la banda i por dispersión. La tercera será

$$G_{dmi} = \rho_g \rho_a (G_{bn} \cos \theta + G_{dai} + G_{dri}) / (1 - \rho_g \rho_a) \quad (\text{II.II.124})$$

considerando el proceso de reflexión en el suelo puramente isotrópico y el valor del albedo del suelo ρ_g independiente de la longitud de onda, y el del cielo ρ_a , resultado de la reflectividad del flujo difuso que proviene de abajo, a partir del trabajo citado de Justus and Paris se puede expresar como

$$\rho_{ai} = [0.5(1 - \tau'_{ri}) + (1 - F'_c)(1 - \tau'_{asi}) \tau'_{ri}] \tau'_{gi} \tau'_{wi} \tau'_{aai} \quad (\text{II.II.125})$$

donde las primas indican que todas las transmitancias y parámetros han sido obtenidos para una masa óptica relativa fija de 1.66.

Las transmitancias de aerosol τ_{ai} , τ_{aai} y τ_{asi} están relacionadas por

$$\tau_{ai} = \tau_{aai} \tau_{asi} \quad (\text{II.II.126})$$

siendo

$$\ln \tau_{asi} = \omega_{0i} \ln \tau_{ai} \quad (\text{II.II.127})$$

donde ω_{0i} es el "albedo sólo de dispersión de aerosol" de la banda en cuestión, ya utilizado en el modelo de Bird y los modelos de Iqbal y que como es función de las características ópticas de los aerosoles y puede variar con el origen de éstos y el nivel de polución existente, es interesante disponer de unos valores estándar mas usuales que se muestran en la Tabla II.II.4, obtenidos tanto para las dos sub-bandas de este modelo como para toda la banda (completa) espectral, a base de integrar datos espectrales utilizando el programa LOWTRAN [Selby 1976]. Tabla que puede ser de gran utilidad tanto para aplicar éste como otros modelos.

Tabla II.II.4.- Valores que toma el parámetro ω_0 en los diferentes tipos de atmósferas, deducidos mediante el programa LOWTRAN [Gueymard 1989]

BANDA	MARITIMO -RURAL- CLARO	RURAL- MEDIO	RURAL- URBANO	URBANO- MEDIO	URBANO- INDUST.
.29-7 μm	.965	.931	.865	.800	.667
.7-2.7 μm	.913	.832	.754	.676	.518
.29-2.7 μm	.940	.883	.811	.740	.595

II.II.15.- MODELO PSI

En 1993 Gueymard publica un modelo más simplificado que el anterior que denomina PSI (PARAMETERIZED SOLAR IRRADIANCE MODEL) y con el que intenta optimizar el cociente precisión/simplificación [Gueymard 1993b]. Sin detenernos mucho en sus desarrollos es interesante resaltar que se realizan parametrizaciones de los principales procesos de extinción de la radiación con ecuaciones polinomiales simples del seno de

la altura solar γ . Esta parametrización se llevó a cabo con datos modelizados de irradiancias y considerando los efectos de la presión, el agua precipitable y la turbiedad.

Esta forma de parametrización polinomial hace sencillo realizar integraciones en el tiempo que conduzcan a parametrizaciones de radiación diaria integrada y permita construir un Modelo de Irradiación Diaria.

Sin embargo como modelo de irradiancias este modelo no mejora en precisión al CPC2 y su uso resulta complicado pues necesita muchas tablas de coeficientes.

II.III.- ANÁLISIS ESPECTRAL DE LA RADIACIÓN

La Radiación es el medio de que disponen los cuerpos distantes y aislados para intercambiar energía con los del exterior. Lo hacen emitiendo (o recibiendo en su caso y absorbiendo una parte de energía) ondas electromagnéticas de diferentes longitudes de onda y planos de polarización, en función de sus estados excitados o, si se observa de forma macroscópica, de la temperatura a que se encuentran. El conjunto de todas las ondas con diferentes frecuencias que un cuerpo emite constituye su espectro electromagnético de emisión.

La Radiación Solar es la radiación electromagnética que nos llega del sol. Dado que el Sol emite radiación bastante parecida a como lo haría un cuerpo negro a una temperatura aproximada de 6000 K, sucede que el 96.86% de toda la energía solar radiante que nos llega se concentra en el intervalo de longitudes de onda entre 0.3 y 3 μm . El máximo valor de energía recibida por unidad de tiempo, unidad de superficie e intervalo del espectro corresponde a las longitudes de onda en torno al valor de 0.452 μm , situadas en la zona visible.

Esto es el motivo de que todos los estudios y modelos de irradiancias solares se centren aproximadamente en esa zona señalada del espectro solar, o en alguna de sus partes. Asimismo las medidas experimentales bien sean espectrales (monocromáticas), o integradas (de grandes intervalos del espectro) que interesan se suelen realizar dentro del mencionado intervalo.

II.III.1.- CONCEPTOS FUNDAMENTALES. LAS FUNCIONES DE ABSORCIÓN Y TRANSMISIÓN.

La radiación solar, comienza a atenuarse al alcanzar la atmósfera terrestre en virtud de los fenómenos de absorción y dispersión que se producen al entrar en contacto los rayos solares con los diferentes componentes de la atmósfera y en función de su longitud de onda.

Masa óptica m , de un componente atmosférico es la magnitud que expresa la masa de esta sustancia que se encuentran los rayos solares en su camino, por unidad de sección recta considerada. Sus dimensiones, por tanto, son ML^{-2} y su valor se obtendría, de conocerse la densidad ρ de la sustancia a lo largo del camino (s) que recorren los rayos, integrando dm

$$m = \int_0^{\infty} \rho ds \quad (\text{II.III.1})$$

La masa óptica en la dirección vertical m_v sería la masa óptica si los rayos incidieran por el cenit

$$m_v = \int_0^{\infty} \rho dz \quad (\text{II.III.2})$$

La masa óptica relativa m_r se define como la razón entre la masa óptica en una dirección dada y la masa óptica en la dirección vertical. Es una magnitud adimensional y valdrá la unidad si el sol se encuentra en el cenit.

Si la atmósfera se puede suponer plana, homogénea en sus diferentes capas horizontales y no refractiva

$$m_r = \frac{m}{m_v} = \frac{1}{\cos\theta} = \sec\theta \quad (\text{II.III.3})$$

siendo θ el ángulo cenital del sol.

Como las condiciones mencionadas no se dan enteramente en la atmósfera, se han elaborado expresiones para determinar, en función del ángulo cenital, la masa óptica relativa del aire [Kasten 1966] [Kasten 1989], del vapor de agua (m_w) [Schnaidt 1938], del ozono (m_o) [Robinson 1966] u otros, que más corrientemente son llamados tan solo, masa de aire, masa de vapor, de ozono, etc. Expresiones que resultan diferentes según sea el componente considerado ya que están ubicados y distribuidos en capas diferentes de la atmósfera.

Para disponer de una expresión que nos de el valor de m_r con precisión teniendo en cuenta la curvatura y la refracción de los rayos solares en la atmósfera sería necesario hablar de "masas de aire relativas monocromáticas", ya que el índice de refracción del aire depende de la longitud de onda, si bien esa precisión es excesiva e innecesaria.

Expresando la variación del índice de refracción con la densidad, según el comportamiento de la luz visible siguiendo la expresión

$$n^2 = 1 + 2a \frac{\rho}{\rho_0} \quad (\text{III.III.4})$$

donde "a" toma el valor medio de la luz visible de 0.0002932, pero considerando la refracción astronómica, se puede obtener la masa de aire por la fórmula de Laplace [Kondratyev 1969].

También puede resultar suficiente aceptar la aproximación dada por la ecuación II.III.3, y dado que solo aporta suficiente precisión para $\theta < 60^\circ$,

mediante consideraciones geométricas elementales para estimar el efecto de la curvatura de la atmósfera, pero despreciando la refracción de los rayos, establecer para $\theta > 60^\circ$ la siguiente corrección

$$m_r = m_2 \sec \theta - \frac{2.8}{(90 - \theta)^2} \quad (\text{II.III.5})$$

estando θ en grados y siendo m_2

$$m_2 = \frac{\sqrt{r^2 \cos^2 \theta + 2rH + H^2} - r \cos \theta}{H} \quad (\text{II.III.6})$$

donde las distancias H y r vienen indicadas en la Figura II.III.1, y θ es el ángulo cenital aparente del sol.

Al penetrar los rayos solares en una porción de masa óptica dm , de una sustancia, cada irradiancia directa monocromática se atenúa de una forma característica en virtud de un determinado efecto de absorción o dispersión producido por algún componente o una suma de efectos y/o de componentes. El coeficiente de masa de atenuación monocromático $C_{0\lambda}$ de dicha sustancia para dicho proceso (tanto de absorción como de scattering), será

$$C_{0\lambda} = - \frac{1}{G_{bn\lambda}} \frac{dG_{bn\lambda}}{dm} \quad (\text{II.III.7})$$

y tiene dimensiones de L^2M^{-1} , viniendo frecuentemente en unidades del sistema CGS ya que es frecuente medir las m_v de las diferentes sustancias en g/cm^2 . Puede ser coeficiente de masa de absorción o coeficiente de masa de scattering, y en este caso se suele llamar σ_λ en lugar de $C_{0\lambda}$, si bien aquí se nombrarán igual especificándolo en cada caso.

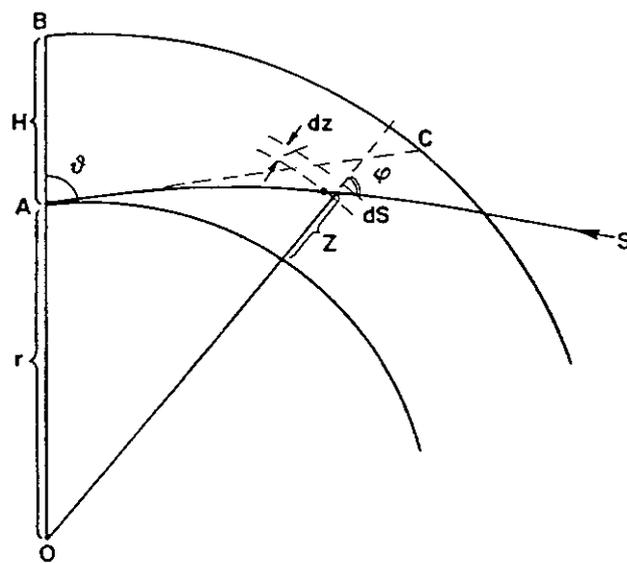


Fig. II.III.1.-Trayectoria de los rayos solares al atravesar la atmósfera

Si esta expresión se integra para todo el camino de los rayos constituye la ley establecida por **Lambert**, también llamada de **Beer** o de **Bouguer**

$$G_{bn\lambda} = G_{0\lambda} \exp\left(-\int_0^m C_{0\lambda} dm\right) = G_{0\lambda} \exp\left(-\int_0^{m_v} C_{0\lambda} dm_v\right) m_r \quad (\text{II.III.8})$$

siendo conocida como profundidad óptica o espesor óptico vertical la magnitud adimensional

$$k_\lambda = \int_0^{m_v} C_{0\lambda} dm_v = \int_0^z C_{0\lambda} \rho dz \quad (\text{II.III.9})$$

que también se suele nombrar abreviadamente como coeficiente de atenuación de un determinado proceso y para un determinado componente o una suma de estos.

Se denomina coeficiente de atenuación de volumen $C_{0v\lambda}$, tanto para procesos de absorción como de dispersión al producto $C_{0\lambda}\rho$, siendo ρ la densidad de la sustancia y expresándose todo en cm^{-1} .

Definida la función de transmisión o transmitancia monocromática τ_λ como la razón entre la irradiancia directa transmitida $G_{bn\lambda}$ y la incidente $G_{0\lambda}$, también se podrá expresar la anterior como

$$\tau_\lambda = \exp(-k_\lambda m_r) \approx \exp(-k_\lambda \sec\theta) \quad (\text{II.III.10})$$

siendo ahora k_λ la profundidad óptica de la atmósfera, que es adimensional.

La función de absorción o absorptancia expresa la razón entre la irradiancia absorbida por el sistema cuando el rayo atraviesa una masa óptica m del mismo y la irradiancia incidente, por lo que

$$a(m) = \frac{G_{0bn} - G_{bn}}{G_{0bn}} = 1 - \tau(m) \quad (\text{II.III.11})$$

Si se trata de la irradiancia difusa, proveniente de todo un hemisferio sobre el plano horizontal, se podrá expresar en coordenadas esféricas como

$$G_{d\lambda} = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} G_{0\lambda} e^{-C_{0\lambda} m \sec\theta} \cos\theta \sin\theta d\theta \quad (\text{II.III.12})$$

que con un cambio de variable $t = \sec\theta$, y suponiendo comportamiento isotrópico, se podrá escribir

$$G_{d\lambda} = G_{0d\lambda} 2 \int_0^{\infty} e^{-C_{0\lambda} m t} t^{-3} dt \quad (\text{II.III.13})$$

por lo que la función trascendente

$$\tau_{d\lambda} = 2 \int_0^{\infty} e^{-C_{0\lambda} m t} t^{-3} dt \quad (\text{II.III.14})$$

hace el papel de una transmitancia monocromática de la irradiancia difusa a la que llamaremos $\tau_{d\lambda}$ y que está limitada por los valores 0 y 1.

Esta función se puede hacer aproximadamente igual a

$$\tau_{d\lambda}(k_\lambda) = 2 \int_0^{\infty} e^{-k_\lambda t} t^{-3} dt \approx e^{-m' k_\lambda} \quad (\text{II.III.15})$$

donde ahora k_λ sustituye a $C_{0\lambda} m_v$ y donde el parámetro m'_r oscila desde 1.2 cuando $\tau_{d\lambda} = 0$, pasando por 1.66 cuando $\tau_{d\lambda} = 1/2$ y valiendo 2 cuando $\tau_{d\lambda} = 1$

Kaplan demostró con medidas experimentales [Kaplan 1952], que la relación de $\tau_{d\lambda}$ vs m'_r es lineal entre 0.2 y 0.8, es decir para valores $1.5 < m'_r < 1.8$ y que su valor medio esta como se ha dicho en $m'_r = 1.66$.

Por ello la transmitancia total de la radiación difusa de la atmósfera, en una primera aproximación suponiendo comportamiento isotrópico de la atmósfera, la podemos expresar como

$$\tau_{d\lambda} = \exp(-k_\lambda 1.66) \quad (\text{II.III.16})$$

y por comparación con la II.III.10 vemos que el valor 1.66 hace el papel de una masa relativa de aire, si se puede extrapolar la Ley de Lambert-Beer a la irradiancia difusa isotrópica, siendo equivalente ésta a una irradiancia directa atenuada como si incidiera con un ángulo cenital de $\theta \approx 53^\circ$.

Como la radiación no solo se dispersa de forma isotrópica, en los diferentes modelos que se elaboran para estimar la difusa, esta componente se completa con otras expresiones, pero la mayoría de los modelos recurren a esta forma de estimar la difusa isotrópica.

II.III.2.-ECUACIÓN GENERAL DE TRANSFERENCIA RADIATIVA

Los procesos de transferencia radiativa que se producen en la atmósfera son muchos y muy variados. Los diversos componentes

atmosféricos absorben y dispersan energía radiante, a la vez que se producen fenómenos de emisión y de múltiple reflexión. Si se quiere llegar a establecer una ecuación general de transferencia es necesario realizar simplificaciones del proceso. Para analizar este problema bajo la perspectiva del modelo ondulatorio de la luz previamente interesa realizar algunas simplificaciones, suponiendo en primer lugar que la atmósfera es un sistema estacionario [Kondratyev 1969].

En la atmósfera se produce absorción y dispersión de la radiación. Si se consideran longitudes de onda largas, superiores a varias micras, además hay que considerar la emisión de radiación térmica por ciertas capas de la atmósfera. El caso general de transferencia de energía radiante en la atmósfera (que puede ser extrapolado a cualquier otro sistema que sea absorbente, dispersante y emisor) viene descrito por lo que se ha dado en llamar la ecuación de transferencia radiativa.

Debido a la gran complejidad de los procesos que determinan la transferencia radiativa, la ecuación resultante es también compleja. Para elaborar la teoría de la transferencia normalmente se reduce el problema a la consideración de un campo estacionario, de radiación no polarizada y sin tener en cuenta la refracción. Que el sistema sea estacionario es razonable suponerlo ya que el proceso es cuasi-estacionario y la influencia del estado no estacionario viene determinado en la ecuación de transferencia por el factor

$$\frac{1}{c} \frac{\delta G}{\delta t} \quad (\text{II.III.17})$$

donde c es la velocidad de la luz y t el tiempo. Las variaciones de la intensidad de la radiación con el tiempo son tan lentas que dicho término puede considerarse nulo.

Ignorar la polarización de la radiación puede constituir un error más serio. La emisión de la radiación térmica puede considerarse no polarizada pero la dispersión de la onda corta está siempre polarizada. El problema de determinar la polarización es tan difícil que solo se ha resuelto para el caso sencillo de la dispersión molecular y resulta inevitable ignorarlo en otros aspectos.

La influencia de la refracción en la transferencia radiativa solo tiene importancia en algunos casos concretos y es posible ignorarla para un tratamiento general.

Con todas estas premisas se puede expresar la ecuación general de transferencia radiativa.

Supongamos que un rayo sigue la dirección del vector r en su desplazamiento ds del punto P_1 al P_2 penetrando por el centro de las bases de área unidad y normales al rayo, de un hipotético cilindro que lo envuelve.

La intensidad de la radiación que alcanza a ambos puntos será

$$I_{\lambda}(P_1, \vec{r})$$

y

$$I_{\lambda}(P_2, \vec{r}) = I_{\lambda}(P_1, \vec{r}) + \frac{\delta I_{\lambda}}{\delta s} ds \quad (\text{II.III.18})$$

Esta variación de dI estará causada por:

a) La atenuación debida a la absorción

$$-C_{0\lambda}(P_1)I_{\lambda}(P_1, \vec{r})\rho(P_1)ds \quad (\text{II.III.19})$$

b) La atenuación debida a dispersión, que podremos expresar como

$$-\sigma_{\lambda}(P_1)I_{\lambda}(P_1, \vec{r})\rho(P_1)ds \quad (\text{II.III.20})$$

c) El incremento de intensidad debido a la emisión de radiación en la dirección r

$$\eta_{\lambda} \rho(P_1) ds \quad (\text{II.III.21})$$

donde η_{λ} es el coeficiente de emisión de masa

d) El incremento de intensidad resultante del proceso de dispersión, debido al paso por el cilindro elemental de rayos con la dirección \mathbf{r}' y parte de su energía se dispersa en la dirección de \mathbf{r} . Si la energía dispersada es

$$\sigma_{\lambda}(P_1) I_{\lambda}(P_1, \mathbf{r}') \rho ds \quad (\text{II.III.22})$$

la parte de ésta que se dispersa en la dirección de \mathbf{r} será

$$\frac{\gamma_{\lambda}(P_1, \mathbf{r}', \mathbf{r})}{4\pi} \sigma_{\lambda}(P_1) I_{\lambda}(P_1, \mathbf{r}') \rho ds \quad (\text{II.III.23})$$

siendo $\gamma_{\lambda}/4\pi$ la función de scattering, que representa la fracción de la energía expresada por II.III.22 que parte en la dirección \mathbf{r} .

Integrando la II.III.23 para todas las posibles direcciones \mathbf{r}' y expresando ds en función de un camino vertical $dz/\cos\theta$, la ecuación de transferencia radiativa a resolver será

$$\frac{\cos\theta}{\rho} \frac{\delta I_{\lambda}}{dz} = C_{0\lambda} E_{\lambda} + \frac{\sigma_{\lambda}}{4\pi} \int I_{\lambda}(z, \mathbf{r}') \gamma(z, \mathbf{r}', \mathbf{r}) d\omega' - (C_{0\lambda} + \sigma_{\lambda}) I_{\lambda} \quad (\text{II.III.24})$$

donde E_{λ} es la intensidad de la radiación térmica monocromática, de acuerdo con la Ley de Kirchhoff, que se debe verificar para satisfacer la condición de equilibrio termodinámico.

II.III.3.-DISPERSIÓN DE LA RADIACIÓN

Cuando una onda electromagnética incide sobre una partícula se produce el fenómeno de la dispersión y una parte de la energía incidente se distribuye por el espacio en forma de fotones que continúan su desplazamiento en todas las direcciones. El fenómeno de la dispersión es el resultado de la colisión entre partículas.

La probabilidad que existe para que la partícula emergente, o dispersada, tenga una dirección en el espacio u otra, viene expresada por la sección eficaz de la dispersión, dependiente del ángulo de salida. En [Boscà 1982] se muestran las ecuaciones que rigen un proceso de dispersión de partículas de baja energía por los núcleos de un blanco y se describe la técnica para la determinación de las secciones eficaces de dispersiones elásticas e inelásticas que se producen al bombardear con partículas alfa un blanco formado por núcleos de ^{54}Fe . El conocer las secciones eficaces experimentales de dispersión permite validar un determinado modelo nuclear, encontrando los potenciales que reproducen teóricamente las distribuciones angulares de las secciones eficaces que se observan experimentalmente. También se pueden comparar dos modelos nucleares, como es el caso de [Ballester 1988] en que se comparan el Modelo de Potenciales Ópticos de Woods-Saxon con el Double-Folding Model.

En el caso de la radiación, las partículas dispersadas son fotones y las dispersantes son aquellas que éstos encuentran en su recorrido por la atmósfera (moléculas, átomos, aerosoles, vapor de agua, etc.). Pero la radiación es también una onda electromagnética y como tal se puede abordar el problema de la dispersión.

Una onda se dispersa al alcanzar un obstáculo como cuando observando un objeto flotante que ha sido alcanzado por un frente de ondas superficial se puede ver que éste comienza a emitir un frente de ondas circular en torno suyo. Pero este descriptivo ejemplo permite ver que las características de la dispersión varían en función del tamaño del objeto. Según sea el tamaño del objeto mucho menor que la longitud de onda o de un orden similar la dispersión predomina en unas direcciones u otras y si su tamaño es mucho mayor llega un punto en que la onda no se dispersa sino que se refleja en el objeto.

Se puede afirmar que la dispersión de la radiación electromagnética se produce debido a la inhomogeneidad espacial de la constante dieléctrica del medio. En la atmósfera los principales factores que producen dispersión son las fluctuaciones de la densidad del aire, así como las fluctuaciones en la anisotropía de las moléculas y partículas de aerosol, tanto "húmedas" como "secas".

II.III.3.1.-Dispersión de Rayleigh

La dispersión producida por las fluctuaciones de densidad es la denominada dispersión molecular, también llamada de Rayleigh, ya que Rayleigh dedujo su teoría analizando la colisión de los rayos solares con las moléculas del aire que se caracterizan por su pequeño tamaño. Describiendo la teoría de Rayleigh elemental tal como lo hace Hvosnikov [Hvosnikov 1940], hay que resaltar que se asumen las siguientes condiciones:

- a) Las dimensiones de las partículas son pequeñas en comparación con la longitud de onda, y dichas partículas son esféricas.
- b) Las partículas dispersantes y el medio no son conductoras ni tienen cargas libres.
- c) La constantes dieléctricas de la partícula dispersante y del medio difiere en poca cantidad. El índice de refracción de la partícula no es demasiado alto de forma que se verifica siempre que el producto de éste con la densidad es menor que la unidad ($n\rho < 1$).
- d) Cada partícula dispersa la radiación independientemente de las otras.

Si una onda electromagnética alcanza una partícula con forma esférica y bajo las condiciones anteriores, se puede suponer que el campo eléctrico variable incidente E_0 , es el mismo en todos los puntos de la partícula y variando periódicamente con el tiempo.

Debido a este campo eléctrico variable a que está sometida la partícula se puede suponer un dipolo inducido en ella, dada su pequeñez pues de no ser así hay que suponer campos de orden superior (cuadrípolos, octapolos, etc.), que a su vez genera un campo secundario E' , que constituye la radiación dispersada.

Situada la partícula dispersante en el origen de coordenadas de un sistema ortonormal, suponiendo la dirección del momento dipolar en el eje OZ (ya que se supone un haz incidente normal al eje vertical) y llamando θ_0 al ángulo de observación respecto al eje vertical, el campo normal a la dirección de observación, que dicho dipolo genera en un punto distante separado una distancia R tendrá por módulo

$$E' = \frac{d^2p}{c^2 R} \text{sen} \theta_0 \quad (\text{II.III.25})$$

por lo que el flujo radiante que alcanza al observador vendrá expresado por el módulo del vector de Poynting

$$S = \frac{c}{4\pi} (E')^2 = \frac{\left(\frac{d^2p}{dt^2}\right)^2}{4\pi c^3 R^2} \text{sen}^2 \theta_0 \quad (\text{II.III.26})$$

Si se supone que el momento del dipolo p varía según un movimiento vibratorio armónico simple

$$p = p_0 \cos \omega t \quad (\text{II.III.27})$$

por lo que la derivada segunda de p es $-\omega^2 p$ y siendo $\omega = 2\pi c/\lambda$ la frecuencia angular de la onda incidente, sustituyendo y promediando el flujo de energía para un período T, teniendo en cuenta que la media en un período de $\cos^2 \omega t$ es 1/2

$$S = \frac{\omega^4}{8\pi c^3 R^2} \text{sen}^2 \theta_o p_o^2 \quad (\text{II.III.28})$$

Consideremos ahora el vector campo eléctrico de la onda incidente descompuesto en dos componentes: Una componente del campo inserta en el plano que contiene las direcciones de la onda incidente y la de observación (distingamos a esta componente con el subíndice II) y la otra componente perpendicular a dicho plano (nombrada con el subíndice I). Si llamamos φ al ángulo que separa ambas direcciones se podrá ver que para la componente normal a dicho plano $\theta_o = \pi/2$ y que para la componente del campo (y por lo tanto también del momento dipolar inducido) inserta en éste $\theta_o = \pi/2 + \varphi$ por lo que en el primer caso $\text{sen } \theta_o = 1$ y en el segundo $\text{sen } \theta_o = -\cos \varphi$, por lo que expresando el flujo radiante que llega al observador como el valor medio del que producen ambos dipolos \bar{S} será

$$\bar{S} = \frac{\omega^4}{16\pi c^3 R^2} (1 + \cos^2 \varphi) p_o^2 \quad (\text{II.III.29})$$

y el flujo de energía en la dirección de φ producido por la unidad de volumen será (si N es número de partículas por unidad de volumen) \bar{S}_v será

$$\bar{S}_v = \frac{\pi c (n^2 - 1)}{16R^2 N \lambda^4} (1 + \cos^2 \varphi) E_o^2 \quad (\text{II.III.30})$$

si además por ser un gas enrarecido se puede expresar el momento dipolar producido por el campo incidente en función del índice de refracción n del medio, del número de partículas por unidad de volumen N y del campo como

$$P_0 = \frac{(n^2 - 1)}{4\pi N} E_o \quad (\text{II.III.31})$$

Si el flujo energético que genera la unidad de volumen por dispersión en la dirección de φ (ec. II.III.30) se multiplica por el area del ángulo sólido unidad (que es R^2) se tendrá la intensidad I que alcanza al observador.

El valor medio en un período del vector de Poynting de la luz incidente es

$$\overline{S_0} = \frac{c}{8\pi} E_o^2 \quad (\text{II.III.32})$$

por lo que dividiendo I por este valor medio del vector de Poynting se obtendrá el coeficiente de dispersión de volumen para la dirección φ

$$\xi_{\lambda}^{\varphi} = \frac{I}{\overline{S_0}} = \chi_{\lambda} \gamma_{\lambda}(\varphi) \quad (\text{II.III.33})$$

donde el parámetro χ_{λ} es

$$\chi_{\lambda} = \frac{\pi^2(n^2 - 1)^2}{2N\lambda^4} \quad (\text{II.III.34})$$

y la función de scattering $\gamma(\varphi)$ es, para el caso de dispersión de Rayleigh

$$\gamma(\varphi) = 1 + \cos^2 \varphi \quad (\text{II.III.35})$$

El coeficiente de volumen de atenuación de la energía radiante debido a la dispersión molecular en todas las direcciones se obtendrá integrando para un ángulo sólido de 4π estereoradianes

$$C_{0v\lambda} = 2\pi \int_0^\pi \chi_\lambda \gamma(\varphi) \sin \varphi d\varphi \quad (\text{II.III.36})$$

y por tanto

$$C_{0v\lambda} = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3N\lambda^4} \quad (\text{II.III.37})$$

siendo n el índice relativo de refracción del medio y N la densidad numérica de partículas.

Esta solución fue obtenida por primera vez poco después de 1870 por Lord Rayleigh y de ahí que se denomine Teoría de Rayleigh la que rige en este tipo de dispersión. Con ella, dada la tendencia a una mayor dispersión de las longitudes de onda cortas, unido a la desigual sensibilidad del ojo humano, Lord Rayleigh explicó el color azulado del cielo en un día claro.

La Teoría de Rayleigh, dadas sus premisas, es interesante para abordar la dispersión de la radiación por moléculas de aire, que tienen tamaños del orden de 1 \AA . La dispersión molecular o de Rayleigh se caracteriza porque presentan simetría entre sí las secciones eficaces tanto "hacia delante" como "hacia atrás". La dispersión y con ella también la transmitancia, de esta forma, varía inversamente con la cuarta potencia de la longitud de onda.

Todavía son necesarias algunas aproximaciones y la utilización de parametrizaciones a partir de medidas experimentales para aplicar la expresión anterior, ya que el coeficiente de difracción n depende de la longitud de onda, pero utilizando un valor medio de éste y con las siguientes aproximaciones

$$n^2 - 1 \approx 2(n - 1) \approx 2 \frac{0.0002932}{\rho_0} \rho \approx 0.22904 \rho \quad (\text{II.III.38})$$

en virtud de la ecuación 2.3.4 y en las que la densidad del aire en condiciones normales ρ_0 se puso en unidades CGS, y por tanto ρ se expresará en g cm^{-2} , la anterior quedará

$$C_{0\nu\lambda} = \frac{32\pi^3 \rho^2 0.22904^2}{3N\lambda^4} \quad (\text{II.III.39})$$

Como el grado de polarización de la radiación que llega al observador viene determinado por

$$P = \frac{I_I - I_{II}}{I_I + I_{II}} = \frac{1 - \cos^2 \varphi}{1 + \cos^2 \varphi} \quad (\text{II.III.40})$$

siendo I_I e I_{II} las intensidades de luz dispersada según los planos de polarización en que se encuentran las direcciones I y II mencionadas, se puede observar que el grado de polarización para la dispersión de Rayleigh será nulo para φ igual a 0 y 180 grados y será del 100% para un ángulo de 90 y 270 grados, para un determinado plano de observación e igualmente por simetría axial, respecto de la dirección de la radiación incidente, sucedería para todo el espacio.

Diferentes autores han propuesto valores determinados empíricamente para introducir en las expresiones II.III.37 y II.III.39 un

factor corrector, y se encuentran próximos todos ellos al valor 1.061 que propone Penndorf [Penndorf 1957], que considera el factor de depolarización y la anisotropía de las moléculas del aire, lo que supone un incremento del 6.1 % en las expresiones anteriores.

Con todo lo anterior el espesor óptico vertical para la dispersión de Rayleigh se podría obtener integrando la expresiones II.III.38 ó II.III.39 ya corregidas

$$k_{r\lambda} = \int_0^z C_{ov\lambda} dz \quad (\text{II.III.41})$$

donde habría que expresar las diferentes variables en función de la altitud z, y siendo Z el límite de la atmósfera.

En la Tabla II.III.1 se muestran algunas de las expresiones obtenidas por diversos autores para la profundidad óptica de la dispersión de Rayleigh.

Tabla II.III.1 - Diferentes parametrizaciones del espesor óptico para la dispersión molecular [Iqbal 1983], [Kondratyev 1969], [Utrillas 1995]

$k_{r\lambda}$	REFERENCIA
$0.00885 \lambda^{-4}$	Moon 1940
$0.00879 \lambda^{-4.09}$	Linke
$0.008735 \lambda^{-4.08}$	Leckner 1978
$0.008738 \lambda^{\alpha} (\alpha = -3.916 - 0.074\lambda - 0.05/\lambda)$	Frölich 1980
$\lambda^{-4} (115.6406 - 1.3366\lambda^{-2})^{-1}$	Bird 1986
$0.008735 \lambda^{-4.09}$	Teillet 1990
$0.0088 \lambda^{-4.15 + 0.2\lambda}$	Teillet 1990
$0.008569 \lambda^{-4} (1 + 0.0113 \lambda^{-2} - 0.00013 \lambda^{-4})$	Teillet 1990

Una vez obtenido el espesor óptico monocromático de Rayleigh por este procedimiento teórico para los objetivos de este trabajo se procede a realizar una integración de estos coeficientes monocromáticos a lo largo de toda la banda espectral considerada para obtener las expresiones parametrizadas de τ_r de toda la banda que los diferentes modelos de banda ancha adoptan para interpretar la irradiancia directa.

II.III.3.2.-Dispersión de Mie

La teoría de Rayleigh solo es válida para partículas dispersantes con radio inferior a 0.03λ . Para partículas de mayor tamaño la dispersión reúne las siguientes características:

- a) Existe una dependencia muy compleja de la intensidad de la luz dispersada con relación al ángulo de observación. Esta dependencia aumenta con el tamaño relativo de las moléculas respecto de la longitud de onda de la radiación incidente.
- b) Existe un aumento de la dispersión hacia adelante (forward scattering) conforme aumenta el tamaño de las partículas.
- c) La dependencia de la dispersión respecto de la longitud de onda es pequeña, y disminuye conforme aumenta el tamaño de las partículas. Este hecho explica el color blanco del cielo con presencia de nubes.

La teoría aceptada en la actualidad para explicar la dispersión de partículas de gran tamaño se basa en las investigaciones de Mie, que en 1908 desarrolló una teoría para estudiar la dispersión en disoluciones coloidales. Su aplicación a la óptica de la atmósfera no tuvo lugar hasta los años 30.

Mientras que la teoría de Rayleigh es un ejercicio práctico de electromagnetismo, la teoría de Mie es muy compleja y excede con mucho los objetivos de esta memoria. Para comentar solamente las bases físicas en que se sustenta ésta, se podría considerar la teoría de Mie como una extensión de los conceptos expuestos en la teoría de Rayleigh. Por lo que ésta última es un caso particular de la teoría de Mie. En ambas se estudia la interacción de una onda electromagnética con una partícula que contiene cargas eléctricas, pero mientras que para una molécula de gas solo se considera la inducción de un dipolo por una onda electromagnética

polarizada, para partículas grandes formadas por varias moléculas hay que considerar un conjunto de multipolos que originan ondas parciales.

Debido a que el tamaño de las partículas es comparable a la longitud de onda se originan diferencias de fase espaciales y temporales entre las ondas parciales. Cuando las ondas parciales se combinan para formar la onda secundaria dispersada aparecen interferencias debidas a estas diferencias de fase. Estas interferencias dependen de la longitud de onda de la radiación incidente, del tamaño e índice de refracción de la partícula y la posición angular del observador.

Igual como en la teoría de Rayleigh para cuantificar la dispersión de Mie se asocia a cada partícula una sección eficaz angular de dispersión, o flujo de energía dispersada por unidad de irradiancia incidente. En particular son de gran importancia las componentes polarizadas en las direcciones perpendicular y paralela al plano de observación.

A partir de la sección angular de dispersión se determina el coeficiente de volumen de dispersión angular. A su vez el flujo de energía total dispersada en todas las direcciones por una partícula viene dada por la sección eficaz total de dispersión.

La teoría de Mie se aplica de forma rigurosa sólo a esferas isótropas. Asumir que las partículas atmosféricas son esféricas e isótropas solamente es válido en el caso de partículas "húmedas". No ocurre así con los granos de polvo y menos aún con los núcleos de condensación que generan cristales a humedades relativamente bajas [Utrillas 1995]. Todo ello hace que el problema se complique y excede los objetivos e interés de esta memoria, si bien una detallada exposición de la teoría de la dispersión de Mie se puede encontrar en el interesante libro de Van de Hulst [Van de Hulst 1957].

II.III.4.- ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

La absorción de la radiación solar por los diferentes componentes es un proceso selectivo que es función de la longitud de onda y cada sustancia absorbe un número de líneas espectrales individuales ya que la frecuencia del fotón que un átomo absorbe depende de transiciones de electrones de un

nivel excitado a otro que están cuantizados y no se realizan de una forma continua.

También se producen procesos fotoquímicos y de emisión asociados al fenómeno de la absorción, algunos todavía no conocidos con suficiente precisión y cuyo origen y análisis no se aborda aquí.

Las sustancias que absorben radiación en la atmósfera son todos los gases y partículas que contiene el aire. Para su análisis es frecuente separar dichos componentes en grupos.

El vapor de agua que se encuentra presente en proporciones variables suele recibir un tratamiento separado en la mayoría de los modelos y es el componente atmosférico de mayor poder absorbente. Posee un gran número de bandas de absorción a lo largo del espectro (ver Fig. II.III.2), las más importantes se encuentran en la zona del infrarrojo próximo, para longitudes de onda superiores a $0.7 \mu\text{m}$, ya que aunque hay bandas de fuerte absorción en el lejano ultravioleta para λ menor que $0.2 \mu\text{m}$, pero éstos no tienen interés para la radiación solar en la troposfera ya que ésta ha sido totalmente absorbida en la atmósfera superior. De ahí que para analizar la radiación solar independientemente del contenido de vapor de agua es frecuente servirse de un filtro de corte RG2 para medir el intervalo $0-0.630 \mu\text{m}$.

En la actualidad, en base a medidas monocromáticas de gran precisión y en función del contenido de vapor de agua de la atmósfera w_p , se puede determinar con gran precisión las transmitancias monocromáticas $\tau_{w\lambda}$ del vapor de agua. A su vez para conocer el contenido de vapor de agua en la atmósfera en una columna vertical se puede recurrir a medidas de radiosonda ya que w_p , como es una masa óptica vertical, se define según

$$w_p = \int_0^{\infty} \rho_w dz = \int_0^{\infty} w \rho dz \quad (\text{II.III.42})$$

siendo ρ y ρ_w densidades del aire y vapor de agua respectivamente y w es la humedad específica existente a las diferentes altitudes (gramos de vapor por gramos de aire seco).

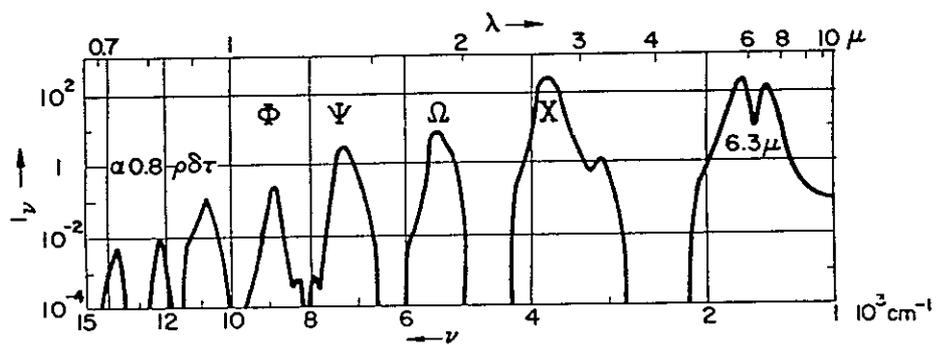


Fig. II.III.2.-Coeficientes de absorción generalizados del vapor de agua en función de la longitud de onda y el numero de ondas [Kondratyev 1969]

Dado que $\rho g dz = -dp$ será

$$w_p = \frac{1}{g} \int_0^P w dp \quad (\text{II.III.43})$$

donde P es la presión en la superficie y g la gravedad. Por tanto las dimensiones de w_p serán las de una masa (de vapor) partido por el área de la base de la columna considerada.

Esto hace que para mayor comodidad se ha impuesto el usar unidades CGS para esta magnitud y se puede expresar también w_p como la altura en cm del vapor de agua existente en la atmósfera reducido a condiciones normales, debido al valor de la densidad del agua en dichas condiciones NTP.

A falta de medidas de radiosonda también puede utilizarse la fórmula empírica de Smith [Smith 1966]

$$w_p = \exp[0.07074T_d + \chi] \quad (\text{II.III.44})$$

donde T_d es temperatura de rocío en superficie en °C y el parámetro χ toma el valor -0.02290 de Abril a Junio y +0.02023 el resto del año. También podría utilizarse la expresión III.I.8 debida a Leckner.

El ozono se encuentra ubicado en su mayor parte en la estratosfera en una capa entre 10 y 15 km sobre el suelo y produce absorción selectiva en partes muy localizadas del espectro solar por lo que también es frecuente que en los modelos que se analizarán a continuación reciba un tratamiento independiente de los otros gases atmosféricos. La absorción del ozono supone entre un 2 y un 3 % de la atenuación de la radiación solar incidente en la atmósfera, que sin embargo representa entre el 10 y el 20 % de la energía absorbida.

El ozono absorbe fuertemente en el intervalo denominado Banda de Hartley entre las longitudes de onda de 0.18 y 0.34 μm , debilmente entre 0.3 y 0.35 μm y fuertemente de nuevo en la región visible entre 0.45 y 0.77 μm .

La transmitancia monocromática del ozono se puede expresar a partir de conocer el contenido de éste en la atmósfera X_o , es decir su masa óptica vertical que es nombrada usualmente como "espesor de la capa de ozono", midiéndose en $g\ cm^{-2}$, que se nombra a veces como "cm de atmósfera" o "cm en condiciones NTP", por analogía a lo que sucede con el H_2O en que la unidad equivale a una columna sobre el area unidad de un cm de altura.

Un método extendido para medir el contenido de ozono consiste en realizar medidas de radiación a ciertas longitudes de onda en que son apreciables sus efectos sobre ésta.

Para una longitud de onda en que la irradiancia incidente $G_{o\lambda}$ se atenúa solamente por dispersión molecular y de aerosoles, podríamos expresar la directa como

$$G_{bn\lambda} = G_{o\lambda} \exp-(X_o C_{o\lambda o} m_o + k_r m_r + k_a m_r) \quad (II.III.45)$$

donde $C_{o\lambda o}$ sería el coeficiente de atenuación de masa del ozono, que se puede conocer por medidas de laboratorio, y $k_{r\lambda}$ y $k_{a\lambda}$ serán los coeficientes de atenuación adimensionales de las dispersiones de Rayleigh y aerosoles respectivamente.

De la anterior y haciendo, en una primera aproximación, $m_o = m_r = \sec\theta$ y despreciando $k_{a\lambda}$ si se realizan las medidas en un atmósfera limpia (en lo alto de una montaña por ejemplo) se podrá escribir

$$\ln G_{bn\lambda} = \ln G_{o\lambda} - (X_o C_{o\lambda o} + k_{r\lambda}) \sec\theta \quad (II.III.46)$$

con lo que realizando muchas medidas de irradiancias para diferentes ángulos cenitales y realizando un ajuste por mínimos cuadrados a una recta, de $\ln G_{bn\lambda}$ respecto a $\sec\theta$, el módulo b de la pendiente obtenida verificará

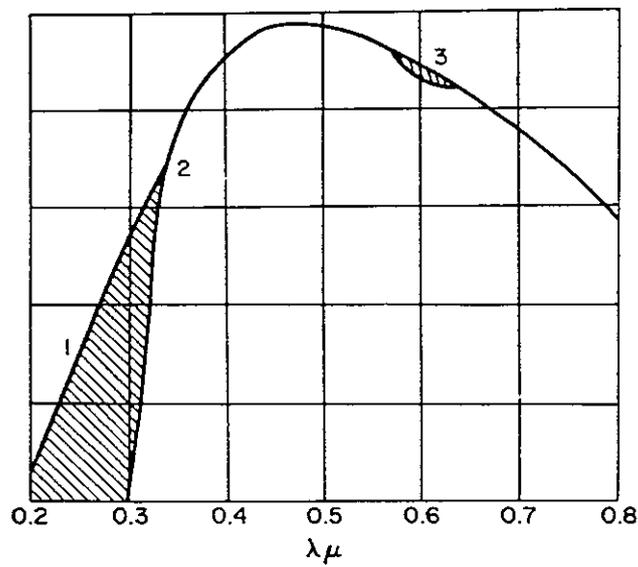


Fig. II.III.3.- Absorción del Ozono respecto de una hipotética irradiancia extraterrestre correspondiente a la de un cuerpo negro a 6000 K [Kondratyev 1969]

$$X_o = \frac{b - k_{r\lambda}}{C_{0\lambda o}} \quad (\text{II.III.47})$$

Para evitar la ambigüedad de eliminar el coeficiente de atenuación de aerosoles Dobson estableció un método similar al anterior, pero en el que se mide a longitudes de onda diferentes y próximas en la banda de Hartley-Huggins (la banda por debajo de $0.35\mu\text{m}$), de forma que al restar dos expresiones del tipo de la II.III.46, el sumando $k_a \sec\theta$ se puede eliminar por ser prácticamente el mismo. El método de Dobson esta muy extendido, si bien existen otros métodos que usan ozonómetros fotoeléctricos a base de filtros o se sirven de globos sondas y cohetes. Lo que se ha dado en llamar unidad Dobson (DU) equivale a milésimas de cm de atmósfera.

Analizando datos de 150 estaciones de medida del ozono atmosférico, muchas de las cuales realizaban medidas sistemáticas desde que a raíz del Año Internacional Geofísico (IGY) en 1957 se crearon las 50 primeras, Van Heuklon [Van Heuklon 1979] observó la estabilidad del contenido de ozono en la atmósfera y su evolución a lo largo del año y elabora un modelo empírico para determinarlo que se resume en la siguiente fórmula

$$X_o = (X_1 + [X_2 + X_3 \text{sen}(X_4 [X_5 + X_6])] + X_7 \text{sen}[X_8(\lambda_G + X_9)]) \text{sen}^2(X_{10} \Phi) / 1000 \quad (\text{II.III.48})$$

donde X_1 vale 235 (que es el valor medio anual ecuatorial del contenido de ozono en atm cm), X_2 es 150 en el hemisferio Norte y 100 en el Sur, X_3 es 40 y 30 respectivamente y X_4 vale 0.9865 en ambos, X_5 es el día juliano y X_6 toma los valores de -30 en el hemisferio Norte y 152.625 en el Sur, X_7 es 20 en los dos, X_8 vale 3 en el Norte y 2 en el Sur. La longitud geográfica es λ_G , (que es <0 hacia el Oeste de Greenwich), y X_9 vale -75 en el hemisferio sur y en el norte 20 si $\lambda_G > 0$ y 0 si $\lambda_G < 0$. Por último X_{10} vale 1.28 en el hemisferio Norte y 1.5 en el hemisferio Sur, siendo la latitud Φ , como es sabido, <0 en el sur.

Otras sustancias que producen absorción de la radiación son los aerosoles. Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas que se encuentran en suspensión en el aire y también producen un efecto absorbente sobre la radiación de las diferentes partes del espectro, de una forma menos selectiva. Estas agregaciones de moléculas tienen un tamaño mayor y su presencia en la atmósfera es variable y dependiente de ciertas características climáticas por lo que también son objeto de un análisis por separado.

Aparte de los tres componentes atmosféricos mencionados, el llamado "aire seco" está constituido por el resto de los gases que ocupan la atmósfera y entre ellos los que más destacan por su efecto absorbedor de la radiación serían CO_2 , N_2O , CO , O_2 , CH_4 y N_2 . También hay óxidos de Nitrógeno, combinaciones de hidrocarburos y el H_2S , estos últimos con un efecto absorbente despreciable.

Dentro de este último grupo es interesante destacar que el Nitrógeno y el Oxígeno son los gases de mayor presencia con mucha distancia respecto a los demás en cuanto al porcentaje en volumen que ocupan. El Nitrógeno molecular (ya que el N_2 resulta difícil de disociar y en forma atómica aparece muy poca cantidad y solo a grandes altitudes), ocupa el 78% del volumen del aire y aproximadamente un 21 % lo ocupa el oxígeno. A grandes altitudes ambos comienzan a aparecer disociados. No obstante en cuanto a la absorción su papel está limitado a una pequeña franja del espectro electromagnético.

El oxígeno y nitrógeno atómicos absorben los rayos X y toda la radiación de alta frecuencia con longitudes de onda por debajo de $0.085 \mu\text{m}$. Igualmente el O_2 y N_2 se encargan de absorber toda la radiación correspondiente a longitudes de onda menores que $0.2 \mu\text{m}$. Como los cuatro componentes son suficientemente abundantes, ésta parte del espectro solar queda totalmente eliminada en su camino hacia la corteza terrestre.

De los gases que componen el aire, los que producen una absorción gradual de la radiación en las demás zonas del espectro que merezca resaltarse son fundamentalmente O_2 , CO_2 , CO y N_2O y para su tratamiento por los distintos modelos suelen mencionarse bajo el nombre genérico de "gases uniformemente miscibles en el aire" o "gases miscibles" solamente. El oxígeno molecular produce franjas de absorción en 0.69 y en $0.76 \mu\text{m}$ y el dióxido de carbono a las longitudes de onda de 1.45 , 1.6 , 2.0 , 2.7 , 4.3 , 4.8 y $5.2 \mu\text{m}$, pero la concentración de CO y N_2O (y algo de metano) en la atmósfera es tan baja que su efecto de absorción es mínimo y puede ser despreciado.

II.III.5.- CÓDIGOS ESPECTRALES RIGUROSOS

II.III.5.1.- Modelo BRITE

BRITE es un código riguroso elaborado por Bird y Hulstrom [Bird 1979], que resuelve el problema de la ecuación de transferencia radiativa mediante la técnica estadística de Monte-Carlo y que incluye un modelo de difusa.

Los fotones pueden sufrir dispersión debido a las moléculas de aire (dispersión de Rayleigh), debido a partículas de materia suspendida (dispersión de aerosoles) y son absorbidos por moléculas y aerosoles y también se producen reflexiones en el suelo. Este modelo supone una atmósfera plano-paralela subdividida en 33 zonas entre 0 y 100 km de altitud. En cada una de la capas se supone presión, temperatura, cantidad de aerosol, así como de CO₂, H₂O, O₂, O₃, N₂O, CH₄ y N₂, por lo que resulta una precisa replica de un perfil en alturas de los constituyentes de una atmósfera real. Para ello se ha elegido la U.S. Standard Atmosphere [McClatchey 1972]

El modelo se presenta en forma de un código o programa de ordenador y fue elaborado inicialmente con fines espaciales y militares en el Solar Energy Research Institute de Golden Colorado (E.U.A.).

II.III.5.2.- Modelo de Aproximación de Armónicos Esféricos de Dave

En 1972 Canosa y Penafiel [Canosa 1972], habían desarrollado un método directo para resolver las ecuaciones en armónicos esféricos que describen el transporte de neutrones en geometría plana. Debido a que el problema específico del transporte de neutrones es matemáticamente equivalente a la transferencia de la componente, independiente del acimut, de la intensidad de la radiación dispersada en modelos plano-paralelos de atmósferas planetarias, su método fue rápidamente aplicado tanto por ellos mismos a cálculos de divergencia de flujos en modelos homogéneos [Canosa 1973] como por Dave y Canosa en modelos no homogéneos [Dave 1974] de una atmósfera terrestre conteniendo gases absorbentes, aerosoles y gotas

de agua. Asimismo, en 1975, Dave obtiene [Dave 1975a][Dave 1975b] una solución directa de la aproximación mediante armónicos esféricos a la ecuación de transferencia radiativa de una atmósfera plana para una elevación solar arbitraria.

Utilizando una técnica iterativa para llegar a una solución directa de la ecuación de transferencia radiativa mediante la aproximación, Dave confeccionó [Dave 1978] un extenso conjunto de datos de irradiancias difusas procedentes de diferentes direcciones, resultado de la dispersión de la radiación directa y de la reflejada por el suelo isotrópicamente. Para generar esta base de datos subdividió la atmósfera, hipotéticamente plano-paralela, en 15 capas a diferentes alturas y estableció 5 diferentes condiciones atmosféricas (una sin gases absorbentes, dos sin aerosoles y las demás con una variación gradual de éstos). Utilizando una forma escalar (es decir sin considerar la polarización) de la ecuación de transferencia radiativa de cada capa horizontal homogénea (consideradas éstas infinitas en extensión), resuelve esta ecuación utilizando el método de soluciones numéricas directas con la Aproximación de Armónicos Esféricos.

Para generar dicho conjunto de datos utiliza, además de las 5 condiciones atmosféricas mencionadas, 77 valores de la longitud de onda de la radiación repartidas a lo largo del espectro entre los valores de 0.305 a 2.5 μm , 7 valores diferentes de ángulo cenital solar, además de la iluminación lambertiana desde abajo y también obtiene irradiancias con 160 diferentes ángulos cenitales y 33 acimutales (respecto al meridiano considerado) de la dirección con que se observa la dispersión. Todo esto permite disponer de aproximadamente 1.906.000 datos de cada una de las 5 condiciones atmosféricas.

Este modelo está considerado uno de los más sofisticados de todos los propuestos y necesita un considerable tiempo de trabajo en ordenador para obtener resultados. El espectro solar utilizado por Dave era uno antiguo que da una irradiancia extraterrestre de valor 1396.4 W m^{-2} , y por tanto 1.02% superior al valor de WRC.

II.III.5.3.- Modelo LOWTRAN

LOWTRAN es un modelo de propagación de la radiación y un código de computadora destinado a predecir transmitancias atmosféricas y radiancias del suelo para un determinado camino atmosférico con baja resolución espectral entre 0 y 50000 cm^{-1} (de 0.2 μm hasta el infinito), con resolución de 20 cm^{-1} . Ha sido desarrollado en el Air Force Geophysics Laboratory (E.U.A.) y han sido confeccionadas 7 versiones del programa [Kneizys 1988].

El modelo construye una atmósfera formada por 33 capas entre 0 y 100 km de altitud con los parámetros atmosféricos definidos hasta 25 km de altitud en intervalos de un km, de 25 a 50 km en intervalos de 5 km y luego a 70 km y a 100 km.

Define a cada una de estas 33 altitudes las siguientes cantidades: Temperatura, Presión, Densidad molecular, Densidad de vapor de agua, Densidad de ozono, Extinción de aerosoles y Coeficientes de absorción. Una completa descripción de los modelos de atmósferas estándar por los que se rige este modelo LOWTRAN y viene recopilado por McClatchey et al. en [McClatchey 1972].

Los coeficientes de absorción del vapor de agua, del ozono y los efectos combinados de los gases miscibles (CO_2 , N_2O , CO , N_2 y O_2) se almacenan en el programa para intervalos de números de onda de 5 cm^{-1} con una resolución de 20 cm^{-1} (por ejemplo para $\lambda=0.5 \mu\text{m}$ la resolución espectral es de 5 Å). Las transmitancias medias de esos intervalos de "wavenumber" de 20 cm^{-1} como resultado de la absorción molecular se calculan usando un modelo de absorción de bandas.

El modelo de absorción de bandas se basa en medidas recientes de laboratorio complementadas con cálculos de transmitancia línea a línea usando las diferentes constantes moleculares teóricas disponibles [McClatchey 1973] (ver también Hitran database).

En este modelo están incluidos los efectos de la curvatura de la tierra y la refracción de los rayos en la atmósfera. Hay que tener en cuenta que los efectos de la curvatura de la tierra se notan para caminos ópticos que se corresponden con ángulos cenitales de mas de 60° y los efectos de la refracción se hacen importantes a ángulos cenitales mayores de 80°.

Los efectos de absorción y dispersión de aerosoles se almacenan en el programa mediante coeficientes de extinción que son función de la longitud de onda. Estos coeficientes se establecen mediante una subrutina que aplica la teoría de Mie para diferentes distribuciones de los tamaños de las partículas y índices de refracción complejos. Se usan cuatro tipos característicos que representan condiciones rurales, urbanas, marítimas y troposféricas.

Los datos de salida del programa incluyen: transmitancia de toda la banda, la transmitancia del H₂O, del O₃, de los gases miscibles, la transmitancia de aerosoles para cada longitud de onda, etc.

La última versión LOWTRAN-7 del año 1988 [Kneizys 1988], incluye nuevos parámetros para evaluar la absorción del oxígeno molecular y del ozono en el ultravioleta y contempla la multidispersión de la radiación. Éste calcula transmitancia atmosférica, radiancia atmosférica, radiancia solar y lunar dispersada, irradiancia solar directa, radiancia dispersada múltiple y radiancia térmica.

II.III.5.4.- Modelo SOLTRAN

SOLTRAN es un modelo de irradiancia directa normal y el correspondiente programa de ordenador, obtenido a partir del LOWTRAN por Bird y Hulstrom [Bird 1980], que usa los valores de transmitancia de éste y el espectro extraterrestre de la NASA (National Aeronautics and Space Administration), para generar valores de irradiancia directa.

En el modelo Soltran las transmitancias de salida del programa Lowtran se multiplican para cada longitud de onda por las irradiancias solares extraterrestres de Thekaekara, todo ello limitado al intervalo entre 0.25 y 3.125 μm de longitud de onda. Después se integran los resultados espectrales para toda la banda y se generan predicciones de irradiancias totales que sirven de referencia para comparar y establecer los modelos de irradiancias de banda ancha.

II.III.5.5.- Modelo SPECTRAL2

El Modelo SPECTRAL2 es un modelo de radiación solar espectral simple de irradiancias directa, difusa y global sobre superficie horizontal e inclinada en cielos despejados, elaborado en el año 1986 por Richard Bird y Carol Riordan en el National Renewable Energy Laboratory de Golden Colorado (U.S.A.) [Bird 1986]. Los resultados generados por este modelo han sido contrastados con éxito con las irradiancias espectrales que en las mismas condiciones predicen los

modelos rigurosos de Dave y el BRITE. Por lo que resulta una herramienta muy útil.

El principal objetivo de este modelo es permitir hacer predicciones de irradiancias solares espectrales con la ayuda de un programa de ordenador que por su simplicidad pueda ejecutarse en un ordenador personal, y por este motivo en el presente trabajo se ha realizado una utilización así como una adaptación y mejora de él para generar irradiancias espectrales partiendo de unos datos diferentes a los que inicialmente consideraron sus autores. Por todo esto, este modelo en particular será descrito de una forma más detallada que los anteriores y modificado en algunas de sus partes. Todo ello se realiza en el Capítulo III.

II.III.5.6.- Base de datos moleculares HITRAN 92

La base de datos Hitran 92 (HITRAN 92 DATABASE) es un compendio de información sobre absorción molecular de 31 sustancias y sus isotopomorfos que tiene gran interés para estudios terrestres y atmosféricos [Rothman 1992].

Esta base de datos contiene 709.000 transiciones entre las frecuencias de números de onda entre 0 y 23000 cm^{-1} . La versión de 1992 contiene tres moléculas nuevas que son las COF_2 , SF_6 y H_2S . Se presenta en forma de un CD-ROM con un software que facilita su utilización.

II.IV.- ÍNDICES PARA LA DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD ATMOSFERICA

II.IV.1.-AEROSOLES

En la atmósfera hay una enorme cantidad de partículas sólidas y líquidas suspendidas en el aire que se denominan con el nombre genérico de aerosoles. La definición de aerosol podría ser la de toda pequeña partícula suspendida en el aire que sigue el movimiento de éste dentro de

algunas limitaciones. Entre esas limitaciones están el requisito de que se trate de agregaciones de moléculas y su tamaño, así pues las moléculas de los gases que componen la atmósfera quedan excluidas. Tampoco son considerados aerosoles, ni las gotas de lluvia ni la nieve o el granizo pero pudiendo serlo una partícula formada por moléculas de vapor de agua coaguladas y arrastrada por el aire en su movimiento. Son muy variados en volumen, tamaño, composición y procedencia, siendo, por ejemplo, aerosoles de origen terrestre el humo industrial, el polen, las erupciones volcánicas, tormentas de arena, etc., y de origen marítimo cristales de sal, y condensaciones de agua en pequeños cristales. Quedan en la frontera del concepto de aerosoles partículas de agua y hielo suspendidos en el aire en nieblas y neblinas.

Su concentración puede variar en varios órdenes de magnitud en tiempo y espacio. Su tamaño se encuentra entre las 0.005 y las 20 μm de radio efectivo. Pueden ser catalogados en tres categorías en función de este radio, los más pequeños de radio menor de 0.1 μm se llaman Aitken, los de radio entre 0.1 y 1 μm se llaman "grandes" y los de radio mayor de 1 μm se llaman "gigantes". Esta catalogación en grupos se estableció de forma arbitraria pero coincidiendo con las diferentes técnicas necesarias para su observación.

Estas partículas juegan importantes y variados papeles en la naturaleza, que van desde producir la condensación de vapor de agua y la formación de cristales de hielo o participar en procesos químicos y el de atenuar la radiación solar o influir en aspectos como la visibilidad y en las propiedades eléctricas de la atmósfera. Su presencia en grandes cantidades puede ser dañina para la salud, peligrosa e incluso letal.

Los aerosoles se encuentran en la Troposfera, y su concentración disminuye con la altura y con el alejamiento de las zonas pobladas. Su distribución por tamaños tiene una gran similitud en todas las zonas exceptuando áreas próximas a industrias o a otras fuentes de partículas, de forma que observando su densidad numérica, o número de partículas por cm^3 , predominan los de tipo Aitken, siendo también abundantes los "grandes" y escaseando los "gigantes", según puede observarse de los trabajos de Junge et al. [Junge 1959].

No obstante si se observa la distribución de volumen de aerosol por volumen de aire la distribución es más uniforme. Resulta mas uniforme aún

esta distribución si se expresa como masa de aerosol por volumen de aire, de forma que predominan los de tamaño medio o "grandes" pero sin acusadas desviaciones respecto a las otras categorías. Esta distribución característica se podría explicar a partir de los procesos de creación, de agrupamiento y de desaparición de las diferentes partículas que se encuentran en un permanente movimiento Browniano [Fleagle 1963].

La atmósfera se limpia de aerosoles principalmente mediante las precipitaciones y la condensación. La lluvia reduce la densidad numérica. La presencia abundante de vapor de agua aumenta el tamaño de las partículas presentes y eleva la turbiedad en el sentido óptico de la misma.

En una atmósfera que contiene aerosoles, la irradiancia directa normal resulta mucho más atenuada que en una limpia, debido al efecto absorbente de éstos y también al efecto dispersante de los rayos solares. A su vez la dispersión adicional de energía radiativa produce una alteración de la componente difusa aumentandola y apareciendo los efectos de múltiple reflexión entre tierra y atmósfera. Todo ello producido de una forma más o menos selectiva pero repartida por todas las zonas del espectro electromagnético. La componente visible de éste se ve también alterada de manera que la visibilidad, en un determinado lugar, se puede relacionar con la presencia de aerosoles.

De todos los factores que atenúan la radiación solar directa el segundo en importancia después de las nubes es la presencia de aerosoles, con sus efectos de absorber y dispersar la energía. Le siguen en importancia la dispersión de Rayleigh y a continuación, pero a cierta distancia, la absorción del vapor de agua que solo resulta más importante que la dispersión molecular en el caso de masas de aire menores que 2. Por último en este orden de importancia estarían la absorción del ozono y la absorción de los gases uniformemente mezclados con el aire, que son principalmente CO_2 y O_2 .

Los modelos para determinar la presencia de aerosoles en la atmósfera de una manera efectiva mediante una densidad numérica o una masa (o un volumen) de aerosol por unidad de volumen de aire se denominan "modelos realistas". Las comparaciones de los modelos realistas de Fraser [Fraser 1959] con las medidas realizadas por Waldram [Waldram 1945], de los coeficientes de atenuación a bajos niveles en la atmósfera permiten observar que la absorción y dispersión por aerosoles atenúan de

forma más eficaz la radiación que la dispersión molecular especialmente a longitudes de onda superiores a 0.5 micras.

Por todo lo anterior una atmósfera que contenga aerosoles es calificada de turbia y a los efectos que estos producen sobre la luz visible y la radiación solar en general se le llama "turbiedad", que cuando se produce de una forma acusada recibe el nombre en meteorología de "calima".

En definitiva puede decirse que el estudio de la turbiedad atmosférica es importante en Meteorología, en climatología y para monitorizar la polución atmosférica.

En base a los efectos radiativos de los aerosoles, varios métodos se han desarrollado para usar la atenuación de la radiación solar por los aerosoles como un índice de la turbiedad atmosférica. Los dos principales que caracterizan acertadamente la turbiedad y que ambos fueron desarrollados en los años 20, son el Factor de Linke y el Coeficiente de Ångström.

II.IV.2.- FACTOR DE TURBIEDAD DE LINKE

El primero de los métodos estándar para determinar la turbiedad por métodos ópticos fue desarrollado por Linke en 1922 [Linke 1922] [Linke 1929]. El Factor de Turbiedad de Linke hace referencia a todo el espectro, es decir a la atenuación integrada para todo el espectro que los aerosoles producen sobre los rayos solares. Esto lo diferencia de los coeficientes de turbiedad de Ångström y el de Schüepp que como se verá se pueden obtener espectralmente.

Linke estableció como unidad de atenuación la que se produce en una atmósfera ideal denominada de Rayleigh, es decir aquella que no contuviera materia absorbente y donde solamente se atenuara la radiación solar debido a dispersión por partículas de tamaño inferior a la longitud de onda de la radiación. Con esta premisa, el Factor T de Linke de la turbiedad existente en un momento dado se definió como el número de atmósferas de Rayleigh requerido para producir la misma atenuación que la de dicho instante.

De esta forma el flujo de energía en forma de radiación directa que alcanza un instrumento de medida en un instante dado será siguiendo la Ley de Bouguer-Lambert

$$G_b = E_0 \int_0^{\infty} G_{sc}(\lambda) \exp(-k(\lambda, m_r) m_r) d\lambda \quad (\text{II.IV.1})$$

donde E_0 es el factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la tierra alrededor del sol, m_r la masa relativa del aire tomada como $\sec \theta$, y k es una profundidad óptica compuesta, debida a dispersión de Rayleigh ($k_r(\lambda)$), a extinción de aerosoles ($k_a(\lambda)$) y a absorción de vapor ($k_w(\lambda)$), y también se incluirían los espesores ópticos debidos a absorción selectiva de ozono y de los gases de la atmósfera.

El Factor de Linke T_L se define con la relación

$$G_{b\lambda} = E_0 G_{sc} \exp(-T_L \overline{k_R}(m_r) m_r) \quad (\text{II.IV.2})$$

donde $\overline{k_R}(m_r)$ sería el valor medio de k_R ponderado de acuerdo con la distribución de la energía incidente transmitida en una atmósfera "limpia y seca" (incluyendo también, por tanto, los espesores ópticos de la absorción selectiva del ozono y de los gases miscibles) e integrado para todas las longitudes de onda.

Una vez obtenida esta profundidad óptica media de la atenuación por dispersión de Rayleigh y conociendo previamente G_{sc} y E_0 a partir de las coordenadas de lugar y tiempo de la medida considerada se podría obtener el Factor de Turbiedad de Linke, para una irradiancia directa y una masa de aire dadas, según la expresión,

$$T_L = \frac{\ln E_0 + \ln G_{sc} - \ln G_{bn}}{m_r \bar{k}_R(m_r)} \quad (\text{II.IV.3})$$

Los valores que toma \bar{k}_R , han sido calculados para diferentes valores de m_r y se muestran en la Tabla II.IV.1 confeccionada a partir de Coulson [Coulson 1975]

Tabla II.IV.1.- Profundidad óptica media de una atmósfera de Rayleigh para diferentes masas relativas de aire

m_r	$\bar{k}_R 10^4$										
0.5	1048	1.5	942	3.5	790	5.5	691	7.5	619	9.5	562
0.6	1039	2.0	893	4.0	762	6.0	670	8.0	603	10	550
0.8	1013	2.5	857	4.5	737	6.5	652	8.5	589		
1.0	992	3.0	822	5.0	714	7.0	636	9.0	576		

El manual de instrucciones del IGY (International Geophysical Year) [IGY 1958] aconseja que si la estación de medida difiere mas de 50 mb de una presión estándar de 1000 mb sea aplicada la relación de Freussner y Dubois [Freussner 1930] para corregir el Factor de linke con la presión (altitud), de forma que si m_{rz} es la masa de aire relativa corregida con la presión correspondiente a la nueva altitud (lo que se está llamando aquí m_r) y T_L el Factor de Linke que obtendríamos solo con m_r , el nuevo Factor de Linke $T_L(P)$ para dicha estación será

$$T_L(P) = 1 + (T_L - 1) \left[\frac{m_r \bar{k}_R(m_r)}{m_{rz} \bar{k}_R(m_{rz})} \right] \quad (\text{II.IV.4})$$

Posteriormente Jaenicke y Kasten [Jaenicke 1978] realizaron ajustes lineales de las medidas tabuladas como las anteriores y facilitaron la tarea de cálculo. Kasten en 1980 presentó una forma sencilla para obtener \bar{k}_R

para todo el espectro [Kasten 1980] obtenida mediante un ajuste de las medidas de Freussner y Dubois [Freussner 1930]

$$\bar{k}_R = (9.4 + 0.9m_r)^{-1} \quad (\text{II.IV.5})$$

En 1986 se hace una interesante mejora de este índice de turbiedad en el trabajo de Louche, Peri e Iqbal [Louche 1986] en el que se actualiza la forma de obtener ciertas variables y se establece una nueva fórmula.

Para utilizar el método de Linke, Louche et al. toman una serie de iniciativas en el mencionado trabajo. En primer lugar toman la misma longitud de camino óptico para los diferentes componentes atmosféricos, dado que no se pierde gran precisión, aún cuando no es la misma pues los distintos componentes no están uniformemente concentrados en la atmósfera. Eso permite expresar la irradiancia normal directa integrada como

$$G_{bn} = E_0 \sum_{\lambda=0}^{\infty} G_{sc\lambda} [\exp[-(k_{r\lambda} + k_{g\lambda} + k_{o\lambda} + k_{w\lambda} + k_{a\lambda})m_r]] \Delta\lambda \quad (\text{II.IV.6})$$

que a su vez será

$$G_{bn} = E_0 G_{sc} [\exp[-(\bar{k}_r + \bar{k}_g + \bar{k}_o + \bar{k}_w + \bar{k}_a)m_r]] \quad (\text{II.IV.7})$$

donde las cantidades \bar{k}_r , \bar{k}_g , \bar{k}_o , etc., son los espesores ópticos integrados ponderados debidos a dispersión de Rayleigh, a absorción de gases, a absorción del ozono, etc., que además son función de la masa de aire y por tanto esta ecuación es una aproximación de la anterior pues los procesos de atenuación no se dan igual en los mismos intervalos espectrales.

Por otro lado Louche et al. exigiendo que se verifique

$$G_{sc} \exp(-m, \bar{k}_R) = \sum_{\lambda=0}^{\infty} G_{sc\lambda} [\exp[-(k_{r\lambda} + k_{g\lambda} + k_{o\lambda})m,]] \Delta \lambda \quad (\text{II.IV.8})$$

y tomando como espesor de la capa de ozono el valor medio de 0.30 dedujeron una nueva expresión para $\bar{k}_R = \bar{k}_r + \bar{k}_g + \bar{k}_o$, que es más precisa que la II.IV.5 y tiene la forma

$$\bar{k}_R = (6.5567 + 1.7513m_r - 0.1202m_r^2 + 0.0065m_r^3 - 0.00013m_r^4)^{-1} \quad (\text{II.IV.9})$$

Con este procedimiento Louche et al. muestran que la parametrización de \bar{k}_R expresada en II.IV.9, es mucho más precisa para las diferentes masas de aire que la de Kasten a base de realizar la integración minuciosa del espectro que exige la ecuación II.IV.8 y obtener la profundidad óptica media de la dispersión de Rayleigh para cada camino óptico.

Otra mejora que introducen es que la constante solar espectral que consideran es el valor del WRR. Y con todo lo expuesto T_L se obtendría a partir de su definición como

$$T_L = \bar{k} / \bar{k}_R \quad (\text{II.IV.10})$$

donde \bar{k} es

$$\bar{k} = \bar{k}_R + \bar{k}_w + \bar{k}_a \quad (\text{II.IV.11})$$

ya que $\overline{k_R}$ englobaba

$$\overline{k_R} = \overline{k_r} + \overline{k_g} + \overline{k_o} \quad (\text{II.IV.12})$$

por lo que se puede obtener T_L a partir de la expresión II.IV.7 disponiendo de medidas de irradiancia directa normal.

De cualquier manera tal como han denunciado varios investigadores [Coulson 1975] el Factor de Linke como coeficiente o índice de turbiedad parte de un error en su propia definición ya que se observa que experimenta una ligera variación de su valor con la masa de aire, para condiciones ambientales estables. Esto hace que se haya extendido más como índice de turbiedad el que ha sido elegido para este trabajo que fue establecido por Ångström y que se describe a continuación.

II.IV.3.- COEFICIENTE DE TURBIEDAD DE ÅNGSTRÖM

Inicialmente se suponía que la única atenuación que producían los aerosoles se debía al efecto de la dispersión, incluso en 1940, cuando Moon establece su modelo se trata a los aerosoles bajo esta perspectiva. El análisis de la dispersión producida se hace más complejo cuando el tamaño de las partículas dispersantes se hace mayor que el de las moléculas de aire. Este es el caso de varias moléculas de vapor de agua coaguladas o bien el de partículas de polvo en suspensión, cuyo tamaño a su vez es susceptible de crecer en función de la humedad debido a la condensación de vapor sobre ellas. Matemáticamente este análisis se ha abordado desde la perspectiva de la teoría de Mie tal como describe Van de Hulst [Van de Hulst 1957], pero este tratamiento exige el conocimiento de ciertos datos cuyas medidas no son conocidas normalmente como son la forma, el tamaño, la distribución y naturaleza de las partículas en suspensión.

Moon trató de cuantificar el efecto atenuador de la radiación de los aerosoles en función de la densidad de partículas presentes pero se observó que el tamaño de éstas, a su vez dependiente de la humedad, alteraba dicha

atenuación.

Por otra parte los aerosoles también producen una atenuación selectiva de la radiación solar debido a la absorción aunque mucho menos importante que la extinción por dispersión. De la suma de ambos factores resulta la atenuación de aerosoles y por tanto la turbiedad. Separar ambos efectos constituye un serio problema. La propuesta por Anders Ångström de un coeficiente caracterizador de la turbiedad que incluyera ambos efectos y fuera característico de toda la banda supuso un paso adelante en la determinación de la turbiedad atmosférica.

Ångström en sendos trabajos publicados en 1929 [Ångström 1929] y 1930 [Ångström 1930], aproximándose al problema de una forma experimental y basándose en un extenso material de coeficientes de transmisión recopilado por Abbot y sus colegas del Astrophysical Observatory de la Smithsonian Institution y del Observatorio Solar de Uppsala, propuso una forma empírica para expresar la profundidad óptica monocromática de aerosoles que fuera sensible tanto a la densidad de partículas presentes como a su tamaño. Expresó dicha profundidad óptica como una función continua de la longitud de onda según lo que se conoce como la **Fórmula de la Turbiedad de Ångström**, que expresa el coeficiente de extinción de la radiación por aerosoles como

$$k_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (\text{II.IV.13})$$

A partir del coeficiente de atenuación, la transmitancia de los aerosoles se podrá escribir en virtud de la ley de Bouguer-Beer como

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m_r) \quad (\text{II.IV.14})$$

siendo m_r la masa de aire.

Ångström llamó inicialmente al coeficiente β "particle number density" pero como no es un indicador estricto del número de partículas de

polvo existentes por cm³ en la atmósfera sino de la extinción de la radiación que éstas ocasionan, posteriormente fue cambiado su nombre por el que se utiliza en la actualidad, de Coeficiente de Turbiedad de Ångström.

El coeficiente α , nombrado inicialmente por Ångström como "parámetro de turbiedad α " es nombrado frecuentemente en la actualidad como coeficiente del exponente o exponente de la longitud de onda.

Otros coeficientes de turbiedad se intentaron implantar, entre los cuales destacaría el coeficiente B de Schüepp [Schüepp 1949], que se define de forma que la transmitancia de aerosoles sea

$$\tau_{a\lambda} = 10^{-B/(2\lambda)^\alpha} \quad (\text{II.IV.15})$$

Este coeficiente está fundamentalmente basado en las mismas consideraciones que el de Ångström, si bien utilizando la base exponencial 10 en vez de e y el entorno de longitudes de onda de 0.5 μm en lugar de 1 μm , lo que convierte a B en el coeficiente decimal de dispersión de la radiación de longitud de onda de 0.5 μm . Por ello dando a α un valor aproximado medio de 1.3, se puede obtener fácilmente una relación lineal entre B y β . También se puede observar que ambos métodos resultan similares.

Haciendo un detallado análisis de la propuesta de Schüepp, Ångström resalta en un artículo [Ångström 1961] que los trabajos de Schüepp dan una valiosa visión de las fuentes de error a evitar en las medidas actinométricas para buscar parámetros de transmisión como son el coeficiente de turbiedad y el coeficiente del exponente α , y comenta que ambos métodos están basados en un número de aproximaciones.

El establecimiento de estos coeficientes da una visión de conjunto de las condiciones de transmisión en la atmósfera. Y añade que el exponente de la longitud de onda α tan solo representa una simplificación del hecho de que la dispersión tiene una complicada relación con la longitud de onda. Ångström sugiere en este trabajo que α se puede hacer constante en torno a un valor que depende del tipo de aerosol más frecuente, que él cifra en el valor 1.3 para una atmósfera natural.

En el mencionado artículo se expone la técnica seguida por Ångström para obtener los valores de β en diferentes intervalos del espectro con la ayuda de medidas de irradiancia directa casi monocromáticas, obtenidas con un pirheliómetro en el que se acoplan los filtros de corte (también llamados Schott Filters), OG 1, RG 2 y RG 8. Dada la imposibilidad entonces de realizar medidas monocromáticas de irradiancia directa más precisas.

Estos filtros de corte deben su nombre al hecho de que sus transmitancias son nulas por debajo de las longitudes de onda $\lambda_1=0.530$; $\lambda_2=0.630$ y $\lambda_3=0.710 \mu\text{m}$ respectivamente e iguales a uno para longitudes de onda superiores. Las medidas de irradiancias obtenidas con ellos nos permiten conocer para cada caso

$$\int_{\lambda_1}^{\infty} G_b(\lambda) d\lambda \quad (\text{II.IV.16})$$

igualmente por sustracción respecto de la medida pirheliométrica de toda la banda, tendríamos para cada uno de ellos

$$\int_0^{\lambda_1} G_b(\lambda) d\lambda \quad (\text{II.IV.17})$$

e igualmente por diferencias entre irradiancias de dos intervalos espectrales se podrá conocer

$$G_{b\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} G_b(\lambda) d\lambda \quad (\text{II.IV.18})$$

donde $G_b(\lambda)$ está representando una función que expresa la irradiancia directa transmitida a lo largo del intervalo espectral por unidad de éste, es decir que podría estar expresada en $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ y donde $G_{b\lambda}$ es ya una irradiancia integrada para todo el intervalo (expresada en W/m^2) y siendo

la longitud de onda a la que se adjudica tal irradiancia (tomada como monocromática, pues es un intervalo suficientemente pequeño), una λ muy próxima al valor medio del intervalo.

Basándose en la expresión II.IV.18 y expresando la profundidad óptica de aerosoles mediante la Fórmula de la Turbiedad de Ångström en la que se establece para α el valor 1.3

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta m_r / \lambda^{1.3}) \quad (\text{II.IV.19})$$

se pueden obtener tanto para el intervalo en torno a $\lambda_1 = 0.669 \mu\text{m}$ como para el de $\lambda_2 = 0.454 \mu\text{m}$ y siguiendo las expresiones

$$G_{0.454} = \int_0^{0.530} E_0 G_{sc\lambda} \exp[-(k_{R\lambda} + k_{a\lambda})] d\lambda \quad (\text{II.IV.20})$$

y

$$G_{0.669} = \int_{0.630}^{0.710} E_0 G_{sc\lambda} \exp[-(k_{R\lambda} + k_{a\lambda})] d\lambda \quad (\text{II.IV.21})$$

las representaciones gráficas de los logaritmos de G_λ en función de m_r (dando valores arbitrarios a β iguales a 0.000, 0.050, 0.100, 0.150 y 0.200 para cada gráfica de G_λ respecto de masas de aire en un intervalo entre 1.0 y 6.0).

Estas representaciones dan lugar a familias de isolíneas de β constante, que se ajustan a rectas decrecientes con m_r , de acuerdo con la expresión

$$G_{\lambda} = G_{0\lambda} \exp\left(-\frac{\beta m_r}{\lambda^{1.3}}\right) \quad (\text{II.IV.22})$$

lo que lleva en el caso de la primera familia de isolíneas a obtener para λ el valor de $0.669 \mu\text{m}$ y para $G_{0.669} = 0.183 \text{ Ly}$ (Langley) y en la segunda familia $\lambda=0.454 \mu\text{m}$ y $G_{0.454} = 0.450 \text{ Ly}$. Todo ello se obtuvo tomando como constante solar $G_{sc} 1.98 \text{ Ly}$. En efecto las longitudes de onda que se obtienen de cada intervalo se corresponden con la λ que se encuentra en el centro de gravedad de dicho intervalo tomando como referencia el espectro extraterrestre, especialmente en el primer caso ya que en el segundo λ_2 es ligeramente superior a $0.445 \mu\text{m}$ que es el valor de λ del centro de gravedad del intervalo entre 0 y 530 nm correspondiente al espectro extraterrestre.

También se puede deducir, de ambas familias de rectas, la transmitancia monocromática de aerosoles $\tau_{a\lambda}$ realizando el cociente de la irradiancia del intervalo a una m_r y una β dividido por la irradiancia a la misma m_r y con $\beta=0$

$$\tau_{a\lambda} = \left(\frac{G_{\lambda\beta}}{G_{\lambda 0}}\right)^{m_r^{-1}} \quad (\text{II.IV.23})$$

Obtenidos por este procedimiento tanto β_1 como β_2 para un α dado, se observó que coinciden. Si discrepan ligeramente β_1 y β_2 se procede de la siguiente forma:

Haciendo que

$$\tau_{\lambda_1} = \exp\left(-\frac{\beta_1}{\lambda_1^{\alpha}} m_r\right) = \exp\left(-\frac{\beta_0}{\lambda_1^{\alpha_0}} m_r\right) \quad (\text{II.IV.24})$$

e igualmente

$$\tau_{\lambda_2} = \exp\left(-\frac{\beta_2}{\lambda_2^\alpha} m_r\right) = \exp\left(-\frac{\beta_0}{\lambda_2^{\alpha_0}} m_r\right) \quad (\text{II.IV.25})$$

podremos tener la relación

$$\alpha_0 = \alpha - \frac{1}{\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2} \ln \frac{\beta_1}{\beta_2} \quad (\text{II.IV.26})$$

expresión que sustituyendo valores ($\alpha=1.3$; $\lambda_1=0.669$; $\lambda_2=0.454$) quedará así

$$\alpha_0 = 1.3 - 2.58 \ln \frac{\beta_1}{\beta_2} \quad (\text{II.IV.27})$$

Todo lo cual permite ver que suponiendo un error del 5% en la determinación de β , el error de α será

$$d\alpha_0 = \frac{\delta \alpha_0}{\delta \beta_1} d\beta_1 + \frac{\delta \alpha_0}{\delta \beta_2} d\beta_2 \quad (\text{II.IV.28})$$

y por tanto por la II.IV.27

$$d\alpha_0 = \pm 2.6 \left[\frac{d\beta_1}{\beta_1} + \frac{d\beta_2}{\beta_2} \right] = \pm 0.3 \quad (\text{II.IV.29})$$

Lo que permite ver que α puede ser determinado con una gran precisión.

También de la ecuación II.IV.24 se puede escribir

$$\ln \frac{\beta_0}{\beta_1} = (\alpha_0 - \alpha) \ln \lambda_1 \quad (\text{II.IV.30})$$

y por la II.IV.26

$$\ln \frac{\beta_0}{\beta_1} = -1.04 \ln \frac{\beta_2}{\beta_1} \quad (\text{II.IV.31})$$

con lo que se obtendría la β más representativa de ambas mediciones como

$$\beta_0 \approx \frac{\beta_1^2}{\beta_2} \quad (\text{II.IV.32})$$

Las operaciones descritas se pueden realizar ya que en los intervalos analizados en torno a las longitudes de onda de 0.454 y 0.669 μm no se produce absorción selectiva del vapor de agua y tan solo es necesario eliminar la extinción molecular de la radiación, cosa que es posible conociendo los espesores ópticos k_{NR} que se podían encontrar tabulados de la Standard Atmosphere (1959 A.R.D.C.) [Minzner 1959], medidos para

diferentes altitudes, desde el nivel del mar hasta varias decenas de km de altitud, tal como para el caso del nivel del mar, se muestran en la Tabla II.IV.2 obtenidos de Coulson [Coulson 1975].

Por otra parte de forma experimental utilizando medidas de las irradiancias directa normal en torno a las longitudes de onda respectivas de 0.454 y 0.669 μm (que representaremos aquí por $G_{bn,0.454}$ y $G_{bn,0.669}$) medidas con ayuda del pirheliómetro y los filtros mediante el procedimiento ya descrito y también eliminando la atenuación molecular de la irradiancia extraterrestre en cada intervalo utilizando los datos de la tabla adjunta, se obtienen los valores experimentales de $\tau_{a,0.454}$ y de $\tau_{a,0.669}$ ya que

$$\tau_{a\lambda} = \frac{G_{bn,\lambda}}{E_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} G_{sc\lambda} \exp(-k_R m_r) d\lambda} = \exp\left(-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_r\right) \quad (\text{II.IV.33})$$

Tabla II.IV.2.- Espesor óptico de una atmósfera de Rayleigh k_R correspondiente al nivel del mar para varias longitudes de onda

$\lambda(\mu\text{m})$	k_R	$\lambda(\mu\text{m})$	k_R	$\lambda(\mu\text{m})$	k_R	$\lambda(\mu\text{m})$	k_R
.25	2.74	.45	.229	.65	.0512	.85	.0173
.30	1.25	.50	.149	.70	.0379	.90	.0138
.35	.650	.55	.101	.75	.0287	.95	.0111
.40	.373	.60	.0708	.80	.0221	1.00	.0090

Con lo que se pueden determinar las dos únicas incógnitas β y α , y verificar nuevamente. Así se puede verificar que para una atmósfera natural $\alpha=1.3$ y que el valor de β es estable para diferentes intervalos del espectro.

También con un método sugerido por Schüepp [Schüepp 1949] se

puede determinar el exponente de la longitud de onda α , y observar su variación, que es sensible al tamaño de las partículas, pero que se mantiene constante con la longitud de onda en todo el espectro visible y hasta un límite que se encuentra en el infrarrojo próximo.

En un trabajo posterior en 1963 [Ångström 1964], utilizando medidas experimentales de Postdam y de Davos realizadas con pirheliómetros complementados de nuevo con los filtros Schott OG1, RG2 y RG8, y haciéndose eco de un trabajo precedente de Herovanu [Herovanu 1959], se pone de relieve que tanto el coeficiente de turbiedad β como el exponente de la longitud de onda α son representativos para unas condiciones ambientales dadas de las diferentes partes del espectro.

Asimismo α evoluciona a lo largo del año pero se observa tanto en Postdam como en Davos que las frecuencias de los valores que adopta se agrupan en torno a los mismos valores característicos que vienen a ser un valor máximo ligeramente superior a 2.0 en verano y especialmente los meses de Junio y Julio y un valor mínimo ligeramente superior a 1.0 en Enero, manteniéndose un pico en el diagrama de frecuencias de todo el año, para el valor de α igual a 1.3 al que se llama "valor estándar".

II.IV - ÍNDICES DE TURBIEDAD

CAPÍTULO III.- LOS MODELOS APLICADOS

III.I.- MODELO DE IRRADIANCIA SOLAR DE BANDA COMPLETA SOBRE SUPERFICIE HORIZONTAL PARA CIELO SIN NUBES

En el Apartado II.II se hace una revisión de los diferentes modelos físicos y empíricos que se han elaborado y utilizado en los últimos años para generar datos de irradiancias solares de toda la banda. En este capítulo se establece un modelo de irradiancias que permita relacionar las diferentes componentes de la radiación solar con otras circunstancias atmosféricas con la presencia de aerosoles, la presencia de vapor de agua o la de ozono, entre otros factores. También debe cumplir ciertos requisitos como son un fácil manejo, descartándose por tanto aquellos que requieren métodos tediosos para su aplicación que comportan el manejo de tablas, de interpolaciones o la necesidad de un número excesivo de parámetros, y sobre todo una precisión probada en comparación a los demás.

Para esto hay que partir de los antecedentes en la cuestión, descritos en el Capítulo anterior y de los sucesivos estudios y análisis comparativos que se han realizado. Entre estos destacan los mencionados: de Bird y Hulstrom [Bird 1981a] [Bird 1981b], que sirvieron para elaborar y validar su modelo. También muy valioso fue el análisis de Iqbal [Iqbal 1983], que sirvió para mejorar modelos ya existentes entonces, entre ellos el de Bird, y para seleccionar diversos algoritmos y parametrizaciones agrupándolos en forma de modelos completos. También siguieron otros estudios comparativos entre los que destaca el de Christian Gueymard.

En 1993 Christian Gueymard [Gueymard 1993b], para validar los modelos construidos por él, PCR2 y PSI, realizó un análisis comparativo de estos dos con otros nueve modelos entre los que se encontraban el modelo MAC, el de Josselson, los modelos de Iqbal A, B y C, el de Mächler, el ASHRAE y el modelo EEC. Para realizar este análisis Gueymard utilizó dos referencias.

La primera referencia fueron conjuntos de datos experimentales de irradiancias directa normal y global, así como de las condiciones meteorológicas que regían en siete lugares repartidos por el mundo a

diferentes latitudes en el hemisferio norte y cubriendo un ancho abanico de condiciones atmosféricas diferentes. Las siete estaciones de medida de las que se recabaron los datos fueron: Table Mountain (U.S.A.), Montreal (Canada), Uccle (Bélgica), Weissfluhjoch (Suiza), Carpentras (Francia), Bangalore (India) y Nandi (India).

La segunda referencia fueron las predicciones de tres códigos espectrales rigurosos, de forma similar a como hicieron anteriormente Bird y Hulstrom, el del programa SOLTRAN para modelizar la irradiancia directa, y el de Braslau y Dave y el del programa BRITE para la global y difusa.

De este análisis comparativo dedujo las siguientes conclusiones:

1-Entre los modelos analizados los que mejor representan los resultados experimentales son en este orden: CPCR2, Iqbal C, EEC y PSI. Los errores medios no superan para la radiación global el 6% y para la radiación directa el 9%

2-Entre los modelos analizados, estos 4 mencionados y el Iqbal A dan buenos resultados probados para cielos despejados al ser contrastados con los códigos rigurosos espectrales

3-Resulta más preciso, en general, un modelo de dos bandas como es el caso del CPCR2 frente a modelos de toda la banda, pero los de banda ancha citados alcanzan el mismo nivel de precisión de aquel.

Todas estas consideraciones se han tenido presente, a la hora de establecer un Modelo de trabajo de banda ancha y aplicable a condiciones de cielos despejados, para analizar las relaciones entre medidas de irradiancia y otras variables climáticas. En particular el objetivo de este trabajo fueron desde sus comienzos las relaciones entre las medidas de radiación y la turbiedad atmosférica.

Con el modelo que se establezca y que sea eficaz y manejable para hacer predicciones de irradiancia global horizontal, difusa horizontal y directa normal en determinadas condiciones atmosféricas con cielos despejados se podrá también trabajar en sentido inverso y determinar la Turbiedad atmosférica a partir de datos de radiación.

Si se ha conseguido previamente determinar parámetros tan importantes como es la turbiedad a partir datos corrientes de radiación, será interesante también poder predecir radiación espectral trasladando el dato de la turbiedad y los datos complementarios necesarios a un modelo asequible de irradiancia espectral. Por ello en el siguiente apartado (el III.II) también se establece y describe un modelo espectral sencillo y completo

En cuanto al modelo de banda ancha, un modelo de dos bandas como el que aconseja Gueymard debe ser descartado por motivos de funcionalidad, pues al igual que se eluden los códigos espectrales rigurosos por excesivamente sofisticados y por manejar datos experimentales que son difícilmente asequibles, en menor medida también con un modelo de varias bandas nos encontraríamos con la dificultad de no disponer con facilidad de ciertos datos experimentales.

La opción se ha hecho en favor del modelo C de Iqbal que en su mayor parte es el modelo de Bird, complementado con algunas expresiones parametrizadas y correlaciones como es la de Mächler y como es la de Leckner y la adopción de determinados parámetros tabulados y demás procedimientos (entre los que se incluye la sustitución de una expresión por otra más precisa), que se comentarán a continuación.

III.I.1.-IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL DE TODA LA BANDA

En primer lugar este modelo, basándose en el análisis de la ecuación general de transporte de Bird y Hulstrom [Bird 1981] ya descrito, establece para la irradiancia directa normal, en condiciones de cielo despejado de nubes, la fórmula

$$G_{bn} = 0.9751 E_0 G_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \quad (\text{III.I.1})$$

en la que ésta se expresa en función de las transmitancias de toda la banda siguientes: τ_r (transmitancia de la dispersión molecular), τ_o (transmitancia tras la absorción del ozono), τ_g (transmitancia por la absorción de los gases

miscibles), τ_w (transmitancia de la absorción del vapor de agua) y por último la transmitancia debida a dispersión y absorción de aerosoles τ_a .

El factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la tierra E_0 será

$$E_0 = \frac{r_0^2}{r^2} \quad \text{(III.I.2)}$$

donde r_0 es el radio medio de la órbita de la tierra alrededor del sol de $1.496 \cdot 10^8$ km. Se obtendrá siguiendo la expresión de Spencer [Spencer 1971]

$$E_0 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \operatorname{sen} \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \operatorname{sen} 2\Gamma \quad \text{(III.I.3)}$$

siendo Γ el ángulo de día en radianes

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad \text{(III.I.4)}$$

a partir del número de día d_n , o día juliano.

En alguna ocasión hemos usado [Cañada 1994] también la expresión equivalente, más abreviada aunque ligeramente menos precisa, que proporciona E_0 según

$$E_0 = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi d_n}{365.24}\right) \quad (\text{III.I.5})$$

Como constante solar integral G_{sc} se tomará el valor del WRC de 1367 Wm^{-2} , y en esta expresión se cambia el coeficiente de Bird y Hulstrom que era 0.9662 (ver ecuación II.II.60) por 0.9751. Esto es debido a que las predicciones de irradiancia directa normal del modelo se compararán con datos experimentales de irradiancia obtenidos con un Pirheliómetro Eppley NIP (tal como se describe en el apartado IV.I) y que debido a la anchura de la "ventana" del espectro que mide (entre las longitudes de onda de $0.225 \mu\text{m}$ y $2.800 \mu\text{m}$) hay una parte de la irradiancia extraterrestre que se pierde captando solo el 97.51 % de la irradiancia extraterrestre.

La transmitancia debida a dispersión de Rayleigh en la atmósfera τ_r , se rige por la expresión II.II.63 del modelo de Bird y Hulstrom.

La transmitancia debida a absorción del ozono τ_o , se obtendrá por la ecuación II.II.65 de aquel modelo, y como se requiere en ella el dato del espesor de la capa de ozono correspondiente a la región, es recomendable, si no se dispone de medidas específicas del lugar, usar la Tabla III.I.1.

Como se puede observar las fórmulas mencionadas requieren para su aplicación la masa de aire relativa m_r . El modelo C de Iqbal obtiene m_r según la expresión II.II.64. En este trabajo la expresión de m_r será la III.I.7 que se menciona a continuación.

Teniendo en cuenta que la masa relativa de aire m_r , también llamada la masa óptica relativa del aire, es el cociente de la longitud de camino óptico del rayo solar a través de la atmósfera en un instante dado partido por la misma longitud si el sol estuviera hipotéticamente en el cenit, se puede ver que en una primera aproximación despreciando la refracción en la atmósfera y suponiéndola plana, m_r sería aproximadamente la inversa del coseno del ángulo cenital, es decir

$$m_r = \frac{m(\theta)}{m(0)} \approx \cos^{-1}\theta \quad (\text{III.I.6})$$

Tabla III.I.1.- Variación mensual del ozono atmosférico (en cm NTP), datos tabulados por Iqbal [Iqbal 1983]

LAM	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
90°N	.33	.39	.46	.42	.39	.34	.32	.30	.27	.26	.28	.30
80°N	.34	.40	.46	.43	.40	.36	.33	.30	.28	.27	.29	.31
70°N	.34	.40	.45	.42	.40	.36	.34	.31	.29	.28	.29	.31
60°N	.33	.39	.42	.40	.39	.36	.34	.32	.30	.38	.30	.31
50°N	.32	.36	.38	.38	.37	.35	.33	.31	.30	.28	.29	.30
40°N	.30	.32	.33	.34	.34	.33	.31	.30	.28	.27	.28	.29
30°N	.27	.28	.29	.30	.30	.30	.29	.28	.27	.26	.26	.27
20°N	.24	.26	.26	.27	.28	.27	.26	.26	.26	.25	.25	.25
10°N	.23	.24	.24	.25	.26	.25	.25	.24	.24	.23	.23	.23
0°	.22	.22	.23	.23	.24	.24	.24	.23	.23	.22	.22	.22
10°S	.23	.24	.24	.24	.24	.24	.24	.24	.24	.24	.24	.23
20°S	.24	.25	.24	.25	.25	.25	.25	.26	.26	.26	.26	.25
30°S	.27	.28	.26	.27	.28	.28	.29	.31	.32	.32	.29	.29
40°S	.30	.29	.28	.29	.31	.33	.35	.37	.38	.37	.34	.32
50°S	.31	.30	.29	.30	.32	.36	.39	.40	.40	.39	.37	.35
60°S	.32	.31	.30	.30	.33	.38	.41	.42	.42	.40	.39	.35
70°S	.32	.31	.31	.29	.34	.39	.43	.45	.43	.40	.38	.34
80°S	.31	.31	.31	.28	.35	.40	.44	.46	.42	.38	.36	.32
90°S	.31	.30	.30	.27	.34	.38	.43	.45	.41	.37	.34	.31

No obstante esa aproximación pierde precisión para ángulos cenitales solares superiores a 60° , y por este motivo ya anteriormente Bemporad [Bemporad 1907] había elaborado una fórmula aproximada.

Fritz Kasten [Kasten 1966] elaboró una nueva tabla de las masas de aire en función de las diferentes elevaciones solares, basándose en el perfil de la densidad del aire del modelo atmosférico del A.R.D.C. (Organismo de la Fuerza Aérea de los EEUU) [Minzner 1959]. Posteriormente construyó una fórmula aproximada que permitía obtener directamente las masas de aire. Para ello establece una función que cumpla dos requisitos; primero que para elevaciones solares próximas a los 90° se aproxime a la inversa del seno de éstas y segundo que para una elevación nula tome un valor finito. Con estas premisas que conducen a un determinado tipo de función y mediante un método de ajuste es como obtiene la fórmula II.II.64.

Es importante señalar que aquella expresión de Kasten que muchos modelos utilizan, fue revisada por Kasten y Young [Kasten 1989]. Éstos reelaboraron previamente la tabla de masa de aire relativa en función de la elevación solar, basándose esta vez en el modelo atmosférico ISO Standard Atmosphere 1972 [ISO 1972]. A partir de esta nueva tabla, con un procedimiento similar al anterior, se obtuvo la fórmula que expresada en función del ángulo cenital θ aparente (esto es, ya refractado) en grados queda

$$m_r = \frac{1}{\cos\theta + 0.50572 (96.07995 - \theta)^{-1.6364}} \quad \text{(III.I.7)}$$

resultando ahora un error relativo máximo menor del 0.5% lo que significa que ahora es varias veces inferior al que se producía con la fórmula anterior de Kasten.

Continuando con las transmitancias debidas a absorción de los gases miscibles (τ_g), y absorción del vapor de agua (τ_w), también para éstas se adoptan aquí expresiones del modelo de Bird, que vendrán dadas por las ecuaciones II.II.67 y II.II.68 respectivamente.

Para aplicar la última expresión mencionada se necesita conocer el dato de la cantidad de agua precipitable en la atmósfera que como se ha comentado anteriormente suele ser usado en las diferentes expresiones en cm (en mm en el modelo ASHRAE) en condiciones NTP, ya que definida según expresión II.III.42, la masa por unidad de superficie que w_p representa, al ser 1 g/cm^2 la densidad del agua en cm NTP, puede quedar establecida por la columna en cm de agua en la que se convierte el vapor existente en la atmósfera al ser reducido a estas condiciones.

Este valor experimental de w_p puede ser medido directamente mediante radiosondas u otras técnicas y mediante aproximaciones como la de Smith dada por la fórmula II.III.44. Sin embargo, para completar el modelo que se está seleccionando, resulta mucho más práctico tomar la fórmula establecida por Leckner [Leckner 1978] que se sirve de la humedad relativa en la superficie ϕ , y así

$$w_p = 0.493(\phi/T)\exp(26.23 - 5416/T) \quad (\text{III.I.8})$$

donde T es la temperatura en K.

El último factor para determinar la irradiancia directa será la transmitancia debida a aerosoles de todo el espectro τ_a , y se determina mediante la parametrización realizada por Machler [Machler 1983] que se muestra en la expresión II.II.95.

El ángulo cenital de incidencia de los rayos solares (θ), es decir el ángulo de estos con la vertical del lugar, que es requerido por las fórmulas mencionadas y para expresar la irradiancia directa sobre superficie horizontal $G_b = G_{bn} \cos \theta$, se determinará en cada instante mediante la conocida relación trigonométrica

$$\cos \theta = \sin \delta \sin \Phi + \cos \delta \cos \Phi \cos \omega \quad (\text{III.I.9})$$

siendo δ la declinación (ángulo que en cada instante forman el plano del ecuador y la recta que une los centros del sol y la tierra), Φ la latitud

geográfica y ω el ángulo horario, y donde se ha evitado considerar la refracción en la atmósfera.

El ángulo horario se expresará en función de la hora solar como

$$\omega = (12 - \text{hora})15 \quad (\text{III.I.10})$$

en grados, y para la declinación se tomará el valor de la declinación media de cada día considerado. Ésta se puede obtener de almanaques astronómicos o mediante diferentes fórmulas aproximadas.

Se muestra seguidamente una aproximación sencilla para obtener el valor diario de la declinación de la tierra δ que puede hacerse suponiendo un vector unitario con la dirección del eje de la tierra, situado en un sistema de referencia ortonormal cuyo plano XOY coincida con el plano de la Eclíptica, y que por estar inclinado respecto a dicho plano 23.45° tendrá por coordenadas

$$\vec{u}_{\text{eje}} \equiv (0, \text{sen } 23.45, \text{cos } 23.45) \quad (\text{III.I.11})$$

y otro vector también unitario \vec{u}_{sol} , que inserto en dicho plano y señalando al sol en un hipotético movimiento circular uniforme de éste alrededor de la tierra (se puede suponer incluso sentido contrario al de la agujas de un reloj para mayor comodidad) fuera tomando los valores

$$\vec{u}_{\text{sol}}(d_n) \equiv (\text{cos}(\omega_{\text{sol}} d_n + \varphi_0), \text{sen}(\omega_{\text{sol}} d_n + \varphi_0), 0) \quad (\text{III.I.12})$$

siendo ω_{sol} la velocidad angular de rotación de esa imaginaria rotación del sol, de valor $360/365.25$ grados por día y valiendo $\varphi_0 = -79.5^\circ$ con el fin de hacer corresponder al día 21 de Junio, $d_n = 172$, la máxima declinación positiva correspondiente al solsticio de verano, momento en que el unitario del sol estaría sobre el eje OY.

Con todas estas premisas el producto escalar de ambos unitarios nos dará en cada momento el coseno del ángulo complementario de la declinación, y por lo tanto

$$\delta = \text{sen}^{-1}[0.398 \text{ sen}(0.9856d_n - 79.5)] \quad (\text{III.I.13})$$

todo ello expresando los ángulos en grados y siendo d_n el día juliano.

Esta aproximación puede producir en algún caso una imprecisión en la determinación de δ del orden de un grado, pero puede ser útil para una estimación aproximada y rápida de la declinación sirviéndose de una calculadora de bolsillo.

Si se dispone de un ordenador para realizar cómodamente los cálculos, es aconsejable optar por la fórmula desarrollada por Spencer [Spencer 1971], para calcular la declinación diaria δ , como se ha hecho para este trabajo, a la que se llega por un desarrollo en serie de Fourier y que resulta de mucha mayor precisión, que el método aproximado descrito u otros similares que existen como las expresiones de Perrin de Brichambaut o la de Cooper [Iqbal 1983]. La fórmula de Spencer es

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \text{sen} \Gamma \\ & - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \text{sen} 2\Gamma \\ & - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \text{sen} 3\Gamma \end{aligned} \quad (\text{III.I.14})$$

y que proporciona δ en radianes en función de la variable Γ , obtenida con III.I.4, con más precisión que la de la fórmula aproximada anterior.

III.I.2.-IRRADIANCIA DIFUSA DE TODA LA BANDA

Para completar el modelo de irradiancias de toda la banda es necesario disponer de expresiones para generar valores de irradiancia difusa.

Como se pretende disponer de un modelo suficientemente riguroso que sea sensible a pequeñas variaciones de la turbiedad atmosférica, es necesario no limitarse al enfoque isotrópico de algunos modelos simples analizados como es el caso del ASHRAE y optar por aquellos que consideran el efecto circunsolar en la radiación difusa así como las múltiples reflexiones entre suelo y atmósfera.

De entre éstos, los de mayor rigor para toda la banda resultan ser después del análisis de Gueymard, ya mencionado, el de Bird y Hulstrom y el modelo C de Iqbal que a su vez es el resultado de perfeccionar las expresiones de Bird.

Tanto el modelo A como el C de Iqbal dan el mismo tratamiento a los valores de irradiancia difusa de toda la banda. Ambos consideran tres contribuciones a la irradiancia difusa. La difusa debida a dispersión de Rayleigh G_{dr} , la difusa debida a la dispersión por los aerosoles G_{da} , y la difusa debida a múltiple reflexión entre cielo y atmósfera G_{dm} .

La primera la componente, la debida a la dispersión de Rayleigh G_{dr}

$$G_{dr} = \frac{0.79 G_{sc} \cos \theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5(1 - \tau_p)}{1 - m_a + m_a^{1.02}} \quad (\text{III.I.15})$$

siendo τ_{aa} la transmitancia debida a la absorción de los aerosoles

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1.06})(1 - \tau_a) \quad (\text{III.I.16})$$

que procede de la ec. (II.II.72) del modelo de Bird y es similar a ésta pero donde ahora

$$K_{MBH} = 1 - \omega_0 \quad (\text{III.I.17})$$

y utilizándose ahora la masa de aire corregida con la presión m_a en lugar de m_r .

El parámetro ω_0 representa al albedo solo de la dispersión de aerosoles (single scattering albedo) y es el cociente entre la energía de la radiación directa, que dispersan los aerosoles y toda la energía que atenúan éstos tanto por dispersión como por absorción. Definido así, la fracción de toda la energía dispersada por aerosoles a una determinada longitud de onda valdrá $\omega_0 (1 - \tau_{a\lambda})$.

Bird y Hulstrom recomiendan para ω_0 el valor de 0.9, si bien éste varía con el tipo de atmósfera y en el caso de atmósfera urbana-industrial puede reducirse hasta el valor de 0.6.

Para el uso del modelo tal como se esta estableciendo aquí hemos elaborado una clasificación de cinco tipos de atmósferas y siguiendo esta apreciación de Bird y Hulstrom así como otras, se podrá consultar la Tabla V.IV.2, para utilizar los parámetros más idóneos.

Estas expresiones para la irradiancia difusa son debidas a Bird y Hulstrom quienes se sirvieron de un elevado número de valores de la radiación dispersada, que fueron generados por Dave [Dave 1978], a partir de su modelo teórico.

Utilizando esta importante base de datos a la que aplicaron la técnica de Monte Carlo (ver [Bird 1979]), Bird y Hulstrom con el programa BRITE aproximaron las expresiones de la irradiancia difusa, de su modelo para toda la banda, producida por los diferentes conceptos, dispersión de Rayleigh G_{dr} , múltiple reflexión entre suelo y atmósfera G_{dm} y dispersión de aerosoles G_{da} .

La segunda componente de la difusa proviene también del Modelo C de Iqbal

$$G_{da} = \frac{0.79 G_{sc} \cos \theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} F_c (1 - \tau_{as})}{1 - m_a + m_a^{1.02}} \quad (\text{III.I.18})$$

donde τ_{as} , que ya ha sido definida como la transmitancia solo debida a la dispersión por aerosoles vendrá dada por la expresión II.II.73.

Por último la tercera componente G_{dm} será

$$G_{dm} = \frac{(G_{bn} \cos \theta + G_{dr} + G_{da}) \rho_g \rho_a}{1 - \rho_g \rho_a} \quad (\text{III.I.19})$$

siendo el albedo atmosférico

$$\rho_a = 0.0685 + (1 - F_c)(1 - \tau_{as}) \quad (\text{III.I.20})$$

donde el primer sumando indica el albedo atmosférico correspondiente a una atmósfera limpia de aerosoles tal como usan otros modelos y el segundo expresa la contribución de éstos al albedo. Tal como se ha definido el factor F_c , se puede ver que $1 - F_c$ expresará la dispersión "hacia atrás". El modelo C de Iqbal recomienda para este factor F_c el valor de 0.84, si bien existen valores más ajustados (como se verá en la ecuación III.II.17 y en la Tabla V.IV.1).

Con estas tres componentes se podrá obtener la irradiancia difusa como

$$G_d = G_{dr} + G_{da} + G_{dm} \quad (\text{III.I.21})$$

Y por tanto la irradiancia global como

$$G = G_{bn} \cos\theta + G_d \quad \text{(III.I.22)}$$

por lo que el modelo da un conjunto completo de estimaciones de las diferentes irradiancias que inciden sobre un plano horizontal y los factores que la condicionan.

III.II.-MODELO PARA LA ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIAS ESPECTRALES EN ATMOSFERA SIN NUBES

No es objetivo del presente trabajo el profundizar en el estudio de la radiación solar espectral o en relacionar entre sí o determinar o verificar irradiancias espectrales o monocromáticas. Medidas experimentales de éste tipo o los instrumentos para adquirirlas no han estado a nuestra disposición a la hora de comenzar este trabajo. Sí que interesa, sin embargo, observar las relaciones entre valores instantáneos de la radiación de toda la banda en sus diferentes formas y sus dependencias de otros factores locales, ambientales o climáticos y especialmente su dependencia con la turbiedad atmosférica. Para ello ha sido establecido el modelo de referencia de toda la banda en el apartado anterior, como modelo a aplicar. Posteriormente se establecerá en base a dicho modelo un método sencillo para determinar la turbiedad atmosférica de un lugar a partir de medidas de radiación.

Sin embargo puede tener interés para este trabajo el utilizar un modelo espectral de entre los existentes que genere predicciones de irradiancias espectrales incorporándole unos cálculos previos que requiriendo unos mínimos datos de entrada, aporten información indispensable sobre la situación meteorológica del momento como es estado de la turbiedad (principal factor atenuador después de las nubes y para lo que se utilizará un método que se propone aquí que aprovecha relaciones existentes entre irradiancias de toda la banda y la turbiedad), el contenido de vapor de agua, el estado de la capa de ozono, etc. La optimización de esta manera del modelo espectral que ahora se describirá, que se plasmará en un programa de ordenador se expone en el Capítulo VI.

Con esos objetivos, en este apartado se describirá un modelo espectral simple, que modelice la atmósfera de una forma sencilla y que permita ser plasmado en un programa de ordenador no excesivamente complejo para ser ejecutado en un PC.

El modelo que reúne dichas condiciones es el Modelo Espectral de Richard Bird [Bird 1984]. Posteriormente fue mejorado y expresado como un programa de ordenador por Bird y Riordan [Bird 1986] en el National Renewable Energy Laboratory, de Golden Colorado U.S.A. Este programa informático se denomina Spectral2 y ya ha sido citado en el Apartado II.III.5.5., y a continuación se describirá en detalle junto con la actualización de alguna de sus fórmulas.

El programa Spectral2 fue diseñado por sus autores en lenguaje FORTRAN y para su utilización en este trabajo ha sido traducido a lenguaje QUICK BASIC 45 que permite un uso más cómodo, y se muestra en el Apéndice II. Tiene también el programa un formalismo para obtener irradiancias en planos inclinados y también las opciones de obtener la irradiancia espectral como flujo de fotones por longitud de onda o electrón-voltios que no serán utilizadas aquí.

El modelo parte del espectro extraterrestre de Frölich y Wehrli [Iqbal 1983] y el espectro revisado de Neckel y Labs [Neckel 1981], así como de los coeficientes de absorción monocromáticos del ozono, de los gases uniformemente miscibles y del vapor de agua, resultando los valores espectrales de irradiancias extraterrestre y coeficientes de absorción para una colección de 122 longitudes de onda entre 0.3 y 4.0 μm , que se muestran en la Tabla A.I.2 del Apéndice I.

III.II.1.-IRRADIANCIA ESPECTRAL DIRECTA

La irradiancia directa monocromática se expresa en función de las mencionadas irradiancias espectrales extraterrestres después de ser corregidas con el factor de excentricidad de la órbita, E_0 , de Spencer (ec. III.I.3) y las distintas transmitancias de los componentes atmosféricos

$$G_{bn\lambda} = E_0 G_{sc\lambda} \tau_{r\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{a\lambda} \quad (\text{III.II.1})$$

según las siguientes expresiones:

1-La transmitancia monocromática de Rayleigh adaptada de Kneizys et al [Kneizys 1980]

$$\tau_{r\lambda} = \exp \left[\frac{-m_a}{\lambda^4 \left(115.6406 - \frac{1.3366}{\lambda^2} \right)} \right] \quad (\text{III.II.2})$$

donde el modelo utilizaba para la masa de aire corregida con la presión m_a , la masa de aire relativa m_r según la expresión II.II.64. En este trabajo se utilizará la expresión III.I.7 de Kasten y Young [Kasten 1989] que está más actualizada.

2-La transmitancia del ozono según la ecuación de Leckner [Leckner 1978]

$$\tau_{o\lambda} = \exp[-a_{o\lambda} X_o m_o] \quad (\text{III.II.3})$$

aplicando para la masa óptica vertical del ozono X_o la fórmula de Van Heuklon (ec. II.III.48), y para la masa óptica relativa del ozono m_o según la expresión de Robinson tal como la da Iqbal [Iqbal 1983]

$$m_o = \frac{1.00345}{\sqrt{\cos^2\theta + 0.0069}} \quad (\text{III.II.4})$$

asumiendo que todo el ozono está concentrado en una fina capa en la atmósfera a unos 22 km de altitud, si bien es posible utilizar la masa relativa del aire en su lugar sin incurrir en mucho error.

3-La transmitancia de los gases uniformemente miscibles según la expresión

$$\tau_{g\lambda} = \exp \left[\frac{-1.41 a_{g\lambda} m_a}{(1 + 118.3 a_{g\lambda} m_a)^{0.45}} \right] \quad (\text{III.II.5})$$

del trabajo ya citado de Leckner y en la que el coeficiente 118.3 es correcto aunque Bird y Riordan usaran en alguna ocasión erróneamente el valor de 118.93, y siendo $a_{g\lambda}$ un coeficiente de absorción que depende de la cantidad de los gases miscibles en la atmósfera.

4-También la transmitancia del vapor de agua es debida a Leckner según

$$\tau_{w\lambda} = \exp \left[\frac{-0.2385 a_{w\lambda} w_p m_r}{(1 + 20.07 a_{w\lambda} w_p m_r)^{0.45}} \right] \quad (\text{III.II.6})$$

siendo $a_{w\lambda}$ el coeficiente de absorción monocromático del vapor de agua.

Tanto $a_{w\lambda}$ como los ya mencionados coeficientes de absorción $a_{o\lambda}$ y $a_{g\lambda}$, están tabulados para cada longitud de onda en la Tabla A.I.2 del Apéndice I y fueron tomadas por Bird y Riordan del trabajo de Leckner salvo algunos valores modificados por ellos de $a_{w\lambda}$ y $a_{g\lambda}$ para ajustarlos a los valores experimentales.

5-La transmitancia monocromática de los aerosoles se basa en la utilización de la Fórmula de Turbiedad de Ångström II.IV.13 para la profundidad óptica de aerosoles $k_{a\lambda}$. El modelo, y el programa correspondiente, demanda como dato de partida la profundidad óptica de aerosoles a una longitud de onda de $0.5 \mu\text{m}$ ($k_{a0.5}$), y asumiendo la invariabilidad de β a lo largo del espectro establece para las otras profundidades ópticas

$$k_{a\lambda} = k_{a0.5} \left(\frac{\lambda}{0.5} \right)^{-\alpha} \quad (\text{III.II.7})$$

y por tanto la transmitancia de aerosoles será

$$\tau_{a\lambda} = e^{-k_{a\lambda} m_r} \quad (\text{III.II.8})$$

en donde para el exponente de la longitud de onda α se fija su valor previamente como es habitual en función del tipo de atmósfera con ayuda de los valores tabulados (ver Tabla V.IV.2).

III.II.2.-IRRADIANCIA ESPECTRAL DIFUSA

Para generar valores de irradiancia difusa con precisión no sirven los métodos simples de parametrizaciones usados anteriormente para determinar la directa normal. Para este modelo espectral inicialmente se utilizaron unos factores de corrección que previamente habían sido establecidos por Bird [Bird 1984] para que la irradiancia difusa según las expresiones de Brine e Iqbal [Brine 1983] se ajustará a los resultados de un código riguroso de transferencia radiativa. Posteriormente Justus y Paris [Justus 1985] modifican la formulación haciéndola más flexible y sin usar factores de corrección tabulados obtienen un razonable acuerdo con los códigos rigurosos. Por ser esta última formulación más útil en un modelo que se quiere aplicar mediante un programa de ordenador Bird y Riordan las adoptan haciendo alguna pequeña corrección.

La irradiancia espectral difusa se obtendrá como suma de las tres componentes: 1) La procedente de la dispersión de Rayleigh ($G_{dr\lambda}$), 2) La procedente de la dispersión de los aerosoles ($G_{da\lambda}$), y 3) La procedente de múltiple reflexión entre suelo y atmósfera ($G_{dm\lambda}$).

Así la irradiancia dispersada monocromática total se expresará como

$$G_{s\lambda} = G_{dr\lambda} + G_{da\lambda} + G_{dm\lambda} \quad (\text{III.II.9})$$

y siendo las expresiones modificadas por Bird de las tres componentes las siguientes

$$G_{dr\lambda} = G_{sc\lambda} \cos\theta \tau_{o\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{aa\lambda} 0.5 (1 - \tau_{r\lambda}^{0.95}) \quad (\text{III.II.10})$$

recordemos que $\tau_{g\lambda}$ es transmitancia gases miscibles y que $G_{sc\lambda}$ era la irradiancia extraterrestre monocromática ya corregida con el radio vector de la tierra. $G_{dr\lambda}$ es la difusa monocromática debida a dispersión de Rayleigh según la formulación de Justus y Paris alterada, solamente por Bird en el exponente 0.95 en lugar de 1 para la transmitancia de Rayleigh.

La difusa correspondiente a dispersión de aerosoles llamada $G_{da\lambda}$ será

$$G_{da\lambda} = G_{sc\lambda} \cos\theta \tau_{o\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{aa\lambda} \tau_{r\lambda}^{1.5} F_c (1 - \tau_{as\lambda}) \quad (\text{III.II.11})$$

donde el exponente 1.5 de $\tau_{r\lambda}$ introducido por Bird sustituye al 1 de la expresión de Justus y siendo en estas expresiones

1-La transmitancia de Rayleigh para la difusa

$$\tau_{r\lambda} = \exp \left[\frac{-1.8}{\lambda^4 \left(115.6406 - \frac{1.3366}{\lambda^2} \right)} \right] \quad (\text{III.II.12})$$

2-La del vapor de agua para la difusa

$$\tau_{w\lambda} = \exp \left[\frac{-0.2385 a_w w_p 1.8}{(1 + 20.07 a_w w_p 1.8)^{0.45}} \right] \quad (\text{III.II.13})$$

3-La de los gases miscibles en la difusa

$$\tau_{g\lambda} = \exp \left[\frac{-1.41 a_{g\lambda} 1.8}{(1 + 118.3 a_{g\lambda} 1.8)^{0.45}} \right] \quad (\text{III.II.14})$$

y las transmitancias de dispersión de aerosoles

$$\tau_{as\lambda} = e^{-\omega_\lambda k_{a\lambda} 1.8} \quad (\text{III.II.15})$$

y la de absorción solo de aerosoles

$$\tau_{aa\lambda} = e^{-(1-\omega_\lambda) k_{a\lambda} 1.8} \quad (\text{III.II.16})$$

Se puede ver que las expresiones de las transmitancias usadas ahora son idénticas a las transmitancias de la directa cambiando m_a y m_r por el valor 1.8, que representa a la secante de 56.25° .

La Fracción de Dispersión hacia adelante de aerosoles F_c , aquí sigue la expresión

$$F_c = 1 - 0.5 \exp[(F_{c1} + F_{c2} \cos \theta) \cos \theta] \quad (\text{III.II.17})$$

dependiendo de los factores F_{c1} y F_{c2} , que se obtienen por

$$F_{c1} = (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle)) \cdot [1.459 + (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle))(0.1595 + (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle))0.4129)] \quad (\text{III.II.18})$$

y

$$F_{c2} = (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle)) \cdot [0.0783 + (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle))(-0.3824 - (\log(1 - \langle \cos \varphi \rangle))0.5874)] \quad (\text{III.II.19})$$

factores ambos que, como se puede ver, acaban siendo constantes e igual a determinados valores que dependen tan solo del que tome $\langle \cos \varphi \rangle$ que a su vez se podría aproximar a partir de la teoría de la dispersión de Mie en función de las características de la partícula dispersante ya que representa una media ponderada de la dirección hacia la que se produce una mayor dispersión.

Este Factor de Asimetría, depende del tipo de aerosol que a su vez está ligado a las características del lugar. Para el establecimiento de los valores medios esperados de este factor según las características del lugar, se aportan en Tabla V.IV.2 en función de cinco tipos de atmósfera.

En la expresión del albedo atmosférico se utiliza como F_c un valor medio, independiente de la altitud solar que se denomina aquí para distinguirlo \bar{F}'_c y que equivale a F_c con un ángulo cenital de 56.25° .

El valor del "single scattering albedo" ω_λ en función de la longitud de onda será

$$\omega_\lambda = \omega_{0.4} \exp\left(-\omega' \left[\ln\left(\frac{\lambda}{0.4}\right)\right]^2\right) \quad (\text{III.II.20})$$

En esta última expresión $\omega_{0.4}$ es el single scattering albedo a la longitud de onda de $0.4 \mu\text{m}$ y ω' es el factor de variación con la longitud de onda y para el caso de aerosol de tipo rural-urbano de lugares con las características de Valencia y Sevilla los valores respectivos que toman ambas variables son 0.945 y 0.095 [Bird 1986]. En caso de aplicarse este modelo a otros lugares se puede utilizar la expresión de Justus que proporciona ω_λ en función de la longitud de onda y la humedad relativa (ver igualmente [Bird 1986]).

Por último la componente de la irradiancia espectral dispersada debida a múltiple reflexión entre suelo y cielo $G_{dm\lambda}$ será

$$G_{dm\lambda} = \frac{(G_{bn\lambda} \cos\theta + G_{dr\lambda} + G_{da\lambda}) \rho \rho_a}{1 - \rho \rho_a} \quad (\text{III.II.21})$$

siendo ρ_a el albedo atmosférico, o reflectividad del cielo, obtenido mediante la expresión

$$\rho_a = \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{aa\lambda} (0.5 (1 - \tau_{r\lambda}) + (1 - F'_c) \tau_{r\lambda} (1 - \tau_{as\lambda})) \quad (\text{III.II.22})$$

El albedo monocromático del suelo ρ será un dato a introducir si se ha medido previamente a varias longitudes de onda a lo largo del espectro y en aquellas en que no se tenga se interpola entre las contiguas.

Normalmente sin introducir un excesivo error se asigna el valor estándar de 0.2 para todas las zonas del espectro.

Por último para obtener la irradiancia espectral difusa $G_{d\lambda}$, la irradiancia dispersada $G_{s\lambda}$ dada por la III.II.9 se multiplica previamente por un factor corrector denominado $C_{r\lambda}$, introducido por Bird y Riordan quienes corrigieron el modelo de Justus y Paris en base a medidas experimentales. Este factor toma la forma

$$\begin{aligned} C_{r\lambda} &= (\lambda + 0.55)^{-1.8} \quad \text{si } \lambda \leq 0.45 \mu m \\ & \quad \text{y} \\ C_{r\lambda} &= 1.0 \quad \text{si } \lambda > 0.45 \mu m \end{aligned} \quad \text{(III.II.23)}$$

y por tanto

$$G_{d\lambda} = C_{r\lambda} G_{s\lambda} \quad \text{(III.II.24)}$$

con lo que la irradiancia espectral global sobre superficie horizontal será

$$G_{\lambda} = G_{bn\lambda} \cos\theta + G_{d\lambda} \quad \text{(III.II.25)}$$

con lo que queda completado este modelo espectral de irradiancias.

CAPÍTULO IV.-MEDIDAS EXPERIMENTALES

IV.1.- SISTEMAS DE ADQUISICIÓN DE DATOS

Las medidas experimentales de Radiación Solar correspondientes a Valencia que se utilizan en este trabajo fueron realizadas en uno de los edificios de la E.T.S.I.I. de la Universidad Politécnica de Valencia, donde está ubicado el Departamento de Termodinámica Aplicada.

Este edificio se encuentra en el Campus de la Universidad en los alrededores de la ciudad de Valencia en su parte N-E. En la zona hay una importante cantidad de edificaciones de hormigón con un tono gris claro, flanqueado al Norte por terrenos de huerta, y cercano al mar Mediterráneo a una distancia aproximada de la playa de 1 km en línea recta. Todo ello hace que, con la altura de la mencionada terraza, las coordenadas geográficas de la estación de medidas sean:

-Altitud sobre el nivel del mar:	20 m
-Latitud:	39.48°N
-Longitud:	0.38°W

En dicho lugar, el Grupo de Investigación de Radiación Solar (GIRS) del D.T.A. dispone de diversos aparatos de medida instalados en la terraza superior sobre plataformas preparadas al efecto, que se describirán a continuación, y realizando regularmente desde 1988 las siguientes medidas experimentales

- 1- Irradiancia Global Horizontal
- 2- Irradiancia Global sobre superficie inclinada hacia el SUR el valor de la Latitud del lugar (39.48°)
- 3- Irradiancia Difusa Horizontal
- 4- Irradiancia Directa Normal
- 5- Irradiancia de la banda UV de rango entre longitudes de onda de 0.295 y 0.385 μm

Los instrumentos de medida de la radiación solar pueden ser clasificados en dos categorías; los sensores térmicos y los sensores fotovoltaicos.

Los sensores fotovoltaicos tienen la ventaja de una respuesta casi instantánea a la radiación de las células solares que además son unos instrumentos no muy caros que aportan una señal de salida sin necesidad de alimentación externa. Su respuesta en el tiempo ha sido estimada por Coulson en $10 \mu s$ [Coulson 1975].

Sin embargo tienen la desventaja de que su precisión puede ser menor para medidas de toda la banda ya que su sensibilidad espectral es desigual y su dependencia de la temperatura y el ángulo de incidencia han restringido su uso [Suehrcke 1990] en este terreno y hacen más aconsejable la utilización de sensores térmicos o piranómetros.

Las medidas que desde 1988 se realizan en el GIRS se obtienen con piranómetros que tienen un amplio rango espectral. A partir del 7 de abril de 1991 se miden y almacenan también irradiancias de la banda ultravioleta (UV), que utiliza como detector una fotocélula de selenio aislada herméticamente.

Para realizar dichas medidas se utilizan los siguientes instrumentos:

- 1) La Irradiancia Global Horizontal se mide con un piranómetro Eppley Modelo 8-48. Rango de 0.225 a $2.800 \mu m$
- 2) La Irradiancia Global en plano inclinado el ángulo correspondiente a la Latitud se mide con un piranómetro marca Kipp & Zonen, modelo CM-11. Rango de 0.305 a $2.800 \mu m$.
- 3) La Irradiancia Difusa Horizontal se mide también con un Eppley 8-48, con una banda de sombra que tiene las medidas siguientes:

$$\begin{aligned}
 & \text{Anchura de la banda} \\
 & \quad b=7.7 \text{ cm} \\
 & \text{Radio de la banda} \\
 & \quad r_b=32.25 \text{ cm}
 \end{aligned}
 \tag{IV.I.1}$$

El efecto de la banda exige realizar una corrección de la irradiancia que suministra el aparato multiplicando el valor de la medida por

$$K_c = \frac{1}{1+x} + 0.09 \tag{IV.I.2}$$

siendo x

$$x = \frac{2b}{\pi r_b} \cos^3 \delta \left[\left(\frac{\pi}{180} \right) \text{sen} \phi \text{sen} \delta + \cos \phi \cos \delta \text{sen} \psi_a \right] \tag{IV.I.3}$$

donde aparte de las variables ya mencionadas ψ_a representa el acimut del sol al amanecer, en grados, que se obtendrá por tanto por

$$\psi_a = \arccos \left(-\frac{\text{sen} \delta}{\cos \phi} \right) \tag{IV.I.4}$$

4) La Irradiancia Directa Normal se mide con un Pirheliómetro Eppley NIP (Normal Incidence Pyranometer). Rango 0.225 a 2.800 μm .

5) La Irradiancia UV se mide con un Eppley TUVR. Rango 0.295 a 0.385 μm

También se utilizan en este trabajo medidas experimentales de radiación de Sevilla que fueron cedidas por el Grupo de Energía Solar de

la E.T.S.I.I. de aquella ciudad [Ruiz 1993], en donde disponen de una Estación de Medida de Radiación de similares características. Los instrumentos utilizados en Sevilla para obtener las medidas de interés para este trabajo fueron:

- 1- Para medir Irradiancia Global Horizontal se utilizó un Kipp & Zonen, CM11
- 2- Para medir irradiancia Difusa Horizontal se utilizó un Kipp & Zonen, CM11.
- 3- Para medir Irradiancia Directa Normal se utilizó un Eppley NIP.

que son instrumentos de las mismas características que los de la estación de Valencia.

Las coordenadas geográficas de la estación de medidas de Sevilla son:

-Altitud sobre el nivel del mar:	10 m
-Latitud:	37.42°N
-Longitud:	5.9°W

Estuvieron siempre disponibles para cada instante medido los valores de la Temperatura del aire que se midió automáticamente mediante una termo-resistencia PT100 y la hora solar del instante medido que incorporó el ordenador del Sistema de Adquisición de Datos (SAD).

Como es sabido la duración de todos los días del año no es exactamente la misma e igual a 24 horas, por lo que para corregir los tiempos registrados por el SAD, se utilizó la ecuación de tiempo de Spencer [Spencer 1971],

$$E_t = 4 \frac{180}{\pi} (0.000075 + 0.001868 \cos \Gamma - 0.032077 \operatorname{sen} \Gamma - 0.014615 \cos 2\Gamma - 0.04089 \operatorname{sen} 2\Gamma) \quad (\text{IV.I.5})$$

que nos da el incremento, en minutos, respecto de la duración media del día, que sufre la de cada día del año, estando el ángulo del día Γ dado por la ecuación III.I.4. De esta forma diariamente el tiempo del ordenador que registra las medidas es corregido incrementándose en el valor que aporta para ese día la ecuación.

Algunos otros datos necesarios, como la Presión atmosférica o la humedad, fueron completados con información recabada del Centro Meteorológico Zonal. La Presión viene bien determinada a diferentes horas del día en los Resúmenes Climatológicos Decenales (RCD) y dado que su variación y su influencia en la atenuación de la irradiancia son pequeñas se puede optar por establecer una Presión media del día. La humedad específica w , se mantiene sin apenas variaciones a lo largo de un día y también se puede suponer un valor constante w_m , sin embargo la humedad relativa ϕ , varía apreciablemente a lo largo del día.

Para establecer ϕ en cada instante se estableció como humedad específica del día w_m la media de las tres obtenidas a partir de datos de los RCD's del Meteorológico en los que vienen las temperaturas seca (t_s) y húmeda (t_h) a las 7, 13 y 18 horas de cada día.

Con estos datos se obtiene la humedad específica w , ya que la relación entre las humedades específicas del aire entre un estado seco (w_s) a la temperatura t_s y el estado húmedo (w_h) a la temperatura t_h , en un proceso de saturación adiabático, la podemos expresar como

$$w_s = \frac{(2501 - 2.381t_h)w_h - (t_s - t_h)}{2501 + 1.805t_s - 4.186t_h} \quad (\text{IV.I.6})$$

donde para $P_{vs}(t_h)$ se usará la expresión de la presión de vapor de agua saturante a cada temperatura $P_{vs}(t)$

$$P_{vs}(t) = 10^{\left(\frac{7.5t}{237.3+t} + 2.7858\right)} \quad (\text{IV.I.7})$$

con t en $^{\circ}\text{C}$ y la presión atmosférica P en Pa, y para w_h emplearemos la expresión de la humedad específica w , en kg de vapor por kg de aire seco

$$w = 621.98 \frac{\phi P_{vs}(t)}{P - \phi P_{vs}(t)} \quad (\text{IV.I.8})$$

siendo la humedad relativa ϕ en este caso 1, y la temperatura t , t_h .

Estas humedades específicas obtenidas así, dan valores muy próximos a lo largo de un día y de ellos se obtiene la humedad específica media w_m .

Posteriormente se realiza el proceso inverso, es decir se toma para cada instante como humedad específica el valor fijo w_m y en función de ésta y de la presión de vapor saturante en cada instante (que a su vez depende de la temperatura t), se obtiene la humedad relativa ϕ , correspondiente a dicho instante del día, según

$$\phi = \frac{w P}{P_{vs}(t)(w + 621.98)} \quad (\text{IV.I.9})$$

expresión que como se puede ver deriva de la anterior (ec. IV.I.8).

Para completar el perfil de datos geográficos y meteorológicos de los dos lugares en que están ubicadas las estaciones de medidas se aportan en la Tabla IV.I.1 otras características medias de Valencia y Sevilla.

También añadiremos que el análisis de los Resúmenes Climatológicos Decenales confeccionados en el Centro Meteorológico de Sevilla-Aeropuerto, [INM 1992b] revela que en Sevilla predominan los vientos del Norte-Noreste y del Sur-Suroeste según sea la época del año como se comenta a continuación

Tabla IV.I.1.- Valores medios de variables climáticas de Valencia y Sevilla obtenidos del Instituto Nacional de Meteorología [INM 1982]

	HUMEDAD RELATIVA MEDIA (%)	MEDIA DE DIAS CLAROS POR AÑO	PRESIÓN ATMOSPÉ- RICA MEDIA (mm Hg)	TEMPERA- TURA MEDIA DIARIA (°C)	NÚMERO DE AÑOS ANALIZA- DOS
SEVILLA	65	123.1	760.7	18.8	27
VALENCIA	70	81.7	761.3	16.9	23

En Valencia hemos estudiado con más detenimiento el viento predominante. Estos vientos son del Oeste en las estaciones frías, es decir en los meses de Octubre a Marzo aproximadamente. Hacia el mes de Abril se observa la tendencia al cambio de vientos, para pasar a predominar, en los meses más cálidos, los procedentes de tres direcciones que son del N-NE, del S-E y ligeramente del E. En Octubre nuevamente se observa un cambio de la tendencia en el sentido anterior.

Este comportamiento de los vientos más frecuentes de la zona en los años 1989 y 1990 se puede ver en los diagramas que se muestran en el Apéndice III que hemos realizado a partir de los Resúmenes Climatológicos Decenales facilitados por el Centro Meteorológico Zonal de Levante del Instituto Nacional de Meteorología [INM 1992a]. En estos diagramas se representan el número de rachas observados en dichos meses y se indican las calmas que hubieron.

En la Figura A.III.25 del mencionado Apéndice III se muestra el diagrama que indica los porcentajes de rachas de vientos predominantes medios en Valencia para todo el año y se indican las calmas [MOPT 1991].

En la Figura A.III.26 se muestra el diagrama que indica los porcentajes de rachas de vientos predominantes medios en Sevilla para todo el año y se indican también las calmas [MOPT 1991].

A falta de rosas de viento mensuales de Sevilla se puede citar la observación mes a mes de los vientos predominantes de Sevilla a partir de una estadística elaborada por el Centro Meteorológico de Andalucía

Occidental entre los años 1976 a 1990 [INM 1995] que se resume en la Tabla IV.1.2.

Tabla IV.1.2.- Vientos predominantes en Sevilla por meses [INM 1995]

MES	VIENTO PREDOMINANTE	OBSERVACIONES
ENERO	NE	-
FEBRERO	NE y SW	VARIABLES
MARZO	NE y SW	VARIABLES
ABRIL	SW	-
MAYO	SW	PREDOMINA
JUNIO	SW	PREDOMINA
JULIO	SW	PREDOMINA
AGOSTO	SW	PREDOMINA
SEPTIEMBRE	SW	PREDOMINA
OCTUBRE	SW y NE	VARIABLE
NOVIEMBRE	NE	PREDOMINA
DICIEMBRE	NE	PREDOMINA

En Sevilla también puede observarse una predominancia estacional de ciertos vientos, pudiendose subdividir el año aproximadamente en temporada fría y temporada cálida. En la primera se observan vientos del Noreste y en la cálida del Suroeste claramente predominantes. En los meses de Febrero, Marzo y Octubre es cuando se observan los cambios de tendencia.

IV.II.- BASES DE DATOS

IV.II.1.- DATOS DE VALENCIA

En la estación de medidas del GIRS en Valencia, se ha implementado un sistema automático de adquisición de datos de tal manera que los diferentes actinómetros mencionados envían su señal analógica en μV a un ordenador personal, ésta es convertida a señal digital y traducida a valores de irradiancia en W m^{-2} en función del calibrado de cada aparato. A su vez en el ordenador con cada una de las medidas instantáneas mencionadas se realizan, mediante un programa de ordenador preparado al efecto, las siguientes operaciones:

- 1-Recepción cada minuto de un valor instantáneo de las distintas irradiancias y realización de las correcciones pertinentes.
- 2-Integración temporal de las irradiancias recibidas cada minuto.
- 3-Grabación en soporte magnético, en disco, cada cinco minutos tanto del valor instantáneo correspondiente como de la integración acumulada acompañadas de hora solar, minutos y temperatura.

Toda esta información se fue grabando desde 1988 en los correspondientes ficheros diarios. Cada fichero es nombrado mediante un código que recoge el año y el día al que corresponden los datos.

Recientemente hemos estructurado todos los ficheros diarios de datos almacenados, para darles una forma unificada ya que desde el año 1993 se obtienen también medidas de UV y se ha preparado un dispositivo psicrométrico de termopares para medir humedad relativa. Con ese fin todas las medidas experimentales acumuladas se han almacenado en ficheros de datos DIARIOS, MENSUALES y ANUALES en la forma que se describe a continuación:

A.- Ficheros de un DÍA

Mediante el programa DEPURNEW.BAS y algunas adaptaciones de éste para resolver ciertos casos particulares en que había lagunas, o determinadas medidas no estaban disponibles, se procesaron los antiguos ficheros de datos y se construyen ficheros secuenciales y diarios de datos con el siguiente contenido:

1- HORA	Hora y fracción
2- TEMPERATURA	Grados Celsius
3- HUMEDAD RELATIVA	Fracciones de unidad
4- IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL	$W m^{-2}$
5- IRRADIACIÓN DIRECTA N.ACUMULADA	$MJ m^{-2}$
6- IRRADIANCIA GLOBAL HORIZONTAL	$W m^{-2}$
7- IRRADIACIÓN GLOBAL H. ACUMULADA	$MJ m^{-2}$
8- IRRADIANCIA GLOBAL INCLINADA	$W m^{-2}$
9- IRRADIACIÓN GLOBAL I. ACUMULADA	$MJ m^{-2}$
10-IRRADIANCIA DIFUSA HORIZONTAL	$W m^{-2}$
11-IRRADIACIÓN DIFUSA H. ACUMULADA	$MJ m^{-2}$
12-IRRADIANCIA BANDA UV	$W m^{-2}$
13-IRRADIACIÓN BANDA UV ACUMULADA	$MJ m^{-2}$

En los casos que la medida correspondiente no existía en el fichero se ocupa el registro con un dato provisional de valor absurdo (-100).

B.- Ficheros de un MES

Los ficheros anteriores que hemos llamado Ficheros de Día son los que más información contienen, pero ésta es excesiva normalmente y el manejo de muchos ficheros o de ficheros de un gran tamaño es poco práctico si están destinados a ser procesados en un microordenador. Frecuentemente se necesitan datos de diferentes días con valores horarios o instantáneos solamente a determinados intervalos de tiempo (cada hora o media hora). Por ello se confeccionaron tres tipos de Ficheros de Mes desechando en éstos gran cantidad de datos.

Mediante el programa BASEDATO.BAS preparado con el objetivo de construir ficheros de datos de Mes se procesaron los Ficheros de Día de cada mes y crearon tres ficheros mensuales que contienen respectivamente: a) datos instantáneos de radiación, b) datos instantáneos de medidas climáticas (presión, temperatura, etc.) y c) datos integrados horarios de radiación. Listados de los programas se pueden ver en Apéndice II.

La estructura de los tres ficheros mencionados es:

a) Ficheros de cada MES con medidas Instantáneas de Radiación a intervalos de 1/2 hora, con nombre identificando tipo de fichero, lugar, mes y año. Contienen las secuencias de datos, separados por comas, siguientes:

- 1-DIA JULIANO
- 2-HORA
- 3-ÁNGULO CENITAL DEL SOL
- 4-IRRADIANCIA GLOBAL HORIZONTAL
- 5-IRRADIANCIA DIFUSA HORIZONTAL
- 6-IRRADIANCIA GLOBAL INCLINADA CON LATITUD
- 7-IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL
- 8-IRRADIANCIA UV
- 9-IRRADIANCIA EXTRATERRESTRE HORIZONTAL
- 10-COCIENTE DE IRRADIANCIAS DIFUSA Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES
- 11-ÍNDICE DE CLARIDAD (RAZÓN ENTRE GLOBAL Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES)

(todas las irradiancias expresadas en $W m^{-2}$)

b) Ficheros de cada MES con medidas Instantáneas de variables climáticas en los mismos intervalos de 1/2 hora en que existen datos en el fichero anterior correspondiente, con nombre identificando tipo de fichero, lugar, mes y año. Contienen las secuencias de datos, separados por comas, siguientes:

- 1-DIA JULIANO
- 2-HORA
- 3-TEMPERATURA
- 4-PRESIÓN
- 5-HUMEDAD RELATIVA

c) Ficheros de cada MES con medidas Integradas Radiación entre la 1/2 hora anterior y la 1/2 hora posterior de cada hora solar del lugar entera. El fichero con nombre identificando su tipo, lugar, mes y año contiene las secuencias de datos, separados por comas, siguientes:

- 1-DÍA JULIANO
- 2-HORA
- 3-ÁNGULO ZENITAL CORRESPONDIENTE
- 4-RADIACIÓN GLOBAL HORIZONTAL INTEGRADA DE UNA HORA
- 5-RADIACIÓN DIFUSA HORIZONTAL INTEGRADA DE UNA HORA
- 6-RADIACIÓN GLOBAL INCLINADA CON LA LATITUD INTEGRADA
- 7-RADIACIÓN DIRECTA NORMAL INTEGRADA EN LA HORA
- 8-RADIACIÓN UV INTEGRADA EN LA HORA
- 9-RADIACIÓN EXTRATERRESTRE HORIZONTAL INTEGRADA EN LA HORA
- 10-FRACCIÓN k_{gd} DE LAS RADIACIONES HORARIAS (GLOBAL Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES)
- 11-FRACCIÓN k_t DE LAS RADIACIONES HORARIAS (DIFUSA Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES)

(todas las radiaciones expresadas en kJ m^{-2})

C.- Ficheros de un AÑO

A la vez que se actualizó la base de datos se construyeron ficheros para cada año que contienen secuencias diarias con la siguiente información:

- 1- AÑO
- 2- DÍA JULIANO
- 3- IRRADIACIÓN DIRECTA NORMAL DIARIA INTEGRADA
- 4- IRRADIACIÓN GLOBAL HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA
- 5- IRRADIACIÓN GLOBAL INCLINADA DIARIA INTEGRADA
- 6- IRRADIACIÓN DIFUSA HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA
- 7- IRRADIACIÓN HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA DE LA BANDA UV
- 8- HORAS DE SOL MEDIDAS
- 9- HORAS DE SOL TEÓRICAS
- 10- IRRADIACIÓN EXTRATERRESTRE HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA
- 11- NÚMERO DE MES DEL AÑO

(todas las irradiaciones expresadas en MJ m^{-2})

IV.II.2.- DATOS DE SEVILLA

A.- Ficheros de un DÍA

Las medidas experimentales cedidas por el Grupo de Energía Solar de la E.T.S.I.I. de la Universidad de Sevilla [Ruiz 1993] estaban contenidas en dos ficheros por cada día juliano, el primero caracterizado por la letra "r" conteniendo datos de radiación y el segundo con la letra "t" conteniendo datos climáticos.

Con el fin de uniformizar toda la información disponible, los ficheros de datos de Sevilla se procesaron con una variante del programa BASEDATO.BAS de forma que, independientemente de la estructura de los ficheros de entrada, se generaran los siguientes ficheros:

B.- Ficheros de un MES

Se confeccionaron para cada mes tres tipos de ficheros iguales a los expresados en el punto B.- anterior, especificando en el nombre de cada fichero el tipo de éste, el lugar de las medidas (Sevilla), el año y el mes correspondiente. Por lo tanto se crearon tres ficheros mensuales conteniendo respectivamente datos instantáneos de radiación, datos instantáneos de medidas climáticas (presión, temperatura, etc.) y datos integrados horarios de radiación.

C.- Ficheros de un AÑO

A su vez, al procesar todos los días de un año se creó un fichero por año conteniendo secuencias de datos diarios. El año y lugar se identifican en el nombre de cada fichero y contiene secuencias con datos de cada día, separados por comas, con la siguiente información:

- 1- DIA JULIANO
- 2- IRRADIACIÓN GLOBAL HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA
- 3- IRRADIACIÓN DIFUSA HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA
- 4- IRRADIACIÓN GLOBAL INCLINADA DIARIA INTEGRADA
- 5- IRRADIACIÓN DIRECTA NORMAL DIARIA INTEGRADA
- 6- IRRADIACIÓN EXTRATERRESTRE HORIZONTAL DIARIA INTEGRADA

- 7- FRACCIÓN k_{dd} DE LAS IRRADIACIONES DIARIAS (GLOBAL Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES)
- 8- FRACCIÓN k_t DE LAS IRRADIACIONES DIARIAS (DIFUSA Y EXTRATERRESTRE HORIZONTALES)

(todas las irradiaciones expresadas en MJ m⁻²)

Ciertas magnitudes teóricas de referencia se han incorporado a la base de datos, al margen de que se pueden calcular en cualquier momento para facilitar la combinación de ellas con las restantes medidas experimentales y permitir una mayor agilidad en la utilización de todos los datos y las comparaciones entre éstos.

El número de horas de sol teóricas de un día se obtiene haciendo

$$N_s = \frac{2 \omega_a}{15} \quad (\text{IV.II.1})$$

donde el ángulo horario del amanecer ω_a en grados se puede obtener como

$$\omega_a = \arccos(-\operatorname{tg}\phi \operatorname{tg}\delta) \quad (\text{IV.II.2})$$

La irradiancia extraterrestre horizontal será la Constante Solar del WRC multiplicada por el factor E_0 , de excentricidad de la órbita de la Tierra, y por el coseno del ángulo zenital.

La irradiación extraterrestre horizontal anterior integrada para una hora, esto es dado un ángulo horario ω integrando entre $\omega - \pi/24$ y $\omega + \pi/24$, será aproximadamente la Constante Solar horaria (es decir 4921 kJ m⁻²) por el factor E_0 y por el coseno del ángulo zenital ya que el factor que aparece $(24/\pi)\operatorname{sen}(\pi/24)$ se puede aproximar a 1.

Por último la extraterrestre horizontal diaria integrada se obtendrá por integración de la instantánea a lo largo de las horas de sol del día y por tanto seguirá la expresión

$$G_{scd} = \frac{24 \ 4921}{\pi} E_0 \cos \phi \cos \delta (\sin \omega_a - \omega_a \cos \omega_a) \quad (\text{IV.II.3})$$

que se obtendrá en kJ m^{-2} estando el ángulo horario correspondiente al amanecer ω_a en radianes.

La humedad relativa, como se ha dicho, no ha estado disponible para ser introducida en muchos ficheros y previéndose completar esta medida en los registros correspondientes se ha introducido en su defecto el valor -100 a la espera de subsanar esta deficiencia. Cuando se ha necesitado y se ha calculado, con la ecuación IV.I.9 y según el procedimiento descrito en aquél Apartado, dichos datos se han incorporado a su lugar correspondiente en los ficheros.

IV.III.- COMPONENTES DE LA RADIACIÓN. CORRELACIONES

En el presente trabajo, con el que se pretende "Contribuir al Estudio de la Radiación Solar", era interesante abordar el análisis de la distribución de la radiación que alcanza un plano horizontal de la superficie terrestre especialmente por dos razones, entre otras.

La primera para analizar las influencias sobre la radiación de ciertas circunstancias atmosféricas características que permitan la rápida y automática clasificación de dichas circunstancias tomando como referencia datos de irradiancia. Concretamente, el conocimiento de las relaciones que se dan entre las medidas experimentales de radiación en una situación de cielo sin nubes, puede ser usado como criterio de selección de estas condiciones de día despejado a partir de los mismos datos experimentales. De igual forma se trata de avanzar en la investigación de otras relaciones que puedan identificar otras situaciones.

La segunda razón es que, como se verá en el Capítulo siguiente, hemos establecido un método para determinar el Coeficiente de Turbiedad β de Ångström que esta basado fundamentalmente en la medida

experimental de k_d (ver ecuación V.III.2). La profundización en el análisis de las relaciones de esta variable radiométrica con otras como puedan ser el coeficiente de insolación (n_s/N_s), el índice de claridad k_t u otras, permitirá abrir nuevas posibilidades a expresiones más prácticas o más simplificadas para obtener el coeficiente β .

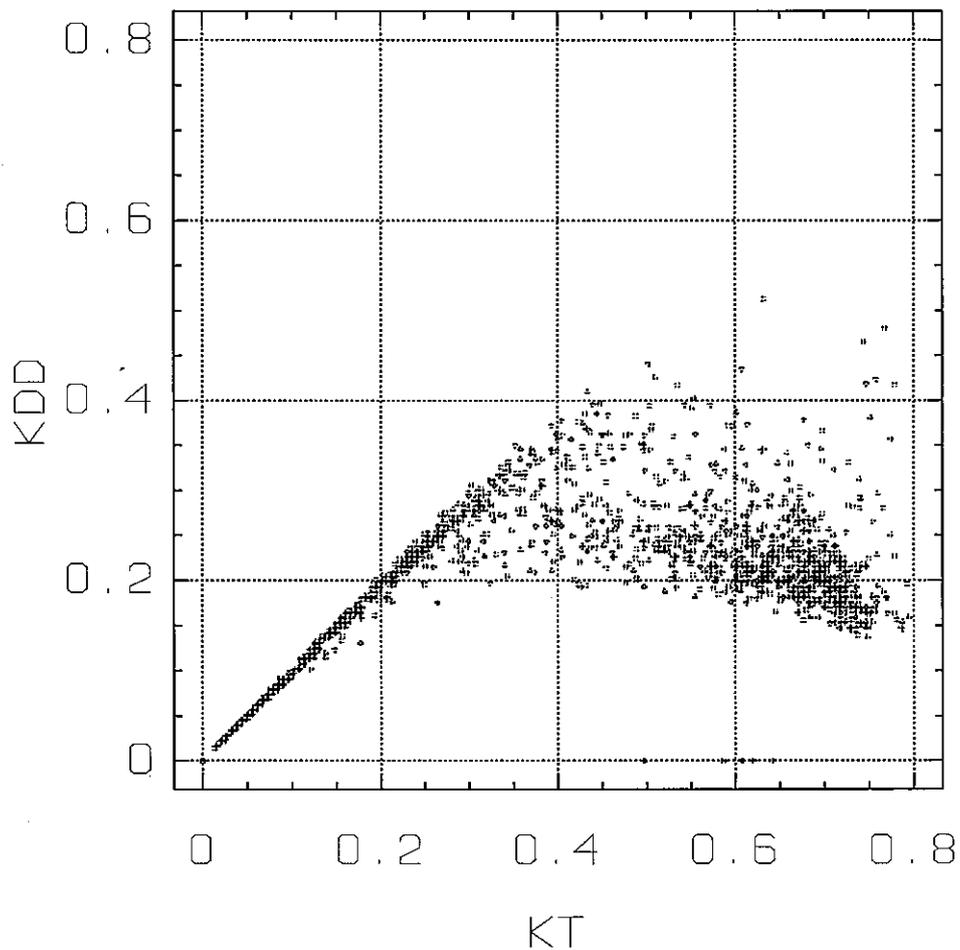


Fig.IV.III.1.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiancias de Valencia de los meses de Enero, Febrero y Marzo de 1992 en un diagrama k_{dd} vs k_t

Existen varios trabajos en la bibliografía realizados para analizar de forma empírica la distribución de la radiación solar que alcanza el suelo, partiendo de correlaciones realizadas con medidas experimentales de las diferentes componentes de ésta o de ciertas variables normalizadas que representan a las componentes.

Una de las variables de referencia para realizar las correlaciones y observar la distribución de la radiación es el denominado Índice de Claridad k_t , que se define como la razón entre la radiación global que alcanza una superficie horizontal y la radiación extraterrestre también horizontal.

Otras variables generalmente utilizadas son:

- a) La fracción Difusa k_d (es decir difusa partido por global, ambas sobre plano horizontal),
- b) Lo que se ha dado en llamar Coeficiente de Transmisión para la Difusa k_{dd} (es decir difusa partido extraterrestre, ambas sobre plano horizontal),
- c) El coeficiente de transmisión para la radiación directa sobre superficie horizontal k_b (es decir el cociente de la radiación directa sobre plano horizontal dividido por la radiación extraterrestre sobre plano horizontal).

Utilizaremos la notación anterior (k_t , k_d , k_{dd} y k_b), para representar fracciones entre las componentes de la radiación, tanto si se utilizan medidas instantáneas (es decir obtenidas a partir de cocientes de G , G_d , G_b y G_{sch}), como si provienen de medidas de radiación integrada en el tiempo de una hora o de un día (es decir idénticas fracciones pero entre H , H_d , H_b y H_{sch}). Esta circunstancia se señalará en cada ocasión ya que la notación usada para todas ellas es la misma con el fin de simplificar y aprovechando que se trata de magnitudes adimensionales.

En las Figuras IV.III.1, IV.III.2 y IV.III.3 se muestran, a modo de ejemplo, distribuciones de puntos (k_t, k_{dd}) que parten de tres valores experimentales respectivos, a saber; cuando se usan valores experimentales instantáneos, cuando se parte de medidas experimentales de irradiación integrada cada hora, o cuando las medidas de irradiación han sido integradas para un día.

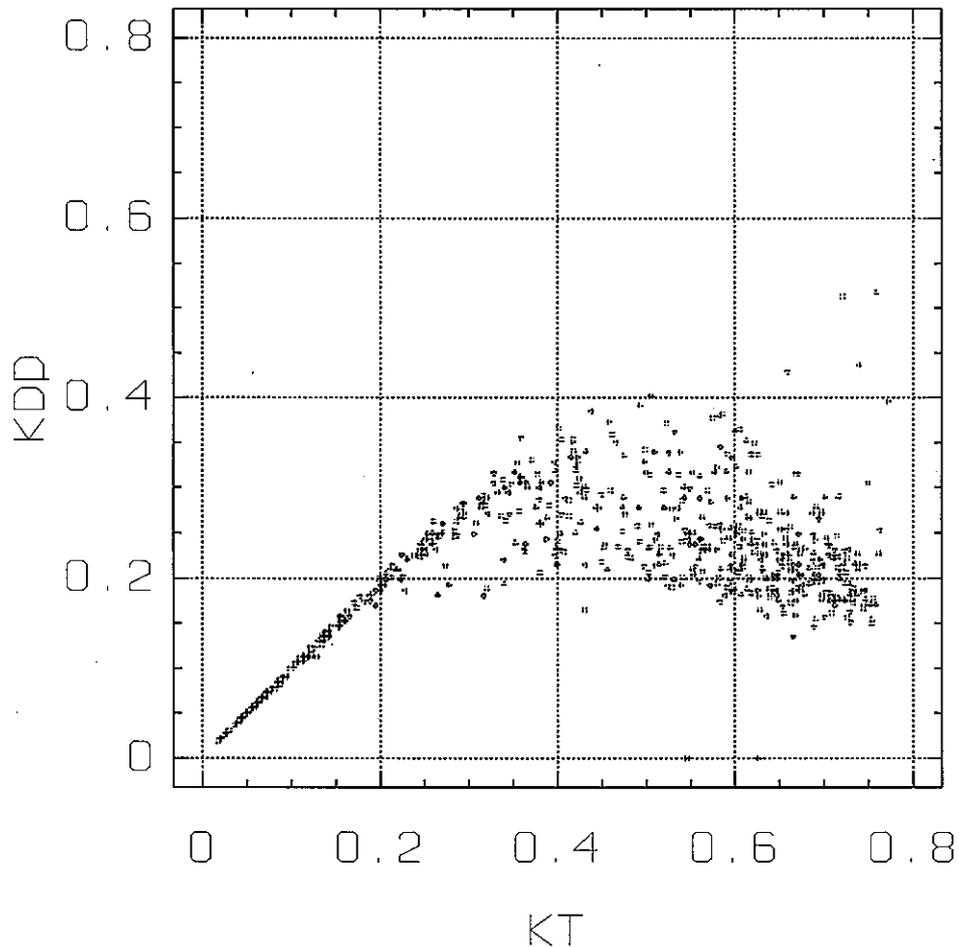


Fig.IV.III.2.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiación horaria de Valencia de los meses de Enero, Febrero y Marzo de 1992 en un diagrama k_{dd} vs k_t

Distribuciones características de puntos en un diagrama k_d versus k_t se muestran en las Figuras IV.III.4, IV.III.5 y IV.III.6, que corresponden respectivamente a los casos de utilizar valores de irradiancias, valores de irradiación horaria o valores de irradiación diaria.

Uno de estos trabajos de obligada referencia es el de B.Y.H. Liu y R.C. Jordan del año 1960 [Liu 1960]. En este trabajo Liu y Jordan

realizaron representaciones de k_{dd} en función del índice de claridad k_t (en este caso representando cocientes de valores experimentales de irradiación horaria), obtenidas a partir de medidas realizadas por Moore y Abbot [Moore 1920] en Hump Mountain (Carolina del Norte, EEUU), así como medidas realizadas por Hand [Hand 1954], y medidas realizadas por ellos mismos en la Universidad de Minnesota (Minneapolis, Minnesota, EEUU), y observaron que en dichas representaciones la distribución de puntos aparentemente desordenada sigue unas características curvas convexas cuando se separan los datos por meses.

Liu y Jordan observaron las curvas características a que se ciñen los puntos en las distribuciones k_{dd} vs k_t y las distribuciones de k_d vs k_t en diferentes circunstancias. Utilizando datos correspondientes a cielo despejado de polvo y nubes también realizaron correlaciones con las fracciones k_{dd} vs k_b (directa sobre plano horizontal partido por extraterrestre) y ajustaron los valores experimentales de los diferentes lugares a la recta

$$k_{dd}=0.2710-0.2939k_b \quad (\text{IV.III.1})$$

Otros trabajos siguieron al anterior. Entre ellos destacan los de Choudhury [Choudhury 1960], Stanhill [Stanhill 1966], Ruth y Chant [Ruth 1976], Collares-Pereira y Rabl [Collares-Pereira 1979], Erbs, Duffie y Klein [Erbs 1981] [Erbs 1982] y Elhadidy y Abdel-Nabi [Elhadidy 1991] y el de Vazquez, Ruiz y Perez.

Vazquez, Ruiz y Perez [Vazquez 1991] investigaron la correlación de k_{dd} en función de k_t utilizando medidas de irradiación integrada diaria realizadas en Madrid en los años 1979 y 1980, y concluyeron que muchas explicaciones encontradas en la literatura son contradictorias e inadecuadas. Vazquez en un trabajo anterior [Vazquez 1987], ya había constatado el interés de correlacionar estos dos parámetros k_{dd} y k_t , y observado que, separadas las medidas por meses, los puntos en que k_b es pequeña se ciñen estrechamente a la bisectriz del primer cuadrante y a partir de un valor

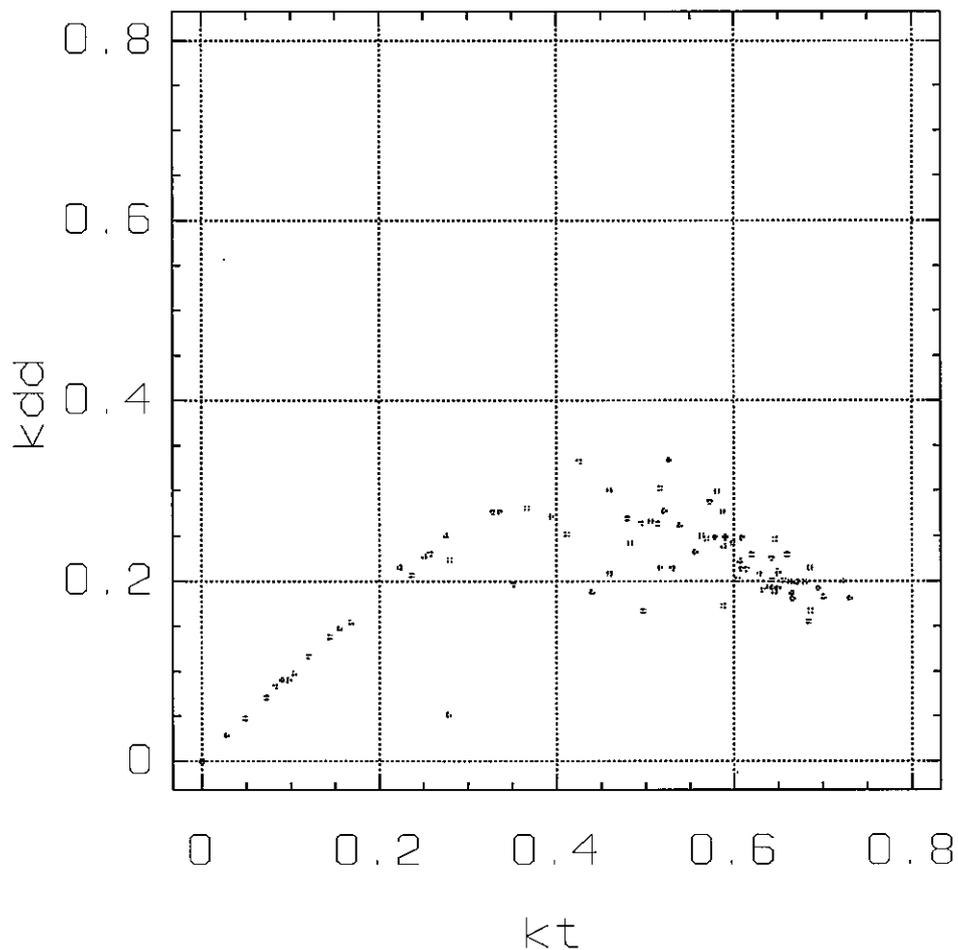


Fig.IV.III.3.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiación diaria de Valencia del primer trimestre año 1992, en un diagrama k_{dd} vs k_t .

umbral se ajustan bien a rectas de pendiente -1 desplazándose paralelamente a sí mismas en los diferentes meses del año, coincidiendo con un análisis similar de Orgill y Hollands [Orgill 1977] y otro de Hollands [Hollands 1985], que observó el mismo fenómeno primero analizando correlaciones lineales de k_{dd} respecto a k_b y posteriormente las de k_{dd} respecto a k_t .

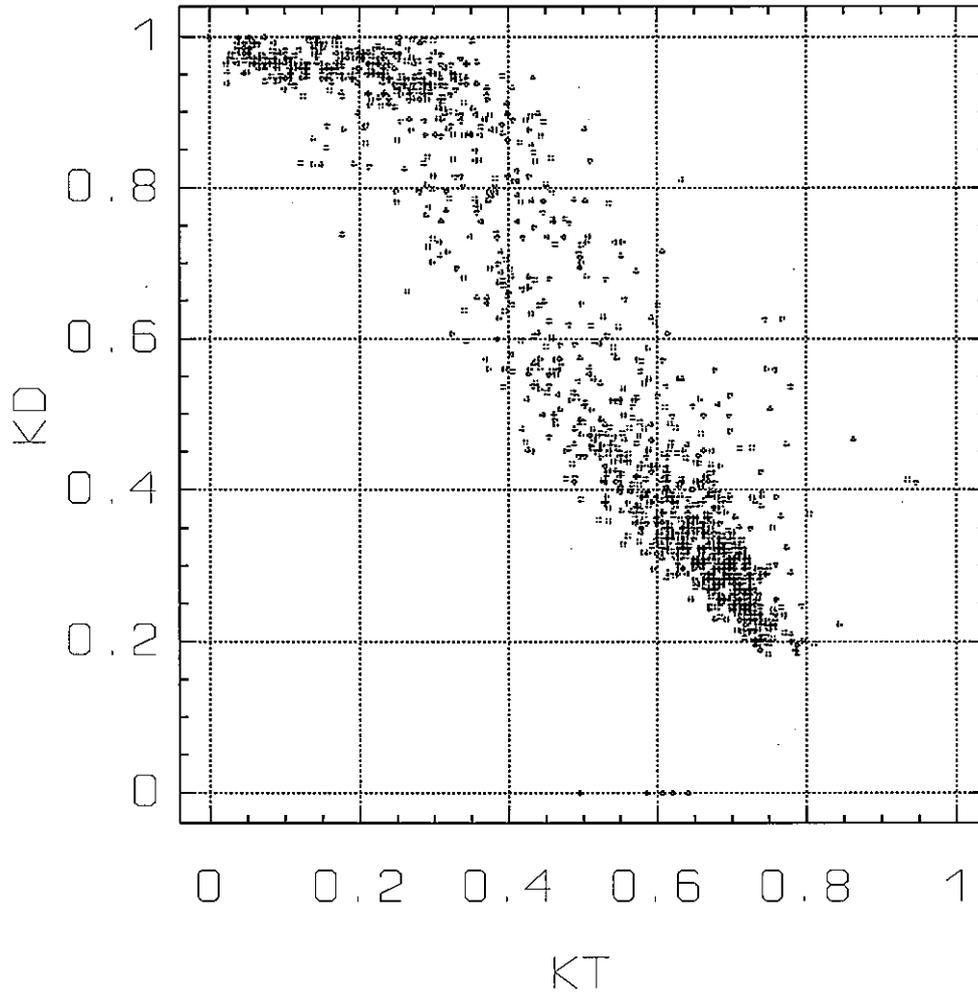


Fig.IV.III.4.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiancias de Valencia de los meses de Enero, Febrero y Marzo de 1992, en un diagrama k_d vs k_t .

En este trabajo hemos seguido analizando la correlación entre k_{dd} y k_t utilizando 600 datos de irradiación diaria de Valencia y otros tantos de Sevilla correspondientes al periodo entre 1988-1991, para realizar las comparaciones con las conclusiones de Erbs et al., y con Vazquez et al.

Estos datos de irradiación diaria se han obtenido, integrado y archivado, tanto los de Valencia como los de Sevilla, de la forma descrita en el Apartado anterior.

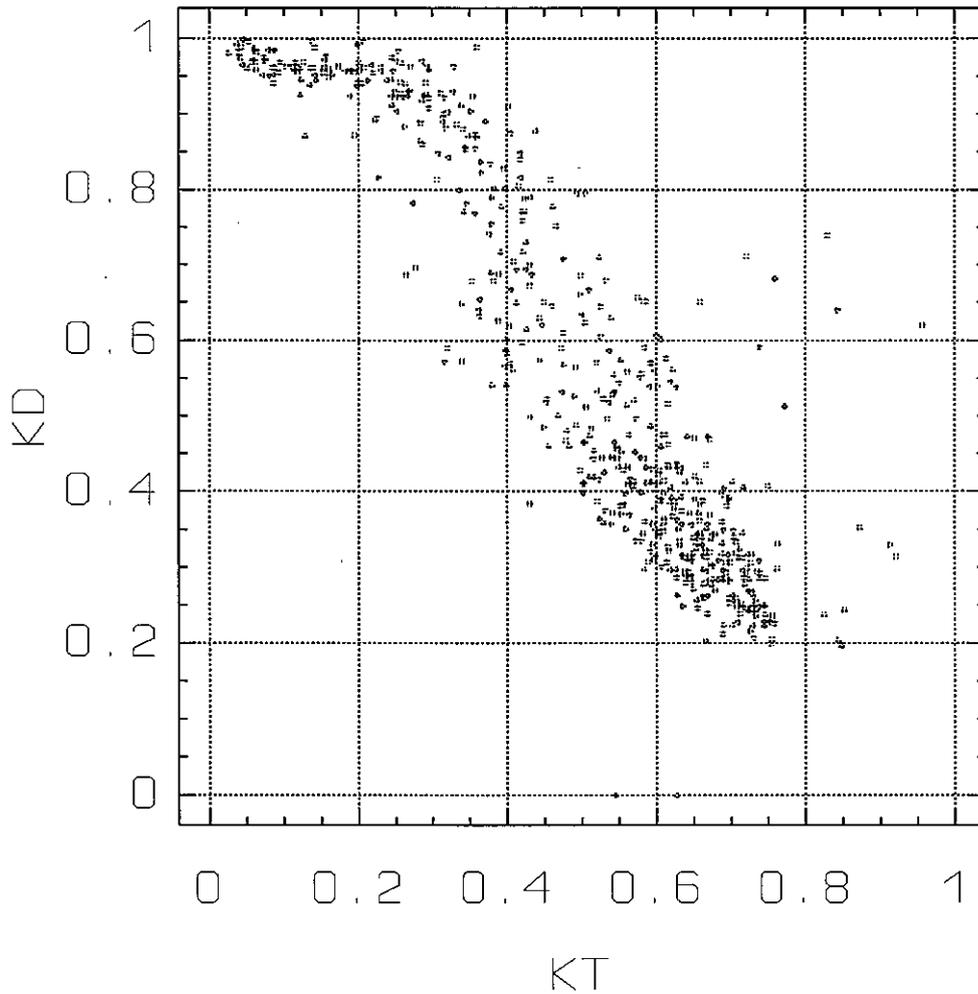


Fig.IV.III.5.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiación horaria de Valencia de los meses de Enero, Febrero y Marzo de 1992, en un diagrama k_d vs k_t .

En primer lugar se ha observado la distribución de puntos experimentales (k_t , k_{dd}) del mes de Mayo de 1989 en Valencia en que las condiciones atmosféricas fueron muy variadas comparándolas con las predicciones que establecen las correlaciones desarrolladas por Liu y Jordan [Liu 1960] y Collares-Pereira y Rabl [Collares-Pereira 1979]. Ver Figura IV.III.7

En la figura IV.III.8 se representan puntos (k_t , k_{dd}) correspondientes a datos diarios de Valencia en Julio de 1990, mes que se caracteriza por un alto índice de claridad y en el que se pueden observar las relaciones lineales en la representación k_{dd} vs k_t mencionada anteriormente.

El ajuste que se muestra en la Figura IV.III.8 se realizó a una recta de ecuación

$$k_{dd} = 1.17 - 1.4k_t \quad (\text{IV.III.2})$$

$$\rho^2 = 0.92$$

Este comportamiento solo se produce en las circunstancias mencionadas, sin embargo si el conjunto de puntos se extiende a un periodo extenso como el de los tres años analizados los ajustes se aproximan a parábolas convexas que pasan por el origen, y se ha observado que no mejora el ajuste si se realiza a polinomios de mayor grado. Los resultados de los ajustes realizados han sido:

1-Con el conjunto de puntos (k_t, k_{dd}) de Valencia el ajuste fue

$$k_{dd} = k_t(1.390 - 1.66k_t) \quad (\text{IV.III.3})$$

$$\rho^2 = 0.98$$

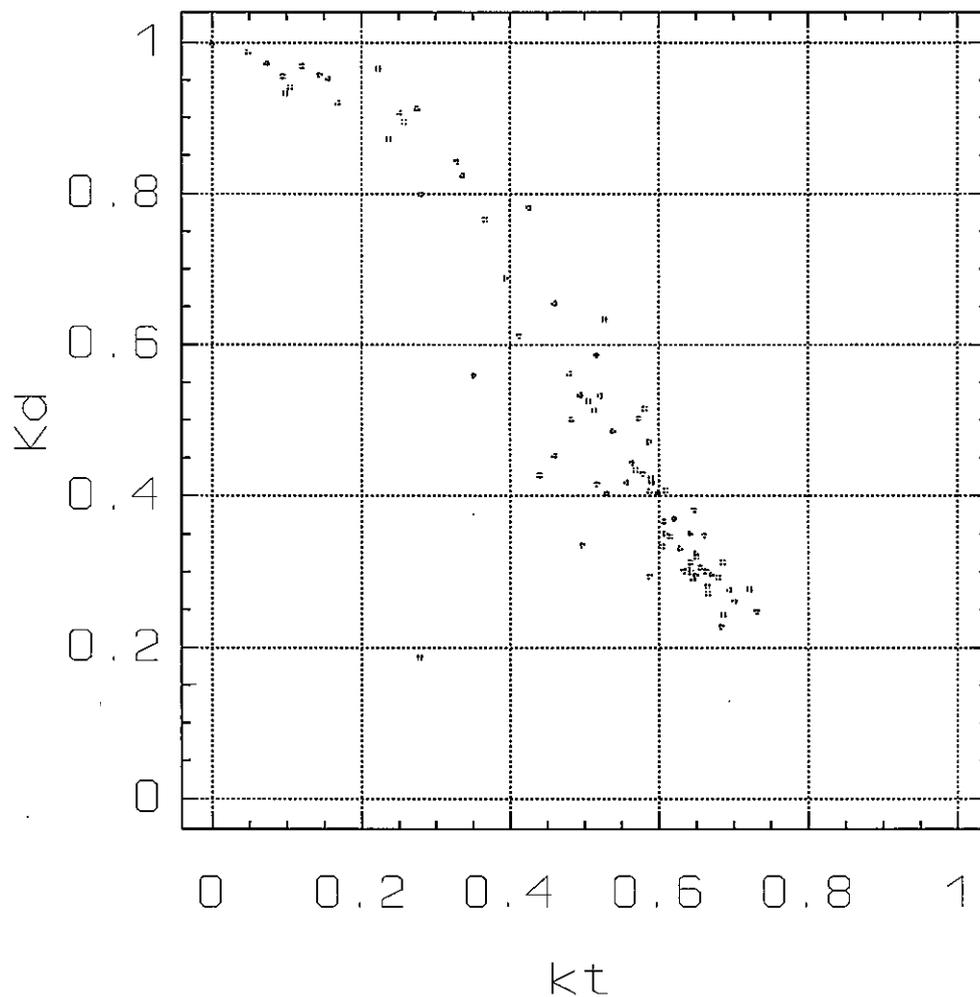


Fig.IV.III.6.-Distribución de puntos con medidas experimentales de irradiación diaria del primer trimestre del año 1992 en Valencia, en un diagrama k_d vs k_t .

2-Con el conjunto de puntos (k_t, k_{dd}) de Sevilla el ajuste fue

$$k_{dd} = k_t(1.350 - 1.62k_t) \quad (\text{IV.III.4})$$

$$\rho^2 = 0.96$$

3-Con el conjunto total de puntos (k_t, k_{dd}) de Valencia y Sevilla mezclados el ajuste fue

$$k_{dd} = k_t(1.326 - 1.62k_t) \quad (\text{IV.III.5})$$

$$\rho^2 = 0.97$$

Estos tres ajustes están representados respectivamente en las Figuras IV.III.9, IV.III.10 y IV.III.11.

Siguiendo la iniciativa de Collares-Pereira y Rabl [Collares-Pereira 1979] se agruparon los datos en tres conjuntos estacionales, que se caracterizan también por límites en los respectivos ángulos horarios del amanecer ω_a de sus días. De esta forma se hicieron los tres siguientes grupos que se muestran en la Tabla IV.III.1

Agrupados los puntos experimentales en estos tres bloques los ajusten en cada uno de ellos son mejores, los puntos se ciñen más a la curva buscada, lo que se puede observar por la bondad del coeficiente de correlación al cuadrado. Los resultados, por separado de los ajustes de los tres bloques de puntos fueron:

1-Puntos bajo la condición $\omega_a < 1.45$

Ajuste de datos de Valencia

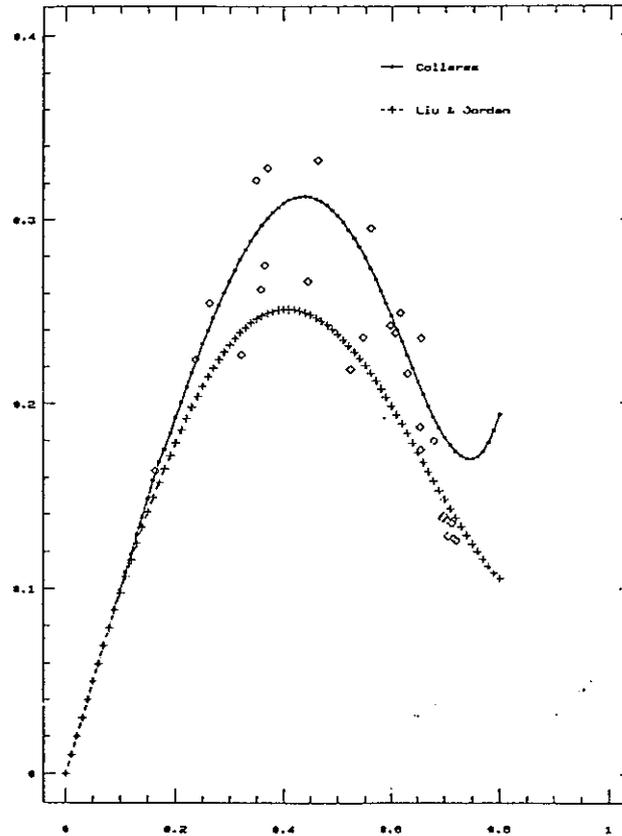


Fig.IV.III.7.-Representación de los valores diarios de k_{dd} vs k_t de Valencia en Mayo de 1989, superpuestas a correlaciones propuestas por [Collares-Pereira 1979] y [Liu 1960]

$$k_{dd} = k_t(1.463 - 1.792k_t)$$

(IV.III.6)

$$\rho^2 = 0.98$$

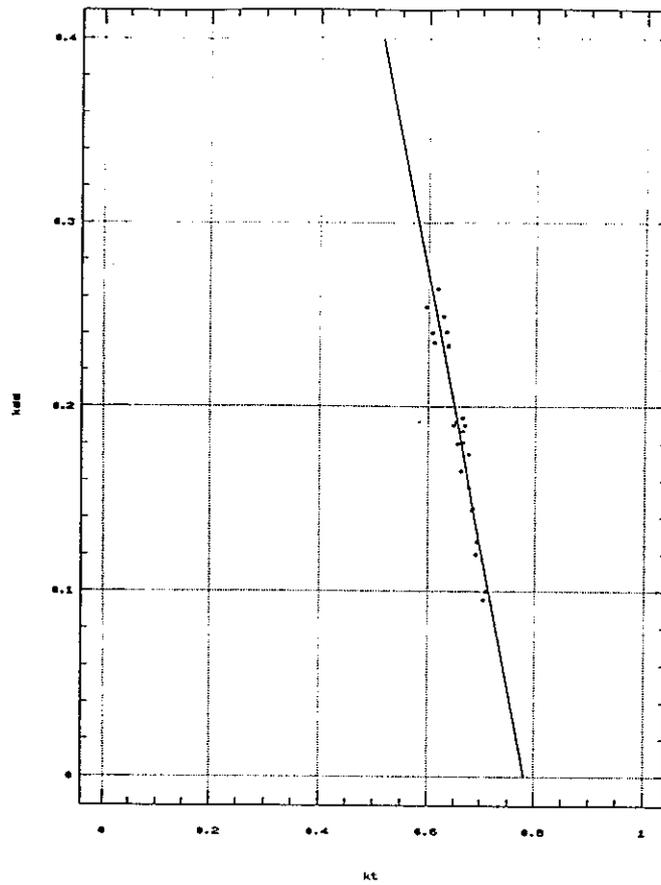


Fig.IV.III.8.-Representación de k_{dd} vs k_t a partir de irradiaciones diarias de Julio de 1990 en Valencia. Recta resultado del ajuste por mínimos cuadrados.

Tabla IV.III.1.- Característica de los tres períodos en que se ha dividido el año para analizar los datos

ESTACIONES	LÍMITES ÁNGULO HORARIO AMANECER
INVIERNO	$\omega_a < 1.45$
PRIMAVERA Y OTOÑO	$1.45 < \omega_a < 1.83$
VERANO	$\omega_a > 1.83$

Ajuste de datos de Sevilla

$$k_{dd} = k_f(1.355 - 1.655k_f) \quad (\text{IV.III.7})$$

$$\rho^2 = 0.97$$

2-Puntos bajo la condición $1.45 < \omega_a < 1.83$

Ajuste de datos de Valencia

$$k_{dd} = k_f(1.365 - 1.595k_f) \quad (\text{IV.III.8})$$

$$\rho^2 = 0.98$$

Ajuste de datos de Sevilla

$$k_{dd} = k_f(1.354 - 1.604k_f) \quad (\text{IV.III.9})$$

$$\rho^2 = 0.96$$

3-Puntos bajo la condición $\omega_a > 1.83$

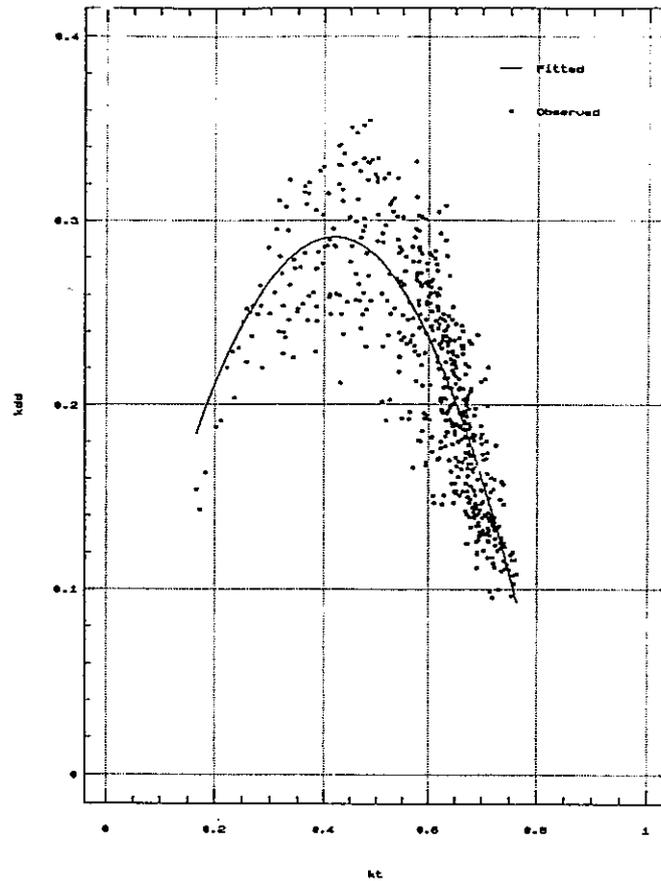


Fig.IV.III.9.-Representación de los puntos k_{dd} vs k_t de irradiación diaria en Valencia en el periodo 1988-1991. Representación del ajuste dado por la ec. IV.III.3

Ajuste de datos de Valencia

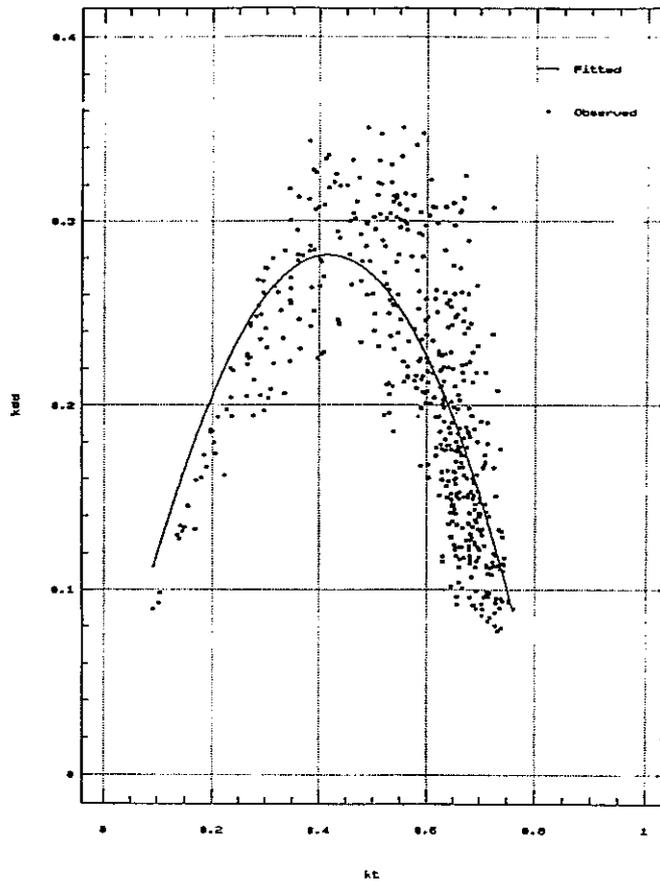


Fig.IV.III.10.-Representación de los puntos k_{dd} vs k_t de irradiación diaria en Sevilla en el periodo 1988-1991. Representación del ajuste dado por la ec. IV.III.4

$$k_{dd} = k_t(1.314 - 1.5238k_t)$$

(IV.III.10)

$$\rho^2 = 0.98$$

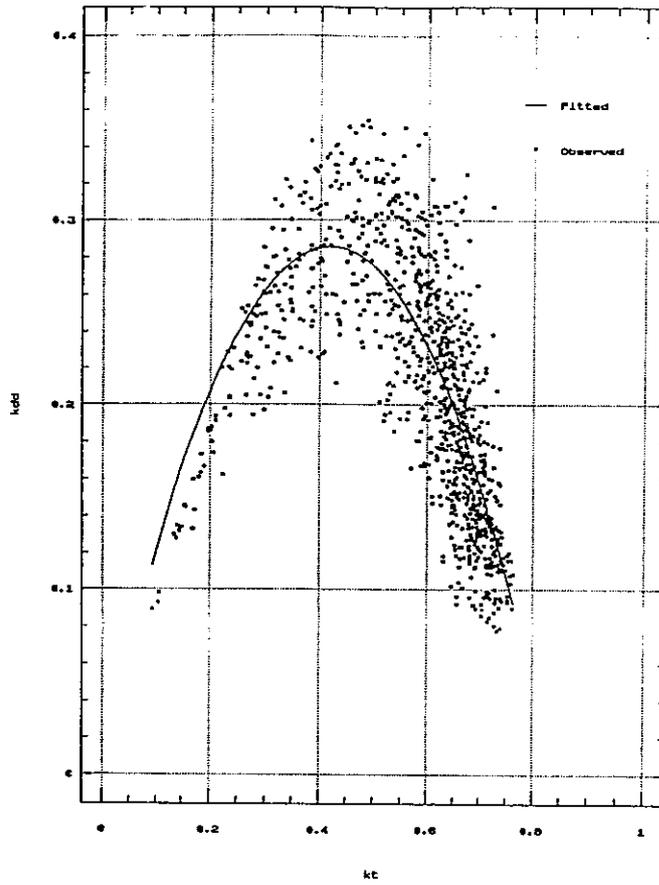


Fig.IV.III.11.-Representación de los puntos k_{dd} vs k_t de irradiación diaria en Valencia y Sevilla en el periodo 1988-1991. Representación del ajuste dado por la ec. IV.III.5

Ajuste de datos de Sevilla

$$k_{dd} = k_t(1.335 - 1.623k_t) \quad (\text{IV.III.11})$$

$$\rho^2 = 0.95$$

En la Figura IV.III.12 se ha representado el comportamiento de estas relaciones en Valencia expresado por las ecuaciones IV.III.6, IV.III.8 y IV.III.10. En estas representaciones gráficas se aprecia un desplazamiento de los vértices de las parábolas (que se indican en la Tabla IV.III.2), hacia la izquierda y hacia arriba como era de esperar en las estaciones de días más cortos y en sentido inverso en aquellas en que el ángulo horario es mayor. Esto es consecuencia de que en invierno la masa de aire a lo largo del día es siempre mayor que en verano (por comparar los dos extremos).

Tabla IV.III.2.- Coordenadas de los vértices de las parábolas k_{dd} vs k_t ajustadas a partir de datos estacionales de Valencia en los años 1988 a 1991.

PERIODO	k_t	k_{dd}
INVIERNO	0.408	0.298
OTOÑO Y PRIMAVERA	0.425	0.288
VERANO	0.427	0.280

Continuando con la comparación de resultados con otros autores vemos que la parábola obtenida en el trabajo mencionado [Collares-Pereira 1979] con los puntos (k_t, k_{dd}) el vértice se sitúa en el punto de coordenadas (0.445, 0.31). Erbs et al. [Erbs 1982] hicieron correlaciones a una función polinómica $k_{dd} = f(k_t)$ de orden 4 y separando las medidas del invierno de las del resto del año y éstas también tienen máximos respectivos en los puntos de coordenadas $k_t = 0.425$ y $k_{dd} = 0.305$ para el invierno y de $k_t = 0.450$ y $k_{dd} = 0.307$ para el resto del año.

Las correlaciones obtenidas por Erbs et al. fueron:

1-Para medidas del invierno agrupadas:

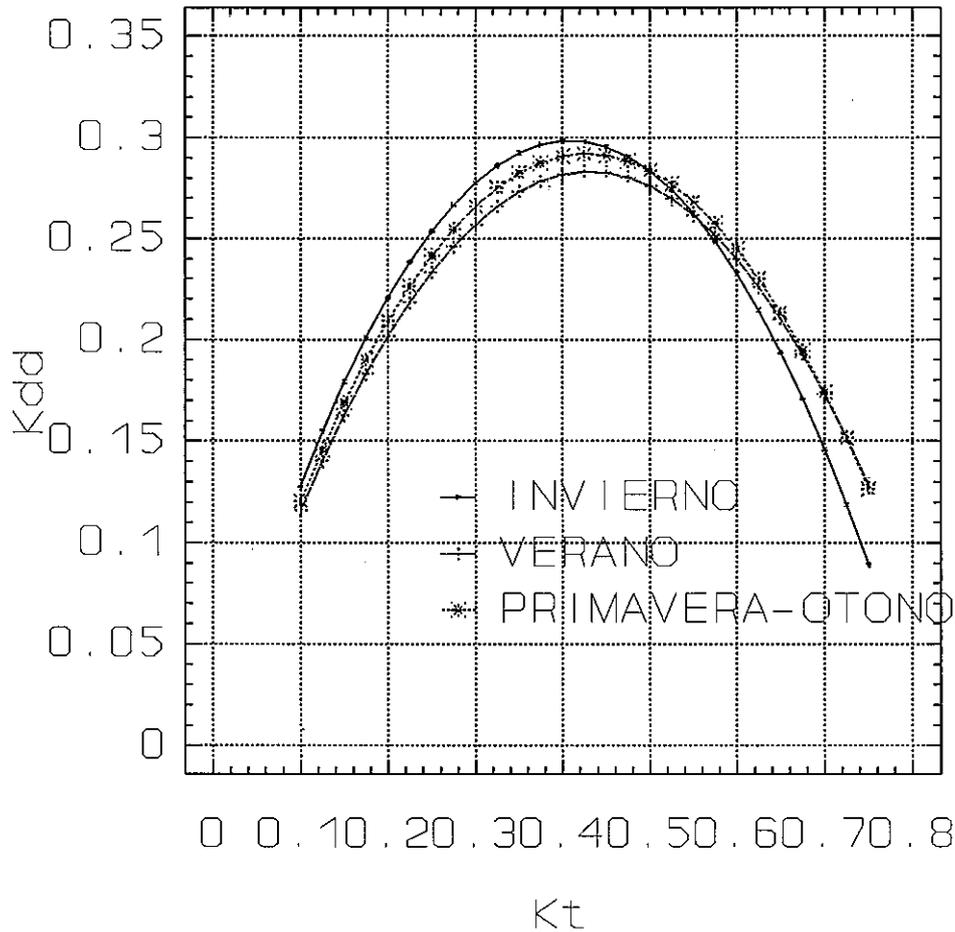


Fig.IV.III.12.-Representación de los ajustes k_{dd} vs k_t expresados por las ecuaciones IV.III.6, IV.III.8 y IV.III.10.

$$k_{dd} = k_t [1 - 0.272k_t + 2.4495k_t^2 - 11.9514k_t^3 + 9.3879k_t^4] \quad (\text{IV.III.12})$$

que puede ser comparada con la nuestra de la ecuación IV.III.6.

2-Para medidas del resto del año agrupadas la función de Erbs et al. es:

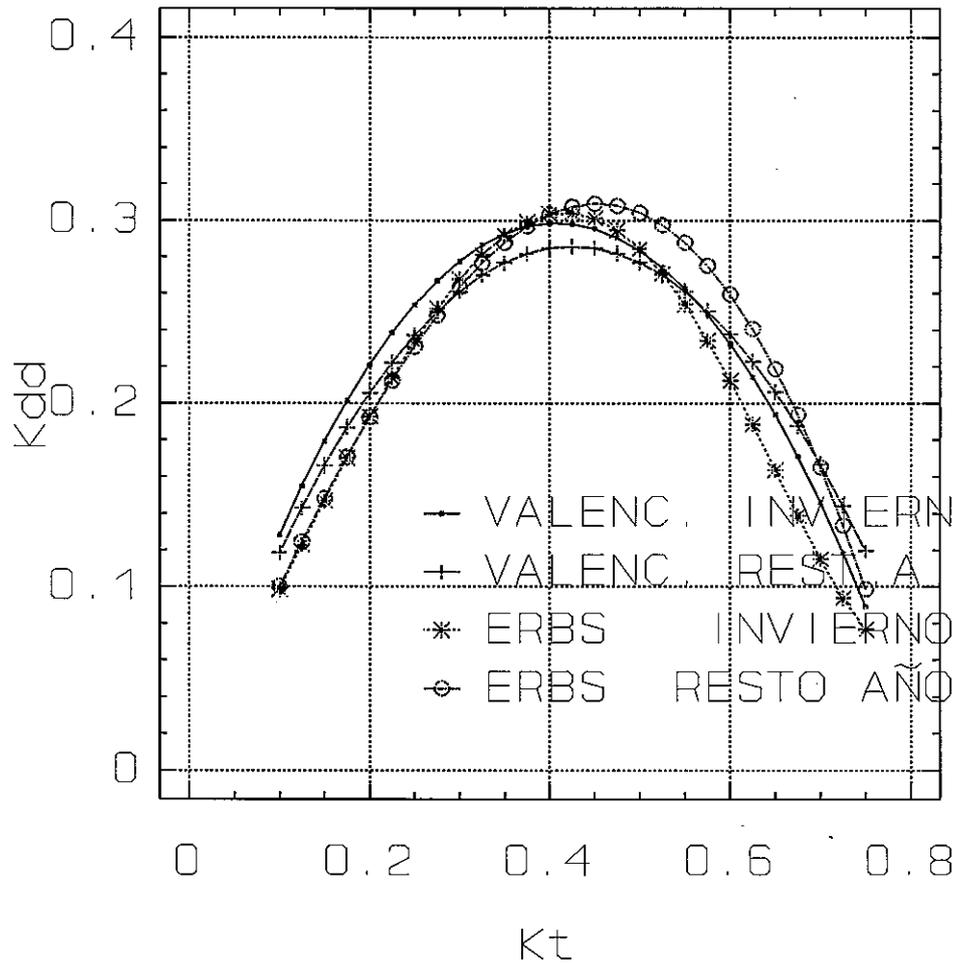


Fig.IV.III.13.-Representación de los ajustes de k_{dd} vs k_t de Valencia (ecs. IV.III.6 y IV.III.14) y de [Erbs 1981] (ecs IV.III.12 y IV.III.13) agrupadas las medidas como "invierno" y "resto del año"

$$k_{dd} = k_t [1 + 0.2832k_t - 2.555k_t^2 + 0.8448k_t^3] \quad (\text{IV.III.13})$$

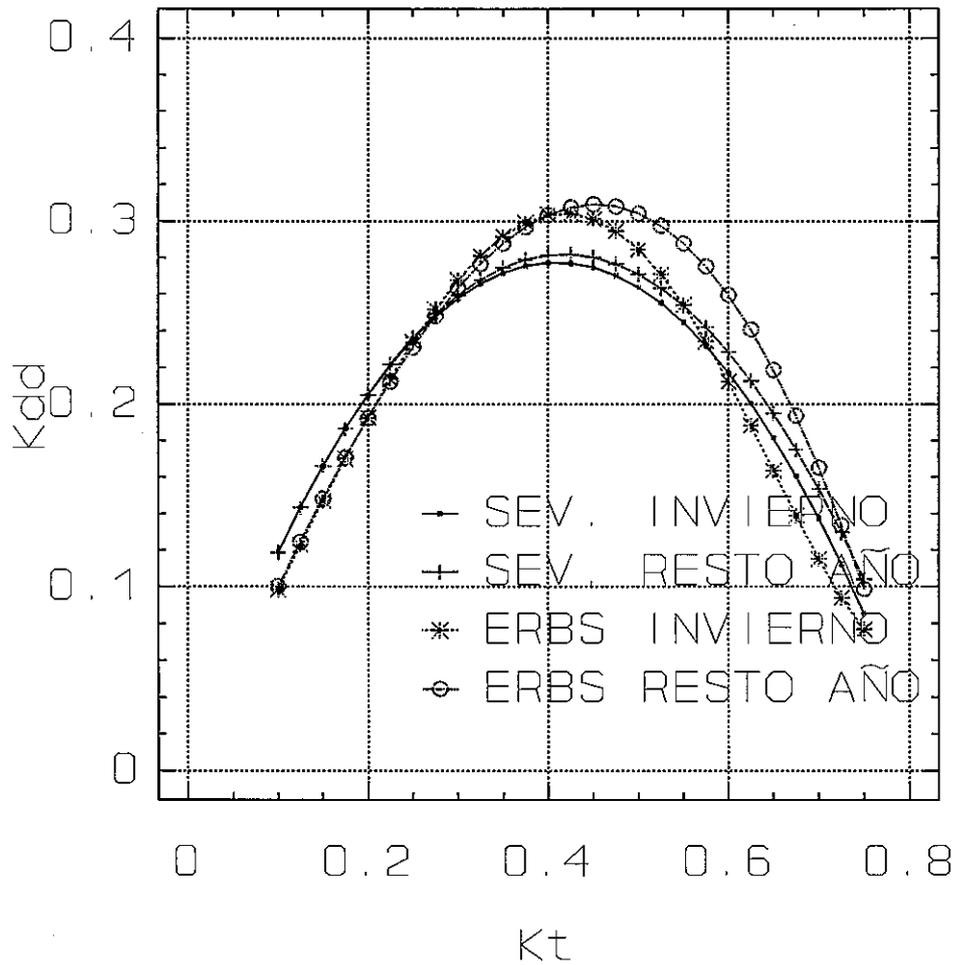


Fig.IV.III.14.-Representación de los ajustes de k_{dd} vs k_t de Sevilla (ecs. IV.III.7 y IV.III.15) y de [Erbs 1981] (ecs IV.III.12 y IV.III.13) agrupadas las medidas como "invierno" y "resto del año"

Y para su comparación hemos agrupado las medidas del resto del año del período observado tanto de Valencia como de Sevilla y hemos obtenido los ajustes:

a-Resto del año en Valencia

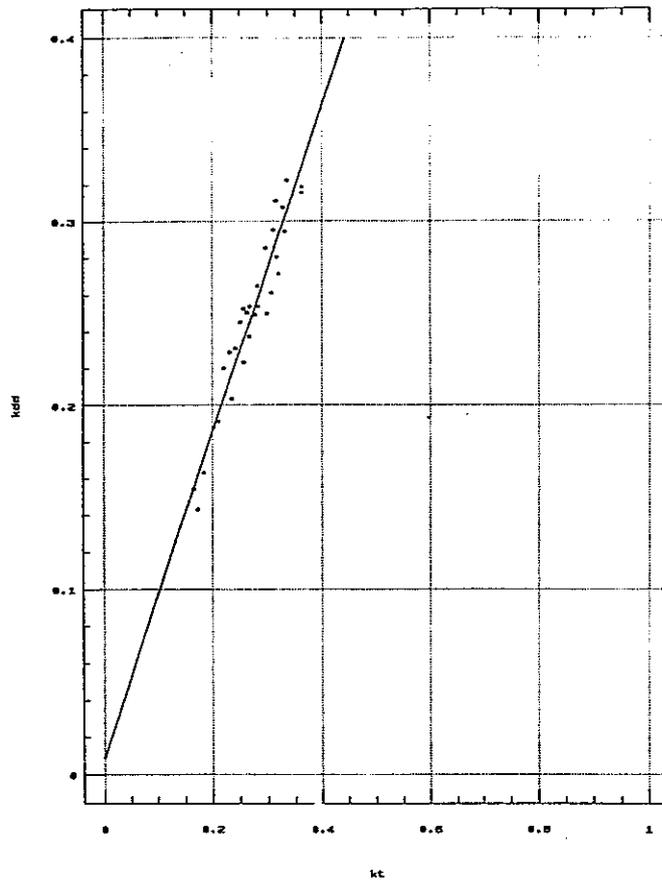


Fig.IV.III.15.-Representación de k_{dd} vs k_t de irradiación diaria de 31 días cubiertos de Valencia y recta del ajuste expresado por IV.III.16

$$k_{dd} = k_t(1.343 - 1.578k_t)$$

(IV.III.14)

$$\rho^2 = 0.98$$

b-Resto del año en Sevilla

$$k_{dd}=k_t(1.349-1.614k_t) \quad (\text{IV.III.15})$$

$$\rho^2=0.96$$

La Figura IV.III.13 muestra la comparación de los resultados anteriores de Erbs et al. con los nuestros de Valencia y la figura IV.III.14 la comparación de aquellos con los de Sevilla y se observa que en invierno los valores de k_{dd} de Valencia y Sevilla son en algunos casos un 8% más altos que en los resultados de Erbs et al. cuando $k_t > 0.5$, y son algo más bajos cuando $0.3 < k_t < 0.5$. para $k_t = 0.45$ la diferencia es a veces del 10% en Sevilla. En los resultados del resto del año para $k_t > 0.3$ los valores de k_{dd} tanto de Valencia como de Sevilla son más bajos que los de Erbs.

Es interesante también en este terreno el trabajo de Garrison [Garrison 1985], pues en él se estudia como, la división de la irradiancia global en directa y difusa depende de la elevación solar del albedo de la superficie y del agua precipitable en la atmósfera. En el caso de Valencia el albedo medio del suelo, en el lugar en que está ubicada la estación de medidas, se estimó a base de medidas in situ en un trabajo anterior. [Cañada 1993].

Los resultados que reflejan las gráficas de la Figuras IV.III.12 y IV.III.13 resultan similares a las que aporta el trabajo de Garrison con las figuras número 2, 8, y 16 discrepando solo ligeramente a altos valores de k_t .

Todas estas similitudes al comparar con determinaciones en otros lugares permiten ver que las variaciones que producen las condiciones locales son insignificantes.

Es interesante observar, al analizar las parábolas obtenidas en los ajustes con datos de Valencia y Sevilla, que en la proximidad de los puntos de corte con el eje de abscisas (valores bajos de k_{dd}) sus pendientes toman

los valores 1 (en el origen y por tanto $k_t \ll$), y -1 (los puntos de la derecha en el diagrama y por tanto de k_t elevada), y por lo tanto en estas zonas los puntos se ajustan bien a rectas de pendientes +1 y -1 respectivamente. Esto tiene menos interés para la zona de bajo índice de claridad ya que el proceso es evidente y para cielos muy cubiertos en que la directa y la global bajan drásticamente es necesario que los puntos tiendan a cero mediante una relación lineal.

Para corroborar esta tendencia hemos separado de los datos de Valencia 31 medidas correspondientes a días cubiertos de nubes y haciendo un ajuste por mínimos cuadrados hemos llegado a la recta

$$k_{dd} = 8 \cdot 10^{-3} + 0.88 k_t \quad (\text{IV.III.16})$$

$$\rho^2 = 0.93$$

cuya representación gráfica mostramos en la Figura IV.III.15

El hecho de que para días nubosos haya una tendencia a verificarse la relación $k_{dd} = k_t$, puede ser interesante a la hora de clasificar los días como cubiertos o despejados de nubes.

Por otra parte el comportamiento de los puntos a la derecha del vértice de las parábolas teóricas a las que llegamos es interesante por el hecho de que se pueden ajustar diferentes rectas paralelas para las diferentes estaciones del año todas de pendiente -1.

IV.IV.- CLASIFICACIÓN Y SELECCIÓN DE MEDIDAS CORRESPONDIENTES A CIELO DESPEJADO

Un problema que aparece cuando se aplican modelos que requieren, para su verificación, medidas de radiación solar en condiciones de cielos despejados, consiste en la correcta selección de los instantes apropiados. En los estudios de radiación solar frecuentemente se utilizan métodos empíricos que requieren gran cantidad de medidas para realizar

correlaciones o determinar comportamientos medios, lo que hace interesante resolver este tipo de problemas de una forma automática.

Para determinar la mayor o menor presencia de nubes en la atmósfera a lo largo de un día, y para conocer el número de horas de sol efectivas existe el llamado Heliógrafo de Campbell-Stokes. Consiste en un dispositivo formado por una bola de cristal y una banda de papel emplazada de forma que si la irradiancia directa es suficientemente elevada, el haz paralelo formado por los rayos solares que se refractan al atravesar la bola concentrándose en un punto del papel llega a producir quemaduras en éste. En función de la intensidad de las quemaduras se pueden deducir las horas de sol. Aunque práctico no deja de ser un criterio con cierta dosis de ambigüedad.

Otro de los recursos, que se han utilizado para el desarrollo de este trabajo, al que es posible acudir si se dispone de numerosos datos instantáneos de radiación a diferentes horas del día consiste en observar las representaciones diarias en función del tiempo de las irradiancias directa y difusa. Ambas representaciones responden de una forma muy peculiar ante la presencia de nubes como puede apreciarse en la representación de la Figura IV.IV.1 correspondiente a un día despejado en Sevilla (el 102 de 1990) y en la Fig. IV.IV.2 en que se muestra un día despejado la primera mitad del día y parcialmente nuboso el resto. No obstante este procedimiento resulta demasiado lento y entretenido.

Para disponer de datos fiables de referencia que nos permitan establecer un método de selección ágil, se hicieron las representaciones gráficas de las irradiancias en Sevilla de todos los días del año 1990. Esto nos permitió seleccionar en dicho año 1089 instantes repartidos entre 234 días en el año y correspondientes a las horas enteras de entre los 7 posibles instantes diarios que puede haber entre las 9 las 15 horas solares de un día. Antes de esta observación pormenorizada de todas las representaciones gráficas a lo largo del año partíamos de un total de 2727 instantes medidos diferentes condiciones de cielo y a las horas de todo el año entre las 8 y las 16, ambas inclusive, aunque estas dos últimas se eliminaron en todos los casos.

De las cifras mencionadas se puede ver que se seleccionaron como instantes despejados aproximadamente el 42 % de todos los posibles

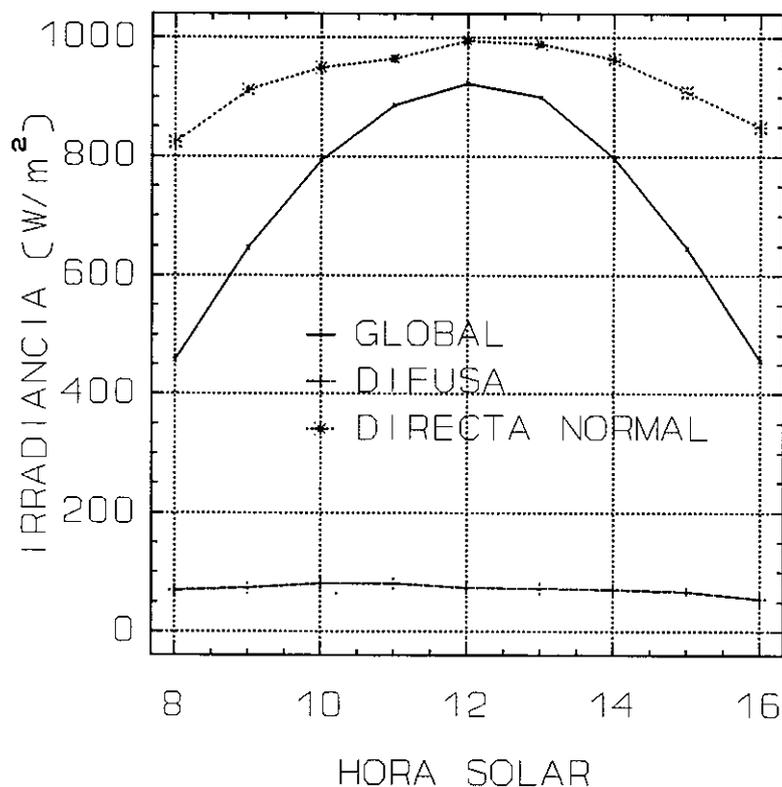


Fig.IV.IV.1.-Representación de irradiancias correspondiente a un día despejado (el día juliano 102 de 1990 que resultó despejado en Sevilla)

instantes del año. Téngase en cuenta que este procedimiento tan minucioso permite incluso determinar qué instantes son aprovechables de un día que pudo ser **no despejado** en parte. Por otra parte es un procedimiento menos ambiguo que la información que nos hubieran brindado las gráficas de un heliógrafo de Campbell-Stokes.

Disponíamos de un conjunto catalogado de días que, en Valencia, cumplieran la condición de cielo despejado de nubes, constatado a base de observaciones personales día a día tanto de la presencia de nubes como de la visibilidad. Esta selección de Valencia constituía un conjunto de 34 días en el año 1989 y de 51 días en el año 1990 que representaban una referencia de total garantía. De dicho conjunto salieron un total de 409 instantes medidos en 1989 y 358 instantes medidos en 1990 y que cumplían,

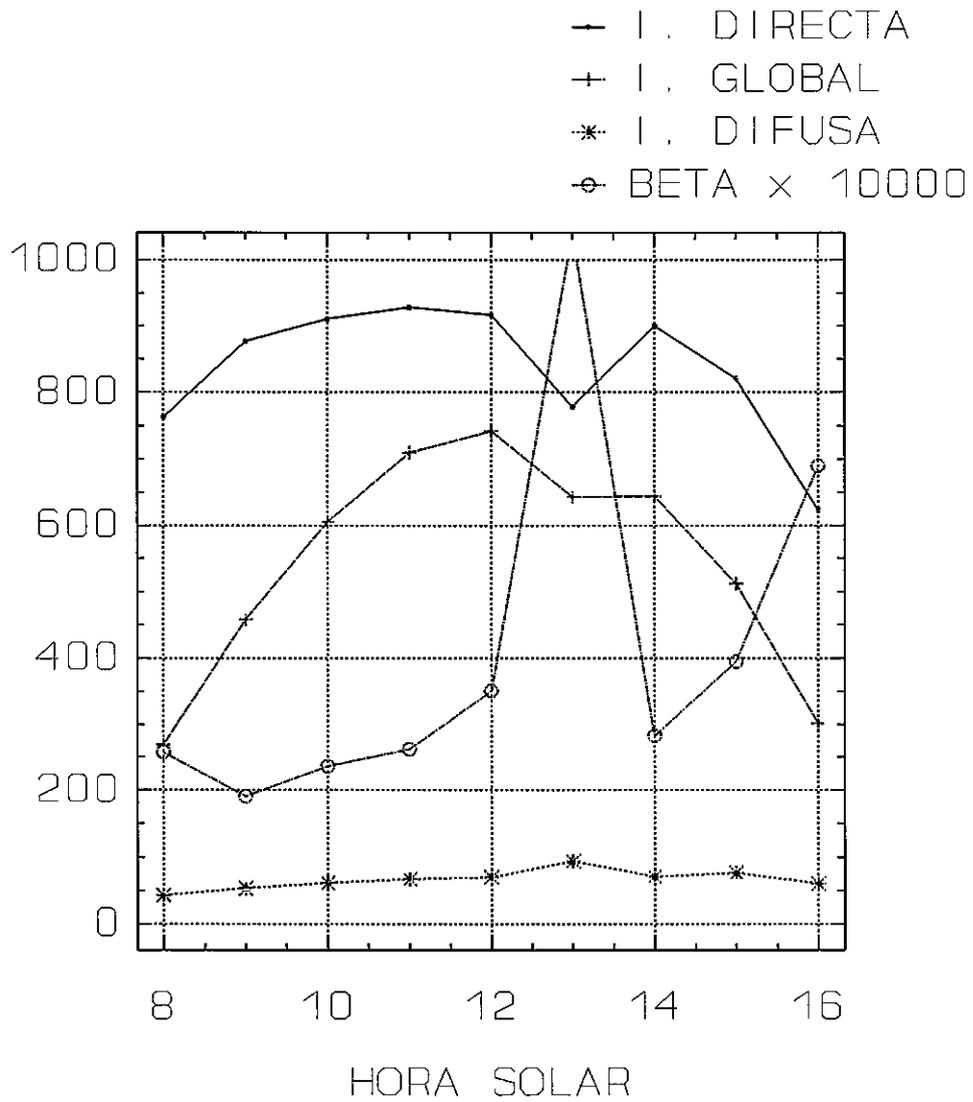


Fig.IV.IV.2.-Representación de irradiancias directa normal, global y difusa en $W m^{-2}$, correspondientes al día juliano 281 de 1990 en Sevilla. Evolución de β_{II} .

por tanto, la condición requerida.

Ambos conjuntos de medidas, es decir las 1089 de Sevilla del año 1990 y las 582 de Valencia de 1989 y 1990, sirvieron de referencia para determinar las limitaciones entre las que se encuentran las medidas propias de atmósferas descubiertas de nubes.

Criterio de selección A

Con todas estas premisas se buscó un primer criterio objetivo de selección de medidas en condiciones de cielo despejado que denominaremos Criterio A. Según este criterio se establecen límites tolerados a las irradiancias directa y difusa basados en porcentajes respecto de un valor de referencia.

Se estableció este valor de referencia en la máxima irradiancia directa posible en cada instante. Este valor al que denominamos DIRTEO, en virtud del Modelo de trabajo establecido anteriormente, vendrá dado por la expresión III.I.1 en la que daremos el valor 1 a la transmitancia de aerosoles, es decir

$$DIRTEO = 0.9751 E_0 G_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \quad (IV.IV.1)$$

El conjunto de medidas instantáneas de referencia correspondientes a cielo despejado ya seleccionado por los otros medios mencionados, se mezcló de nuevo con todas las otras medidas que no reunían las circunstancias de ausencia de nubes. Mediante un procesado reiterado mediante ordenador se les aplicó un filtro que solo separara los puntos cuyas medidas de directa normal y de difusa estuvieran limitadas por ciertos porcentajes de DIRTEO.

De esta forma observamos que las limitaciones de las condiciones de cielo sin nubes era cumplir siempre

$$G_{bn} \geq 0.55 \text{ DIRTEO} \quad \text{y} \quad G_d \leq 0.26 \text{ DIRTEO} \quad (IV.IV.2)$$

si alguna de estas exigencias se alteraba en un sentido menos estricto se "colaban" entre los datos filtrados instantes de cielo cubierto, y si se alteraba en sentido inverso "no podían pasar" instantes de los conjuntos de referencia y por tanto de probada ausencia de nubosidad.

Esta conclusión permite disponer de un criterio de selección de instantes despejados, y se podría recurrir a él en algún momento si existe dificultad de realizar una catalogación más precisa.

En un caso como el de este trabajo en que estamos manejando un determinado modelo que predice los diferentes valores de irradiancias se podrá optar por un método de selección automática de medidas correspondientes a cielo despejado usando incluso algunos datos climatológicos que en este caso están disponibles y por tanto resultará más riguroso, ya que del criterio anterior no está probado que no tenga alguna limitación geográfica o un comportamiento propio de características locales.

Criterio de Selección B

Para establecer esa selección más rigurosa y objetiva que permita su automatización a partir de las medidas mismas de irradiancia, se adoptó el siguiente criterio.

El criterio de selección B consistió en fijar, en lugar de porcentajes respecto de una supuesta irradiancia directa teórica máxima, unas hipotéticas condiciones climáticas extremas de turbiedad atmosférica, de vapor de agua, de ozono, de albedo del suelo, etc. de tal manera que aplicando el modelo para cielo despejado en estas condiciones establecer cuales son los límites permitidos para los valores de las irradiancias directa normal y difusa.

Con dicho objetivo se siguieron los pasos siguientes:

- 1) Establecer un valor mínimo aceptado para la irradiancia directa normal ($G_{bn,min}$). Éste se obtuvo a partir de la expresión III.I.1, obteniendo a su vez E_0 y las transmitancias τ_a , τ_r , τ_o , τ_g y τ_w según las expresiones que rigen para el modelo descrito en el Apartado III.I., pero con los datos de partida siguientes:
 - a) Para establecer un valor de la transmitancia de aerosoles según la II.II.95 asumiendo un coeficiente β , de Ångström elevado de 0.35, y un valor de

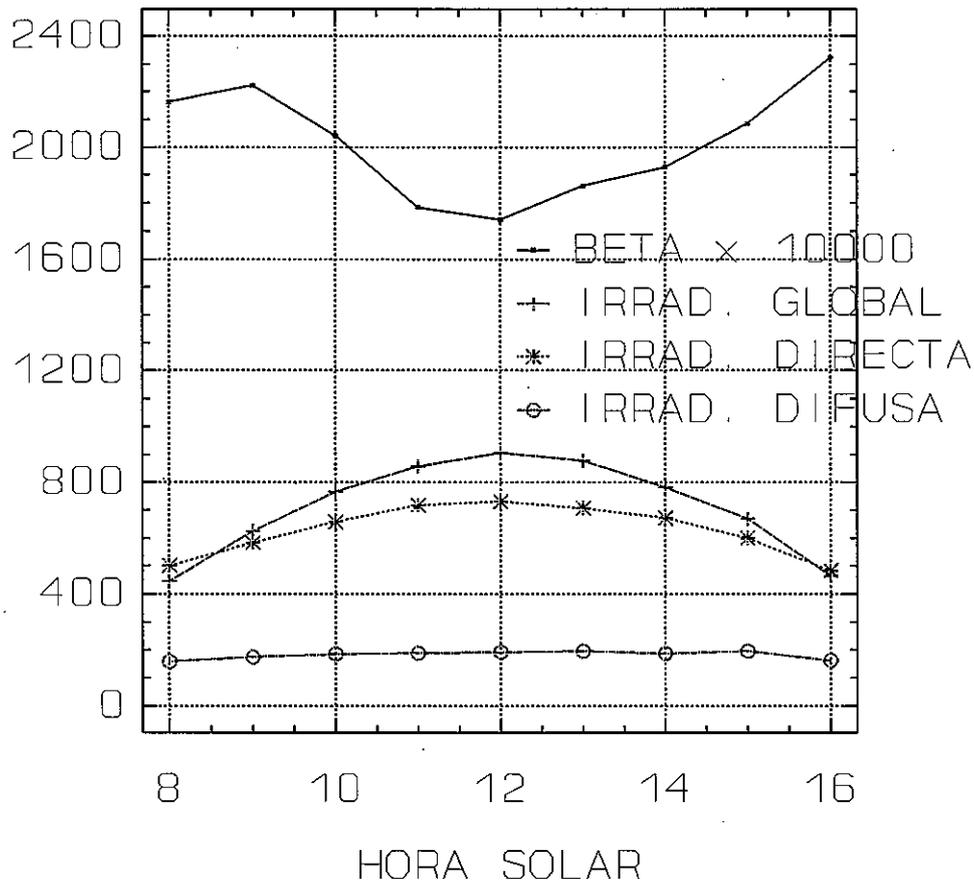


Fig.IV.IV.3.- Representación de las irradiancias directa normal, global y difusa (en $W m^{-2}$) del día juliano 217 de 1990 en Sevilla y el β instantáneo

$\alpha = 1.0$ que supone una distribución aerosoles en torno a un tamaño ligeramente mayor al de una atmósfera natural. Con ello se garantiza una supuesta atenuación extrema de la directa y una elevación de la difusa por el concepto más importante, tras las nubes, que es la turbiedad. Los siguientes efectos tendrán menor importancia frente a éste.

b) Para la transmitancia del ozono se puede usar el espesor real de la capa de ozono si se dispone de él, ya que su influencia es despreciable frente al efecto anterior, o simplemente suponer un valor arbitrario ligeramente elevado (p. e. 0.45 cm NTP)

- c) Para obtener la transmitancia del vapor de agua, que tampoco tiene la importancia del primer efecto mencionado, se pueden usar datos reales si se dispone de ellos para aplicar las II.II.68 y II.II.69, o si se carece de éstos se puede suponer una altura de agua precipitable ligeramente elevada (p.e. $w_p = 5$ cm NTP)
- d) En cuanto a la Presión para obtener m_a se puede suponer la de una atmósfera.

2) Establecer un valor máximo a aceptar para la irradiancia difusa que denominaremos ($G_{d,max}$). Éste se obtendrá a partir de las tres componentes

$$G_d = G_{dr} + G_{da} + G_{dm} \quad (IV.IV.3)$$

G_{dr} (difusa debida a dispersión de Rayleigh), G_{da} (difusa debida a dispersión de aerosoles) y G_{dm} (difusa debida a múltiples reflexiones entre suelo y atmósfera) tal como se obtienen en el modelo elegido, a partir de las III.I.14, III.I.17 y III.I.18 respectivamente, donde las transmitancias de las que dependen se obtienen como en el punto anterior y tomando como valor del albedo medio del suelo un valor ligeramente elevado respecto al valor natural de 0.2 (p.e. $\rho_g = 0.3$).

3) Una vez establecidos los valores de $G_{bn,min}$ y $G_{d,max}$, todos los instantes en los cuales las medidas de irradiancias G_b y G_d verifiquen $G_b \leq G_{b,min}$ o $G_d \geq G_{d,max}$ serán desechados.

Este criterio de selección fue también testeado con los dos conjuntos de referencia de medidas con cielos despejados mezclados con las restantes medidas disponibles y pasó con éxito la prueba de filtrar exactamente el conjunto de medidas válidas, ya que la atenuación de la irradiancia directa normal debida a la presencia de nubes y el crecimiento de la irradiancia difusa son cuantitativamente de un orden mucho mayor que los que hipotéticamente se suponen con este criterio al introducir elevados valores de turbiedad, de los contenidos de vapor de agua, de ozono, etc.

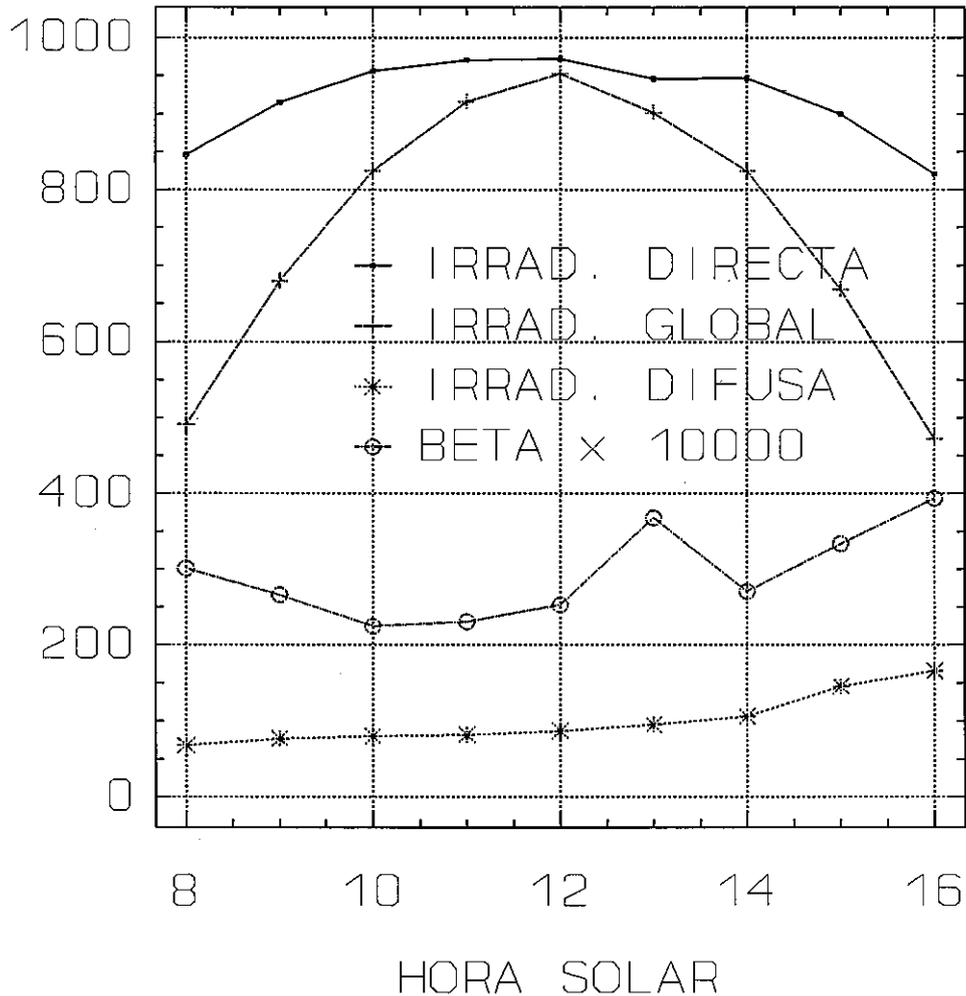


Fig.IV.IV.4.- Representación de irradiancias en $W m^{-2}$ el día 108 de 1990 y el coeficiente de turbiedad

Se puede observar las gráficas de las Figuras IV.IV.3, IV.IV.4 y IV.IV.5 que el coeficiente de turbiedad β de Ångström (en este caso determinado por el método de Louche, pero igualmente de cualquier otra forma) es muy sensible y crece enormemente ante la presencia de nubes que a su vez se observa en la bajada de la directa. El coeficiente de turbiedad no es utilizable en estos casos pero puede ser un índice para establecer el criterio mencionado.

Disponemos por tanto de dos criterios que pueden permitir agilizar el tratamiento y la criba de numerosos datos. Es más exacto el criterio que hemos denominado B, pero en caso de no disponerse de los datos experimentales que requiere éste se puede aplicar el criterio A.

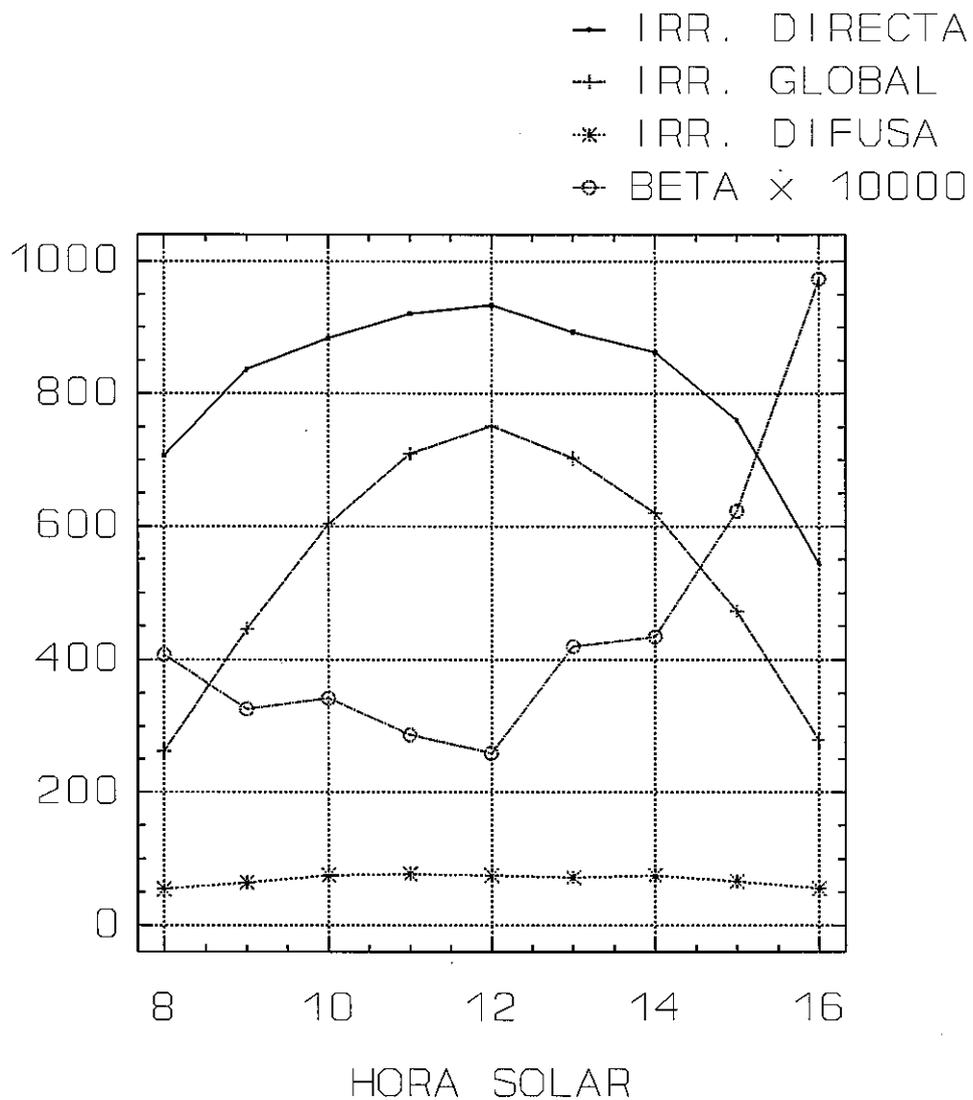


Fig.IV.IV.5.- Día 282 de 1990 en Sevilla, para ver irradiancias en día parcialmente despejado y evolución de β .

**CAPÍTULO V.-
DETERMINACIÓN DEL
COEFICIENTE β CON MEDIDAS
DE BANDA COMPLETA.
PROPUESTA DE UN MÉTODO
NUEVO PARA SU OBTENCIÓN A
PARTIR DE DATOS DE GLOBAL
Y DIFUSA**

V.I.- INTRODUCCIÓN

La turbiedad atmosférica de un lugar, así como todo lo que ésta altera como es la visibilidad, los niveles de irradiancia de directa y difusa del lugar, etc., es un índice del contenido de aerosoles de la atmósfera del lugar y va variando a lo largo del tiempo como consecuencia de factores climáticos y/o ambientales propios de la zona observada. El coeficiente de turbiedad β de Ångström se ha consolidado como un factor muy extendido y aceptado para caracterizar la turbiedad de la atmósfera.

El efecto atenuador de la radiación de los aerosoles es una función de la longitud de onda. El coeficiente de turbiedad β de Ångström se define, tal como se expresa en la ecuación II.IV.13, como un parámetro del que depende el coeficiente de atenuación por los aerosoles de la irradiancia directa monocromática, también llamada profundidad óptica de aerosoles $k_{a\lambda}$.

Aunque β presenta una ligera dependencia de la longitud de onda de la radiación a la que se observa el espesor óptico [Utrillas 1995], continúa siendo un buen parámetro caracterizador de la atenuación que los aerosoles producen en todas las partes del espectro electromagnético. Este hecho ha sido constatado en numerosas experiencias. La determinación de β mediante técnicas como la de Ångström [Ångström 1961] utilizando filtros de corte acoplados a un pirheliómetro para medir la irradiancia de pequeños intervalos del espectro solar, descrita en el apartado II.IV, corroboran lo anterior y sirvieron para verificar que un determinado valor del coeficiente β es representativo de la turbiedad que la atmósfera produce en un instante dado sobre las distintas partes del espectro.

Como se ha señalado anteriormente el coeficiente del exponente α es un índice de la distribución de tamaños de las partículas, y determinaciones monocromáticas de él han revelado que adopta un valor estable característico del tipo de aerosol de la zona que muy raras veces es inferior a 0.5, lo que podría suceder si hay presencia de polvo volcánico o cenizas de incendios forestales por ejemplo, y casi nunca llega a superar el valor de 1.6. La mayoría de los especialistas [Ångström 1961] [Herovanu

1959] [Schüepp 1949] [Katz 1982] [Louche 1987] [Gueymard 1989], han coincidido en asignar a α el valor de 1.3 si se trata de una atmósfera natural sin fenómenos extremos como los señalados y sin una gran contaminación industrial.

La turbiedad en un determinado lugar, y por lo tanto también el coeficiente β como característica de la atenuación de la radiación en todas sus longitudes de onda, varía dependiendo de múltiples factores, que pueden incluso ser diferentes de un año a otro, pero si se trabaja con valores medios mensuales de estas medidas instantáneas de β se puede observar que en un determinado lugar el comportamiento anual de la turbiedad conserva una cierta uniformidad. Por ello es posible establecer un perfil anual de la turbiedad de la zona.

Este hecho es debido a que la turbiedad depende de factores estables propios del lugar como el clima, la existencia en su proximidad o no de industrias, de zonas pobladas o desérticas y en general de su ubicación geográfica, la existencia de ciertos vientos predominantes, etc.

También existen características que son comunes a la mayoría de los lugares, como es el hecho de que β adquiere valores más elevados en las estaciones cálidas, en las que también la humedad absoluta es mayor, y sin embargo más baja en épocas frías. La presencia de mayor contenido en agua en la atmósfera contribuye a dilatar el tamaño de las partículas en suspensión así como hacer mayor el camino óptico de los aerosoles también por dilatación de las capas que contienen a éstos. Otras razones que da Ångström para justificar esta peculiar evolución de β es el hecho de que en estaciones cálidas se da una mayor inestabilidad vertical en la atmósfera (evaporación, condensación, corrientes convectivas, etc.) lo que aumenta la probabilidad de arrastre de partículas sólidas.

La turbiedad puede ser un dato de partida necesario para realizar estimaciones de irradiancias, puesto que la atenuación por aerosoles es la más importante después de la de las nubes.

El hecho de que el valor que adquiere β en un instante dado sea un dato representativo de la turbiedad en todo el espectro hace que este coeficiente sea un referente muy utilizado y práctico. Así, por ejemplo, el programa Spectral2, como se ha visto, para realizar una estimación de las irradiancias monocromáticas Directa, Global y Difusa en unas condiciones

dadas, uno de los datos que requiere es el coeficiente de atenuación monocromático de aerosoles a una determinada longitud de onda (concretamente a $0.5 \mu\text{m}$), luego con éste se obtiene el valor de β y extrapolando este dato se van obteniendo los coeficientes de atenuación a otras longitudes de onda.

Se ha observado que la evolución de los valores medios mensuales del coeficiente β de un lugar a lo largo de los años, evolucionan con un perfil característico año tras año. Lo que puede hacer interesante el observar la evolución de β en largos períodos.

Para poder hacer estimaciones de irradiancias solares, es interesante conocer el comportamiento de la turbiedad atmosférica en determinadas zonas, e incluso es interesante poder hacer (partiendo de un banco de datos sencillo y asequible) determinaciones de la turbiedad en un determinado lugar que se remonte a un período de tiempo extenso.

Esto hace necesario desarrollar métodos de determinación de β que no exijan gran cantidad de medidas experimentales ni que sean éstas difíciles de conseguir.

Estas deseadas características no alcanza a conseguirlas ninguno de los métodos conocidos y aunque son diversas las técnicas que existen para obtener tanto el coeficiente β de Ångström como el coeficiente del exponente α , la determinación de éstos de forma instantánea y rápida es un problema todavía no resuelto.

Los métodos más precisos permiten obtener ambos coeficientes con gran exactitud pero en contrapartida tienen una dependencia de medidas experimentales que no están disponibles en muchas ocasiones. Esto ocurre con aquellos que requieren medidas espectrales, irradiancias monocromáticas a determinadas longitudes de onda y que necesitan de espectrorradiómetros que por su precio y sofisticación no se encuentran en la mayoría de los observatorios meteorológicos de nuestro país.

También se puede determinar la turbiedad β mediante medidas integradas de irradiancia, es decir de toda la banda. Estos procedimientos resultan más sencillos que los anteriores.

Las técnicas espectrales existentes para determinar β son variadas, una de ellas es la utilizada por Ångström para verificar la uniformidad espectral del coeficiente a base de medir irradiancias de dos subintervalos del espectro utilizando los filtros Schott OG1, RG2 y RG8 y ya descrita en el Apartado II.IV. El Manual de Instrucciones del IGY [IGY 1958] recomienda usar el filtro RG2 (filtro que se denomina "rojo" y permite pasar longitudes de onda entre 630 y 2800 nm) y hacer la sustracción del valor de estas medidas con las obtenidas en ausencia de filtro. De esta forma se puede hacer el cálculo de β con medidas de irradiancias de la banda con longitud de onda entre 0.285 y 0.630 μm y tomando para α el valor constante de 1.3.

Otro método que necesita medidas experimentales obtenidas con espectrorradiómetros de gran precisión espectral, consiste en medir la irradiancia directa con dos longitudes de onda dadas y con ello la atenuación de la radiación que se produce en esas condiciones. Para esto se eligen las longitudes de onda de 0.38 μm en la que no se produce absorción molecular y la de 0.5 μm en la que la absorción del ozono es muy débil. De esta forma se obtiene tanto β como α .

Se puede asumir un valor para α de 1.3 que responde al tamaño de aerosol de una atmósfera natural y con una sola medida monocromática, que puede ser obtenida con un fotómetro de Volz [Volz 1959] a una longitud de onda en la que sea mínima la absorción selectiva, y así determinar el coeficiente β de Ångström. También es aconsejable hacer esto mismo para la longitud de onda $\lambda = 1 \mu\text{m}$, con lo que se evita utilizar el valor de α para determinar β .

Estas técnicas espectrales, para ser aplicadas, necesitan aparatos de medida sofisticados que pueden exigir desde varios pirheliómetros con filtros de corte acoplados, hasta radiómetros espectrales de gran calidad y alta resolución tanto espectral como radiométrica. Estos últimos son instrumentos de medida costosos de fabricar, por la precisión que exigen, y no están disponibles en muchos observatorios.

Por estos motivos es interesante disponer de un método sencillo y cómodo para determinar la turbiedad atmosférica a partir de datos de radiación de toda la banda. Se analizará en el apartado V.II un método de estas características, que es el usado por Louche et al. [Louche 1987] y otros [Cañada 1993] y que requiere datos de irradiancia directa entre otras

medidas experimentales. A este método se le va a denominar en adelante Método de Louche.

Utilizando como referencia el anterior se ha desarrollado un método nuevo para obtener β , que necesita unas medidas experimentales de radiación que están mucho más frecuentemente disponibles en casi todos los lugares en que existe una pequeña estación meteorológica, y se utilizará el Método de Louche para validar este último. Éste se expone en el apartado V.III bajo el nombre de NUEVO MÉTODO.

V.II.- MÉTODO DE LOUCHE

Este método basado en medidas de radiación de toda la banda, que se denominará a partir de ahora Método de Louche, utiliza datos de irradiancia directa normal entre otras medidas experimentales. El instrumento para realizar dichas mediciones, un Pirheliómetro de irradiancia directa, no es un instrumento tan sofisticado como los radiómetros espectrales, pero requiere un sistema de seguimiento de la trayectoria del sol, y exige un mantenimiento y un ajuste frecuente. Continúa siendo un aparato de medida más caro y más escaso que los piranómetros de irradiancia solar global, que con un complemento de disco o banda sombreada pueden servir también para medir irradiancia difusa.

Louche et al. utilizando este método y con medidas de irradiancia directa de los dos años que transcurren entre Octubre de 1983 hasta Septiembre de 1985, obtuvieron valores medios mensuales de turbiedad para Ajaccio [Louche 1987].

Este método se basa en la medida de la irradiancia directa normal y de su relación con los diferentes factores que modifican ésta según la expresión del Modelo C de Iqbal III.I.1. Por lo que

$$\tau_a = \frac{G_{bn}}{0.9751 E_0 G_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w} \quad (\text{V.II.1})$$

Para determinar esta transmitancia de aerosoles τ_a , este método requiere los siguientes datos de entrada: Irradiancia Directa Normal, Temperatura del aire, Humedad relativa, Espesor de la capa de ozono, Presión atmosférica, Latitud, Día del año y Hora local. Datos que junto con la medida experimental de la irradiancia directa normal constituyen las variable de entrada del método.

Para la aplicación del Método de Louche se realizaran los siguientes cálculos:

1-Para obtener la transmitancia de la dispersión molecular, o de Rayleigh (τ_r), para toda la banda se emplea la expresión II.II.63 del Modelo de Bird que también ha sido incluida en el denominado Modelo C de Iqbal y que se completa para su aplicación con las ecuaciones II.II.64 y II.II.12.

2-La transmitancia producida por absorción de ozono, también del modelo de Bird e incluida en el modelo parametrizado Iqbal C, será τ_o tal como viene en las expresiones II.II.65 y II.II.66.

3-La transmitancia de los gases uniformemente mezclados τ_g se obtendrá mediante la expresión II.II.67 que es la que aporta el Modelo de Bird.

4-La transmitancia del vapor de agua vendrá dada por las expresiones II.II.68 y II.II.69 del Modelo de Bird. Obteniéndose el espesor de agua precipitable w_p mediante la fórmula III.I.8

5-Partiendo de la parametrización de la transmitancia debida a la absorción y dispersión de los aerosoles de Mächler dada por II.II.95, se podrá escribir β como

$$\beta = \frac{1}{D_3} \ln \left[\frac{D_2}{\tau_a - D_1} \right] \quad (\text{V.II.2})$$

donde

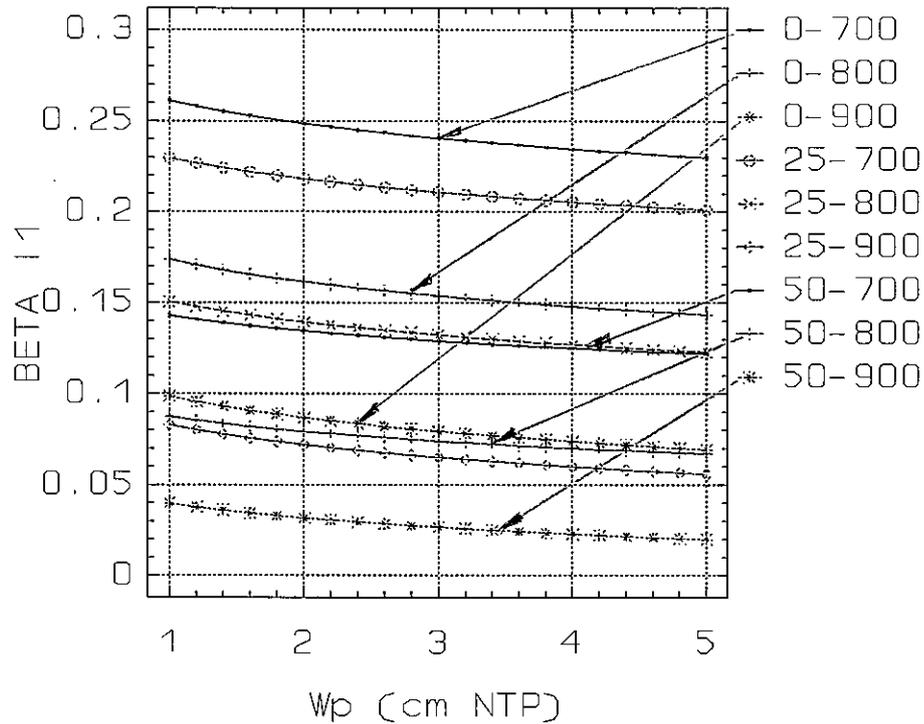


Fig. V.II.1.- Variación de β determinada por el Método de Louche con la altura de agua precipitable en la atmósfera w_p (en cm NTP).

$$\begin{aligned}
 D_1 &= 0.12445\alpha - 0.0162 \\
 D_2 &= 1.003 - 0.125\alpha \\
 D_3 &= m_2(1.089\alpha + 0.5123)
 \end{aligned}
 \tag{V.II.3}$$

6-Por último disponiendo de las medidas experimentales de irradiancia directa normal G_{bn} de toda la banda y una vez obtenidas todas las variables de la parte derecha de la ecuación V.II.1 partiendo de las medidas experimentales mencionadas y obtenida la transmitancia de aerosoles τ_a , se obtiene β mediante las expresiones V.II.2 y V.II.3.

Este método cuya finalidad es determinar el coeficiente de turbiedad β de Ångström está ya extendido y aceptado entre la comunidad científica

y recientemente ha sido utilizado en diversas ocasiones [Iqbal 1983] [Louche 1978] [Cañada 1993].

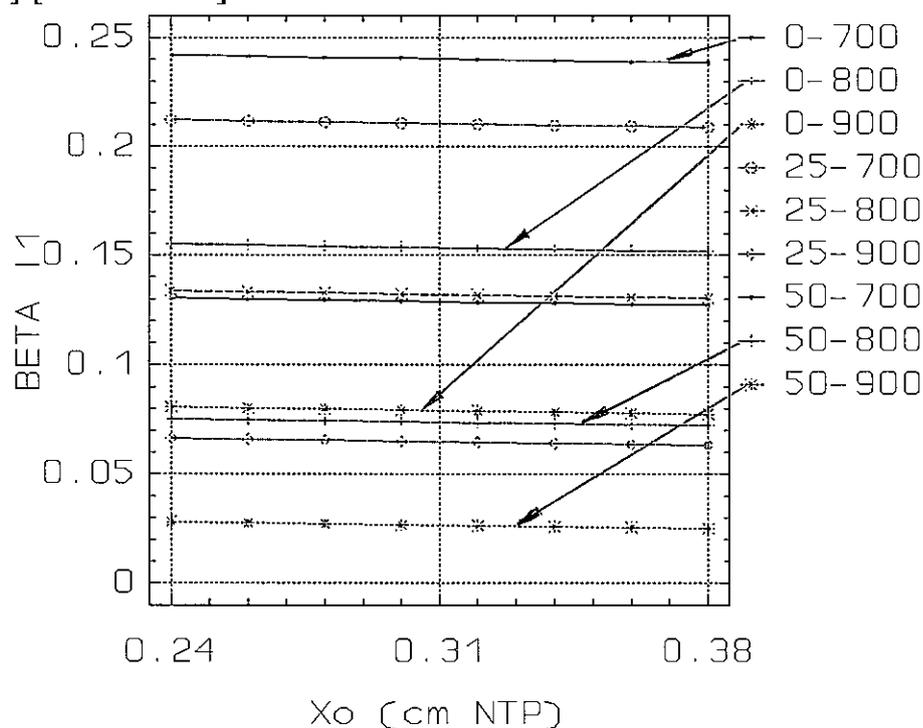


Fig. V.II.2.- Variación de β obtenida por el Método de Louche en función del contenido de ozono en la atmósfera X_o (en cm NTP)

Vamos a observar la dependencia y la sensibilidad de este método respecto de sus variables de entrada. Esto es debido a que posteriormente se hará un análisis comparativo de sensibilidades cuando se acometa el estudio de sensibilidad de un Nuevo Método destinado a determinar β que se propondrá en este trabajo a continuación. Con este fin se han realizado diversas representaciones gráficas de la variación del coeficiente de turbiedad β , obtenido según este método, respecto de las diversas medidas experimentales y parámetros de las que depende.

Para observar dicha dependencia las representaciones gráficas se generan bajo nueve hipotéticas características meteorológicas (representadas por tres valores de irradiación directa normal de 700, 800 y 900 $W m^{-2}$ respectivamente, medidos a tres ángulos cenitales diferentes de 0, 25 y

50°), y en unas circunstancias dadas por los siguientes valores por defecto de las variables: $w_p = 3$ cm en NTP, $X_o = 0.3$ cm en NTP, $P = 101325$ Pa y $\alpha = 1.3$. Cada representación gráfica se hará en estas circunstancias pero haciendo oscilar a cada variable en torno a su valor por defecto.

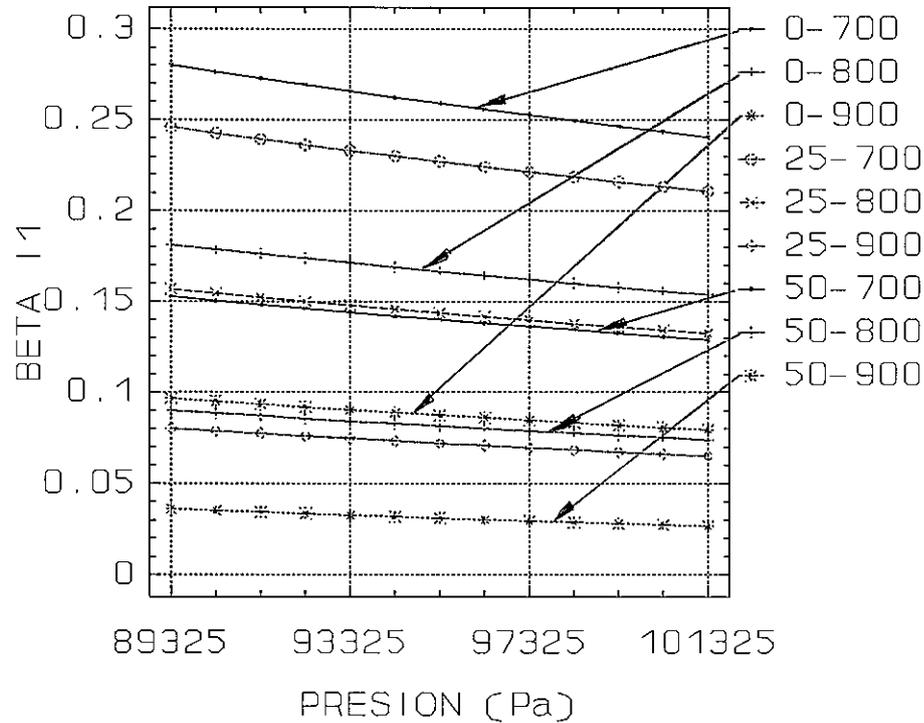


Fig. V.II.3.- Variación del coeficiente de turbiedad β obtenido por el Método de Louche en función de la Presión atmosférica en la superficie.

De esta forma para observar la sensibilidad de β ante una hipotética oscilación de w_p , se ha representado gráficamente en la Figura V.II.1 el coeficiente de turbiedad que obtendríamos por el Método de Louche, al producir variaciones de w_p , alrededor de su valor por defecto.

En dicha gráfica se observa que β varía apreciablemente con la altura de agua precipitable.

De igual manera para observar la dependencia de los valores obtenidos con este método respecto de las medidas de contenido de ozono

en la atmósfera, se ha realizado también la representación gráfica de la variación de β por este Método en función de variaciones de X_0 en torno a su valor por defecto, tal como se muestra en la Figura V.II.2.

En dicha representación se observa la evolución de β en función de X_0 y en ella puede apreciarse que la variación de la capa de ozono no altera significativamente el valor de β , lo que permite usar los valores de la Tabla III.I.1.

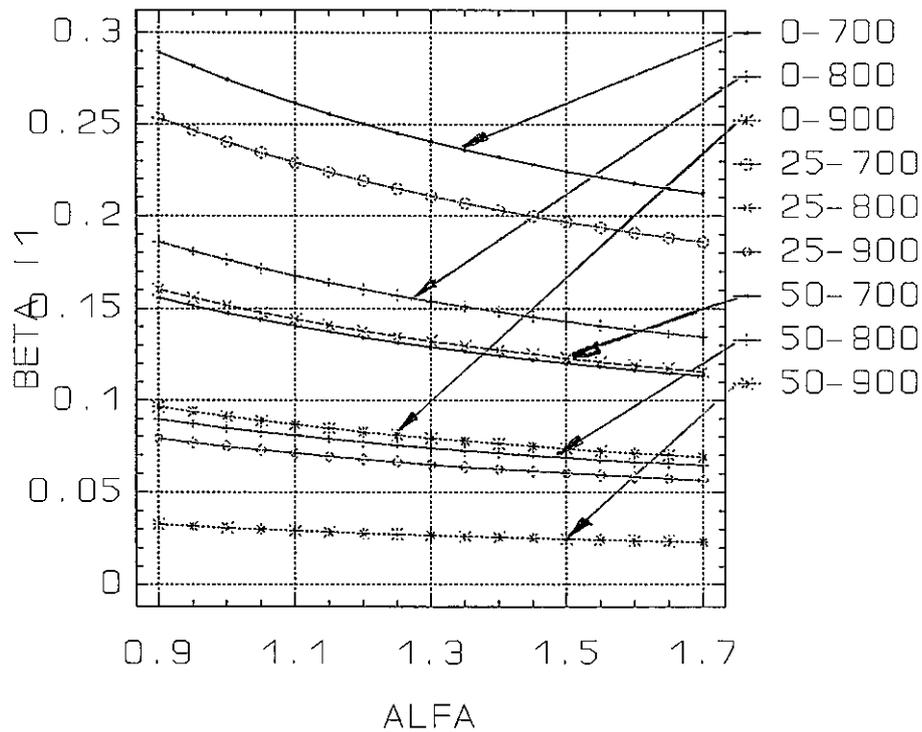


Fig. V.II.4.- Variación de la turbiedad β de Ångström obtenida por el Método de Louche en función del coeficiente del exponente α .

Procediendo de forma análoga en la Figura V.II.3, se muestra la variación de β con P por el Método de Louche en las nueve circunstancias anteriores y con los mismos valores por defecto para las restantes variables excepto para la presión. De ésta observaremos su influencia cuando desciende 120 mb por debajo de la presión atmosférica.

También observamos mediante la gráfica de la Figura V.II.4, la sensibilidad del coeficiente β obtenido por este método, en las nueve circunstancias anteriores y con los valores por defecto de costumbre cuando hacemos variar el valor del coeficiente del exponente α de Ångström en torno al valor estándar de 1.3 tomado por defecto.

V.III.- NUEVO MÉTODO

Las medidas experimentales de irradiancias global y difusa de toda la banda sobre una superficie horizontal, pueden ser obtenidas con piranómetros (descubiertos y sombreados respectivamente). Estos datos son más accesibles que los de irradiancia directa y suelen encontrarse en todos los observatorios meteorológicos.

Resulta más fácil disponer de datos experimentales de irradiancias global y difusa de toda la banda que de irradiancias directas normales que requieren un pirheliómetro para su obtención como se ha comentado anteriormente. Por estos motivos hemos desarrollado un método que permite obtener el coeficiente β de Ångström a partir de estos datos.

Este método se sustenta también en el modelo establecido como base de ambos métodos de determinación de la turbiedad, descrito en el Capítulo III y que utiliza expresiones del Modelo de Bird y Hulstrom descrito anteriormente, completado por Iqbal [Iqbal 1983] en lo que se ha denominado Modelo C, incorporando la expresión de la transmitancia de aerosoles de Mächler y actualizado en algunas expresiones, valores de algunas constantes y/o criterios para el establecimiento de determinados parámetros característicos.

El método propuesto aquí para la obtención del coeficiente β de Ångström que llamaremos a partir de ahora Método Nuevo, simplifica los cálculos y los datos que anteriormente se requerían.

Definiremos el cociente K como

$$K = \frac{G_b}{G} = \frac{G - G_d}{G} \quad (\text{V.III.1})$$

donde G_b , G y G_d son respectivamente las irradiancias directa, global y difusa de toda la banda, las tres sobre un plano horizontal. Por lo que

$$K = 1 - k_d \quad (\text{V.III.2})$$

y este valor de K vendrá determinado por las medidas experimentales de G y G_d .

Por otra parte según el modelo de referencia establecido la irradiancia difusa sobre un plano horizontal será

$$G_d = G_{dr} + G_{da} + G_{dm} \quad (\text{V.III.3})$$

o sea suma de las componentes debidas a dispersión de Rayleigh, a dispersión por aerosoles y a reflexión múltiple tierra-atmósfera.

Esto hace que por la III.I.22 se pueda expresar K como

$$K = \frac{G_b}{G} = \frac{G_{bn} \cos \theta}{G_{bn} \cos \theta + G_{dr} + G_{da} + G_{dm}} \quad (\text{V.III.4})$$

luego

$$K = \frac{1}{1 + \frac{G_{dr} + G_{da} + G_{dm}}{G_{bn} \cos \theta}} \quad (\text{V.III.5})$$

y en virtud de la expresión III.I.19 se podrá escribir

$$\frac{G_{dm}}{G_{bn} \cos \theta} = \frac{G_{bn} \cos \theta + G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta} \frac{\rho_g \rho_a}{1 - \rho_g \rho_a} = \left(1 + \frac{G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta} \right) \frac{\rho_g \rho_a}{1 - \rho_g \rho_a} \quad (\text{V.III.6})$$

y por tanto

$$K = \frac{1}{1 + \frac{G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta} + \left(1 + \frac{G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta} \right) \frac{\rho_g \rho_a}{1 - \rho_g \rho_a}} \quad (\text{V.III.7})$$

y en definitiva

$$K = \frac{1}{\left(1 + \frac{G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta} \right) \left(1 + \frac{\rho_g \rho_a}{1 - \rho_g \rho_a} \right)} \quad (\text{V.III.8})$$

por lo que

$$K = \frac{1 - \rho_g \rho_a}{1 + \frac{G_{dr} + G_{da}}{G_{bn} \cos \theta}} \quad (\text{V.III.9})$$

Tengamos ahora en cuenta que en virtud de las ecuaciones III.I.15 y III.I.18 podremos escribir

$$G_{dr} + G_{da} = \frac{E_o 0.79 G_{sc} \cos \theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa}}{1 - m_a + m_a^{1.02}} \left[0.5(1 - \tau_r) + F_c \left(1 - \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} \right) \right] \quad (\text{V.III.10})$$

y también, según la ecuación III.I.1

$$G_{bn} \cos \theta = E_o 0.9751 G_{sc} \cos \theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \tau_r \quad (\text{V.III.11})$$

Por todo lo cual podremos escribir

$$K = \frac{1 - \rho_g \rho_a}{\left[1 + \frac{0.79 \tau_{aa} \left[0.5(1 - \tau_r) + F_c \left(1 - \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} \right) \right]}{0.9751 \tau_r \tau_a (1 - m_a + m_a^{1.02})} \right]} \quad (\text{V.III.12})$$

donde τ_{aa} vendrá dada por la expresión III.I.16, fijando los valores de ω_0 (single scattering albedo), F_c (forward scatterance) y ρ_g (albedo medio del suelo del entorno) con los criterios y tablas que se darán a continuación (ver también Tabla V.IV.2) y obteniendo el albedo atmosférico ρ_a según la expresión III.I.20

Con todo ello si llamamos B a

$$B = \frac{0.79}{0.9751\tau_a(1-m_a+m_a^{1.02})} \quad (\text{V.III.13})$$

y siendo $x = \tau_a/\tau_{aa}$, podremos escribir

$$K = \frac{1-\rho_g[0.0685+(1-F_c)(1-x)]}{1+\frac{B}{x}[0.5(1-\tau_a)+F_c(1-x)]} \quad (\text{V.III.14})$$

de donde obtendremos la siguiente ecuación

$$K + K\frac{B}{x}[0.5(1-\tau_a)+F_c(1-x)] = 1-\rho_g[0.0685+(1-F_c)(1-x)] \quad (\text{V.III.15})$$

y por tanto

$$0 = -B - F_c + \frac{x}{BK}[1 + F_cBK - K - \rho_g 0.0685 - (1-F_c)\rho_g] + \frac{x^2}{BK}\rho_g(1-F_c) \quad (\text{V.III.16})$$

o también

$$x^2 + \left[\frac{1 + F_c BK - K - \rho_g (1.0685 - F_c)}{\rho_g (1 - F_c)} \right] x - \frac{(0.5(1 - \tau_r) + F_c) BK}{(1 - F_c) \rho_g} = 0 \quad (\text{V.III.17})$$

y haciendo

$$C_2 = \frac{1 + (F_c B - 1)K - \rho_g (1.0685 - F_c)}{\rho_g (1 - F_c)} \quad (\text{V.III.18})$$

y

$$C_1 = -BK \frac{0.5(1 - \tau_r) + F_c}{(1 - F_c) \rho_g} \quad (\text{V.III.19})$$

tendremos que

$$x = \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} = \frac{-C_2 + \sqrt{C_2^2 - 4C_1}}{2} \quad (\text{V.III.20})$$

ya que despreciamos, por absurda, la solución negativa.

Si además tenemos en cuenta que

$$x = \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} = \frac{\tau_a}{1 - (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1.06})(1 - \tau_a)} \quad (\text{V.III.21})$$

por lo que llamando A a

$$A = (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1.06}) \quad (\text{V.III.22})$$

podremos poner

$$\tau_a = \frac{x - Ax}{1 - Ax} \quad (\text{V.III.23})$$

que a su vez nos permitirá con la V.II.2 y V.II.3 obtener β según el Nuevo Método.

Se obtendría el valor de β utilizando las fórmulas que se indican. Para facilitar la utilización del método estas fórmulas se citarán una tras otra posteriormente (ver Apartado VI.I donde se aplica el método con medidas reales), y en el mismo orden en que las requeriría un programa de ordenador destinado a determinar β así. Observado desde esa perspectiva se verá que las variables de entrada del método tan solo son: Irradiancia global e irradiancia difusa sobre superficie horizontal, latitud, hora y fecha.

V.IV.- ESTUDIO DE SENSIBILIDAD DEL NUEVO MÉTODO

En el apartado anterior se puede observar que por el Nuevo Método el coeficiente β de turbiedad de Ångström se puede expresar como una función de las siguientes 5 variables

$$\beta = f(\alpha, \theta, \rho_g, K, P) \quad (\text{V.IV.1})$$

es decir el coeficiente del exponente, el ángulo cenital instantáneo del sol, el albedo medio del suelo, el cociente de irradiancias experimental K y la presión barométrica del lugar. Además de los parámetros adimensionales F_0 y ω_0 .

Según este método β es función del ángulo cenital porque lo es de m_r . El ángulo cenital solar se puede determinar con gran exactitud a partir de las coordenadas geográficas y horarias del lugar considerado en virtud de la expresión III.I.9 y a su vez calculando el ángulo horario ω y la declinación δ con las III.I.10 y III.I.14 respectivamente. Para calcular la declinación además de esta última pueden ser usadas otras fórmulas igualmente precisas como la debida a Martínez-Lozano et al. [Martínez-Lozano 1983].

El coeficiente del exponente α , como se señala en la introducción a este capítulo, es un parámetro dependiente de la distribución de tamaños de aerosol que adopta un valor estable en torno a 1.3, para una atmósfera natural, tal como se ha constatado cuando se ha determinado mediante medidas espectrales. Por este motivo tanto en el Método de Louche como en el Nuevo Método se utiliza un valor constante previamente establecido. Por las condiciones, no extraordinarias, del tipo de atmósfera analizado en este trabajo será utilizado, por tanto, el valor de $\alpha=1.3$.

Para realizar un estudio de sensibilidad de el Nuevo Método presentado aquí, y comparar éste con el del anterior método en uso, se han escogido nueve hipotéticas características atmosféricas que resulten similares a las anteriores utilizadas para observar las variaciones de β obtenidas mediante el método de Louche. Estas nueve condiciones son las que resultan

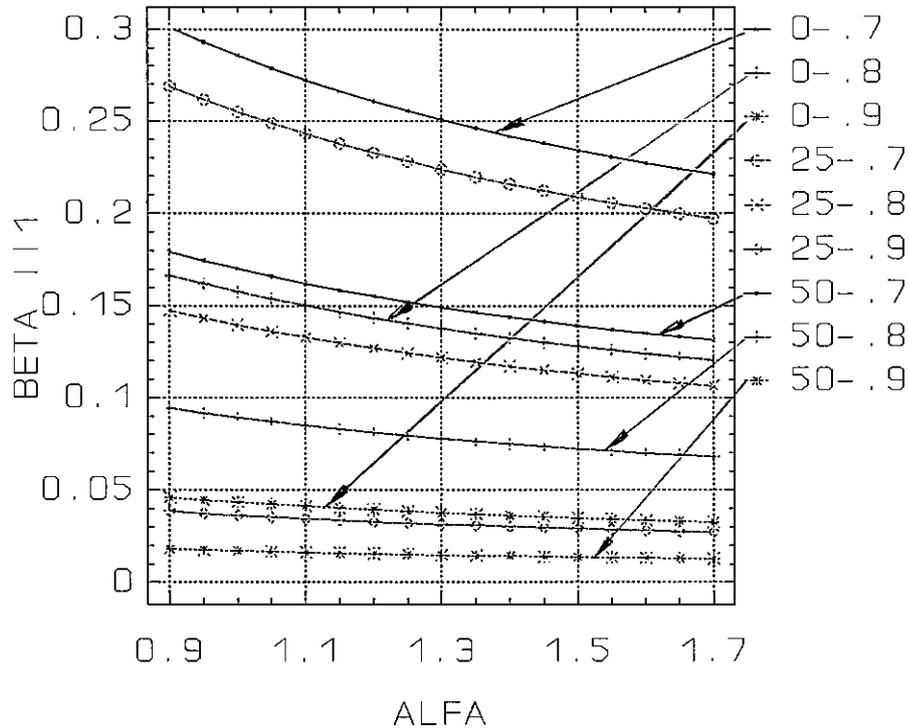


Fig. V.IV.1.- Variación del coeficiente de turbiedad β de Ångström obtenido, en nueve condiciones hipotéticas, por el Nuevo Método en función de α

de suponer que medimos tres valores del cociente K de irradiancias del Nuevo Método, respectivamente de 0.7, 0.8 y 0.9 con los tres ángulos cenitales del sol de 0°, 25° y 50°. Como valores por defecto de los diferentes parámetros se establecen los siguientes: $\rho_g = 0.2$, $\omega_0 = 0.9$, $F_c = 0.84$, $\alpha = 1.3$ y $P = 101325$ Pa.

Operando en el mismo orden que anteriormente con el Método de Louche se ha representado la evolución de β , según el Nuevo Método, en función de α en el entorno del valor estándar de 1.3, en las nueve hipotéticas condiciones, obteniéndose para cada una de ellas las gráficas que se muestran en la Figura V.IV.1.

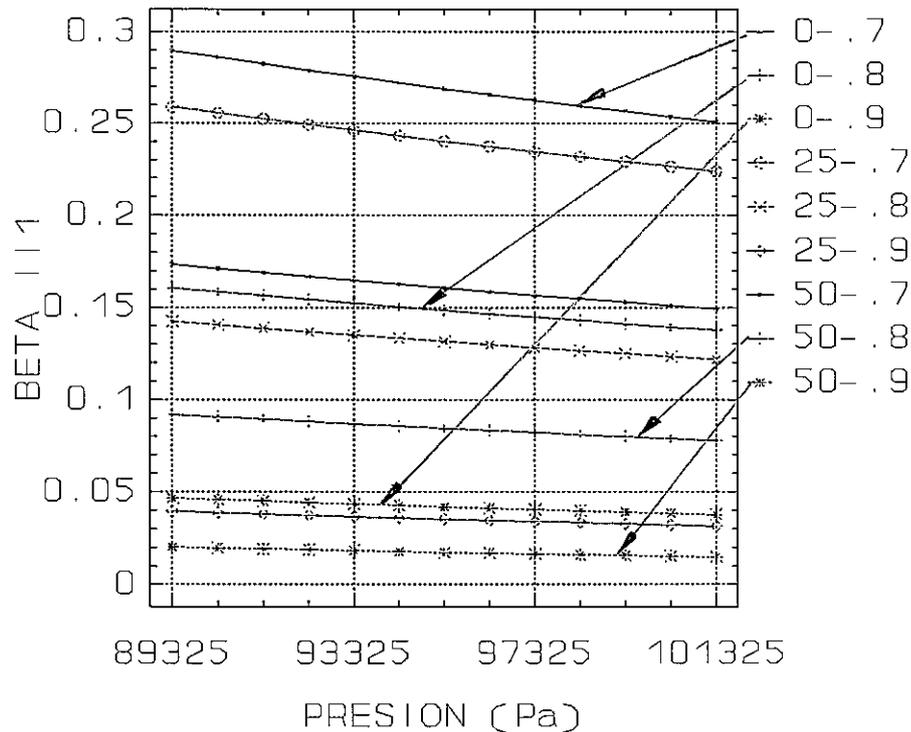


Fig. V.IV.2.- Variación del coeficiente de turbiedad β , obtenido por el Nuevo Método, con la Presión atmosférica en la superficie.

Tanto en esta representación gráfica de la Figura V.IV.1 como la que se realizó en condiciones similares de β por el Método de Louche en función de variaciones de α (ver Figura V.II.4), se puede observar que oscilaciones en torno al valor de un α igual a 1.3 producen desviaciones de β de forma similar en ambos métodos y despreciables en ambos casos.

Expresando β en función de la presión entre la del nivel del mar y la correspondiente a 1000 m de altitud, se muestra en la Figura V.IV.2 la sensibilidad del coeficiente β , por el Nuevo Método, con variaciones de P por encima de su valor por defecto (la presión al nivel del mar), en las nueve condiciones atmosféricas descritas.

De la variación que muestran las Figuras V.IV.2 y V.II.4 se puede observar lo siguiente:

- 1-La variación de β con la presión es similar en los dos métodos
- 2-La variación de β con la presión es independiente del valor de K
- 3-La variación de β con la presión es lineal, y a su vez esta última es función de la altura sobre el nivel del mar
- 4-La variación de β entre la presión de una atmósfera ($P=101325$ Pa) y la correspondiente a 1000 m de altitud ($P=89325$ Pa) es del 10% independientemente del cociente K y del ángulo cenital. Téngase en cuenta que en Valencia, por ejemplo, la presión barométrica media oscila entre 100900 y 102800 Pa.

Por lo anterior en este método se aconseja utilizar el valor de 101325 Pa para la presión en lugares próximos al nivel del mar y tan solo, si dicha altitud es considerable y superior a 1000 m, recurrir a expresiones que proporcionan la presión del lugar P (en Pa) en función de la altitud z (en m) respecto al nivel del mar P_0 , como

$$P=101325\exp(-0.0001184z) \quad (\text{V.IV.2})$$

o en su lugar la más precisa de

$$P=P_0\exp(0.00177-0.11963z-0.00136z^2) \quad (\text{V.IV.3})$$

que es la variación de P con la altitud z respecto al nivel del mar establecida por la Air Force Reference Atmosphere (ver [Gueymard 1993]).

Dado que el valor de β determinado por el Nuevo Método depende del valor del albedo medio del suelo en el entorno, se ha representado en la Figura V.IV.3 la variación de β en función de ρ_g en las nueve condiciones de irradiancia y de altitud solar ya usadas para la aplicación del Nuevo Método y con las restantes variables requeridas por el mismo iguales a: $P = 101325$ Pa, $\omega_0 = 0.8$, $F_c = 0.84$ y $\alpha = 1.3$.

La gráfica de la Figura V.IV.3 permite observar que:

- 1-Una variación de ± 0.1 en ρ_g respecto de un valor estándar de 0.2 produce una desviación máxima de β de ± 0.01 .

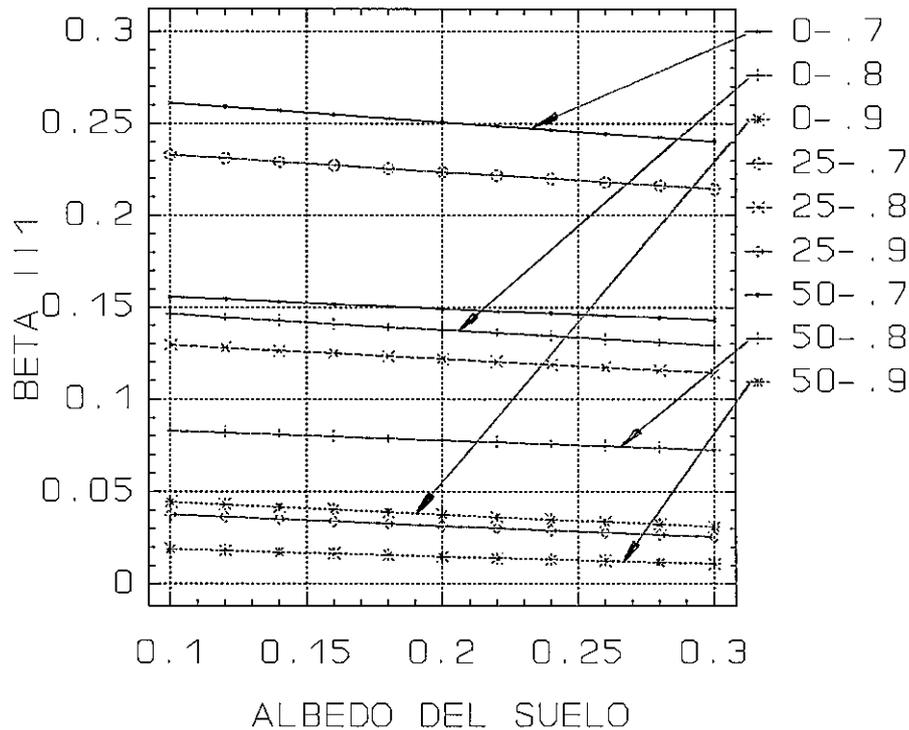


Fig. V.IV.3.- Variación del coeficiente de turbiedad β , obtenido por el Nuevo Método, en función del albedo medio del suelo

2-La variación de β determinada por el Nuevo Método es lineal con ρ_g e independiente del valor de la fracción de irradiancias K y del ángulo cenital θ .

Finalmente sería de resaltar que el valor de ρ_g puede ser previamente medido utilizando los mismos actinómetros destinados a medir las irradiancias global y difusa requeridas por el método. Situando éstos a una cierta altura sobre el tipo de suelo del entorno, uno horizontal hacia arriba y el otro horizontal hacia abajo para medir respectivamente irradiancias incidente G_i y reflejada G_{ri} . Con lo que el albedo sería un valor medio de los diferentes $\rho_{gi} = G_i/G_{ri}$

En el caso de que dicha medida no pueda ser realizada o no se conozca, en este Método se aconseja adoptar el valor estándar de 0.2 para el albedo, sin incurrir con ello en grandes errores.

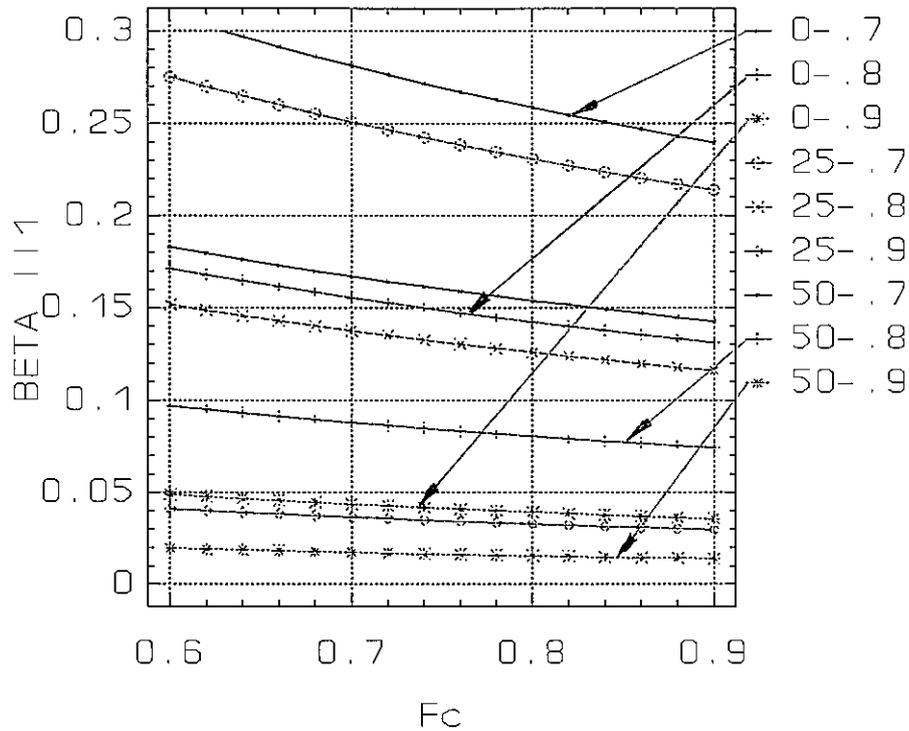


Fig. V.IV.4.- Variación del coeficiente de turbiedad β , obtenido por el Nuevo Método, en función del parámetro F_c

Se ha estudiado también la influencia de los parámetros adimensionales F_c y ω_0 en la determinación de β por el Nuevo Método. En la Figura V.IV.4 se muestra la variación de β con F_c , en las nueve condiciones mencionadas. Se puede observar aquí que el factor de dispersión hacia adelante F_c hace variar β de forma similar aunque menos acentuada que lo hacía α , por lo que se trata de asignar a F_c el valor más aproximado propio del tipo de atmósfera a considerar, siendo despreciables las pequeñas variaciones de F_c en torno a dicho valor estándar.

Un valor de F_c medio frecuente en una atmósfera natural el tipo normal de aerosol medio es el de 0.84 que se aconseja utilizar en el Modelo C de Iqbal [Iqbal 1983]. No obstante se observa que F_c es función del ángulo cenital del sol, y en unos modelos mediante expresiones o en otros mediante tablas se establecen los valores idóneos. Robinson elaboró

[Robinson 1966] la Tabla V.IV.1 con los valores de F_c que caracterizan el tipo de aerosol predominante en las Islas Británicas, para diferentes ángulos cenitales.

Ello permitiría introducir unas sentencias en el programa de cálculo, si se tratara de determinar β en nuestras latitudes, que tomaran un valor u otro según la tabla en función del ángulo cenital correspondiente. No obstante el estudio de sensibilidad hace desaconsejable aquí tal refinamiento.

Tabla V.IV.1.- Factor de dispersión hacia adelante en función del ángulo cenital en las Islas Británicas [Iqbal 1983]

θ	0	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	85°
F_c	.92	.92	.90	.90	.90	.85	.78	.68	.60	.50

En la Figura V.IV.5 se muestra la variación de β con ω_0 también en las condiciones anteriores y con los mismos valores por defecto. Se observa en esta representación gráfica que el valor de β obtenido por el Nuevo Método varía ligeramente con el albedo "solo de la dispersión" de los aerosoles ω_0 (aerosol single scattering albedo). Este factor a su vez es característico para cada tipo de atmósferas y para algunas de éstas ha sido determinado su valor.

Los valores recomendados para dar a ω_0 en el Modelo C de Iqbal oscilan entre 0.6 para zonas urbanas muy industrializadas y 0.9 para zonas rurales y agrícolas. También Gueymard, como se ha mencionado, elaboró una tabla aproximada (ver Tabla II.II.4) con ayuda del programa espectral riguroso LOWTRAN. También Iqbal [Iqbal 1983] establece una gradación de valores a asignar a F_c según el tipo de atmósfera, e igualmente valores a asignar al coeficiente del exponente de Ångström α . Esta práctica de establecer valores estándar para los parámetros según las características del lugar es también usada por Bird a la hora de establecer sus modelos de radiación total y espectral [Bird 1981] [Bird 1986].

En la misma línea hemos elaborado la Tabla V.IV.2 que establece en función de las características geográficas y ambientales del lugar los valores estándar más aconsejables para utilizar en cada caso. Esto

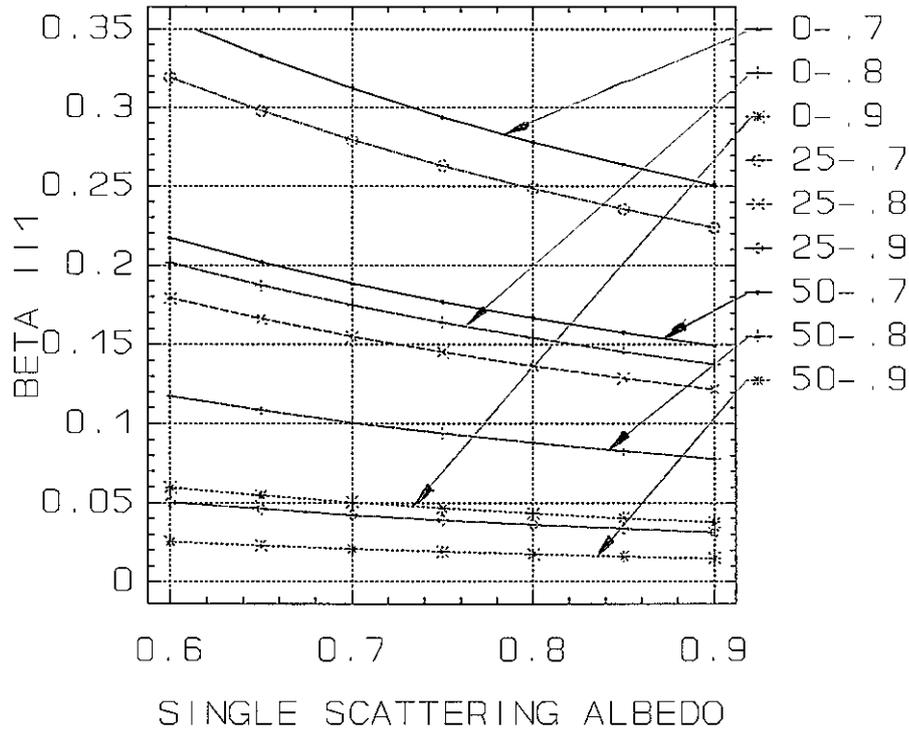


Fig. V.IV.5.- Variación del Coeficiente de Turbiedad β , obtenido por el Nuevo Método, en función de ω_0

contribuye a hacer más cómodo y preciso el método. Esto es posible establecerlo en base a los trabajos mencionados y a otros en que se han realizado determinaciones de los parámetros que necesita utilizar este método utilizando técnicas espectrales, como son los trabajos de Ångström [Ångström 1964], de Katz [Katz 1982b] y de Gueymard [Gueymard 1989] que en algunos casos han sido obtenidos mediante códigos espectrales rigurosos, como hizo este último utilizando el Programa LOWTRAN.

Tabla V.IV.2.- Valores estándar de los diferentes parámetros constantes del Modelo en función de las cinco opciones: 1-Marítimo o Rural Claro; 2-Rural Medio; 3-Rural Urbano; 4-Urbano Medio y 5-Urbano Polucionado.

	F_e	ω_0	α	$\langle \cos \varphi \rangle$
MARIT-RURAL-CLARO	.78	.94	1.4	.6
RURAL MEDIO	.81	.9	1.3	.65
RURAL URBANO	.84	.811	1.3	.7
URBANO MEDIO	.84	.74	1.2	.7
URBANO POLUCIONADO	.87	.595	1.1	.75

Para finalizar este estudio de sensibilidad se puede resumir que una vez establecidos los valores estándar apropiados al lugar observado siguiendo las indicaciones anteriores, el valor de β solo sería función a lo largo del tiempo de la fracción de irradiancias K (obtenida a partir de difusa y global) y del correspondiente ángulo cenital del instante medido

$$\beta = f(\theta, K) \quad (\text{V.IV.4})$$

que serían por tanto las únicas variables de entrada que se requerirían para determinar los sucesivos valores instantáneos del coeficiente de turbiedad β de Ångström.

Esta simplificación permite construir una representación gráfica como la de la Figura V.IV.6, para una atmósfera natural de características similares a las de Valencia (por ejemplo) en que se representa el valor de β correspondiente a un determinado cociente K de irradiancias, función del ángulo cenital del sol, y así sucesivas isóneas para diferentes valores de K, de forma que se pueda utilizar como un ábaco muy práctico para encontrar el valor de β con rapidez ante un valor experimental de K.

Después de comparar la sensibilidad de ambos métodos, se puede observar que:

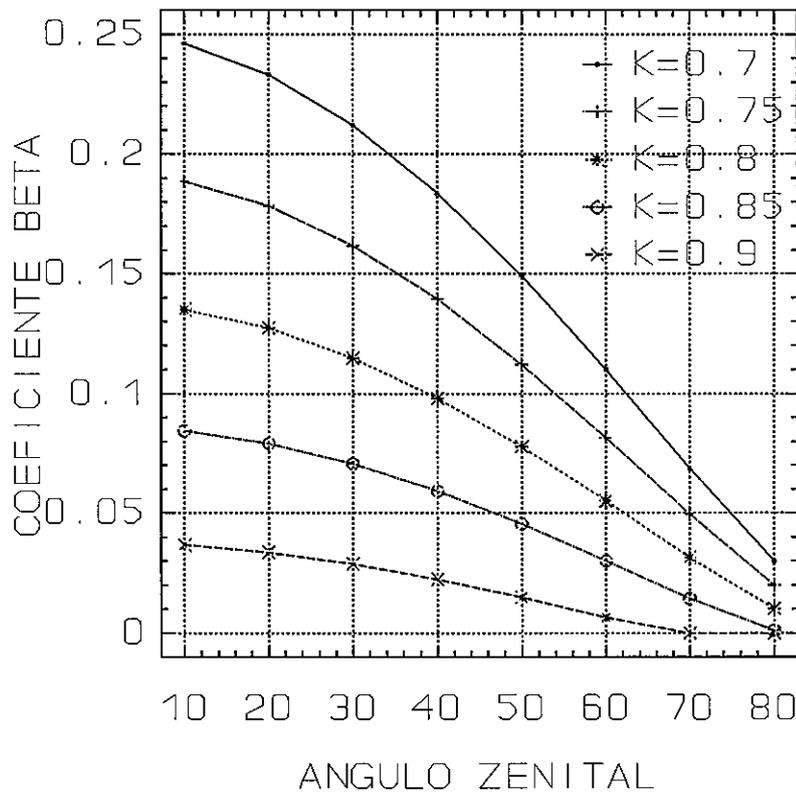


Fig. V.IV.6.-Representación gráfica del coeficiente β de Ångström en función de θ para una atmósfera estándar, realizada mediante el Nuevo Método

1-En ambos es igualmente significativa la variación de β con α . Para atmósferas en que la distribución de tamaños de los aerosoles tenga alguna peculiaridad sería necesario conocer el valor más apropiado del coeficiente del exponente, tanto para aplicar un método como el otro. Esto es factible mediante medidas espectrales de $\tau_{a\lambda}$, o bien extrapolando valores de situaciones análogas ya determinados y disponibles en la bibliografía.

2-El Nuevo Método es sensible a posibles errores en la asignación de los valores de los parámetros F_c y ω_0 . Si bien estos valores están bien clasificados y tabulados en la bibliografía y se aporta una tabla de valores de parámetros propios de determinados lugares.

3-El Método de Louche es vulnerable también ante posibles errores al determinar el contenido de vapor de agua en la atmósfera

4-El Método de Louche adolece de la servidumbre de requerir la medida experimental de la irradiancia directa normal, que a diferencia de la global y la difusa suele estar menos disponible en la mayoría de observatorios y estaciones de medida.

5-El Método Nuevo tan solo requiere para determinar β los datos experimentales de irradiancias global y difusa sobre plano horizontal. Estas medidas son las más frecuentes en cualquier estación de medida de radiación.

6-Además el Método de Louche requiere para determinar β de otras medidas experimentales como son temperatura, humedad relativa, presión y contenido de ozono en la atmósfera, que el Método Nuevo no necesita (si bien en el Método de Louche las dos últimas se podrían omitir por el mismo razonamiento que se utiliza en el Método Nuevo).

**CAPÍTULO VI.-APLICACIÓN A
VALENCIA Y SEVILLA DEL
NUEVO MÉTODO PARA LA
DETERMINACIÓN DEL
COEFICIENTE DE TURBIEDAD
 β DE ÅNGSTRÖM. VALIDACIÓN
DEL MÉTODO.**

A partir de medidas de irradiancias de toda la banda hemos realizado diversas determinaciones del coeficiente β de turbiedad de Ångström tanto en Valencia como en Sevilla. Estas determinaciones de β se han realizado con el objetivo de observar la utilidad, versatilidad y precisión del Nuevo Método de Determinación comparándolo a su vez con el anteriormente usado entre los investigadores llamado Método de Louche.

Ambos métodos se sustentan en un modelo de irradiancias de toda la banda sobre superficie horizontal en condiciones de cielos despejados. Un modelo de irradiancias constituye un conjunto de expresiones y leyes que los investigadores se han dado para que interpreten los procesos de atenuación y de transmisión de las irradiancias de banda ancha, con el objetivo de explicar los fenómenos que se producen y cuantificar la distribución de energía radiativa que alcanza un plano horizontal en sus diferentes formas, todo ello en función de las circunstancias climatológicas y atmosféricas que concurren.

El Modelo de Irradiancias en que se basan los dos métodos de banda ancha para determinar β que estamos estudiando, que son el Método de Louche y el Nuevo Método que se propone aquí, es el mismo en los dos casos y es el Modelo Completo de Irradiancias que se establece y describe en el Apartado III.I.

Del Método de Louche, utilizado ya en otros trabajos anteriores y que se ha descrito en el Apartado V.II, diremos que fue concebido para obtener el coeficiente de turbiedad β a partir de medidas de Irradiancia Directa Normal. Además son necesarios también los siguientes datos del instante analizado: Temperatura, Humedad relativa (o en su defecto temperatura húmeda), Espesor de la capa de ozono, Altura de agua precipitable, Latitud, Hora local, Fecha, Presión. Al coeficiente β que determinaremos aplicando este método y de esta manera lo distinguiremos con la notación β_{II} .

El Método de Louche podría ser aplicado también utilizando medidas experimentales de irradiancias global y difusa si no se dispone de medidas de irradiancia directa normal, deduciendo los valores de la directa a partir

de las otros dos y la ecuación III.I.21. Al coeficiente β que determinaremos aplicando este procedimiento lo distinguiremos con la notación β_{12} .

El Nuevo Método ha sido concebido para determinar el coeficiente de turbiedad β a partir de datos experimentales de irradiancias global y difusa sobre plano horizontal. Además de estas medidas experimentales de irradiancia serán necesarios los datos de Latitud y Hora local y Fecha correspondientes al instante medido. Al coeficiente β que determinaremos aplicando este método de esta manera lo distinguiremos con la notación β_{III} .

También el Nuevo Método podría ser aplicado con medidas de Irradiancia Directa normal e Irradiancia Global, si no se dispone de datos de Irradiancia Difusa, ya que el cociente K de irradiancias que utiliza este método se puede obtener, por la expresión V.III.1, de las dos maneras. Al coeficiente β que se determine aplicando el Método Nuevo mediante este procedimiento lo distinguiremos con la notación β_{III2} .

Todas las formas mencionadas de aplicar ambos métodos han sido utilizadas para ser estudiadas y comparadas en este trabajo.

VI.I.- DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA. AÑOS 1989 Y 1990

Utilizando medidas experimentales de irradiancia directa normal desde el mes de Abril de 1989 hasta el de Diciembre de 1990 ambos inclusive, de Valencia realizadas en la estación de medidas de radiación del GIRS tal como ha sido descrito anteriormente se procedió a aplicar el Método de Louche para determinar los coeficientes instantáneos de turbiedad β_{II} de los instantes en condiciones de cielos despejados.

Estas medidas, una vez ya seleccionadas las que verificaron las condiciones de cielo descubierto de nubes tal como se comentó anteriormente, daban información de las irradiancias directa normal, global horizontal y difusa horizontal de 1018 instantes. Asimismo de cada instante se disponía de todas las demás medidas experimentales que requiere el Método de Louche para ser aplicado, excepto la humedad relativa ϕ , que se fue obteniendo según el procedimiento descrito en el Apartado IV.I. A su vez con ϕ y la temperatura se obtuvieron, según la expresión III.I.8, los

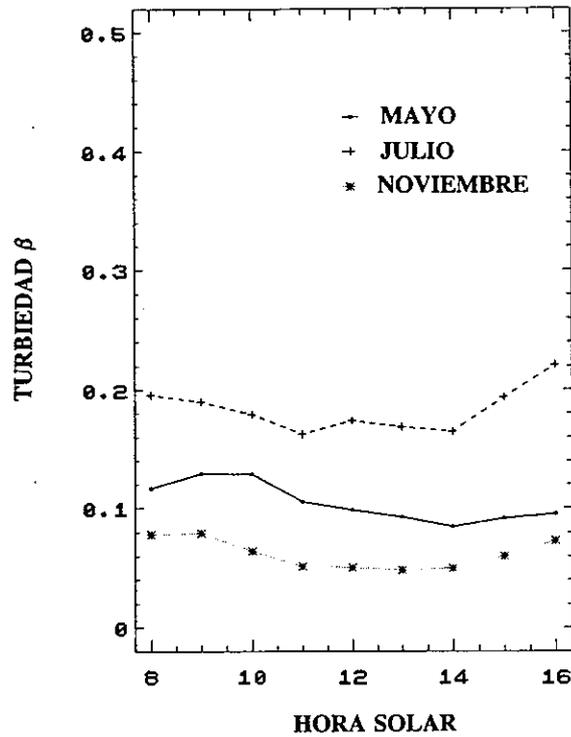


Fig. VI.I.1.- Evolución del valor medio de β con la hora. Se muestran los meses de Mayo, Julio y Noviembre.

correspondientes valores de w_p que oscilaron entre 1.2 cm en invierno y 4.5 cm en verano de altura de agua precipitable en cm NTP.

Se fueron calculando las diferentes transmitancias que mediante la ecuación III.I.1 y las medidas experimentales de irradiancia directa normal permiten determinar τ_a y así β_{II} por el Método de Louche descrito.

De los resultados así obtenidos se pudo ver que la evolución del valor del coeficiente instantáneo β no varía de una forma apreciable a lo largo de un día. Esto se puede observar con representaciones a lo largo de las diferentes horas del día de los valores instantáneos de β obtenidos, tal como se aprecia en los ejemplos de las Figuras de la IV.IV.2 a la IV.IV.5 en las que junto con las irradiancias se representaron los valores de β y se

puede ver que la turbiedad sufre pequeñas fluctuaciones en torno a un valor medio en los instantes de cielo despejado.

También las medias mensuales de los valores instantáneos de β de cada hora se mantienen en torno a un valor medio. Hallando la media de todo un mes, de los valores de β a una hora dada, se puede observar que ésta se mantienen constantes para las diferentes horas. En la Figura VI.I.1 se muestran estas medias hechas en los meses de Mayo, Julio y Noviembre del año 1989 en Valencia, que fueron obtenidas por el Método de Louche, y se puede observar esa invariabilidad de β .

Para un determinado mes se observa que el valor medio de β es un valor representativo de dicho período con una desviación estándar no muy elevada. Tengase en cuenta que desviaciones estándar del 30% muestran la variabilidad natural de la turbiedad y no debe ser considerado una forma de error. En la Tabla VI.I.1 se muestran los valores medios y la desviación estándar de los meses de Mayo, Julio y Noviembre de 1989 que se representaron a modo de ejemplo.

Tabla VI.I.1.- Valores medios y desviación estándar de β para 3 meses en Valencia en el año 1989.

MES	MAYO	JULIO	NOVIEM.
VALOR MEDIO	0.104	0.182	0.055
DESV. ESTÁNDAR	0.038	0.056	0.033

También se muestra en la Tabla VI.I.2 la evolución de los valores medios mensuales del coeficiente de turbiedad β de Ångström en el período observado de dos años. Igualmente en la Tabla VI.I.3 se muestran los valores medios estacionales de β .

Tabla VI.I.2.- Valores medios mensuales de β en Valencia correspondientes al período 1989-1990

	ENE	FEB	MA	ABR	MA	JUN	JUL	AG	SE	OCT	NO	DI
β	.032	.045	.055	.068	.105	.163	.183	.212	.18	.12	.073	.061

Tabla VI.I.3.- Valores medios estacionales de β en Valencia en 1989 y 1990

ESTACIÓN	PRIMAV.	VERANO	OTOÑO	INVIER.
β	0.076	0.186	0.1246	0.046

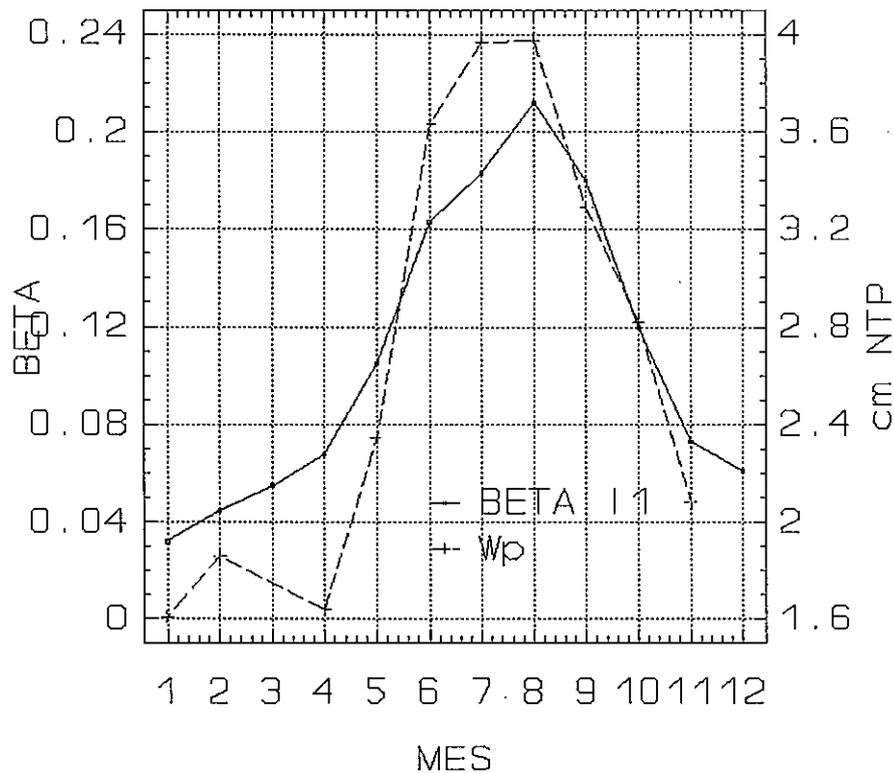


Fig. VI.I.2.- Representación gráfica de los valores medios mensuales del coeficiente β de turbiedad (obtenido con el Método de Louche) y de la altura de agua precipitable de Valencia en los años 1989 y 1990

En la Figura VI.I.2 se representa gráficamente la evolución a lo largo del año de los mencionados valores medios superpuesta a la evolución

de los valores medios de agua precipitable (en cm NTP) lo que permite observar una cierta dependencia de ambas variables como se apuntaba al comienzo de este capítulo como una de las causas, junto con la mayor movilidad en sentido vertical de la atmósfera en estaciones cálidas señalada por Ångström. También se puede observar esta vaga dependencia de β con w_p en la gráfica de la Figura VI.1.3

Realizada una correlación lineal de la distribución de puntos que se observan en la Fig VI.1.3 la tendencia es del tipo

$$\beta = -0.053 + 0.053w_p \quad (\text{VI.1.1})$$

si bien el factor de correlación de valor 0.824 no indica que haya una estricta dependencia.

En la figura VI.1.4 se muestra un histograma de frecuencias de valores de β que permite ver que los valores más frecuentes están en torno a 0.1, con una gran dispersión de ellos entre 0.0 y 0.2, intervalo en el que se encuentran el 80% de los valores, lo que permite afirmar que la turbiedad media en Valencia es baja y presenta grandes variaciones.

Esto también puede observarse en la Figura VI.1.5 con valores medios mensuales a lo largo del año que se representan gráficamente junto con los resultados de otros trabajos similares en que se han determinado valores medios mensuales de β en Ajaccio [Louche 1987], en Aviñon [Katz 1982] y en Dhahran [Abdelrahman 1988].

Hasta aquí hemos descrito solamente la aplicación del Método de Louche partiendo de un conjunto de medidas experimentales de 1018 instantes realizadas en Valencia y que como una primera aproximación han permitido conocer la evolución de la turbiedad y sus características y valores en el período observado.

Seguidamente se procedió a determinar el coeficiente de turbiedad β siguiendo los cuatro procedimientos mencionados, por tanto obteniendo β_{II} , β_{I2} , β_{III} y β_{II2} . Es decir siguiendo respectivamente el Método de Louche, el Método de Louche indirecto a partir de global y difusa horizontales el Nuevo Método a partir de global y difusa y el Nuevo Método a partir de

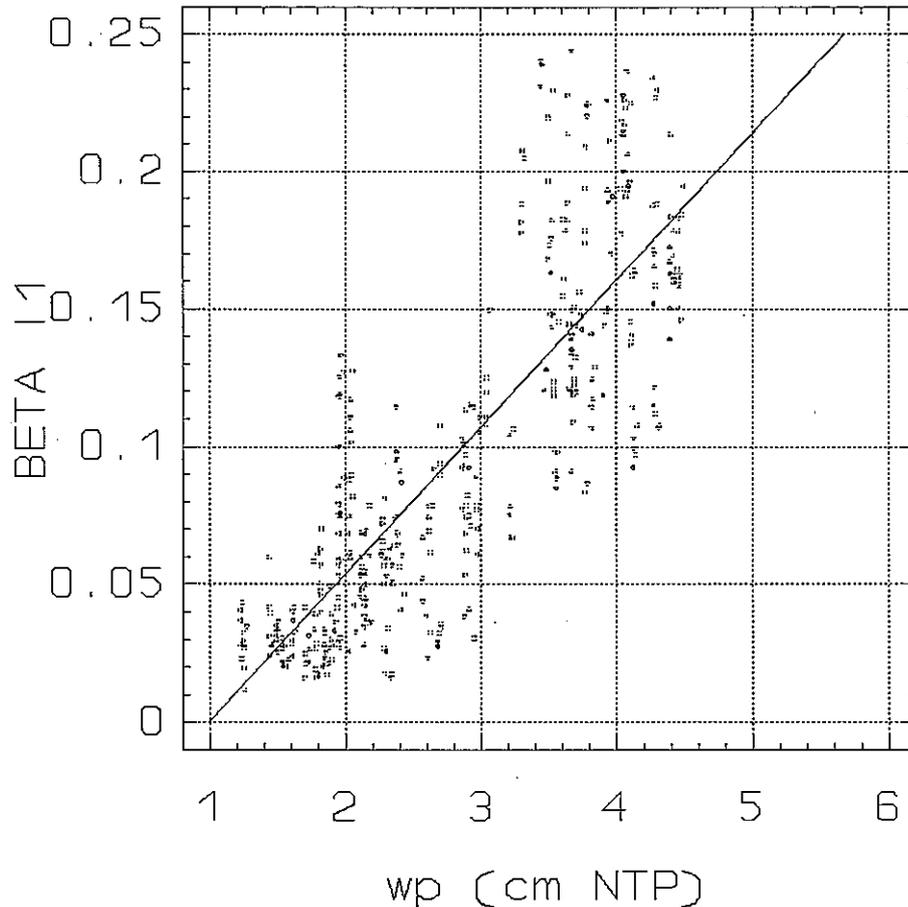


Fig. VI.I.3.- Distribución de valores instantáneos de β de Valencia en los años 1989 y 1990, en función de la altura de agua precipitable, w_p , en la atmósfera (cm NTP)

directa y global. Todo ello con el objetivo de comparar los cuatro conjuntos de resultados y verificar la precisión del Nuevo Método y la posibilidad de utilizar el de Louche con global y difusa siempre usando como referencia el ya implantado y por tanto el Método de Louche original, es decir el conjunto de valores β_{II} .

Para comparar los resultados de determinar β en Valencia por ambos métodos y en sus dos opciones se utilizaron medidas experimentales del

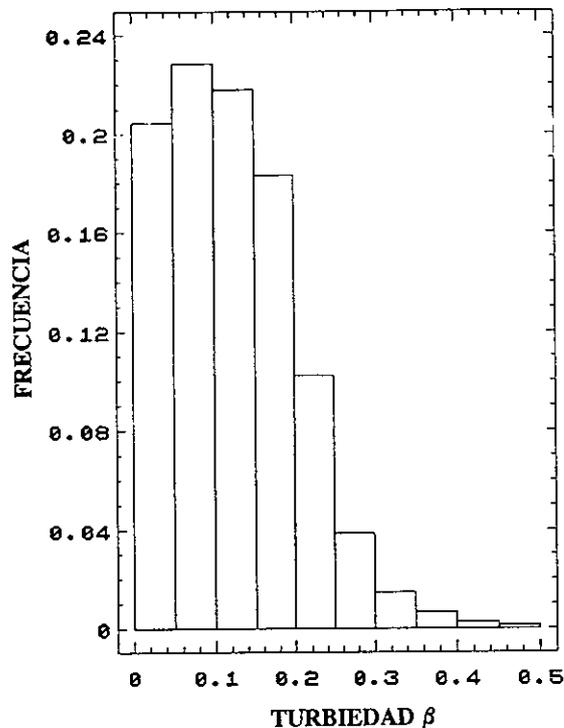


Fig. VI.1.4.- Histograma de frecuencias de los valores instantáneos de β (determinada por el Método de Louche) de Valencia en los años 1989 y 1990.

período que va desde Abril de 1989 hasta Diciembre de 1990. Para componer el conjunto de datos de partida, se aplicó de método de selección de instantes despejados nombrado anteriormente como criterio B. También fue necesario eliminar medidas de ciertos instantes en que no se disponía de los datos requeridos por los cuatro procedimientos. De esta forma se dispuso de un total de 409 puntos de los cuales 149 eran de año 1989 y el resto de 1990.

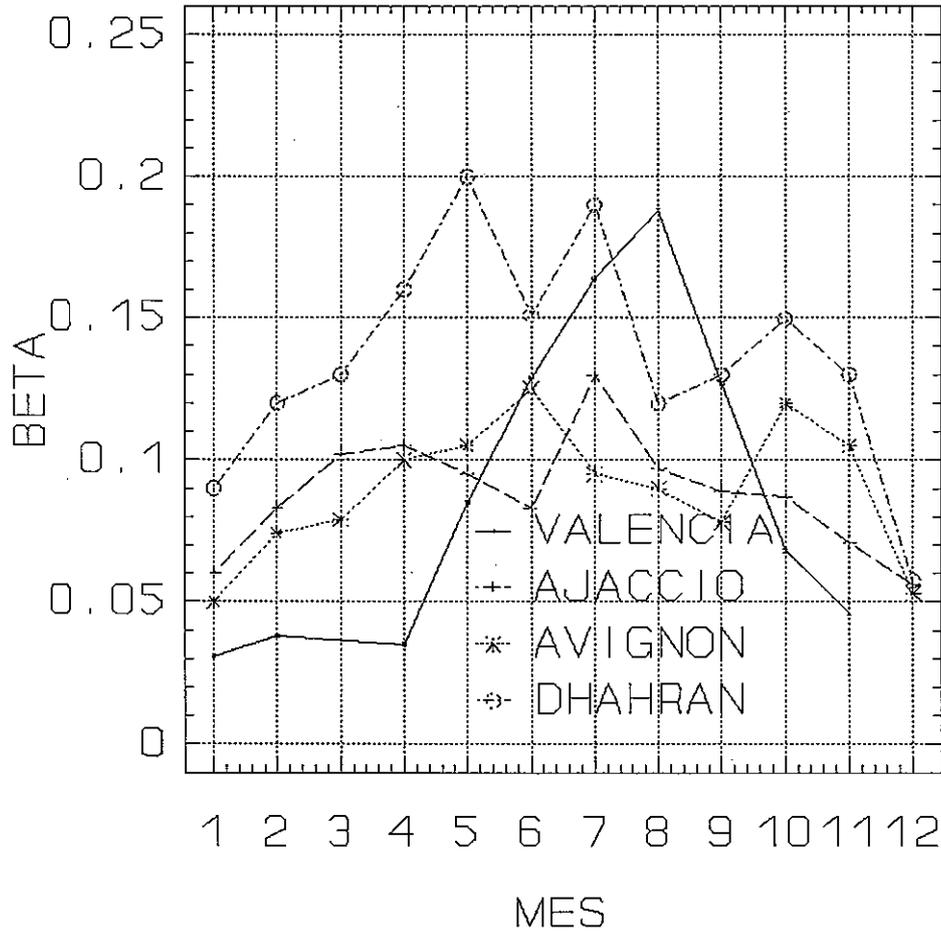


Fig. VI.I.5.- Representación gráfica de valores medios mensuales de β_{11} de Valencia en 1989 y 1990. Comparación con Dhahran [Abdelrahman 1988], Aviñon [Katz 1982] y Ajaccio [Louche 1987].

En primer lugar los resultados de β_{11} se obtuvieron de la misma forma y método que el expuesto anteriormente y solamente se observa una ligera desviación entre ambos conjuntos de resultados por el hecho de que el conjunto de datos experimentales utilizado ahora es menor.

En segundo lugar y partiendo de la misma base de datos se calcularon los valores de β_{12} , es decir que se aplicó el Método de Louche igualmente, si bien ahora en vez de utilizar la G_{bn} experimental se dedujo

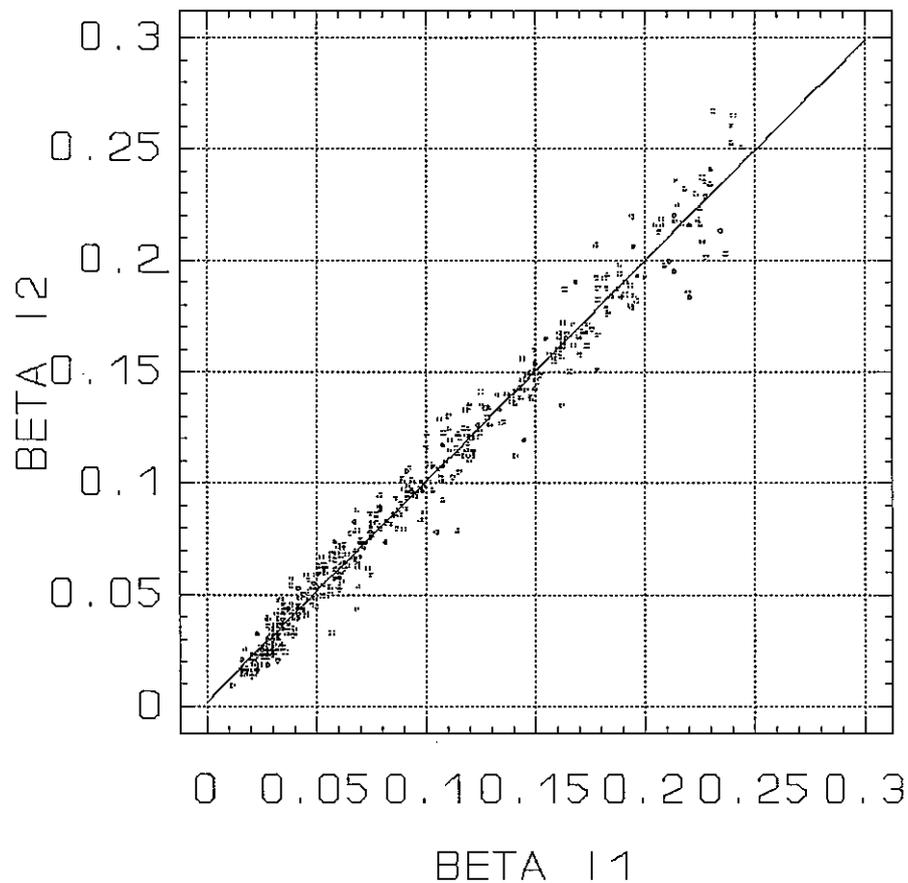


Fig. VI.I.6.- Distribución de valores de β_{I2} vs β_{I1} , en Valencia en el período desde Abril de 1989 a Diciembre de 1990. Ajuste de la distribución.

la irradiancia directa normal a partir de las irradiancias global y difusa sobre plano horizontal, G y G_d , según la ecuación III.I.22.

En tercer lugar se utilizó este mismo conjunto de medidas de partida mencionado para aplicar el Nuevo Método, y por lo tanto generar los resultados de β_{III} . Para realizar estos cálculos simultáneamente a los otros dos anteriores, mediante el programa de cálculo se realizaron todas las operaciones que establece el Nuevo Método que se enumeran a continuación

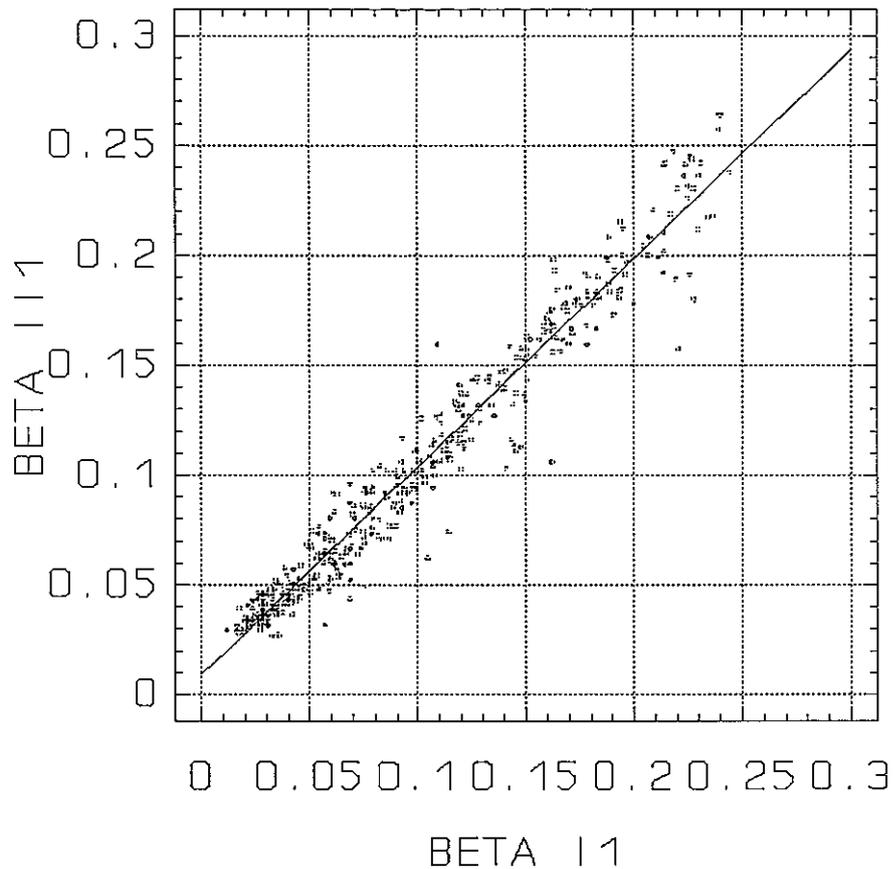


Fig. VI.I.7.- Distribución de valores de β_{III} en función de β_{II} en Valencia entre abril de 1989 y Diciembre de 1990. Ajuste.

Al comenzar a abordar la aplicación del Método Nuevo a un caso real a partir de medidas experimentales relataremos seguidamente, por el mismo orden en que un programa de cálculo las requiere, las diferentes expresiones que se van aplicando, igual que se hizo en el apartado V.II con el Método de Louche.

Las operaciones para ir obteniendo los resultados β_{III} serán las siguientes:

Tabla VI.I.4.-Resultados de la correlación lineal de β_{12} vs β_{11} realizada mediante el Programa Statgraphics

Regression Analysis - Linear model: $Y = a+bX$

Dependent variable: BVB28990.betI2

Independent variable: BVB28990.betI1

Parameter	Estimate	Error	Value
Intercept	1.88944E-3	8.86725E-4	2.13081
Slope	0.990417	7.55112E-3	131.162

Total (Corr.) 1.62152 408

Correlation Coefficient = 0.988377; R-squared = 97.69 percent

1-Obtener K función de las medidas experimentales de G y G_d según

$$K = \frac{G_b}{G} = \frac{G - G_d}{G} = 1 - \frac{G_d}{G} \quad (VI.I.2)$$

2-Obtener la m_a a partir de la III.I.6 en combinación con la II.II.12, y el valor de τ_r según la II.II.63. Teniendo en cuenta que partir de los datos horarios y de latitud y las fórmulas III.I.13, III.I.3 y III.I.8, se calculará previamente la Declinación δ y el ángulo cenital θ . Teniendo en cuenta también que para Valencia se puede utilizar una presión media de una atmósfera.

3-Obtener B según

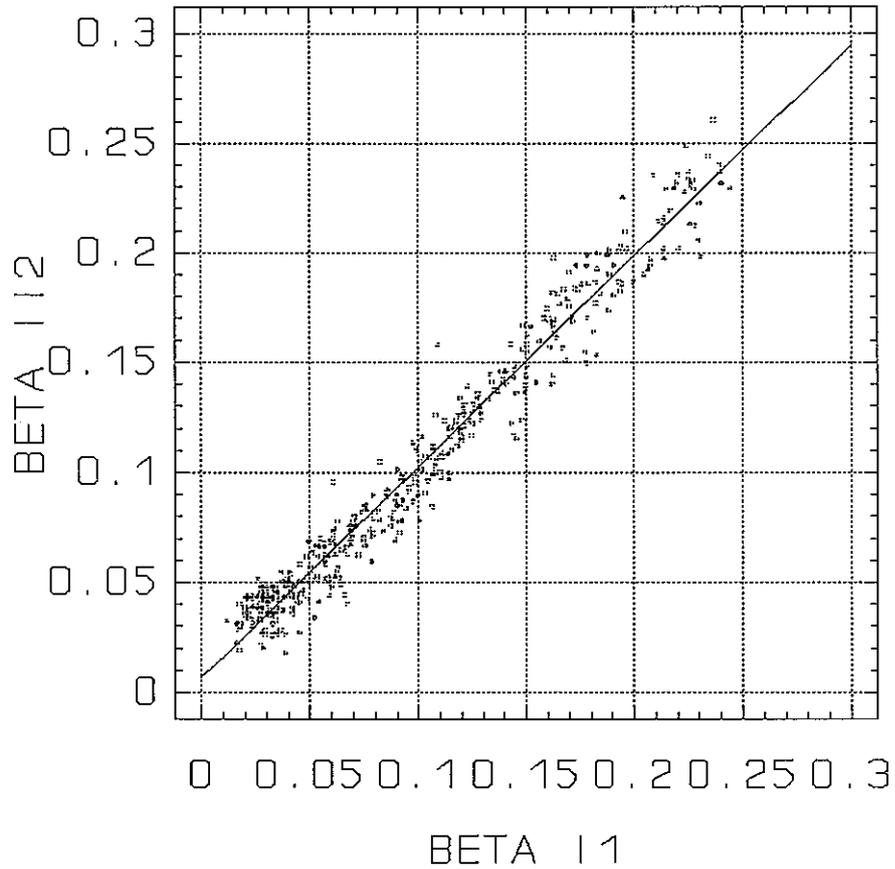


Fig. VI.I.8.- Distribución de valores de β_{II2} en función de β_{II1} de 511 instantes con cielo despejado en Valencia entre Abril de 1989 y Diciembre de 1990. Ajuste.

$$B = \frac{0.79}{0.9751 \tau_r (1 - m_a + m_a^{1.02})} \quad \text{(VI.I.3)}$$

4-Calcular F_2 según

Tabla VI.I.5.-Resultados de la correlación lineal de β_{III} vs β_{II} realizada mediante el Programa Statgraphics

Regression Analysis - Linear model: Y = a+bX

Dependent variable: BVB28990.betIII

Independent variable: BVB28990.betII

Parameter	Estimate	Error	Value
Intercept	9.31603E-3	1.17999E-3	7.89501
Slope	0.946746	0.0100485	94.2177

Correlation Coefficient = 0.977835; R-squared = 95.62 percent
 Stnd. Error of Est. = 0.0127693

$$F_2 = \frac{1 + (F_c B - 1)K - \rho_g (1.0685 - F_c)}{2\rho_g (1 - F_c)} \quad (VI.I.4)$$

y seguidamente F_1 según

$$F_1 = \left(F_2^2 + B K \frac{0.5(1 - \tau_c) + F_c}{(1 - F_c)\rho_g} \right)^{1/2} \quad (VI.I.5)$$

para obtener C como

$$C = F_1 - F_2 \quad (VI.I.6)$$

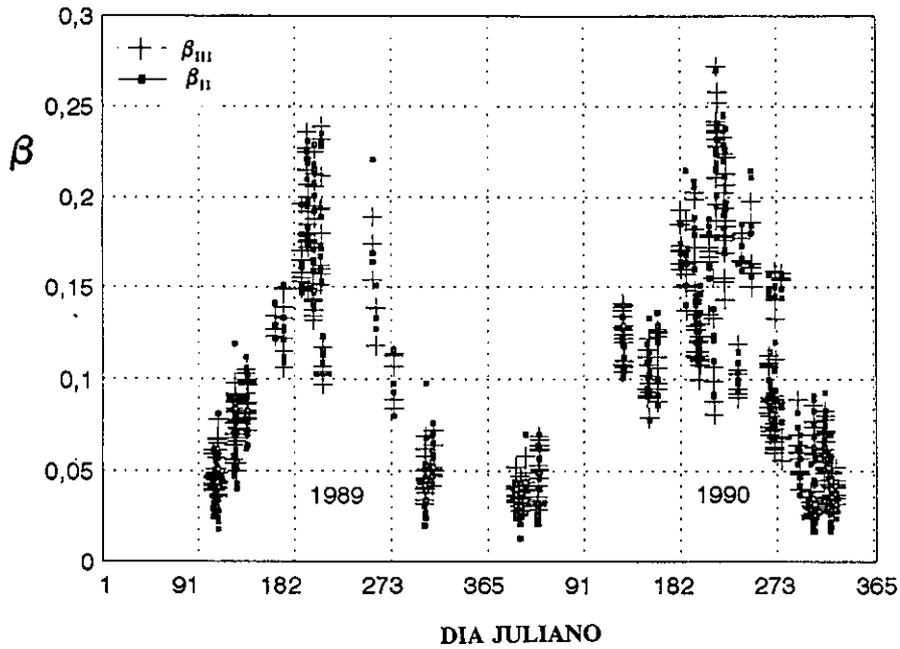


Fig. VI.I.9.- Representación de los valores instantáneos de β_{III} (+) y de β_{II} (■) de Valencia para cada día entre Abril de 1989 y Diciembre de 1990.

y teniendo en cuenta que según este método se le da a ρ_g un valor medio de 0.2 y el parámetro F_c se asigna en función de la Tabla V.IV.2. Dadas las características de la ubicación de la estación de medidas de radiación ya descrita (en las afueras de la ciudad, rodeado de terrenos de huerta, etc.)

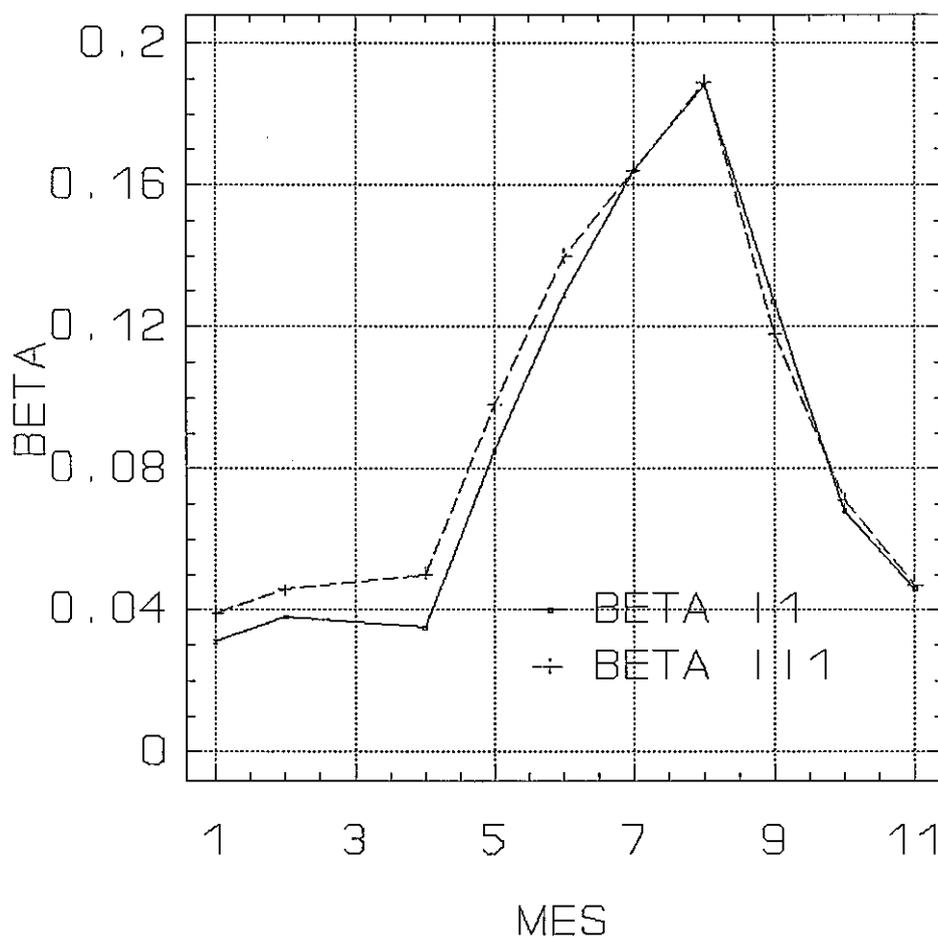


Fig. VI.I.10.- Representación gráfica de los valores medios mensuales de β_{III} y de β_{II} en Valencia en el período entre Abril de 1989 y Diciembre de 1990.

se ha optado por considerar a Valencia como lugar de característica Rural-medio a la hora de aplicar la tabla mencionada.

5-Calcular A según

$$A = (1 - \omega_0) (1 - m_a + m_a^{1.06}) \quad (\text{VI.I.7})$$

Tabla VI.I.6.-Resultados de la correlación lineal de β_{II2} vs β_{II1} realizada mediante el Programa Statgraphics

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: BVB28990.betII2

Independent variable: BVB28990.betII1

Parameter	Estimate	Error	Value
Intercept	6.81713E-3	1.05646E-3	6.4528
Slope	0.959539	8.99655E-3	106.656

Total (Corr.) 1.54001 408

Correlation Coefficient = 0.982577 ; R-squared = 96.55 percent

teniendo igualmente en cuenta la Tabla V.IV.2 para ω_0 .

6-Obtener la transmitancia de aerosoles τ_a a la que llamaremos ahora τ_{aII} según

$$\tau_{aII} = (1-A)C / (1-AC) \quad (VI.I.8)$$

7-Y por último obtener β_{II1} con todo lo anterior a partir de las expresiones V.II.2 y V.II.3. y nuevamente teniendo en cuenta la Tabla V.IV.2 para establecer el valor del coeficiente del exponente de Ångström α , que en este caso de Valencia será el valor estándar de 1.3 correspondiente a una atmósfera natural.

Por tanto los datos experimentales de partida han sido: Irradiancia Global Horizontal, Irradiancia difusa horizontal, Latitud, Hora solar y Día del año.

Una vez generados estos cuatro conjuntos de resultados de β_{II} , β_{I2} , β_{III} y β_{II2} , se puede observar en la Figura VI.I.6 en que se ha representado β_{I2} en función de β_{II} que ambos resultados observan una correlación que se ajusta a la recta

$$\beta_{I2} = 0.9904 \beta_{II} + 0.0019 \quad (\text{VI.I.9})$$
$$\rho^2 = 0.9769$$

según la correlación lineal realizada con el programa Statgraphics^R, Versión 6.0 [Statgraphics 1992] cuyos resultados se muestran en la Tabla VI.I.4., y se puede ver aunque se trate del mismo método, en este caso el de Louche, al ser aplicado éste según las dos opciones 1 y 2 los resultados difieren ligeramente lo que hace que la pendiente se desvíe ligeramente de la unidad. Esto puede ser debido a los errores introducidos al obtener la directa a partir de global y difusa como se comentará en el Apartado VI.III.

En la figura VI.I.7 se ha representado el ajuste por mínimos cuadrados a una recta de los resultados β_{III} en función de los resultados β_{II} . Vemos aquí que el ajuste se ciñe a la recta

$$\beta_{III} = 0.9468 \beta_{II} + 0.0093 \quad (\text{VI.I.10})$$
$$\rho^2 = 0.9562$$

Esta correlación lineal cuyos resultados proporcionados por el Programa Statgraphics se muestran en la Tabla VI.I.5 puede observarse que al igual que la anterior tiene un buen factor de correlación, una pendiente ligeramente inferior a la unidad pero muy próxima y una ordenada en el

origen muy pequeña y positiva, que permite concluir que los resultados de ambos métodos son muy próximos.

También se calcularon los resultados β_{II2} mediante el mismo proceso anterior pero obteniendo el cociente K del Nuevo Método a partir de irradiancia directa normal e irradiancia global horizontal, resultados que se muestran en la Figura VI.I.8. El ajuste de β_{II2} en función de β_{II1} , y da la recta

$$\beta_{II2} = 0.9595 \beta_{II1} + 0.0068 \quad (VI.I.11)$$

$$\rho^2 = 0.9655$$

resultados que nos proporciona el programa Statgraphics mediante la Tabla VI.I.6, que permiten ver que como los anteriores son muy satisfactorios dando una gran coincidencia de los dos conjuntos de resultados.

También hemos representado en la Figura VI.I.9 los valores medio diarios de las β_{II1} y las β_{III1} para todos los días con datos del período observado de dos años. En dicha representación se puede observar la similitud de resultados diarios.

Por último hemos representado en la Figura VI.I.10 los valores medios de cada mes del período observado según sea β_{II1} o β_{III1} , donde igualmente observamos los mismos resultados.

VI.II.- DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN SEVILLA. AÑOS 1990 Y 1991

No queríamos limitar las determinaciones de la turbiedad atmosférica que se están realizando en el proceso de validación del Nuevo Método a un solo lugar. Por ese motivo, utilizando la base de datos que hemos confeccionado a partir de las medidas experimentales de radiación y meteorológicas realizadas en la ETSII de Sevilla [Ruiz 1993], hemos

determinado el coeficiente de turbiedad β en aquella ciudad y con ello hemos comparado bajo otra perspectiva el comportamiento de ambos métodos el de Louche y el Nuevo.

Se disponía de medidas del año 1990 que recoge un total de 2727 puntos y 1991 que contenía 5010. Siendo el contenido de la información del 2º año mayor ya que a partir del año 91 los datos se recopilaron en intervalos de media hora en lugar de a las horas enteras como anteriormente.

Como se ha comentado anteriormente las medidas de radiación de Sevilla del año 1990 se utilizaron para separar instantes de cielo despejado mediante representaciones gráficas día a día, información que posteriormente fue usada para establecer un método de selección de cielo sin nubes. Aplicando dicho criterio de selección al año 1991 se acabaron de seleccionar todos los instantes adecuados y resultó un conjunto de 1091 instantes medidos en condiciones de cielo despejado del año 1990 y otro conjunto de 1548 instantes del año 1991. La distribución por meses de los puntos seleccionados se muestra en la Tabla VI.II.1 junto con los resultados medios mensuales.

A partir de este conjunto de medidas experimentales se ha determinado el coeficiente de turbiedad de Ångström en las formas que denominamos aquí β_{I1} y β_{I2} realizando las operaciones descritas en el apartado anterior ahora partiendo para las dos determinaciones de la medida común de irradiancia directa normal G_{bn} con la finalidad de comparar los resultados de ambos métodos cuando parten de una misma información, como se ha hecho ya de Valencia pero ahora con un conjunto de puntos mayor ya que la base de datos de Sevilla era más extensa.

Obtenidos ambos conjuntos de resultados se calcularon los valores medios mensuales de β_{I1} y los errores estándar de dichos valores medios tanto en el año 1990 como en el 1991 que se muestran en las Tablas VI.II.1 y VI.II.3 respectivamente e igualmente los valores medios mensuales y error estándar de β_{I2} de dichos años que se muestran respectivamente en las Tablas VI.II.2 y VI.II.4.

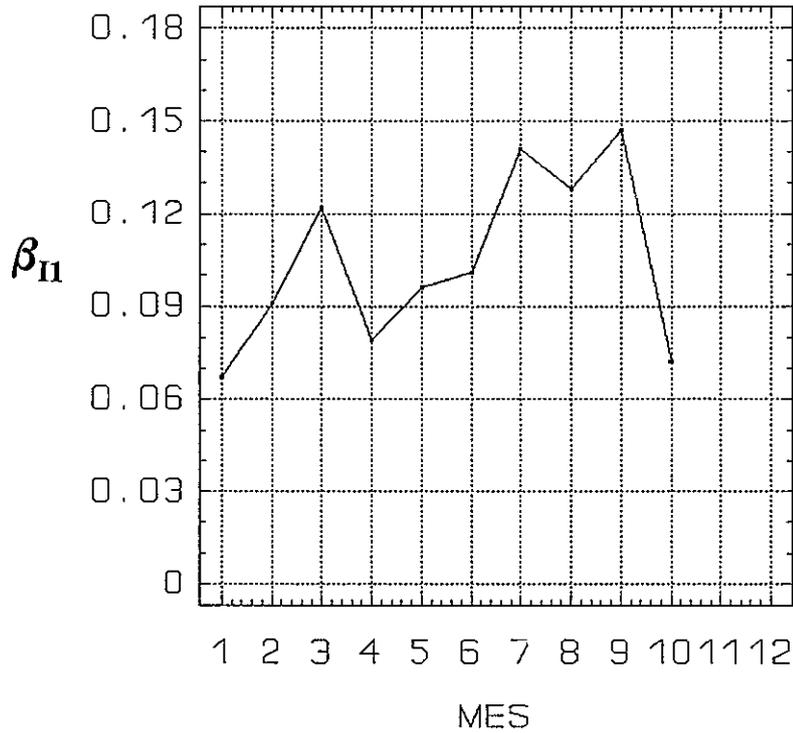


Fig. VI.II.1.-Representación gráfica de β_{II} media mensual del año 1990 en Sevilla

El error estándar se ha determinado por la expresión

$$\Delta\beta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\beta_i - \bar{\beta})^2}{n(n-1)}} \quad (\text{VI.II.1})$$

y para dichos cálculos así como correlaciones, ajustes y representaciones gráficas, se ha utilizado también ahora el programa Statgraphics^R, Versión 6.0 [Statgraphics 1992]. Dicho error en este contexto no debe interpretarse

como un error propiamente dicho sino que refleja la oscilación natural en torno a un valor medio de la turbiedad que es una variable dinámica.

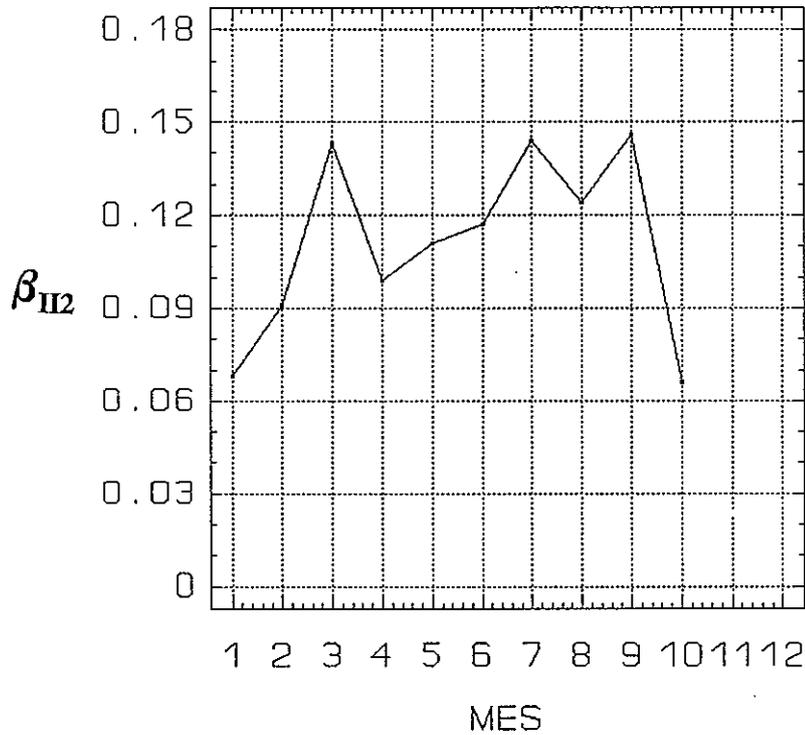


Fig. VI.II.2.-Representación de β_{II2} media mensual en Sevilla en 1990

Estos resultados que reflejan las tablas mencionadas se presentan también en las Figuras VI.II.1, VI.II.2, VI.II.3 y VI.II.4. A su vez en la Figura VI.II.5 representamos valores medios mensuales del coeficiente β de turbiedad en Sevilla si aceptamos como tales los obtenidos en todo el período de dos años y como media de los obtenidos por los dos métodos. Valores que se muestran en la Tabla VI.II.5.

Tabla VI.II.1.- Valores medios mensuales de β_{II} , error estándar y número de instantes medidos en el año 1990 en Sevilla

1990	EN	FEB	MA	APR	MA	JUN	JUL	AG	SEP	OCT	NO	DIC
β_{II}	.067	.091	.122	.079	.096	.101	.141	.128	.147	.072	-	-
Err E	.005	.007	.007	.007	.004	.005	.007	.004	.006	.006	-	-
Dat.	85	85	83	105	135	138	96	166	92	63	-	-

Tabla VI.II.2.- Valores medios mensuales de β_{II2} , error estándar y número de instantes medidos en el año 1990 en Sevilla

1990	EN	FEB	MA	AB	MA	JUN	JUL	AG	SEP	OCT	NO	DIC
β_{II2}	.068	.091	.143	.099	.111	.117	.144	.124	.146	.066	-	-
Err E	.006	.007	.009	.009	.006	.006	.009	.006	.008	.008	-	-
Dat.	85	85	83	105	135	138	96	166	92	63	-	-

Tabla VI.II.3.- Valores medios mensuales de β_{II} , error estándar y número de instantes medidos en el año 1991 en Sevilla

91	EN	FEB	M	AB	MA	J	JU	AG	SEP	OCT	NO	DIC
β_{II}	.075	.081	-	.082	.071	-	-	.125	.123	.130	.111	.109
Er	.004	.004	-	.005	.004	-	-	.005	.004	.003	.004	.007
Dat	191	166	-	132	111	-	-	195	193	211	183	48

Tabla VI.II.4.- Valores medios mensuales de β_{II} , error estándar y número de instantes medidos en el año 1991 en Sevilla

91	EN	FE	M	AB	MA	JU	JU	AG	SEP	OC	NO	DI
β_m	.067	.084	-	.085	.065	-	-	.119	.118	.126	.103	.110
Er	.004	.005	-	.006	.005	-	-	.006	.005	.004	.005	.005
Da	191	166	-	132	111	-	-	195	193	211	183	48

Tabla VI.II.5.- Valores medios mensuales de β determinado por ambos métodos en los años 1990 y 1991 en Sevilla

	EN	FE	MA	AB	MA	JU	JU	AG	SE	OC	NO	DI
β	.069	.087	.013	.086	.086	.114	.143	.124	.134	.099	.107	.095

Para facilitar la interpretación de estos resultados se hace seguidamente un breve comentario de los sucesos meteorológicos que caracterizaron los meses observados a partir información de los Resúmenes Climatológicos Decenales del Instituto Nacional de Meteorología [INM 1992b]. Los fenómenos climatológicos más destacables se muestran Tablas VI.II.6 y VI.II.7. En ellas se anotan fenómenos tales como días de lluvia, días con neblinas y días con calimas.

El término calima se utiliza en Meteorología para indicar baja visibilidad (< 10 km) debida a la turbiedad a diferencia de neblina que implica baja visibilidad (también < 10 km) pero ahora debida a la concentración de vapor de agua.

A partir de esta información mencionada se puede describir muy resumidamente que en el año 1990 en Sevilla se produjeron los hechos siguientes:

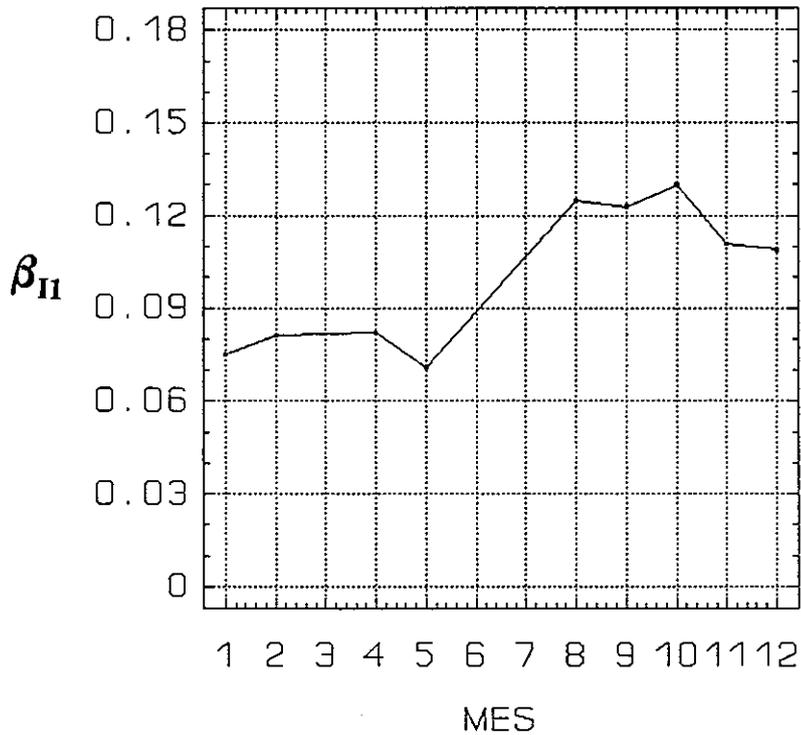


Fig. VI.II.3.-Representación gráfica de β_{II} media mensual del año 1991 en Sevilla

En Enero hubo nueve días de lluvia repartidos entre principio y fin del mes, también abundantes nieblas y calimas y un día con viento. Se tomaron 85 mediciones que dan como resultado una turbiedad baja característica del invierno.

Febrero se desarrolló sin viento, sin lluvias y se elevaron a 20 los días de niebla y suben las calimas. Se toman 85 medidas que llevan a observar un ligero aumento del coeficiente de turbiedad.

En Marzo se produjeron vientos de nuevo, 7 días de lluvia y se redujeron a la mitad los días con niebla aunque persistían las calimas. Las series de medidas seleccionadas fueron 83 y reflejan una elevación de la turbiedad.

En Abril se produjeron 13 días lluviosos y tres de tormenta con aparato eléctrico y viento, repartidos en los 10 primeros días y en mayor medida en los 10 últimos del mes. A pesar de esto 105 series de medidas son útiles y reflejan un acusado descenso del coeficiente β .

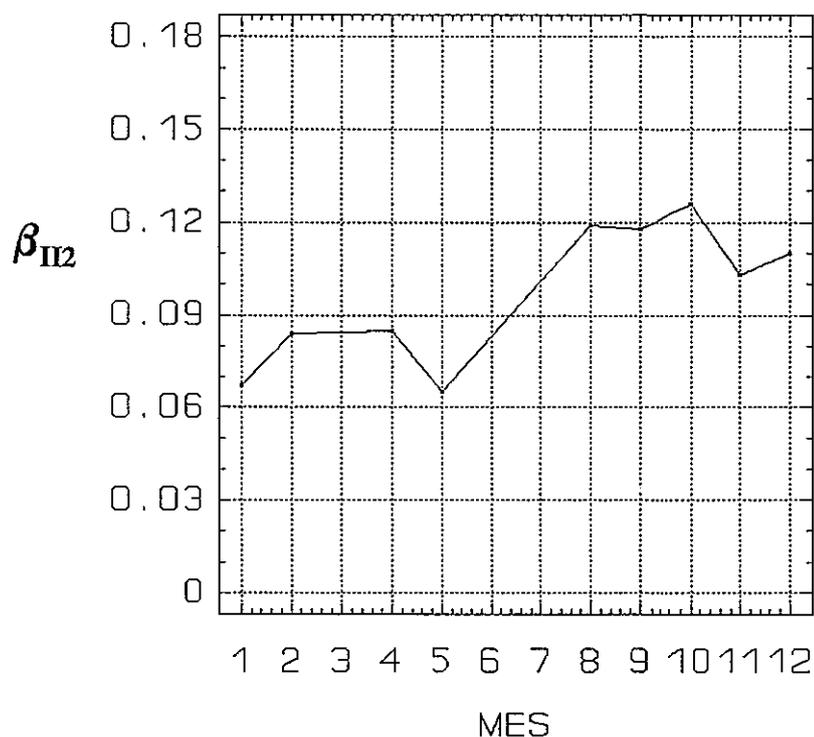


Fig. VI.II.4.-Representación gráfica de β_{II2} media mensual del año 1991 en Sevilla

En Mayo, a mediados, se produjeron pocos días de lluvia (5), y más del doble con nieblas y calimas con ausencia de vientos que producen una elevación de la turbiedad. Se tomaron 135 medidas.

Junio fue parecido al mes anterior (17 días de niebla y 7 con calimas), y con fuerte viento el día 1. Las medidas fueron 138 y dan un moderado aumento del coeficiente de turbiedad.

Julio fue parecido al mes anterior pero menos presencia de nieblas. Las calimas continuaron. Medidas válidas 96. El coeficiente β de turbiedad se eleva.

Agosto tuvo abundantes nieblas y calimas, si bien el 5º día del mes se produjo una fuerte tormenta con aparato eléctrico. Medidas 166 y la turbiedad desciende ligeramente.

En Septiembre hubo tan solo nieblas y calimas como en el mes anterior con ausencia de lluvias y tormenta. Se tomaron 92 datos y la turbiedad vuelve a crecer ligeramente.

En Octubre hubo abundantes lluvias y algo de viento. Por ello el número de datos útiles baja a 63, que revelan una gran limpieza de aerosoles descendiendo apreciablemente el coeficiente de turbiedad.

Noviembre y Diciembre dan como resultado una medida muy imprecisa con errores superiores al 10% pues abundan los días nubosos, muchas lluvias y nieblas especialmente en Noviembre y muy pocas medidas útiles.

De año 1991 se puede resaltar que:

En Enero se produjeron 8 días de lluvia repartidos a lo largo del mes, además de abundantes nieblas y calimas. Se tomaron 191 mediciones con las condiciones requeridas que dan como resultado una turbiedad baja.

En Febrero aumentaron las lluvias (11 días) y disminuyeron las nieblas y calimas. Instantes medidos fueron 166 y la turbiedad continúa baja.

En Marzo abundaron los días cubiertos de nubes y con lluvia y muchas calimas. Los instantes medidos son pocos y el error de los resultados medios del 12.5% por lo que se desecha este mes.

En Abril los días lluviosos bajaron a 8 aunque persisten 10 días con nieblas y algún otro con viento y calimas. A finales del mes se produjo una tormenta con aparato eléctrico que previsiblemente limpió de aerosoles la atmósfera para el mes siguiente. Las medidas son 132 y se observa moderado descenso del coeficiente de turbiedad.

Mayo transcurrió con tan solo un día de lluvia y descenso de nieblas. Se dan 8 días de calimas y 4 de fuerte viento. Se tomaron 111 datos y los resultados son de un fuerte descenso del índice de turbiedad.

Junio y Julio de 1991 permitieron muy pocos puntos de medidas (12 y 23 respectivamente) pues hubo varios días con lluvias y tormentas además de muchos otros con nubes, nieblas y calimas (especialmente en Junio) y el error de los resultados es del orden del 20% por lo que se desechan.

En Agosto hubo 4 días de lluvia, menos calimas que en meses anteriores aunque persistió la niebla, más días despejados y uno ventoso. Las medidas en condición de cielo despejado fueron 195 y el valor de β resulta más elevado que en meses anteriores.

En Septiembre continuaron las nieblas y calimas pero se produce una tormenta y 6 días de lluvias y viento. Los datos son 193 y dan un pequeño descenso del coeficiente de turbiedad.

En Octubre aumentaron los días de lluvia a 8, se produjo una tormenta y gran parte del mes con nieblas y calimas y algo de viento. Se tomaron medidas de 211 instantes despejados apreciándose una elevación del coeficiente de turbiedad β .

En Noviembre la evolución fue similar a la anterior con menos lluvias y ausencia de tormentas. Medidas 183 y la turbiedad desciende.

Diciembre fue similar a Noviembre pero sin calimas ni viento. La aparición de cielos cubiertos da lugar a pocos datos (48) que sin embargo revelan una turbiedad baja y un error pequeño tanto por un método de calculo como por el otro.

Por todo lo anterior se puede concluir que durante los dos años analizados los niveles de turbiedad atmosférica de Sevilla, situada en la vertiente atlántica, son bajos si bien se observan elevaciones de éste a lo largo de los meses de Agosto, Septiembre y Octubre, pero sin alcanzar valores tan elevados como los que se observan [Cañada 1993] en Valencia, que está situada al Este de España en la vertiente mediterránea.

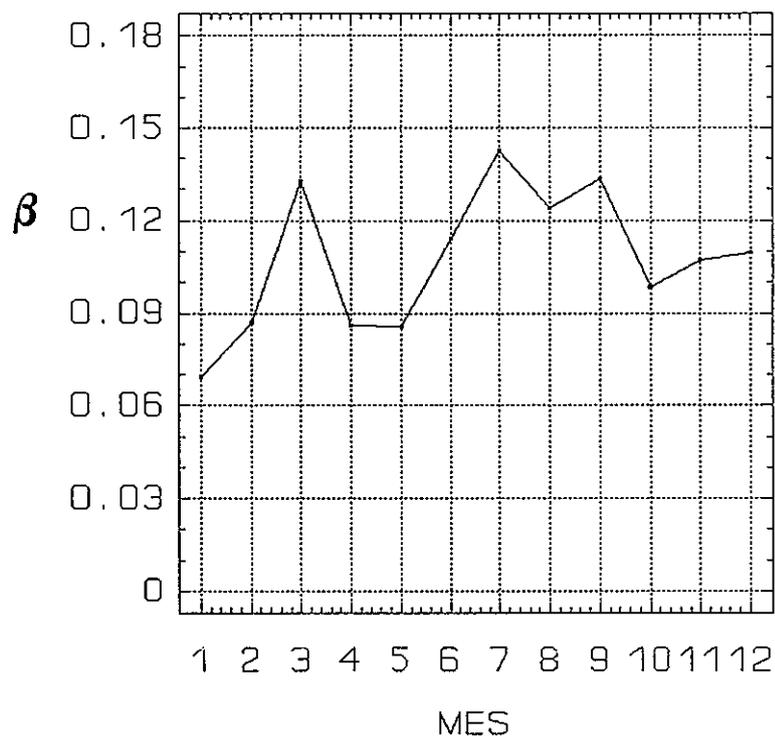


Fig. VI.II.5.-Representación gráfica de β media mensual obtenida por ambos métodos, en los años 1990 y 1991

Tabla VI.II.6.- Fenómenos climáticos más destacados que se produjeron en Sevilla en 1990

Días	EN	FEB	MA	AB	MA	JU	JUL	AG	SEP	OC	NO	DI
LLU- VIA	9	0	7	13	5	0	0	0	1	13	8	9
TOR- MEN- TA	0	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0
CALI- MA	2	6	5	3	3	7	7	16	10	1	0	1
NEBLI NA	17	20	9	9	12	17	6	17	18	6	5	12

Tabla VI.II.7.- Fenómenos climáticos más destacados que se produjeron en Sevilla en 1991

Días	EN	FE	MA	AB	MA	JU	JUL	AG	SEP	OC	NO	DI
LLU- VIA	8	11	11	8	1	3	2	4	6	8	6	8
TOR- MEN- TA	0	0	0	1	0	1	1	0	1	1	0	0
CALI- MA	6	4	3	5	8	11	10	6	11	3	6	0
NEBLI NA	17	10	10	11	7	12	8	10	12	14	11	10

También se puede observar que los resultados obtenidos con los dos métodos son muy próximos estando la mayoría de los valores dentro del margen de error del valor calculado por el otro método. Esto permite afirmar que el Nuevo Método propuesto resulta comparable en precisión al

de Louche, ganando interés por su simplicidad y su menor necesidad de medidas experimentales.

VI.III.- INCIDENCIA DE LOS ERRORES EXPERIMENTALES EN LOS RESULTADOS DE AMBOS MÉTODOS

Una importante ventaja que tiene nuestro Método frente al Método de Louche es que tan solo necesita medidas experimentales de irradiancias global y difusa, que son datos fácilmente disponibles de muchos lugares. Además no requiere ninguna otra medida experimental. Pero es evidente que se puede aducir que también es posible utilizar un método de determinación que requiera medidas de irradiancia directa, como es el de Louche, partiendo de datos de global y difusa, pues tan solo es necesario deducir la directa sobre plano horizontal como global menos difusa. En ese caso tendríamos $\beta = f_I(G, G_d)$, o lo que se ha dado en llamar aquí β_{II} . Mientras que por el Nuevo Método determinaríamos β mediante una función diferente $\beta = f_{III}(G, G_d)$ que nos llevaría a los resultados que se han dado en denominar aquí β_{III} .

Si ambos resultaran igualmente precisos la argumentación que hemos esgrimido de que una de las ventajas del Nuevo Método es que resulta práctico porque requiere datos de las irradiancias más fácilmente disponibles y más sencillas y baratas en su medición (que son G y G_d frente a G_{bn}), no sería consistente. Todo ello al margen de que también el Nuevo Método requiere menos medidas experimentales que el de Louche como ya se ha dicho.

Se demostrará seguidamente que en caso de utilizar datos de irradiancias global y difusa el Nuevo Método incurre en menos errores que el de Louche, lo que lo hace más aconsejable en caso de partir de global y difusa.

El Método de Louche se sustenta solo en la medida de irradiancia directa, si ésta se obtiene a partir de G y G_d , se incrementa la probabilidad de introducir errores lo que hace a éste método más vulnerable y menos preciso en dichas circunstancias. Seguidamente se demostrará esta

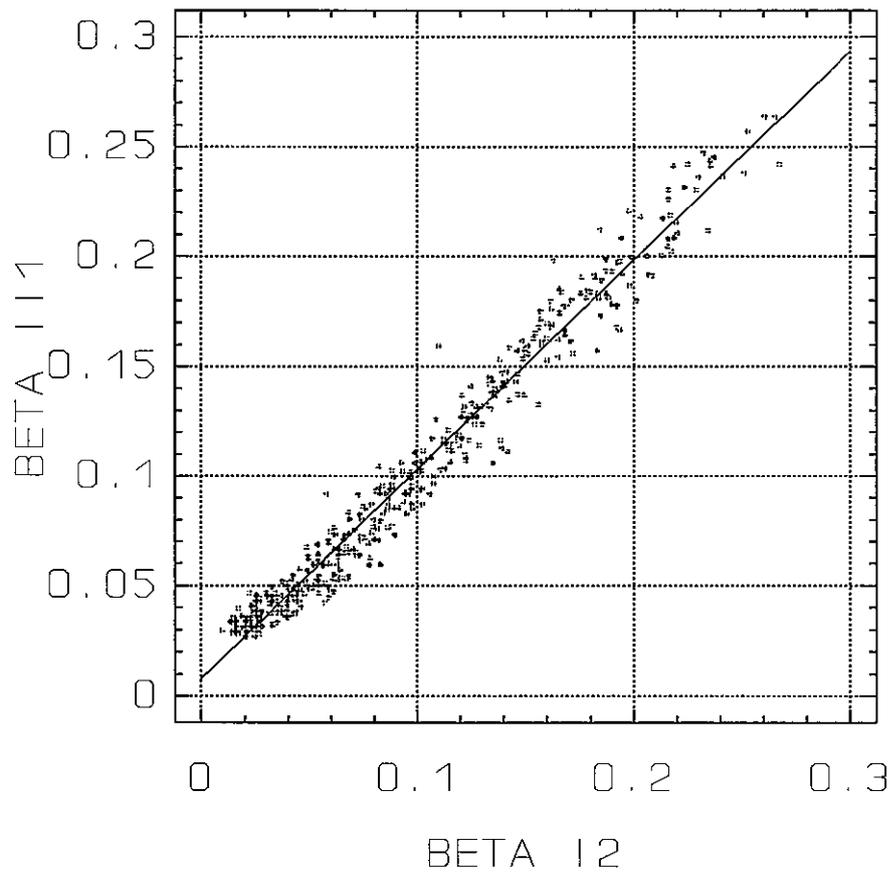


Fig. VI.III.1.- Ajuste por mínimos cuadrados de la representación gráfica de β_{I1} en función de β_{I2} Valencia en el período 1989-1990

afirmación.

El procedimiento seguido es el siguiente:

1-Suponiendo β como una función de G y de G_d del tipo $\beta = \beta(G, G_d)$ tanto por el Método de Louche como por el Nuevo Método, asimilaremos el error absoluto del valor indirecto de β en función de los errores de las variables $\pm dG$ y $\pm dG_d$ al valor máximo de su diferencial total en ambos casos

$$d\beta = \frac{\delta\beta}{\delta G} dG + \frac{\delta\beta}{\delta G_d} dG_d \quad (\text{VI.III.1})$$

Por tanto para obtener estos errores ante un hipotético error de G y de G_d se desarrollan cuatro derivadas parciales (dos por cada método).

2-Con las mencionadas derivadas se hallará $d\beta$ en ambos casos, e incluso $d\beta/\beta$, cociente diferencial cuyo valor máximo ante todas las posibles variaciones de las variables independientes podremos considerar el error relativo de β , que se puede cometer con el método correspondiente en cada caso.

Este error relativo no será posible expresarlo en forma explícita en el caso del Método Nuevo. Se puede obtener, sin embargo, mediante correlaciones, tal como se describe a continuación. La expresión del error relativo correspondiente a la función $\beta = f_r(G, G_d)$ resulta menos complicada pero también la obtendremos mediante un ajuste por mínimos cuadrados.

Con un programa de ordenador preparado al efecto y usando medidas experimentales se determinaron valores reales de β utilizando ambos métodos (partiendo de medidas de global y difusa en ambos). A su vez se calculó simultáneamente el valor absoluto máximo de $d\beta$ ante hipotéticas variaciones dG y dG_d .

Para establecer los valores de los hipotéticos incrementos dG y dG_d , de los que depende $d\beta$ se ha supuesto un posible error relativo de los aparatos de medida del 5%. De esta manera se aplican las expresiones de cada uno de los métodos a las derivadas parciales de la ecuación VI.III.1, y se supone para dG y dG_d el 5% de los valores respectivos de G y de G_d , es decir haciendo en cada caso

$$\begin{aligned} dG &= \pm 0.05G \\ & \text{y} \\ dG_d &= \pm 0.05G_d \end{aligned} \quad (\text{VI.III.2})$$

siendo estos valores positivos o negativos según sea necesario para hacer máximas la diferencial total $d\beta$, ya que esta diferencial total queremos que represente el error absoluto de β como medida indirecta.

Por lo tanto las operaciones que realiza el programa para obtener $d\beta_{12}$ y $d\beta_{III}$ así como β_{12} y β_{III} serán las siguientes:

CASO A) Obtención de $d\beta_{12}$ y β_{12} (mediante el Método de Louche)

El valor de β_{12} para cada instante una vez obtenido el valor correspondiente de G_{bn} a partir de Global y Difusa se obtiene mediante las expresiones y el método detallado en el apartado V.II.

Para calcular el máximo valor de $d\beta_{12}$ se realizan los siguientes pasos. Tengase en cuenta que por el Método de Louche β se podrá expresar explícitamente en virtud de la II.II.95 por la V.II.2 y la V.II.3 en función de τ_a y que a su vez la transmitancia de aerosoles se podrá expresar en virtud de la V.II.1, pero utilizando medidas de global y difusa, por

$$\tau_a = \frac{G - G_d}{\cos\theta \cdot 0.9751 \cdot E_0 \cdot G_{sc} \cdot \tau_r \cdot \tau_o \cdot \tau_g \cdot \tau_w} \quad (VI.III.3)$$

Por todo esto y en virtud de la expresión VI.III.1 $d\beta_{12}$ será

$$d\beta_{12} = \frac{d\beta}{d\tau_a} \left[\frac{\delta \tau_a}{\delta G} dG + \frac{\delta \tau_a}{\delta G_d} dG_d \right] \quad (VI.III.4)$$

donde

$$\frac{d\beta}{d\tau_a} = -\frac{1}{D_3(\tau_a - D_1)} \quad (\text{VI.III.5})$$

y los valores absolutos de las derivadas parciales

$$\frac{\delta\tau_a}{\delta G} = \frac{\delta\tau_a}{\delta G_d} = \frac{1}{\cos\theta \cdot 0.9751 \cdot E_0 G_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w} \quad (\text{VI.III.6})$$

y por tanto

$$d\beta_I = \frac{dG + dG_d}{D_3(\tau_a - D_1) \cos\theta \cdot 0.9751 \cdot E_0 G_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w} \quad (\text{VI.III.7})$$

haciendo positivas las respectivas derivadas parciales y la diferencial.

CASO B) Obtención de $d\beta_{III}$ y β_{III} (mediante el Método Nuevo)

El valor de β_{III} para cada instante, disponiendo de las correspondientes medidas experimentales de G y G_d , se obtiene mediante las expresiones y el método detallado en el Apartado VI.I, y que en definitiva consiste en aplicar el Método Nuevo tal como ha sido concebido originalmente y cuyas fórmulas se aplicarían en el orden descrito en el Apartado VI.I.

El error absoluto de β_{III} se asimilará al valor máximo posible de la diferencial total $d\beta_{III}$ que se puede expresar como

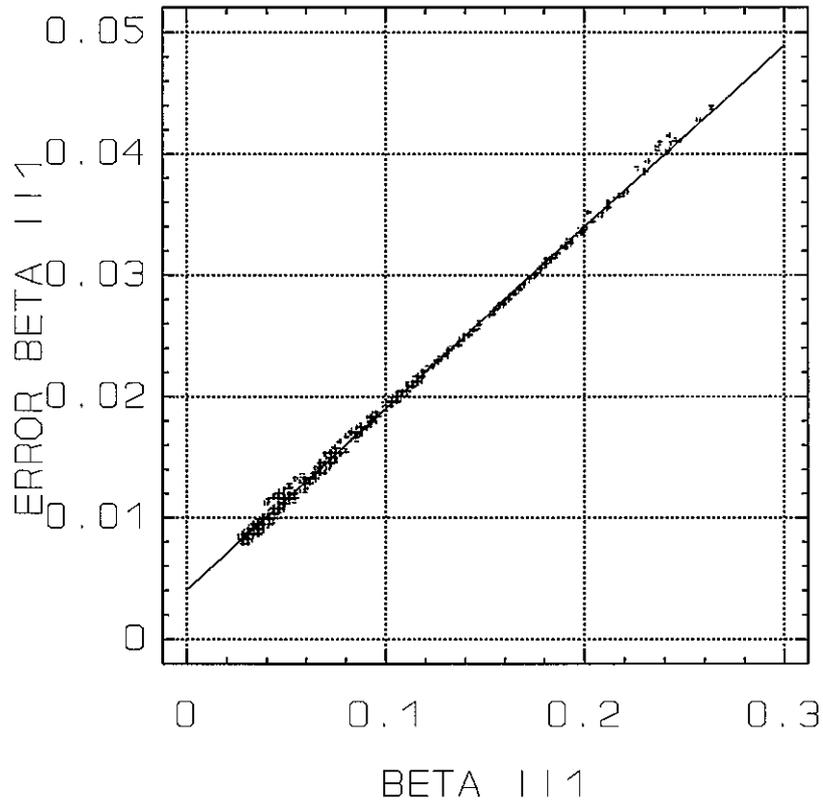


Fig. VI.III.2.- Representación gráfica de $d\beta_{III}$ (representando el error absoluto de β_{III}) en función de β_{III} , y ajuste por mínimos cuadrados

$$d\beta_{II} = \frac{d\beta}{d\tau_a} \frac{d\tau_a}{dC} \left(\frac{dF_1}{dK} - \frac{dF_2}{dK} \right) \left[\frac{\delta K}{\delta G} dG + \frac{\delta K}{\delta G_d} dG_d \right] \quad (\text{VI.III.8})$$

siendo ahora las expresiones de τ_a , C , F_1 , F_2 , y K respectivamente las VI.I.8, VI.I.6, VI.I.5, VI.I.4, VI.I.2, donde las diferentes derivadas vendrán expresadas por

$$\frac{d\tau}{dC} = \frac{1-A}{(1-AC)^2} \quad (\text{VI.III.9})$$

y

$$\frac{dF_1}{dK} = \frac{\frac{F_2(F_c B - 1)}{\rho_g(1-F_c)} + \frac{B(0.5(1-\tau_r) + F_c)}{\rho_g(1-F_c)}}{2 \sqrt{F_2^2 + \frac{BK(0.5(1-\tau_r) + F_c)}{\rho_g(1-F_c)}}} \quad (\text{VI.III.10})$$

y

$$\frac{dF_2}{dK} = \frac{F_c B - 1}{2\rho_g(1-F_c)} \quad (\text{VI.III.11})$$

y también

$$\frac{\delta K}{\delta G} = \frac{G_d}{G^2} \quad (\text{VI.III.12})$$

$$\frac{\delta K}{\delta G_d} = -\frac{1}{G}$$

por lo que tomando valores absolutos

$$\left[\frac{\delta K}{\delta G} dG + \frac{\delta K}{\delta G_d} dG_d \right] = 0.1 \frac{G_d}{G} \quad (\text{VI.III.13})$$

y sustituyendo todo en VI.III.10 se obtendrá $d\beta_{II}$.

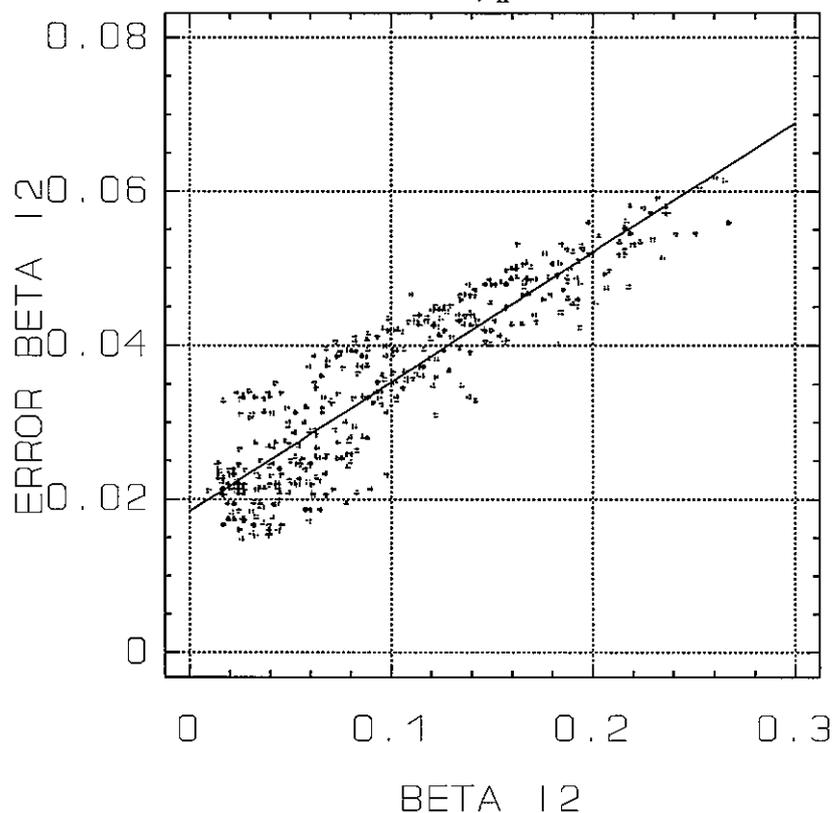


Fig. VI.III.3.- Representación gráfica de $d\beta_{II}$ (representando el error absoluto de β por Louche y con Global y Difusa), en función de β_{II}

Para realizar los cálculos descritos se han utilizado los datos reales de irradiancias global y difusa horizontal en condiciones de cielo despejado de Valencia del período de Abril de 1989 a Diciembre de 1990, ya

utilizados anteriormente y que constituye un conjunto de datos de 409 instantes. A partir de este conjunto de medidas experimentales se obtuvieron ahora los valores de β_{12} , $d\beta_{12}$, β_{III} , $d\beta_{III}$, es decir los dos valores de β y sus errores, aplicando las expresiones anteriores.

Con estos resultados se realizaron las representaciones gráficas y correlaciones siguientes:

En primer lugar y como verificación de la gran coincidencia de ambos métodos para determinar los coeficientes de turbiedad se realizó la correlación lineal, ajustando a una recta por mínimos cuadrados los valores de β_{III} (coeficiente de turbiedad obtenido por el método nuevo) respecto de los valores de β_{12} (coeficientes β correspondientes obtenidos por el método de Louche). La representación gráfica de dicho ajuste se muestra en la Figura VI.III.1.

El resultado de la correlación lineal que se muestra en la Figura VI.III.1 es

$$\beta_{III} = 0.952 \beta_{12} + 0.008 \quad (\text{VI.III.14})$$

con un factor de correlación al cuadrado de

$$\rho^2 = 0.971 \quad (\text{VI.III.15})$$

que muestra una gran coincidencia de resultados de β_{III} y de β_{12} , como paso previo a analizar el valor de los errores absolutos de ambos coeficientes de turbiedad en función de los errores de las medidas experimentales y de obtener los errores relativos de β_{III} y de β_{12} .

Seguidamente se realizó la correlación de $d\beta_{III}$ y de β_{III} (valores y error obtenidos con método nuevo), mediante un ajuste por mínimos cuadrados de las primeras respecto de las segundas, que dio los siguientes resultados

$$d\beta_{III} = 0.149\beta_{III} + 0.004 \quad (\text{VI.III.16})$$

y

$$\rho^2 = 0.9981 \quad (\text{VI.III.17})$$

y cuya representación gráfica se muestra en la Figura VI.III.2

De la misma forma se procedió a ajustar a una recta, por mínimos cuadrados los valores $d\beta_{I2}$ respecto de los correspondientes valores de β_{I2} , obtenidos ambos por el método de Louche lo que dio como resultado

$$d\beta_{I2} = 0.168\beta_{I2} + 0.018 \quad (\text{VI.III.18})$$

y

$$\rho^2 = 0.822 \quad (\text{VI.III.19})$$

y cuya gráfica se muestra en la Figura VI.III.3

De la distribución de puntos $(\beta, d\beta)$ y de su correspondiente ajuste por mínimos cuadrados a una recta tanto en el caso de β_{III} como en el de β_{I2} , se puede inferir el valor del error relativo de β ($d\beta/\beta$) que vendrá dado por la pendiente de la recta y la existencia o no de un error absoluto sistemático o error del cero que será la ordenada en el origen.

Se puede observar que en el caso del Nuevo Método se obtiene una ordenada en el origen despreciable (0.004) y un error relativo de β_{III} menor del 15%. Al observar este último resultado hay que recordar que se calculó el caso más desfavorable y considerando errores de las medidas de global

y difusa del 5%, lo que hace que un 15% resulte aceptable. Asimismo el factor de correlación del ajuste es muy próximo a la unidad.

Sin embargo observando la correlación de $d\beta_{12}$ respecto de β_{12} , se puede apreciar que los resultados son muy dispares lo que se acusa con el Factor de Correlación del ajuste de 0.8224, y obteniéndose una ordenada en el origen de 0.018 que supone un error sistemático apreciable dado el orden de magnitud de los valores medios de β . El error relativo del 16.8% también resulta mayor que el producido en la determinación mediante el Nuevo Método.

Todos estos hechos confirman que el error relativo en el que se incurre al aplicar el Nuevo Método en función de los errores experimentales de las medidas de global y difusa no es elevado. El error sistemático que se produce es despreciable.

Por otra parte resulta desaconsejable el intentar aplicar el Método de Louche en el caso de que no se disponga de medidas experimentales de irradiancia directa normal y se pretenda suplir éstas mediante su obtención a partir de las de global y difusa horizontales.

Estos comportamientos eran esperados pues hay que considerar que el Método Nuevo se sustenta en el valor instantáneo del cociente de irradiancias K que recordemos, tal como lo hemos definido, será igual a $1-G_d/G$ es decir $1-k_d$. Ello hace que el posible error en el que se incurre por la falta de precisión de los aparatos de medida al determinar tanto G como G_d , incida con menos peso en el error último del coeficiente β , puesto que intervienen en la expresión siempre en forma de cociente de dos magnitudes que además son medidas por instrumentos de iguales características.

VI.IV.- APLICACIÓN DEL NUEVO MÉTODO A UN MODELO ESPECTRAL PARA IMPLEMENTAR UN PROGRAMA DESTINADO A LA GENERACIÓN DE IRRADIANCIAS ESPECTRALES

En el Capítulo III se ha descrito un modelo espectral simple para cielo despejado que es capaz de generar las irradiancias espectrales instantáneas aproximadas eludiendo la gran cantidad de información que

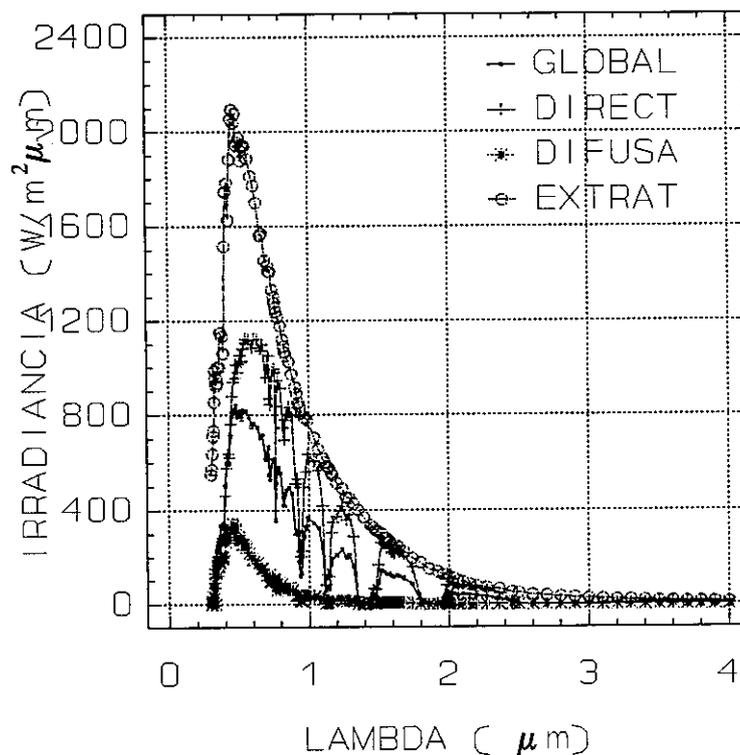


Fig. VI.IV.1.- Representación espectral de las irradiancias extraterrestre, directa normal, global horizontal y difusa horizontal, correspondiente a las 14 horas del día 16 de Febrero de 1990 en Valencia.

requieren otros códigos espectrales rigurosos y de forma que se puede aplicar mediante un sencillo programa informático desarrollado para un ordenador personal.

A pesar de su sencillez dicho modelo requiere entre otras variables el dato de una medida espectral consistente en el coeficiente de atenuación monocromático de aerosoles a una determinada longitud de onda, siendo éste además un dato fundamental, ya que como es sabido la atenuación de aerosoles en cielos despejados es importante.

Aprovechando la agilidad que nos proporciona el Nuevo Método para determinar la turbiedad, tan solo requiriendo dos medidas de irradiancia de toda la banda bastante comunes, hemos incorporado los algoritmos establecidos en el Nuevo Método a un programa de ordenador que utiliza el modelo espectral de Bird y Riordan descrito, reduce a un número mínimo las variables de entrada requeridas que a continuación se describen y realiza estimaciones de las irradiancias espectrales directa normal, global horizontal y difusa horizontal.

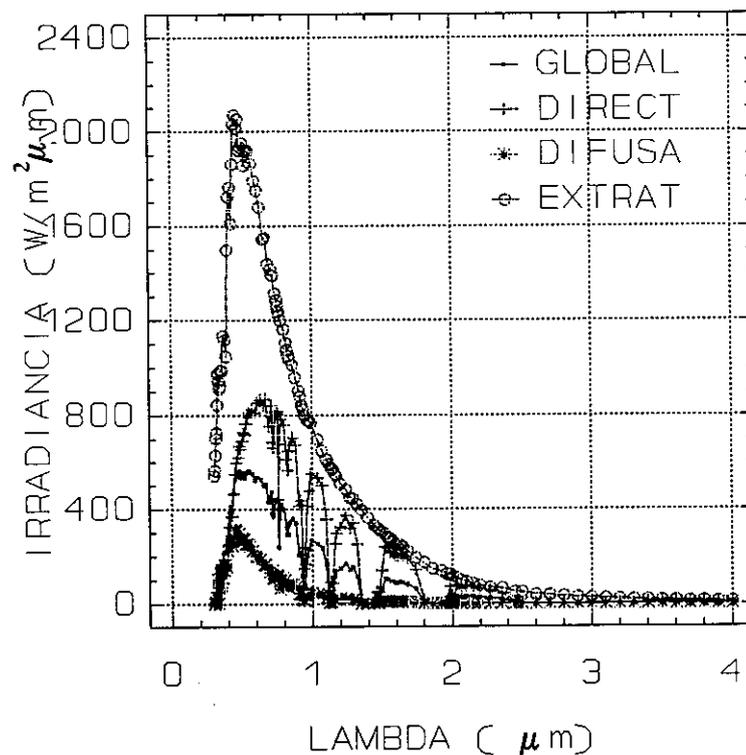


Fig. VI.IV.2.- Representación espectral de las irradiancias extraterrestre, directa normal, global horizontal y difusa horizontal, correspondiente a las 9 horas del día 27 de Octubre de 1991 en Sevilla.

El programa (que hemos denominado Espect02) solicita:

- 1-Irradiancias global y difusa de toda la banda
- 2-Fecha y hora solar
- 3-Humedad relativa y temperatura o en su caso temperaturas seca y húmeda
- 4-Características del lugar (Marítimo-rural, Rural-medio, Rural-urbano, Urbano-medio o Urbano-polucionado)

Con todo ello aplicando tanto el Nuevo Método obtiene el valor de la turbiedad β , y posteriormente siguiendo el modelo espectral descrito proporciona tanto los ficheros de datos de las irradiancias espectrales mencionadas como las representaciones gráficas de dichas irradiancias.

A modo de ejemplo de muestran en las Figuras VI.IV.1 y VI.IV.2 sendas representaciones de las irradiancias espectrales de Valencia y Sevilla respectivamente, de dos instantes tomados al azar a partir de medidas reales que se muestran en la Tabla VI.IV.1.

Tabla VI.IV.1.-Medidas experimentales de dos instantes (uno de Valencia y otro de Sevilla) con cielo despejado, para determinar la turbiedad atmosférica y las irradiancias espectrales directa normal, global horizontal y difusa horizontal instantáneas mediante el Programa Espect02

DIA,LUGAR	HORA	HUM. REL.	t	GLOB	DIFU	BETA
16/2 VAL	14	.37	26.5°C	516	112.3	0.0754
27/10 SEV	9	.79	13.6°C	348	112	0.1046

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Como resultado de este trabajo se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1-La revisión y análisis que se ha realizado de las diferentes aportaciones hasta nuestros días en el campo de la modelización de irradiancias solares de toda la banda ha permitido conformar un Modelo Completo de trabajo de irradiancia solar de toda la banda sobre plano horizontal en condiciones de cielo despejado que, con expresiones sencillas y un limitado número de variables requeridas, genera resultados con suficiente precisión.

2-Con el fin de simplificar el manejo de grandes ficheros con numerosas medidas experimentales, se ha optimizado la estructura de las bases de datos de medidas experimentales. Además se han diseñado dos Métodos de Selección de medidas correspondientes a condición de cielo despejado que parten de los valores de las mismas medidas experimentales de irradiancia de banda ancha a clasificar. Se han verificado estos métodos sirviéndonos de un banco de datos de cielos despejados de referencia ya conocido y catalogado por observaciones personales día a día, lo que ha permitido verificar ambos métodos. Todo ello permite la automatización de los procesos de clasificación.

3-Se han modelizado las distribuciones de k_{dd} en función del índice de claridad k_t , ambos con valores integrados diarios. Mediante tres correlaciones se han obtenido expresiones polinómicas que relacionan los valores experimentales de todo el año de estas dos variables. También se ha modelizado el comportamiento estacional de estas variables y se ha comparado éste con lo observado en otros dos lugares a partir de los trabajos de Collares-Pereira y Rabl en 1979 y de Erbs et al. en 1982 y la similitud de comportamientos permite afirmar que las condiciones locales diferentes no imprimen características peculiares del lugar a la distribución k_{dd} vs k_t de los cocientes de irradiación diaria.

4-Se ha establecido un Nuevo Método para determinar el coeficiente β de Ångström de turbiedad atmosférica que tiene la ventaja de requerir para su aplicación tan solo de medidas experimentales de irradiancia global y de irradiancia difusa sobre un plano horizontal. Hasta ahora no era posible

la determinación de la turbiedad partiendo de estas medidas experimentales de las que se dispone en numerosos lugares y de períodos de muchos años.

5-Se ha analizado un método ya existente y aceptado entre los especialistas, que se denomina Método de Louche, para determinar la turbiedad atmosférica. Se han realizado determinaciones de la turbiedad atmosférica mediante ambos métodos, el de Louche y el Nuevo Método desarrollado, partiendo de datos experimentales de Valencia y Sevilla. Se ha representado la evolución anual característica de los valores medios mensuales de la turbiedad atmosférica en ambas ciudades. El perfil anual característico de la evolución de la β media que muestra una tendencia a adquirir valores más elevados en las épocas cálidas, se observó más acentuado en Valencia al compararlo con resultados de otros trabajos. En Valencia se observa un solo máximo elevado en verano al igual que sucede en otro lugar, de entre los comparados, ubicado también en la costa mediterránea.

6-Se ha realizado un estudio de sensibilidad comparativo de ambos métodos y tomando como referencia el Método de Louche se ha demostrado que el Nuevo Método reúne similares condiciones de precisión y sensibilidad. Asimismo se ha hecho un estudio comparativo de los errores de esta medida indirecta en función de la imprecisión de las irradiancias experimentales y se ha demostrado que partiendo de medidas experimentales de irradiancia global y difusa el método más exacto e idóneo para utilizar es el Nuevo Método. Por último se han aplicado ambos métodos a valores experimentales de Valencia y Sevilla y la gran coincidencia de los resultados revela la validación del Nuevo Método.

7-Se ha modificado un programa espectral, aprovechando lo que aporta el Nuevo Método de forma que partiendo de las medidas experimentales de irradiancias global y difusa de toda la banda sobre un plano horizontal genere la distribución espectral instantánea de la radiación solar sobre dicho plano horizontal.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

CITAS BIBLIOGRÁFICAS POR ORDEN ALFABÉTICO DE AUTOR

Abdelrahman M.A., S.A.M. Said and A.N. Shuaib, 1988; *Comparison between atmospheric turbidity coefficients of desert and temperature climates*. Solar Energy **40**, 219-255

Ångström A., 1929; *On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air*. Geografis. Annal. **2**, 156-166

Ångström A., 1930; *On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation*. Geografis. Annal. **3**, 130-159.

Ångström A., 1961; *Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere*, Tellus **XIII**, 2, 214-223

Ångström A., 1964; *The Parameters of Atmospheric Turbidity*, Tellus **XIV**, 1, 64-75

Ångström A.K., 1970; *On Determinations of the Atmospheric Turbidity and their Relation to Pnyrheliometric Measurements*, Advan. Geoph. **44**, 269-284

ASHRAE, 1976; *Procedure for Determining Heating and Cooling Loads for Computerizing Energy Calculations. Algorithms for Building Heat Transfer Subroutines*, American Society of Heat, Refrigeration, and Air Conditioning Engineers, New York

ASHRAE, 1972; *Handbook of Fundamentals*, The American Society of Heating, Refrigeration, and Air Conditioning Engineers

Atwater M.A. and Brown P.S., 1974; *Numerical Computations of the Latitudinal Variation of Solar Radiation for an Atmosphere of Varying Opacity*, J. of Appl. Meteorol. **13**, 289-297

REFERENCIAS

Atwater M.A. and Ball J.T., 1976; *Comparison of Radiation computations Using Observed and Estimated Precipitable Water*, J. of Appl. Meteorol. **15**, 1319-1320

Atwater M.A. and Ball J.T., 1978; *A Numerical Solar Radiation Model Based on Standard Meteorological Observations*, Solar Energy **21**, 163-170. Also see Solar Energy **23**, p 275 (1979)

Ballester F., Boscà J.V., Casal E., Diaz J. and England J.B.A., 1988; *Comparison of Woods-Saxon and Double-Folding Potentials for α -Particle Scattering from ^{54}Fe at 24.5 MeV*, Il Nuovo Cimento **99A**, 6, 813-828

Bemporad A., 1907; *Versuch einen Neuen Empirischen Formel zur Darstellung der Änderung der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Zenitdistanz*, Meteor. Z. **24**, 306-313

Bird R.E. and Hulstrom R.L., 1979; *Application of the Monte Carlo Techniques to Insolation Characterization and Prediction*, Solar Energy Research Institute SERI/RR-36-306, Golden CO

Bird R.E. and Hulstrom R.E., 1980; *Direct Insolation Models*, Solar Energy Research Institute SERI/TR-335-344 Golden CO

Bird R.E. and Hulstrom R.L., 1981a; *Review, Evaluation, and Improvement of Direct Irradiance Models*, J. of Solar Energy Engineering Trans. ASME **103**, 182-192

Bird R. and Hulstrom R.L., 1981b; *A Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces*, Solar Energy Research Inst. TR-642-761, Golden CO.

Bird R.E., 1984; *A Simple Solar Spectral Model for Direct Normal and Diffuse Horizontal Irradiance*, Solar Energy **32**, 461-471

Bird R.E. and C. Riordan, 1986; *Simple Solar Spectral Model for Direct and Diffuse Irradiance on Horizontal and Tilted Planes at the Earth's Surface for Cloudless Atmospheres*, J. of Climate and Appl. Meteor., **25**, 1, 87-97

- Boscà J.V., 1982; *Análisis de la Dispersión Inelástica de Partículas α de 24.5 MeV por Nucleos de ^{54}Fe* , Tesis de Licenciatura, Facultat de Física, Universitat de València.
- Boscà J.V., Pinazo J.M., Cañada J. and Ruiz V., 1995; *Ångström's Turbidity Coefficient in Seville (Spain) in the Years 1990 and 1991*, The International Journal of Ambient Energy 17, 4, 171-178 (1996)
- Braslau N. y Dave J.V., 1972; *Effect of aerosols on the transfer of Solar Energy Through Realistic Model Atmospheres*, IBM Research, Palo Alto, CA., **RC4114**
- Braslau N. y Dave J.V., 1973; *Effect of Aerosols on the Transfer of Solar Energy Through Realistic Model Atmospheres. Part I Non Absorbing Aerosols. Part II Partly Absorbing Aerosols*, J. of Appl. Meteor. **12**, 601-619
- Brine D.T. and Iqbal M., 1983; *Solar Spectral Diffuse Irradiance Under Cloudless Skies*, Solar Energy **30**, 447-453
- Buckius R.O. and King R., 1979; *Direct Solar Transmittance for Clear Sky*, Solar Energy **22**, 297-301
- Burch D.E., Gryvnak D., and Williams D., 1960; *The Infrared Absorption by Carbon Dioxide*, Ohio State University Research Foundation, Report **778**
- Canosa J. and Penafiel H.R., 1972; *Parallel shooting method for boundary-value problems: Application to the neutron transport equation*, IBM J. Res. Dev. **16**, 354-364
- Canosa J. and Penafiel H.R., 1973; *A Direct Solution of the Radiative Transfer Equation: Application to Rayleigh and Mie Atmospheres*, J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer. **13**, 21-39
- Cañada J., J.M. Pinazo and J.V. Boscà, 1993; *Determination of Ångström's Turbidity Coefficient at Valencia*, Renewable Energy **3**, 6/7, 621-626
- Cañada J., Pinazo J.M., Ruiz V. and Iglesias P., 1993; *Estimation of the Diffuse Component of Daily Global Radiation in Valencia and Sevilla*, Renewable Energy **3**, 6/7, 747-755

Cañada J., J.M. Pinazo, J.V. Boscà, V. Ruiz and P. Iglesias, 1994; *The Diffuse Fraction of Daily Global Radiation*, Renewable Energy, **4**, 1, 89-94

Collares-Pereira M. and Rabl A., 1979; *The Average Distribution of Solar Radiation Correlations Between Diffuse and Hemispherical and Between Daily and Hourly Insolation Values*, Solar Energy **22**, p 155

Coulson K.L., 1975; *Solar and Terrestrial Radiation*, Academic Press, New York

Dave J.V., 1974 and Canosa J., 1974; *A Direct Solution of the Radiative Transfer Equation: Application to Atmospheric Models with Arbitrary Vertical Nonhomogeneities*, J. Atmos. Sci. **31**, 1089-1101

Dave J.V., 1975a; *A Direct Solution of the Spherical Harmonics Approximation to the Radiative Transfer Equation for an Arbitrary Solar Elevation. Part I-Theory*, J. Atmos. Sci. **32**, 1463-1474

Dave J.V., 1975b; *A Direct Solution of the Spherical Harmonics Approximation to the Radiative Transfer Equation for an Arbitrary Solar Elevation. Part II-Results*, J. Atmos. Sci. **32**, 790-798

Dave J.V., 1978; *Extensive Datasets of the Diffuse Radiation in Realistic Atmospheric Models with Aerosols and Common Absorbing Gases*, Solar Energy **21**, 361-369

Davies J.A. and Hay J.E., 1979; *Calculation of the Solar Radiation Incident on a Horizontal Surface*, Proceedings of the First Canadian Solar Radiation Data Workshop, April 17-19 (1978), Canadian Atmospheric Environment Service

Davies J.A., McKay D.C., Luciani G. and Abde-Wahab, 1988; *Validation of Models for Estimating Solar Radiation on Horizontal Surfaces*, IEA Task IX Final Report, Vol. 1, Atmospheric Environment Service, Downsview

Davies J.A. and D.C. McKay, 1989; *Evaluation of Selected Models for Estimating Solar Radiation on Horizontal Surfaces*, Solar Energy, **43**, 3, 153-168

- Elhadidy M.A. and Abdel-Nabi D.Y., 1991; *Diffuse Fraction of Daily Global Radiation at Dhahran. Saudi Arabia*, Solar Energy **46**, p 89
- Erbs D.G., Duffie J.A. and Klein S.A., 1981; *Relationships for Estimation of the Diffuse Fraction of Hourly, Daily and Monthly-Average Global Radiation*, Proceeding of the American Section/ISES. Philadelphia, PA, U.S.A. pp 1501-1505
- Erbs D.G., Klein S.A. and Duffie J.A. 1982; *Estimation of the Diffuse Radiation Fraction of Hourly, Daily and Monthly-Average Global Radiation*, Solar Energy **28**, p 293
- Fleagle R.G. and Businger J.A., 1963; *An Introduction to ATMOSPHERIC PHYSICS*, Academic Press, New York
- Fowle F.E., 1915; *The Transparency of Aqueous Vapor*, Astrophysics Journal **42**, 394-411
- Fraser R.S., 1959; *Scattering Properties of Atmospheric Aerosols*, Sci. Rept. No 2, Contr. AF19 (604) 2429, Univ. of Calif., Los Angeles, California
- Freussner K and Dubois P., 1930; *Trübungsfaktor, Precipitable Water*, Staib. Gerlands Beitr. Geophys. **27**, 132-175
- Fröhlich C. and Brusa R.W., 1981; *Solar Radiation and its Variation in Time*, Sol. Phys. **74**, 209-215
- Garrison J.D., 1985; *A Study of the Division of Global Irradiance into Direct and Diffuse Irradiance at Thirty-three U.S. Sites*, Solar Energy **35**, p 341
- Gueymard C., 1986; *Comments on "POTSOL:Model to Predict Extraterrestrial and Clear Sky Solar Radiation" and "Ground Level Solar Radiation Prediction Model Including Cloud Cover Effects"*, Solar Energy **37**, 4, 319-321
- Gueymard C., 1987; *An anisotropic Solar Irradiance Model for Tilted Surfaces and its Comparison with Selected Engineering Algorithms*, Solar Energy **38**, 367-386. Also see Erratum, Solar Energy **40**, p 175 (1988).

Gueymard C., 1989; *A Two-band Model for the Calculation of Clear Sky Solar Irradiance, Illuminance, and Photosynthetically Active Radiation at the Earth's Surface*, Solar Energy **43**, 253-265

Gueymard C., 1993a; *Critical Analysis and Performance Assessment of Clear Sky Solar Irradiance Models using Theoretical and Measured Data*, Solar Energy **51**, 121-138

Gueymard C., 1993b; *Mathematically Integrable Parameterization of Clear-sky Beam and Global Irradiances and its Use in Daily Irradiation Applications*, Solar Energy **50**, 385-397

Hand I.F., 1954; *Methods of calculating Solar Radiation Values at Blue Hill Observatory. Milton. Massachusetts*, Monthly Weather Review **82**, 43-49

Handbook, 1965; *Handbook of Geophysics and Space Environments*, Air Force Cambridge Research Laboratories, Valley S.L., ed.

Herovanu M., 1959; *Détermination des Paramètres d'Ångström par des Observations Actinométriques Courantes*, Geof. Pura e Applicata **44**

Hollands K.G.T., 1985; *A Derivation of the Diffuse Fraction's Dependence on the Clearness Index*, Solar Energy **35**, 2, 131-136

Howard J.N., Burch D.E. and Williams D., 1955; *Near Infrared Transmission Through Synthetic Atmospheres*, AFCRC-TR-55-213

Hoyt D.V., 1978; *A Model for the Calculation of Solar Global Insolation*, Solar Energy **21**, 27-35

Hulstrom R.L., 1978; *Insolation Models Data and Algorithms*, Solar Energy Research Institute, Golden, CO., SERI-TR-36-110

Hvostikov I.A., 1940; *Theory of Light Scattering*, Advan. Phys. Sci. **24**, 2

IGY, 1958; *International Geophysical Year Instruction Manual, Part VI, Radiation Measurements and Instruments*, Pergamon Press, Oxford

- Inn E.C.Y. and Tanaka Y., 1953; *Absorption Coefficient of Ozone in the Ultra-Violet and Visible Regions*, Journal Optical Society of America **43**, 870-873
- INM (Instituto Nacional de Meteorología), 1982; *Guia Resumida del Clima en España*, Publicación **D-25**, Madrid
- INM (Instituto Nacional de Meteorología), 1992a; *Resúmenes Climatológicos Decenales. Comunicación personal*, Estación Valencia/Viveros
- INM (Instituto Nacional de Meteorología), 1992b; *Resúmenes Climatológicos Decenales. Comunicación personal*, Estación Sevilla/Aeropuerto
- INM (Instituto Nacional de Meteorología), 1995; *Datos estadísticos de los años 1976 a 1990. Comunicación personal*, Centro Meteorológico de Andalucía Occidental, Sevilla
- ISO (International Organization for Standardization), 1972; *Standard Atmosphere*, International Standard ISO 2533
- Iqbal M., 1983; *An introduction to Solar Radiation*, Academic Press, Toronto (Canada)
- Jaenicke R. and Kasten F., 1978; *Estimation of Atmospheric Turbidity from the Burned Traces of the Campbell-Stokes Sunshine Recorder*, Appl. Opt. **17**, 2617-2621
- Jordan R.C., Liu B.Y.H., 1977; *Applications of Solar Energy for Heating and Cooling of Buildings*, ASHRAE-GRP-170
- Junge C.E., 1959; *Atmospheric Chemistry*, Advances in Geophysics **4**, p 8
- Justus C.G. and Paris M.V., 1985 ; *A Model for Solar Spectral Irradiance and Radiance at the Bottom and Top of Cloudless Atmosphere*, J. of Climate and Appl. Meteorol. **24**, 3, 193-205
- Kaplan L.D., 1952; *On the Calculation of the Atmospheric Transmission Functions for the Infrared*, J. Meteorol. **9**, p 2

REFERENCIAS

- Karalis J.D., Pissimanis D.K. and Notaridou V.A., 1982; *Estimation of Global, Direct and Diffuse Solar Radiation in Athens under Clear Sky Conditions*, Arch. Met. Geoph. Biokl. **B31**, 369-377
- Kasten F., 1966; *A New Table and Approximate Formula for Relative Optical Air Mass*, Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. **B14**, 206-223
- Kasten F., 1980; *A Simple Parameterization of the Pырheliometric Formula for Determining the Linke Turbidity Factor*, Meteorol. Rdsch. **33**, 124-127
- Kasten F. and Young A.T., 1989; *Revised Optical Air Mass Tables and Approximation Formula*, Appl. Opt. **28**, 4735-4738
- Katz M., A. Baille and M. Mermier, 1982a; *Atmospheric Turbidity in a Semi-Rural Site-I. Evaluation and Comparison of Different Atmospheric Turbidity Coefficients*. Solar Energy **28**, 4, 323-327
- Katz M., A. Baille and M. Mermier, 1982b; *Atmospheric Turbidity in a Semi-Rural Site-II. Influence of Climatic Parameters*. Solar Energy **28**, 329-334
- Kneizys F.X., 1980; Shettle E.P., Gallery W.O., Chetwynd J.H., Abreu L.W., Selby J.E.A., Fenn R.W. and McClatchey R.W., 1980; *Atmospheric transmittance-radiance: Computer code LOWTRAN5*, Tech. Rep. AFGL-TR-80-0067, USAF Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA.
- Kneizys F.X., 1988; Shettle E.P., Abreu L.W., Chetwynd J.H., Anderson G.P., Gallery W.O., Selby J.E.A. and Clough S.A., 1988; *Users Guide to LOWTRAN 7*, AFGL-TR-88-0177 Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom MA.
- Kondratyev K. Ya., 1969; *Radiation in the Atmosphere*, Academic Press, New York
- Lacis A.A. and Hansen J.E., 1974; *A Parameterization for Absorption in Earth's Atmosphere*, J. Atmos. Sci. **31**, 118-133

- Läuchli A. von, 1929; *Zur Absorption der Ultravioletten Strahlung in Ozon*, Z. Phys. **53**, 92-94
- Leckner B., 1978; *The Spectral Distribution of Solar Radiation at the Earth's Surface. Elements of a Model*, Solar Energy **20**, 143-150
- Linke F., 1922; Beitr. Physik Freien Atm. **10**, p. 91
- Linke F., 1929; Beitr. Physik Freien Atm. **15**, p. 176
- Liu B.Y.K. and Jordan R.C., 1960; *The Interrelationships and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse, and Total Solar Radiation*, Solar Energy **4**, 3, 1-19
- Louche A., PeriG. and Iqbal M., 1986; *An Analysis of Linke Turbidity Factor*, Solar Energy **37**, 6, 393-396
- Louche A., M. Maurel, G. Simonnot, O. Peri and M. Iqbal, 1987; *Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements*, Solar Energy **38**, 89-96
- Louche A., G. Simonnot and M. Iqbal, 1988; *Experimental verification of some Clear-Sky Insolation Models*, Solar Energy, **41**, 3, 273-279
- Mächler M.A., 1983; *Parameterization of solar irradiation under clean skies*, M. Sc Thesis, University of British Columbia, Vancouver (Canada)
- Mächler M.A. and Iqbal M., 1985; *A Modification of the ASHRAE Clear Sky Irradiation Model*, ASHRAE Trans. **91**, 106-115
- McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Voltz F.E. and Garing J.S., 1972; *Optical Properties of the Atmosphere*, 3rd Edn. AFCRL-72-0497, Bedford, MA: Air Force Cambridge Research Laboratories
- McClatchey R.A. et al., 1972; *Optical Properties of the Atmosphere, 3rd ed.*, AFCRL-TR-72-0497
- McClatchey R.A. et al., 1973; *AFCRL Atmospheric Line Parameter Compilation*, AFCRL-TR-73-0096

REFERENCIAS

Manabe S. and Strickler R.F., 1964; *Thermal Equilibrium of the Atmosphere with Convective Adjustment*, Journal Atmospheric Science **21**, 361-385

Martinez-Lozano J.A., Tena F. and Onrrubia J.E., 1983; *The Use of the Fourier Analysis for the Evaluation of the Extraterrestrial Solar Radiation*, Revue Internationale d'Helio technique, 2^a semestre, 3-8

McDonald J.E., 1960; *Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water Vapor*, Journal of Meteorology **17**, 319-328

Minzner R.A., Champion K.S.W. and Pond H.L., 1959; *The ARDC Model Atmosphere*, Air Force Surveys in Geophysics No.115, Air Force Cambridge Research Center

Moon P., 1940; *Proposed Standard Solar Radiation Curves for Engineering Use*, Journal of Franklin Institute **230**, 583-617

Moore A.F. and Abbot L.H., 1920; *The Brightness of the Sky*, Smithsonian Miscellaneous Collection **71(4)**, 1-36

MOPT (Ministerio de Obras Públicas y Transporte), 1991; *Atlas Nacional de España*, Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas, Madrid

Neckel H. and Labs D., 1981; *Improved Data of Solar Spectral Irradiance from 0.33 to 1.25 μm* , Solar Phys. **74**, 231-249

Orgill J.F. and Hollands K.G.T., 1977; *Correlation Equation for Hourly Diffuse Radiation on a Horizontal Surface*, Solar Energy **19**, 357-359

Page J.K., 1986; *Prediction of Solar Radiation on Inclined Surfaces*, Series F Solar Radiation Data, Vol.3, D. Reidel Publ., Dordrech

Penndorf R., 1957; *Table of the Refractive Index for Standard Air and the Rayleigh Scattering Coefficient for Spectral Region between 0.2 and 20.0 μm and their Application to Atmospheric Optics*, J. Optical Society of America **47**, 176-182

- Pinazo J.M., J. Cañada and J.V. Boscà, 1995; *A New Method to Determine Ångström's Turbidity Coefficient. Its Application for Valencia*, Solar Energy **54**, 4, 219-226
- Robinson G.D., 1962; *Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Aerosol as Revealed by Measurements at the Ground*, Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. **B12**, 19-40
- Robinson N., 1966; *Solar Radiation*, American Elsevier, New York
- Rothman L.S., Gamache R.R., Tipping R.H., Rinsland C.P., Smith M.A.H., Benner D.C., Devi V.M., Flaud J.M., Camy-Peyret C., Perrin A., Goldman A., Massie S.T., Brown L.R. and Toth R.A., 1992; *The Hitran Molecular Database Editions of 1991 and 1992*, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer **48**, 5/6, 469-507
- Ruiz V., 1993; *Comunicación Personal*, Escuela T. S. de Ingenieros Industriales de Sevilla.
- Ruth D.W. and Chant R.E., 1976; *The Relationship of Diffuse Radiation to Total Radiation in Canada*, Solar Energy **18**, 153
- Schüepp W., 1949; *Die Bestimmung der Komponenten der Atmosphärischen...*, Arch. F. Meteor. Geophys. Bioklim. **B**
- Selby J.E.A., Shettle E.P. and McClatchey R.A., *Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 nm: Supplement LOWTRAN 3B*, AFCRL-TR-76-0258, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom MA (1976)
- Smith W.L., 1966; *Note on the Relationship between Total Precipitable Water and Surface Dew Point*, J. Appl. Meteor. **5**, 726-727
- Schneid F., 1938; *Berechnung der Relativen Schichtdicken des Wasserdampfes in der Atmosphäre*, Meteor. Z. **55**, 296-299
- Spencer J.W., 1971; *Fourier Series Representation of the Position of the Sun*, Search **2** (5), p 172
- Statgraphics, 1992; *Statgraphics Manual*, Statistical Graphics Corporation, Manugistics Inc., Cambridge MA (USA)

- Suehrcke H., Ling C.P. and McCormick P.G., 1990; *The Dynamic Response of Instruments Measuring Instantaneous Solar Radiation*, Solar Energy **44**, 3, 145-148
- Threlkeld J.L. and Jordan R.C., 1958; *Direct Solar Radiation Available on Clear Days*, ASHRAE Trans. **64**, 45-68
- Utrillas M.P., J.A. Martinez-Lozano and A.J. Casanovas, 1992; *Evaluation of Models for estimating Solar Irradiation on Vertical Surfaces at Valencia, Spain*, Solar Energy **47**, 3, 223-229. Also see Solar Energy **49**, 3, 213-214
- Utrillas M.P., 1995; *Estudio de Aerosoles a Partir de Medidas de Irradiancia Solar Espectral*, Tesis Doctoral, Universitat de València
- Van de Hulst H.C., 1957; *Light Scattering by Small Particles*, John Wiley & sons, New York
- Van Heuklon T.K., 1979; *Estimating Atmospheric Ozone for Solar Radiation Models*, Solar Energy **22**, 63-68
- Vazquez M., 1987; *Estudio de los Coeficientes de Transmisión de la Radiación Solar en Atmósferas Ideales*, Tesis Doctoral, Universidad de Santiago
- Vazquez M., Ruiz V. and Perez R., 1991; *The Roles of Scattering Absorption, and Air Mass on the Diffuse-to-Global Correlations*, Solar Energy **47**, p. 181
- Vigroux E., 1953; *Contributions a l'Etude Experimentale de l'Absorption de l'Ozone*, Annals de Physique **8**, 709-762
- Volz F., 1959; *Photometer mit Selen-photoelement zur Spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlangeabhängigkeit der Dunstrubung*. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. **B10**, 100-131
- Waldram J.M., 1945; *Measurements of the Photometric Properties of the Upper Atmosphere*, Trans. Illum. Eng. Soc. **10**, 147-187
- Wallace J.M. and Hobbs P.V., 1977; *ATMOSPHERIC SCIENCE An Introductory Survey*, Academic Press, New York

Wulf O.R., 1931; *The Determination of Ozone by Spectrobalometric Measurements*, Smithsonian Misc. Coll. **85(9)**, 1-12

Watt D., 1978; *On the Nature and Distribution of Solar Radiation*, U. S. Department of Energy, HCP/T2552-01

Yamamoto G., 1962; *Direct Absorption of Water Vapor, Carbon dioxide and Oxigen*, J. Atmos. Sci. **19**, 182-188

REFERENCIAS

NOMENCLATURA

NOMENCLATURA

α	Coefficiente del exponente de la longitud de onda de Ångström
β	Coefficiente de Turbiedad de Ångström
β_{II}	Coefficiente de Turbiedad de Ångström determinado utilizando el Método de Louche, partiendo de la irradiancia directa.
β_{I2}	Coefficiente de Turbiedad de Ångström determinado utilizando el Método de Louche, partiendo de las irradiancias global y difusa.
β_{III}	Coefficiente de Turbiedad de Ångström determinado utilizando el Método Nuevo, partiendo de las irradiancias global y difusa.
β_{II2}	Coefficiente de Turbiedad de Ångström determinado utilizando el Método Nuevo, partiendo de las irradiancias global y directa.
α_{cs}	Factor multiplicador de la atenuación de la radiación utilizado por Watt que afecta al albedo atmosférico
γ	Altura solar o elevación solar (en grados)
Γ	Ángulo de día
θ	Ángulo cenital del sol, es decir el que forman los rayos solares con la vertical del lugar
λ	Longitud de onda (μm)
ρ	Densidad de una sustancia o componente atmosférico
ρ_a	Albedo de la atmósfera

NOMENCLATURA

ρ_g	Albedo medio del suelo
σ_λ	Coefficiente de dispersión de masa (mass-scattering coefficient)
χ_λ	Parámetro de la dispersión
$\gamma(\varphi)$	Función de dispersión (scattering function)
φ	Ángulo que forma la dirección del rayo dispersado respecto a la dirección del haz incidente
φ_0	Ángulo de fase inicial de una onda
$\tau(\text{MAB})$	Transmitancia del modelo de Atwater y Ball producida por todos los efectos moleculares excepto el del vapor de agua sobre la radiación extraterrestre para proporcionar la radiación solar global
τ_a	Transmitancia de aerosoles
τ_{aa}	Transmitancia debida solo a la absorción de los aerosoles
τ_{aL}	Transmitancia debida a la dispersión y absorción de la radiación en todo el espectro por aerosoles de las capas bajas de la atmósfera (modelo de Watt)
τ_{as}	Transmitancia correspondiente a la dispersión de aerosoles
τ_{AS}	Transmitancia, propia del Modelo de Watt, para la dispersión y absorción del aire seco
τ_{aU}	Transmitancia debida a la dispersión y absorción de la radiación en todo el espectro por aerosoles de las capas altas de la atmósfera (modelo de Watt)
τ_b	Transmitancia para todos los efectos moleculares excepto absorción del vapor de agua

$\tau_b(\text{MAB})$	Transmitancia de la irradiancia directa introducida por Atwater y Ball para todos los efectos moleculares excepto el del vapor de agua
τ_g	Transmitancia debida a la absorción de los gases uniformemente mezclados en la atmósfera (por su importancia CO_2 y O_2 principalmente), que se suelen llamar gases miscibles
τ_o	Transmitancia del ozono
τ_r	Transmitancia debida a la dispersión molecular o dispersión de Rayleigh
τ_R', τ_{AS}'	Transmitancias que utiliza el modelo de Hoyt obtenidas con valores de masa de aire modificados
τ_w	Transmitancia debida al vapor de agua
τ_{wa}	Transmitancia debida a la absorción del vapor de agua,
τ_{ws}	Transmitancia debida a la dispersión del vapor de agua
ϕ	Humedad relativa
Φ	Latitud geográfica
ω	Ángulo horario. En ocasiones pulsación de una onda
ω_a	Ángulo horario al amanecer
ω_{sol}	Hipotética velocidad angular del Sol girando uniformemente alrededor de la Tierra
ω_0	Albedo de los aerosoles o razón entre la energía dispersada por los aerosoles y la dispersada más la absorbida por éstos. En inglés en la literatura "aerosol single scattering albedo".
ω_λ	Single scattering albedo para una determinada longitud de onda

NOMENCLATURA

ω'	Factor que determina la variación del single scattering albedo monocromático en el modelo de Justus y Paris
A	Irradiancia aparente extraterrestre del algoritmo ASHRAE ($W m^{-2}$)
a_i	Absorptancia de un determinado constituyente de la atmósfera. En el modelo de Hoyt; vapor de agua ($i=1$), dióxido de carbono ($i=2$), ozono ($i=3$), oxígeno ($i=4$), aerosoles ($i=5$)
a'_i	Absorptividades usadas en el modelo de Hoyt obtenidas con unos valores de m_a modificados
a_o	Absorptividad del ozono
a_w	Absorptancia del vapor de agua
b	Anchura de la banda de sombra del piranómetro de difusa (cm)
B	Coefficiente de atenuación atmosférica del algoritmo ASHRAE ((masa de aire) ⁻¹)
C_n	Número de claridad. Utilizado en el algoritmo ASHRAE
$C_{o\lambda}$	Coefficiente de masa de dispersión y/o absorción (cm^2/g)
$C_{ov\lambda}$	Coefficiente de volumen de dispersión y/o absorción (cm^{-1})
d_n	Número de día o día juliano
E_0	Factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre e igual a $(R_m/R)^2$, con R_m y R radios medio e instantáneo de la órbita respectivamente.
E, E_o , E'	Campos eléctricos de ondas electromagnéticas
$f(m_a)$	Función de la masa de aire corregida que esta también tabulada por Hoyt para usar en su Modelo.

F_c, F'_c	Dispersividad hacia adelante de aerosoles o fracción de la energía dispersada hacia adelante por los aerosoles y la energía total dispersada. En inglés, en la literatura, "aerosol forward scatterance". Adimensional.
F_{zi}	Parámetros utilizados en el Modelo de Watt
G	Irradiancia solar global para toda la banda sobre plano horizontal. Con subíndice λ : monocromática
G'_d	Irradiancia difusa debida a dispersión molecular y de aerosoles
G'_{sc}	Extraterrestre normal. Constante solar corregida con el factor de excentricidad de la Tierra
$g(\beta)$	Es una función tabulada por Hoyt variable con el coeficiente de turbiedad de Ångström β
G_{as}	Irradiancia difusa debida a los efectos de dispersión (all scattering) en la atmósfera.
G_b	Irradiancia directa sobre un plano horizontal. $G_{bn} \cos\theta$
G_{bn}	Irradiancia directa normal
G_d	Irradiancia difusa sobre un plano horizontal
G_{dm}	Irradiancia difusa debida a múltiple reflexión entre suelo y atmósfera
G_{dr}	Irradiancia difusa producida por dispersión molecular o de Rayleigh
$G_{dra}(\text{Hoyt})$	Irradiancia solar difusa en superficie horizontal debida a dispersión de Rayleigh que utiliza el modelo de Hoyt y que incluye efectos de dispersión de aerosoles

NOMENCLATURA

G_s	Irradiancia difusa, que contempla el Modelo de Watt, debida a todos los efectos de scattering sumados, excepto a la dispersión por aerosoles.
G_{sc}	Irradiancia solar extraterrestre de toda la banda ($W m^{-2}$). Constante Solar
h_i	Altitudes atmosféricas entre las que se encuentra concentrado un determinado constituyente. Dato utilizado en el modelo de Watt.
K	Razón entre irradiancia directa horizontal y global horizontal que utiliza el nuevo método de determinación de β
k_a	Profundidad óptica de aerosoles de todo el espectro electromagnético o coeficiente de atenuación por aerosoles.
$k_{a0.38}$	Coficiente monocromático de atenuación o espesor óptico de aerosoles para una longitud de onda de $0.38 \mu m$.
$k_{a0.5}$	Coficiente monocromático de atenuación de aerosoles para una longitud de onda de $0.5 \mu m$.
k_{aL}	Profundidad óptica vertical de los aerosoles de las capas bajas de la atmósfera (modelo de Watt).
k_{aU}	Coficiente de turbiedad de aerosoles en capas altas de la atmósfera.
k_b	Fracción entre la irradiación directa y la extraterrestre ambas sobre superficie horizontal.
K_c	Factor de corrección de la medida de irradiancia difusa debido al efecto de la banda de sombra
k_d	Cociente entre la irradiación difusa que alcanza la superficie horizontal en una hora y la irradiación global que alcanza la misma superficie en el mismo período.
k_{dd}	Fracción entre la irradiación difusa y la extraterrestre.

K_{MBH}	Constante que introduce el modelo de Bird y Hulstrom, relacionada con la absorptividad de los aerosoles (su valor aproximado 0.1).
k_{MDH}	Coefficiente propio del modelo de Davies y Hay de valor 0.91.
k_t	Índice de claridad o cociente entre la radiación global y la radiación extraterrestre que llegaría en el mismo tiempo a una superficie horizontal. Según se indique puede expresar razón entre valores instantáneos o integrados en el tiempo. Adimensional.
m	Masa óptica o masa de sustancia atmosférica que se encuentra en el camino del rayo solar, por unidad de sección recta (kg m^{-2}). Vulgarmente masa de aire (si se trata del aire).
m_v	Masa óptica en la dirección vertical o masa de componente atmosférico contenida en una columna vertical de sección unidad.
m_a	Masa óptica relativa del aire para condiciones locales, es decir m_r corregida con la presión. Sin dimensiones.
m_A	Masa óptica relativa de los aerosoles. La misma definición que para el aire pero con masa de aerosoles en su lugar. Sin dimensiones.
M_i	Llamados por Watt modificadores de la longitud del camino y hacen un papel similar al de la masa de aire de otros modelos.
m_r	Masa óptica relativa del aire o razón entre la masa óptica y la masa óptica vertical del aire. Llamada masa de aire relativa. Sin dimensiones.
m_w	Masa óptica relativa del vapor de agua. Como el m_r del aire pero correspondiente al vapor de agua.

NOMENCLATURA

n	Índice de refracción
n_s	Número de horas de sol
N_s	Número de horas de sol teóricas
P	Presión atmosférica en la superficie considerada.
P_0	Presión al nivel del mar.
$P_{vs}(t)$	Presión de vapor saturante a la temperatura t
r	Radio de la tierra (6.4×10^6 m).
r_b	Radio de curvatura de la banda de sombra del piranómetro de difusa (cm)
S	Vector de Poynting
T_L	Factor de Turbiedad de Linke.
U'_c	Cantidad de dióxido de carbono en el camino corregido con la presión en la superficie (reducido a altura en cm en condiciones estándar de presión y temperatura (STP)).
U'_o	Cantidad de ozono en el camino (en cm a STP) y corregido con la presión.
U'_w	Cantidad de agua precipitable en el camino, reducida a altura en cm en condiciones estándar y corregida con la presión (cm).
U_o	Masa óptica del ozono. Para algunos modelos se toma aproximadamente $X_o m_r$.
U_w	Masa óptica del vapor de agua (w_p , m_w). Para algunos modelos aproximadamente $w_p m_r$.
w	Humedad específica en kg de vapor de agua/kg de aire seco. Adimensional.

- w_p Cantidad de agua precipitable (en cm NTP). Altura que tendría el vapor de agua reducido en la superficie a condiciones normales. En el modelo ASHRAE se usa en mm NTP. Corresponde al m_v del vapor de agua.
- X_o Masa óptica vertical de ozono. Espesor de la capa de ozono expresado en cm. Corresponde al m_v del ozono.

NOMENCLATURA

APÉNDICE I

Tabla A.I.1.- Irradiancia Solar Extraterrestre de Frölich y Wehrli [Frölich 1981] expresada en $W m^{-2} \mu m^{-1}$ para cada longitud de onda expresada en μm .

μm	$W/m^2\mu m$						
0.1250	10.0400	0.6090	1694.9710	1.2225	482.0005	2.4900	49.0001
0.2510	64.9999	0.6110	1735.0220	1.2275	484.0005	2.5100	47.5001
0.2530	59.9999	0.6130	1709.9710	1.2325	482.0005	2.5300	46.5001
0.2550	84.9998	0.6150	1710.0220	1.2375	478.0005	2.5500	45.0000
0.2570	135.0017	0.6170	1680.0220	1.2425	472.0004	2.5700	43.5000
0.2590	134.9997	0.6190	1744.9700	1.2475	470.0004	2.5900	42.5000
0.2610	109.9998	0.6210	1685.0220	1.2525	470.0004	2.6100	41.5000
0.2630	159.9997	0.6230	1689.9710	1.2575	454.0004	2.6300	39.9996
0.2650	284.9994	0.6250	1620.0210	1.2625	442.0004	2.6500	39.0000
0.2670	284.9994	0.6270	1699.9710	1.2675	440.0004	2.6700	38.0000
0.2690	274.9995	0.6290	1660.0210	1.2725	446.0004	2.6900	37.0000
0.2710	274.9995	0.6310	1614.9730	1.2775	446.0004	2.7100	36.0000
0.2730	220.0028	0.6330	1665.0210	1.2825	438.0004	2.7300	35.0000
0.2750	184.9996	0.6350	1660.0210	1.2875	442.0004	2.7500	34.0000
0.2770	259.9995	0.6370	1659.9720	1.2925	442.0004	2.7700	33.0000
0.2790	139.9997	0.6390	1655.0210	1.2975	440.0004	2.7900	32.5000
0.2810	184.9996	0.6410	1589.9730	1.3025	434.0004	2.8100	31.5000
0.2830	334.9993	0.6430	1640.0210	1.3075	424.0004	2.8300	30.5000
0.2850	224.9995	0.6450	1629.9720	1.3125	417.9904	2.8500	30.0000
0.2870	360.0046	0.6470	1600.0210	1.3175	418.0004	2.8700	28.9997
0.2890	449.9991	0.6490	1570.0200	1.3225	414.0004	2.8900	28.5000
0.2910	619.9987	0.6510	1624.9730	1.3275	408.0004	2.9100	27.5000
0.2930	564.9988	0.6530	1605.0210	1.3325	404.0004	2.9300	27.0000
0.2950	569.9988	0.6550	1484.9750	1.3375	400.0004	2.9500	26.5000
0.2970	534.9990	0.6570	1405.0180	1.3425	398.0004	2.9700	25.5000
0.2990	494.9990	0.6590	1534.9740	1.3475	392.0004	2.9900	25.0000
0.3010	560.0072	0.6610	1575.0200	1.3525	386.0004	3.0100	24.5000
0.3030	529.9989	0.6630	1580.0200	1.3575	382.0004	3.0300	24.0000
0.3050	544.9989	0.6650	1564.9740	1.3625	376.0004	3.0500	23.5000
0.3070	609.9988	0.6670	1535.0200	1.3675	370.0004	3.0700	22.5000
0.3090	549.9989	0.6690	1519.9740	1.3725	370.0004	3.0900	22.0000
0.3110	654.9987	0.6710	1490.0190	1.3775	368.0004	3.1100	21.5000
0.3130	679.9987	0.6730	1464.9750	1.3825	364.0004	3.1300	20.9998
0.3150	709.9985	0.6750	1515.0200	1.3875	362.0003	3.1500	20.5000
0.3170	720.0093	0.6770	1485.0190	1.3925	358.0003	3.1700	20.0000
0.3190	714.9985	0.6790	1469.9750	1.3975	356.0003	3.1900	20.0000
0.3210	779.9984	0.6810	1475.0190	1.4025	352.0003	3.2100	19.5000
0.3230	679.9987	0.6830	1464.9750	1.4075	348.0003	3.2300	19.0000
0.3250	694.9986	0.6850	1445.0190	1.4125	346.0003	3.2500	18.5000
0.3270	1059.9980	0.6870	1394.9760	1.4175	344.0003	3.2700	18.0000
0.3290	994.9980	0.6890	1400.0180	1.4225	346.0003	3.2900	17.5000
0.3310	1000.0130	0.6910	1430.0180	1.4275	344.0003	3.3100	17.0000
0.3330	949.9980	0.6930	1424.9760	1.4325	334.0003	3.3300	17.0000
0.3350	924.9981	0.6950	1460.0190	1.4375	329.9924	3.3500	16.5000

(CONTINUACION)

$\mu\text{ m}$	$\text{W}/\text{m}^2\mu\text{ m}$						
0.3370	804.9984	0.6970	1459.9750	1.4425	324.0003	3.3700	15.9998
0.3390	949.9980	0.6990	1435.0180	1.4475	322.0003	3.3900	16.0000
0.3410	969.9980	0.7010	1419.9760	1.4525	316.0003	3.4100	15.5000
0.3430	944.9981	0.7030	1405.0180	1.4575	312.0003	3.4300	15.0000
0.3450	830.0107	0.7050	1415.0180	1.4625	314.0003	3.4500	15.0000
0.3470	904.9981	0.7070	1379.9770	1.4675	312.0003	3.4700	14.5000
0.3490	899.9982	0.7090	1385.0180	1.4725	310.0003	3.4900	14.0000
0.3510	1009.9980	0.7110	1419.9760	1.4775	306.0003	3.5100	14.0000
0.3530	1019.9980	0.7130	1390.0180	1.4825	302.0003	3.5300	13.5000
0.3550	1134.9980	0.7150	1374.9770	1.4875	302.0003	3.5500	13.5000
0.3570	889.9982	0.7170	1370.0180	1.4925	302.0003	3.5700	13.0000
0.3590	859.9983	0.7190	1354.9770	1.4975	298.0003	3.5900	13.0000
0.3610	1020.0130	0.7210	1355.0170	1.5025	296.0003	3.6100	12.5000
0.3630	1079.9980	0.7230	1405.0180	1.5075	294.0003	3.6300	12.4999
0.3650	1094.9980	0.7250	1394.9760	1.5125	292.0003	3.6500	12.0000
0.3670	1229.9980	0.7270	1365.0180	1.5175	288.0003	3.6700	12.0000
0.3690	1174.9980	0.7290	1349.9770	1.5225	288.0003	3.6900	11.5000
0.3710	1154.9980	0.7310	1360.0180	1.5275	286.0003	3.7100	11.5000
0.3730	944.9981	0.7330	1354.9770	1.5325	278.0003	3.7300	11.0000
0.3750	1035.0130	0.7350	1355.0170	1.5375	276.0003	3.7500	11.0000
0.3770	1309.9970	0.7370	1345.0170	1.5425	276.0003	3.7700	10.5000
0.3790	1254.9970	0.7390	1304.9780	1.5475	274.0003	3.7900	10.5000
0.3810	1164.9980	0.7410	1295.0170	1.5525	274.0003	3.8100	10.5000
0.3830	719.9986	0.7430	1284.9780	1.5575	272.0003	3.8300	10.0000
0.3850	1019.9980	0.7450	1290.0170	1.5625	267.9939	3.8500	10.0000
0.3870	964.9980	0.7470	1289.9780	1.5675	262.0002	3.8700	9.4999
0.3890	1120.0140	0.7490	1285.0160	1.5725	260.0002	3.8900	9.5000
0.3910	1279.9970	0.7510	1260.0160	1.5775	258.0002	3.9100	9.5000
0.3930	744.9985	0.7530	1249.9790	1.5825	254.0002	3.9300	9.0000
0.3950	1264.9970	0.7550	1250.0160	1.5875	250.0002	3.9500	9.0000
0.3970	859.9983	0.7570	1239.9790	1.5925	246.0002	3.9700	9.0000
0.3990	1604.9970	0.7590	1225.0160	1.5975	248.0002	3.9900	8.5000
0.4010	1799.9960	0.7610	1219.9790	1.6025	246.0002	4.0100	8.5000
0.4030	1679.9970	0.7630	1220.0160	1.6075	244.0002	4.0300	8.5000
0.4050	1635.0210	0.7650	1205.0160	1.6125	244.0002	4.0500	8.0000
0.4070	1624.9970	0.7670	1204.9800	1.6175	242.0002	4.0700	8.0000
0.4090	1694.9970	0.7690	1190.0150	1.6225	244.0002	4.0900	8.0000
0.4110	1724.9970	0.7710	1184.9800	1.6275	244.0002	4.1100	7.5000
0.4130	1759.9960	0.7730	1180.0150	1.6325	240.0002	4.1300	7.5000
0.4150	1724.9970	0.7750	1174.9800	1.6375	236.0002	4.1500	7.5000
0.4170	1779.9960	0.7770	1170.0150	1.6425	234.0002	4.1700	7.5000
0.4190	1660.0210	0.7790	1200.0160	1.6475	234.0002	4.1900	7.0000
0.4210	1834.9960	0.7810	1189.9800	1.6525	234.0002	4.2100	7.0000
0.4230	1644.9970	0.7830	1175.0150	1.6575	234.0002	4.2300	7.0000
0.4250	1749.9960	0.7850	1174.9800	1.6625	232.0002	4.2500	6.4999
0.4270	1624.9970	0.7870	1165.0150	1.6675	228.0002	4.2700	6.5000
0.4290	1524.9970	0.7890	1149.9800	1.6725	224.0002	4.2900	6.5000
0.4310	1459.9970	0.7910	1135.0150	1.6775	220.0002	4.3100	6.5000
0.4330	1655.0210	0.7930	1129.9810	1.6825	220.0002	4.3300	6.0000
0.4350	1769.9960	0.7950	1165.0150	1.6875	219.9950	4.3500	6.0000
0.4370	1849.9960	0.7970	1155.0150	1.6925	216.0002	4.3700	6.0000
0.4390	1689.9970	0.7990	1144.9810	1.6975	216.0002	4.3900	6.0000
0.4410	1819.9960	0.8025	1144.0010	1.7025	214.0002	4.4100	6.0000
0.4430	1949.9960	0.8075	1122.0010	1.7075	208.0002	4.4300	5.5000
0.4450	1889.9960	0.8125	1104.0010	1.7125	208.0002	4.4500	5.5000
0.4470	1959.9960	0.8175	1078.0010	1.7175	210.0002	4.4700	5.5000
0.4490	2015.0260	0.8225	1062.0010	1.7225	202.0002	4.4900	5.5000
0.4510	2184.9960	0.8275	1052.0010	1.7275	194.0002	4.5100	5.5000

(CONTINUACION)

μm	$W/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$W/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$W/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$W/\text{m}^2\mu\text{m}$
0.4530	1944.9960	0.8325	1030.0010	1.7325	190.0002	4.5300	5.0000
0.4550	2029.9960	0.8375	1024.0010	1.7375	190.0002	4.5500	5.0000
0.4570	2064.9960	0.8425	1015.9890	1.7425	188.0002	4.5700	5.0000
0.4590	1989.9960	0.8475	1022.0010	1.7475	186.0002	4.5900	5.0000
0.4610	2074.9960	0.8525	966.0009	1.7525	188.0002	4.6100	5.0000
0.4630	2085.0270	0.8575	1012.0010	1.7575	188.0002	4.6300	4.5000
0.4650	1979.9960	0.8625	992.0010	1.7625	184.0002	4.6500	4.5000
0.4670	1954.9960	0.8675	960.0010	1.7675	180.0002	4.6700	4.5000
0.4690	2009.9960	0.8725	984.0010	1.7725	176.0002	4.6900	4.5000
0.4710	1949.9960	0.8775	972.0010	1.7775	172.0002	4.7100	4.5000
0.4730	2019.9960	0.8825	960.0010	1.7825	170.0002	4.7300	4.5000
0.4750	2014.9960	0.8875	950.0009	1.7875	170.0002	4.7500	4.4999
0.4770	2015.0260	0.8925	940.0009	1.7925	172.0002	4.7700	4.0000
0.4790	2059.9960	0.8975	924.0009	1.7975	172.0002	4.7900	4.0000
0.4810	2049.9960	0.9025	902.0009	1.8025	168.0002	4.8100	4.0000
0.4830	2004.9960	0.9075	877.9904	1.8075	164.0002	4.8300	4.0000
0.4850	1914.9960	0.9125	874.0008	1.8125	159.9963	4.8500	4.0000
0.4870	1769.9960	0.9175	856.0009	1.8175	160.0002	4.8700	4.0000
0.4890	1939.9960	0.9225	826.0008	1.8225	158.0002	4.8900	4.0000
0.4910	1899.9960	0.9275	832.0008	1.8275	156.0001	4.9100	3.5000
0.4930	1920.0250	0.9325	828.0008	1.8325	154.0001	4.9300	3.5000
0.4950	1974.9960	0.9375	806.0008	1.8375	152.0001	4.9500	3.5000
0.4970	1989.9960	0.9425	796.0008	1.8425	152.0001	4.9700	3.5000
0.4990	1909.9960	0.9475	786.0008	1.8475	150.0001	4.9900	3.5000
0.5010	1815.0230	0.9525	770.0007	1.8525	148.0001	5.0500	3.3000
0.5030	1919.9670	0.9575	774.0007	1.8575	144.0001	5.1500	3.1000
0.5050	1965.0250	0.9625	768.0007	1.8625	144.0001	5.2500	2.9000
0.5070	1924.9670	0.9675	767.9916	1.8675	140.0001	5.3500	2.7000
0.5090	1940.0250	0.9725	760.0007	1.8725	136.0001	5.4500	2.5000
0.5110	1964.9670	0.9775	768.0007	1.8775	138.0001	5.5500	2.3000
0.5130	1870.0240	0.9825	770.0007	1.8825	140.0001	5.6500	2.2000
0.5150	1885.0240	0.9875	764.0007	1.8875	138.0001	5.7500	2.0000
0.5170	1699.9710	0.9925	760.0007	1.8925	138.0001	5.8500	1.9000
0.5190	1725.0220	0.9975	746.0007	1.8975	136.0001	5.9500	1.8000
0.5210	1879.9680	1.0025	742.0007	1.9025	136.0001	6.0500	1.7000
0.5230	1920.0250	1.0075	738.0007	1.9075	138.0001	6.1500	1.6000
0.5250	1939.9670	1.0125	730.0007	1.9125	138.0001	6.2500	1.5000
0.5270	1780.0230	1.0175	714.0007	1.9175	136.0001	6.3500	1.4000
0.5290	1920.0250	1.0225	708.0007	1.9225	134.0001	6.4500	1.3000
0.5310	1974.9670	1.0275	700.0007	1.9275	132.0001	6.5500	1.2000
0.5330	1880.0240	1.0325	692.0007	1.9325	132.0001	6.6500	1.1000
0.5350	1959.9670	1.0375	688.0007	1.9375	129.9970	6.7500	1.1000
0.5370	1905.0250	1.0425	684.0007	1.9425	128.0001	6.8500	1.0000
0.5390	1879.9680	1.0475	674.0006	1.9475	128.0001	6.9500	1.0000
0.5410	1835.0240	1.0525	658.0006	1.9525	124.0001	7.0500	0.9000
0.5430	1889.9680	1.0575	648.0006	1.9575	124.0001	7.1500	0.9000
0.5450	1905.0250	1.0625	643.9853	1.9625	126.0001	7.2500	0.8000
0.5470	1880.0240	1.0675	642.0006	1.9675	126.0001	7.3500	0.8000
0.5490	1919.9670	1.0725	636.0006	1.9725	128.0001	7.4500	0.7000
0.5510	1885.0240	1.0775	628.0006	1.9775	128.0001	7.5500	0.7000
0.5530	1884.9680	1.0825	618.0005	1.9825	124.0001	7.6500	0.7000
0.5550	1910.0250	1.0875	614.0005	1.9875	122.0001	7.7500	0.6000
0.5570	1834.9690	1.0925	608.0005	1.9925	122.0001	7.8500	0.6000
0.5590	1835.0240	1.0975	606.0005	1.9975	120.0001	7.9500	0.6000
0.5610	1845.0240	1.1025	606.0005	2.0100	112.5001	8.0500	0.5000
0.5630	1879.9680	1.1075	604.0005	2.0300	110.0001	8.1500	0.5000
0.5650	1835.0240	1.1125	598.0005	2.0500	104.5001	8.2500	0.5000
0.5670	1849.9690	1.1175	586.0005	2.0700	98.5001	8.3500	0.5000

(CONTINUACION)

μm	$\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$	μm	$\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$
0.5690	1850.0240	1.1225	576.0005	2.0900	95.5001	8.4500	0.4000
0.5710	1784.9700	1.1275	570.0005	2.1100	90.5001	8.5500	0.4000
0.5730	1870.0240	1.1325	566.0005	2.1300	87.4990	8.6500	0.4000
0.5750	1860.0240	1.1375	562.0005	2.1500	82.5001	8.7500	0.4000
0.5770	1804.9690	1.1425	558.0005	2.1700	80.0001	8.8500	0.4000
0.5790	1820.0230	1.1475	552.0005	2.1900	73.5001	8.9500	0.4000
0.5810	1859.9690	1.1525	550.0005	2.2100	76.0001	9.0500	0.3000
0.5830	1845.0240	1.1575	548.0005	2.2300	71.0001	9.1500	0.3000
0.5850	1809.9690	1.1625	536.0005	2.2500	72.0001	9.2500	0.3000
0.5870	1805.0230	1.1675	534.0005	2.2700	67.5001	9.3500	0.3000
0.5890	1675.0210	1.1725	530.0005	2.2900	66.0001	9.4500	0.3000
0.5910	1809.9690	1.1775	522.0005	2.3100	60.5001	9.5500	0.3000
0.5930	1770.0230	1.1825	514.0005	2.3300	56.0001	9.6500	0.3000
0.5950	1784.9700	1.1875	511.9883	2.3500	61.5001	9.7500	0.3000
0.5970	1800.0230	1.1925	508.0005	2.3700	59.4994	9.8500	0.2000
0.5990	1719.9710	1.1975	500.0005	2.3900	58.0001	9.9500	0.2000
0.6010	1720.0220	1.2025	496.0005	2.4100	55.0001	17.5000	0.0487
0.6030	1775.0230	1.2075	494.0005	2.4300	55.0001		
0.6050	1734.9710	1.2125	496.0005	2.4500	50.0001		
0.6070	1760.0230	1.2175	492.0005	2.4700	51.0001		

Tabla A.I.2.- Espectro Extraterrestre Revisado de Neckel y Labs [Neckel 1981] y los correspondientes coeficientes de absorción (de vapor de agua, ozono y gases miscibles) de 122 longitudes de onda entre 0.3 y 4.0 μm ($G_{\text{sc}\lambda}$ en $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ y λ en μm). Extraterrestre usada por los programas SPCTRL2B y ESPECT02.

(μm)	G ($\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$)	a_w	a_o	a_g	(μm)	G ($\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$)	a_w	a_o	a_g
0.3	535.9	0	10	0	0.98	767	1.48	0	0
0.305	558.3	0	4.8	0	0.9935	757.6	0.1	0	0
0.31	622	0	2.7	0	1.04	688.1	1E-05	0	0
0.315	692.7	0	1.35	0	1.07	640.7	0.001	0	0
0.32	715.1	0	0.8	0	1.1	606.2	3.2	0	0
0.325	832.9	0	0.38	0	1.12	585.9	115	0	0
0.33	961.9	0	160	0	1.13	570.2	70	0	0
0.335	931.9	0	0.075	0	1.145	564.1	75	0	0
0.34	900.6	0	0.04	0	1.161	544.2	10	0	0
0.345	911.3	0	0.019	0	1.17	533.4	5	0	0
0.35	975.5	0	0.007	0	1.2	501.6	2	0	0
0.36	975.9	0	0	0	1.24	477.5	0.002	0	0.05
0.37	1119.9	0	0	0	1.27	442.7	0.002	0	0.3
0.38	1103.8	0	0	0	1.29	440	0.1	0	0.02
0.39	1033.8	0	0	0	1.32	416.8	4	0	0.0002
0.4	1479.1	0	0	0	1.35	391.4	200	0	0.0001
0.41	1701.3	0	0	0	1.395	358.9	1000	0	1E-05
0.42	1740.4	0	0	0	1.4425	327.5	185	0	0.05
0.43	1587.2	0	0	0	1.4625	317.5	80	0	0.011
0.44	1837	0	0	0	1.477	307.3	80	0	0.005
0.45	2005	0	0.003	0	1.497	300.4	12	0	0.0006
0.46	2043	0	0.006	0	1.52	292.8	0.16	0	0
0.47	1987	0	0.009	0	1.539	275.5	0.002	0	0.005
0.48	2027	0	0.014	0	1.558	272.1	0.0005	0	0.13
0.49	1896	0	0.021	0	1.578	259.3	0.0001	0	0.04
0.5	1909	0	0.03	0	1.592	246.9	1E-05	0	0.06
0.51	1927	0	0.04	0	1.61	244	0.0001	0	0.13
0.52	1831	0	0.048	0	1.63	243.5	0.001	0	0.001
0.53	1891	0	0.063	0	1.646	234.8	0.01	0	0.0014
0.54	1898	0	0.075	0	1.678	220.5	0.036	0	0.0001
0.55	1892	0	0.085	0	1.74	190.8	1.1	0	1E-05
0.57	1840	0	0.12	0	1.8	171.1	130	0	1E-05
0.593	1768	0.075	0.119	0	1.86	144.5	1000	0	0.0001
0.61	1728	0	0.12	0	1.92	135.7	500	0	0.001
0.63	1658	0	0.09	0	1.96	123	100	0	4.3
0.656	1524	0	0.065	0	1.985	123.8	4	0	0.2
0.6676	1531	0	0.051	0	2.005	113	2.9	0	21

A I - TABLAS

(CONTINUACION)

(μm)	G ($\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$)	a_w	a_o	a_g	(μm)	G ($\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$)	a_w	a_o	a_g
0.69	1420	0.016	0.028	0.15	2.035	108.5	1	0	0.13
0.71	1399	0.0125	0.018	0	2.065	97.5	0.4	0	1
0.718	1374	1.8	0.015	0	2.1	92.4	0.22	0	0.08
0.7244	1373	2.5	0.012	0	2.148	82.4	0.25	0	0.001
0.74	1298	0.061	0.01	0	2.198	74.6	0.33	0	0.0004
0.7525	1269	0.0008	0.008	0	2.27	68.3	0.5	0	0.001
0.7575	1245	0.0001	0.007	0	2.36	63.8	4	0	0.0005
0.7625	1223	1E-05	0.006	4	2.45	49.5	80	0	0.0002
0.7675	1205	1E-05	0.005	0.35	2.5	48.5	310	0	0.0001
0.78	1183	0.0006	0	0	2.6	38.6	15000	0	0.0007
0.8	1148	0.036	0	0	2.7	36.6	22000	0	100
0.816	1091	1.6	0	0	2.8	32	8000	0	150
0.8237	1062	2.5	0	0	2.9	28.1	650	0	0.13
0.8315	1038	0.5	0	0	3	24.8	240	0	0.0095
0.84	1022	0.155	0	0	3.1	22.1	230	0	0.001
0.86	998.7	1E-05	0	0	3.2	19.6	100	0	0.8
0.88	947.2	0.0026	0	0	3.3	17.5	120	0	1.9
0.905	893.2	7	0	0	3.4	15.7	19.5	0	1.3
0.915	868.2	5	0	0	3.5	14.1	3.6	0	0.075
0.925	829.7	5	0	0	3.6	12.7	3.1	0	0.01
0.93	830.3	27	0	0	3.7	11.5	2.5	0	0.002
0.937	814	55	0	0	3.8	10.4	1.4	0	0.004
0.948	786.9	45	0	0	3.9	9.5	0.17	0	0.29
0.965	768.3	4	0	0	4	8.6	0.0045	0	0.025

APÉNDICE II

A II - PROGRAMAS

```

10 'este programa se llama SPCTRL2B.BAS y es la traduccion al
40 'basic y al castellano del programa SPCTRL2 de Bird, de Golden Co,
60 'que originalmente estaba en FORTRAN
70 'J.V.Bosca, 7/Mayo/1994, Universidad Politecnica de Valencia
80 '*****
100 'FROM SPCTRAL2 VERSION 2.1 (JUNE 1986)
120 'THIS CODE WAS PREPARED AS AN ACCOUNT SPONSORED BY THE U.S. DEPARTMENT
140 'OF ENERGY. NEITHER THE U.S. DEPARTMENT OF ENERGY NOR ANY OF ITS
160 'AGENCIES MAKES ANY WARRANTY OR ASSUMES ANY LEGAL LIABILITY OR
180 'RESPONSABILITY FOR THE ACCURACY, COMPLETENESS, OR USEFULLNESS OF
200 'THIS PRODUCT
220 '*****
240 'A partir de aqui el texto traducido
260 '*****
280 'Este codigo fue escrito por Richard Bird y calcula irradiancia
300 'espectral en superficie inclinada u horizontal. Carol Riordan hizo
320 'modificaciones para convertir irradiancia espectral en Flujo
340 'de Fotones por Longitud de Onda o Electronvoltios y anadio
360 'comentarios e instrucciones al programa 8/84 y 6/86. El modelo fue
380 'desarrollado usando comparaciones limitadas con los resultados de
400 'otros modelos rigurosos y con medidas. La Seccion de Evaluacion de
420 'Recursos y de Instrumentacion de SERI esta recogiendo medidas de
440 'irradiancia espectral por lo que ese detallado analisis de
460 'error/sensibilidad del modelo podra ser mejorado
480 '
500 'Preguntas, comentarios, o sugerencias pueden ser enviados a
520 'Richard Bird (303) 985-2874 o a Carol Riordan (303) 231-1812
540 'a SERI, 1617 Cole Blvd., Golden, Colorado 80401
560 '
580 '*****INPUT VARIABLES*****
600 'AI =ANGULO INCIDENCIA DE DIRECTA EN SUPERF PLANA (GRADOS)
620 'ALPHA =POTENCIA EN EXPRESION DE TURBIEDAD DE ANGSTROM
640 ' (PUESTO A 1.14 PARA AEROSOL RURAL SI NO LO CAMBIA EL USUARIO)
660 'NDAY =NUMERO DE DIA
680 'NW =NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA USADAS EN CALCULOS DE IRRADIANC.
700 ' (PUESTO A 122 A MENOS QUE SE CAMBIE)
720 'O3 =CANTIDAD DE OZONO (EN ATM CM)
740 ' (CALCULADO USANDO LAT-LONG A MENOS QUE SE CAMBIE)
760 'RHO =ALBEDO DEL SUELO (FRACCION)
780 'TILT =ANGULO INCLINAC. SUPERFICIE RESP. A HORIZONTAL (GRADOS)
800 'SPR =PRESION EN SUPERFICIE (MILIBARES)
820 'TAU5 =PROFUNDIDAD OPTICA DE AEROSOL A 0.5 MICROMETROS (BASE E)
840 'W =VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE (CM)
860 'WV(I) Y R(I) REFLECTIVIDAD DEL SUELO A LONGITUDES DE ONDA ESPECIFIC.
880 'XLAT =LATITUD DEL LUGAR (GRADOS)
900 'XLON =LONGITUD DEL LUGAR (ID.)
920 'Z =ANGULO ZENITAL (ID.)
940 '
960 '*****PARA RODAR EL PROGRAMA*****
980 '
1000 'TAPE1 =ENTRADA DE PARAMETROS VARIABLES
1020 'TAPE2 =IRRADIANCIA ESPECTRAL EXTRATERRESTRE Y COEFICIE. DE ABSORC.
1040 'TAPE3 =FICHERO DE SALIDA
1060 '
1080 '
1100 'TAPE1:
1120 'LINEA 1:ESPECIFICAR MODO,UNIDADES Y NUMERO ESPECTROS, ELEGIDOS ENTRE
1140 '*MODO DE COLECTOR (MODE):1=GLOBAL NORMAL Y DIRECTA NORMAL(PLANO MOVIL)
1160 '2=GLOBAL INCLINADA(PLANO FIJO), Y 3=GLOBAL HORIZONTAL(PLANO HORIZONT.)
1180 '*UNIDADES DE SALIDA (NUNITS):1=IRRADIANCIA POR LONG DE ONDA, 2=FLUJO
1200 'DE FOTONES POR LONG DE ONDA Y 3=FLUJO DE FOTONES POR eV
1220 '*NUMERO DE ESPECTROS (NUMSPT): SE PUEDE USAR EL PROGRAMA PARA
1240 'ITERAR ENTRE VARIOS ANGULOS ZENITALES
1260 'LINEA 2:ESPECIFICAR TAU5,W,SPR,XLAT,XLON,NDAY

```

```

1280 'SI ALPHA Y O3 SE CONOCEN,CAMBIAR SENTENCIA PARA LEERLAS,SI NO
1300 'ALPHA=1.14 Y O3 SE CALCULA USANDO LATITUD Y LONGITUD (VAN HEUKLON)
1320 'LINEA 3:ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA. SE USAN NORMALMENTE
1340 '6 PARES DE ALBEDO-LONGITUD DE ONDA. SI NO SE CONOCE EL ALBEDO ESPEC-
1360 'TRAL SE PUEDE USAR UNA CONSTANTE (COMO 0.2) PARA TODAS
1380 'LINEA 4, 5, ...:TRES ANGULOS EN CADA LINEA POR NUMERO DE LINEAS=
1400 'NUMSPT: ANGULO ZENITAL (Z), ANGULO DE INCIDENCIA (AI) E INCLINACION
1420 'DEL COLECTOR (TILT). SI SE CALCULA LA IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL O
1440 'LA GLOBAL NORMAL O LA GLOBAL HORIZONTAL (MODOS 1 O 3), LOS ANGULOS DE
1460 'INCIDENCIA Y DE INCLINACION SON PUESTOS POR EL PROGRAMA, SI NO Z Y
1480 'AI DEBE SER METIDO POR EL USUARIO SACADO DE UN PROGRAMA DE POSICION
1500 'DEL SOL/POSICION DEL COLECTOR, QUE CONSIDERA LUGAR, TIEMPO DEL ANNO
1520 'Y TIEMPO DEL DIA.
1540 '
1560 '*****NOTA*****
1580 'EN EL DESARROLLO DE ESTE MODELO, SE HA HECHO UN ANALISIS PARA SELEC-
1600 'CIONAR UN MINIMO NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA PARA CALCULAR
1620 'IRRADIANCIA ESPECTRAL Y ASI MINIMIZAR EL TIEMPO DE EJECUCION,REPRESEN-
1640 'TANDO TODAVIA ADECUADAMENTE LA ESTRUCTURA UN ESPECTRO DE 10 nm DE RE-
1660 'SOLUCION. CUANDO SE INTEGRA LA SALIDA DE ESTE MODELO SE RECOMIENDA QUE
1680 'LA IRRADIANCIA ESPECTRAL SE INTERPOLE LINEALMENTE ENTRE LAS LONG DE ONDA
1700 'DADAS Y SE USE UN TAMANO DE ESCALON .005 MICROMETR PARA INTEGRAR
1720 '*****EL PROGRAMA*****
1740 DIM WV(6), R(6)
1760 RPD = .0174533: 'RADIANES POR GRADO
1780 OPEN "I", #1, "DATOS\TAPE1"
1800 OPEN "I", #2, "DATOS\TAPE2"
1810 OPEN "O", #3, "DATOS\TAPE3"
1815 WRITE #3, "L.ONDA", "GLOBAL", "DIRECT", "DIFUSA"
1820 INPUT #1, MODE, NUNITS, NUMSPT
1840 INPUT #1, TAU5, W, SPR, XLAT, XLON, NDAY
1860 '***SI SE DESEAN DIFERENTES VALORES DE ALPHA,NW O DE O3 CAMBIA SENTENCIAS
1880 ALPHA = 1.14
1900 NW = 122
1920 O3 = 235 + (150 + 40 * SIN(.9865 * RPD * (NDAY - 30)) + 20 * SIN(3 * RPD * (-1) * XLON))
1940 O3 = O3 * ((SIN(1.28 * RPD * XLAT)) ^ 2) * .001
1950 FOR I = 1 TO 6
1960 INPUT #1, WV(I), R(I)
1980 NEXT I
2000 '*****ESTAS CONSTANTES SIRVEN PARA CALCULAR FLUJO DE FOTONES*****
2020 XH = 6.626176 * (10 ^ (-34))
2040 XC = 2.99792458# * (10 ^ 8)
2060 EVOLT = 1.6021892# * (10 ^ (-19))
2070 '****POR EXIGENCIA DE SINTAXIS CONST SERA CONSTZ*****
2080 CONSTZ = (1 / (XH * XC)) * (10 ^ (-10))
2100 XC = XC * (10 ^ 6)
2120 '***ERV ES LA CORRECCION DEL RADIO VECTOR DE LA TIERRA PARA DISTANCIA SOL
2140 TT = 6.283185 * (NDAY - 1) / 365
2160 TT2 = 2 * TT
2180 ERV = 1.00011 + .034221 * COS(TT) + .00128 * SIN(TT) + .000719 * COS(TT2) + .000077 * SIN(TT2)
2200 '*****IMPRESION DE CONDICIONES INICIALES*****
2220 IF MODE = 1 THEN PRINT "GLOBAL NORMAL Y DIRECTA NORMAL"
2240 IF MODE = 2 THEN PRINT "GLOBAL INCLINADA"
2260 IF MODE = 3 THEN PRINT "GLOBAL HORIZONTAL"
2280 PRINT "NUNITS="; NUNITS; " NUMSPT="; NUMSPT
2300 PRINT "NDAY="; NDAY; " ERV="; ERV
2320 PRINT "TAU5="; TAU5; " ALPHA="; ALPHA; " W="; W; " O3="; O3
2340 PRINT "WV(1)="; WV(1); " R(1)="; R(1)
2350 PRINT "WV(2)="; WV(2); " R(2)="; R(2)
2360 PRINT "WV(3)="; WV(3); " R(3)="; R(3)
2370 PRINT "WV(4)="; WV(4); " R(4)="; R(4)
2380 PRINT "WV(5)="; WV(5); " R(5)="; R(5)
2390 PRINT "WV(6)="; WV(6); " R(6)="; R(6)
2400 '***OMEG Y OMEGP SE USAN EN CALCULOS DEL SINGLE SCATTERING ALBEDO

```

```

2420 '****JUSTUS TIENE FORMULA EN QUE OMEGL VARIA CON HUM RELAT Y LONG ONDA
2440 OMEG = .945
2460 OMEGP = .095
2480 '**FS Y FSP SON RAZONES DE DISPERSION HACIA-ADELANTE/TOTAL COMO UNA
2500 '**FUNCION DEL ANG ZENITAL(MASA DE AIRE PARA FSP LA ESTABLECE EL PROG)
2520 '**FS ESTA EN EL "FOR"(BUCLE) PROXIMO. GG ES ASIMETRIA DE AEROSOL
2540 '**(PARA RURAL SE USA .65)
2560 GG = .65
2580 ALG = LOG(1 - GG)
2600 AFS = ALG * (1.459 + ALG * (.1595 + ALG * .4129))
2620 BFS = ALG * (.0783 + ALG * (-.3824 - ALG * .5874))
2640 FSP = 1 - .5 * EXP((AFS + BFS / 1.8) / 1.8)
2660 '**RR SE USA EN LA EXPRESION DE LA MASA DE OZONO EN EL"FOR"PROXIMO(BUCLE)
2680 RR = 22 / 6370
2700 '**LAS EXPRESIONES QUE QUEDAN DEPENDEN DE LOS ANGULOS ZENITAL Y DE IN-
2720 '**CIDENCIA Y DEBEN ESTAR DENTRO DEL BUCLE(PROXIMO)QUE ITERA CON Z Y AI
2740 '*****
2760 'PARA ESPECTRO GLOBAL NORMAL (MODE=1),ANG INCIDENCIA AI=0 Y TILT=Z.
2800 'PARA ESPECTRO GLOBAL HORIZONTAL (MODE=3),ANG INCID. AI=Z Y TILT=0.
2820 '*****
2840 'BUCLE("FOR")PARA DIFERENTES ESPECTROS (NUMSPT)
2860 FOR KK = 1 TO NUMSPT
2900 INPUT #1, Z, AI, TILT
2920 IF MODE = 1 THEN TILT = Z
2940 IF MODE = 1 THEN AI = 0
2960 IF MODE = 3 THEN TILT = 0
2980 IF MODE = 3 THEN AI = Z
3000 COSTLT = COS(TILT * RPD)
3020 CI = COS(AI * RPD)
3040 ZCOS = COS(Z * RPD)
3060 ZSIN = SIN(Z * RPD)
3080 FS = 1 - .5 * EXP((AFS + BFS * ZCOS) * ZCOS)
3100 '*****MASA DE AIRE RELATIVA OPTICA (KASTEN)*****
3120 AM = 1 / (ZCOS + .15 * (93.885 - Z) ^ (-1.253))
3140 '*****MASA AIRE CORREGIDA CON PRESION*****
3160 AMP = AM * SPR / 1013
3180 '*****MASA DE OZONO*****
3200 AMO = (1 + RR) / (ZCOS ^ 2 + 2 * RR) ^ .5
3220 '**ESCRIBIENDO CONDICIONES INICIALES EN ULTIMA PANTALLA****
3240 PRINT "Z="; Z; " TILT="; TILT; " AI="; AI
3260 PRINT "AM="; AM; " SPR="; SPR; " AMP="; AMP; " AMO="; AMO
3280 '***INICIALIZA EL CONTADOR DE LA INTERPOLACION DE RHO *****
3300 NR = 2
3320 '***PREPARAR FICHERO TAPE2 CON ESPECTRO EXTRATERRESTRE Y COEF ABSOR DE CADA
3340 '***BUCLE PARA NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA*****
3360 FOR I = 1 TO NW
3370 '*ENTRAN LOGOND(MICROM),EXTRAT(W/M2MICROM),ABSORVAP,ABSOROZO,ABSORGASES*
3380 INPUT #2, WV, H0, AW, AO, AU
3390 IF WV = 0 THEN 3380
3400 '***CORRECCION DE IRRADIANCIA EXTRATERRESTRE CON RADIO VECTOR TIERRA****
3420 H0 = H0 * ERV
3440 '***OMEGL ES EL SINGLE SCATTERING ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA*
3460 OMEGL = OMEG * EXP(-OMEGP * (LOG(WV / .4)) ^ 2); 'LOG ERA ALOG EN FORTRAN
3480 '**LAS SIGUIENTES SENTENC DAN EL ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA**
3500 IF WV > WV(NR) THEN NR = NR + 1
3520 SLP = (R(NR) - R(NR - 1)) / (WV(NR) - WV(NR - 1))
3540 RHO = SLP * (WV - WV(NR - 1)) + R(NR - 1)
3560 '*****CALCULA TRANSMITANCIAS*****
3580 TR = EXP(-AMP / (WV ^ 4 * (115.6406 - 1.3366 / WV ^ 2)))
3590 '**CAMBIO NOTACION POR EXIGENCIA SINTAXIS,TO POR TOZ(TRANSM OZONO)****
3600 TOZ = EXP(-AO * O3 * AMO)
3620 TW = EXP(-.2385 * AW * W * AM / (1 + 20.07 * AW * W * AM) ^ .45)
3640 TU = EXP(-1.41 * AU * AMP / ((1 + 118.3 * AU * AMP) ^ .45))
3660 DELA = TAU5 * (WV / .5) ^ (-ALPHA)

```

```

3680 TAS = EXP(-OMEGL * DELA * AM)
3700 TAA = EXP(-(1 - OMEGL) * DELA * AM)
3720 TA = EXP(-DELA * AM)
3740 '****CALCULO DE IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL*****
3760 DIR = H0 * TR * TOZ * TW * TU * TA
3780 '***CALCULO DE COMPONENTE DIRECTA SOBRE LA SUPERFICIE*****
3800 '***SI LA IRRADIANCIA DIRECTA EN SUPERFICIE SE DESEA SACAR,CAMBIAR****
3820 '***DIR A DIRSUR EN LOS CALCULOS DE FLUJO DE FOTONES Y ESCRIBIR *****
3840 '***SENTENCIAS*****
3860 DIRSUR = DIR * CI
3880 '***DRAY Y DAER HAN SIDO MODIFICADAS POR BIRD. NOTESE LA POTENCIA*****
3900 '***DEL TERMINO TR*****
3920 DRAY = H0 * ZCOS * TOZ * TW * TU * TAA * (1 - TR ^ .95) * .5
3940 DAER = H0 * ZCOS * TOZ * TW * TU * TAA * TR ^ 1.5 * (1 - TAS) * FS
3960 TRP = EXP(-1.8 / (WVL ^ 4 * (115.6406 - 1.3366 / WVL ^ 2)))
3980 TWP = EXP(-.2385 * AW * W * 1.8 / ((1 + 20.07 * AW * W * 1.8) ^ .45))
4000 TUP = EXP(-1.41 * AU * 1.8 / ((1 + 118.3 * AU * 1.8) ^ .45))
4020 TASP = EXP(-OMEGL * DELA * 1.8)
4040 TAAP = EXP(-(1 - OMEGL) * DELA * 1.8)
4060 RHOA = TUP * TWP * TAAP * (.5 * (1 - TRP) + (1 - FSP) * TRP * (1 - TASP))
4080 DRGD = (DIR * ZCOS + (DRAY + DAER)) * RHO * RHOA / (1 - RHO * RHOA)
5000 DIF = DRAY + DAER + DRGD
5020 '****CRC ES UN FACTOR DE CORRECCION DE LA UV*****
5040 CRC = 1
5060 IF WVL <= .45 THEN CRC = (WVL + .55) ^ 1.8
5080 '****DIFUSA SOBRE SUPERFICIE HORIZONTAL*****
6000 DIF = DIF * CRC
6020 '****TOTAL EN UNA SUPERFICIE HORIZONTAL*****
6040 DTOT = DIR * ZCOS + DIF
6060 '****HACE DIFS=DIF PARA USAR EL WRITE DE SENTENCIA 7700 PARA CASO DE**
6080 '****GLOBAL HORIZONTAL*****
7000 DIFS = DIF
7020 '****SI SE USA EL MODO GLOBAL HORIZONTAL,SALTA CALCULOS DE*****
7040 '****DIFUSA EN SUPERFICIE INCLINADA*****
7060 IF MODE = 3 THEN 7340
7080 '****COMPONENTE REFLEJADA POR EL SUELO*****
7100 REFS = DTOT * RHO * (1 - COSTLT) / 2
7120 '***LAS 3 SENTENCIAS SIGUIENTES SON EL ALGORITMO INCLINADO DE HAY*****
7140 '*****INDICE DE ANISOTROPIA*****
7160 AII = DIR / H0
7180 '*COMPONENTE CIRCUMSOLAR E ISOTROPICA, PONDERADO CON DIF*AII Y DIF*(1-AII)
7200 DIFSC = DIF * AII * CI / ZCOS
7220 DIFSI = DIF * (1 - AII) * (1 + COSTLT) / 2
7240 '***DIFUSA EN SUPERFICIE INCLINADA*****
7260 DIFS = DIFSC + DIFSI + REFS
7280 '***TOTAL EN SUPERFICIE INCLINADA*****
7300 DTOT = DIR * CI + DIFS
7320 '***CONVERSIONES A FLUJO DE FOTONES (SALTA SI SE USAN UNIDADES DE IRRAD.)
7340 IF NUNITS = 1 THEN 7700
7350 '**CAMBIO CONST POR CONSTZ POR EXIGENCIAS SINTAXIS*****
7360 PFWVGL = DTOT * WVL * CONSTZ
7380 ENERGY = (XH * XC) / WVL
7400 E = ENERGY / EVOLT
7420 PFEVGL = (PFWVGL * WVL) / E
7440 PFWVDN = DIR * WVL * CONSTZ
7460 PFEVDN = (PFWVDN * WVL) / E
7480 PFWVDF = (DIFS * WVL * CONSTZ)
7500 PFEVDF = (PFWVDF * WVL) / E
7520 '***ESCRIBE IRRADIANCIA ESPECTRAL O FLUJO DE FOTONES EN TAPE3*****
7540 '***ESTAS SENTENCIAS SACAN:GLOBAL(TOTAL),DIRECTA NORMAL Y DIFUSA*****
7560 '***PARA OBTENER IRRADIANCIA DIRECTA EN LA SUPERFICIE MULTIPLICAR*****
7580 '***LA DIRECTA POR COS(ANG INCIDEN) O IMPRIMIR DIRSUR*****
7600 IF NUNITS = 2 THEN 7660
7620 WRITE #3, E, PFEVGL, PFEVDN, PFEVDF

```

```
7640 GOTO 7720
7660 WRITE #3, WV, PFWVGL, PFWVDN, PFWVDF
7680 GOTO 7720
7700 WRITE #3, WV, DTOT, DIR, DIFS
7720 'CONTINUA
7740 NEXT I
7760 NEXT KK
7780 CLOSE 1
7800 CLOSE 2
7820 CLOSE 3
7860 END
```

A II - PROGRAMAS

```

2 'MEZCLA DEL ANTIGUO DEPURADO.BAS Y DE INTEGRAL.BAS PERO LAS INTEGRACIONES
3 'YA VIENEN BIEN DEL S.A.D. Y AHORA TRANSFORMA LOS *.DAT EN *.NEW
4 'EL 4 DE MARZO DE 1993 EL PROGRAMA DEL S.A.D. EMPEZO A INTEGRAR BIEN
5 'DESDE EL 7ABR93 VIENEN LAS MEDIDAS DE UV Y SUMUV
6 'Este programa se llama DEPURNEW.BAS (20 OCT 93) VALIDO A PARTIR DEL 7ABR93
7 'DEPURA LOS FICHEROS DAT QUE VIENEN DEL S.A.D.CON MEZCLA DE NUMEROS Y STRINGS
8 '
10 'Ponganse en data los dias disponibles en cada disquete
12 PRINT "ESCRITURA EN FICHERO SECUENCIAL Y SEPARANDO CON COMAS;TODOS LOS NEW IGUAL"
13 PRINT "Este prog. cambia los DAT a NEW "
14 PRINT "con: hora,temp,humed,dir,sudir,glh,suglh,glinc,suglinc,dif,sudif,uv,sumuv"
15 PRINT "De paso aÑade este dia al fichero datosv?? y en dnogra?? mete dias malos"
16 'pon en DATA los nombres de los ficheros que estan en DRIVE B:
17 'tal como en el ejemplo> si 3 sep 93=030993 y que sean >=070493
18 PI = 3.141592: HSOLME = -100: HOANT = 0
19 LAT = 39.48 * PI / 180
20 'UV = -100: SUMUV = -100
21 OPEN "a", #3, "datanew\DATOSV93"
22 OPEN "A", #4, "DATANEW\DNOGRV93"
23 PRINT #4, "LOS SIGUIENTES DIAS NO HAN SIDO GRABADOS EN DATOSV93"
24 DATA 081191,091191,101191,111191,121191,131191
25 DATA 141191,151191,161191,171191,181191,191191,201191,211191,221191,230991
26 DATA 241191,251191,261191,271191,301191,011291,031291
27 DATA 041291,051291,061291,071291,081291,091291,111291,121291,131291
28 DATA 141291,151291,161291,171291,181291,191291,201291,211291
29 DATA 221291,231291,241291,251291,271291,281291,291291,301291,311291
32 'DATA 011191,021191,031191,041191,061191,071191 : '090491,100491,110491,120491,130491
34 'DATA 140491,150491,160491,170491,180491,190491,200491,210491,220491,230491
36 'DATA 240491,250491,260491,270491,280491,290491,300491,010591,020591,030591
38 'DATA 040591,050591,060591,070591,080591,090591,100591,110591,120591,130591
40 'DATA 140591,150591,160591,170591,180591,190591,200591,210591
42 'DATA 240292,250292,260292,270292,280292
49 FOR i = 1 TO 49
50 READ FECHA$
55 DD$ = LEFT$(FECHA$, 2): AA$ = RIGHT$(FECHA$, 2): ABC$ = LEFT$(FECHA$, 4)
58 MM$ = RIGHT$(ABC$, 2)
60 FITXER$ = DD$ + "M" + MM$ + "A" + AA$
65 PRINT "el fichero es..", FITXER$
70 'de las dos que siguen escoger la que corresponda al directorio fuente
80 'OPEN "i", #1, "a:" + fitxer$
90 OPEN "i", #1, "B:" + FITXER$ + ".DAT"
120 FITXER2$ = FITXER$ + ".NEW"
150 PRINT "el nuevo fichero secuencial se llama ", FITXER2$
160 PRINT "estoy creandolo en subdirectorio DATANEW"
165 'escoger segun donde se quiera crear el new
170 'open "o",#2,"b:"+fitxer2$
180 OPEN "o", #2, "datanew\" + FITXER2$
185 DD = VAL(DD$)
190 MM = VAL(MM$)
195 AA = VAL(AA$)
200 GOSUB 4010
202 'D3ANT = 0: D5ANT = 0: D7ANT = 0: D9ANT = 0
205 'SUM4 = 0: SUM6 = 0: SUM8 = 0: SUM10 = 0
210 'D4FIN = 0: D6FIN = 0: D8FIN = 0: D10FIN = 0
215 '***factor correccion excentricidad***
220 SIGMA = 2 * PI * (DDJUL - 1) / 365
225 E1 = 1.00011 + .034221 * COS(SIGMA) + .00128 * SIN(SIGMA)
230 E2 = .000719 * COS(2 * SIGMA) + .000077 * SIN(2 * SIGMA): e = E1 + E2
235 '*****declinac segun spencer*****
240 DEL1 = .006918 - .399912 * COS(SIGMA)
245 DEL2 = .070257 * SIN(SIGMA) - .006758 * COS(2 * SIGMA)
250 DEL3 = .000907 * SIN(2 * SIGMA) - .002697 * COS(3 * SIGMA)
255 DEL4 = .00148 * SIN(3 * SIGMA): DELTA = DEL1 + DEL2 + DEL3 + DEL4
260 X = (-1) * TAN(LAT) * TAN(DELTA)

```

```

265 OMEGR = PI / 2 - ATN(X / SQR(1 - (X * X))): 'omegr ang norar amanec en rad
270 Z = OMEGR * 180 * 2 / (PI * 15): 'horas sol teoricas
275 EXTRAT = 24 * 4.921 * e * COS(LAT) * COS(DELTA) * (SIN(OMEGR) - OMEGR * COS(OMEGR)) / PI
280 'la extraterrestre esta en MJ/m2
300 'D1 = -100: D2 = -100: 'para posteriores al 13/3/92 quitar esta y poner d1,d2 en 440
400 CONT1 = 0: FAROL = 0
401 '**aqui empieza el equivalente a un input de la hora seguida de 12 datos****
402 a$ = INPUT$(1, #1)
404 IF a$ <> "/" THEN GOTO 402
420 WHILE NOT EOF(1)
422 c$ = ""
424 b$ = INPUT$(1, #1): IF b$ = "#" THEN 402
426 IF b$ <> ":" THEN c$ = c$ + b$: GOTO 424
428 hora = VAL(c$)
430 e$ = INPUT$(3, #1): min = VAL(e$)
432 ho = hora + min / 60
440 INPUT #1, D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7, D8, D9, D10, D11
442 d$ = ""
444 f$ = INPUT$(1, #1)
446 IF f$ <> "/" THEN d$ = d$ + f$: GOTO 444
448 D12 = VAL(d$)
480 '**hasta aqui es como si hiciera input de la hora y 12 datos*****
490 IF ho > 24 THEN ho = 0
500 INCT = ho - HOANT
502 IF HOANT = 0 THEN INCT = 0
510 INCTM = INCT * 60
513 IF INCTM < 9 THEN 522
514 PRINT "OJO!,EL DIA "; DD; "/"; MM; "/"; AA; " ESTA INCOMPLETO O TIENE LAGUNAS"
516 PRINT "INTERVALO DE TIEMPO "; INCTM; " MINUTOS": CONT1 = CONT1 + 1
518 IF INCTM > 25 THEN FAROL = 1
520 IF CONT1 > 5 THEN FAROL = 1
522 ' D3MED = (D3 + D3ANT) / 2: D5MED = (D5 + D5ANT) / 2: D7MED = (D7 + D7ANT) / 2
525 ' D9MED = (D9 + D9ANT) / 2
530 ' D4FIN = D3MED * INCT * .0036
535 ' SUM4 = SUM4 + D4FIN
560 ' D6FIN = D5MED * INCT * .0036
561 ' SUM6 = SUM6 + D6FIN
562 ' D8FIN = D7MED * INCT * .0036
563 ' SUM8 = SUM8 + D8FIN
565 ' D10FIN = D9MED * INCT * .0036
567 ' SUM10 = SUM10 + D10FIN
569 ' PRINT #2, USING "####.###,"; HO; D1; D2; D3; SUM4; D5; SUM6; D7; SUM8; D9; SUM10; UV; SUMUV
580 ' PRINT #2, HO, D1, D2, D3, SUM4, D5, SUM6, D7, SUM8, D9, SUM10, UV, SUMUV
581 WRITE #2, ho, D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7, D8, D9, D10, D11, D12
590 HOANT = ho: ' D3ANT = D3: D5ANT = D5: D7ANT = D7: D9ANT = D9
600 WEND
610 CLOSE 1
620 CLOSE 2
625 IF FAROL = 1 THEN 660
630 ' PRINT #3, USING "####.###,"; AA; DDJUL; SUM4; SUM6; SUM8; SUM10; SUMUV; HSOLME; Z; EXTRAT; MM
631 '
632 ' PRINT #3, AA, DDJUL, SUM4, SUM6, SUM8, SUM10, SUMUV, HSOLME, Z, EXTRAT, MM
633 WRITE #3, AA, DDJUL, D4, D6, D8, D10, D12, HSOLME, Z, EXTRAT, MM
655 GOTO 673
660 PRINT #4, DDJUL, FITXERS
673 'INPUT "Deseas transformar otro? (s/n) ", AAA$
674 'IF AAA$ <> "n" THEN 50
675 NEXT i
676 CLOSE 3
678 CLOSE 4
680 END
4010 '**subrutina que convierte fecha en dia juliano *****
4110 k = 0
4130 IF DD < 1 THEN 4500

```

```
4160 DDJUL = 0
4170 IF MM = 1 THEN 4410
4180 j = MM - 1
4190 FOR h = 1 TO j
4200 IF h = 2 THEN 4360
4210 IF h = 8 THEN 4240
4220 IF k = 1 THEN 4300
4240 DDJUL = DDJUL + 31
4260 k = 1
4280 GOTO 4400
4300 DDJUL = DDJUL + 30
4320 k = 0
4340 GOTO 4400
4360 DDJUL = DDJUL + 28
4380 k = 0
4400 NEXT h
4410 DDJUL = DDJUL + DD
4420 PRINT "el "; : PRINT USING "##"; DD; : PRINT "/";
4421 PRINT USING "##"; MM; : PRINT " corresponde al ";
4422 PRINT USING "###"; DDJUL; : PRINT " juliano"
4500 RETURN
```

A II - PROGRAMAS

```

3 'a partir del 25 julio 1995 es betaerro.bas solo para evaluar error louche y nuestro
4 'proviene de BETAULTI.BAS
5 'y del prog BETAFLAR.BAS (de BETANUEV.BAS) para calcular betas de Angstrom de sevilla
6 'en valencia radito89 y tempto89 446 lineas idem 90 620 lineas
   'en sevilla 91 slradi91 y sltemp91 1365 lineas, s2rad... etc. 1181 lineas
   'idem 3er trimestre 1152 y cuarto trim 1316 incluyendo nombres de variables
7 ' por via directa
8 '2 trim corregido 722 lineas 3 trim idem 709 lineas
9 'llamada beta por Louche con directa y por via global-difusa llamada bet
10 'dat 1 trim 485 lin, 2 trim 732 lineas, 3 trim 713 lin y cuarto trim 811
11 'cambiar el for cada vez. Ultimos retoques para escriba todas las radiaciones
12 '24 MAYO 94, CON NUEVA SELECCION INSTANTES DE VALENCIA 89 Y 90 ESTAN
13 'RADIT289 Y TEMPT289 CON 183 LINEAS+VARIAB Y RADIT290+TEMPT290=328 LIN+VAR
15 ' las hum relat sevilla vienen incorrectas las obtenemos de hum espec med
17 var1$ = "djul": var2$ = "hora": var3$ = "fi": var4$ = "wp": var5$ = "tamb": var6$ = "tetaz"
18 var7$ = "glob": var8$ = "difu": var9$ = "inclat": var10$ = "direct": var11$ = "extrat"
19 var12$ = "betdire4": var13$ = "betgloce4": var14$ = "betdice4": var15$ = "dirteo"
20 OPEN "i", #1, "adrede4\RADITO89": 'si sev 90-> 1-485,2-722,3-709,4-811*****
30 OPEN "i", #2, "adrede4\TEMPTO89"
40 'OPEN "o", #3, "adrede4\91erlou"
50 'WRITE #3, var1$, var2$, var3$, var4$, var5$, var6$, var7$, var8$, var9$, var10$, var11$, var12$, var13$, va
60 OPEN "o", #4, "adrede4\89Verror"
70 WRITE #4, "dia", "hora", "glob", "dire", "difu", "dic", "betalou", "dbeti", "betapin", "dbetii"
100 '
110 'l=hh+min/60
115 '
116 'VALENCIA , HOY ES 1 AGO 1995
117 '
118 'aqui se usa max como sinonimo de condiciones extremas que darian lugar a
   'mucha difusa (por ej.) es decir mucho aerosol (beta alta) y de gran
   'tamano (alfa baja), mucho albedo, mucho vapor (wp alto), etc.
   'y ello da lugar a menos directa por eso dirmin sale con condiciones max
120 'topdir = .55: topdif = .26
130 bemin = .03: bemax = .35
140 rogmin = .1: rogmax = .3
150 'uvepmin = 1: uvepmax = 6
210 isc = 1367
211 'me inclino por criterio dir>.55 y dif<.26 de dirteo (directa de dia optimo)
   'este criterio de los porcentajes de dirteo descartado en favor de
   'poner mucho aerosol y establecer limites a directa y difusa con lo que sale
   'igualmente esos porcentajes de dirteo son muy acertados, sale lo mismo
212 efece = .84: omcer = .8
215 rg = .2: '.2572435#
220 pi = 3.141592
230 pr = pi / 180
232 alf = 1.3
235 alfmax = 1: ANNO = 90
240 'latr = .65217136#: 'lat de sev en rad
242 latr = .689056: ' lat de valencia en radianes
245 FOR i = 1 TO 446: 'si sev 90->1-485,2-722,3-709,4-811*****
246 'si sev 91->1-1364,2-1180,3-1151,4-1315 y si radito89-446 y radito90-620
250 INPUT #1, djul1, hor1, glob, difu, inclat, dire, extr, kdd, kt
260 INPUT #2, djul2, hor2, temp, pres, hurel, wmed
262 IF (djul1 - djul2) <> 0 OR (hor1 - hor2) <> 0 THEN 1884
263 IF djul1 = 0 THEN 250
264 ndia = djul1: tamb = temp / 10: pz = pres * 100: Rad = dire: l = hor1
265 IF ndia > 3384 THEN 1884: 'poner para ene 31,feb 59,mar 90,abr 120,may 151
   'jun 181,jul 212,ago 243,sep 273,oct 304,nov 334 y dic >365 o quitada****
266 IF ndia > 0 THEN 268: 'poner si ene 0,feb 31,mar 59,abr 90,may 120****
   'jun 151,jul 181,ago 212,sep 243,oct 273,nov 304 y dic 334 *****
267 GOTO 1882
268 '
269 '
270 IF l < 9 OR l > 15 THEN 1882

```

```

271 IF ndia <= 31 THEN LO = .3: GOTO 290
272 IF ndia <= 59 THEN LO = .32: GOTO 290
273 IF ndia <= 90 THEN LO = .33: GOTO 290
274 IF ndia <= 120 THEN LO = .34: GOTO 290
275 IF ndia <= 151 THEN LO = .34: GOTO 290
276 IF ndia <= 181 THEN LO = .33: GOTO 290
277 IF ndia <= 212 THEN LO = .31: GOTO 290
278 IF ndia <= 243 THEN LO = .3: GOTO 290
279 IF ndia <= 273 THEN LO = .28: GOTO 290
280 IF ndia <= 304 THEN LO = .27: GOTO 290
281 IF ndia <= 334 THEN LO = .28: GOTO 290
282 IF ndia <= 365 THEN LO = .29: GOTO 290
290 REM
360 GAMAR = 2 * pi * (ndia - 1) / 365
370 EO = 1.00011 + .034221 * COS(GAMAR) + .00128 * SIN(GAMAR) + .000719 * COS(2 * GAMAR) + .000077 * SIN(2 * G.
380 DELTA = (.006918 - .399912 * COS(GAMAR) + .070257 * SIN(GAMAR) - .006758 * COS(2 * GAMAR) + .000907 * SIN(
381 DELTAR = DELTA * pr
390 ham = -TAN(DELTAR) * TAN(latr)
403 HAMAI = (pi / 2 - ATN(ham / SQR(1 - ham * ham))) / pr
404 HAMA = 12 - HAMAI / 15
415 ' porque la hum rel de sevilla viene mal
420 TK = tamb + 273.16
425 in = Rad
430 pvs = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858): 'esto no sobra? no,sirve al menos para fi
435 '***** parche *****
440 wsinst = 1000 * .62198 * pvs / (pz - pvs): 'estas 3 sentenc que siguen para fi de wmed
450 nuinst = wmed / wsinst
460 fi = nuinst / (1 - (1 - nuinst) * (pvs / pz))
465 '***** aqui acaba el parche de fi a traves de wmed *****
470 AH = 15 * (12 - 1): AHR = AH * pr
480 REM calculo de la altitud solar, alfa1 es coseno de teta
490 alfa1 = SIN(DELTAR) * SIN(latr) + COS(DELTAR) * COS(latr) * COS(AHR)
504 tetazb = pi / 2 - ATN(alfa1 / SQR(1 - alfa1 * alfa1))
506 tetaz = tetazb / pr
570 REM calculo de las masas opticas
580 MR = 1 / (alfa1 + .15 * ((93.885 - tetaz) ^ (-1.253)))
590 ma = MR * pz / 101325!
600 REM calculo de los cm. de agua precipitable
610 wp = .493 * (fi / TK) * EXP(26.23 - 5416 / TK)
615 'wp = wp * 1.2: 'esta sentencia sobra, solo era para deformar agua precipitable y ver
620 REM calculo de los coeficientes de transmisividad
630 taor = EXP(-.0903 * (ma ^ .84) * (1 + ma - ma ^ 1.01))
640 U3 = LO * MR
645 'ojo quizas errata iqbal y sobra parentesis -(.1611 y ultimo, ver bird
650 'taoo3 = 1 - (.1611 * U3 * ((1 + 139.48 * U3) ^ (-.3035)) - .002715 * U3 * ((1 + .044 * U3 + .0003 * U3 ^ 2
653 'yo me fio mas de Bird y la cambio por la que sigue
655 taoo3 = 1 - .1611 * U3 * ((1 + 139.48 * U3) ^ (-.3035)) - .002715 * U3 * ((1 + .044 * U3 + .0003 * U3 ^ 2)
660 taog = EXP(-.0127 * ma ^ .26)
670 U1 = MR * wp: U1min = MR * uvepmin: U1max = MR * uvepmax
675 dir2 = (glob - difu) / alfa1
680 taow = 1 - 2.4959 * U1 * ((1 + 79.034 * U1) ^ .6828 + 6.385 * U1) ^ (-1)
    taowmin = 1 - 2.4959 * U1min * ((1 + 79.034 * U1min) ^ .6828 + 6.385 * U1min) ^ (-1)
    taowmax = 1 - 2.4959 * U1max * ((1 + 79.034 * U1max) ^ .6828 + 6.385 * U1max) ^ (-1)
685 dirteo = .9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow: 'directa de dia optimo
690 A = in / (.9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow)
692 'A en realidad es tao aerosoles obtenida via rad directa medida y met louche
695 AAAAA = dir2 / (.9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow)
698 'AAAA en realidad es tao aerosoles obtenida via rad directa calculada y met louche
700 d1 = .12445 * alf - .0162
710 d2 = 1.003 - .125 * alf
720 d3 = (1.089 * alf + .5123) * ma
725 IF A <= d1 THEN beta = -1: GOTO 733
730 beta = (1 / d3) * LOG(d2 / (A - d1)): 'beta por louche y direc medida
733 IF AAAAA <= d1 THEN betaind = -1: GOTO 740

```

```

735 betaind = (1 / d3) * LOG(d2 / (AAAA - d1)): 'por louche y global y difusa
740 extr = isc * EO * alfal
'por aqui calcular idmax y idmin
tamin = .12445 * alf - .0162 + (1.003 - .125 * alf) * EXP(-bemin * ma * (1.089 * alf + .5123))
taamin = 1 - (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06) * (1 - tamin)
facmin = EO * .79 * isc * alfal * tao3 * taog * taow * taamin
idamin = facmin * efece * (1 - tamin / taamin) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
idrmin = facmin * .5 * (1 - taor) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
roamin = .0685 + (1 - efece) * (1 - tamin / taamin)
dirmax = dirteo * tamin
idmmin = (dirmax * alfal + idrmin + idamin) * rogmin * roamin / (1 - rogmin * roamin)
idmin = idrmin + idamin + idmmin
tamax = .12445 * alfmax - .0162 + (1.003 - .125 * alfmax) * EXP(-bemax * ma * (1.089 * alfmax + .5123))
taamax = 1 - (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06) * (1 - tamax)
facmax = EO * .79 * isc * alfal * tao3 * taog * taow * taamax
dirmin = dirteo * tamax
idamax = facmax * efece * (1 - tamax / taamax) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
idrmax = facmax * .5 * (1 - taor) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
roamax = .0685 + (1 - efece) * (1 - tamax / taamax)
idmmax = (dirmin * alfal + idrmax + idamax) * rogmax * roamax / (1 - rogmax * roamax)
idmax = idrmax + idamax + idmmax
750 '
760 k = (glob - difu) / glob
765 kdi = in * alfal / glob
770 b = .79 / (.9751 * taor * (1 - ma + ma ^ 1.02))
780 c1 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * k / ((1 - efece) * rg))
785 C14 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * kdi / ((1 - efece) * rg))
790 c2 = (1 - k + k * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
795 C24 = (1 - kdi + kdi * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
800 x = -c2 / 2 + (SQR((c2 ^ 2) - 4 * c1)) / 2
802 x4 = -C24 / 2 + (SQR((C24 ^ 2) - 4 * C14)) / 2
805 'taoa2 en realidad es tao aerosoles obtenido via cociente K nuestro
807 axx = (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06)
810 taoa2 = x * (1 - axx) / (1 - x * axx)
811 taoa4 = x4 * (1 - axx) / (1 - x4 * axx)
812 'y taoa4 idem (o sea metodo 2) pero con directa medida
815 bet = taoa2 - d1
820 bet = bet / d2: IF bet <= 0 THEN bet = -1: GOTO 835
830 bet = -LOG(bet) / d3: 'beta metodo nuestro y glob y difu
835 bet41 = d2 / (taoa4 - d1)
838 IF bet41 <= 0 THEN bet4 = -1: GOTO 845
839 bet4 = (LOG(bet41)) / d3: 'beta metodo nuestro y directa medida
845 'BET4 ES BETA CON METODO 2 Y DIRECTA MEDIDA,BET3(BET)IDEM CON GLO Y DIF
850 'BET1(BETA) CON METODO 1 (LOUCHE) Y DIRECTA MEDIDA,BET2(BETAIND) METODO 1
860 'PERO CON GLOBAL Y DIFUSA
'beta por louche pero con global y dif es bet2(betaind),junto poner errbet2
'beta por nuestro con glob y difusa es bet3(bet). Poner al lado errbet3
'***sigue expresiones para errbet2*****bet2 y betaind seran beti y
'errbet2 sera dbeti
'
DBETI = (.05 * (glob + difu)) / (d3 * (AAAA - d1) * alfal * .9751 * EO * isc * taor * tao3 * taog * tao
'asimismo bet3 y bet sera betii y errbet3 sera dbetii
' ***seguir con dbetii
'c=f1-f2
deriv1 = -1 / (d3 * (taoa2 - d1)): 'aqui deriv del log resp a tao
dertaoc = (1 - axx) / ((1 - axx * x) ^ 2): 'deriv de tao resp a c=f1-f2
derf2ak = (efece * b - 1) / (2 * rg * (1 - efece)): 'deriv sustraendo resp a k
corch1 = (.5 * ((c2 / 2) ^ 2 + c1) ^ (-.5))
corch2 = c2 * derf2ak + (c1 / k)
'IF corch2 > 1000000 THEN 1882
'IF corch2 < -1000000 THEN 1882
derflak = corch1 * corch2: 'deriv del minuendo de c resp a k
'deriv de k resp a kd es -1 por lo que quito el primer signo -
DBETII = -deriv1 * dertaoc * (derflak - derf2ak) * .1 * difu / glob: 'ver que

```

```
'diferencial de kd(G,Gd) es nula y he alterado un signo y sale 2*0.05*difu/glob
'***ahora debere hacer que en un fichero escriba pares betaind y dbeti(louche)
'***y en el otro pares bet y dbetii (que son betas y error por nuestro
'supuesto un 5% de error de los datos experimentales glob y difu
```

```
IF DBETI < 0 THEN DBETI = -DBETI
IF DBETII < 0 THEN DBETII = -DBETII
```

```
1740 PRINT "DIA= "; ndia;
1745 'PRINT "ANNO= "; ANNO,
1750 PRINT "HORA= "; l;
1760 'PRINT "RADIACION DIR= "; in; " W/m2"
1765 'PRINT "DIRECT CALCUL= "; dir2; "W/m2"
1770 'PRINT "TEMP. SECA= "; tamb; "°C",
1780 'PRINT "H.RELATIVA= "; fi * 100; " %",
1790 'PRINT "PRESION= "; pz; " Pascales"
1795 'PRINT
1800 'PRINT "TETAZ= "; tetaz,
1810 'PRINT "WP= "; wp
1820 'PRINT "MR= "; MR,
1830 'PRINT "          MA= "; ma
1840 'PRINT "TAOR= "; taor,
1850 'PRINT "TAO03= "; tao03
1860 'PRINT "TAOG= "; taog,
1870 'PRINT "TAOW= "; TAOW,
1875 PRINT "BETA= "; beta; " BETAPIN= "; bet; "BETAIND= "; betaind
1876 'introduzco cambios para que escriba tambien glob,difu,inclat y extr y BETAPIN(BET)
1877 'IF fi >= 1! THEN 1882
1878 IF beta <= 0 THEN 1882
1879 'IF bet <= 0 THEN 1882
    'IF betaind <= 0 THEN 1882
    IF bet4 <= 0 THEN 1882
    '***aquí se aplica el criterio de seleccion dia despejado,elegido .55-.26
    '***menor error standard medio produce en las betas y la mitad de error
    '***que con seleccion manual. 28/3/94 no se usa en favor de dirmin e idmax
    'IF in < (topdir * dirteo) OR difu > (topdif * dirteo) THEN 1882
    IF in < dirmin OR difu > idmax THEN 1882
    'IF dir2 < dirmin THEN 1882
1880 'WRITE #3, ndia, l, fi, wp, tamb, tetaz, glob, difu, inclat, in, extr, beta, bet, betaind, bet4, dirteo
1881 WRITE #4, ndia, l, glob, in, difu, dir2, betaind, DBETI, bet, DBETII
1882 NEXT i
1884 CLOSE 1
1886 CLOSE 2
1888 CLOSE 4: 'CLOSE 3
1890 END
3010 REM sicromtr ,para subrut quitar 3020,3090,3100
3011 REM con tamb,th(humed),pz halla fi (humed relat.)
3020 REM input "teclea tamb,th y pz (grad y pasc) ",tamb,th,pz
3030 psh = 10 ^ (7.5 * th / (237.3 + th) + 2.7858)
3040 xsat = .622 * psh / (pz - psh)
3050 ental = .24 * th + xsat * (597 + .44 * th)
3060 xsec = (ental - .24 * tamb) / (597 + .44 * tamb)
3070 psamb = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858)
3080 fi = pz * xsec / (psamb * (.622 + xsec))
3090 REM print "fi es...",fi
3100 REM end
3110 RETURN
4010 REM **convierte fecha en dia juliano**
4105 REM *para subrutina eliminar 4120,4150,4430 y 4500+poner return*
4110 k = 0
4120 REM INPUT " introduce dia ",DD
4130 IF dd < 1 GOTO 4500
```

```
4150 REM input " introduce numero de mes ",mm
4160 ddjul = 0
4170 IF mm = 1 GOTO 4410
4180 J = mm - 1
4190 FOR H = 1 TO J
4200 IF H = 2 GOTO 4360
4210 IF H = 8 GOTO 4240
4220 IF k = 1 GOTO 4300
4240 ddjul = ddjul + 31
4260 k = 1
4280 GOTO 4400
4300 ddjul = ddjul + 30
4320 k = 0
4340 GOTO 4400
4360 ddjul = ddjul + 28
4380 k = 0
4400 NEXT H
4410 ddjul = ddjul + dd
4420 PRINT "el "; : PRINT USING "##"; dd; : PRINT "/";
4421 PRINT USING "##"; mm; : PRINT " corresponde al ";
4422 PRINT USING "###"; ddjul; : PRINT " juliano"
4430 REM goto 4110
4500 RETURN
```

A II - PROGRAMAS

```

4 'retoco el 18 de nov 94, Y PASO A LLAMARLO BETAULTI.BAS
5 'prog BETACLAR.BAS (de BETANUEV.BAS) para calcular betas de Angstrom de sevilla
6 'en valencia radito89 y tempto89 446 lineas idem 90 620 lineas
  'en sevilla 91 s1radi91 y s1temp91 1365 lineas, s2rad... etc. 1181 lineas
  'idem 3er trimestre 1152 y cuarto trim 1316 incluyendo nombres de variables
7 ' por via directa
8 '2 trim corregido 722 lineas 3 trim idem 709 lineas
9 'llamada beta y por via global-difusa llamada bet
10 'dat 1 trim 485 lin, 2 trim 732 lineas, 3 trim 713 lin y cuarto trim 811
11 'cambiar el for cada vez. Ultimos retoques para escriba todas las radiaciones
12 '24 MAYO 94, CON NUEVA SELECCION INSTANTES DE VALENCIA 89 Y 90 ESTAN
13 'RADIT289 Y TEMPT289 CON 183 LINEAS+VARIAB Y RADIT290+TEMPT290=328 LIN+VAR
15 ' las hum relat sevilla vienen incorrectas las obtenemos de hum espec med
17 var1$ = "djul": var2$ = "hora": var3$ = "fi": var4$ = "wp": var5$ = "tamb": var6$ = "tetaz"
18 var7$ = "glob": var8$ = "difu": var9$ = "inclat": var10$ = "direct": var11$ = "extrat"
19 var12$ = "betdire4": var13$ = "betgloe4": var14$ = "betdice4": var15$ = "dirteo"
20 OPEN "i", #1, "adrede\s4RADI91": 'si sev 90-> 1-485,2-722,3-709,4-811*****
30 OPEN "i", #2, "adrede\s4TEMP91"
40 OPEN "o", #3, "adrede\bm12s91f"
50 WRITE #3, var1$, var2$, var3$, var4$, var5$, var6$, var7$, var8$, var9$, var10$, var11$, var12$, var13$, var
60 'OPEN "o", #4, "c:\vacio\machac19"
70 'WRITE #4, "dia", "hora", "glob", "dire", "difu", "dic", "dirmin", "dirmax", "idmin", "idmax"
100 '
110 'l=hh+min/60
115 '
116 '
117 '
118 'aqui se usa max como sinonimo de condiciones extremas que darian lugar a
  'mucha difusa (por ej.) es decir mucho aerosol (beta alta) y de gran
  'tamano (alfa baja), mucho albedo, mucho vapor (wp alto), etc.
  'y ello da lugar a menos directa por eso dirmin sale con condiciones max
120 'topdir = .55: topdif = .26
130 bemin = .03: bemax = .35
140 rogmin = .1: rogmax = .3
150 'uvepmin = 1: uvepmax = 6
210 isc = 1367
211 'me inclino por criterio dir>.55 y dif<.26
212 efece = .84: omcer = .8
215 rg = .2: '.2572435#
220 pi = 3.141592
230 pr = pi / 180
232 alf = 1.3
235 alfmax = 1: ANO = 91
240 latr = .65217136#: 'lat de sev en rad
242 'latr = .689056: ' lat de valencia en radianes
245 FOR i = 1 TO 1315: 'si sev 90->1-485,2-722,3-709,4-811*****
246 'si sev 91->1-1364,2-1180,3-1151,4-1315 y si radito89-446 y radito90-620
250 INPUT #1, djul1, hor1, glob, difu, inclat, dire, extr, kdd, kt
260 INPUT #2, djul2, hor2, temp, pres, hurel, wmed
262 IF (djul1 - djul2) <> 0 OR (hor1 - hor2) <> 0 THEN 1884
263 IF djul1 = 0 THEN 250
264 ndia = djul1: tamb = temp / 10: pz = pres * 100: Rad = dire: l = hor1
265 IF ndia > 3384 THEN 1884: 'poner para ene 31,feb 59,mar 90,abr 120,may 151
  'jun 181,jul 212,ago 243,sep 273,oct 304,nov 334 y dic >365 o quitada****
266 IF ndia > 334 THEN 268: 'poner si ene 0,feb 31,mar 59,abr 90,may 120*****
  'jun 151,jul 181,ago 212,sep 243,oct 273,nov 304 y dic 334 *****
267 GOTO 1882
268 '
269 '
270 IF l < 9 OR l > 15 THEN 1882
271 IF ndia <= 31 THEN LO = .3: GOTO 290
272 IF ndia <= 59 THEN LO = .32: GOTO 290
273 IF ndia <= 90 THEN LO = .33: GOTO 290
274 IF ndia <= 120 THEN LO = .34: GOTO 290

```

```

275 IF ndia <= 151 THEN LO = .34: GOTO 290
276 IF ndia <= 181 THEN LO = .33: GOTO 290
277 IF ndia <= 212 THEN LO = .31: GOTO 290
278 IF ndia <= 243 THEN LO = .3: GOTO 290
279 IF ndia <= 273 THEN LO = .28: GOTO 290
280 IF ndia <= 304 THEN LO = .27: GOTO 290
281 IF ndia <= 334 THEN LO = .28: GOTO 290
282 IF ndia <= 365 THEN LO = .29: GOTO 290
290 REM
360 GAMAR = 2 * pi * (ndia - 1) / 365
370 EO = 1.00011 + .034221 * COS(GAMAR) + .00128 * SIN(GAMAR) + .000719 * COS(2 * GAMAR) + .000077 * SIN(2 * GAMAR)
380 DELTA = (.006918 - .399912 * COS(GAMAR) + .070257 * SIN(GAMAR) - .006758 * COS(2 * GAMAR) + .000907 * SIN(2 * GAMAR))
381 DELTAR = DELTA * pr
390 ham = -TAN(DELTAR) * TAN(latr)
403 HAMAI = (pi / 2 - ATN(ham / SQR(1 - ham * ham))) / pr
404 HAMA = 12 - HAMAI / 15
415 ' porque la hum rel de sevilla viene mal
420 TK = tamb + 273.16
425 in = Rad
430 pvs = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858): 'esto no sobra? no, sirve al menos para fi
435 '***** parche *****
440 wsinst = 1000 * .62198 * pvs / (pz - pvs): 'estas 3 sentenc que siguen para fi de wmed
450 nuinst = wmed / wsinst
460 fi = nuinst / (1 - (1 - nuinst) * (pvs / pz))
465 '***** aqui acaba el parche de fi a traves de wmed *****
470 AH = 15 * (12 - 1): AHR = AH * pr
480 REM calculo de la altitud solar
490 alfa1 = SIN(DELTAR) * SIN(latr) + COS(DELTAR) * COS(latr) * COS(AHR)
504 tetazb = pi / 2 - ATN(alfa1 / SQR(1 - alfa1 * alfa1))
506 tetaz = tetazb / pr
570 REM calculo de las masas opticas
580 MR = 1 / (alfa1 + .15 * ((93.885 - tetaz) ^ (-1.253)))
590 ma = MR * pz / 101325!
600 REM calculo de los cm. de agua precipitable
610 wp = .493 * (fi / TK) * EXP(26.23 - 5416 / TK)
615 'wp = wp * 1.2: 'esta sentencia sobra, solo es para deformar agua precipitable
620 REM calculo de los coeficientes de transmisividad
630 taor = EXP(-.0903 * (ma ^ .84) * (1 + ma - ma ^ 1.01))
640 U3 = LO * MR
645 'ojo quizas errata igbal y sobra parentesis -(.1611 y ultimo, ver bird
650 taoo3 = 1 - (.1611 * U3 * ((1 + 139.48 * U3) ^ (-.3035)) - .002715 * U3 * ((1 + .044 * U3 + .0003 * U3 ^ 2)
660 taog = EXP(-.0127 * ma ^ .26)
670 U1 = MR * wp: U1min = MR * uvepmin: U1max = MR * uvepmax
675 dir2 = (glob - difu) / alfa1
680 taow = 1 - 2.4959 * U1 * ((1 + 79.034 * U1) ^ .6828 + 6.385 * U1) ^ (-1)
    taowmin = 1 - 2.4959 * U1min * ((1 + 79.034 * U1min) ^ .6828 + 6.385 * U1min) ^ (-1)
    taowmax = 1 - 2.4959 * U1max * ((1 + 79.034 * U1max) ^ .6828 + 6.385 * U1max) ^ (-1)
685 dirteo = .9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow: 'directa de dia optimo
690 A = in / (.9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow)
692 'A en realidad es tao aerosoles obtenida via rad directa medida
695 AAAA = dir2 / (.9751 * EO * isc * taor * taoo3 * taog * taow)
698 'AAAA en realidad es tao aerosoles obtenida via rad directa calculada
700 d1 = .12445 * alf - .0162
710 d2 = 1.003 - .125 * alf
720 d3 = (1.089 * alf + .5123) * ma
725 IF A <= d1 THEN beta = -1: GOTO 733
730 beta = (1 / d3) * LOG(d2 / (A - d1))
733 IF AAAA <= d1 THEN betaind = -1: GOTO 740
735 betaind = (1 / d3) * LOG(d2 / (AAAA - d1))
740 extr = isc * EO * alfa1
    'por aqui calcular idmax y idmin
    tamin = .12445 * alf - .0162 + (1.003 - .125 * alf) * EXP(-bemin * ma * (1.089 * alf + .5123))
    taamin = 1 - (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06) * (1 - tamin)
    facmin = EO * .79 * isc * alfa1 * taoo3 * taog * taow * taamin

```

```

idamin = facmin * efece * (1 - tamin / taamin) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
idrmin = facmin * .5 * (1 - taor) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
roamin = .0685 + (1 - efece) * (1 - tamin / taamin)
dirmax = dirteo * tamin
idmmin = (dirmax * alfal + idrmin + idamin) * rogmin * roamin / (1 - rogmin * roamin)
idmin = idrmin + idamin + idmmin
tamax = .12445 * alfmax - .0162 + (1.003 - .125 * alfmax) * EXP(-bemax * ma * (1.089 * alfmax + .5123))
taamax = 1 - (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06) * (1 - tamax)
facmax = EO * .79 * isc * alfal * tao03 * taog * taow * taamax
dirmin = dirteo * tamax
idamax = facmax * efece * (1 - tamax / taamax) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
idrmax = facmax * .5 * (1 - taor) / (1 - ma + ma ^ 1.02)
roamax = .0685 + (1 - efece) * (1 - tamax / taamax)
idmmax = (dirmin * alfal + idrmax + idamax) * rogmax * roamax / (1 - rogmax * roamax)
idmax = idrmax + idamax + idmmax

750 '
760 K = (glob - difu) / glob
765 kdi = in * alfal / glob
770 b = .79 / (.9751 * taor * (1 - ma + ma ^ 1.02))
780 C1 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * K / ((1 - efece) * rg))
785 C14 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * kdi / ((1 - efece) * rg))
790 C2 = (1 - K + K * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
795 C24 = (1 - kdi + kdi * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
800 x = -C2 / 2 + (SQR((C2 ^ 2) - 4 * C1)) / 2
802 x4 = -C24 / 2 + (SQR((C24 ^ 2) - 4 * C14)) / 2
805 'taoa2 en realidad es tao aerosoles obtenido via cociente K nuestro
807 axx = (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06)
810 taoa2 = x * (1 - axx) / (1 - x * axx)
811 taoa4 = x4 * (1 - axx) / (1 - x4 * axx)
812 'y taoa4 idem (o sea metodo 2).pero con directa medida
815 bet = taoa2 - d1
820 bet = bet / d2: IF bet <= 0 THEN bet = -1: GOTO 835
830 bet = -LOG(bet) / d3
835 bet41 = d2 / (taoa4 - d1)
838 IF bet41 <= 0 THEN bet4 = -1: GOTO 845
839 bet4 = (LOG(bet41)) / d3
845 'BET4 ES BETA CON METODO 2 Y DIRECTA MEDIDA,BET3(BET)IDEM CON GLO Y DIF
850 'BET1(BETA) CON METODO 1 (LOUCHE) Y DIRECTA MEDIDA,BET2(BETAIND) METODO 1
860 'PERO CON GLOBAL Y DIFUSA
1740 PRINT "DIA= "; ndia;
1745 'PRINT "ANNO= "; ANO,
1750 PRINT "HORA= "; l;
1760 'PRINT "RADIACION DIR= "; in; " W/m2"
1765 'PRINT "DIRECT CALCUL= "; dir2; "W/m2"
1770 'PRINT "TEMP. SECA= "; tamb; "°C",
1780 'PRINT "H.RELATIVA= "; fi * 100; " %",
1790 'PRINT "PRESION= "; pz; " Pascales"
1795 'PRINT
1800 'PRINT "TETAZ= "; tetaz,
1810 'PRINT "WP= "; wp
1820 'PRINT "MR= "; MR,
1830 'PRINT "          MA= "; ma
1840 'PRINT "TAOR= "; taor,
1850 'PRINT "TAO03= "; tao03
1860 'PRINT "TAOG= "; taog,
1870 'PRINT "TAOW= "; TAOW,
1875 PRINT "BETA= "; beta; " BETAPIN= "; bet; "BETAIND= "; betaind
1876 'introduzco cambios para que escriba tambien glob,difu,inclat y extr y BETAPIN(BET)
1877 'IF fi >= 1! THEN 1882
1878 IF beta <= 0 THEN 1882
1879 'IF bet <= 0 THEN 1882
      'IF betaind <= 0 THEN 1882
      IF bet4 <= 0 THEN 1882
      '***aquí se aplica el criterio de seleccion dia despejado,elegido .55-.26

```

```

'***menor error standard medio produce en las betas y la mitad de error
'***que con seleccion manual. 28/3/94 no se usa en favor de dirmin e idmax
'IF in < (topdir * dirteo) OR difu > (topdif * dirteo) THEN 1882
IF in < dirmin OR difu > idmax THEN 1882
'IF dir2 < dirmin THEN 1882
1880 WRITE #3, ndia, l, fi, wp, tamb, tetaz, glob, difu, inclat, in, extr, beta, bet, betaind, bet4, dirteo
1881 'WRITE #4, ndia, l, glob, in, difu, dir2, dirmin, dirmax, idmin, idmax
1882 NEXT i
1884 CLOSE 1
1886 CLOSE 2
1888 CLOSE 3: 'CLOSE 4
1890 END
3010 REM sicromtr ,para subrut quitar 3020,3090,3100
3011 REM con tamb,th(humed),pz halla fi (humed relat.)
3020 REM input "teclea tamb,th y pz (grad y pasc) ",tamb,th,pz
3030 psh = 10 ^ (7.5 * th / (237.3 + th) + 2.7858)
3040 xsat = .622 * psh / (pz - psh)
3050 ental = .24 * th + xsat * (597 + .44 * th)
3060 xsec = (ental - .24 * tamb) / (597 + .44 * tamb)
3070 psamb = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858)
3080 fi = pz * xsec / (psamb * (.622 + xsec))
3090 REM print "fi es...",fi
3100 REM end
3110 RETURN
4010 REM **convierte fecha en dia juliano**
4105 REM *para subrutina eliminar 4120,4150,4430 y 4500+poner return*
4110 K = 0
4120 REM INPUT " introduce dia ",DD
4130 IF dd < 1 GOTO 4500
4150 REM input " introduce numero de mes ",mm
4160 ddjul = 0
4170 IF mm = 1 GOTO 4410
4180 J = mm - 1
4190 FOR H = 1 TO J
4200 IF H = 2 GOTO 4360
4210 IF H = 8 GOTO 4240
4220 IF K = 1 GOTO 4300
4240 ddjul = ddjul + 31
4260 K = 1
4280 GOTO 4400
4300 ddjul = ddjul + 30
4320 K = 0
4340 GOTO 4400
4360 ddjul = ddjul + 28
4380 K = 0
4400 NEXT H
4410 ddjul = ddjul + dd
4420 PRINT "el "; : PRINT USING "##"; dd; : PRINT "/";
4421 PRINT USING "##"; mm; : PRINT " corresponde al ";
4422 PRINT USING "###"; ddjul; : PRINT " juliano"
4430 REM goto 4110
4500 RETURN

```

```

5 'adaptado para que LOS FICHEROS 00M00A00.NEW DE UN AÑO O TRIMESTRE
7 'cómo las horas no son exactas redondea horas y 1/2 horas(lapso 3.5 minutos)
8 '(ver esto por sentencias 136, 138 y 140)
10 'VAYAN CONFECCIONANDO FICHEROS DEL TIPO VADIAR92,V??RAD92,V??TEM92,V??HOR92
15 'DONDE LOS ?? SUSTITUYEN EL NUMERO DE MES
20 'HOY ES... 8 feb 95
25 'A PARTIR DE HOY 17 DE ENERO 95, EN QUE HE ANADIDO DECLIN Y ZENITAL, SE
26 'LLAMARA ESTE PROGRAMA BASEDATO.BAS, PUES SIRVE PARA CREAR ESO.
60 'ojo se pierde la ultima hora si no tiene media despues
65 'y idem la primera si idem antes, es decir se pierde pero es logico
68 'el programa se llamaBA HORARVA2.BAS crea los ficheros de abajo(15/1/94)
69 'he hecho un ultimo retoque(observarlo)para evitar que a la primera 1/2 hora
70 'le reste cero sin haber pasado por una 1/2 hora anterior(ver sent 118,170)
OPEN "a", #6, "adrede2\vadiar91": ' <<----- cambiar si nuevo anno
'WRITE #6, "dia", "declin", "glob", "difu", "incl", "dire", "ultrv", "extrat", "kdd", "kt"
71 OPEN "o", #2, "adrede2\v12rad91": ' <<----- cambiar cada vez (y los data)
72 OPEN "o", #3, "adrede2\v12hor91": ' <<----- cambiar cada vez (y los data)
OPEN "o", #5, "adrede2\v12tem91": ' <<----- cambiar cada vez (y los data)
WRITE #2, "DIA", "HORA", "AZENIT", "GLOB", "DIFU", "INCL", "DIRE", "UV", "EXTR", "KDD", "KT"
WRITE #3, "DIA", "HORA", "AZENIT", "KJGL", "KJDI", "KJINC", "KJDIR", "KJUV", "KJEXT", "KDDH", "KTH"
WRITE #5, "DIA", "HORA", "10t", "P/100", "FI"
'DATA 300893,310893
'DATA 010194,020194,030194,040194,050194,060194,070194,080194,090194,100194
'DATA 110194,120194,130194,140194,170194,180194,190194,200194
'DATA 210194,220194,230194,240194,250194,260194,270194,280194
'DATA 010294,020294,030294,040294,050294,070294,080294,090294,100294
'DATA 110294,120294,130294,140294,150294,180294,190294,200294
'DATA 210294,220294,230294,240294,250294,260294,270294,280294
'DATA 040394,050394,060394,070394,080394,090394,100394
'DATA 110394,120394,140394,150394,160394,170394,180394,190394,200394
'DATA 220394,230394,240394,250394,260394,270394,280394,290394,300394,310394
'DATA 010491,020491,030491,040491,050491,090491,100491
'DATA 110491,120491,130491,140491,150491,160491,170491,180491,190491,200491
'DATA 210491,220491,230491,240491,250491,260491,270491,280491,290491,300491
'DATA 010591,020591,030591,040591,050591,060591,070591,080591,090591,100591
'DATA 110591,120591,130591,140591,150591,160591,170591,180591,190591,200591
'DATA 210591,220591,230591,240591,250591,260591,270591,280591,290591,300591,310591
'DATA 010691,020691,030691,040691,050691,060691,070691,080691,090691,100691
'DATA 110691,120691,130691,140691,150691,160691,170691,180691,190691,200691
'DATA 210691,220691,230691,240691,250691,260691,270691,280691,290691,300691
'DATA 010791,020791,030791,040791,050791,060791,070791,080791,090791,100791
'DATA 110791,120791,130791,140791,150791,160791,170791,180791,190791,200791
'DATA 210791,220791,230791,240791
'DATA 070891,080891,090891,100891
'DATA 110891,120891,130891,140891,150891,160891,170891,180891,190891,200891
'DATA 210891,220891,230891,240891,250891,260891,270891,280891,290891,300891,310891
'DATA 010991,020991,030991,040991,050991,060991,070991,080991,090991,100991
'DATA 110991,120991,130991,140991,150991,160991,170991,180991,190991,200991
'DATA 210991,220991,230991,240991,250991,260991,270991,280991,290991,300991
'DATA 011091,021091,031091,041091,051091,061091,071091,081091,091091,101091
'DATA 111091,121091,131091,141091,151091,161091,171091,181091,191091,201091
'DATA 211091,221091,231091,241091,251091,261091,271091,281091,291091,301091,311091
'DATA 011191,021191,031191,041191,051191,061191,071191,081191,091191,101191
'DATA 111191,121191,131191,141191,151191,161191,171191,181191,191191,201191
'DATA 211191,221191,241191,251191,261191,271191,281191,291191,301191
DATA 011291,021291,031291,041291,051291,061291,071291,081291,091291
DATA 111291,121291,131291,141291,151291,161291,171291,181291,191291,201291
DATA 211291,221291,231291,241291,251291,261291,271291,281291,291291,301291,311291
73 'DATA
74 lat = .689056#: pi = 3.141592: 'ya latitud valencia
pres = 101325
75 FOR I = 1 TO 30: ' <<----- cambiar cada vez
76 READ a$
dd$ = LEFT$(a$, 2): aaa$ = RIGHT$(a$, 4): mm$ = LEFT$(aaa$, 2): aa$ = RIGHT$(a$, 2)

```

```

adef$ = dd$ + "m" + mm$ + "a" + aa$ + ".new"
mm = VAL(mm$)
dd = VAL(dd$)
aa = VAL(aa$)
GOSUB 4100
80 bisal = 0: bisa2 = 0: BISA3 = 0: BISA4 = 0: BISA5 = 0: BISA6 = 0
85 BISA7 = 0: BISA8 = 0: BISA9 = 0: BISA10 = 0
95 OPEN "i", #1, "valenci2\" + adef$: ' <<----- cambiar, segun donde esten
100 'OPEN "i", #4, "a:t91-" + a$ (esto era para sevilla)
105 djul = ddjul
106 SIGMA = 2 * pi * (djul - 1) / 365
107 E1 = 1.00011 + .034221 * COS(SIGMA) + .00128 * SIN(SIGMA)
108 E2 = .000719 * COS(2 * SIGMA) + .000077 * SIN(2 * SIGMA)
109 e = E1 + E2
110 DEL1 = .006918 - .399912 * COS(SIGMA) + .070257 * SIN(SIGMA) - .006758 * COS(2 * SIGMA)
111 DEL2 = .000907 * SIN(2 * SIGMA) - .002697 * COS(3 * SIGMA) + .00148 * SIN(3 * SIGMA)
114 del = DEL1 + DEL2
    delg = del * 180 / pi
    x = (-1) * TAN(lat) * TAN(del)
    omeama = pi / 2 - ATN(x / SQR(1 - (x * x)))
    extdia = 5 * 23620.8 * e * COS(lat) * COS(del) * (SIN(omeama) - omeama * COS(omeama)) / pi
118 SUS1 = -1: SUS2 = 0: SUS3 = 0: SUS4 = 0: sus5 = 0
120 WHILE NOT EOF(1)
130 INPUT #1, hora, temp, hrel, dire, sudi, glob, sugl, incl, suin, difu, sudf, ulvi, suuv
    'INPUT #1, a1, a2, A3, a4, A5, a6, A7, a8, A9, a10
132 'INPUT #4, b1, b2, B3, b4, b5, B6, B7
    a1 = INT(hora)
    IF temp < -10000000 OR temp > 10000000 THEN temp = -1000
    IF suuv < -10000000 OR suuv > 10000000 THEN suuv = -100
    'IF b1 <> a1 OR b2 <> a2 THEN 132
    a2 = (hora - INT(hora)) * 60
    a3 = glob
    a4 = sugl * 1000
    a5 = difu
    a6 = sudf * 1000
    a7 = incl
    a8 = suin * 1000
    a9 = dire
    a10 = sudi * 1000
    a11 = ulvi
    a12 = suuv * 1000
    b3 = temp * 10
    b6 = pres / 100
    b7 = hrel
    IF a2 >= 56.5 THEN 136
    GOTO 138
136 a1 = a1 + 1
    a2 = 0
138 IF a2 <= 3.5 THEN a2 = 0
    IF a2 >= 26.5 AND a2 <= 33.5 THEN a2 = 30
140 IF a2 = 0 OR a2 = 30 THEN 145
    GOTO 550
145 hor = a1 + a2 / 60
    'IF rebisa = hor THEN 130
150 IF a2 = 0 THEN 500
155 'ojo aqui ver si funciona el TEST para que no entren 2 1/2 horas seguidas
160 MIN1 = a4: MIN2 = a6: MIN3 = a8: MIN4 = a10: min5 = a12
170 IF SUS1 < 0 THEN 395
180 'hor = a1 + a2 / 60
    'IF rereb = hor THEN 550
185 IF bisal = 0 THEN 395
187 IF (a1 - bisal) >= 1 THEN 395
    IF rereb = hor THEN 550
188 IF TEST = 0 THEN 395

```

```

A4N = MIN1 - SUS1: A6N = MIN2 - SUS2: A8N = MIN3 - SUS3: A10N = MIN4 - SUS4
a12n = min5 - sus5
189 OMEG = (12 - bisal) * 15 * pi / 180
'hor = a1 + a2 / 60
OMEHOR = (12 - hor) * 15 * pi / 180
coszenh = SIN(del) * SIN(lat) + COS(del) * COS(lat) * COS(OMEHOR)
190 coszen = SIN(del) * SIN(lat) + COS(del) * COS(lat) * COS(OMEG)
azenh = pi / 2 - ATN(coszenh / SQR(1 - (coszenh ^ 2)))
azen = pi / 2 - ATN(coszen / SQR(1 - (coszen ^ 2)))
azenhg = azenh * 180 / pi
azeng = azen * 180 / pi
191 IF coszen < 0 THEN coszen = 0
IF coszenh < 0 THEN coszenh = 0
192 EXTRAT = 2 * 683.5 * e * coszenh: 'la extraterrestre instantanea en w/m2 A LA MEDIA
194 EXTRHOR = 5 * 984.2 * e * coszen: 'la extraterr integr horaria en kj/m2
196 IF EXTRHOR <> 0 AND EXTRAT <> 0 THEN 200
198 KDDHOR = 0: KTHOR = 0: KDDINST = 0: KTINST = 0
199 GOTO 280
'lo que aqui se llama kd en realidad es kdd
200 KDDHOR = A6N / EXTRHOR: KTHOR = A4N / EXTRHOR
210 KDDINST = a5 / EXTRAT: KTINST = a3 / EXTRAT
280 IF hor < 8 OR hor > 16.5 THEN 330
'IF hor = rereb THEN 392
290 WRITE #2, djul, hor, azenhg, a3, a5, a7, a9, a11, EXTRAT, KDDINST, KTINST
295 WRITE #5, djul, hor, b3, b6, b7
320 WRITE #3, djul, bisal, azeng, A4N, A6N, A8N, A10N, a12n, EXTRHOR, KDDHOR, KTHOR
330 rereb = hor
392 PRINT "procesando dia juliano "; djul, "hora "; bisal, "mes "; mm
395 SUS1 = MIN1: SUS2 = MIN2: SUS3 = MIN3: SUS4 = MIN4: TEST = 0: sus5 = min5
398 GOTO 550
500 IF a1 = rebisa THEN 550
bisa1 = a1: bisa2 = a2: BISA3 = a3: BISA4 = a4: BISA5 = a5: BISA6 = a6
510 BISA7 = a7: BISA8 = a8: BISA9 = a9: BISA10 = a10: TEST = 1: bisa11 = a11: bisa12 = a12
bisb3 = b3: bisb6 = b6: bisb7 = b7
515 OMEG = (12 - bisal) * 15 * pi / 180
520 coszen = SIN(del) * SIN(lat) + COS(del) * COS(lat) * COS(OMEG)
azen = pi / 2 - ATN(coszen / SQR(1 - (coszen ^ 2)))
azeng = azen * 180 / pi
525 IF coszen < 0 THEN coszen = 0
530 EXTRAT = 2 * 683.5 * e * coszen: 'la extraterrestre instantanea en w/m2
533 IF EXTRAT = 0 GOTO 550
535 KDDINST = BISA5 / EXTRAT: KTINST = BISA3 / EXTRAT
537 IF bisa1 < 8 OR bisa1 > 16 THEN 545
IF bisa1 = rebisa THEN 545
540 WRITE #2, djul, bisa1, azeng, BISA3, BISA5, BISA7, BISA9, bisa11, EXTRAT, KDDINST, KTINST
543 WRITE #5, djul, bisa1, bisb3, bisb6, bisb7
rebisa = bisa1
545 'IF bisa1 <> bisb1 THEN 567
550 'IF (a1 - bisa1) > 1 OR (a2 - bisa2) > 20 THEN 567
555 WEND
560 CLOSE 1
kddia = a6 / extdia: ktia = a4 / extdia
562 WRITE #6, djul, delg, a4, a6, a8, a10, a12, extdia, kddia, ktia
565 NEXT I
566 GOTO 570
567 PRINT "error en el dia "; djul, "hora "; bisal
568 CLOSE 1
570 CLOSE 2: CLOSE 3: CLOSE 5
575 CLOSE 6
590 END
4100 REM nombre FECHAJUL.BAS **convierte fecha en dia juliano**
4105 REM *para subrutina eliminar 4120,4150,4430 y 4500+poner return*
4110 K = 0
4120 'INPUT " introduce dia ", dd

```

```
4130 IF dd < 1 GOTO 4500
4150 'INPUT " introduce numero de mes ", mm
4160 ddjul = 0
4170 IF mm = 1 GOTO 4410
4180 J = mm - 1
4190 FOR H = 1 TO J
4200 IF H = 2 GOTO 4360
4210 IF H = 8 GOTO 4240
4220 IF K = 1 GOTO 4300
4240 ddjul = ddjul + 31
4260 K = 1
4280 GOTO 4400
4300 ddjul = ddjul + 30
4320 K = 0
4340 GOTO 4400
4360 ddjul = ddjul + 28: 'ojo 29 para 92 bisiestos
4380 K = 0
4400 NEXT H
4410 ddjul = ddjul + dd
4420 PRINT "el "; : PRINT USING "##"; dd; : PRINT "/";
4421 PRINT USING "##"; mm; : PRINT " corresponde al ";
4422 PRINT USING "###"; ddjul; : PRINT " juliano"
4430 'GOTO 4110
4500 'LOCATE 23, 1: PRINT "@Copyright J.V.Bosca(1991)"
4510 'PRINT "Pulse cualquier tecla para salir al sistema"
4520 'WHILE INKEY$ <> "": WEND
4530 'WHILE INKEY$ = "": WEND
4540 'CLS
4550 RETURN: 'END
```

```

2 'FECHA 13 DE OCTUBRE DE 1995
3 'NOMBRE ESPECT02.BAS
4 'ESTE PROG PARTE DE ESPECTRO.BAS PERO HARE CAMBIOS PARA DIBUJAR GRAFICAS
5 PRINT "APORTANDO LOS DATOS QUE SE SOLICITARAN, CALCULA"
6 PRINT "EL COEFICIENTE BETA DE ANGSTROM POR LOUCHE Y POR NUESTRO METODO"
7 PRINT "Y USANDO LA BETA DE NUESTRO METODO HACE PREDICCION DE ESPECTROS"
8 PRINT "HAY QUE APORTAR FECHA Y TEMPERATURAS SECA Y HUMEDA"
9 PRINT "INDICA DONDE PROCEDE APLICARLO"
10 INPUT "TECLEAR: 1- PARA VALENCIA, 2- PARA SEVILLA, 3- PARA OTRO LUGAR >", opcio
11 DIM lambda(122), GLO(122), dire(122), DIF(122), EXTR(122)
12 IF opcio <> 1 AND opcio <> 2 AND opcio <> 3 THEN 29000
18 INPUT "INTRODUCE DIA >", DD$
20 INPUT "INTRODUCE MES (dos cifras) >", MM$
30 INPUT "INTRODUCE AÑO (dos cifras) >", ano$
35 DD = VAL(DD$): MM = VAL(MM$)
40 GOSUB 44010
45 FI = 0
50 NDIA = ddjul
60 INPUT "INTRODUCE HORA, (COMA)MINUTOS (LOCAL TIME) >", hh$, MIN$
70 INPUT "INTRODUCE IRRADIANCIA GLOBAL (en w/m2) >", GLOB
75 INPUT "INTRODUCE IRRADIANCIA DIFUSA (en w/m2) >", DIFU
80 INPUT "INTRODUCE TEMPERATURA (°C) >", tamb
82 INPUT "DARAS HUMEDAD RELAT EN FRACCION DE 1 EN LUGAR DE t HUMEDA? (s/n)>", hum$
84 IF hum$ <> "S" AND hum$ <> "s" AND hum$ <> "SI" AND hum$ <> "SI" THEN 90
86 INPUT "TECLEA HUMEDAD RELATIVA EN FRACCIONES DE UNIDAD >", FI
87 GOTO 95
90 INPUT "INTRODUCE TEMPERATURA HUMEDA (°C) >", th
95 INPUT "LA PRESION ES 1 atm? (s/n) >", PZ$
97 IF PZ$ <> "S" AND PZ$ <> "s" AND PZ$ <> "SI" AND PZ$ <> "SI" THEN 100
98 PZ = 101325: GOTO 105
100 INPUT "INTRODUCE PRESION (en Pa) >", PZ
105 hh = VAL(hh$): MIN = VAL(MIN$)
110 L = hh + MIN / 60
120 PI = 3.141592
122 PR = PI / 180
240 LAT = 39.48: latr = LAT * PR
271 IF NDIA <= 31 THEN LO = .3: GOTO 290
272 IF NDIA <= 59 THEN LO = .32: GOTO 290
273 IF NDIA <= 90 THEN LO = .33: GOTO 290
274 IF NDIA <= 120 THEN LO = .34: GOTO 290
275 IF NDIA <= 151 THEN LO = .34: GOTO 290
276 IF NDIA <= 181 THEN LO = .33: GOTO 290
277 IF NDIA <= 212 THEN LO = .31: GOTO 290
278 IF NDIA <= 243 THEN LO = .3: GOTO 290
279 IF NDIA <= 273 THEN LO = .28: GOTO 290
280 IF NDIA <= 304 THEN LO = .27: GOTO 290
281 IF NDIA <= 334 THEN LO = .28: GOTO 290
282 IF NDIA <= 365 THEN LO = .29: GOTO 290
290 REM
360 GAMAR = 2 * PI * (NDIA - 1) / 365
370 EO = 1.00011 + .034221 * COS(GAMAR) + .00128 * SIN(GAMAR) + .000719 * COS(2 * GAMAR) + .000077 * SIN(2 * GAMAR)
380 DELTA = (.006918 - .399912 * COS(GAMAR) + .070257 * SIN(GAMAR) - .006758 * COS(2 * GAMAR) + .000907 * SIN(2 * G
381 DELTAR = DELTA * PR
390 ham = -TAN(DELTAR) * TAN(latr)
403 HAMAI = (PI / 2 - ATN(ham / SQR(1 - ham * ham))) / PR
404 HAMA = 12 - HAMAI / 15
408 IF hum$ = "S" OR hum$ = "s" OR hum$ = "SI" OR hum$ = "SI" THEN 420
409
410 GOSUB 33010
420 TK = tamb + 273.16
430 PVS = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858)
470 AH = 15 * (12 - L): AHR = AH * PR

```

```

480 REM calculo de la altitud solar
490 ALFA1 = SIN(DELTAR) * SIN(latr) + COS(DELTAR) * COS(latr) * COS(AHR)
500 in = (GLOB - DIFU) / ALFA1
504 tetazb = PI / 2 - ATN(ALFA1 / SQR(1 - ALFA1 * ALFA1))
506 TETAZ = tetazb / PR
570 REM calculo de las masas opticas
575 'LA MASA DE AIRE RELAT QUE SIGUE ES LA REVISADA EN 1989 DE KASTEN Y YOUNG
580 MR = 1 / (ALFA1 + .50572 * ((96.07995 - TETAZ) ^ (-1.6364)))
590 ma = MR * PZ / 101325!
600 REM calculo de los cm. de agua precipitable
610 WP = .493 * (FI / TK) * EXP(26.23 - 5416 / TK)
620 REM calculo de los coeficientes de transmisividad
630 taor = EXP(-.0903 * (ma ^ .84) * (1 + ma - ma ^ 1.01))
640 U3 = LO * MR
645 'ojo, errata iqbal CORREGIDA, sobraBA parentesis -(.1611 y ultimo,ver bird
650 tao3 = 1 - .1611 * U3 * ((1 + 139.48 * U3) ^ (-.3035)) - .002715 * U3 * ((1 + .044 * U3 + .0003 * U3 ^ 2) ^ (-
660 taog = EXP(-.0127 * ma ^ .26)
670 U1 = MR * WP
680 taow = 1 - 2.4959 * U1 * ((1 + 79.034 * U1) ^ .6828 + 6.385 * U1) ^ (-1)
1200 '*****EMPIEZA FICH2.BAS*****
1210 isc = 1367
1211 '
1212 efece = .84: omcer = .8
1215 rg = .2: '.2572435#
1220 PI = 3.141592
1230 PR = PI / 180
1232 ALF = 1.3
1235 ALPHA = ALF
1240 'latr = .65217136#: 'lat de sev en rad
1242 'latr = .689056: ' lat de valencia en radianes
1690 A = in / (.9751 * EO * isc * taor * tao3 * taog * taow)
1700 d1 = .12445 * ALF - .0162
1710 d2 = 1.003 - .125 * ALF
1720 d3 = (1.089 * ALF + .5123) * ma
1725 IF A <= d1 THEN beta = -1: GOTO 1733
1730 beta = (1 / d3) * LOG(d2 / (A - d1)): 'ESTO ES BETI2
1733 '
1760 k = (GLOB - DIFU) / GLOB
1765 'kdi = in * alfa1 / glob
1770 b = .79 / (.9751 * taor * (1 - ma + ma ^ 1.02))
1780 C1 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * k / ((1 - efece) * rg))
1785 'C14 = -((.5 * (1 - taor) + efece) * b * kdi / ((1 - efece) * rg))
1790 C2 = (1 - k + k * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
1795 'C24 = (1 - kdi + kdi * efece * b - (1.0685 - efece) * rg) / ((1 - efece) * rg)
1800 x = -C2 / 2 + (SQR((C2 ^ 2) - 4 * C1)) / 2
1802 'x4 = -C24 / 2 + (SQR((C24 ^ 2) - 4 * C14)) / 2
1805 'taoa2 en realidad es tao aerosoles obtenido via cociente K nuestro
1807 axx = (1 - omcer) * (1 - ma + ma ^ 1.06)
1810 taoa2 = x * (1 - axx) / (1 - x * axx)
1811 'taoa4 = x4 * (1 - axx) / (1 - x4 * axx)
1812 'y taoa4 idem (o sea metodo 2) pero con directa medida
1815 BET = taoa2 - d1
1820 BET = BET / d2: IF BET <= 0 THEN BET = -1: GOTO 1875
1830 BET = -LOG(BET) / d3: 'ESTO ES BETI1
1875 PRINT "BETI2= "; beta; " BETI1= "; BET: ' ; "BETAIND= "; betaind
1878 IF beta <= 0 THEN 1882
1879 IF BET <= 0 THEN 1882
1881 GOTO 2010
1882 PRINT "FALLO LAS BETAS DAN VALORES NEGATIVOS"
2010 'este programa se llama SPCTRL2B.BAS y es la traduccion al
2040 'basic y al castellano del programa SPCTRL2 de Bird, de Golden Co,
2060 'que originalmente estaba en FORTRAN
2070 'J.V.Bosca, 7/Mayo/1994, Universidad Politecnica de Valencia

```

```

2075 'E-Mail bosca@pleiades.upv.es
2080 '*****
2100 'FROM SPCTRAL2 VERSION 2.1 (JUNE 1986)
2120 'THIS CODE WAS PREPARED AS AN ACCOUNT SPONSORED BY THE U.S. DEPARTMENT
2140 'OF ENERGY. NEITHER THE U.S. DEPARTMENT OF ENERGY NOR ANY OF ITS
2160 'AGENCIES MAKES ANY WARRANTY OR ASSUMES ANY LEGAL LIABILITY OR
2180 'RESPONSABILITY FOR THE ACCURACY, COMPLETENESS, OR USEFULLNESS OF
2200 'THIS PRODUCT
2220 '*****
2240 'A partir de aqui el texto traducido
2260 '*****
2280 'Este codigo fue escrito por Richard Bird y calcula irradiancia
2300 'espectral en superficie inclinada u horizontal. Carol Riordan hizo
2320 'modificaciones para convertir irradiancia espectral en Flujo
2340 'de Fotones por Longitud de Onda o Electronvoltios y anadio
2360 'comentarios e instrucciones al programa 8/84 y 6/86. El modelo fue
2380 'desarrollado usando comparaciones limitadas con los resultados de
2400 'otros modelos rigurosos y con medidas. La Seccion de Evaluacion de
2420 'Recursos y de Instrumentacion de SERI esta recogiendo medidas de
2440 'irradiancia espectral por lo que ese detallado analisis de
2460 'error/sensibilidad del modelo podra ser mejorado
2480 '
2500 'Preguntas, comentarios, o sugerencias pueden ser enviados a
2520 'Richard Bird (303) 985-2874 o a Carol Riordan (303) 231-1812
2540 'a SERI, 1617 Cole Blvd., Golden, Colorado 80401
2560 '
2580 '*****INPUT VARIABLES*****
2600 'AI =ANGULO INCIDENCIA DE DIRECTA EN SUPERF PLANA (GRADOS)
2620 'ALPHA =POTENCIA EN EXPRESION DE TURBIEDAD DE ANGSTROM
2640 '(PUESTO A 1.14 PARA AEROSOL RURAL SI NO LO CAMBIA EL USUARIO)
2660 'NDAY =NUMERO DE DIA
2680 'NW =NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA USADAS EN CALCULOS DE IRRADIANC.
2700 '(PUESTO A 122 A MENOS QUE SE CAMBIE)
2720 'O3 =CANTIDAD DE OZONO (EN ATM CM)
2740 '(CALCULADO USANDO LAT-LONG A MENOS QUE SE CAMBIE)
2760 'RHO =ALBEDO DEL SUELO (FRACCION)
2780 'TILT =ANGULO INCLINAC. SUPERFICIE RESP. A HORIZONTAL (GRADOS)
2800 'SPR =PRESION EN SUPERFICIE (MILIBARES)
2820 'TAU5 =PROFUNDIDAD OPTICA DE AEROSOL A 0.5 MICROMETROS (BASE E)
2840 'W =VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE (CM)
2860 'WV(I) Y R(I) REFLECTIVIDAD DEL SUELO A LONGITUDES DE ONDA ESPECIFIC.
2880 'XLAT =LATITUD DEL LUGAR (GRADOS)
2900 'XLON =LONGITUD DEL LUGAR (ID.)
2920 'Z =ANGULO ZENITAL (ID.)
2940 '
2960 '*****PARA RODAR EL PROGRAMA*****
2980 '
3000 'TAPE1 =ENTRADA DE PARAMETROS VARIABLES
3020 'TAPE2 =IRRADIANCIA ESPECTRAL EXTRATERRESTRE Y COEFICIE. DE ABSORC.
3030 'SUSTITUIDO FICHERO POR fila1 (3825), fila2 (3842 a 3865), fila3 (3985,3987)
3040 'TAPE3 =FICHERO DE SALIDA
3060 'SUSTITUIDO POR HORA+MIN+DIA+MES.+ "V" o "S"+ANY
3080 '
3100 'TAPE1:
3120 'LINEA 1:ESPECIFICAR MODO,UNIDADES Y NUMERO ESPECTROS, ELEGIDOS ENTRE
3140 '*MODO DE COLECTOR (MODE):1=GLOBAL NORMAL Y DIRECTA NORMAL(PLANO MOVIL)
3160 '2=GLOBAL INCLINADA(PLANO FIJO), Y 3=GLOBAL HORIZONTAL(PLANO HORIZONT.)
3180 '*UNIDADES DE SALIDA (NUNITS):1=IRRADIANCIA POR LONG DE ONDA, 2=FLUJO
3200 'DE FOTONES POR LONG DE ONDA Y 3=FLUJO DE FOTONES POR eV
3220 '*NUMERO DE ESPECTROS (NUMSPT): SE PUEDE USAR EL PROGRAMA PARA
3240 'ITERAR ENTRE VARIOS ANGULOS ZENITALES
3260 'LINEA 2:ESPECIFICAR TAU5,W,SPR,XLAT,XLON,NDAY
3280 'SI ALPHA Y O3 SE CONOCEN,CAMBIAR SENTENCIA PARA LEERLAS,SI NO

```

```

3300 'ALPHA=1.14 Y O3 SE CALCULA USANDO LATITUD Y LONGITUD (VAN HEUKLON)
3320 'LINEA 3:ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA. SE USAN NORMALMENTE
3340 '6 PARES DE ALBEDO-LONGITUD DE ONDA. SI NO SE CONOCE EL ALBEDO ESPEC-
3360 'TRAL SE PUEDE USAR UNA CONSTANTE (COMO 0.2) PARA TODAS
3380 'LINEA 4, 5, ...:TRES ANGULOS EN CADA LINEA POR NUMERO DE LINEAS=
3400 'NUMSPT: ANGULO ZENITAL (Z), ANGULO DE INCIDENCIA (AI) E INCLINACION
3420 'DEL COLECTOR (TILT). SI SE CALCULA LA IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL O
3440 'LA GLOBAL NORMAL O LA GLOBAL HORIZONTAL (MODOS 1 O 3), LOS ANGULOS DE
3460 'INCIDENCIA Y DE INCLINACION SON PUESTOS POR EL PROGRAMA, SI NO Z Y
3480 'AI DEBE SER METIDO POR EL USUARIO SACADO DE UN PROGRAMA DE POSICION
3500 'DEL SOL/POSICION DEL COLECTOR, QUE CONSIDERA LUGAR, TIEMPO DEL ANNO
3520 'Y TIEMPO DEL DIA.
3540 '
3560 '*****NOTA*****
3580 'EN EL DESARROLLO DE ESTE MODELO, SE HA HECHO UN ANALISIS PARA SELEC-
3600 'CIONAR UN MINIMO NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA PARA CALCULAR
3620 'IRRADIANCIA ESPECTRAL Y ASI MINIMIZAR EL TIEMPO DE EJECUCION,REPRESEN-
3640 'TANDO TODAVIA ADECUADAMENTE LA ESTRUCTURA UN ESPECTRO DE 10 nm DE RE-
3660 'SOLUCION. CUANDO SE INTEGRA LA SALIDA DE ESTE MODELO SE RECOMIENDA QUE
3680 'LA IRRADIANCIA ESPECTRAL SE INTERPOLE LINEALMENTE ENTRE LAS LONG DE ONDA
3700 'DADAS Y SE USE UN TAMANO DE ESCALON .005 MICROMETR PARA INTEGRAR
3720 '*****EL PROGRAMA*****
3740 DIM WV(6), R(6)
3760 RPD = .0174533: 'RADIANES POR GRADO
3780 'OPEN "I", #1, "DATOS\TAPE1"
3800 OPEN "I", #2, "TAPE2"
3801 NDIAA = ABS(NDIA)
3802 'FIC1$ = STR$(hh): FIC2$ = STR$(min): FIC3$ = STR$(NDIA): FIC4$ = STR$(ANO)
3803 NOMDI$ = STR$(NDIAA)
3804 IF opcio = 1 THEN CD$ = "V"
3805 IF opcio = 2 THEN CD$ = "S"
3806 IF opcio = 3 THEN CD$ = "O"
3807 MINIZ$ = LEFT$(MIN$, 1): 'PARA QUE, COMO NO CABE, DE MIN TOME SOLO CIFRA 1
3808 'FICHESP$ = "E" + FIC1$ + FIC2$ + FIC3$ + "." + CD$ + FIC4$
3809 FICHESP$ = CD$ + DD$ + MM$ + hh$ + MINIZ$ + "." + ano$: 'VER NOMBRE DE FICHERO si VA
3810 OPEN "o", #3, FICHESP$: 'pruesPEC"
3812 'OPEN "o", #3, "adrede4\pruesPE2"
3815 WRITE #3, "L.ONDA", "GLOBAL", "DIRECT", "DIFUSA", "EXTRAT", "GLOTOT", "DIFTOT", "BETA"
3820 'INPUT #1, MODE, NUNITS, NUMSPT
3825 MODE = 3: NUNITS = 1: NUMSPT = 1
3840 'INPUT #1, TAU5, W, SPR, XLAT, XLON, NDAY
3842 TAU5 = BET * (.5 ^ (-ALPHA)): W = WP: SPR = PZ / 100
3843 nday = NDIA
3845 IF opcio = 1 THEN XLAT = 39.48: XLON = .38: GOTO 3875
3850 IF opcio = 2 THEN XLAT = 37.42: XLON = 5.9: GOTO 3875
3860 INPUT "INTRODUCE LATITUD EN GRADOS Y DECIMALES >", XLAT
3865 INPUT "INTRODUCE LONGITUD EN GRADOS Y DECIMALES >", XLON
3875 '**SI SE DESEAN DIFERENTES VALORES DE ALPHA,NW O DE O3 CAMBIA SENTENCIAS
3880 'ALPHA = 1.14
3900 NW = 122
3920 O3 = 235 + (150 + 40 * SIN(.9865 * RPD * (nday - 30)) + 20 * SIN(3 * RPD * (-1) * XLON))
3940 O3 = O3 * ((SIN(1.28 * RPD * XLAT)) ^ 2) * .001
3950 'FOR I = 1 TO 6
3960 'INPUT #1, WV(I), R(I)
3980 'NEXT I
3985 WV(1) = .3: R(1) = .2: WV(2) = .7: R(2) = .2: WV(3) = .8: R(3) = .2
3987 WV(4) = 1.3: R(4) = .2: WV(5) = 2.5: R(5) = .2: WV(6) = 4: R(6) = .2
4000 '*****ESTAS CONSTANTES SIRVEN PARA CALCULAR FLUJO DE FOTONES*****
4020 XH = 6.626176 * (10 ^ (-34))
4040 XC = 2.99792458# * (10 ^ 8)
4060 EVOLT = 1.6021892# * (10 ^ (-19))
4070 '****POR EXIGENCIA DE SINTAXIS CONST SERA CONSTZ*****
4080 CONSTZ = (1 / (XH * XC)) * (10 ^ (-10))

```

```

4100 XC = XC * (10 ^ 6)
4120 '***ERV ES LA CORRECCION DEL RADIO VECTOR DE LA TIERRA PARA DISTANCIA SOL
4140 TT = 6.283185 * (nday - 1) / 365
4160 TT2 = 2 * TT
4180 ERV = 1.00011 + .034221 * COS(TT) + .00128 * SIN(TT) + .000719 * COS(TT2) + .000077 * SIN(TT2)
4200 '*****IMPRESION DE CONDICIONES INICIALES*****
4220 IF MODE = 1 THEN PRINT "GLOBAL NORMAL Y DIRECTA NORMAL"
4240 IF MODE = 2 THEN PRINT "GLOBAL INCLINADA"
4260 IF MODE = 3 THEN PRINT "GLOBAL HORIZONTAL"
4280 PRINT "NUNITS="; NUNITS; " NUMSPT="; NUMSPT
4300 PRINT "NDAY="; nday; " ERV="; ERV
4320 PRINT "TAU5="; TAU5; " ALPHA="; ALPHA; " W="; W; " O3="; O3
4340 PRINT "WV(1)="; WV(1); " R(1)="; R(1)
4350 PRINT "WV(2)="; WV(2); " R(2)="; R(2)
4360 PRINT "WV(3)="; WV(3); " R(3)="; R(3)
4370 PRINT "WV(4)="; WV(4); " R(4)="; R(4)
4380 PRINT "WV(5)="; WV(5); " R(5)="; R(5)
4390 PRINT "WV(6)="; WV(6); " R(6)="; R(6)
4400 '****OMEG Y OMEGP SE USAN EN CALCULOS DEL SINGLE SCATTERING ALBEDO
4420 '****JUSTUS TIENE FORMULA EN QUE OMEGL VARIA CON HUM RELAT Y LONG ONDA
4440 OMEG = .945
4460 OMEGP = .095
4480 '***FS Y FSP SON RAZONES DE DISPERSION HACIA-ADELANTE/TOTAL COMO UNA
4500 '***FUNCION DEL ANG ZENITAL(MASA DE AIRE PARA FSP LA ESTABLECE EL PROG)
4520 '***FS ESTA EN EL "FOR"(BUCLE) PROXIMO. GG ES ASIMETRIA DE AEROSOLES
4540 '**(PARA RURAL SE USA .65) (GG=.6=>Fc'=.78;GG=.65=>Fc'=.81;GG=.7=>Fc'=.84
4541 '** Y GG=.75=>Fc'=.87) (IQBAL RECOMIENDA POR TANTO GG=0.7)
4542 'OPEN "O", #5, "ADREDE4\TABLFC": 'QUITARE
4544 'WRITE #5, "GG", "Fc": 'QUITARE
4545 'FOR GG = .5 TO .93 STEP .05: 'QUITARE
4560 IF opcio = 1 THEN GG = .65: 'valencia 0.65 sevilla 0.7, LO DE BIRD ERA GG = .65
4565 IF opcio = 2 THEN GG = .7
4568 IF opcio = 3 THEN 4570
4569 GOTO 4580
4570 PRINT "SEGUN CARACTERISTICAS DEL LUGAR ESCRIBE"
4571 PRINT "1-PARA MARIT-RURAL-CLARO"
4572 PRINT "2-PARA RURAL-MEDIO"
4573 PRINT "3-PARA RURAL-URBANO"
4574 PRINT "4-PARA URBANO-MEDIO"
4575 INPUT "5-PARA URBANO-POLUCION", CARAC
4576 '
4577 '
4580 ALG = LOG(1 - GG)
4600 AFS = ALG * (1.459 + ALG * (.1595 + ALG * .4129))
4620 BFS = ALG * (.0783 + ALG * (-.3824 - ALG * .5874))
4640 FSP = 1 - .5 * EXP((AFS + BFS / 1.8) / 1.8): 'Fc,haciendo en Fc cosTETA=1/1.8
4645 'WRITE #5, GG, FSP: 'QUITARE
4648 'NEXT GG: 'QUITARE
4650 'CLOSE 5: 'QUITARE
4660 '***RR SE USA EN LA EXPRESION DE LA MASA DE OZONO EN EL"FOR"PROXIMO(BUCLE)
4680 RR = 22 / 6370
4700 '***LAS EXPRESIONES QUE QUEDAN DEPENDEN DE LOS ANGULOS ZENITAL Y DE IN-
4720 '***CIDENCIA Y DEBEN ESTAR DENTRO DEL BUCLE(PROXIMO)QUE ITERA CON Z Y AI
4740 '*****
4760 'PARA ESPECTRO GLOBAL NORMAL (MODE=1),ANG INCIDENCIA AI=0 Y TILT=Z.
4800 'PARA ESPECTRO GLOBAL HORIZONTAL (MODE=3),ANG INCID. AI=Z Y TILT=0.
4820 '*****
4840 'BUCLE("FOR")PARA DIFERENTES ESPECTROS (NUMSPT)
4860 'FOR KK = 1 TO NUMSPT
4900 'INPUT #1, Z, AI, TILT
4920 'IF MODE = 1 THEN TILT = Z
4940 'IF MODE = 1 THEN AI = 0
4960 'IF MODE = 3 THEN TILT = 0

```

```

4980 'IF MODE = 3 THEN AI = Z
4990 Z = TETAZ
4992 AI = Z: TILT = 0
5000 COSTLT = COS(TILT * RPD)
5020 CI = COS(AI * RPD)
5040 ZCOS = COS(Z * RPD)
5060 ZSIN = SIN(Z * RPD)
5080 FS = 1 - .5 * EXP((AFS + BFS * ZCOS) * ZCOS): 'llamado tambien Fc
5100 '*****MASA DE AIRE RELATIVA OPTICA (KASTEN)***LA DE 1989***
5120 AM = 1 / (ZCOS + .50572 * (96.07995 - Z) ^ (-1.6364))
5140 '*****MASA AIRE CORREGIDA CON PRESION*****
5160 AMP = AM * SPR / 1013
5180 '*****MASA DE OZONO*****
5200 AMO = (1 + RR) / (ZCOS ^ 2 + 2 * RR) ^ .5
5220 '**ESCRIBIENDO CONDICIONES INICIALES EN ULTIMA PANTALLA***
5240 PRINT "Z="; Z; " TILT="; TILT; " AI="; AI
5260 PRINT "AM="; AM; " SPR="; SPR; " AMP="; AMP; " AMO="; AMO
5280 '**INICIALIZA EL CONTADOR DE LA INTERPOLACION DE RHO *****
5300 NR = 2
5320 '**PREPARAR FICHERO TAPE2 CON ESPECTRO EXTRATERRESTRE Y COEF ABSOR DE CADA
5340 '**BUCLE PARA NUMERO DE LONGITUDES DE ONDA*****
5360 FOR I = 1 TO NW
5370 '*ENTRAN LOGOND(MICROM), EXTRAT(W/M2MICROM), ABSORVAP, ABSOROZO, ABSORGASES*
5380 INPUT #2, WV, H0, AW, AO, AU
5390 IF WV = 0 THEN 5380
5400 '**CORRECCION DE IRRADIANCIA EXTRATERRESTRE CON RADIO VECTOR TIERRA***
5420 H0 = H0 * ERV
5440 '**OMEGL ES EL SINGLE SCATTERING ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA*
5460 OMEGL = OMEG * EXP(-OMEGP * (LOG(WV / .4)) ^ 2): 'LOG ERA ALOG EN FORTRAN
5480 '**LAS SIGUIENTES SENTENC DAN EL ALBEDO DEPENDIENTE DE LA LONG DE ONDA**
5500 IF WV > WV(NR) THEN NR = NR + 1
5520 SLP = (R(NR) - R(NR - 1)) / (WV(NR) - WV(NR - 1))
5540 RHO = SLP * (WV - WV(NR - 1)) + R(NR - 1)
5560 '*****CALCULA TRANSMITANCIAS*****
5580 TR = EXP(-AMP / (WV ^ 4 * (115.6406 - 1.3366 / WV ^ 2)))
5590 '**CAMBIO NOTACION POR EXIGENCIA SINTAXIS, TO POR TOZ(TRANSM OZONO)****
5600 TOZ = EXP(-AO * O3 * AMO)
5620 TW = EXP(-.2385 * AW * W * AM / (1 + 20.07 * AW * W * AM) ^ .45)
5640 TU = EXP(-1.41 * AU * AMP / ((1 + 118.3 * AU * AMP) ^ .45))
5660 DELA = TAU5 * (WV / .5) ^ (-ALPHA)
5680 TAS = EXP(-OMEGL * DELA * AM)
5700 TAA = EXP(-(1 - OMEGL) * DELA * AM)
5720 TA = EXP(-DELA * AM)
5740 '****CALCULO DE IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL*****
5760 DIR = H0 * TR * TOZ * TW * TU * TA
5780 '****CALCULO DE COMPONENTE DIRECTA SOBRE LA SUPERFICIE*****
5800 '****SI LA IRRADIANCIA DIRECTA EN SUPERFICIE SE DESEA SACAR, CAMBIAR****
5820 '****DIR A DIRSUR EN LOS CALCULOS DE FLUJO DE FOTONES Y ESCRIBIR *****
5840 '****SENTENCIAS*****
5860 DIRSUR = DIR * CI
5880 '****DRAY Y DAER HAN SIDO MODIFICADAS POR BIRD. NOTESE LA POTENCIA*****
5900 '****DEL TERMINO TR*****
5920 DRAY = H0 * ZCOS * TOZ * TW * TU * TAA * (1 - TR ^ .95) * .5
5940 DAER = H0 * ZCOS * TOZ * TW * TU * TAA * TR ^ 1.5 * (1 - TAS) * FS
5960 TRP = EXP(-1.8 / (WV ^ 4 * (115.6406 - 1.3366 / WV ^ 2)))
5980 TWP = EXP(-.2385 * AW * W * 1.8 / ((1 + 20.07 * AW * W * 1.8) ^ .45))
6000 TUP = EXP(-1.41 * AU * 1.8 / ((1 + 118.3 * AU * 1.8) ^ .45))
6020 TASP = EXP(-OMEGL * DELA * 1.8)
6040 TAAP = EXP(-(1 - OMEGL) * DELA * 1.8)
6060 RHOA = TUP * TWP * TAAP * (.5 * (1 - TRP) + (1 - FSP) * TRP * (1 - TASP))
6080 DRGD = (DIR * ZCOS + (DRAY + DAER)) * RHO * RHOA / (1 - RHO * RHOA)
7000 DIF = DRAY + DAER + DRGD
7020 '****CRC ES UN FACTOR DE CORRECCION DE LA UV*****

```

```

7040 CRC = 1
7060 IF WV L <= .45 THEN CRC = (WV L + .55) ^ 1.8
7080 '*****DIFUSA SOBRE SUPERFICIE HORIZONTAL*****
8000 DIF = DIF * CRC
8020 '*****TOTAL EN UNA SUPERFICIE HORIZONTAL*****
8040 DTOT = DIR * ZCOS + DIF
8060 '*****HACE DIFS=DIF PARA USAR EL WRITE DE SENTENCIA 7700 PARA CASO DE**
8080 '*****GLOBAL HORIZONTAL*****
9000 DIFS = DIF
9020 '*****SI SE USA EL MODO GLOBAL HORIZONTAL,SALTA CALCULOS DE*****
9040 '*****DIFUSA EN SUPERFICIE INCLINADA*****
9060 IF MODE = 3 THEN 9340
9080 '*****COMPONENTE REFLEJADA POR EL SUELO*****
9100 REFS = DTOT * RHO * (1 - COSTLT) / 2
9120 '***IAS 3 SENTENCIAS SIGUIENTES SON EL ALGORITMO INCLINADO DE HAY*****
9140 '*****INDICE DE ANISOTROPIA*****
9160 AII = DIR / H0
9180 '*COMPONENTE CIRCUMSOLAR E ISOTROPICA,PONDERADO CON DIF*AII Y DIF*(1-AII)
9200 DIFSC = DIF * AII * CI / ZCOS
9220 DIFSI = DIF * (1 - AII) * (1 + COSTLT) / 2
9240 '***DIFUSA EN SUPERFICIE INCLINADA*****
9260 DIFS = DIFSC + DIFSI + REFS
9280 '***TOTAL EN SUPERFICIE INCLINADA*****
9300 DTOT = DIR * CI + DIFS
9320 '***CONVERSIONES A FLUJO DE FOTONES (SALTA SI SE USAN UNIDADES DE IRRAD.)
9340 IF NUNITS = 1 THEN 9700
9350 '**CAMBIO CONST POR CONSTZ POR EXIGENCIAS SINTAXIS*****
9360 PFWVGL = DTOT * WV L * CONSTZ
9380 ENERGY = (XH * XC) / WV L
9400 E = ENERGY / EVOLT
9420 PFEVGL = (PFWVGL * WV L) / E
9440 PFWVDN = DIR * WV L * CONSTZ
9460 PFEVDN = (PFWVDN * WV L) / E
9480 PFWVDF = (DIFS * WV L * CONSTZ)
9500 PFEVDF = (PFWVDF * WV L) / E
9520 '***ESCRIBE IRRADIANCIA ESPECTRAL O FLUJO DE FOTONES EN TAPE3*****
9540 '***ESTAS SENTENCIAS SACAN:GLOBAL(TOTAL),DIRECTA NORMAL Y DIFUSA*****
9560 '***PARA OBTENER IRRADIANCIA DIRECTA EN LA SUPERFICIE MULTIPLICAR*****
9580 '***LA DIRECTA POR COS(ANG INCIDEN) O IMPRIMIR DIRSUR*****
9600 IF NUNITS = 2 THEN 9660
9620 WRITE #3, E, PFEVGL, PFEVDN, PFEVDF
9640 GOTO 9720
9660 WRITE #3, WV L, PFWVGL, PFWVDN, PFWVDF
9680 GOTO 9720
9700 WRITE #3, WV L, DTOT, DIR, DIFS, H0, GLOB, DIFU, BET: 'AQUI ESCRIBE IRRADIANCIAS/MICRA
9702 lambd(I) = WV L: GLO(I) = DTOT: dire(I) = DIR: DIF(I) = DIFS: EXTR(I) = H0
9710 PRINT , WV L, DTOT, DIR, DIFS, H0, GLOB, DIFU, BET: 'AQUI ESCRIBE IRRADIANCIAS/MICRA
9720 'CONTINUA
9740 NEXT I
9760 'NEXT KK
9780 'CLOSE 1
9800 CLOSE 2
9820 CLOSE 3
9822 PRINT "EL COEFICIENTE BETA DE TURBIEDAD DE ANGSTROM ES... "; BET
9825 PRINT "AHORA PASAREMOS A REPRESENTAR, OPRIMA CUALQUIER TECLA PARA CONTINUAR"
9830 WHILE INKEY$ <> "": WEND
9840 WHILE INKEY$ = "": WEND
9842 '*****REPRESENTACION GRAFICA DE ESPECTROS*****
9850 SCREEN 12
9860 VIEW (75, 50)-(550, 400), 3
9880 WINDOW (-.1, -400)-(2.5, 2400)
9885 DO
9886 aa$ = INKEY$

```

```

9890 LINE (.3, 0)-(2.1, 0), 4
9895 LINE (2.1, 0)-(2.1, 2050), 4
9897 LINE (.3, 2050)-(2.1, 2050), 4
9899 LINE (.3, 0)-(.3, 2050), 4
9900 FOR IK = 0 TO 3: XTIC = .3 + .6 * IK: LINE (XTIC, -30)-(XTIC, 30), 4
9904 NEXT IK
9906 FOR IJ = 0 TO 20: YTIC = 100 * IJ: LINE (.305, YTIC)-(.295, YTIC), 4
9908 NEXT IJ
9909 '
9920 FOR Ih = 0 TO 18: XTIC = .3 + .1 * Ih: LINE (XTIC, -10)-(XTIC, 10), 4
9930 NEXT Ih
9940 FOR il = 0 TO 4: YTIC = 500 * il: LINE (.31, YTIC)-(.29, YTIC), 4
9950 NEXT il
9955 'FOR il = 0 TO 4: LOCATE -.3, 500 * il: PRINT USING "####"; 500 * il
9960 'NEXT il
9980 'FOR k = 0 TO 3: LOCATE .3 + k * .6, -50: PRINT USING "#.#"; .3 + k * .6: NEXT k
19910 FOR ki = 1 TO 101
19920 LINE (lambd(ki) + .01, dire(ki))-(lambd(ki) - .01, dire(ki))
19930 LINE (lambd(ki), dire(ki) + 20)-(lambd(ki), dire(ki) - 20)
LINE (lambd(ki) + .01, GLO(ki))-(lambd(ki) - .01, GLO(ki))
LINE (lambd(ki), GLO(ki) + 20)-(lambd(ki), GLO(ki) - 20)
LINE (lambd(ki) + .01, DIF(ki))-(lambd(ki) - .01, DIF(ki))
LINE (lambd(ki), DIF(ki) + 20)-(lambd(ki), DIF(ki) - 20)
LINE (lambd(ki) + .01, EXTR(ki))-(lambd(ki) - .01, EXTR(ki))
LINE (lambd(ki), EXTR(ki) + 20)-(lambd(ki), EXTR(ki) - 20)
19932 IF ki = 1 THEN 19940
19934 LINE (lambd(ki - 1), dire(ki - 1))-(lambd(ki), dire(ki))
LINE (lambd(ki - 1), GLO(ki - 1))-(lambd(ki), GLO(ki))
LINE (lambd(ki - 1), DIF(ki - 1))-(lambd(ki), DIF(ki))
LINE (lambd(ki - 1), EXTR(ki - 1))-(lambd(ki), EXTR(ki))
19940 NEXT ki
19943 '
19945 LOOP WHILE aa$ = ""
19950 '*****fin de grafica de momento*****solo prueba con directa***
29000 END
33010 REM sicromtr, para subrut quitar 3020,3090,3100
33011 REM con tamb, th(humed), pz halla fi (humed relat.)
33020 REM input "teclea tamb,th y pz (grad y pasc) ",tamb,th,pz
33030 psh = 10 ^ (7.5 * th / (237.3 + th) + 2.7858)
33040 xsat = .622 * psh / (PZ - psh)
33050 ental = .24 * th + xsat * (597 + .44 * th)
33060 xsec = (ental - .24 * tamb) / (597 + .44 * tamb)
33070 psamb = 10 ^ (7.5 * tamb / (237.3 + tamb) + 2.7858)
33080 FI = PZ * xsec / (psamb * (.622 + xsec))
33090 REM print "fi es...",fi
33100 REM end
33110 RETURN
44010 REM **convierte fecha en dia juliano**
44105 REM *para subrutina eliminar 4120,4150,4430 y 4500+poner return*
44110 k = 0
44120 REM INPUT " introduce dia ",DD
44130 IF DD < 1 GOTO 44500
44150 REM input " introduce numero de mes ",mm
44160 ddjul = 0
44170 IF MM = 1 GOTO 44410
44180 J = MM - 1
44190 FOR H = 1 TO J
44200 IF H = 2 GOTO 44360
44210 IF H = 8 GOTO 44240
44220 IF k = 1 GOTO 44300
44240 ddjul = ddjul + 31
44260 k = 1
44280 GOTO 44400

```

```
44300 ddjul = ddjul + 30
44320 k = 0
44340 GOTO 44400
44360 ddjul = ddjul + 28
44380 k = 0
44400 NEXT H
44410 ddjul = ddjul + DD
44420 PRINT "el "; : PRINT USING "##"; DD; : PRINT "/";
44421 PRINT USING "##"; MM; : PRINT " corresponde al ";
44422 PRINT USING "###"; ddjul; : PRINT " juliano"
44430 REM goto 44110
44500 RETURN
```

A II - PROGRAMAS

APÉNDICE III

A III - DIAGRAMAS DE VIENTO

Diagramas de viento mensuales correspondientes a Valencia durante el año 1989. Se expresa el número de rachas y las calmas se indican en cada mes. Fuente [INM 1992a].

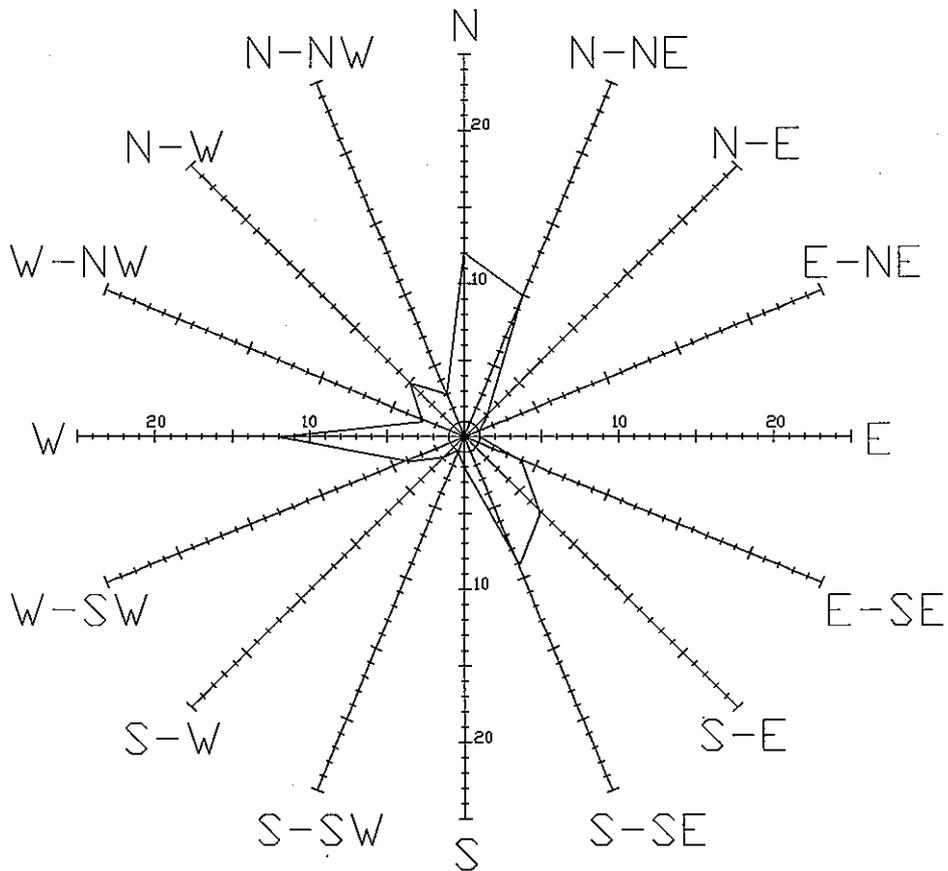


Fig-A.III.1.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Enero de 1989 en Valencia. Calmas 22

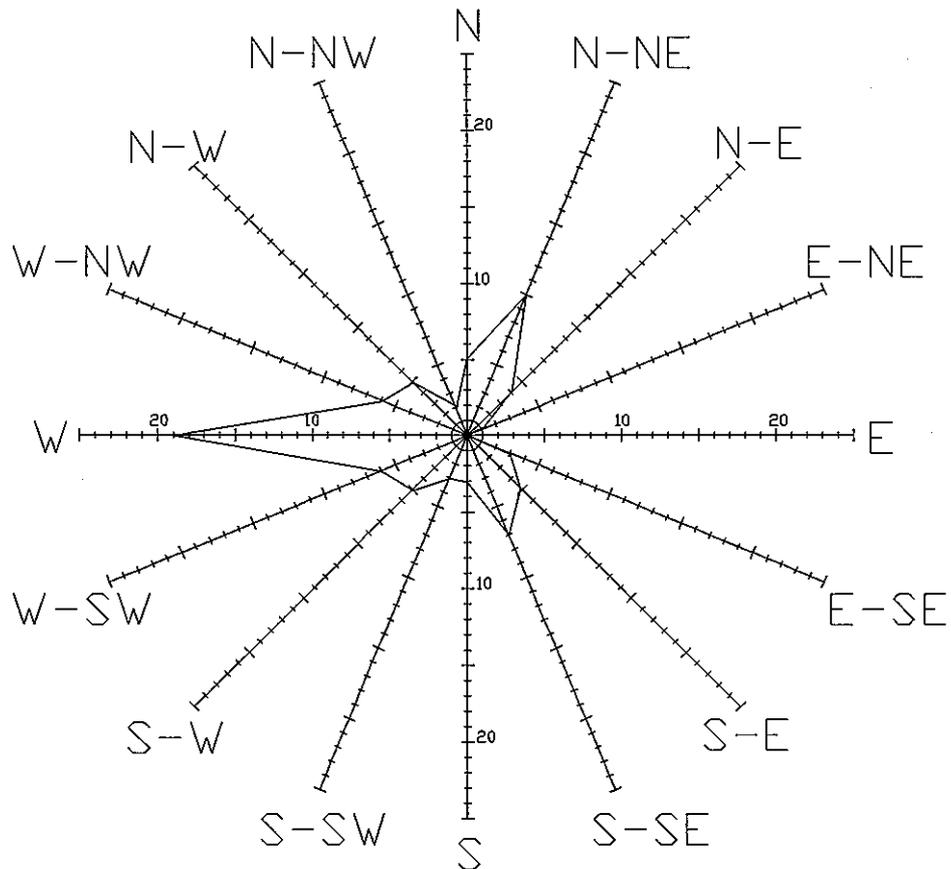


Fig-A.III.2.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Febrero de 1989 en Valencia. Calmas 16

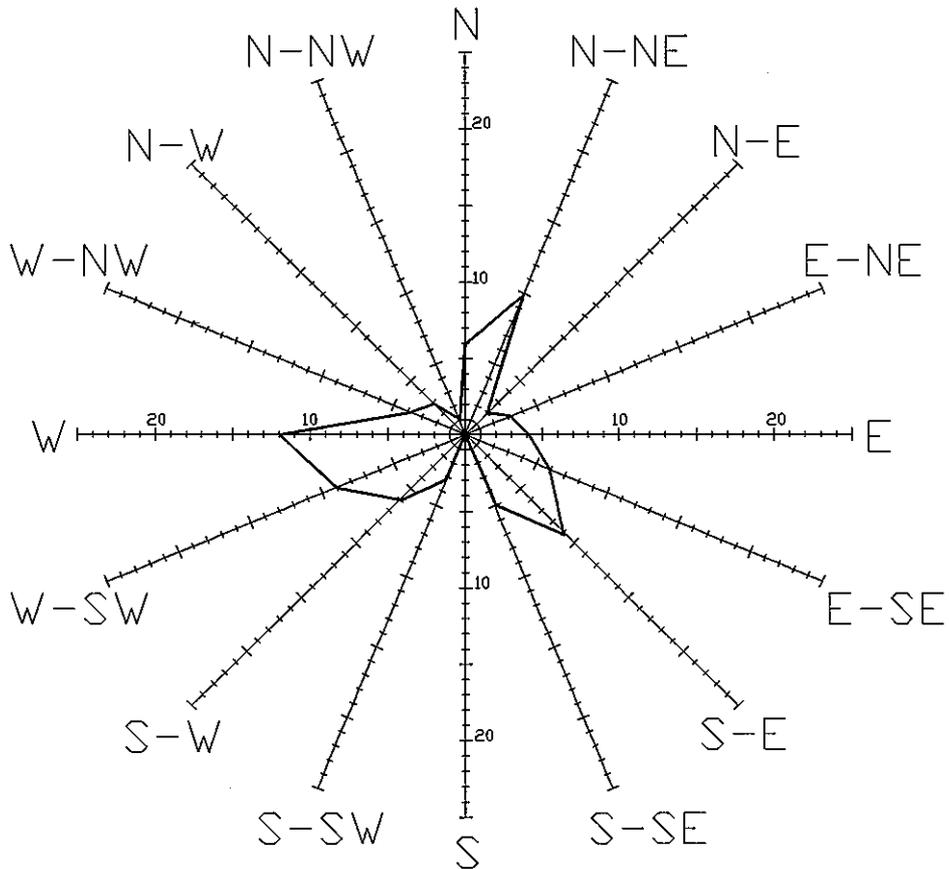


Fig-A.III.3.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Marzo de 1989 en Valencia. Calmas 17

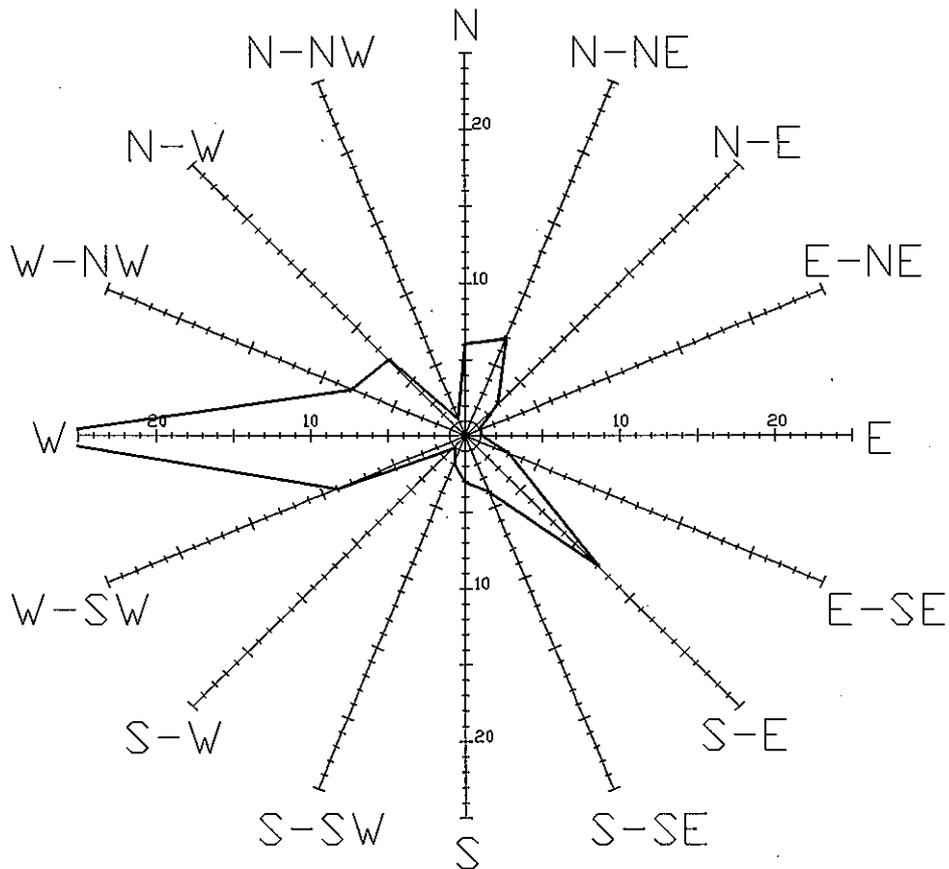


Fig-A.III.4.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Abril de 1989 en Valencia. Calmas 6

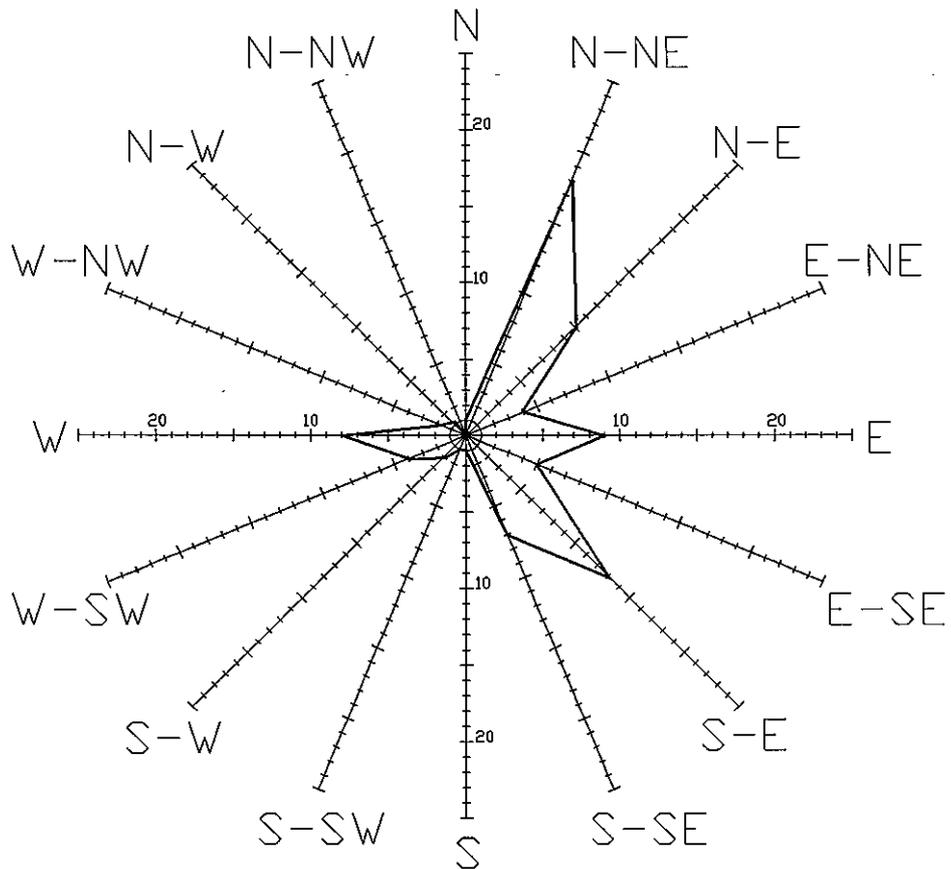


Fig-A.III.5.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Mayo de 1989 en Valencia. Calmas 9.

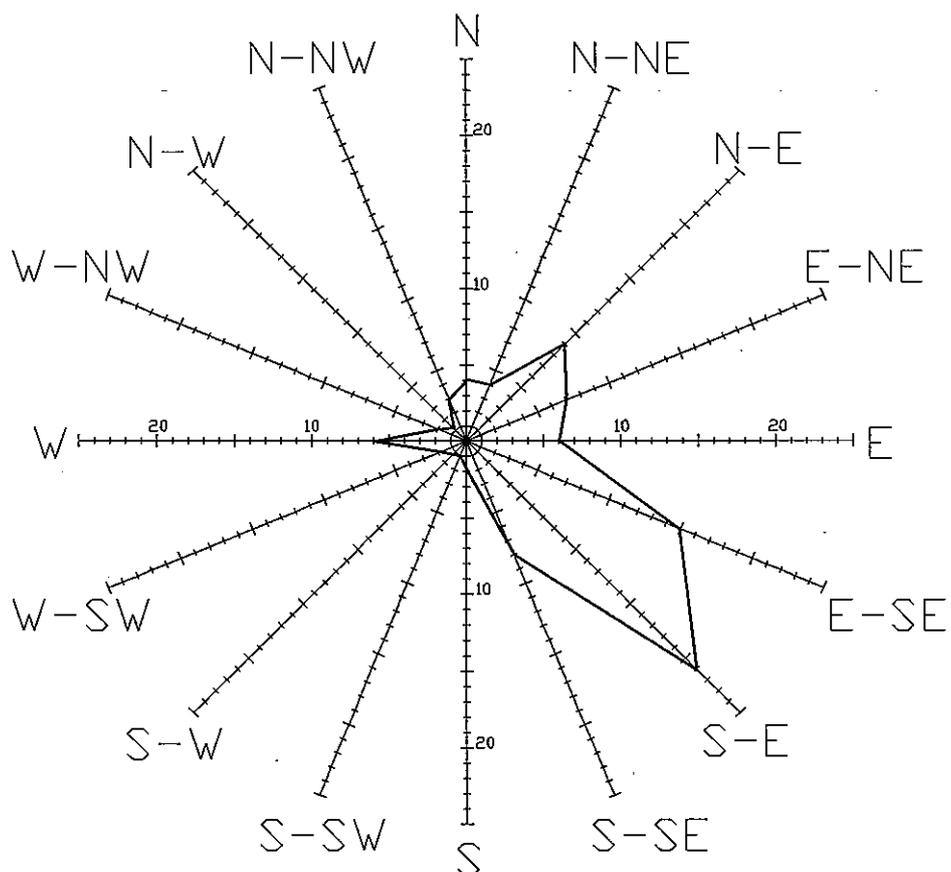


Fig-A.III.6.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Junio de 1989 en Valencia. Calmas 8.

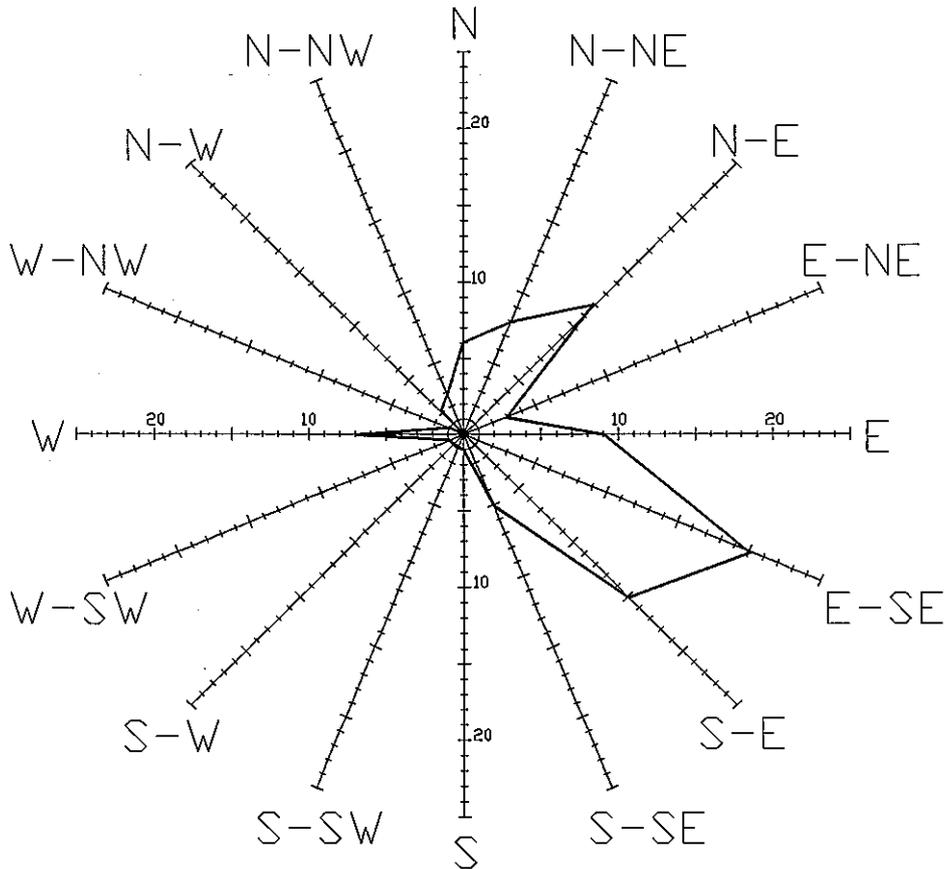


Fig-A.III.7.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Julio de 1989 en Valencia. Calmas 9.

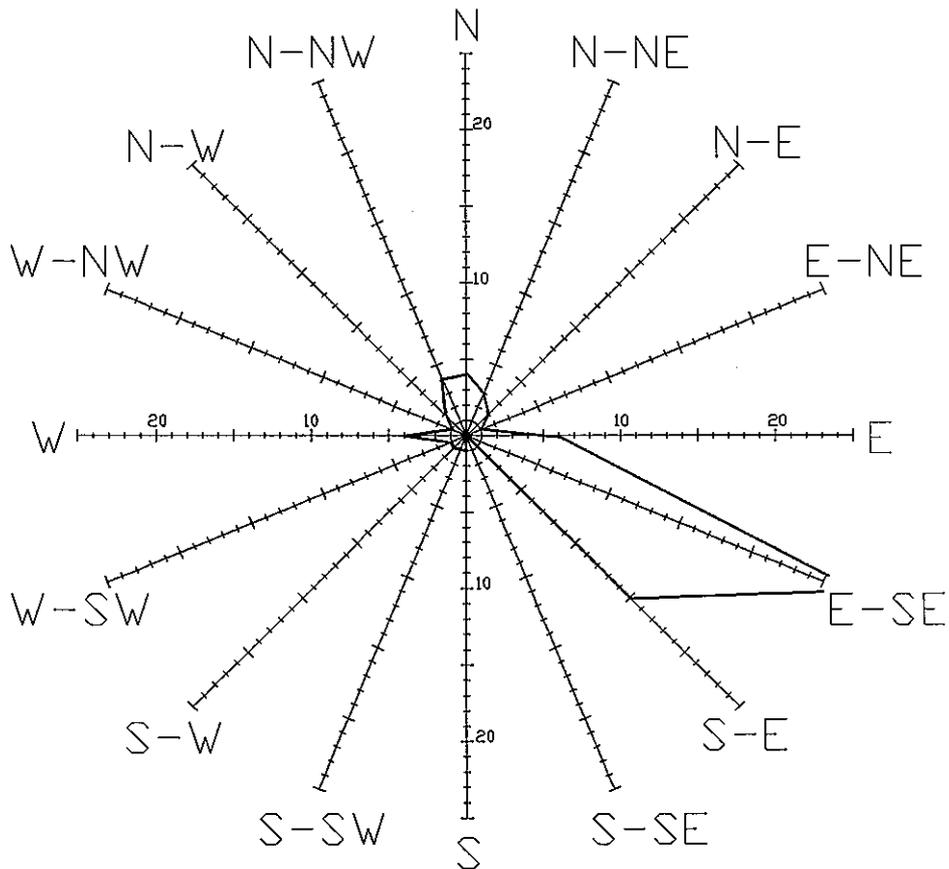


Fig-A.III.8.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Agosto de 1989 en Valencia. Calmas 27.

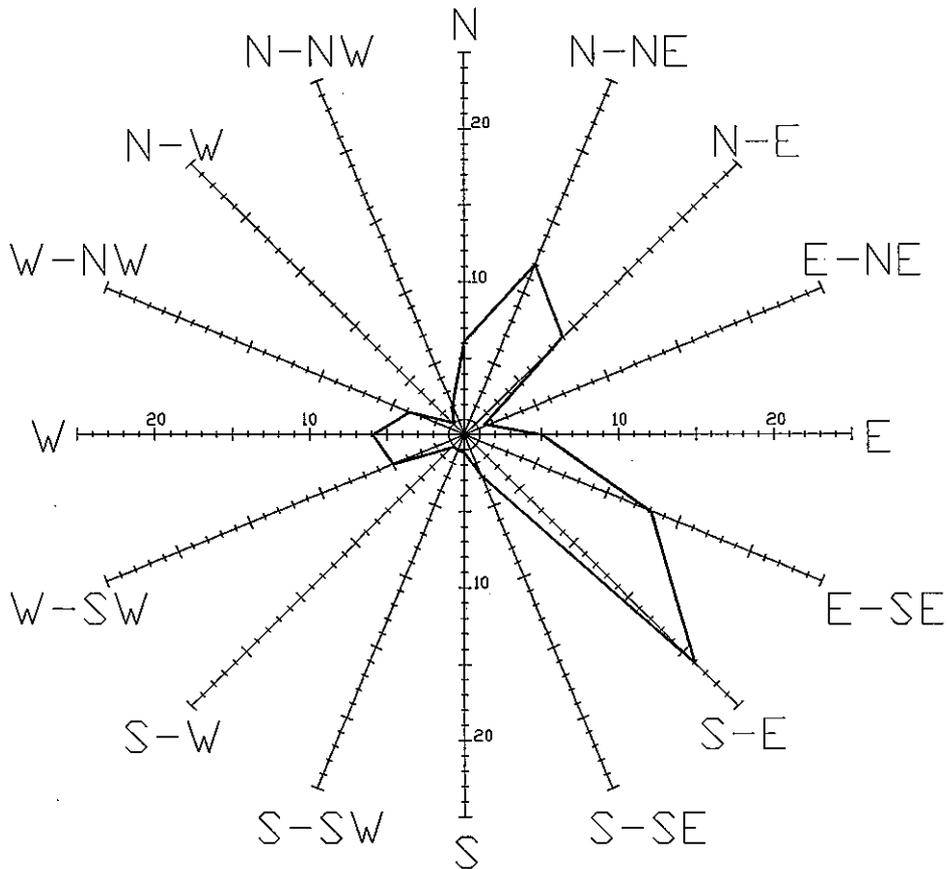


Fig-A.III.9.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Septiembre de 1989 en Valencia. Calmas 9.

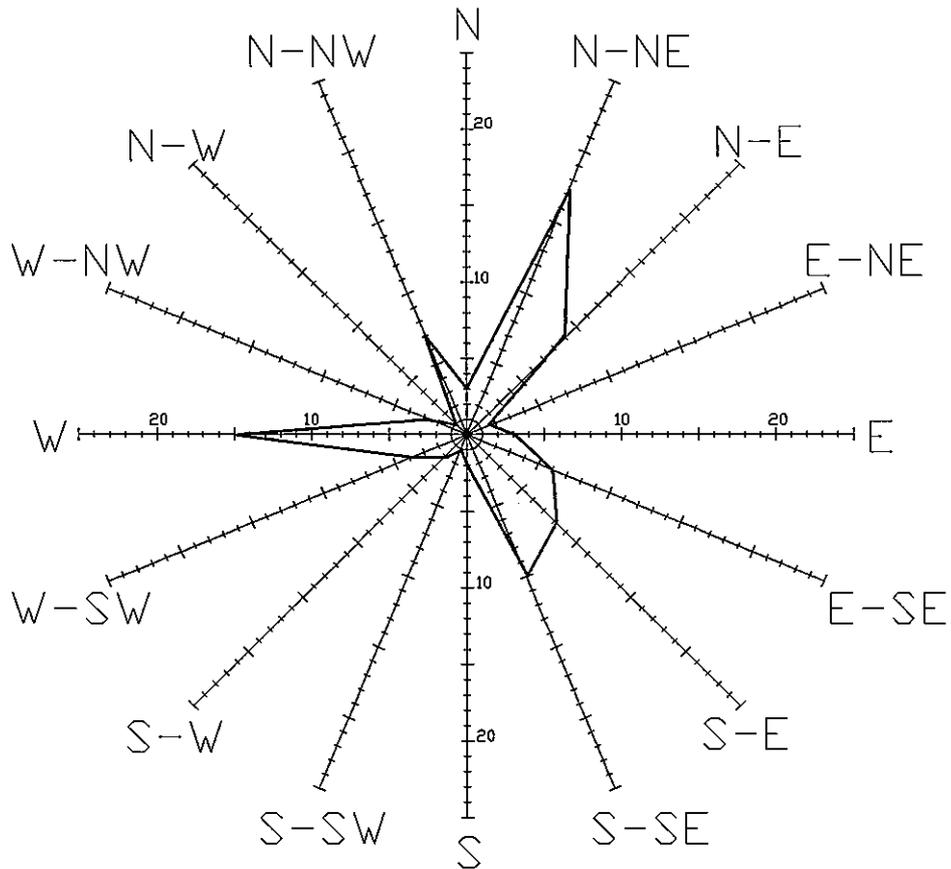


Fig-A.III.10.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Octubre de 1989 en Valencia. Calmas 9.

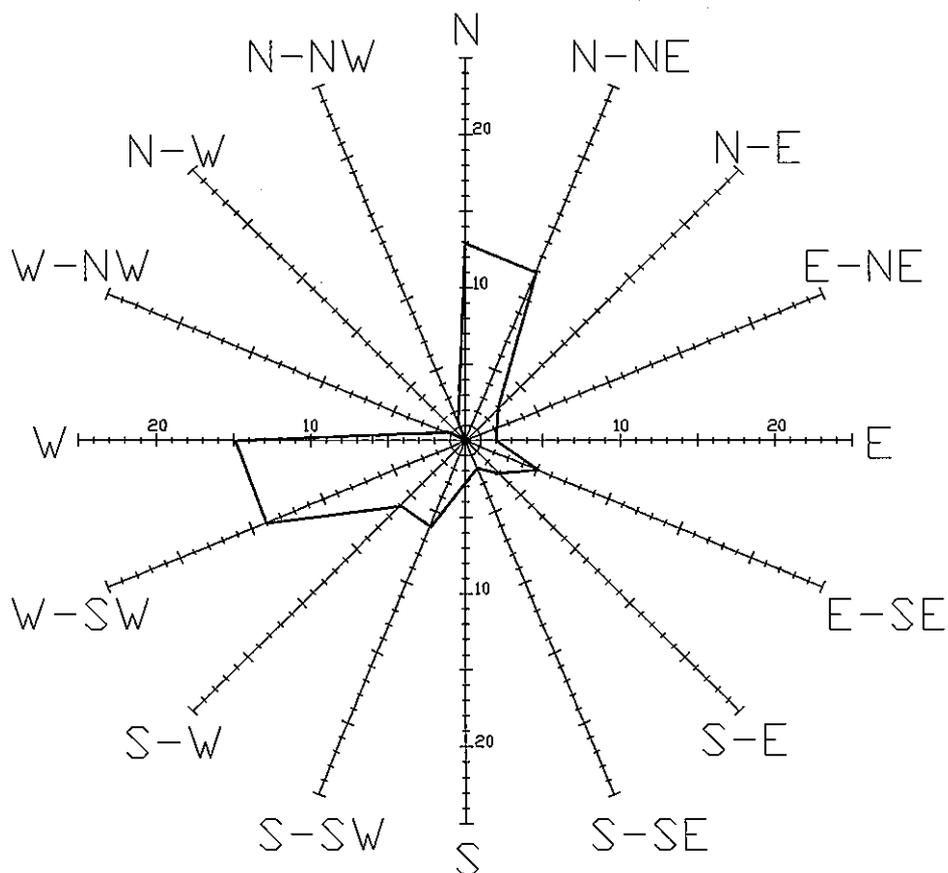


Fig-A.III.12.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Diciembre de 1989 en Valencia. Calmas 14.

Diagramas de viento mensuales correspondientes a Valencia durante el año 1990. Se expresa el número de rachas y las calmas se indican en cada mes. Fuente [INM 1992a].

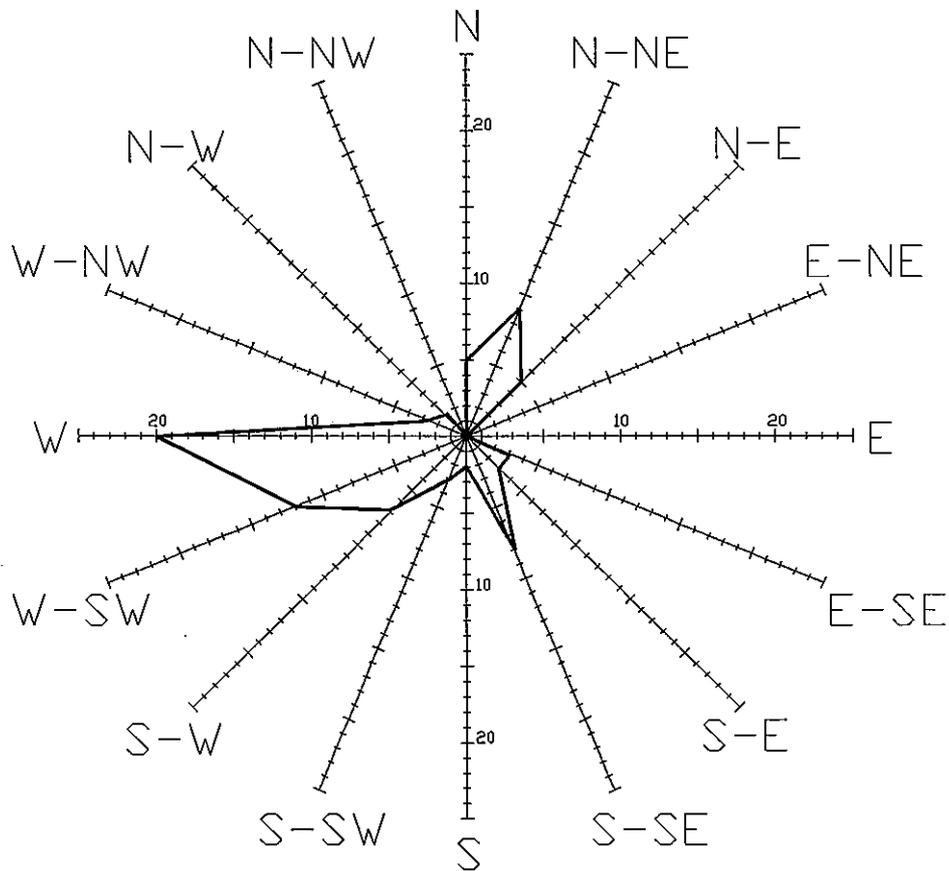


Fig-A.III.13.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Enero de 1990 en Valencia. Calmas 18.

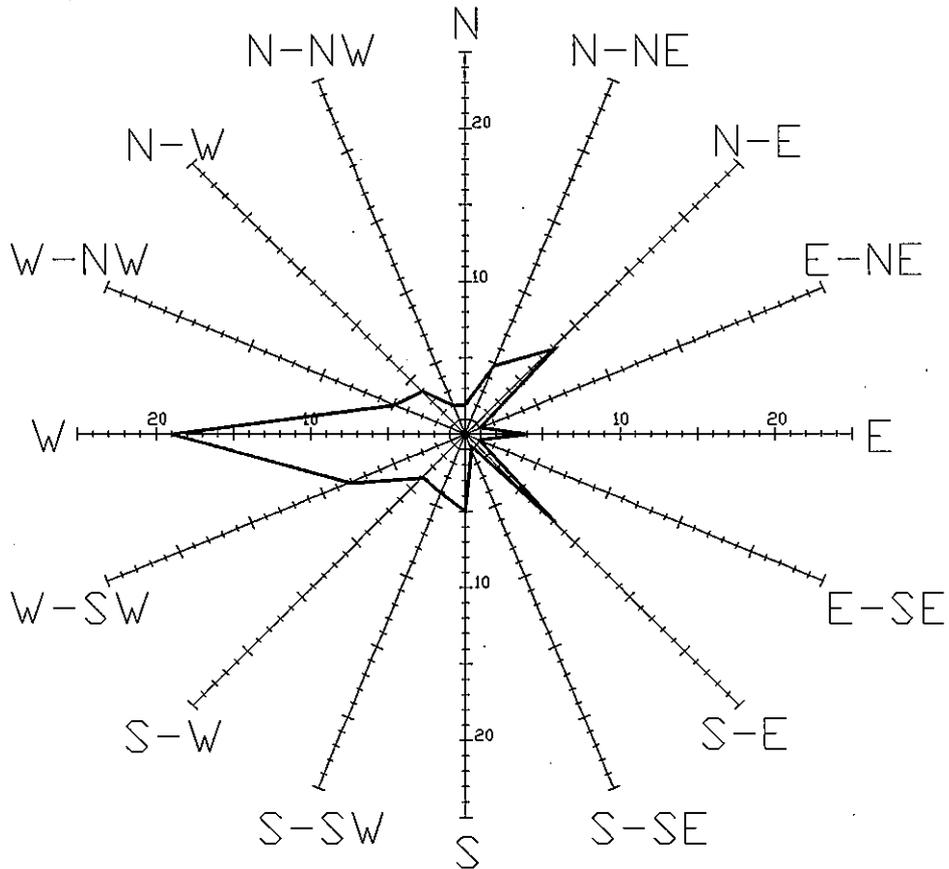


Fig-A.III.14.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Febrero de 1990 en Valencia. Calmas 19.

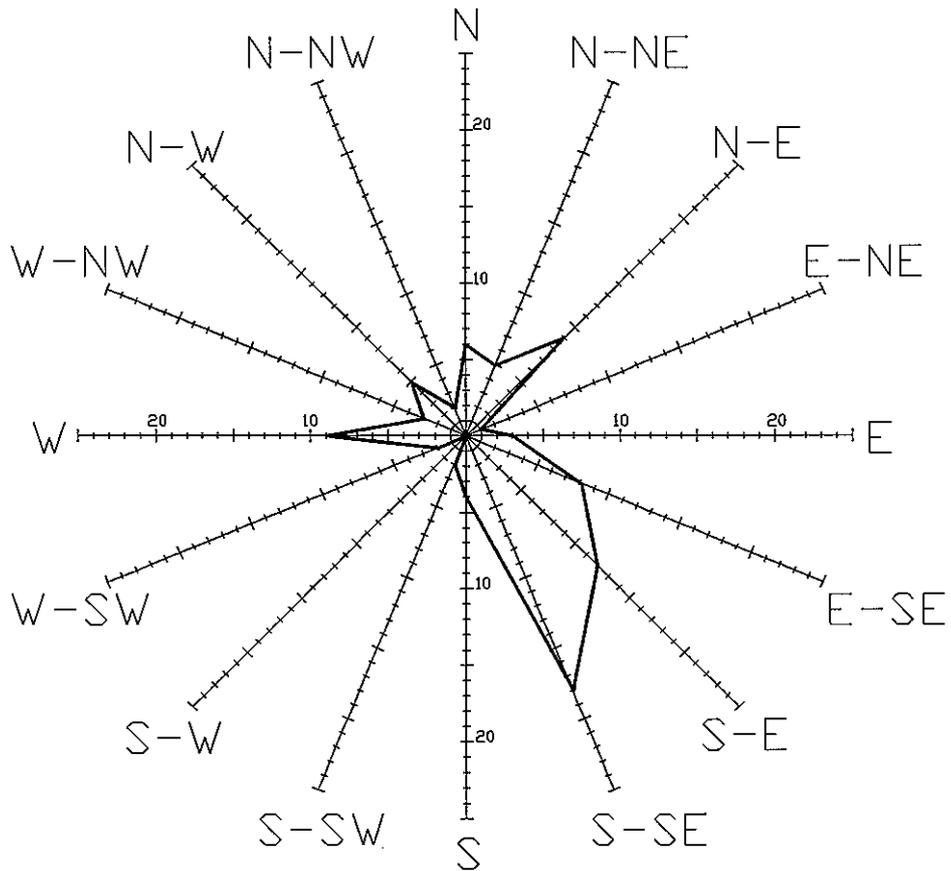


Fig-A.III.15.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Marzo de 1990 en Valencia. Calmas 11.

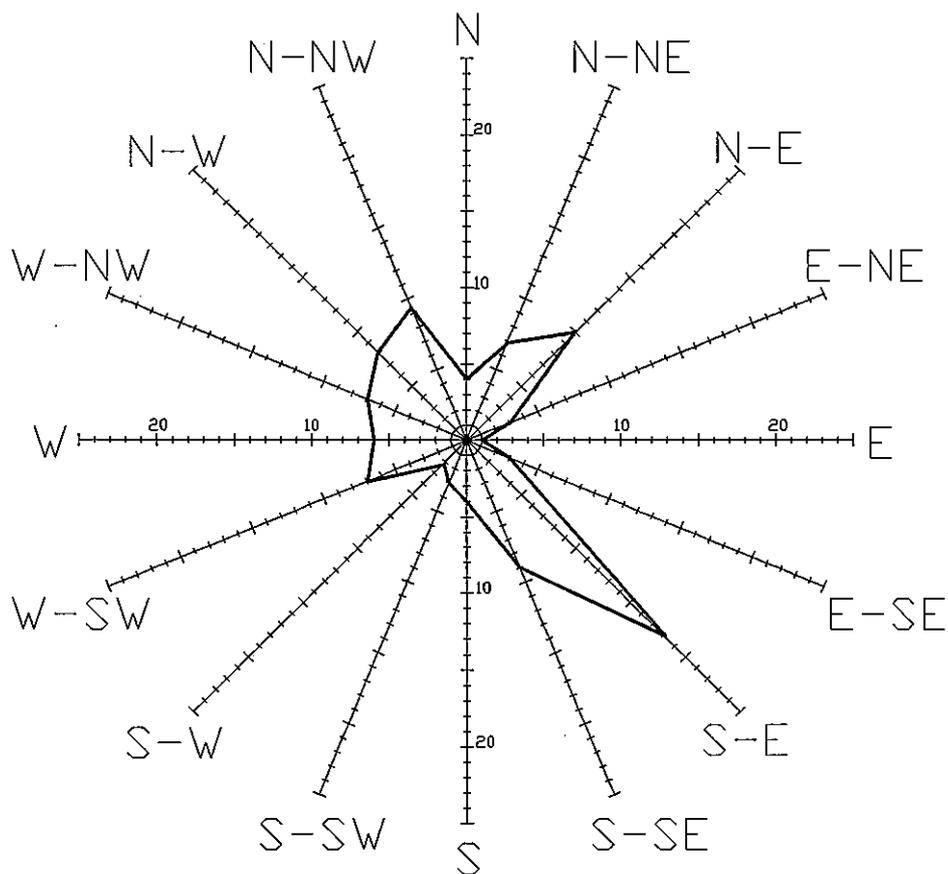


Fig-A.III.16.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Abril de 1990 en Valencia. Calmas 4.

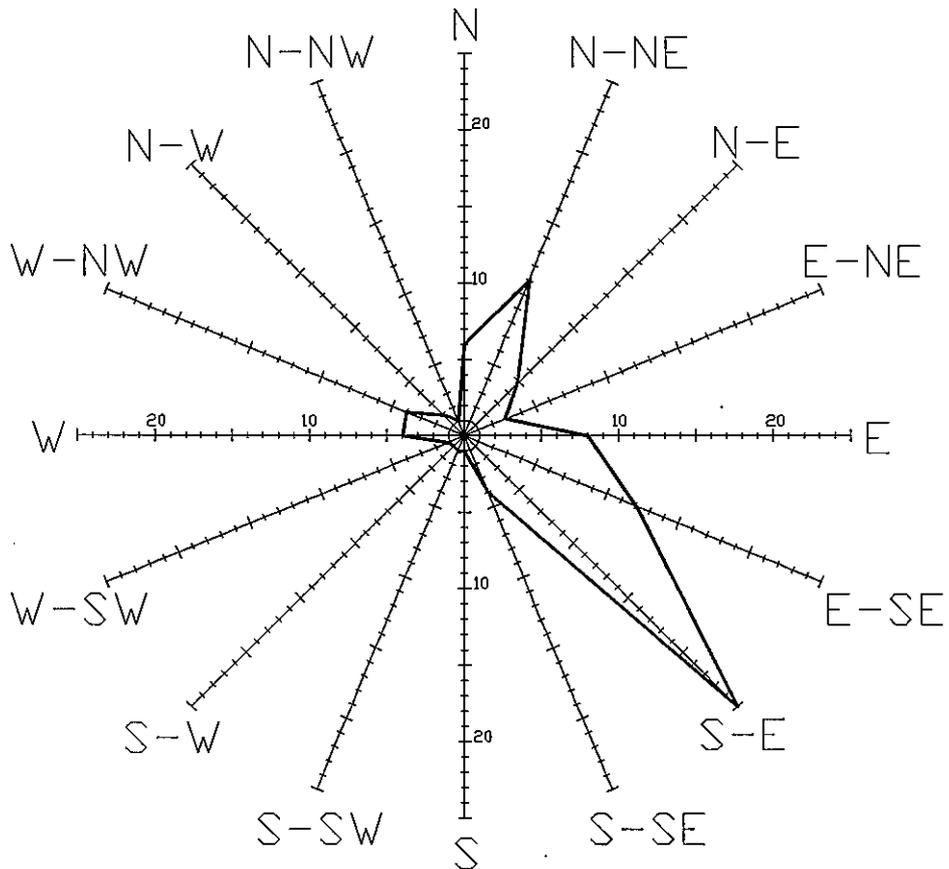


Fig-A.III.17.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Mayo de 1990 en Valencia. Calmas 11.

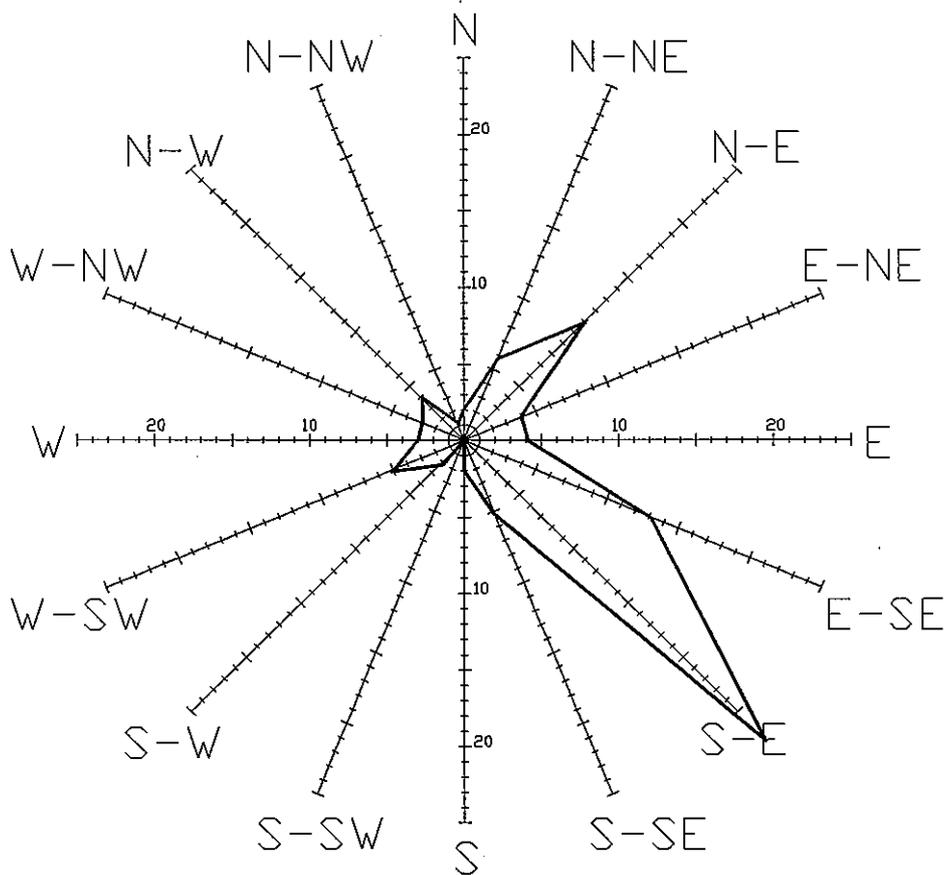


Fig-A.III.19.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Julio de 1990 en Valencia. Calmas 6.

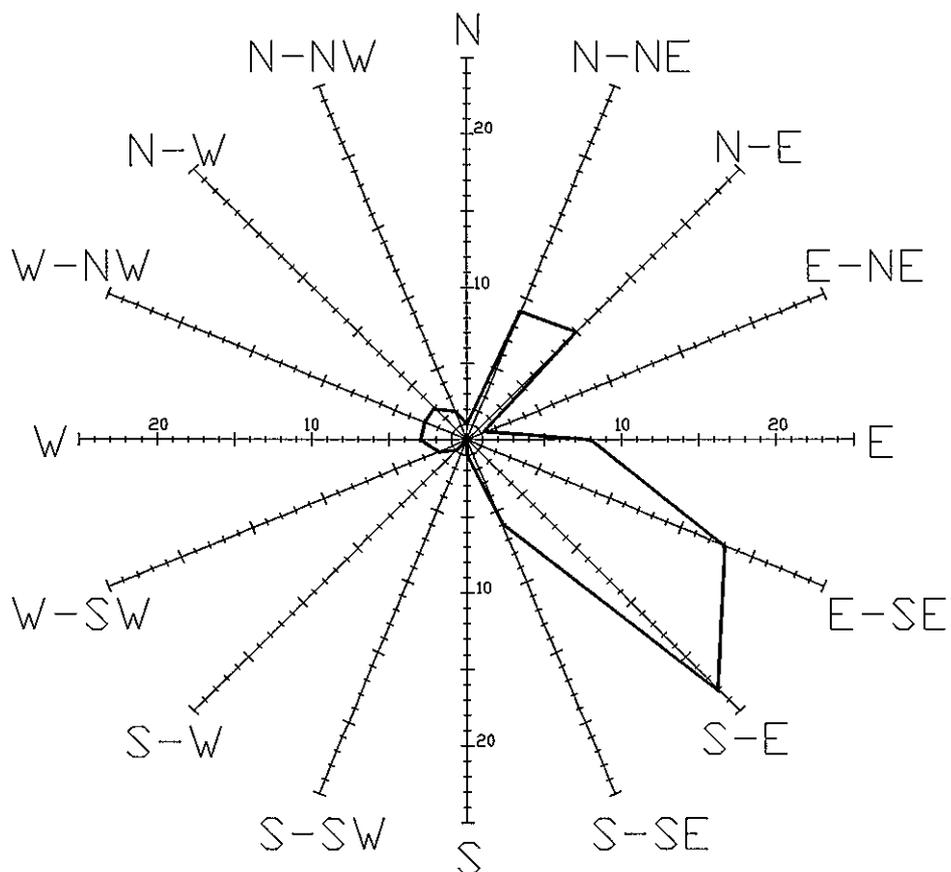


Fig-A.III.20.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Agosto de 1990 en Valencia. Calmas 10.

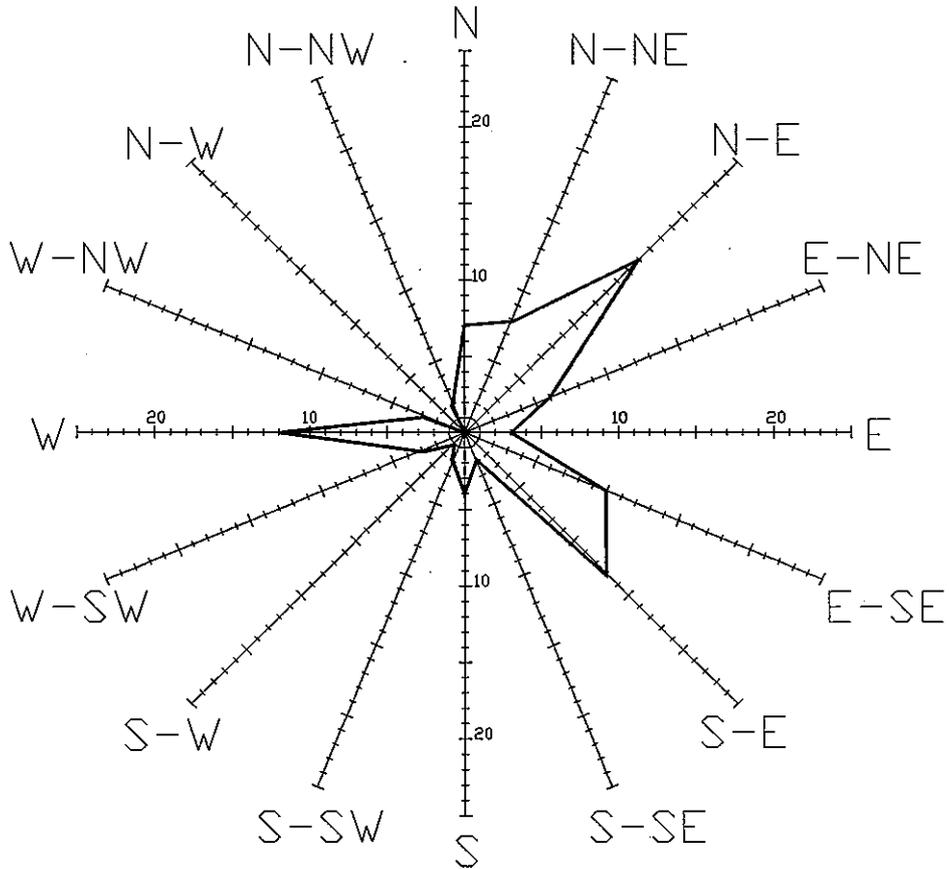


Fig-A.III.21.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Septiembre de 1990 en Valencia. Calmas 8.

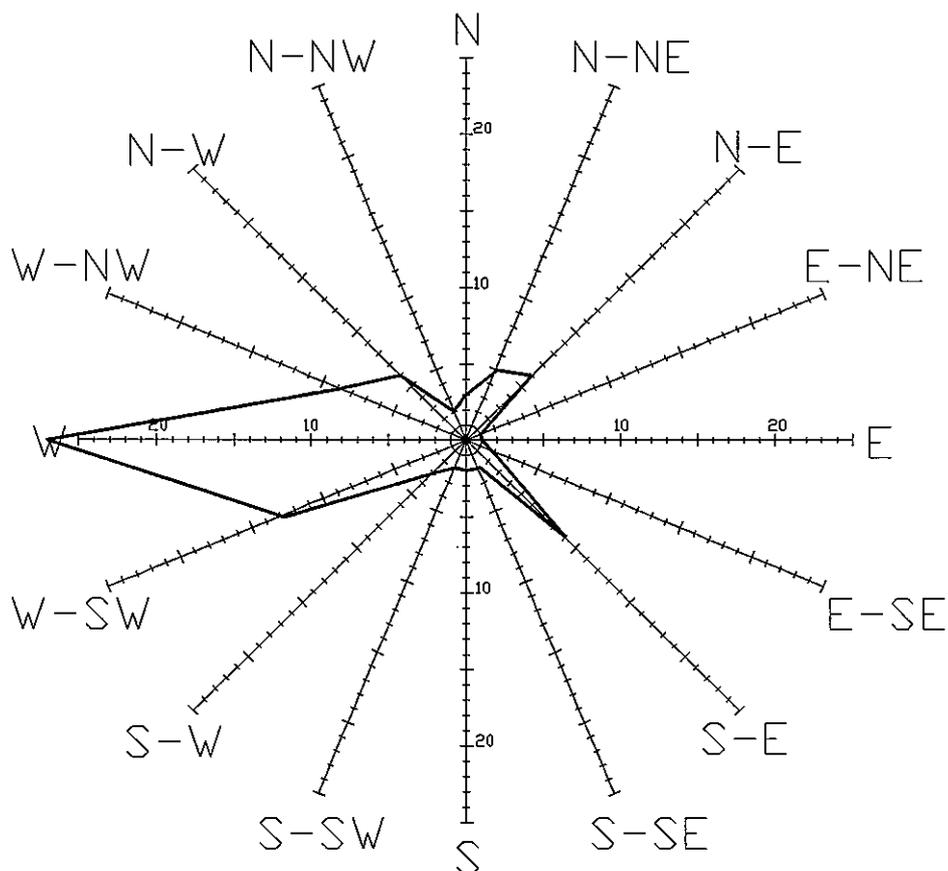


Fig-A.III.22.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Octubre de 1990 en Valencia. Calmas 5.

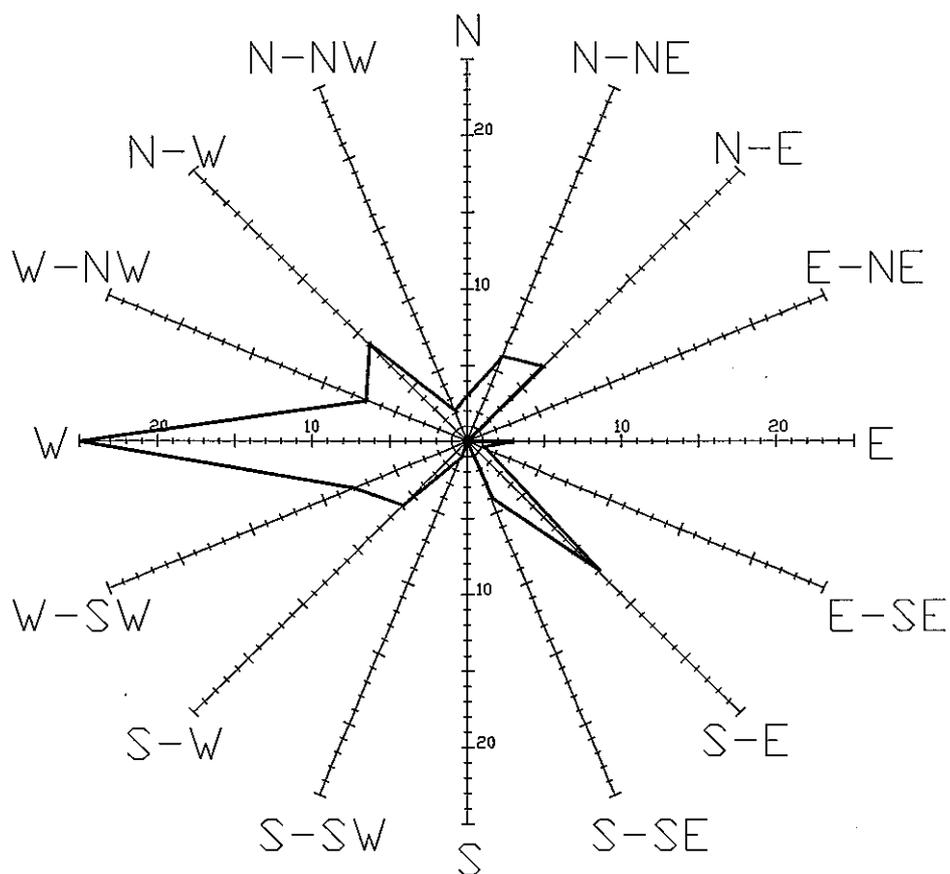


Fig-A.III.23.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Noviembre de 1990 en Valencia. Calmas 6.

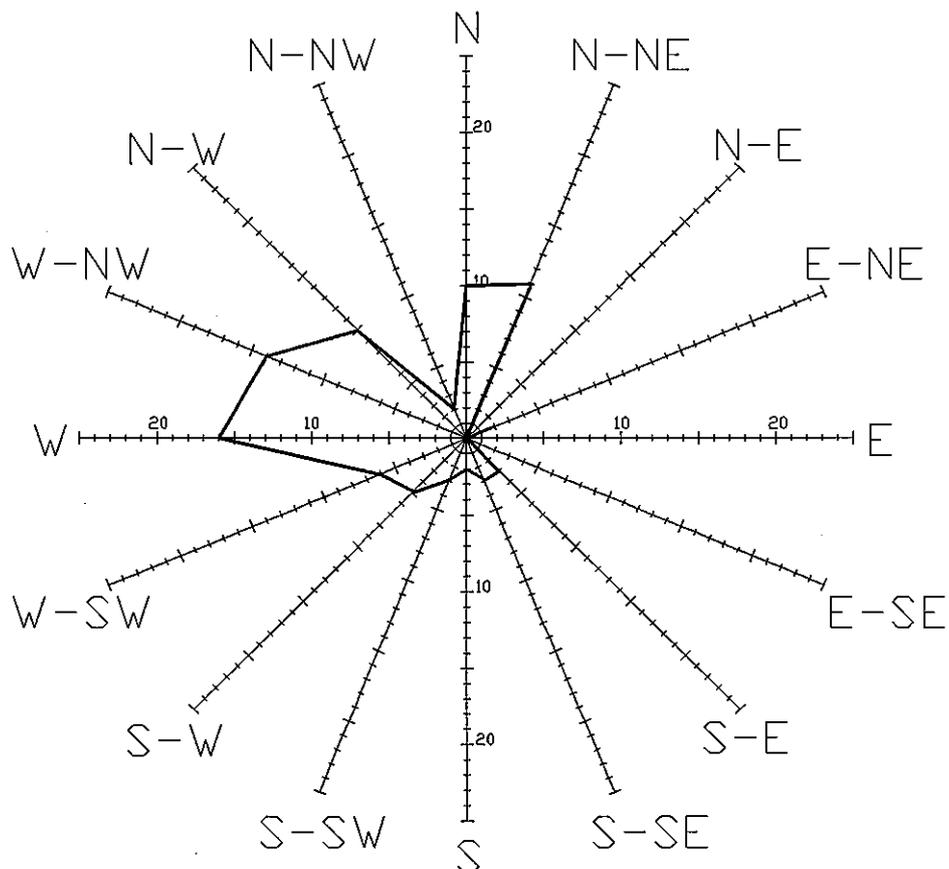


Fig-A.III.24.-Diagrama de frecuencias de rachas de viento de Diciembre de 1990 en Valencia. Calmas 14.

Diagrama de Vientos Medios Anuales de Valencia. Se expresa el porcentaje de rachas. Las calmas se indican. Fuente [MOPT 1991].

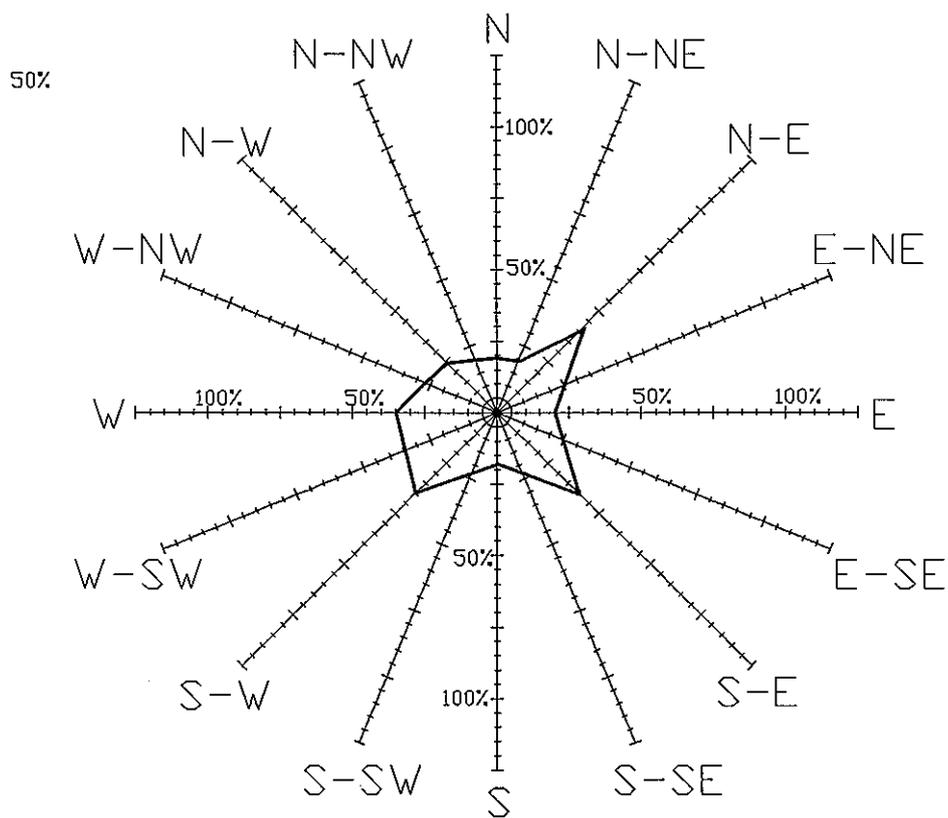


Fig-A.III.25.-Diagrama Anual de Porcentajes de Vientos Predominantes en Valencia. Calmas 48%. Velocidad media del viento entre 5 y 7 m/s.

Diagrama de Vientos Medios Anuales de Sevilla. Se expresa el porcentaje de rachas. Las calmas se indican. Fuente [MOPT 1991].

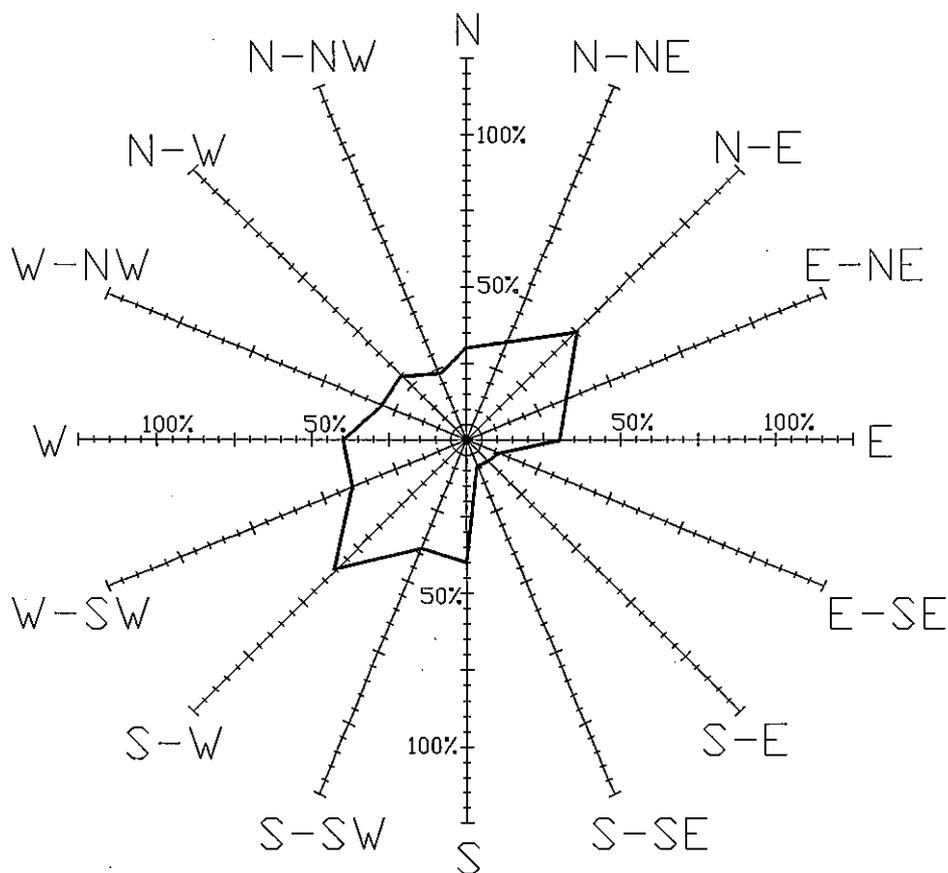


Fig-A.III.26.-Diagrama Anual de Porcentajes de Vientos Predominantes en Sevilla. Calmas 28%. Velocidad media del viento entre 2 y 4 m/s.

