

~~T. PROV. 24/37~~  
T 9/62

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

Departamento de Física Aplicada

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
Facultad de Ciencias  
Fecha ... 10-10-97  
ENTRADA NUM. 3340

***MEDIDA, CARACTERIZACIÓN Y  
MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA  
TÉRMICA ATMOSFÉRICA***

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA  
GRANADA  
Nº Documento 613383413  
Nº Copia 216277983

Tesis Doctoral

Manuel Pérez García

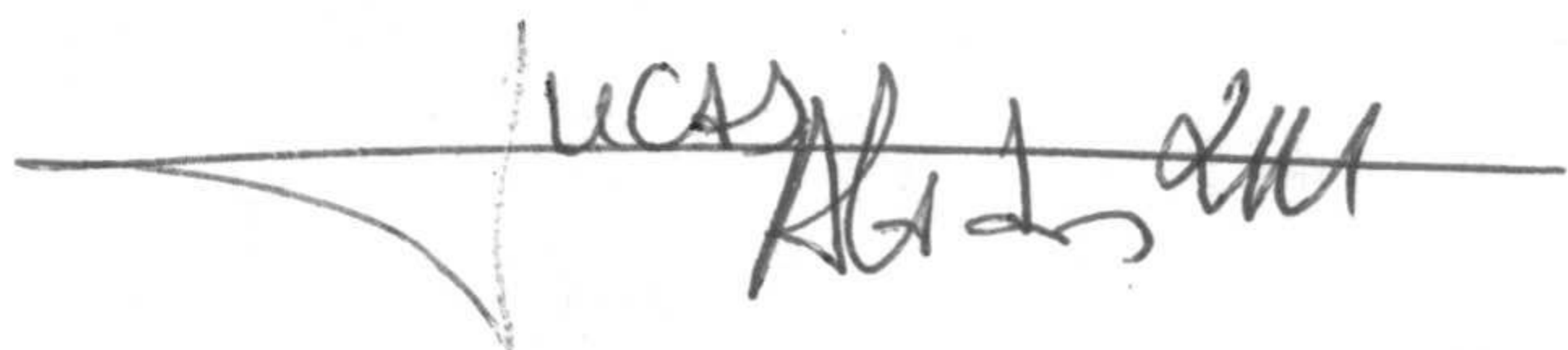
UNIVERSIDAD DE GRANADA  
29 SET. 1987  
CI

**MEDIDA, CARACTERIZACIÓN Y MODELIZACIÓN  
DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA**

Memoria presentada para optar al grado  
de Doctor en Ciencias Físicas

Visado en Granada, a 26 de septiembre de 1.997

Director y Tutor de la Tesis Doctoral:

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Lucas Alados Arboledas', written over a horizontal line.

Fdo: Lucas Alados Arboledas

Profesor Titular de Física Aplicada de la Universidad de Granada

Presentada por:

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Manuel Pérez García', written over a horizontal line.

Fdo: Manuel Pérez García

Licenciado en Ciencias Físicas

**A mi mujer y a mi hija**

## **AGRADECIMIENTOS:**

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento al profesor Alados-Arboledas por aceptar la dirección de este trabajo de investigación y por llevarla a cabo con la dedicación y entrega demostradas a lo largo del mismo.

Quiero dar la gracias, también, al Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Granada y a los directores del programa de doctorado “Radiación y Óptica” por permitirme su realización, así como por el apoyo recibido.

A los profesores Batlles Garrido y Olmo Reyes, quiero agradecer sus sugerencias y comentarios en lo científico, y, en lo personal, su aliento y ayuda.

Finalmente, dar las gracias a mis compañeros del Grupo de Investigación Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada, a mis padres, por los años de callado esfuerzo durante mi formación académica y, en especial, a mi mujer y a mi hija a quienes está dedicada esta memoria.

# TABLA DE CONTENIDOS:

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

## CAPÍTULO II: FUNDAMENTOS

2.1. - INTRODUCCIÓN .....	II-1
2.2. - BALANCE LOCAL DE RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA .....	II-2
2.3. - MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS BÁSICAS.....	II-5
2.3.1 Radiancia monocromática.....	II-5
2.3.2 Densidad de flujo monocromática .....	II-6
2.3.3 Radiación térmica atmosférica .....	II-6
2.3.4 Irradiancia térmica atmosférica .....	II-7
2.4. - ABSORCIÓN Y EMISIÓN DE RADIACIÓN TÉRMICA POR PARTE DE LA ATMÓSFERA .....	II-7
2.4.1 Generalidades sobre el mecanismo físico de absorción y emisión de radiación en los gases.....	II-7
2.4.2 Ecuación de transferencia radiativa y su solución en el caso de la atmósfera .....	II-9
2.4.3 Aproximación de transmisividad de capa o aproximación de transmisividad difusa.....	II-13
2.5. - PROPIEDADES RADIATIVAS DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES ATMOSFÉRICOS .....	II-15
2.5.1 Vapor de agua .....	II-16

2.5.2 Dióxido de carbono .....	II-17
2.5.3 Ozono .....	II-17
2.5.4 Otros componentes .....	II-17
2.6. - COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA Y SU INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA OBSERVADA EN SUPERFICIE.	II-20
2.6.1 Distribución vertical presión y temperatura .....	II-21
2.6.2 Distribución vertical de vapor de agua.....	II-23
2.6.3 Distribución vertical de otros componentes atmosféricos .....	II-25
2.6.4 Perfiles atmosféricos tipo .....	II-27
2.7. - VARIABLES CARACTERÍSTICAS DEL COMPORTAMIENTO RADIATIVO ATMOSFÉRICO A NIVEL DE SUPERFICIE .....	II-28
2.7.1 Emisividad equivalente del cielo.....	II-28
2.7.2 Temperatura de cielo y depresión equivalente de temperatura .....	II-30

**CAPÍTULO III: ESTIMACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA  
ATMOSFÉRICA MEDIANTE MÉTODOS INSTRUMENTALES:  
UTILIZACIÓN DEL PIRGEÓMETRO**

3.1. INTRODUCCIÓN .....	III-1
3.2. GENERALIDADES SOBRE LOS MÉTODOS INSTRUMENTALES DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA.....	III-2
3.3. UTILIZACIÓN DEL PIRGEÓMETRO EN LA MEDIDA DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA .....	III-4

3.3.1 Introducción.....	III-4
3.3.2 Estudio general del pirgeómetro .....	III-5
3.3.3 Experimentos de calibración del pirgeómetro.....	III-16
3.3.4 Análisis de errores sistemáticos en la medida con pirgeómetro .....	III-19
3.3.5 Experimentos para la evaluación del efecto del calentamiento de la cúpula .....	III-25

**CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA  
TÉRMICA ATMOSFÉRICA: APLICACIÓN A LA ZONA BAJO  
ESTUDIO**

4.1. INTRODUCCIÓN.....	IV-1
4.2. DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS UTILIZADA.....	IV-2
4.2.1 Generalidades.....	IV-2
4.2.2 Estación radiométrico-meteorológica del Grupo de Investigación de Física de la Atmósfera .....	IV-3
4.2.3 Información sinóptica del Aeropuerto de Almería .....	IV-7
4.2.4 Integración de las fuentes de datos meteorológicos .....	IV-9
4.2.5 Información sobre la estructura vertical de la atmósfera .....	IV-9
4.2.6 Bases de datos equivalentes para contrastación .....	IV-10
4.3. CARACTERIZACIÓN ELEMENTAL DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS CON POSIBLE INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA OBSERVADA EN SUPERFICIE .....	IV-11

4.3.1 Régimen de temperaturas .....	IV-12
4.3.2 Régimen de humedad.....	IV-15
4.3.3 Régimen de vientos .....	IV-17
4.3.4 Resumen de la caracterización elemental de variables meteorológicas influyentes	IV-22
<b>4.4. CARACTERIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO RADIATIVO.....</b>	<b>IV-24</b>
4.4.1 Caracterización específica de la emisividad equivalente del cielo y de la irradiancia térmica atmosférica .....	IV-25
4.4.2 Estudio de las dependencias elementales de la irradiancia térmica atmosférica y la emisividad equivalente del cielo.....	IV-27
4.4.3 Caracterización genérica de la irradiancia térmica atmosférica para aplicaciones de tipo tecnológico.....	IV-32

## **CAPÍTULO V : MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO**

5.1. INTRODUCCIÓN.....	V-1
5.2. MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA PARA SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO .....	V-6
5.2.1 Modelos de tipo físico.....	V-6
5.2.2 Modelos semiempíricos .....	V-14
5.2.3 Modelos de regresión.....	V-16



5.3. VALIDACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO.....	V-18
5.3.1 Esquema general de la validación experimental .....	V-19
5.3.2 Aplicación de los modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica a la base de datos disponible .....	V-20
5.3.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos convencionales .....	V-27
5.4. ASPECTOS ESPECÍFICOS DE LA MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO .....	V-33
5.4.1 Influencia de las variaciones diarias de la estructura vertical de la atmósfera....	V-34
5.4.2 Procedimientos de corrección del efecto día / noche en los modelos de estimación	V-43
5.4.3 Ajustes por la influencia de componentes atmosféricos distintos del vapor de agua	V-46
5.4.4 Consecuencias de la inclusión de los aspectos específicos en el funcionamiento de los modelos convencionales para la estimación de la irradiancia térmica atmosférica..	V-48
5.5. MODELOS LOCALES DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO .....	V-51
5.5.1 Modelos locales genéricos .....	V-52
5.5.2 Modelos locales basados en ajustes de modelos analíticos .....	V-53
5.5.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos locales .....	V-56

## **CAPÍTULO VI : MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO CUBIERTO**

6.1. INTRODUCCIÓN.....	VI-1
6.2. INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA A NIVEL DE SUPERFICIE.....	VI-1
6.3. MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO CUBIERTO.....	VI-4
6.3.1 Modelos de tipo físico.....	VI-4
6.3.2 Modelos de tipo empírico.....	VI-8
6.3.3 Formulación detallada de la emisividad de nubes.....	VI-9
6.3.4 Formulación conjunta de los modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo cubierto.....	VI-12
6.4. ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO LOCAL DE LA COBERTURA NUBOSA Y SU INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA  ATMOSFÉRICA OBSERVADA.....	VI-13
6.4.1 Influencia de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica.....	VI-13
6.4.2 Modelos locales de estimación de la influencia de la cobertura nubosa.....	VI-18
6.5. VALIDACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO.....	VI-21

6.5.1 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos convencionales. ....	VI-22
6.5.2 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos físicos convencionales incluyendo propuesta de mejora .....	VI-23
6.5.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos locales de comportamiento de nubes.....	VI-26

## **CONCLUSIONES**

## **APÉNDICES**

**APÉNDICE 1:** PERFILES VERTICALES DE REFERENCIA

**APÉNDICE 2:** ÍNDICES CARACTERÍSTICOS DEL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

**APÉNDICE 3:** INFORMACIÓN SINÓPTICA SUMINISTRADA POR EL INM

**APÉNDICE 4:** MODELOS DE ESTIMACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA

**APÉNDICE 5:** GRÁFICAS DE DISPERSIÓN OBSERVACIONES-ESTIMACIONES.

## **BIBLIOGRAFÍA**

## **Capítulo I :**

# **INTRODUCCIÓN**

El estado termodinámico del sistema constituido por la atmósfera y la superficie terrestre es el resultante del balance de los distintos flujos energéticos presentes en el mismo. A la hora de clasificar cada uno de estos flujos pueden utilizarse varios criterios. Un criterio atendería, por ejemplo, a la resolución espacial de los procesos de intercambio que estemos considerando pudiendo, entonces, hablar de fenómenos a escala planetaria como el albedo terrestre, fenómenos a escala intermedia como los asociados a lo que se conoce como circulación general de la atmósfera y, por último, fenómenos de intercambio locales, que se manifestarán precisamente en la aparición de determinadas situaciones climatológicas propias de cada zona.

Otro criterio podría atender al hecho de que los flujos observados estén asociados a intercambios de materia y momento, en cuyo caso, al balance de calor habrá que añadir el balance de energía mecánica, como ocurre en el caso de los movimientos longitudinales y transversales de las masas de aire. También es posible distinguir entre flujos latentes o flujos sensibles en función de que el intercambio de energía conlleve o no cambios de fase de ciertos componentes atmosféricos, como los flujos energéticos que intervienen en el ciclo del agua o en la formación de las nubes .

De todas estas posibles categorías, este trabajo de investigación está dedicado al estudio de la irradiancia térmica atmosférica como una de las componentes del balance radiativo local en aquellas longitudes de onda correspondientes al infrarrojo térmico.

Esto es, de los flujos energéticos presentes a nivel de superficie, nos restringiremos a aquellos que aparecen en un entorno a pequeña escala, y, de entre estos, estudiaremos aquellos que se manifiestan en forma de radiación electromagnética. Una vez descartadas las aportaciones que denominaremos de tipo solar, entre  $0.3 \mu\text{m}$  y  $4 \mu\text{m}$ , circunscribiremos la cuestión a la determinación experimental, la caracterización estadística básica y la estimación analítica de la radiación que es recibida por el terreno u otras superficies (cobertura vegetal, envolventes de edificios,...) correspondiente a la emisión propia de determinados componentes atmosféricos y que está contenida en el intervalo espectral comprendido entre los  $4$  y los  $100 \mu\text{m}$ .

El interés en el conocimiento de ésta componente es evidente a tenor de su influencia en fenómenos meteorológicos como la formación de nieblas o la aparición de escarcha, así como por su posible aplicación en recientes desarrollos tecnológicos relacionados con la refrigeración natural de los edificios, la obtención de agua a partir de la condensación del vapor atmosférico o su efecto en el microclima de los cultivos protegidos, cuestión esta última de especial relevancia en la zona de aplicación de la mayoría de los resultados de este trabajo de investigación.

Hay que decir también que la irradiancia térmica atmosférica es el resultado de un proceso físico complejo en el que se combinan fenómenos macroscópicos (existencia de determinada estructura vertical de la atmósfera) con interacciones moleculares elementales. Dicha complejidad, incrementada por perturbaciones de tipo incontrolable como la influencia de la nubosidad o la alteración artificial de la concentración de gases atmosféricos como el  $\text{CO}_2$  o los halocarburos, justifica por sí misma la necesidad de estudios específicos sobre éste tema.

En cualquier caso, la constatación del incremento del denominado efecto invernadero atmosférico y el consiguiente calentamiento global de la atmósfera, provocado por las

perturbaciones anteriormente mencionadas, fomentarán también el interés en estudios de este tipo, en principio locales, pero enmarcables en un entorno general con un impacto evidente.

Por último, la necesidad planteada se ve reforzada una vez se han constatado ciertas limitaciones en los métodos de estimación, tanto instrumentales como analíticos, de esta componente del balance radiativo local, así como por la ausencia de estudios específicos para la zona considerada en esta trabajo de investigación.

Para realizar el mismo se ha contado, en primer lugar, con instrumentación específica que ha permitido la obtención de un registro continuado de las diferentes magnitudes de interés, así como la realización de experiencias orientadas a la mejora de uno de los procedimientos experimentales propuestos; en segundo lugar, la propia base de datos generada ha posibilitado la realización de los análisis estadísticos y las validaciones experimentales incluidas también como parte de esta memoria.

Por otro lado, la extensión temporal y el período de muestreo utilizados ha permitido, también, estudiar procesos específicos que se manifiestan en la variabilidad estacional, intradiurna y horaria de la propia emisión térmica atmosférica.

Relacionado con lo anterior, hay que decir que ha resultado de interés el poder contar con otra base de datos equivalente para una localización con características climatológicas netamente diferentes, aunque geográficamente cercana, en la ciudad de Granada. De esta manera, se han podido distinguir lo que serían procesos fuertemente relacionados con características locales como, por ejemplo, el mayor o menor grado de humedad atmosférica, de procesos generales, propios del comportamiento de la irradiancia térmica atmosférica como, por ejemplo, la influencia de la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera en la emisividad equivalente del cielo.

De acuerdo con las consideraciones de tipo general expresadas hasta ahora, este trabajo de investigación se ha planteado con los siguientes objetivos:

- Evaluar el funcionamiento de uno de los instrumentos de medida más aceptados para la determinación experimental de la radiación térmica atmosférica, denominado pirgeómetro, así como establecer las limitaciones intrínsecas de dicho procedimiento. Proponer y contrastar experimentalmente un método para la detección y eliminación de errores de tipo sistemático propios de su empleo en situaciones diurnas.
  
- Realizar una caracterización del comportamiento de la irradiancia térmica atmosférica en base a la existencia de un conjunto de datos específico para una determinada localización y periodo (Almería, años 1.990-1.994), y estudio de la posible relación de esta variable con la evolución diaria y estacional de otras variables meteorológicas de interés.
  
- Verificar la idoneidad y validar experimentalmente determinados modelos establecidos de estimación indirecta de irradiancia térmica atmosférica, para cielo despejado y cielo cubierto, así como elaborar modelos propios con aportaciones en lo referente a la influencia de la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera en sus capas más cercanas a la superficie terrestre. A partir de dichos modelos y de los propios datos experimentales, inferir propiedades del intercambio radiativo atmosférico en cualquier tipo de situación de cobertura nubosa.

De acuerdo a lo anterior, después de esta introducción, el siguiente capítulo de esta memoria (Capítulo II) está dedicado a la recopilación de los fundamentos necesarios para abordar de forma rigurosa el estudio de la irradiancia térmica atmosférica, resaltando aquellos aspectos tratados en este trabajo de investigación. Se introducirá, por tanto, la terminología básica para las magnitudes de nuestro interés, se describirá de forma elemental la formulación físico-matemática de la que es posible extraer las relaciones entre dichas magnitudes y sus dependencias, y se introducirán los entornos tanto macroscópico (estructura vertical de la atmósfera) como microscópico (comportamiento espectral de los componentes atmosféricos) que determinan la existencia de un nivel u otro de irradiancia térmica en superficie.

El siguiente capítulo (Capítulo III) está dedicado al estudio de los métodos instrumentales de obtención de esta variable, y de entre estos, se hace un estudio pormenorizado de uno en concreto, el pirgeómetro. En dicho estudio, se realiza una



contribución específica relacionada con la elaboración de un procedimiento de reducción de los errores de tipo sistemático producidos en las medidas diurnas por efecto solar. También se establece el nivel mínimo de confianza de los propios datos utilizados en los capítulos posteriores de esta memoria.

A continuación, una vez conocidas las dependencias elementales (Capítulo II) y contrastado el procedimiento experimental utilizado (Capítulo III), se ha llevado a cabo un análisis estadístico de los valores de irradiancia térmica atmosférica recogidos en Almería durante un período de 4 años (Capítulo IV). El estudio está orientado a la extracción de información sobre aquellos aspectos meteorológicos con influencia en la irradiancia térmica, así como en la evolución diaria y estacional de la misma para cualquier tipo de cobertura nubosa. A través del mismo, se podrá poner de manifiesto características propias del emplazamiento, descubrir influencias adicionales que no es posible conocer a no ser que se utilicen registros extensos y, por último, limitar el rango de aplicación de los métodos de estimación indirectos que se estudiarán a continuación.

En los Capítulos V y VI, finalmente, se lleva a cabo un estudio de estos métodos de estimación indirecta de la irradiancia térmica atmosférica a partir de datos de superficie para cielos despejados y con nubes, respectivamente. En ambos casos se ha estudiado su aplicabilidad a la zona bajo estudio, así como se incluyen contribuciones al incremento de su capacidad predictiva, tanto desde un punto de vista físico como estadístico. En el primer caso, se ha cuestionado la validez de modelos con una formulación fija de la estructura vertical de la atmósfera y se han propuesto mejoras en los mismos y, en el segundo, se han estimado los índices de funcionamiento de los modelos en función del análisis de las diferencias observadas entre las medidas realizadas y las correspondientes estimaciones indirectas de las mismas.

## Capítulo II :

# FUNDAMENTOS

## 2.1.- INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen de forma genérica algunos fundamentos necesarios para abordar los distintos aspectos de la irradiancia térmica atmosférica tratados en esta memoria.

Esta descripción se ha estructurado de la siguiente manera: en primer lugar, se define la irradiancia térmica atmosférica como parte de un fenómeno de intercambio radiativo atmosférico más general, y se introducen las magnitudes radiométricas básicas que van a servir para su formulación física.

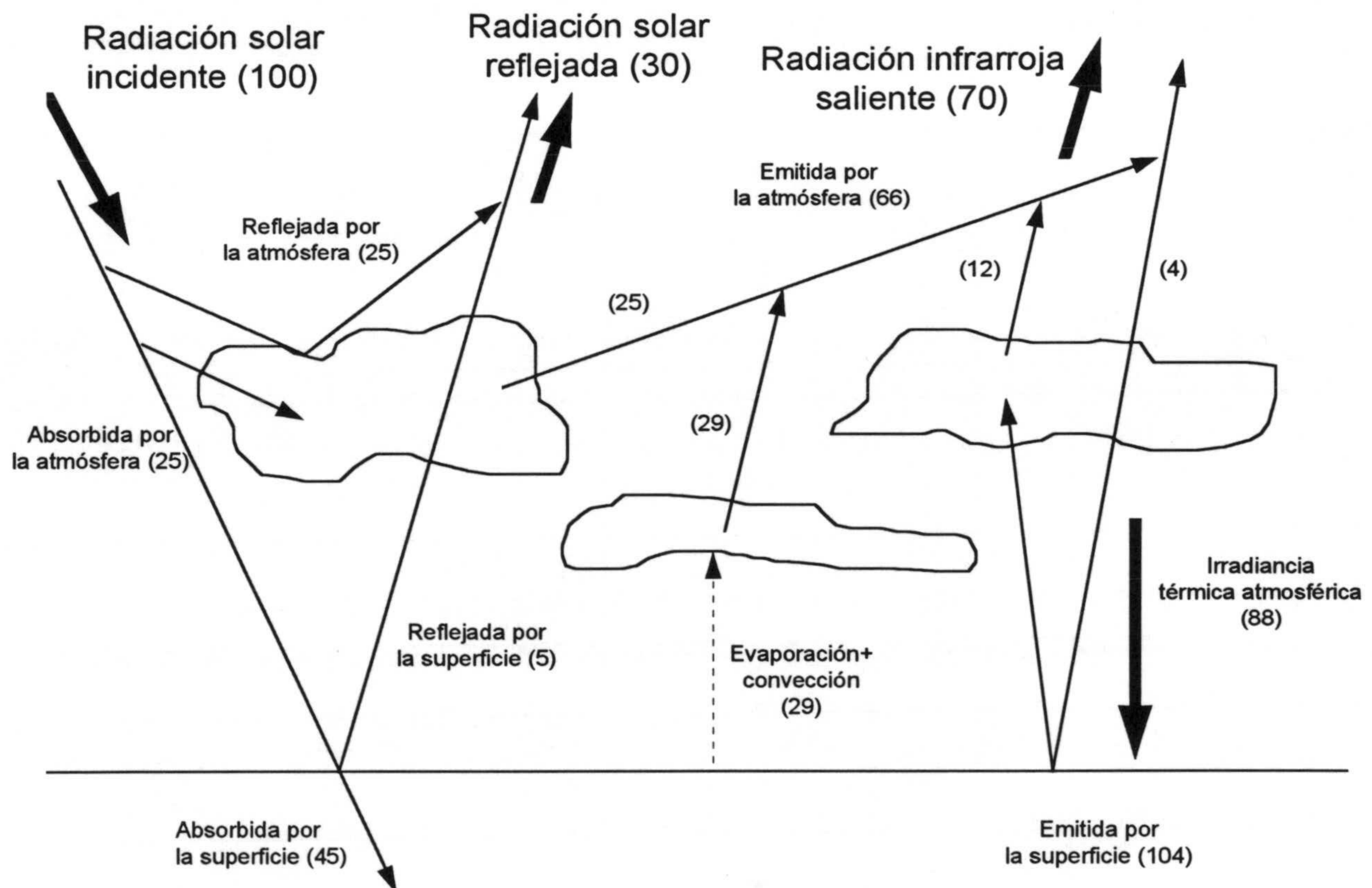
A continuación se establecen las ecuaciones fundamentales que determinan su comportamiento y las dependencias básicas de esta variable. Como, de acuerdo a estas ecuaciones, las dependencias son fundamentalmente dos: el comportamiento radiativo de determinados gases constituyentes de la atmósfera y la estructura vertical de la misma, se hará mención específica a ambos aspectos.

Finalmente, se introducen los índices simplificados de caracterización de la irradiancia térmica atmosférica, necesarios para su descripción en términos equivalentes a los utilizados para otras variables meteorológicas y utilizados en el estudio genérico del comportamiento observado y en los modelos de estimación indirectos incluidos también en esta memoria.

## 2.2.- BALANCE LOCAL DE RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

De forma general, el balance radiativo local a nivel de superficie se establece entre tres contribuciones: una contribución externa positiva, posteriormente modulada por la propia atmósfera, correspondiente a lo que normalmente se conoce como radiación solar, la emisión propia de la superficie terrestre o superficies interfase, que puede considerarse como contribución negativa y, por último, una contribución positiva por parte de los gases atmosféricos, objeto de éste estudio.

Estimaciones de tipo global (Schneider, 1.989) conducen a los flujos y porcentajes reflejados en la figura 2.1, aunque la cuantificación, tanto analítica como instrumental, de cada uno de ellos resulta en sí misma objeto de líneas de investigación completas (Kondratyev, 1969; Coulson, 1975; Paltridge y Platt 1976; Liou, 1989; Iqbal, 1983; Goody y Young, 1989; Lenoble, 1993).



**Figura 2.1:** Contribución relativa de los distintos flujos radiativos a nivel de superficie según Schneider (1.989)

En concreto, la primera distinción que debemos hacer entre las tres contribuciones mencionadas al balance radiativo local es de tipo espectral. Lo que normalmente denominamos radiación solar, cubre la región comprendida entre los 0.2 y 2  $\mu\text{m}$  con una aportación máxima en torno a los 0.4  $\mu\text{m}$ , en consonancia con la características emisivas de la fuente de la que procede, esto es, el sol. Esta dependencia con la fuente, por otro lado, provoca características de tipo determinista en su comportamiento (ciclos diario y estacional, efecto de la latitud) fácilmente relacionables con aspectos astronómicos propios de la posición relativa sol / superficie terrestre (Iqbal, 1982).

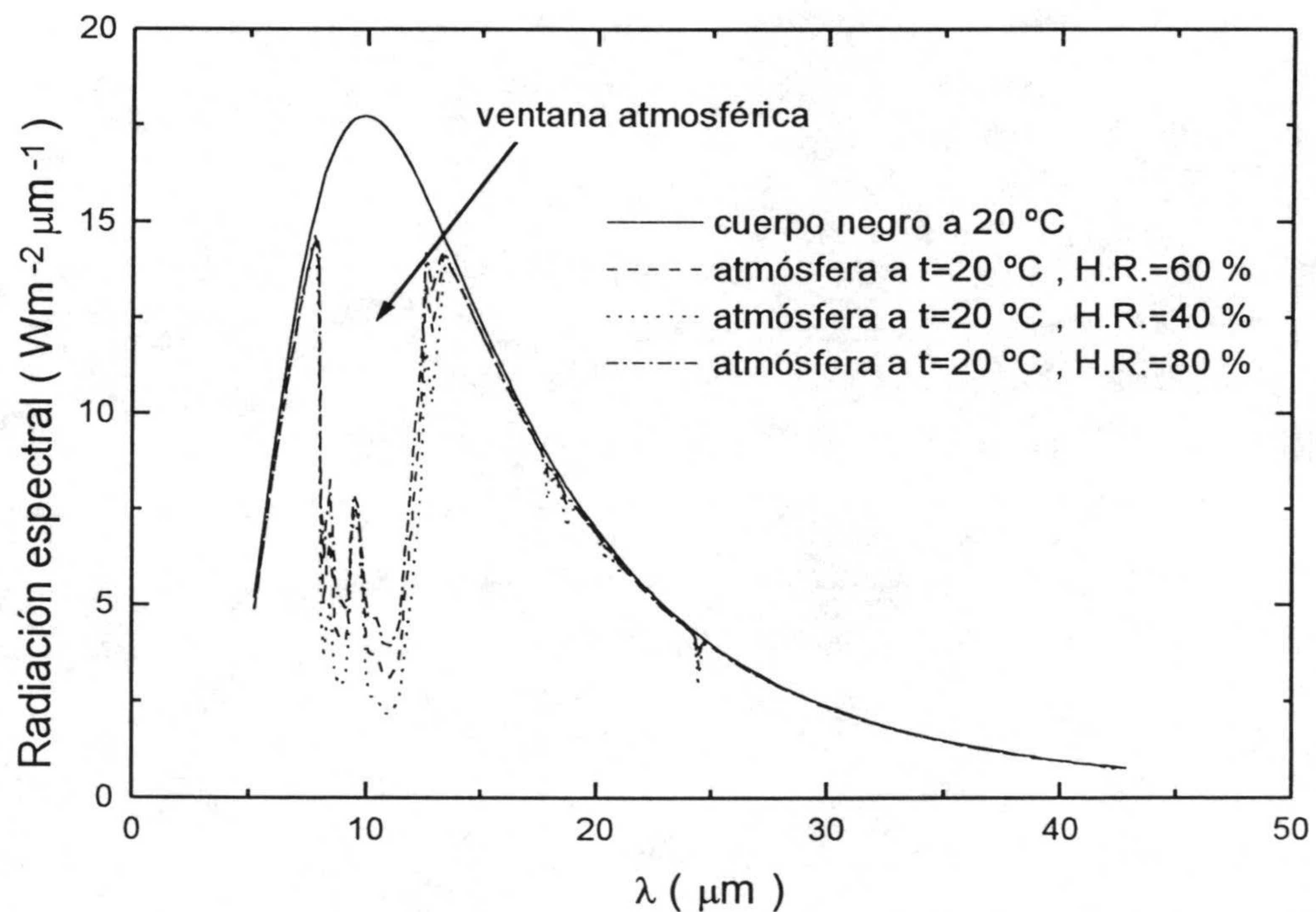
La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera, por otra parte, sufre a su paso por las distintas capas constituyentes de la misma, diferentes procesos de reflexión, absorción y dispersión que determinarán tanto la magnitud y naturaleza, directa o difusa, de la radiación finalmente recibida a nivel de superficie (Batlles, 1995) así como su comportamiento dinámico (Tovar, 1996).

Sin embargo, las otras dos contribuciones al balance radiativo local, la positiva relacionada con la aportación de los gases atmosférico y la negativa por las pérdidas de las superficies de interfase presentan un contenido espectral por encima de los 4  $\mu\text{m}$ , correspondiente al infrarrojo térmico, pudiendo distinguirse perfectamente del régimen solar. De la misma manera, puede afirmarse que, al contrario que en el caso anterior, los fenómenos determinantes de su magnitud y evolución temporal son la emisión propia y la absorción, en lugar de la reflexión o la dispersión.

De estas dos componentes, este trabajo de investigación está dedicado al estudio de la primera de ellas, que inicialmente contrarrestará la emisión hacia el exterior de las superficies interfase (terreno, cobertura vegetal,...). La magnitud de este efecto elemental de compensación de pérdidas en onda larga queda claramente manifiesta mediante un modelo simplificado balance general planetario sin atmósfera (Feagle y Businger, 1963) que conduce a temperaturas en superficie entre 30 y 40  $^{\circ}\text{C}$  inferiores a las realmente existentes si no existiese esta contribución.

Como aspecto importante hay que destacar que el análisis del contenido espectral general de esta aportación, obtenido de forma experimental o estimado mediante alguno de los métodos que se presentarán a continuación, indica que la radiación recibida a nivel de superficie sería la equivalente a la emisión térmica de la propia atmósfera, considerando ésta como un emisor perfecto a una temperatura absoluta igual a la del aire a nivel de garita, presentando, sin embargo, una región denominada ventana atmosférica, comprendida aproximadamente entre los 8 y los 13  $\mu\text{m}$ , en la que se produce un mínimo local en la irradiancia espectral recibida (Figura 2.2). Este mínimo se hace menos evidente, como veremos más adelante por un incremento del contenido de vapor de agua atmosférico o debido a la presencia de nubes.

Por otro lado, la existencia de este mínimo determina que lo que posteriormente definiremos como emisividad equivalente del cielo, sea inferior a la unidad y, en general, el balance energético en onda larga establecido entre las superficies interfase y la propia atmósfera sea normalmente negativo.



**Figura 2.2:** Irradiancia espectral para distintas condiciones en superficie en situaciones de cielo despejado según el modelo de Das e Iqbal (1982)

## 2.3.- MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS BÁSICAS

Este apartado se recoge la terminología elemental de las magnitudes radiométricas que aparecerán a lo largo de este capítulo y en capítulos posteriores. Se ha considerado interesante incluir el mismo, entre otras cosas, con el fin unificar las diferentes aproximaciones utilizadas según las fuentes consultadas, especialmente debido a las distinciones que se establecen por el hecho de que el fenómeno se analice desde un punto de vista físico (estudio de los procesos en sí y su formulación matemática) o desde un punto de vista tecnológico (resultados finales y su representación simplificada con fines aplicados). De forma general distinguiremos las siguientes magnitudes:

### 2.3.1 Radiancia monocromática, $L_\lambda$ ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )

Para una geometría como la representada en la figura 2.3 se define la radiancia monocromática como la cantidad de energía comprendida en el intervalo espectral  $\lambda$ ,  $\lambda + d\lambda$  que atraviesa o emite un elemento de superficie  $dA$  en la dirección determinada por el ángulo  $\theta$  por unidad de ángulo sólido  $d\Omega$ :

$$L_\lambda = \frac{dE_\lambda}{\cos\theta d\Omega d\lambda dt dA} \quad \text{Ec. 2. 1}$$

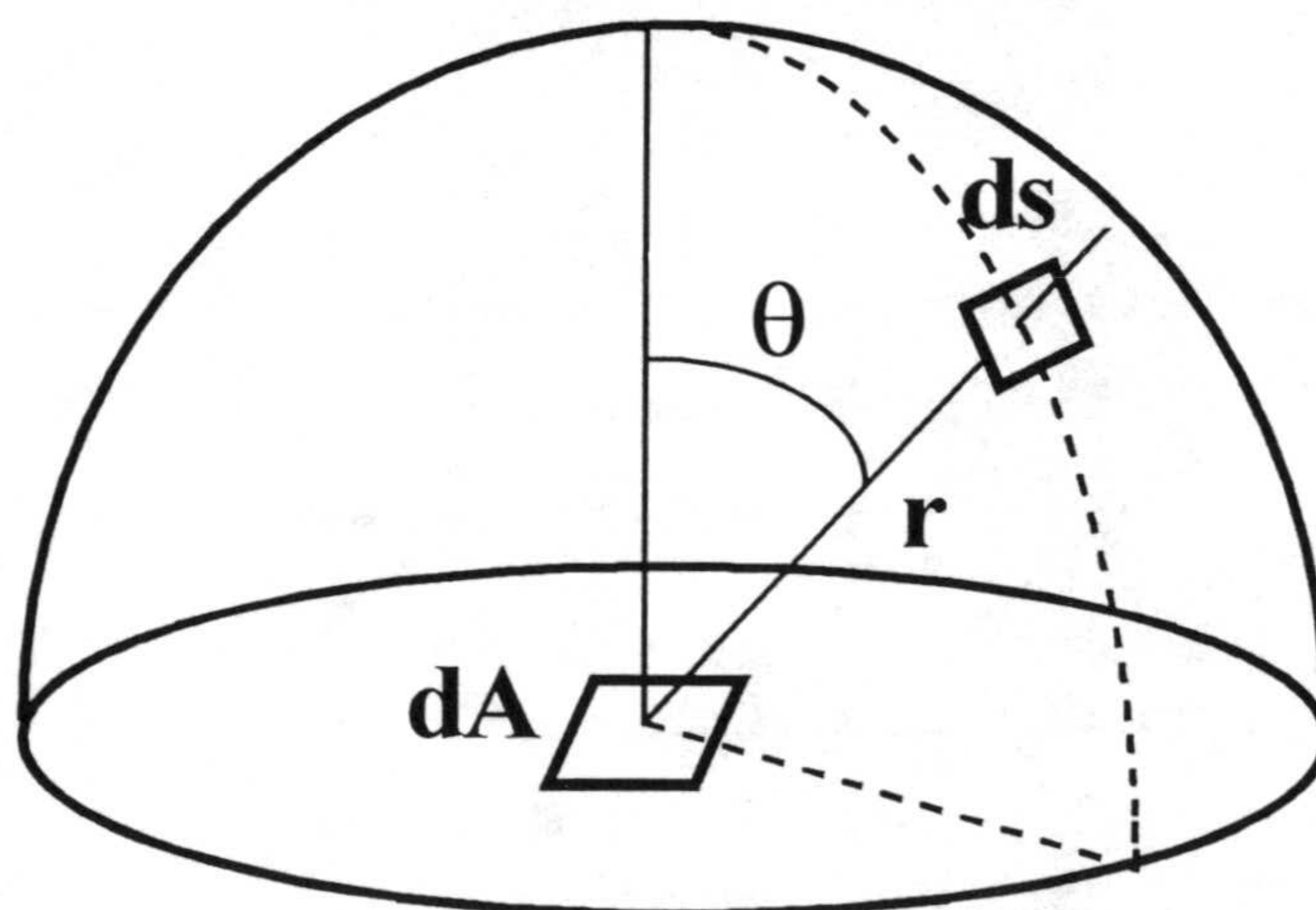


Figura 2.3: Referencias geométricas para la descripción y definición de las magnitudes radiométricas básicas.

### 2.3.2 Densidad de flujo monocromática ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ )

La densidad de flujo monocromática es el resultado de la integración de la componente normal de la radiancia monocromática para determinado ángulo sólido:

$$F_{\lambda} = \int_{\Omega} L_{\lambda} \cos\theta d\Omega \quad \text{Ec. 2. 2}$$

La situación más habitual para su determinación se trata del cálculo de la densidad de flujo resultante sobre una superficie horizontal proveniente del hemisferio que la confina (Figura 2.3). En este caso, si la radiancia monocromática es igual para todas las direcciones del espacio, puede establecerse, de forma inmediata, una relación elemental entre la densidad de flujo resultante y dicho valor constante de radiancia:

$$F_{\lambda} = \pi L_{\lambda} \quad \text{Ec. 2. 3}$$

### 2.3.3 Radiación térmica atmosférica

Este término engloba los diferentes flujos radiativos presentes en la atmósfera comprendidos entre los 4 y los 100  $\mu m$ . Entre ellos se encontrarán tanto los correspondientes a la absorción y emisión de los gases y componentes atmosféricos como los de las superficies en la interfase tierra-atmósfera. En ocasiones, para distinguir ambas situaciones se denomina radiación terrestre a la emisión de la superficie y se reserva el nombre de radiación atmosférica para la componente correspondiente a los gases atmosféricos.

Normalmente, al utilizarse el término radiación térmica atmosférica de forma genérica, sin hacer mención a ningún fenómeno concreto, no es necesario distinguir que la descripción, en principio, se refiera explícitamente a la radiancia o a la densidad de flujo radiante.



### 2.3.4 Irradiancia térmica atmosférica, $\phi\downarrow$ ( $Wm^{-2}$ )

Finalmente, todas las definiciones anteriores nos permiten hablar de la irradiancia térmica atmosférica como la densidad de flujo incidente sobre una superficie horizontal resultante de la emisión de los diferentes gases y componentes atmosféricos (nubes, partículas en suspensión,...).

Por su propia definición, esta magnitud se trataría de una magnitud con determinada dependencia espectral, aunque lo habitual es considerar su valor integrado para todas las longitudes de onda, de tal manera que:

$$\phi\downarrow = \int_0^{\infty} F_{\lambda} d\lambda \quad \text{Ec. 2. 4}$$

permitiendo lo anterior simplificar en gran medida su representación como una de las componentes, en éste caso positiva, del balance radiativo resultante sobre una superficie.

## 2.4.- ABSORCIÓN Y EMISIÓN DE RADIACIÓN TÉRMICA POR PARTE DE LA ATMÓSFERA

### 2.4.1 Generalidades sobre el mecanismo físico de absorción y emisión de radiación en los gases

De acuerdo a los objetivos generales de este trabajo de investigación y a la consideraciones previas expresadas en cuanto a qué componente del balance radiativo local es de nuestro interés, se hace necesario establecer cuales son las relaciones elementales que existen entre las distintas magnitudes que intervienen en el proceso y cual es la influencia de los distintos parámetros que aparecen en dichas relaciones. De ésta manera, obtendremos sus ecuaciones básicas y una primera estimación de comportamientos globales del fenómeno a analizar (efectos de los distintos tipos de componentes atmosféricos, fuentes de variabilidad en las observaciones experimentales, etc).

El estudio de las diferentes aproximaciones utilizadas en la resolución de dichas ecuaciones nos permitirá establecer las limitaciones de los métodos analíticos de estimación de irradiancia térmica atmosférica así como caracterizar de forma más rigurosa el mecanismo físico que la produce.

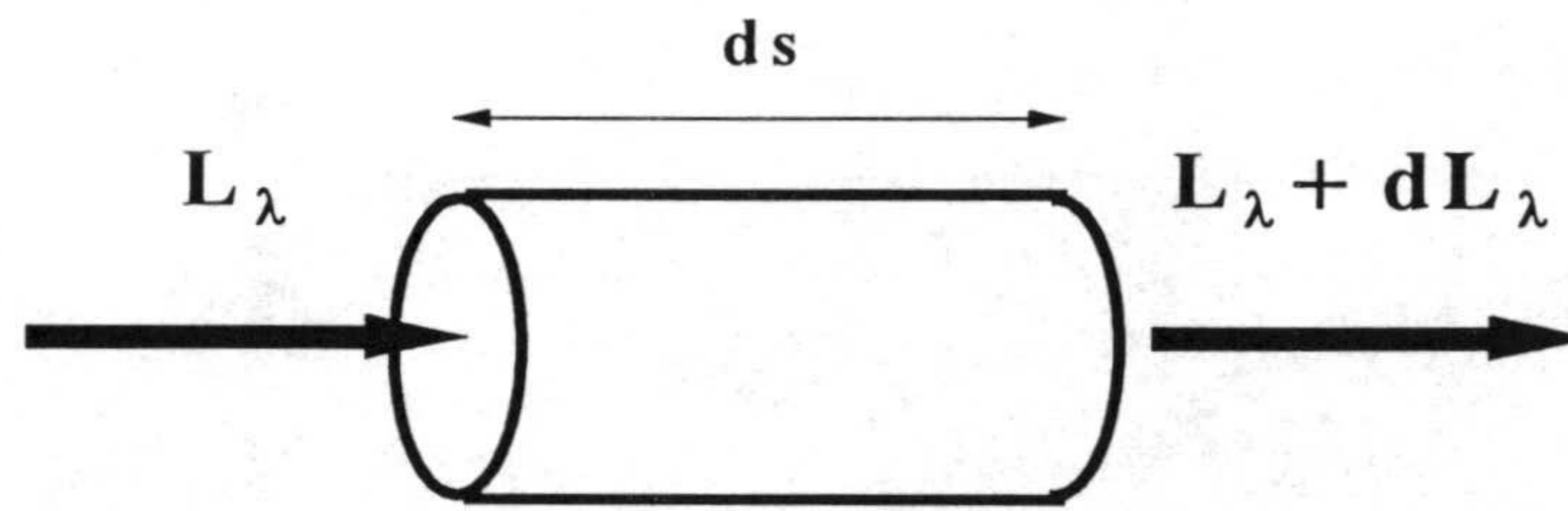
En cualquier caso, y dado que la orientación general del trabajo de investigación planteado se corresponde más a la resolución de un problema de tipo inverso (inferencia a partir de datos experimentales del proceso físico que provoca dichas observaciones) en lugar de un problema de tipo directo (deducción del tipo de observaciones esperables a partir de determinado modelo físico-matemático), la referencia a los fundamentos de tipo teórico se realiza principalmente con el fin de establecer el marco básico en el cual inscribir las conclusiones extraídas de las propias observaciones experimentales.

El estudio de los procesos de transmisión, absorción y emisión de radiación en un medio gaseoso tiene gran importancia en múltiples disciplinas relacionadas con la Física Aplicada. Dichos procesos aparecen en situaciones tan dispares como el estudio de la composición y estructura de las atmósferas estelares como en el análisis del rendimiento de determinados combustibles en aplicaciones industriales específicas (Siegel y Howell, 1992).

Restringir nuestro estudio a los gases atmosféricos, acota el rango de aplicación de los resultados, pero, en cualquier caso, las ecuaciones de partida son las mismas diferenciándose las soluciones propuestas de las de otras situaciones exclusivamente en las condiciones de contorno aplicadas y en las peculiaridades del comportamiento espectral de los gases considerados.

### 2.4.2 Ecuación de transferencia radiativa y su solución en el caso de la atmósfera

Básicamente, se puede decir que el incremento  $dL_\lambda$ , positivo o negativo, observado al atravesar la radiación un elemento de volumen de un medio genérico (Figura 2.4), en este caso gaseoso, tiene dos componentes.



**Figura 2.4:** Variación producida en la radiación al atravesar un medio genérico de espesor  $ds$

La primera componente se trata de la absorción de dicha radiación por parte del medio, que se manifiesta en una disminución de la misma. Este incremento negativo (Ecuación 2.5) es directamente proporcional a la distancia geométrica recorrida,  $ds$ , a la densidad del medio,  $\rho$ , a un coeficiente,  $k_\lambda$ , relacionado con la estructura molecular y las condiciones termodinámicas,  $P$  y  $T$ , del gas cuya atenuación se está analizando y, por último, a la propia intensidad incidente.

$$dL_\lambda = -k_\lambda \rho L_\lambda ds \quad \text{Ec. 2.5}$$

La segunda componente, es un incremento positivo relacionado con la emisión propia del medio y la contribución por dispersión múltiple en la dirección del haz incidente desde el resto de las direcciones del espacio. Este aumento (Ecuación 2.6) se representa mediante un coeficiente denominado por algunos autores coeficiente de función fuente,  $J_\lambda$ , (Liou, 1989) que puede incluirse en la expresión de la radiancia monocromática de la siguiente manera:

$$dL_\lambda = k_\lambda \rho J_\lambda ds \quad \text{Ec. 2. 6}$$

La ecuación resultante de sumar ambos efectos es:

$$\frac{dL_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -L_\lambda + J_\lambda \quad \text{Ec. 2. 7}$$

en la que si se asume la consideración de que los gases atmosféricos influyentes en el fenómeno se encuentran en equilibrio termodinámico local, y que, simultáneamente, constituyen un medio no dispersivo, la función fuente a utilizar resulta ser la función de Planck  $B_\lambda(T)$  y la ecuación 2.7 se convierte en la denominada ecuación de Schwarzschild (Ecuación 2.8).

$$\frac{dL_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -L_\lambda + B_\lambda(T) \quad \text{Ec. 2. 8}$$

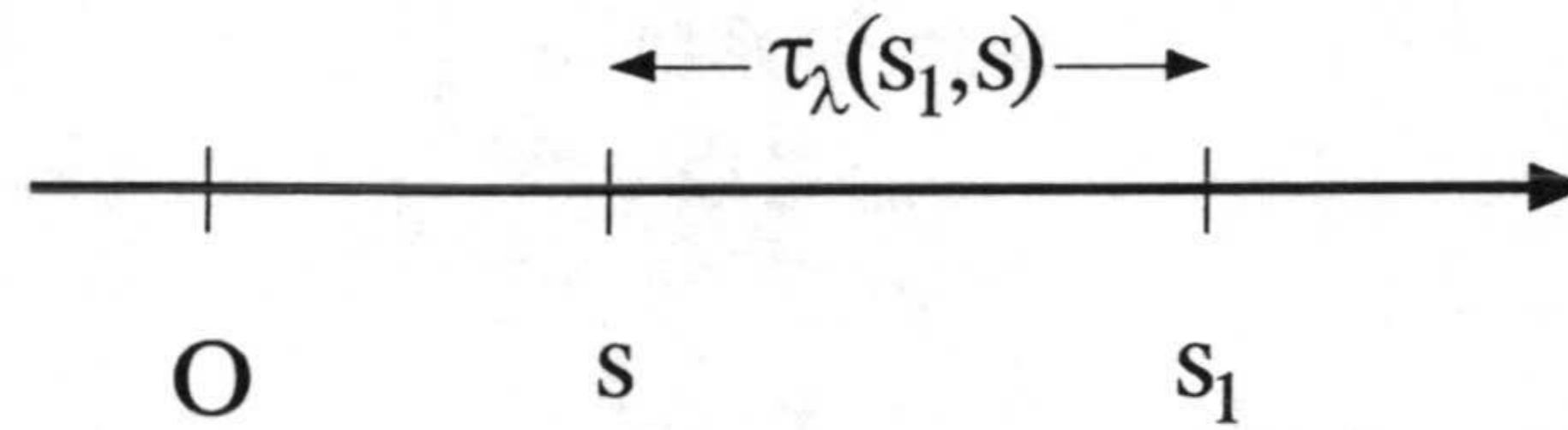
La solución analítica de la ecuación de Schwarzschild es inmediata sin más que realizar un cambio de variable para definir el espesor óptico monocromático del medio<sup>1</sup> (figura 2.5):

$$d\tau_\lambda(s_1, s) = -k_\lambda \rho ds \quad \text{Ec. 2. 9}$$

y la introducción de un factor integrante  $e^{-\tau_\lambda(s_1, s)}$  que conduce a una solución en la forma:

$$L_\lambda(s_1) = L_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda(s_1, 0)} + \int_0^{s_1} B_\lambda[T(s)]e^{-\tau_\lambda(s_1, s)} k_\lambda \rho ds \quad \text{Ec. 2. 10}$$

<sup>1</sup> Existen diferentes aproximaciones a la hora de realizar este cambio de variable y, sobre todo, a la hora de denominar la nueva magnitud obtenida. Dependiendo de la fuente puede encontrarse como espesor o camino óptico o masa óptica si no se considera el coeficiente de atenuación.



**Figura 2.5:** Relación entre la distancia geométrica,  $s$ , y el espesor óptico monocromático (Liou, 1989)

De esta manera, conociendo a) la distribución de la temperatura y la densidad del medio en cada punto del recorrido del haz de radiación y b) el valor del coeficiente de atenuación para determinada longitud de onda, es posible obtener el valor de radiancia monocromática resultante sin más que sustituir dichos valores en la expresión 2.10 para, posteriormente, realizar la integración espacial contenida en dicha expresión.

Lo anterior se ha desarrollado para la radiancia monocromática en determinada dirección genérica, en la que recorre una distancia  $s_1$ . El siguiente paso consiste en la aplicación de esta solución, obtenida para una situación elemental, a una atmósfera lo más equivalente posible a una atmósfera real y, por supuesto, la realización de la integración pertinente para pasar de radiancia en determinada dirección a irradiancia recibida por una superficie horizontal.

Para ello se considera atmósfera como la superposición de un determinado número de capas plano paralelas en las que se producen sucesivos fenómenos de atenuación y emisión y se introduce, en lugar del espesor óptico monocromático, el espesor óptico monocromático normal en función del uso de cierta coordenada vertical  $z$  en lugar de una coordenada genérica,  $s$ , en la dirección de propagación. La nueva coordenada espacial queda definida en la siguiente manera:

$$d\tau = -k_\lambda \rho dz = -k_\lambda du \quad \text{Ec. 2. 11}$$

que se relaciona con expresiones anteriores (figura 2.5) mediante:

$$dz = \mu ds \quad \text{Ec. 2. 12}$$

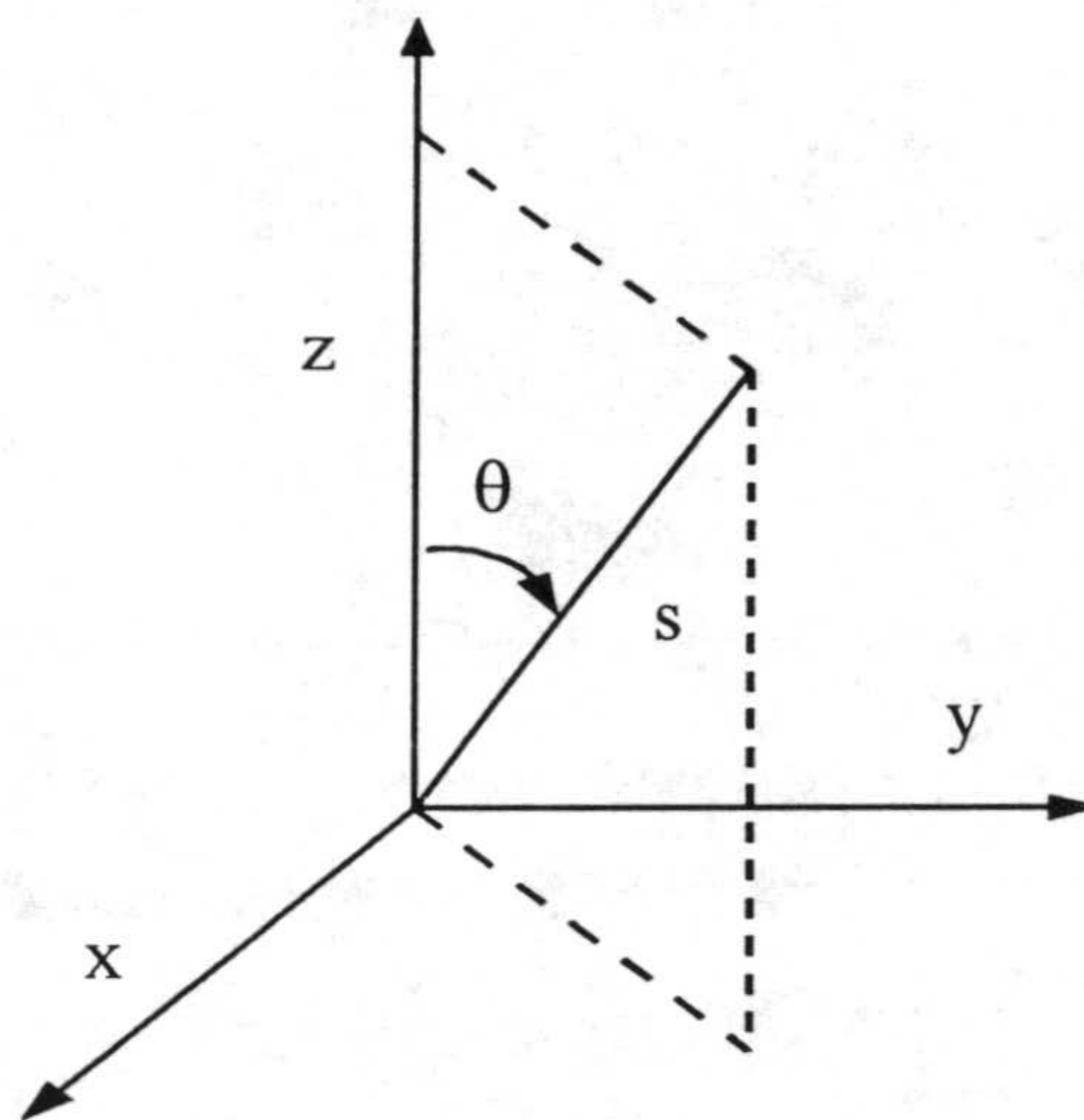
siendo

$$\mu = \cos\theta \quad \text{Ec. 2. 13}$$

La justificación de este cambio de variable es inmediata por la escasa variación horizontal de la composición y propiedades termodinámicas de una atmósfera estable y la simplicidad en la descripción obtenida después de su aplicación.

La integración final, incluyendo las condiciones de contorno representadas por el límite superior de la atmósfera y la superficie terrestre conducen, finalmente, a la siguiente expresión para la densidad de flujo monocromática recibida en la superficie terrestre:

$$F_{\lambda} \downarrow (\tau) = 2 \int_0^1 d\mu \int_0^{\tau} \pi B_{\lambda} [T(\tau')] e^{-(\tau-\tau')/\mu} d\tau' \quad \text{Ec. 2. 14}$$



**Figura 2.6:** Referencias geométricas para la definición de las coordenadas espaciales  $z$ ,  $\tau$ ,  $u$  para la integración de la irradiancia térmica incidente en la aproximación de atmósfera plano paralela.

En este punto quedaría formalmente resuelto el problema de la obtención analítica de la irradiancia térmica atmosférica existente a nivel de superficie, sin más que realizar la integración espectral en la función representada por la ecuación 2.14.

Sin embargo, los fenómenos de absorción molecular son extremadamente complejos resultando, por un lado, que no son estrictamente monocromáticos (para un  $\lambda_0$  en lugar de hablar de determinado el coeficiente de atenuación hay que hablar una línea de absorción con un máximo en  $\lambda_0$ ) y, por otro, pueden llegar a existir decenas de miles de estas líneas en función de las transiciones energéticas rotacionales-vibracionales propias de cada gas.

Lo anterior, unido a la necesidad de contar con información detallada de la distribución vertical de los diferentes componentes atmosféricos influyentes dificulta grandemente la integración directa de la ecuación 2.14 tal como se ha planteado, y, en cualquier caso, debería abordarse de forma numérica y contando con medios de cálculo adecuados.

Existen, sin embargo, aproximaciones que simplifican la cuestión planteada y que permiten una solución más abordable tanto formal como numéricamente (Stephens, 1984; Ellingson *et al.*, 1991).

### ***2.4.3 Aproximación de transmisividad de capa o aproximación de transmisividad difusa***

De las aproximaciones propuestas, la más aceptada es la denominada aproximación de transmisividad de capa en la que por un lado, se realiza la simplificación de considerar intervalos espectrales lo suficientemente estrechos para aceptar como valor de la función de Plank un valor medio en dicho intervalo, pero suficientemente amplios como para contener varias líneas de absorción, y por otro lado, se define una transmisividad denominada de capa o difusa mediante integración espacial de la transmisividad monocromática elemental.

$$\tau^c_\lambda(z, z') = 2 \int_0^1 \tau_\lambda(z, z', \mu) \mu d\mu \quad \text{Ec. 2. 15}$$

Esta aproximación conduce a una expresión en la forma:

$$F \downarrow (z) = \int_0^\infty \int_z^\infty \pi B_\lambda(z') \frac{d\tau_\lambda^c}{dz'}(z, z') dz' d\lambda \quad \text{Ec. 2. 16}$$

Para realizar esta integración, o bien se cuenta con valores experimentales de la dependencia de la transmisividad de capa  $\tau_\lambda^c$  con  $z$  o  $u$ , o bien, se asume determinado comportamiento teórico para dicha dependencia. Adicionalmente, el hecho de que los caminos ópticos no resulten homogéneos por la relación de los mismos con las condiciones termodinámicas del medio a través la función  $k_\lambda = k_\lambda(T,P)$ , hace necesaria nuevas asunciones que permitan pasar de los valores de absorción estandarizados obtenidos por medidas en laboratorio o por modelos teóricos a los realmente existentes en una atmósfera estratificada real.

En función de la resolución utilizada en la definición de  $\tau_\lambda^c$  para cada intervalo espectral, podemos hablar de modelos línea a línea, modelos a bandas espectrales como es el caso del modelo de bandas regulares de Elsasser (Elsasser, 1938) o el modelo estocástico de Goody (Goody, 1952) o modelos de emisividad total .

De estas tres aproximaciones, cuya complejidad se va reduciendo en el mismo orden, la utilizada en mayor medida en este trabajo, es la de emisividad total, que permite en algunos casos una integración analítica de la ecuación 2.16 suficiente, como se verá más adelante, para estimar con un grado de error aceptable la irradiancia térmica atmosférica observada a nivel de superficie en función de variables meteorológicas elementales (Brutsaert, 1975; Alados-Arboledas, 1987; Prata, 1996).



## 2.5.- PROPIEDADES RADIATIVAS DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES ATMOSFÉRICOS

No todos los gases presentes en la atmósfera se pueden considerar como gases influyentes en la irradiancia térmica atmosférica, es más, el O<sub>2</sub> y el N<sub>2</sub>, que representan el 99 % de la composición del aire seco (y, en general, los gases con estructura molecular simétrica, excepto el CO<sub>2</sub>), resultan “transparentes” a la radiación electromagnética por encima de los 4 μm.

Los gases atmosféricos de mayor relevancia en el fenómeno bajo estudio son, por este orden, el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. También resultan radiativamente influyentes otros componentes atmosféricos como el metano o el óxido nitroso, destacando el interés creciente por el estudio de la influencia de gases netamente antropogénicos como determinados halocarburos o moléculas conteniendo átomos de azufre. Estos gases, inicialmente, se relacionaron con otro tipo de procesos como la destrucción de la capa de ozono o la lluvia ácida respectivamente, y están siendo analizados también como factores adicionales que intervienen el balance de radiación en la atmósfera (Freckleton *et al.*, 1996; Cox *et al.*, 1995; Taylor y Penner, 1994; Kiehl y Briegleb, 1993).

Cuando se habla de gases influyentes se habla de gases que presentan coeficientes de extinción,  $k_\lambda$ , significativos en la región espectral de nuestro interés, manifestándose mediante cierto nivel de absortividad en dicho intervalo.

Como se ha adelantado en párrafos anteriores, la estructura de la dependencia entre los coeficientes de extinción y la longitud de onda resulta ser muy compleja, teniendo que distinguir el comportamiento espectral en bandas, cuya forma, a su vez estará determinada por fenómenos elementales que podrán o no modelizarse adecuadamente (ensanchamiento Lorentz, Doppler y Voight). Hasta el momento (Rothman *et al.*, 1992) se cuenta con información espectral detallada de 31 componentes atmosféricos de la que se pueden extraer más de 700.000 líneas distintas.

A continuación se resumirán las características espectrales fundamentales de los gases atmosféricos más influyentes en la irradiancia térmica observada en superficie, así como las de otros componentes como las nubes y los aerosoles. El conocimiento de las mismas es de un interés evidente puesto que determinará por un lado, las peculiaridades de espectro de la irradiancia térmica incidente (Figura 2.2), así como permitirá la elección de índices simplificados relacionados con el contenido de dicho gas en la atmósfera (p.e. tensión de vapor en superficie en el caso del vapor de agua) para su utilización en métodos indirectos de estimación de irradiancia térmica incidente:

### *2.5.1 Vapor de agua*

De los componentes atmosféricos influyentes en la irradiancia térmica atmosférica, el de mayor relevancia se trata del vapor de agua. Esto es así por dos motivos principalmente, el primero es su abundancia con relación al resto de los otros componentes influyentes, especialmente en la troposfera (figura 2.9), y, el segundo, es su emisión prácticamente máxima en la mayor parte del espectro. Precisamente las regiones en las que esta emisión es más débil (8-13  $\mu\text{m}$ ) determinan lo que se denomina la ventana atmosférica, que es la región en la que se diferencian en mayor medida los espectros de emisión de la atmósfera y el de un emisor perfecto a temperatura ambiente (figura 2.2).

De acuerdo a lo anterior, el espectro de emisión del vapor de agua presenta 3 regiones bien diferenciadas (figura 2.7), dos bandas de emisión máxima entre los 5 y 9  $\mu\text{m}$  y entre los 12 y 100  $\mu\text{m}$ , cuyo origen se encuentra en saltos energéticos vibracionales-rotacionales superpuestos en el primer caso y rotacionales puros en el segundo, hasta llegar a una emisión espectral uniforme que se ven favorecidos por la fuerte asimetría de la molécula de  $\text{H}_2\text{O}$ . La región intermedia entre estas dos tiene una estructura muy compleja en la que existe una emisión débil, pero prácticamente continua que, en este caso, en lugar de estar relacionada con transiciones energéticas moleculares está determinada por la agrupación, normalmente en forma dimérica, de las propias moléculas individuales del vapor de agua.

### 2.5.2 *Dióxido de carbono*

La molécula de CO<sub>2</sub> presenta una estructura simétrica lineal por lo que no aparecerán bandas rotacionales importantes. El espectro de absorción de este componente tiene sus máximos en los 2, 3 y 4  $\mu\text{m}$  y en una banda comprendida entre los 13 y los 17  $\mu\text{m}$  (Figura 2.7).

### 2.5.3 *Ozono*

A efectos de su participación en el intercambio en onda larga en superficie, la banda más importantes es la situada en los 9.6  $\mu\text{m}$  (Figura 2.7) aunque, como se verá más adelante, su influencia sobre las capas inferiores es escasa debido a que su mayor concentración se alcanza en la estratosfera (Figura 2.9), siendo prácticamente irrelevante su efecto en la troposfera.

### 2.5.4 *Otros componentes*

#### 2.5.4.1 Nubes

El comportamiento radiativo de las nubes y la estimación de su contribución genérica se estudiará en detalle en el capítulo dedicado a la estimación de irradiancia térmica en situaciones de cielo cubierto. En cualquier caso, su comportamiento espectral es mucho más regular que el del vapor de agua, pudiendo considerarse con un grado de aproximación elevado como emisores negros o grises (Paltridge y Platt, 1976).

Sin embargo, la complejidad de su estructura interna (tamaño, forma y agrupación de gotas o cristales de hielo constituyentes, perfil vertical interior de concentraciones y temperaturas) y la variabilidad en su posible presentación: 3 categorías en función de la altura y 9 géneros por categoría según clasificación sinóptica (INM, 1991) indican la

necesidad de utilizar valores de absorptividad diferenciados en función de determinadas características, cuya estimación tanto teórica como experimental resulta bastante compleja.

#### 2.5.4.2 Aerosoles

De la misma manera que en caso de las nubes, la influencia de estos componentes se estudiará más en detalle en el capítulo dedicado a los métodos de estimación de irradiancia térmica atmosférica. En general, reciben el nombre genérico de aerosoles las partículas en suspensión contenidas en la atmósfera cuyo tamaño oscila entre los 0.001 y los 20  $\mu\text{m}$  y su interés en el estudio de la irradiancia térmica atmosférica se debe principalmente a 2 motivos: a) resultan ser uno de los componentes atmosféricos con influencia en la irradiancia térmica atmosférica más fácilmente relacionable con procesos de incorporación externa tanto artificial como natural a la atmósfera y b) su efecto es más acusado en la región de la ventana atmosférica, donde la emisión del resto de los gases y componentes influyentes es menor.

El origen de estas partículas puede encontrarse en actividades humanas (emisiones a la atmósfera de determinados procesos industriales, especialmente aquellos en los que intervenga la combustión) o en fenómenos naturales como las erupciones volcánicas, los sprays marinos y sus partículas, polvos y humos de incendios forestales.

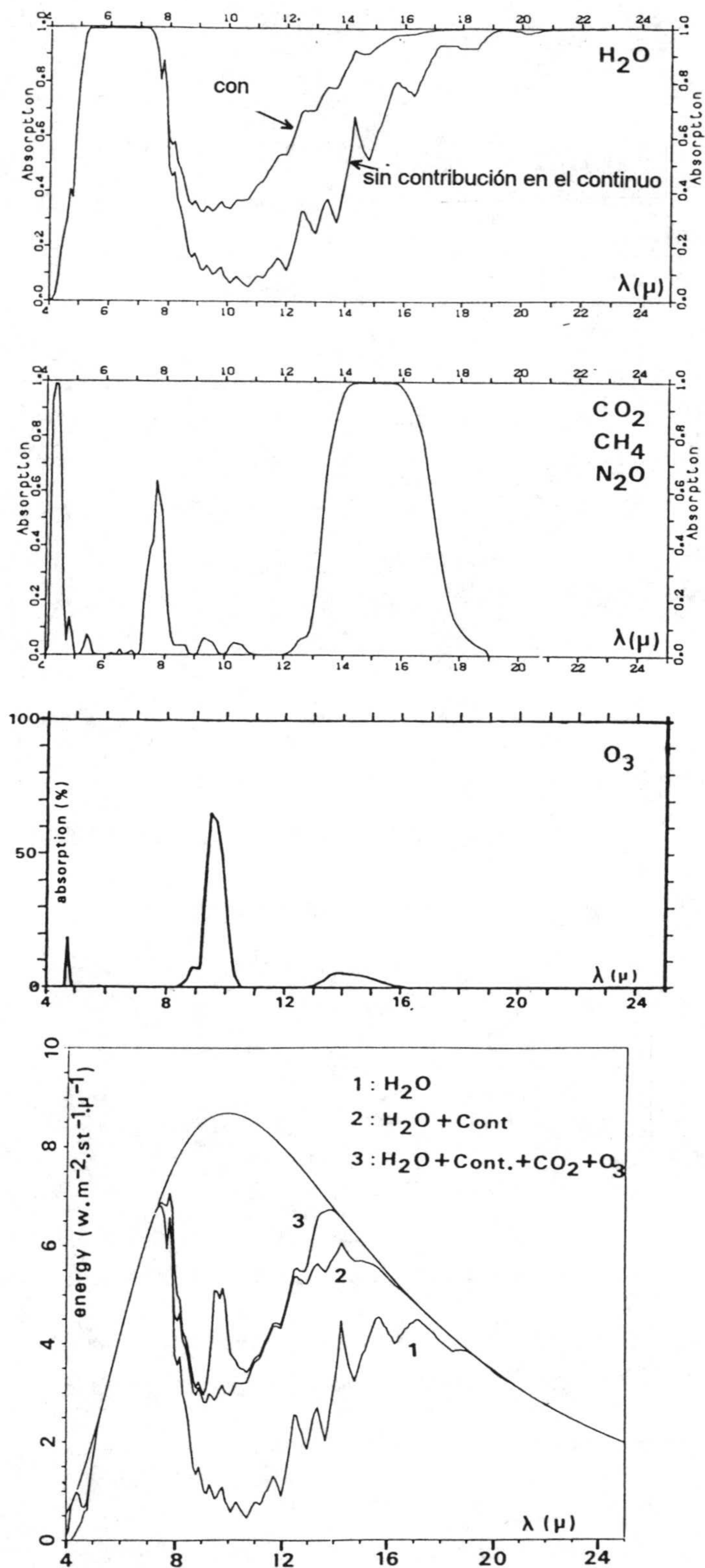


Figura 2.7: Espectros de absorción del a) vapor de agua, b) dióxido de carbono y c) del Ozono y contribución relativa de cada uno de ellos a la irradiancia espectral en superficie (Berger, 1988).

## 2.6.- COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA Y SU INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA OBSERVADA EN SUPERFICIE

Como se ha dicho, el estudio detallado de la contribución de los gases atmosféricos al balance radiativo en onda larga a nivel de la superficie terrestre requiere, aparte de la estimación más o menos completa de su comportamiento espectral, el conocimiento de su distribución a lo largo de una columna vertical sobre el punto de observación y de sus propiedades termodinámicas, especialmente su temperatura absoluta.

La atmósfera resulta ser un sistema compuesto por una mezcla de sus diferentes componentes constituyentes que, a escala planetaria, podría equipararse a un casquete esférico de espesor variable con un límite exterior escasamente definido. El efecto del campo gravitatorio terrestre hace que la densidad de este sistema sea superior en las capas inferiores, más próximas a la superficie, aunque la existencia de importantes fenómenos de intercambio de materia tanto verticales como horizontales así como procesos específicos, como, p.e., la formación del ozono atmosférico, provocan inhomogeneidades en esta distribución que habrán de tenerse en cuenta en función de su influencia en el fenómeno a estudiar.

Para el caso de la estimación del balance radiativo local, se hace necesaria, como se ha comentado anteriormente, la asunción de determinadas simplificaciones que permiten una descripción físico-matemática suficiente para plantear, y, sobre todo, poder resolver las ecuaciones resultantes de los procesos implicados con un grado exactitud aceptable.

Las simplificaciones asumidas son dos fundamentalmente, como se ha dicho anteriormente, la de atmósfera plano paralela, esto es, que si alguna magnitud atmosférica  $F$  presenta cierta variabilidad espacial, esta se producirá exclusivamente en la dirección vertical ( $\frac{\partial F}{\partial x} = \frac{\partial F}{\partial y} = 0$ ) y la existencia de equilibrio termodinámico local.

### 2.6.1 Distribución vertical presión y temperatura

El perfil vertical de presión para una atmósfera uniforme dividida en capas plano paralelas se establece de forma inmediata sin más que aplicar la consideración de existencia de equilibrio hidrostático y la asunción del comportamiento del aire seco como el de un gas perfecto. La combinación de ambas hipótesis conduce a una relación de tipo exponencial en la forma:

$$P(z) = P(0)\exp(-z/H(z)) \quad \text{Ec. 2. 17}$$

en la que el parámetro  $H(z)$  es lo que normalmente se conoce como altura de escala,

$$H(z) = RT(z)/g(z)M \quad \text{Ec. 2. 18}$$

siendo  $R$  es la constante de los gases perfectos ( $8314.41 \text{ JK}^{-1}\text{mol}^{-1}$ ),  $T(z)$  y  $g(z)$  los valores de la temperatura y la gravedad en un nivel situado en la altura  $z$  y  $M$  la masa molecular del aire seco ( $28.9764 \text{ gmol}^{-1}$ ). En la práctica, dado el rango de las variaciones con la altura de  $T(z)$  y  $g(z)$  es suficiente considerar un valor medio  $\bar{H} = R\bar{T} / gM$  con  $\bar{H} \approx 8 \text{ km}$  en la troposfera y  $\bar{H} \approx 6.4 \text{ km}$  en la baja estratosfera (Lenoble, 1993).

En el caso de la temperatura, la cuestión no es tan inmediata, pudiéndose distinguir, precisamente debido a la falta de uniformidad en esta distribución, diferentes zonas con un comportamiento específico. A efectos radiativos a nivel de superficie serán de mayor interés, lógicamente, las más cercanas al terreno, ya que en ellas es donde se acumula la mayor cantidad de componentes influyentes. Estas capas son la troposfera y la estratosfera.

La primera de ellas tiene un espesor aproximado de 10-11 km, teniendo como rasgo principal una disminución prácticamente lineal de la temperatura absoluta con la altura, determinada por lo que normalmente se conoce como gradiente geométrico,  $\gamma$ , cuyo valor estándar es de  $-6.5 \text{ }^\circ\text{C/km}$ .

En la estratosfera, sin embargo, la situación es la inversa, esto es la temperatura aumenta con la altura, provocando este hecho, como veremos a continuación, un mayor grado de estabilidad de la misma, de ahí su denominación debido al carácter estratificado de su estructura.

Por otro lado, hay que decir que los movimientos de aire ascendentes y descendentes dentro de la atmósfera están determinados precisamente por esta distribución vertical temperatura. Efectivamente, asumiendo una situación elemental, como el ascenso adiabático de una masa de aire seco, se obtiene que la temperatura de la misma desciende de acuerdo a un factor  $\gamma' = g / c_p \approx -10 \text{ }^\circ\text{Kkm}^{-1}$  (Haltiner y Martin, 1957; Jansá, 1960). Gradientes geométricos por encima de este valor determinarán un reforzamiento de este movimiento ascendente (la masa de aire ascendente será menos densa que su entorno) y gradientes inferiores en valor absoluto o positivos determinarán situaciones más estables. Este último caso, la existencia de gradientes geométricos positivos, por otro lado una situación bastante habitual, se manifiestan claramente el freno al movimiento ascendente por del aire superficial provocando lo que normalmente se conoce como una capa de inversión térmica.

Precisamente la capa de inversión térmica que se produce de forma genérica en el ciclo diario en las capas más bajas de la troposfera (Figura 2.8) contribuye, por un lado, a la fuerte variabilidad día / noche de la irradiancia térmica atmosférica y, por el otro, es la responsable de la falta de aplicabilidad de modelos de estimación obtenidos con datos nocturnos a situaciones diurnas, como se verá en el capítulo correspondiente.

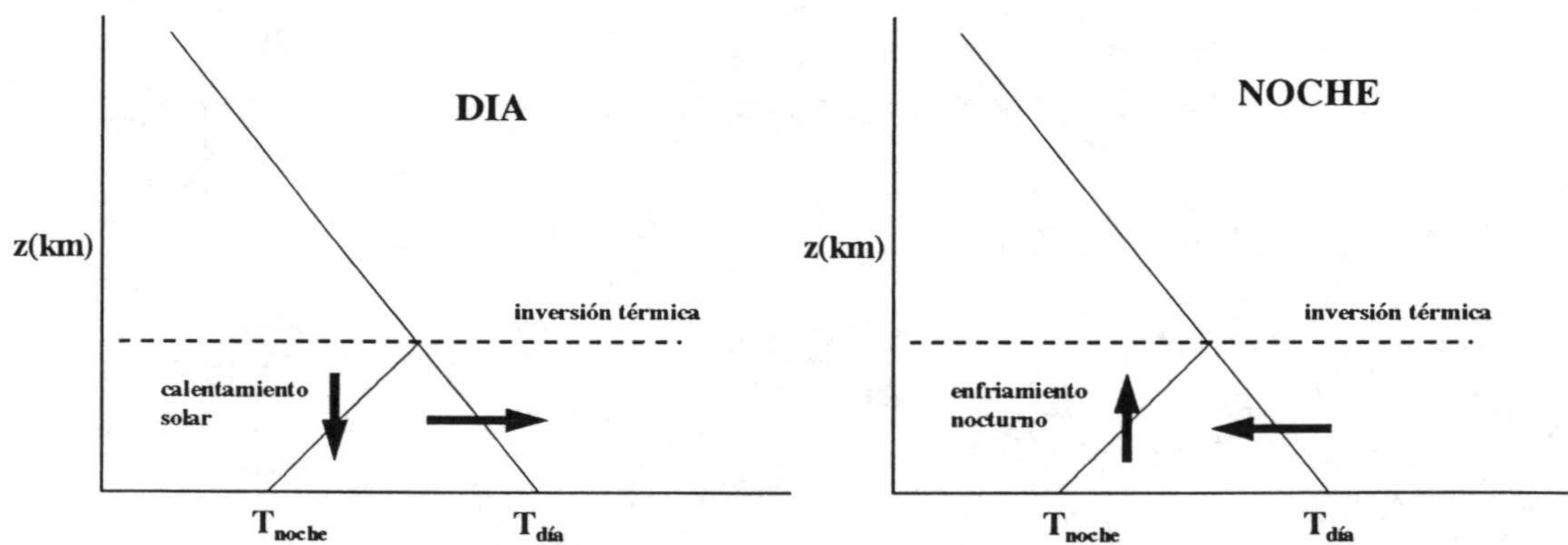


Figura 2.8: Mecanismo elemental de la evolución diaria de la inversión térmica denominada de tierra (Cuadrat y Pita, 1990).



Hay que decir también, en este punto, que cuanto menor sea la estabilidad, tanto más lentamente aumentará durante el día la temperatura del aire en las capas inferiores. En efecto, si la estratificación es poco estable, al calentarse por insolación el suelo se desarrollan mucho las corrientes verticales, que distribuyen el calor en grandes espesores de aire e impiden que se acumule en las capas bajas. Por eso en las masas frías, que presentan fuertes gradientes verticales, la temperatura máxima nunca alcanza grandes valores, aunque existan altos niveles de insolación. En cambio, cuando existe al amanecer la inversión de tierra, se produce un obstáculo a las corrientes ascendentes y el sobrecalentamiento cuando incide radiación solar es más rápido, cesando en el momento que nos acerquemos al gradiente adiabático.

Esto ha permitido establecer un método indirecto para detectar si las condiciones de inversión han sido más o menos persistentes mediante el análisis del registro diario de temperatura (Morán, 1944). Si el registro presenta un máximo suavizado, puede estimarse que las condiciones de inversión térmica en las capas superficiales han sido poco influyentes puesto que se han alcanzado gradientes superadiabáticos relativamente pronto. Si, por el contrario, existe un máximo agudo, puede sospecharse que no se ha destruido la inversión, ya que no ha habido opción a que el calentamiento solar produjera condiciones favorables al ascenso de las masas de aire recalentadas situadas en la superficie.

Por último, decir que esta influencia de la distribución vertical de la temperatura en la atmósfera, conjuntamente con la del vapor de agua que se estudiará a continuación han hecho a algunos autores el definir un "centro de gravedad" de la emisión térmica para distinguir la posición del emisor equivalente a la atmósfera de la de emisor superficial a temperatura igual que la del ambiente.

### ***2.6.2 Distribución vertical de vapor de agua***

El vapor de agua atmosférico, excepción hecha del contenido en las nubes, se encuentra concentrado en las capas más próximas a la superficie terrestre, cerca de las fuentes en las que se genera: superficies líquidas, masas vegetales,.... Dada la especial importancia de la contribución de la emisión del vapor de agua, como ha quedado patente

en el apartado anterior, tanto en magnitud como en su comportamiento espectral se han realizado estimaciones exhaustivas de su efecto (Harrison, 1976) concluyéndose que casi el 99 % de la radiación atmosférica en la ventana comprendida entre los 8 y los 13  $\mu\text{m}$  procede de capas de altura no superior a 4 Km y de altura inferior a 1 km en el resto del espectro.

A diferencia de otras variables, el contenido de vapor de agua puede expresarse mediante diferentes índices todos ellos relacionados a través de las ecuaciones psicrométricas básicas. El más adecuado, de acuerdo a las ecuaciones planteadas, es la densidad de vapor de agua,  $\rho_v(z)$ , relacionada, a su vez, con su tensión de vapor,  $e(z)$ , mediante la expresión:

$$e(z) = \rho_v(z) R_v T(z) \quad \text{Ec. 2. 19}$$

La distribución vertical de  $\rho_v$  y de  $e$  sigue una ley de tipo exponencial, que sirve precisamente para definir un parámetro equivalente a la altura de escala para la presión total, en este caso aplicable a la tensión de vapor. Esta ley exponencial puede expresarse de dos maneras en función de que el índice considerado sea la tensión o la densidad de vapor:

$$e(z) = e(0) \exp(-z/H_v) \quad \text{Ec. 2. 20}$$

$$\rho_v(z) = \rho_v(0) \exp(-k_v z) \quad \text{Ec. 2. 21}$$

El valor de los parámetros  $H_v$  y  $k_v$  propuestos en estas dependencias puede calcularse de acuerdo a las expresiones siguientes, propuestas por Cess (1974) y Yamamoto (1949), respectivamente.

$$H_v = H / (1 + (5385 R_a \gamma / g T_0)) \quad \text{Ec. 2. 22}$$

$$k_v = 5.8 \times 10^{-3} \gamma / g T_0^2 + 0.55 \quad \text{Ec. 2. 23}$$

Dichas expresiones, tras introducir valores estándar de las variables de las que dependen, conducen a una altura de escala del vapor de agua en torno a los 2 km (Figura 2.9).

### **2.6.3 Distribución vertical de otros componentes atmosféricos**

#### 2.6.3.1 Dióxido de carbono

El CO<sub>2</sub> atmosférico es el segundo gas en importancia que contribuye a la irradiancia térmica atmosférica a nivel de superficie y al contrario que otros componentes influyentes, se encuentra distribuido de forma más o menos uniforme por toda la troposfera. Su origen es principalmente la respiración de la biomasa planetaria, determinando este origen los ciclos anuales observados en su concentración.

Sin embargo, el incremento de las emisiones de este gas procedentes de procesos de combustión industriales ha provocado un aumento paulatino de su concentración que ha roto el equilibrio existente entre generación por respiración y la disminución por fotosíntesis. Este incremento es uno de los agentes más importantes del denominado calentamiento global de la atmósfera y tiene tanta importancia que ha determinado acciones internacionales conducentes a la reducción o eliminación de este tipo de emisiones y a la apertura de programas y líneas de investigación específicos sobre su influencia en el clima planetario.

A efectos de su contribución en el nivel de irradiancia térmica atmosférica observada en superficie se considera, como se ha indicado anteriormente, uniformemente distribuido en altura, aunque se ha tenido que modificar la concentración estándar establecida, esto es, 330 ppm<sub>v</sub> por un valor de 355-360 ppm<sub>v</sub> con un incremento anual de un 0.5 % debido al efecto antropogénico (Berk *et al.*, 1989).

### 2.6.3.2 Ozono

El ozono atmosférico se concentra en una región situada en la estratosfera a una altura aproximada de 25-30 km sobre la superficie. El valor genérico asumido de concentración en función de la altura (McClatchey *et al.* 1971) es el representado en la figura 2.9 aunque hay que admitir variaciones de cierto nivel (Craig, 1965) con la latitud (mínima en los polos y máxima en el ecuador) y la estación (máxima en primavera y mínima en otoño).

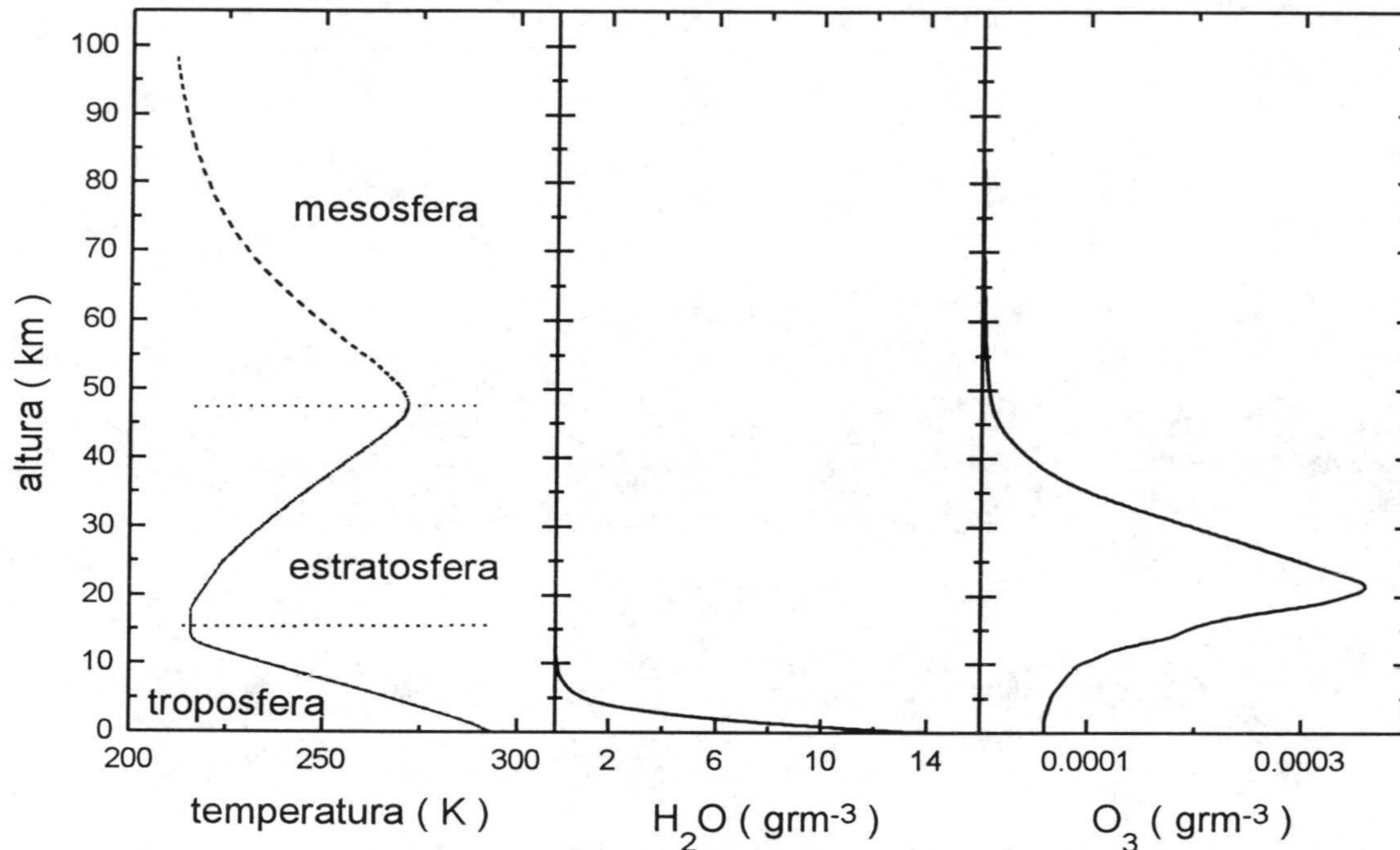
La crucial influencia de la absorción por parte de este componente atmosférico en la absorción de radiación ultravioleta solar y las implicaciones debidas a la disminución de su concentración por el efecto de ciertos gases industriales (halocarburos), está fomentando exhaustivas campañas de medida de la evolución temporal y distribución espacial de su concentración, que de forma indirecta permiten establecer también algunas conclusiones en cuanto a su efecto en la región espectral de nuestro interés.

### 2.6.3.3 Aerosoles

Dado su origen, el tamaño y concentración de estas partículas decrece rápidamente con la altura. Normalmente puede asumirse una reducción del 60 % del contenido de aerosoles por cada kilómetro en los primeros 5 km de la tropopausa. Determinadas situaciones, como la existencia de inversiones térmicas, favorecerían la acumulación de estas partículas así como la evolución diaria de la propia estructura vertical de la atmósfera, determinaría su variabilidad horaria.

Otros fenómenos como, por ejemplo, el régimen de brisas tierra-mar existente en localizaciones costeras podría influir en la aparición de determinadas concentraciones de aerosoles marítimos coincidiendo con la aportación de las brisas procedentes del mar y su reducción en los momento de aportación de aire interior.

Queda claro que todo lo anterior se trata de fenómenos de superficie, pudiendo considerarse que por encima de los 5 km la concentración de aerosoles es prácticamente constante.



**Figura 2.9:** Perfiles de temperatura, densidad de vapor y ozono atmosférico de referencia, atmósfera Midlatitude Summer (MSA) según McClatchey *et al.* (1971)

#### 2.6.4 Perfiles atmosféricos tipo

Las dificultades para una determinación instrumental exacta de todas las variables descriptivas de la estructura vertical de la atmósfera determinan la escasez de datos de este tipo, así como desaconsejan el empleo de esta información en la estimación rutinaria de irradiancia térmica atmosférica.

Para resolver, en parte, esta limitación se están empezando a utilizar datos provenientes de satélite (Frouin y Gautier 1988; Gupta, 1989), aunque, lo habitual, es la utilización de perfiles tipo elaborados *ad hoc* para este cometido en base a información instrumental procesada como procedente de vuelos meteorológicos, globos cautivos y otros procedimientos (Ellingson y Fouquart, 1991).

En el Apéndice 1 se describen en detalle estos perfiles de referencia empleados de forma habitual en los programas de simulación del comportamiento radiativo de la atmósfera (McClatchey *et al.* 1971).

## **2.7.- VARIABLES CARACTERÍSTICAS DEL COMPORTAMIENTO RADIATIVO ATMOSFÉRICO A NIVEL DE SUPERFICIE**

Como se ha adelantado, la existencia de determinado nivel de irradiancia térmica atmosférica es el resultado de un proceso físico complejo en el que intervienen tanto características propias a nivel molecular de ciertos componentes atmosféricos (existencia de bandas de absorción, interacciones elementales,...) como aspectos macroscópicos tales como su distribución espacial y propiedades termodinámicas en la columna vertical sobre el punto en el cual se pretende estimar la irradiancia térmica atmosférica.

La descripción física del proceso exigiría, por tanto, un número de variables muy elevado, difícilmente manejable y poco representativo, especialmente en el caso de utilizar estos datos como un índice equivalente a otros índices meteorológicos o climatológicos como la temperatura ambiente o la presión atmosférica.

Con el fin de evitar lo anterior, y llegar a realizar una descripción simplificada del fenómeno, lo habitual es utilizar una serie nuevas magnitudes derivadas del propio proceso, que, aparte de ser comparables a los índices convencionales, permiten una representación adecuada de determinadas situaciones de intercambio, de especial interés en las posibles aplicaciones tecnológicas de la irradiancia térmica atmosférica. A continuación se define estos índices.

### **2.7.1 *Emisividad equivalente del cielo***

Consideremos la incidencia de determinado nivel de irradiancia  $\phi\downarrow$  sobre una superficie horizontal expuesta a la emisión térmica atmosférica. Si asumimos el sistema compuesto por la superposición de las diferentes capas atmosféricas, cada una con su

temperatura y concentración de gases influyentes, como una sola superficie seminfinita de emisividad constante en todo el espectro a una temperatura igual a la temperatura ambiente, podemos definir una nueva variable denominada emisividad equivalente en la siguiente forma:

$$\varepsilon \equiv \frac{\phi \downarrow}{\sigma T_a^4} \quad \text{Ec. 2. 24}$$

Esta definición permite la obtención de una relación posterior:

$$\phi \downarrow = \varepsilon \sigma T_a^4 \quad \text{Ec. 2. 25}$$

que resulta de especial interés ya que permite equiparar la emisión de un sistema complejo como es la atmósfera con la emisión de una superficie ideal de emisividad constante a temperatura igual que la del ambiente,  $T_a$ .

Efectivamente, como se ha visto anteriormente, si comparamos la irradiancia resultante de la integración espectral de la emisión térmica atmosférica medida o estimada para ciertas condiciones de temperatura ambiente con la irradiancia correspondiente a un emisor ideal a la misma temperatura (Figura 2.2) es inmediato constatar un valor inferior en el primer caso debido a la existencia de la ventana atmosférica. Es posible por tanto, para tener en cuenta este menor nivel de irradiancia resultante, considerar la atmósfera real como un emisor de tipo gris con un valor de emisividad inferior a la unidad y cuyo valor vendría determinado por la ecuación 2.24.

La definición de emisividad equivalente del cielo, se puede generalizar e incluir en la misma una distinción de tipo espectral. De esta manera se denomina emisividad espectral equivalente a la emisividad resultante del establecimiento de la relación entre la irradiancia espectral recibida y la irradiancia espectral correspondiente a un emisor perfecto a la misma temperatura que el ambiente:

$$\phi_{\lambda\downarrow} = \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_a) \quad \text{Ec. 2. 26}$$

Lo anterior tiene un interés especial en la simulación de sistemas tecnológicos que utilizan el comportamiento selectivo de determinados recubrimientos para favorecer las pérdidas energéticas en la región espectral correspondiente a la ventana atmosférica y por lo tanto incrementar su rendimiento como componentes de dispositivos de refrigeración natural de edificios o elementos para la obtención de bajas temperaturas (Catalanotti *et al.*, 1975; Nilsson y Niklasson, 1991; Nilsson *et al.*, 1992; Berdahl, 1995; Tazawa *et al.*, 1996)

### 2.7.2 Temperatura de cielo y depresión equivalente de temperatura

De forma equivalente, la integración espectral de la irradiancia incidente a nivel de superficie puede relacionarse con la contribución de un emisor perfecto a una temperatura absoluta inferior a la propia temperatura ambiente. La temperatura de este emisor perfecto, que produce el mismo nivel de irradiancia a nivel de superficie que el observado y provocado por la existencia de determinadas condiciones atmosféricas, es lo que normalmente se conoce como temperatura de cielo,  $T_c$ , o temperatura equivalente de cielo cuya definición sería por lo tanto:

$$T_c \equiv \left( \frac{\phi_{\downarrow}}{\sigma} \right)^{\frac{1}{4}} \quad \text{Ec. 2. 27}$$

Como se ha adelantado, esta temperatura será tanto más inferior a la temperatura ambiente cuanto mayor sea la profundidad de la ventana atmosférica, cuestión que como se verá más adelante estará relacionada con la existencia de determinadas condiciones meteorológicas, especialmente la presencia de las nubes, permitiendo, por otro lado, alimentar la noción intuitiva del cielo frío o del cielo como sumidero de calor.

Desde otro punto de vista, la temperatura del cielo sería igual a la temperatura de una superficie negra en equilibrio termodinámico con la atmósfera si no existiesen procesos



distintos de intercambio de calor que los que se manifiesten en forma de radiación representando  $T_c$ , por tanto, la temperatura mínima alcanzable por dicho emisor.

Para completar esta representación simplificada se define como depresión de temperatura la diferencia entre la temperatura ambiente y la propia temperatura de cielo, que como se puede deducir de todo lo anterior serán tanto más próximas cuanto más próximo al comportamiento de un emisor perfecto sea el comportamiento de la atmósfera.

$$\Delta T = T_a - T_c \quad \text{Ec. 2. 28}$$

Si en la definición de temperatura de cielo o de depresión equivalente de cielo introducimos el hecho de que el intercambio se produzca con una superficie de tipo selectivo, las ecuaciones de balance habrían de plantearse de forma completa (Ecuación 2.29), llegando a la definición de lo que se conoce como temperatura de cielo selectiva  $T_c^*$  que, evidentemente, para una superficie con emisividad cero fuera de la ventana atmosférica y máxima en la misma, es bastante inferior a la temperatura de cielo considerando el intercambio con superficies negras o grises (Martin, 1989).

$$\int \epsilon_s L(\lambda) d\lambda = \int \epsilon_s B_{T_c^*}(\lambda) d\lambda \quad \text{Ec. 2. 29}$$

De las variables presentadas en este apartado, la que va a ser utilizada en mayor medida en este trabajo de investigación va a ser la emisividad equivalente del cielo,  $\epsilon$ , definida en la forma anterior ya que, en principio, (aunque esta cuestión se estudiará con más detalle en el capítulo IV) permite eliminar la dependencia implícita inicial de la irradiancia térmica atmosférica con la propia temperatura ambiente.

La temperatura de cielo y la depresión equivalente de temperatura se utilizan fundamentalmente como parámetros meteorológicos de entrada en modelos de comportamiento de sistemas tecnológicos que aprovechan el mecanismo de refrigeración radiativa, basado, de forma elemental, en el hecho de que el cielo, por encontrarse a una

“temperatura” inferior actúa como sumidero de calor (Bainbridge, 1978; Givoni, 1991; Argiriou *et al.*, 1993; Pérez y Alados-Arboledas, 1994; Ali *et al.*, 1995).

## **Capítulo III :**

# **ESTIMACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA MEDIANTE MÉTODOS INSTRUMENTALES: UTILIZACIÓN DEL PIRGEÓMETRO**

### **3.1. INTRODUCCIÓN**

Este capítulo está dedicado a los procedimientos e instrumentos de medida disponibles para la determinación experimental directa de la irradiancia térmica atmosférica, frente a los métodos de estimación indirecta que se estudiarán en capítulos posteriores.

En el mismo se ha abordado un estudio detallado de un instrumento específico, el pirgeómetro, incluyendo aspectos teóricos y, sobre todo, aspectos prácticos relevantes para su correcta utilización tales como su calibración y, especialmente, el desarrollo de un procedimiento de reducción de los errores sistemáticos causados por la influencia en la respuesta del instrumento de la radiación de onda corta durante su operación diurna.

Aparte de la contribución mencionada a la mejora de esta técnica de medida para la obtención de la irradiancia térmica atmosférica, el interés en este instrumento ha estado determinado por tratarse del método utilizado en la obtención de los datos experimentales de irradiancia térmica atmosférica que han servido como base para la caracterización estadística y el análisis de los modelos de estimación incluidos en los siguientes capítulos de esta memoria.

### 3.2. GENERALIDADES SOBRE LOS MÉTODOS INSTRUMENTALES DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA

La determinación instrumental de flujos térmicos atmosférico presenta dos dificultades de partida que hacen que no pueda abordarse de forma tan inmediata como, por ejemplo, la medida de los flujos atmosféricos en onda corta de origen solar. Estas dos dificultades son la siguientes:

a) las fuentes de dichos flujos (gases, nubes, suelo,...) se encuentran a temperaturas comparables con las de los propios componentes del instrumento de medida (cúpulas de protección, superficies sensibles,...) teniendo, por tanto, todos ellos el mismo orden de magnitud. Este problema no ocurre, evidentemente, en la medida directa de radiación solar puesto que la fuente, en éste caso, se encuentra a una temperatura equivalente de aproximadamente 6000 K.

b) la falta de idealidad de las características espectrales de la superficies reales empleadas en la fabricación de los instrumentos de medida. Es fácil encontrar materiales convencionales como, por ejemplo, el vidrio o el cuarzo, con características especialmente interesantes para la medida de radiación solar puesto que son transparentes a longitudes de por debajo de 4  $\mu\text{m}$  y prácticamente opacos a radiación de longitud de onda superiores, pero, sin embargo, si nuestro objetivo es emplear elementos altamente sensibles (en cuanto a transmisividad o absorptividad) en el intervalo de 4 a 100  $\mu\text{m}$  encontraremos que los materiales y superficies a utilizar también lo serán en la mayoría de los casos a longitudes de onda corta o presentarán dependencias espectrales que dificulten su empleo generalizado.

Lo anteriormente mencionado ha condicionado el desarrollo tecnológico de los instrumentos de medida directa que, de acuerdo a Coulson (1975), se ha abordado de forma adecuada sólo a partir de la 2ª Guerra Mundial.

El reciente interés por el estudio del estado térmico de la atmósfera y la posible influencia en el mismo de los llamados gases de invernadero ha favorecido, en general, el desarrollo de métodos de determinación de irradiancia térmica atmosférica y en particular

métodos directos en superficie como procedimientos de obtención de valores de referencia para estimaciones de flujos realizadas con medidas en satélite (Schmetz *et al.*, 1989; Tuzet *et al.*, 1990). Asimismo se aprecia un gran interés en el desarrollo y estudio de éste tipo de instrumentos por parte de instituciones relacionadas con el aprovechamiento de la energía solar, con el fin de caracterizar determinados entornos al igual que ocurre con la propia irradiancia en onda corta (Kasten, 1994).

Básicamente, los instrumentos de medida de irradiancia térmica atmosférica se dividen en dos grandes grupos, pirradiómetros y pirgeómetros. En ambos casos el principio de medida está basado en la diferencia de temperatura que se produce entre el conjunto de las uniones calientes y frías de una termopila cuando uno de ellos se encuentra expuesto a la radiación que se pretende estimar. Esta radiación sobre la superficie sensible será la resultante de los flujos propios del instrumento (que habrán de deducirse de alguna manera) y la irradiancia incidente sobre el mismo. La principal diferencia entre ambos tipos de instrumentos está en el contenido espectral de la radiación procedente del exterior que incide sobre la superficie sensible debido a las características del material empleado en su cúpula de protección.

En el primer caso, esto es, en el caso de los pirradiómetros, se trata de un recubrimiento radiativamente transparente en todo el espectro, normalmente polietileno. Esto determina que su respuesta se corresponda con lo que normalmente se conoce como radiación total,  $T$ , esto es, tanto la irradiancia solar,  $G$ , de onda corta y la irradiancia térmica,  $\phi\downarrow$ . Si se quiere extraer información sobre la segunda es necesario un instrumento adicional, normalmente un piranómetro, que permita la obtención de  $G$ , de forma separada para, posteriormente, realizar la operación  $\phi\downarrow = T - G$  en las medidas diurnas.

Esta determinación indirecta es precisamente uno de los mayores inconvenientes de este procedimiento, puesto que, como es evidente, el error absoluto de la misma se ve incrementado, además, claro está, de la necesidad de utilización de dos instrumentos en lugar de uno.

Una configuración habitual consiste en un par de superficies sensibles, cubiertas por sendas cúpulas de polietileno en posición opuesta, una orientada al cielo y otra al terreno. Cuando esto es así, el instrumento recibe el nombre de balancímetro, pues la respuesta en este caso es proporcional al balance que se establece entre la energía recibida en la parte superior y la emitida por las superficie "vista" por la parte inferior.

El otro tipo de instrumento disponible para la medida de la irradiancia térmica atmosférica es el pirgeómetro, en el que la protección de la superficie sensible se realiza de tal forma que se elimina la radiación de longitud de onda inferior a los 4  $\mu\text{m}$ , y, por tanto, la contribución solar no afecta a la respuesta del instrumento.

A continuación se presentan los resultados de un estudio detallado del funcionamiento de este instrumento realizado en el marco de este trabajo de investigación.

### **3.3. UTILIZACIÓN DEL PIRGEÓMETRO EN LA MEDIDA DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA**

#### **3.3.1 Introducción**

El estudio de la utilización del pirgeómetro en la medida de la irradiancia térmica atmosférica llevado a cabo se ha estructurado en tres partes. En primer lugar se hará una descripción general del instrumento y se enumerarán y describirán los equipos comerciales disponibles que funcionan de acuerdo al mismo principio. También se describirán nuevos desarrollos tecnológicos actualmente en fase de prototipo, así como el procedimiento y los resultados de las experiencias de calibración realizadas.

A continuación y una vez planteada la ecuación de balance energético resultante y la relación entre la magnitud a determinar y la señal, en éste caso eléctrica, suministrada por el instrumento se evaluarán los procesos que producen errores de tipo sistemático en dicha señal así como sus órdenes de magnitud.

Por último se presentan los resultados de una serie de experiencias realizadas para la obtención de un método de reducción de errores relacionados con el proceso de calentamiento de la cúpula del pirgeómetro. Estas experiencias se han llevado a cabo principalmente debido a que, de las fuentes de error analizadas, ésta resulta ser la de mayor nivel y los métodos propuestos en la bibliografía para su reducción resultan muy costosos o son de difícil aplicación práctica. Adicionalmente, los métodos propuestos en este sentido, resultan incompletos, especialmente en aquellos aspectos relacionados con la contribución de la ventilación natural al efecto analizado.

### **3.3.2 Estudio general del pirgeómetro**

#### **3.3.2.1 Principio de medida, sensibilidad y respuesta espectral**

Un pirgeómetro es básicamente una modificación de un piranómetro de tipo termoeléctrico al que se le ha sustituido la cúpula de vidrio por una cúpula que, en condiciones ideales, refleja completamente la componente espectral de la radiación incidente que se encuentra por debajo de los  $4\mu\text{m}$  y deja pasar el resto (Drumond, 1970). La radiación, una vez atraviesa la cúpula actúa sobre una superficie conectada a uno de los conjuntos de uniones de una termopila. Pueden distinguirse por tanto las siguientes partes o elementos ( Figura 3.1):

- una superficie sensible expuesta a un hemisferio confinado por una cúpula de cierto material transparente a la irradiancia térmica exterior y un sensor de temperatura de dicha superficie
- una termopila con un conjunto de entre 60 y 80 uniones conectadas a la superficie sensible y otro conjunto conectado al cuerpo del instrumento
- una carcasa de protección conteniendo elementos desecantes, conexiones eléctricas y, en algunos casos, circuitos electrónicos para compensación de procesos internos como se verá más adelante.



La cúpula tiene como función, al igual que en cualquier otro tipo de radiómetros de intemperie, el proteger la superficie sensible de agentes externos como polvo o humedad así como independizarla de la influencia de la temperatura del aire exterior evitando, en lo posible, el intercambio de calor por convección. Esta última consideración es fundamental, p.e., a la hora de emplear un radiómetro en la medida de irradiancia incidente sobre superficies inclinadas ( Norris, 1974).

La diferencia de temperatura entre la superficie sensible y el cuerpo del instrumento, provocada por la incidencia de un flujo resultante neto, produce una señal eléctrica en la termopila detectable y medible con los instrumentos adecuados.

Puede por tanto caracterizarse cada pirgeómetro por ciertas constantes

$$C \text{ ( KW}^{-1}\text{m}^2\text{)} = (T_S - T_0) / F_N \quad \text{Ec. 3. 1}$$

$$\Gamma \text{ ( KmV}^{-1}\text{)} = (T_S - T_0) / V \quad \text{Ec. 3. 2}$$

en las que  $T_S$  y  $T_0$  son la temperaturas de la superficie sensible y del cuerpo del pirgeómetro respectivamente,  $V$  es la señal eléctrica proporcionada por el instrumento y  $F_N$  el flujo neto resultante sobre la superficie sensible. Estas constantes relacionadas con las propiedades de la termopila determinan la sensibilidad del instrumento y son inherentes al mismo (Philipona *et al.*, 1995).

De forma general, los fabricantes ofrecen valores la constante de calibración de estos instrumentos,  $c' = \Gamma/C$ , entre los 5 y los 20  $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ . Este dato es importante a la hora de seleccionar el equipo de medida de la salida, en este caso en tensión, correspondiente. En la actualidad existen sistemas con prestaciones suficientes para discriminar tensiones en el rango de 1  $\mu\text{V}$  y por lo tanto obtención de una sensibilidad en la medida irradiancia térmica atmosférica en el orden de 0.1  $\text{Wm}^{-2}$ . El compromiso prestaciones / costo del equipo de medida lleva sin embargo a trabajar con resoluciones algo inferiores, en torno a los 10  $\mu\text{V}$  (1-2  $\text{Wm}^{-2}$ ).

En cuanto a la respuesta espectral del instrumento debe distinguirse entre la respuesta espectral de la superficie sensible de la termopila y la respuesta espectral de la cúpula de protección. En el primer caso se trata de una superficie negra prácticamente ideal, esto es, de absorptividad máxima en todo el espectro. Sin embargo, la cúpula presenta una transmisividad selectiva, dejando pasar exclusivamente radiación en el intervalo de longitudes de onda de nuestro interés, esto es entre 4 y 100  $\mu\text{m}$ .

Los primeros prototipos, realizados por la firma Eppley, utilizaban KRS -5 (yoduro de talio-bromuro de talio binario) como material para la cúpula, que fue desechado por problemas de degradación y calentamiento (Albrecht *et al.*, 1974, 1977; Enz *et al.*, 1975). Posteriormente se ha utilizado silicio, habiéndose estandarizado este material por todos los fabricantes de pirgeómetros (EKO, 1996, Eppley, 1985; Kipp & Zonem, 1992). En algunos casos, a la cara interior de la cúpula se le añade un recubrimiento conteniendo un filtro interferencial que mejora sus características espectrales.

Aunque la utilización de silicio como material de la cúpula no ha resuelto todos los problemas planteados (Weiss, 1981; Alados-Arboledas *et al.*, 1988; Philipona *et al.* 1995), se ha conseguido un gran avance en cuanto a durabilidad y precisión de los instrumentos.

En cualquier caso, el conocimiento detallado de las características espectrales de la cúpula requiere el uso de instrumentación específica y se hace por tanto, inicialmente, necesario el confiar en los factores de calibración suministrados por los fabricantes y realizar una recalibración general del instrumento cada vez que se realice la sustitución de la cúpula. Miskolci y Guzzi (1993) han llegado a determinar diferencias de hasta un 20% entre las características espectrales globales de 8 pirgeómetros equipados con cúpulas de silicio.

El hecho anterior, junto con la degradación propia de la termopila determinan la necesidad de calibraciones periódicas, aunque, dado que se trata de instrumentos de desarrollo relativamente reciente, no existe todavía un procedimiento de calibración estandarizado como es el caso de los radiómetros de onda corta ( De Luisi *et al.*, 1993).

Sin embargo, como se verá más adelante, la fuente de error a priori determinante es la falta de idealidad en la respuesta espectral de la cúpula que provoca su calentamiento por absorción de radiación incidente, tanto en onda corta como onda larga, y por la tanto la aparición de una fuente espúrea sobre la propia superficie sensible de la termopila que altera el valor a determinar finalmente por el instrumento.

### 3.3.2.2 Equipos disponibles

#### 3.3.2.2.1 Pirgeómetro Eppley PIR ( The EPPLEY Laboratory Inc., Estados Unidos)

Es el instrumento más aceptado e implantado (De Luisi *et al.*, 1993) principalmente debido a que fue el primero en aparecer tras las primeras propuestas realizadas (Drumond, 1970), habiendo sido ampliamente utilizado y contrastado desde entonces.

De acuerdo al fabricante (EPPLEY, 1985), la cúpula hemisférica de silicio ha sido modificada por la deposición al vacío en su superficie interior de un filtro interferencial provocando el paso desde una opacidad completa a la máxima transparencia ( $\tau = 0.50$ ) en el intervalo comprendido entre los 4 y 5  $\mu\text{m}$ . Posteriormente, la transmisividad desciende conforme aumenta la longitud de onda hasta un valor de 0.30-0.40 en los 50  $\mu\text{m}$ . Adicionalmente el instrumento cuenta con los siguientes elementos (Figura 3.1):

- Un circuito de compensación térmica intrínseca de la termopila
- Un termistor para la medida de la temperatura de la cúpula.
- Un termistor para la medida de la temperatura del cuerpo del pirgeómetro.
- Un termistor para la medida de la temperatura de la superficie sensible de la termopila conectado a un circuito de compensación de la radiación emitida.

Este último elemento tiene como misión el compensar uno de los primeros flujos térmicos espúreos identificados, esto es, la emisión propia de la superficie sensible modelizada de forma simplificada por un término  $F_S = \epsilon_S \cdot \sigma \cdot T_S^4$  con  $\epsilon_S \approx 1.0$ .

El fabricante en éste caso propone la introducción de un circuito alimentado por una batería de mercurio de 1.35 V conectado a un termistor, un resistor variable y varios resistores fijos. Albrecht *et al.* (1974) y Alados-Arboledas (1987) han identificado y detectado errores sistemáticos relacionados con la falta de comportamiento ideal de la batería y la inadecuación del circuito propuesto por el fabricante para reproducir un término del tipo  $\sigma \cdot T_s^4$ , especialmente para temperaturas bajas. Este error es fácilmente eliminable no utilizando la salida convencional del instrumento, esto es desechando la señal del circuito de compensación, y por el contrario añadir un término  $\sigma \cdot T_0^4$  al término  $V/c'$ . Esto es posible puesto que el propio fabricante, una vez detectados los errores relacionados con éste término introdujo la posibilidad de lectura directa de algunas de las temperaturas que intervenían en el proceso para permitir una compensación externa.

Otras características generales del instrumento se detallan en el cuadro comparativo final incluido en la tabla 3.1.

#### 3.3.2.2.2 Pirgeómetro Kipp & Zonem CG-1 (Kipp & Zonem Delft BV, Holanda)

Este pirgeómetro (Kipp & Zonem, 1992) funciona de acuerdo al mismo principio que el anterior aunque su desarrollo es mucho más reciente. Al igual que en el caso del pirgeómetro EPPLEY, el recubrimiento de la termopila se realiza mediante una lámina de silicio con un tratamiento interior para mejorar sus características espectrales.

La diferencia fundamental con el equipo descrito anteriormente se trata de que la superficie de silicio en éste caso es plana en lugar de hemisférica (Figura 3.2) con lo que el campo de visión de acuerdo al fabricante se reduce de  $180^\circ$  a  $150^\circ$ . Las ventajas en éste caso se centran en la facilidad de fabricación del recubrimiento. Cálculos realizados por el fabricante encaminados a evaluar la equivalencia entre las lecturas para un campo de visión de  $150^\circ$  y otro de  $180^\circ$  para cualquier condición de cielo (despejado, parcialmente cubierto y completamente cubierto) llevan a la introducción de un factor entre 0.9235 y 0.9330, esto es la correcciones entre el 7.2 % y el 8.3 % de la lectura realizada.

El equipo también presenta adicionalmente un resistor de calefacción para la eliminación de deposiciones húmedas (nieve, hielo, rocío,..) sobre el recubrimiento. Esta eliminación se ve favorecida por la forma plana de la ventana. Por otra parte también proporciona un lectura de la temperatura del cuerpo del instrumento para la compensación de la emisión propia de la superficie sensible, aunque en éste caso y dada la experiencia anterior, no se incorpora circuito alguno para realizar esta compensación de forma directa en la salida del instrumento.

El fabricante ofrece como opción el montaje de dos equipos como el anterior montados en una estructura común en posición opuesta para medidas del balance de radiación en onda larga resultante, p.e., entre la superficie terrestre y la atmósfera..

Otras características del instrumento pueden encontrarse, como se ha dicho, en la tabla 3.1.

#### **3.3.2.2.3 Pirgeómetro EKO MS-201 (EKO Instruments Trading Co. Ltd., Japón)**

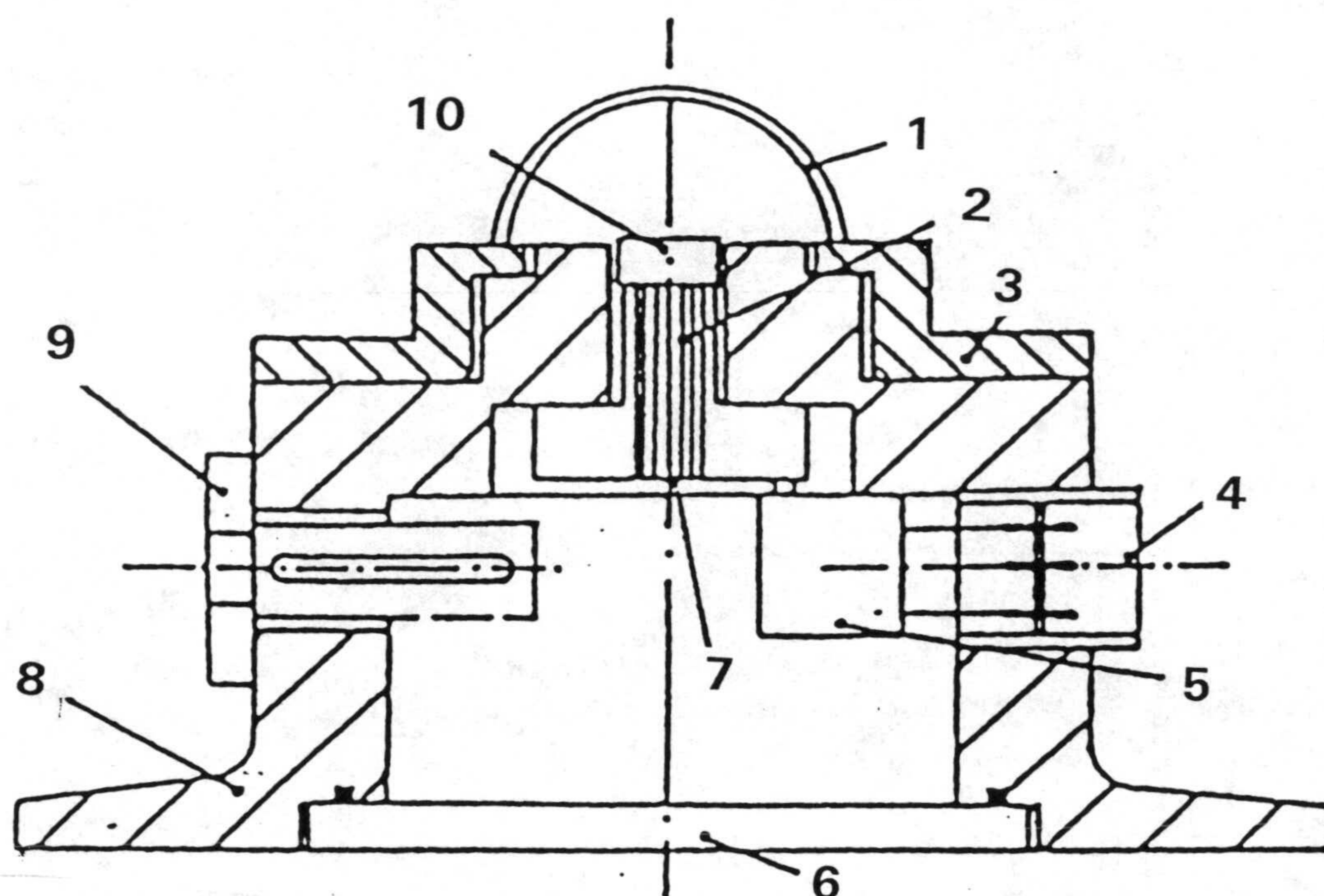
Es el de más reciente aparición (Miyake, 1995) tratándose de una versión renovada de un modelo anterior más sensible al efecto del calentamiento de la cúpula. Su rango espectral es ligeramente más amplio que el del pirgeómetro Eppley PIR y su cúpula es hemisférica y realizada, al igual que los anteriores, en silicio, aunque el fabricante, en éste caso, no especifica si existe algún tratamiento posterior para mejorar su respuesta.

El pirgeómetro, en éste caso, contiene circuitos de compensación alimentados por una batería de mercurio de 1.3 V, aunque no consta la existencia de una salida específica de temperatura del cuerpo del instrumento por lo que no sería posible soslayar los posibles errores relacionados con la compensación de la emisión propia de la superficie sensible mencionados anteriormente.

Otras característica generales del instrumento están en la tabla 3.1.

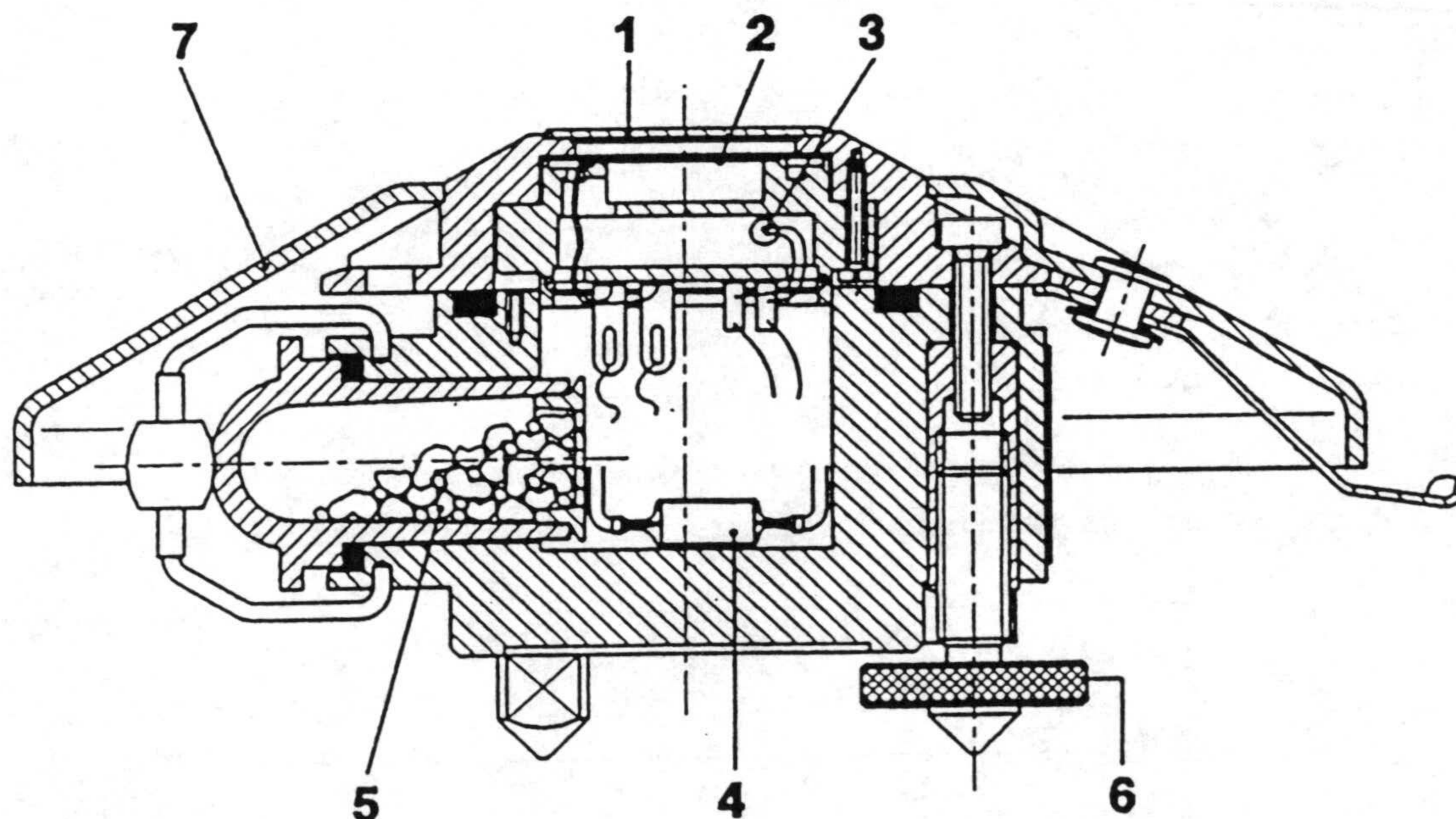
Tabla 3.1: Características generales de los pirgeómetros disponibles comercialmente incluidos en este estudio (N.E: no especificado por el fabricante)

	Eppley PIR	Kipp & Zonem CG-1	EKO MS-201
<b>Rango espectral</b>	4-50 $\mu\text{m}$ ( figura 3.3)	5-25 $\mu\text{m}$ ( figura 3.3)	3-50 $\mu\text{m}$ ( figura 3.3)
<b>Sensibilidad</b>	5 $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	10-20 $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	4 $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
<b>Impedancia</b>	700 $\Omega$	125 $\Omega$	800 $\Omega$
<b>Dependencia en temperatura</b>	$\pm 2\%$ (-20/+40 ° C)	$\pm 2\%$ (-20/+30 ° C)	N.E.
<b>Linealidad</b>	$\pm 1\%$ (0-700 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )	N.E.	$\pm 1\%$
<b>Tiempo de repuesta (1/e)</b>	2 s	5 s	15 s
<b>Campo de visión</b>	180 °	150 °	180 °
<b>Efecto coseno</b>	< 5 %	N.E.	N.E.
<b>Método de calibración</b>	Cuerpo negro de referencia	Cuerpo negro de referencia	N.E.
<b>Exactitud ofertada</b>	N.E.	10 % + efecto calentamiento	5 % + efecto calentamiento
<b>Precio aproximado ( Septiembre 1997)</b>	3.100 U.S.\$	240.000 pts	440.000 ¥



1: Hemisferio de silicio, 2: Termopila, 3: Fijación hemisferio, 4: Conexión de señal, 5: Componentes electrónicos, 6: Protección inferior, 7: Unión fría, 8: Cuerpo, 9: Elemento desecante, 10: Superficie sensible

Figura 3.1: Esquema de componentes de un pirgeómetro EPPLEY modelo PIR



1: Ventana plana de silicio, 2: Superficie sensible, 3: Sensor de temperatura, 4: Resistencia calefactora, 5: Elemento desecante, 6: Tornillos de nivelación, 7: Protección solar

Figura 3.2: Esquema de componentes de un pirgeómetro Kipp & Zonem modelo CG1

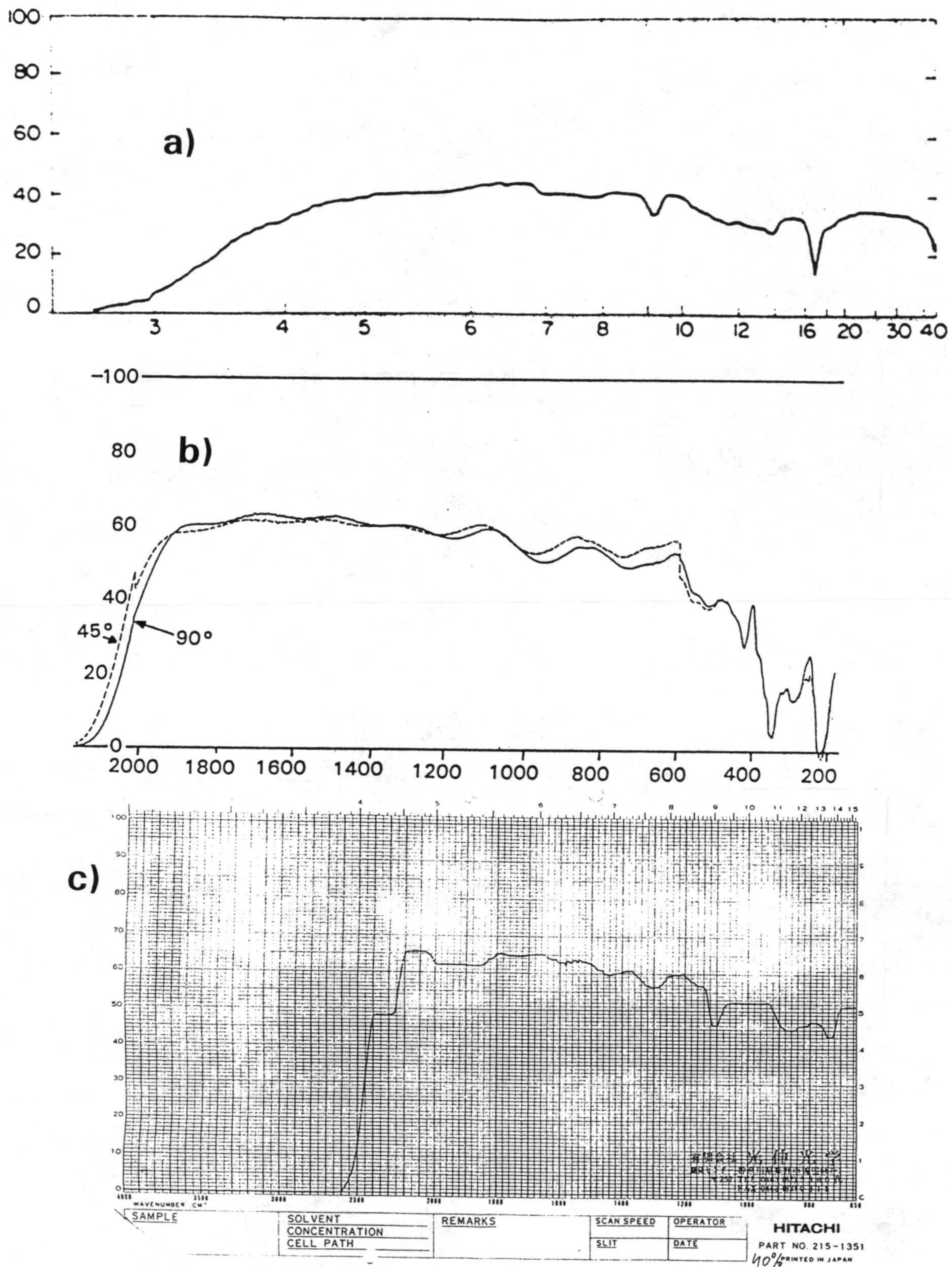


Figura 3.3: Características espectrales de las cúpulas de silicio de los pirgeómetros comerciales, a) EPPLEY PIR, b) Kipp & Zonem CG 1 y c) EKO MS-201.



#### 3.3.2.2.4 Nuevos desarrollos

Las mejoras propuestas en la configuración y fundamento de medida de los modelos de pirgeómetros actualmente disponibles están principalmente orientadas a la eliminación los efectos producidos por el calentamiento de la cúpula debido a la absorción de radiación solar o por la aparición de gradientes térmicos entre los elementos del instrumento que, como se verá más adelante, resultan ser los términos de error sistemático más importantes. Sin embargo, aunque las soluciones propuestas resultan adecuadas, la complejidad tecnológica de las mismas dificulta su implantación generalizada por parte de los fabricantes.

##### 3.3.2.2.4.1 Pirgeómetro de Foot (Foot, 1986)

En este caso, la modificación propuesta se basa en la sustitución de la termopila del instrumento por una termopila que emplea el mismo principio que las usadas en los piranómetros de tipo blanco / negro (Iqbal, 1982). Se pasa por tanto de una situación en la que las uniones frías y calientes se encuentran en posición transversal, midiendo la diferencia de temperatura entre el cuerpo del instrumento y la superficie sensible, a una situación en la que todas las uniones se encuentran en el mismo plano.

La configuración en este caso incluye 36 pares de uniones de termopar antimonio / bismuto conectadas mediante pequeñas láminas de oro. Las uniones alternas se recubren de una pintura altamente emisiva produciéndose un efecto equivalente al producido en onda corta, con la ventaja de que ambos conjuntos de uniones se encuentran a la misma temperatura. De acuerdo a lo anterior, ésta configuración evita la aparición de gradientes térmicos entre el cuerpo y el sensor.

Experimentos en laboratorio y en vuelos meteorológicos (Foot, 1986; Lorentz *et al.*, 1996) han demostrado la equivalencia entre pirgeómetros equipados con ésta termopila y pirgeómetros convencionales así como la constatación experimental de la ausencia de influencia de la ventilación en la respuesta del instrumento.

Recientemente, este tipo de pirgeómetros han sido también contrastados en campo en experiencias generales de intercomparación de radiómetros confirmando los extremos anteriores ( Dehne *et al.*, 1993, De Luisi *et al.* 1993).

#### 3.3.2.2.4.2 Pirgeómetro Chopped (Lorenz *et al.* 1996)

En este trabajo se propone la modulación de las lecturas mediante un sistema mecánico conteniendo dos radiómetros de tipo piroeléctrico ( $\text{LiTaO}_3$ ) en posición opuesta. Mientras uno de los radiómetros, recubierto con una cúpula de silicio, registra la irradiancia a determinar (atmosférica o de una fuente conocida para calibración) el otro radiómetro considerado como referencia y recubierto por una placa plana de silicio registra la irradiancia procedente de una superficie negra bien caracterizada. Cada radiómetro es cubierto de forma cíclica por una estructura semicircular (chopper) que gira conectada mecánicamente a un motor eléctrico.

Realizando el balance de las señales obtenidas por cada radiómetro en cada ciclo de paso de la estructura semicircular es posible obtener un valor de irradiancia sobre el radiómetro expuesto a la fuente a determinar no alterado por efectos de gradientes térmicos.

Se han llevado a cabo comparaciones con pirgeómetros convencionales y con pirgeómetros del tipo indicado en el apartado anterior en vuelos meteorológicos demostrando los resultados de estas comparaciones su mejor tiempo de respuesta así como mayor exactitud.

#### 3.3.3 Experimentos de calibración del pirgeómetro

Como se ha dicho, al contrario de lo que ocurre con los instrumentos empleados en la determinación experimental de la irradiancia de onda corta a nivel de superficie, en el caso de la medida de radiación de onda larga atmosférica, no existe un procedimiento de calibración plenamente contrastado y aceptado por organismos internacionales como el

incluido, por ejemplo, en la norma ISO 9847 para calibración de piranómetros (ISO, 1992; De Luisi *et al.*, 1993).

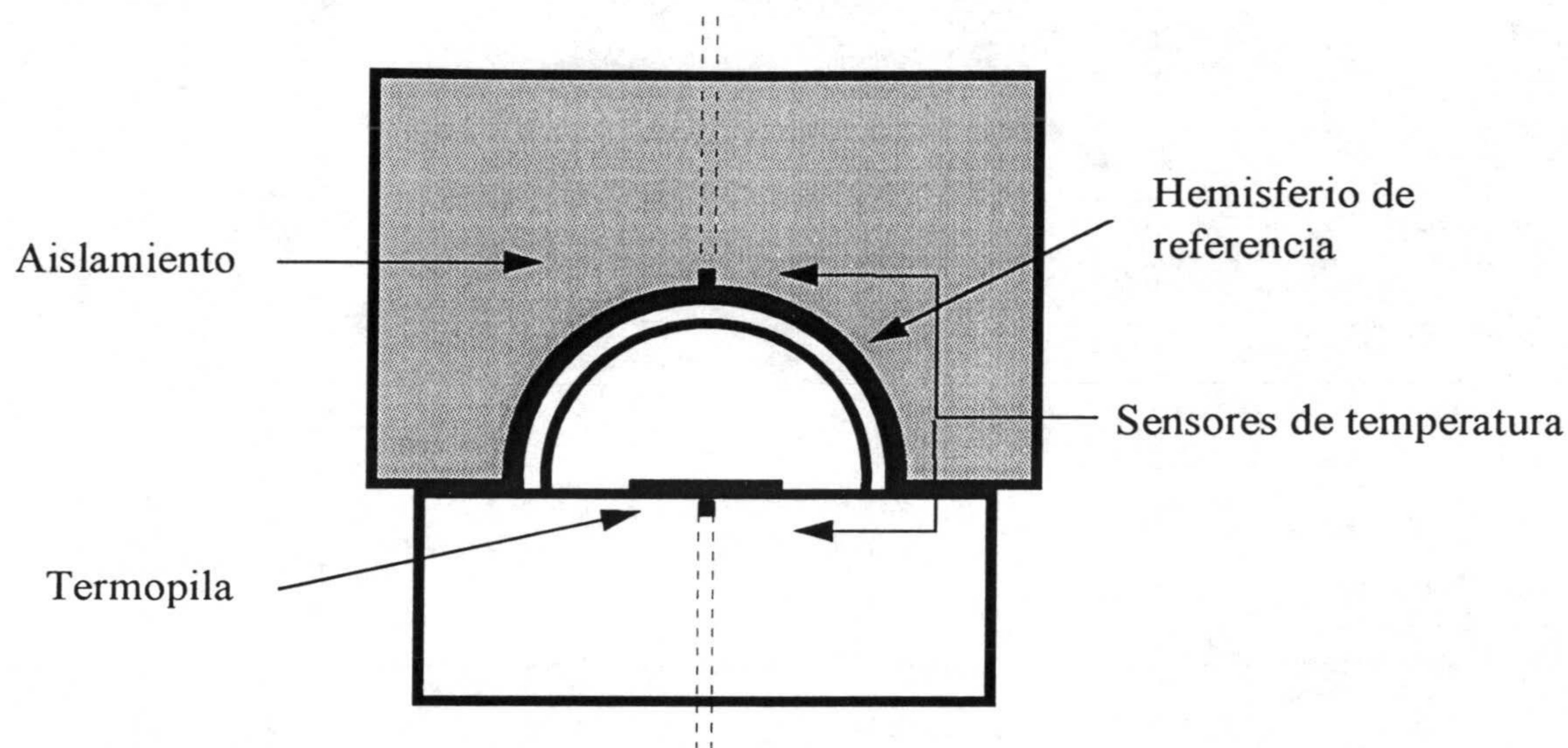
Esto determina que existan diferentes aproximaciones en función de la disponibilidad de equipos y del objetivo de los experimentos a realizar. Dehne (Dehne *et al.*, 1993) recoge hasta 4 modalidades distintas de calibración de pirgeómetros: cuerpo negro de referencia, esfera refrigerante, cuerpo negro caliente y bloque de hielo fundente.

En cualquier caso, se trataría de contar con una fuente de radiación perfectamente caracterizada para, a continuación, analizar la respuesta, en este caso en tensión, del instrumento a distintos valores de irradiancia sobre el mismo provocados por las variaciones de temperatura de la fuente.

### 3.3.3.1 Material y método

Se ha empleado como fuente de radiación una cavidad hemisférica de 40 mm de diámetro cuya cara interna contiene un recubrimiento altamente emisivo. La parte externa de dicho hemisferio se encuentra aislada térmicamente del exterior para obtener unas condiciones estables de flujo emitido durante la medida. En la cúspide, existe un sensor de temperatura que permitirá establecer el valor de irradiancia provocado por el hemisferio. La figura 3.4 describe esquemáticamente el dispositivo empleado en las experiencias llevadas a cabo.

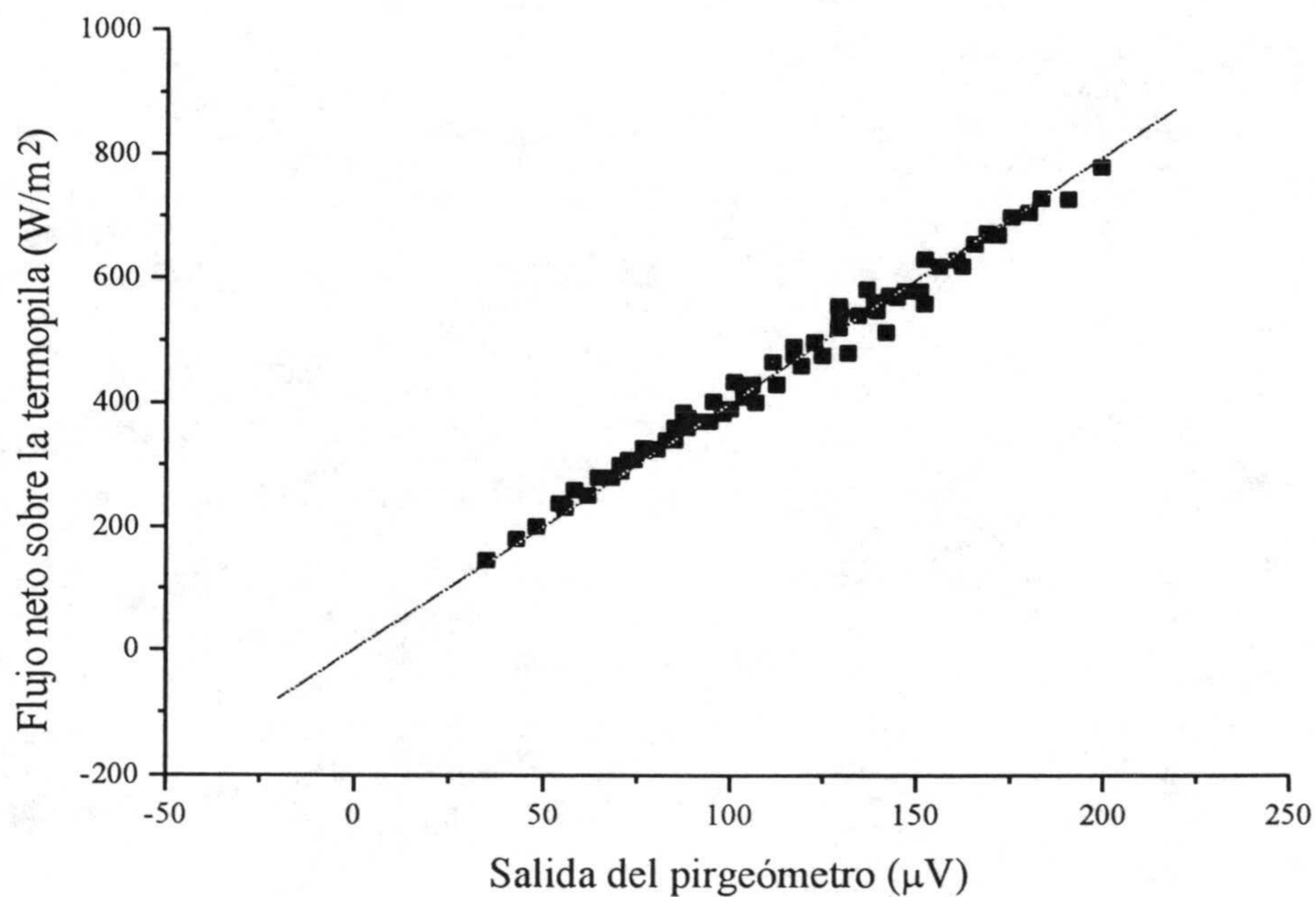
Una vez alcanzado determinado nivel de temperatura en la superficie emisiva de la fuente, ésta es colocada sobre el pirgeómetro durante un periodo suficiente (normalmente entre 10 y 15 s) para provocar una lectura no afectada de efectos transitorios en la termopila del instrumento. El valor en  $\mu\text{V}$  así obtenido se relaciona entonces con el flujo neto resultante sobre la superficie sensible.



**Figura 3.4:** Dispositivo experimental empleado en las experiencias de calibración realizadas.

### 3.3.3.2 Resultados

Los resultados de la experiencia de calibración llevadas a cabo se recogen en la figura 3.5.



**Figura 3.5:** Relación entre la irradiancia incidente provocada por la fuente y la respuesta en tensión del instrumento en una de las experiencias de calibración realizadas.

El valor de la constante obtenida por este procedimiento es un 1.8 % inferior a la constante original del instrumento ofrecida por el fabricante. De acuerdo al intervalo temporal transcurrido entre calibraciones sucesivas anteriores, la deriva observada es ligeramente inferior a la de otros instrumentos equivalentes para la medida en onda corta de la misma estación radiométrica y ha sido incluida en los datos de irradiancia térmica utilizados en la experiencias y análisis posteriores realizados en esta memoria.

Este valor inferior de deriva observada sería explicable por la menor degradación de la termopila debido a la opacidad de la cúpula a la radiación de onda corta incidente. Este no es el caso, claro está, en los otros instrumentos mencionados (piranómetros).

### ***3.3.4 Análisis de errores sistemáticos en la medida con pirgeómetro***

El análisis propuesto en éste apartado de la memoria requiere una ligera modificación en el concepto de error sistemático, que en principio puede entenderse como la tendencia de un instrumento de medida a desviarse de forma constante del valor exacto de la determinación experimental que se está llevando a cabo. Estos errores son detectables por comparación (calibración) con patrones conocidos y son fácilmente eliminables.

En nuestro caso, y dada la naturaleza de los procesos puestos en juego, esta desviación no será constante sino que estará relacionada con otros efectos externos, especialmente de tipo meteorológico que, sin embargo, será detectable y cuantificable al igual que los errores sistemáticos en un sentido estricto, pudiendo ser eliminada hasta cierto nivel por algún término de corrección. Dicho lo anterior pasamos a evaluar dichos errores.

#### **3.3.4.1 Balance energético en un pirgeómetro**

En este punto, se hace necesario identificar los distintos flujos energéticos presentes en el momento de la determinación experimental de irradiancia térmica incidente, con el fin de conocer cual es el balance resultante sobre la superficie sensible del instrumento y qué porcentaje de este balance corresponde a la magnitud de nuestro interés.

Varios autores (Albrecht *et al.* 1974; Alados-Arboledas 1987; Oliveri 1991; Shiobara y Asano, 1992; Stanzel 1992; Miscolczi y Guzzi, 1993; Philipona *et al.* 1995) han propuesto diferentes modelos de balance teniendo en cuenta los procesos presentes así como sus diferentes parámetros físicos. La figura 3.5 recoge, en términos generales, cuales serían los flujos de calor a considerar. En la bibliografía mencionada se observa que, aunque las expresiones finales propuestas son equiparables, existen ciertas diferencias en la interpretación física de las constantes del balance simplificado resultante. Esto es debido a que, en algunos casos no se han considerado determinados procesos, o en otros se han empleado un número de términos distinto en el desarrollo de expresiones aritméticas. De esta manera puede realizarse la siguiente clasificación:

- a) Balances en los que se considera el intercambio de calor por conducción y convección (Wardle y McArthur, 1986; Alados-Arboledas *et al.*, 1988; Oliveri 1991; Miscolczi y Guzzi, 1993)
- b) Balances en los que sólo se considera el intercambio de calor por radiación entre los elementos del pirgeómetro (Albrecht *et al.* 1974; Shiobara y Asano, 1992; Stanzel 1992; Philipona *et al.* 1995)

De lo anterior, y de acuerdo las estimaciones del porcentaje representado por cada proceso en el balance total, 25 % para los procesos radiativos y 75 % para los procesos de conducción y convección, (Berdahl y Fromberg, 1982), las expresiones resultantes en primer lugar deberán ser físicamente más coherentes y completas.

Por ejemplo, ambas formulaciones conducen a la aparición de un término adicional proporcional a la diferencia de la cuarta potencia de las temperaturas absolutas de la cúpula,  $T_C$  y del cuerpo del pirgeómetro,  $T_0$ ,  $k \cdot \sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$ , sin embargo, la interpretación física del coeficiente  $k$ , a determinar de forma empírica, ofrecida por el segundo tipo de formulación conduce a un resultado incoherente.

Efectivamente, según este tipo de balances,  $k$  representaría la razón entre la emisividad de la cúpula y su transmisividad en onda larga,  $\epsilon_C/\tau_C$ , oscilando el valor numérico obtenido en todas las referencias consultadas y, confirmado en este trabajo de investigación, entre 3.5 y 4.5. Esto llevaría, de acuerdo al valor medido en experimentos independientes de  $\tau_C$ , 0.3 a 0.5, a valores de emisividad superiores a la unidad.

Esto no ocurre sin embargo con las formulaciones que incorporan términos que incluyen otros procesos aparte del intercambio por radiación. Así, por ejemplo, Alados-Arboledas (1987), representa el balance de la siguiente manera:

$$\phi\downarrow = (c_1 + c_2 T_0^3)V + \sigma T_0^4 - [(\alpha_0 + 4\epsilon_0 \epsilon_C \sigma T_0^3)/\epsilon_0 \tau_C](T_C - T_0) \quad \text{Ec. 3. 3}$$

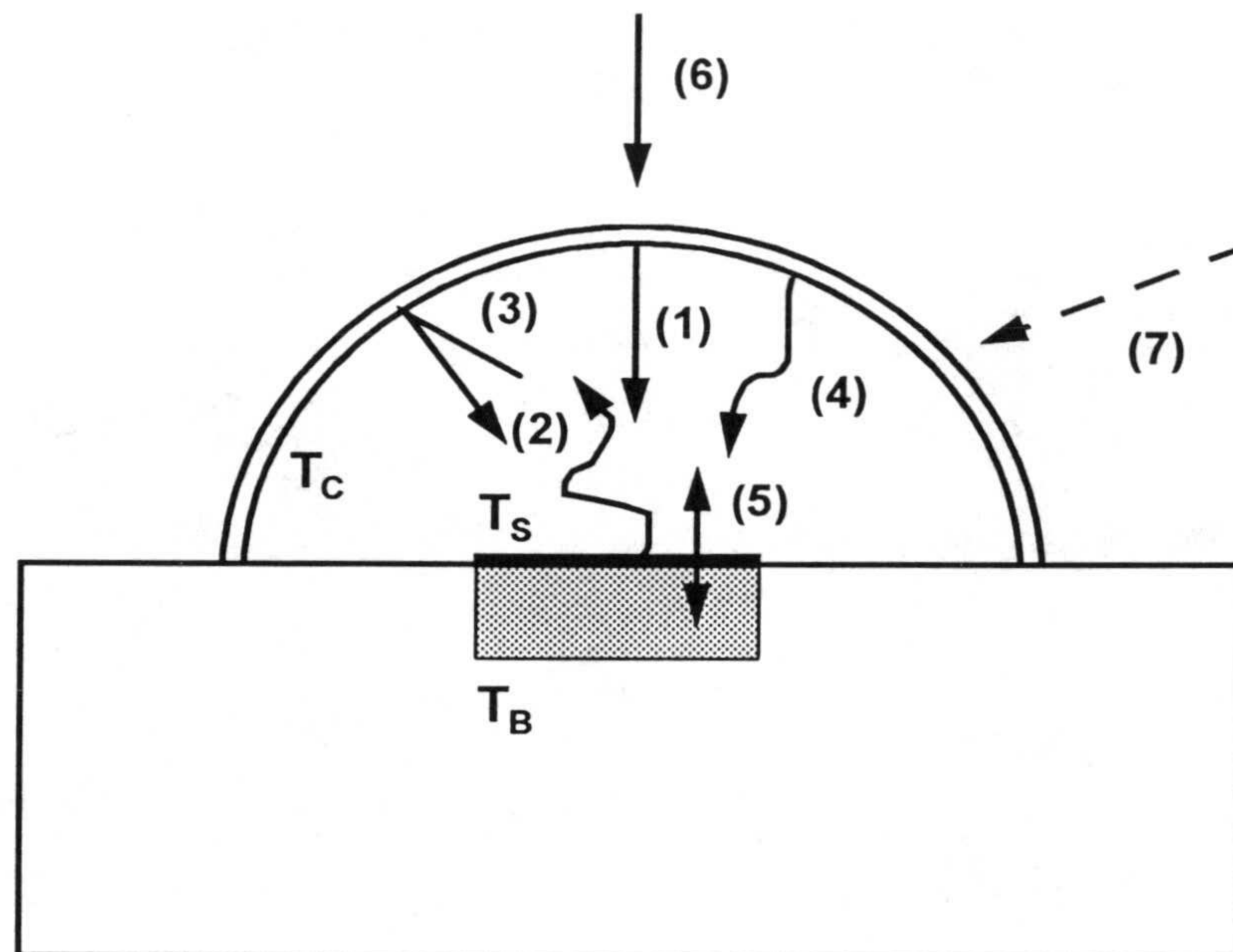
En esta expresión puede observarse que el término adicional, en este caso proporcional a la diferencia de temperatura, contiene una parte debida a otros flujos sensibles (aquella en la que interviene  $\alpha_0$ , coeficiente de intercambio de calor por convección y conducción) y otra parte debida al flujo radiativo después de una linealización de la expresión  $T_C^4 - T_0^4$ . El coeficiente resultante en éste último caso vuelve a ser  $\epsilon_C/\tau_C$ , pero la consideración de la existencia de otros términos mantiene el sentido físico de los parámetros obtenidos de forma experimental.

#### 3.3.4.2 Errores por flujos térmicos adicionales

Básicamente como conclusión puede deducirse del apartado anterior que no es suficiente multiplicar la señal en voltios suministrada ( $V$ ) por el instrumento por la constante de calibración para obtener la lectura de  $\phi\downarrow$ , sino que hay que añadir al menos dos términos, representando cada uno un proceso diferente relacionado con la aparición de flujos térmicos adicionales dentro del instrumento:

- Emisión propia de la superficie sensible de acuerdo a su temperatura absoluta, flujo (2) en la figura 3.5.

- Emisión propia de la cúpula del instrumento si existe diferencia entre su temperatura y la del resto del instrumento, flujo (4) en la figura 3.5.



- (1) Irradiancia externa transmitida
- (2) Emisión térmica de la superficie sensible,  $\epsilon_0 T_S^4$
- (3) Emisión térmica reflejada por la cara interior
- (4) Emisión térmica de la cúpula,  $\epsilon_C T_C^4$
- (5) Flujo sensible sensor-hemisferio,  $\alpha(T_C - T_S)$
- (6) Irradiancia térmica exterior
- (7) Irradiancia solar exterior

No representado:

- a) Flujo solar absorbido por la cúpula
- b) Flujo solar transmitido por la cúpula

**Figura 3.5:** Resumen de los flujos térmicos presentes sobre la superficie sensible de un pirgeómetro en operación diurna.

El primer error, aunque importante en orden de magnitud, está cuantificado de forma directa ( sin constantes empíricas) mediante un término  $\epsilon \cdot \sigma \cdot T_0^4$  por lo que su eliminación se reduce a la obtención de un valor adecuado de  $T_0$ , como se ha comentado anteriormente en el procedimiento de compensación del pirgeómetro EPPLEY PIR.



En el segundo caso la situación es distinta, la cúpula es un emisor externo influenciado, como se verá más adelante, por la incidencia de radiación en longitudes de onda distinta de la que pretendemos determinar, (las diferencias de temperatura entre la cúpula y el cuerpo del sensor pueden llegar a ser de hasta 1.5 °C, según nuestras experiencias). Esta influencia, es modulada posteriormente por la ventilación (natural o mecánica) de la propia cúpula.

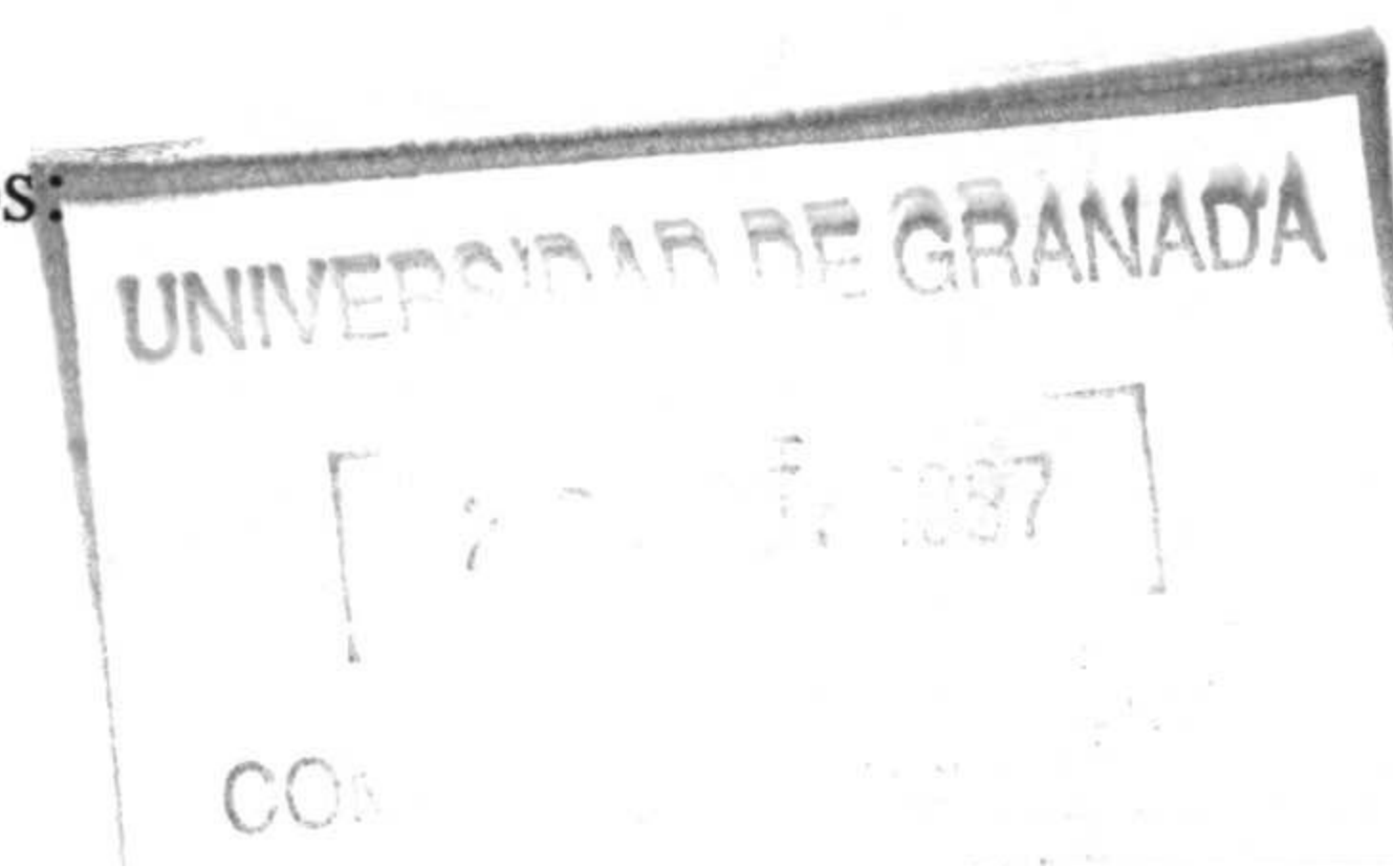
El efecto en la medida provocado por la cúpula empezó a relacionarse con la radiación de onda corta tras experiencias realizadas por Albrecht y Cox (1974), que observaron un decrecimiento en la salida del pirgeómetro por la presencia de nubes así como la mejor concordancia de las medidas experimentales con los valores previstos por los modelos disponibles en los datos nocturnos. Experimentos con discos de sombra llevaron a valores entre 20 y 120 Wm<sup>-2</sup> de diferencia entre lecturas de irradiancia térmica incidente afectada o no afectada por este error. A pesar de no contar con una lectura directa de la temperatura de la cúpula esta falta de exactitud pudo explicarse mediante un calentamiento de la cúpula debido a la insuficiencia de la contribución infrarroja solar (máximo: 7 Wm<sup>-2</sup>) para producir este efecto y al estudio de los tiempos de respuesta del instrumento (Berdhal y Fromberg, 1982; Alados-Arboledas *et al.*, 1988).

Estas experiencias llevaron a la firma EPPLEY a introducir 2 modificaciones en sus pirgeómetros, generalizadas a partir de mitad de la década pasada:

- a) La sustitución de la cúpula original de KRS-5 por otra de silicio.
- b) La introducción de sensores de temperatura que proporcionen información del estado térmico de la cúpula y del cuerpo del pirgeómetro.

Sin embargo, las nuevas cúpulas de silicio aún presentan problemas de calentamiento frente a la radiación de onda corta (Weiss, 1981; Berdhal y Fromberg 1982; Alados-Arboledas *et al.* 1988) estando aún planteada la necesidad de eliminación de este error.

Para ello pueden proponerse varios procedimientos:



- a) Ventilar el mecánicamente el pirgeómetro para conseguir que la temperatura de la cúpula y del cuerpo del pirgeómetro se aproximen a la temperatura del aire circundante.
- b) Evitar el calentamiento solar durante la lectura mediante un disco de sombra móvil.
- c) Mediante experiencias específicas, calcular los parámetros de las ecuaciones de balance detalladas que incluyen variables internas como la temperatura de la cúpula y la del cuerpo del sensor y la salida en tensión de la termopila para los rangos de medida habituales.
- d) Establecer correlaciones entre variables externas que lo producen y el efecto del calentamiento que puedan incluirse como factores de corrección.

Los métodos a) y b) fueron los propuestos originalmente y requieren, en ambos casos, la aportación de instrumental adicional que puede no ser asumible, especialmente si la estación en la que se instala el pirgeómetro no es una estación con fines específicamente radiométricos. El método b) incluso resulta claramente inconveniente por las dificultades de mantenimiento y operación rutinaria de cualquier sistema de seguimiento solar, especialmente en estaciones remotas.

El método c) sería el método más completo y exacto. Shiobara (1991) y Philipona *et al.* (1995) han desarrollado procedimientos completos incluyendo métodos de cálculo de las constantes de calibración. De estas dos referencias consultadas, la más reciente resulta de gran interés, puesto que en ella se realiza un estudio profundo sobre la influencia de factores tales como la posición del sensor de temperatura de la cúpula, concluyendo en que la posición actual del mismo no es la adecuada, no representando la globalidad de la cúpula así como se detectan inhomogeneidades en la distribución de la temperatura debido a la falta de uniformidad en la recepción de la irradiancia de onda corta.

El método d) resulta ser el de aplicación más inmediata puesto que no necesitaría la aportación de instrumental adicional ni la lectura (y calibración detallada previa) de la temperatura de la cúpula. Consiste básicamente en relacionar la alteración de la lectura de irradiancia térmica atmosférica producida por el calentamiento de la cúpula con las variables

meteorológicas que lo determinan, es decir, la radiación solar incidente,  $G$ , y la velocidad del viento,  $v$ . Una vez establecida esta relación, la corrección de las medida rutinarias se realiza de forma inmediata mediante un término  $\Delta\phi\downarrow = f(G,v)$ .

Como inconveniente a éste método puede plantearse la necesidad de lecturas simultáneas de dichas variables meteorológicas, pero hay que decir que resulta normal que el uso de un pirgeómetro lleve aparejado normalmente una lectura de irradiancia de onda corta, ya que es muy poco habitual estudiar la aportación en onda larga de forma separada del espectro solar, especialmente cuando se realiza con fines energéticos, a excepción, claro está, de situaciones nocturnas, donde evidentemente no es necesario este tipo de correcciones.

Como ventaja adicional, aparte del menor costo y simplicidad de aplicación, es que una vez establecido el término de corrección, la reconstrucción de bases de datos anteriores en las que no se ha tenido en cuenta este tipo de errores podría realizarse de forma inmediata si existen los datos meteorológicos necesarios (irradiancia en onda corta y velocidad de viento).

Este método ha sido el seleccionado en el marco de los trabajos recogidos en ésta memoria y los siguientes apartados describen experiencias en este sentido así como los resultados de las mismas.

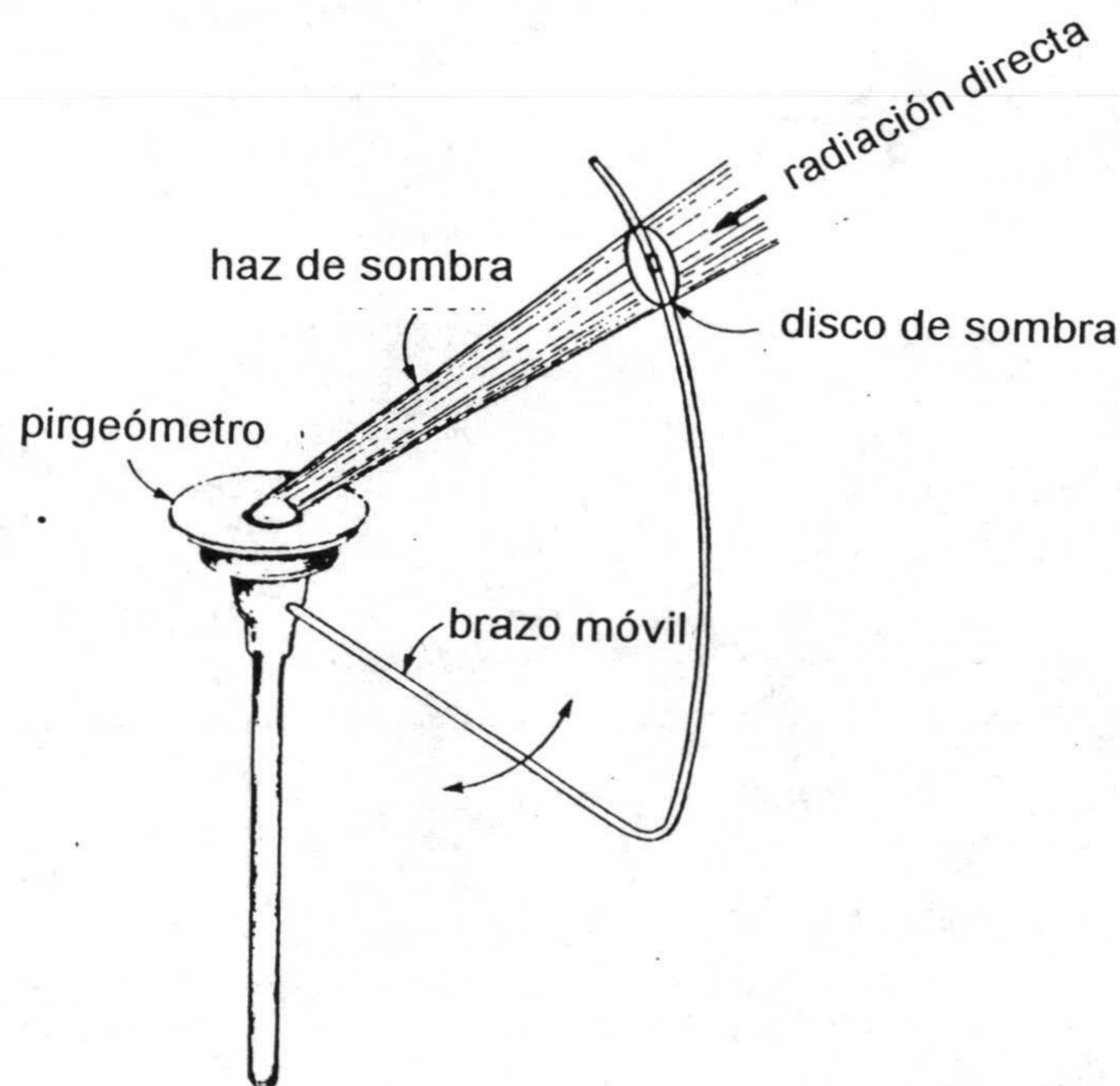
### ***3.3.5 Experimentos para la evaluación del efecto del calentamiento de la cúpula***

#### **3.3.5.1 Fundamento y descripción general del procedimiento**

A la hora de cuantificar el efecto producido por el hecho de la existencia calentamiento solar de la cúpula del pirgeómetro es necesario comparar una lectura afectada por dicho error,  $\phi\downarrow'$ , con una lectura no afectada por dicho error,  $\phi\downarrow$ . La obtención de ésta lectura no afectada puede realizarse de dos maneras distintas:

a) Mediante el cálculo de la irradiancia térmica verdadera presente en la situación considerada a través de algún procedimiento indirecto.

b) Mediante la eliminación del efecto solar en la lectura por ocultación de la cúpula a la radiación incidente mediante un dispositivo de sombra. Este dispositivo puede ser una banda o un disco (Figura 3.6), resultando más conveniente el segundo, ya que la porción de cielo ocultada es menor, no siendo necesario procedimiento de corrección alguno por éste hecho (Batlles, 1995). En ambos casos la posición del dispositivo de sombra deberá ajustarse por las variaciones horarias y diarias de la posición del disco solar, que, en éste caso, se considera como la mayor fuente de irradiancia que pueda afectar a la cúpula del pirgeómetro.



**Figura 3.6:** Disco de sombra para la ocultación de la radiación solar directa en los experimentos para la estimación del término de error por calentamiento solar de la cúpula del pirgeómetro..

Un disco de sombra, correctamente utilizado, elimina sólo la contribución de la radiación directa al efecto de calentamiento, por lo que la variable a considerar en este caso, deberá ser la componente horizontal de la irradiancia directa,  $D_h$ . Enz ( Enz *et al.*, 1975) y, posteriormente, Alados-Arboledas (Alados-Arboledas *et al.*, 1988) proponen asumir que la contribución remanente, esto es, la correspondiente a la radiación difusa,  $D_f$ , se realiza en la misma medida que la contribución de la irradiancia directa horizontal por lo que su inclusión se reduce a la sustitución del valor de irradiancia directa horizontal en las correlaciones obtenidas por el de irradiancia global de acuerdo a la relación  $G = D_h + D_f$ .

### 3.3.5.2 Revisión sobre métodos de corrección del efecto de calentamiento

Se presenta aquí una revisión de los métodos de cálculo del término de corrección por calentamiento de la cúpula por el procedimiento seleccionado incluidos en la bibliografía utilizada en la elaboración de éste capítulo.

Enz *et al.* (1975) proponen las siguientes expresiones después de ajustar los datos de experimentos con discos de sombra en distintas épocas del año con un pirgeómetro ventilado y con un pirgeómetro no ventilado equipados con una cúpula de KRS-5:

$$\phi_{\downarrow}' \text{ (vent.)} - \phi_{\downarrow} = -0.4 + 0.0447 \cdot G \quad \text{Ec. 3. 4}$$

$$\phi_{\downarrow}' - \phi_{\downarrow} = 9.0 + 0.090 \cdot G \quad \text{Ec. 3. 5}$$

Weiss (1981) realizó también experiencias de sombreado mediante un disco con un pirgeómetro con cúpula de silicio en éste caso asumiendo finalmente los resultados obtenidos para una cúpula de KRS-5 obtenidos por Albrecht (1977) , que desarrolló la siguiente expresión de corrección para datos obtenidos en vuelos meteorológicos (incluyendo una dependencia con el comportamiento anterior de la irradiancia solar a través de una derivada numérica):

$$\phi_{\downarrow}' - \phi_{\downarrow} = 0.0311 \cdot G - 0.0666 \cdot \Delta G / \Delta t \quad \text{Ec. 3. 6}$$

Yamanuchi (Yamanuchi *et al.*, 1981) empleó un anillo plano de cromo en lugar de un disco de sombra en experiencias realizadas durante una expedición antártica.  $\phi_a$  expresión propuesta incluye la irradiancia difusa,  $D_f$ , expresada en  $\text{ly}/\text{min}$ :

$$\phi_{\downarrow'} - \phi_{\downarrow} = 0.02 \cdot D_f \quad \text{Ec. 3. 7}$$

Berdhal (Berdhal y Fromberg 1982) ha estimado una corrección media de  $12 \text{ Wm}^{-2}$  por grado de diferencia entre la cúpula y la base del pirgeómetro, así como que las tres cuartas partes de este resultado se deben al proceso de conducción en el interior del hemisferio y el resto al intercambio radiativo en sí.

Ineichen (Ineichen *et al.*, 1984) propone la eliminación de los términos relacionados con este efecto y sustituir en la ecuación de balance resultante el valor de la temperatura de la superficie sensible o del cuerpo del pirgeómetro del término de emisión intrínseca por la temperatura ambiente en el periodo comprendido entre 3 horas después del amanecer y el anochecer.

Alados-Arboledas (Alados-Arboledas *et al.*, 1988) ha deducido una expresión con datos obtenidos mediante experimentos con disco de sombra en Granada ( $37^{\circ} 11' \text{ N}$ ,  $3^{\circ} 35' \text{ W}$ , 680 m) detectando una influencia en el efecto del viento. Finalmente propone una corrección media, para todo tipo de situaciones, en función de la componente horizontal de la irradiancia directa incidente.

$$\phi_{\downarrow'} - \phi_{\downarrow} = -1.0 + 0.036 \cdot D_h \quad \text{Ec. 3. 8}$$

Heitor (Heitor *et al.*, 1991) ha elaborado 2 fórmulas, la primera de ellas por comparación de las lecturas observadas mediante el pirgeómetro con valores calculados mediante un modelo simplificado de atmósfera incluido en el mismo trabajo y, la segunda, mediante experiencias con disco de sombra. En éste trabajo observa una influencia del viento de tal forma que la salida del instrumento decrece en  $2 \text{ Wm}^{-2}$  por cada  $\text{ms}^{-1}$  de velocidad de viento. Las expresiones de corrección propuesta son:

$$\phi\downarrow' - \phi\downarrow (\text{calc.}) = 0.068 \cdot G - 14.5 \quad \text{Ec. 3. 9}$$

$$\phi\downarrow' - \phi\downarrow (\text{somb.}) = 0.047 \cdot S + 0.6 \quad (S = G - G_{\text{somb.}}) \quad \text{Ec. 3. 10}$$

Halldin y Lindtroth (1992) parametrizan el error en pirgeómetros no ventilados de la siguiente forma:  $\phi\downarrow' - \phi\downarrow$  es proporcional a la irradiancia global (G) decreciendo linealmente desde un valor de 7.6 % para situaciones de calma, hasta el 2.6 % para una velocidad de viento de  $2 \text{ ms}^{-1}$ . A partir de éste valor, la corrección permanece constante independientemente de la velocidad de viento a la que se encuentre sometido el instrumento.

Culf y Gash (1993), proporcionan una fórmula simple después de experiencias de sombra limitadas en el tiempo. Sin embargo, los valores de  $\phi\downarrow$  corregidos presentan buena concordancia con los calculados mediante datos de perfiles verticales obtenidos en la misma localización.

$$\phi\downarrow' - \phi\downarrow = 0.027 \cdot G \quad \text{Ec. 3. 11}$$

Dehne, en una comparación general de radiómetros de onda larga (Dehne *et al.*, 1993), propone la siguiente expresión para pirgeómetros ventilados mecánicamente. Dicha expresión su vez está basada en resultados previos de Werdle y McArthur (1986)

$$\phi\downarrow' - \phi\downarrow = 0.026 \cdot G \quad \text{Ec. 3. 12}$$

En la comparación de radiómetros mencionada anteriormente se incluye un expresión de corrección para un pirgeómetro EKO posteriormente confirmada por el fabricante (Miyake, 1996, comunicación personal).

$$\phi\downarrow' - \phi\downarrow = 0.055 \cdot G \quad \text{Ec. 3. 13}$$

Recientemente, Duchon y Wilk (1994), han propuesto una fórmula con una dependencia explícita con la velocidad de viento después de realizar un proceso de regresión de datos adquiridos en un periodo de 8 horas.

$$\phi_{\downarrow}^{\prime} - \phi_{\downarrow} = 0.099 \cdot G / (v + 1)^{1/2} \quad \text{Ec. 3. 14}$$

Finalmente, Schweizer (Schweizer *et al.*, 1995) ha observado discrepancias en días despejados entre lecturas de pirgeómetro y valores calculados con un código atmosférico detallado como el LOWTRAN 7. De acuerdo a sus resultados, los valores calculados son menores que los experimentales en un factor 1.2 para bajos niveles de irradiancia térmica incidente medida.

### 3.3.5.3 Dispositivo experimental y procedimiento de análisis

#### 3.3.5.3.1 Localización, instrumentación y cronología

Los experimentos se han llevado a cabo en una estación radiométrico-meteorológica situada en la Universidad de Almería (Batlles, 1995) empleándose los siguientes instrumentos de medida:

- 1 pirgeómetro EPPLEY modelo PIR
- 1 piranómetro Kipp & Zonem CM-11
- 1 piranómetro Kipp & Zonem CM-11 equipado con una banda de sombra semicircular (anchura: 76 mm, diámetro 434 mm)
- Un sensor combinado de temperatura y humedad

que han servido para registrar las siguientes magnitudes:

- Temperatura y humedad relativa ambientales
- Salida en tensión de la termopila del pirgeómetro
- Temperatura del cuerpo del pirgeómetro



- Temperatura de la cúpula del pirgeómetro
- Irradiancia global sobre superficie horizontal
- Irradiancia difusa sobre superficie horizontal
- Irradiancia directa sobre superficie horizontal\*

El sistema de adquisición de datos utilizado (GEONICA METEODATA) realizaba lecturas instantáneas cada 2 segundos llevando a cabo una integración posterior cada 5 minutos para el almacenamiento en soporte magnético de dichos registros.

Las lecturas de velocidad de viento han sido obtenidas en una torre meteorológica situada a 400 m de la estación radiométrica por un anemómetro de cazoleta en el extremo de un mástil de 10 m sobre el nivel del suelo. Los datos han sido cedidos por el centro tecnológico de la Fundación para la Investigación Agraria de la Provincia de Almería, FIAPA, en el que se encuentra dicho mástil. La ausencia de obstrucciones importantes hace considerar los valores de viento observados suficientemente representativos para incluirlos como variable influyente en el efecto producido.

Se seleccionó como periodo de ensayo el comprendido entre los meses de marzo y julio (ambos inclusive) debido a la coincidencia en el mismo, por referencias climáticas anteriores (Muñoz Urrea, 1994), de situaciones de cielo despejado y vientos de moderados a fuertes.

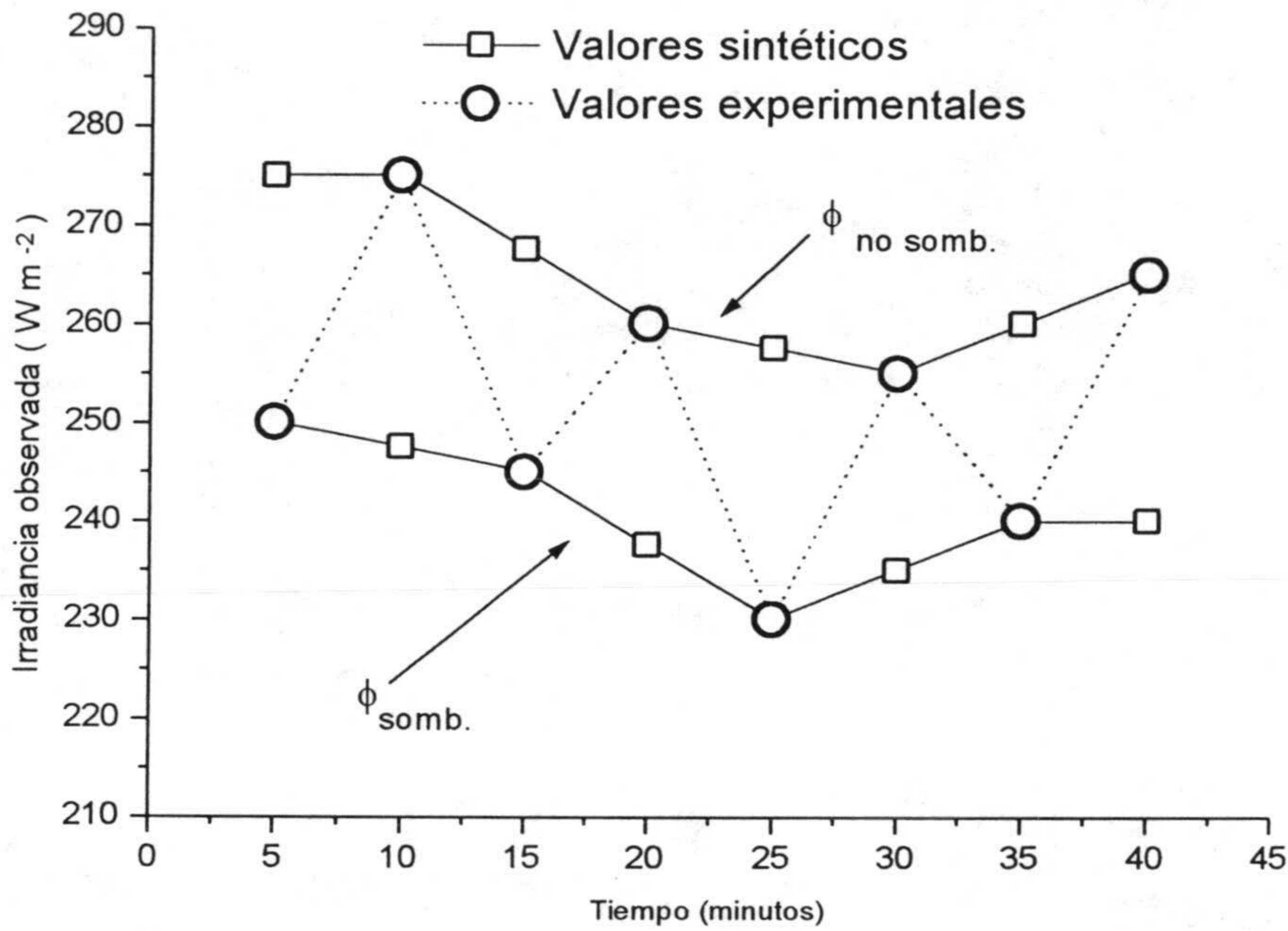
#### 3.3.5.3.2 Generación y análisis de datos

Los experimentos han consistido en el sombreado manual mediante un disco de 80 mm de diámetro (máxima ocultación del hemisferio celeste 2%) de la cúpula del pirgeómetro durante periodos alternos de 5 minutos, coincidiendo con el periodo de registro del sistema de adquisición de datos. De esta manera el registro obtenido contiene una serie de valores consecutivos afectados y no afectados por el calentamiento solar. Con el fin de obtener 2 series simultáneas de ambos tipos de valores, se han generado de forma sintética,

---

\* Este valor se ha obtenido de forma indirecta mediante un algoritmo recientemente desarrollado y validado para las condiciones locales (Batlles, 1.995)

mediante un procedimiento de esplín cúbico (Press *et al.*, 1992; Duchon y Wilk, 1993), dos series completas de valores afectados y no afectados (Figura 3.7) a partir de la serie original.



**Figura 3.7:** Registro experimental y procedimiento para la obtención de valores simultáneos de irradiancia térmica atmosférica afectados y no afectados del efecto de calentamiento solar.

De todo el periodo considerado se han seleccionado situaciones climatológicas en las que la ausencia de nubes fue absoluta. Una vez realizadas las experiencias de sombreado, posteriormente se han llevado a cabo las agrupaciones y análisis de las magnitudes que se definen a continuación.

- Exceso de lectura provocado por el calentamiento:  $\Delta\phi\downarrow = \phi\downarrow' - \phi\downarrow_{somb}$
- Diferencia de temperatura cúpula-cuerpo:  $\Delta T = T_C - T_0$
- Balance radiativo cúpula-cuerpo:  $\sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$
- Relación error / radiación directa horizontal incidente:  $\Delta\phi\downarrow / Dh$

- Relación error / emisión de la cúpula:  $\Delta\phi\downarrow / \sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$
- Relación error / diferencia de temperatura:  $\Delta\phi\downarrow / (T_C - T_0)$

De acuerdo a lo anterior podemos por tanto establecer lo siguiente:

1) En el caso de que no se considere la lectura de  $T_C$ , la corrección a introducir en la lectura de un pirgeómetro por efecto del calentamiento de la cúpula se expresaría como  $\Delta\phi\downarrow = c' \cdot Dh$ , siendo por tanto posible obtener un valor empírico de  $c'$  de acuerdo a los datos disponibles así como estudiar la posible influencia en el mismo de otras variables.

2) En el caso de contar con una lectura de  $T_C$ , la relación entre  $\Delta\phi\downarrow$  y  $\sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$  nos conduciría a la estimación de un parámetro empírico  $k = \Delta\phi\downarrow / \sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$  propuesto por Albrecht (1977) y analizado recientemente por Philipona (Philipona *et al.*, 1995). Ambos autores obtienen valores de  $k$  en el orden de 4 siendo éste valor incluso admitido de forma general (Dehne *et al.*, 1993) para la corrección en cualquier situación cuando no existe calibración o cálculo previo está disponible la lectura de  $T_C$ . Es más, haciendo  $k' = \Delta\phi\downarrow / (T_C - T_0)$  es posible relacionar los resultados obtenidos con las ecuaciones de balance que incluyen términos relacionados con la presencia de flujos de calor distintos de los de radiación (Wardle *et al.*, 1986; Alados-Arboledas *et al.*, 1987; Oliveri, 1991; Miscolczi y Gucci, 1993) que, como se ha indicado anteriormente, son más coherentes físicamente.

Adicionalmente, como uno de los objetivos planteados en este caso es estudiar una modulación del efecto de calentamiento por la ventilación de la cúpula, se han agrupado los datos existentes en intervalos de velocidad de viento de  $1 \text{ ms}^{-1}$ . El resultado a obtener es la constatación de la disminución del efecto de calentamiento, reflejada en la reducción del valor de  $c'$ , a medida que aumenta la velocidad de viento.

Hay que decir que, en función de las condiciones meteorológicas existentes durante el periodo de ensayo, de los grupos obtenidos resultan más representativos, (mayor uniformidad en la variabilidad de  $\Delta\phi\downarrow$  y  $Dh$ ) los correspondientes al intervalo entre  $1$  y  $5 \text{ ms}^{-1}$  pudiendo observarse de forma inmediata un decrecimiento de  $c'$  en ésta región.

Eventualmente durante las experiencias aparecieron situaciones de viento racheado por encima de  $5.5 \text{ ms}^{-1}$ , que han servido para realizar un grupo genérico correspondiente a altas velocidades de viento, grupo VH, que va a resultar de gran interés en la verificación de determinada situación planteada en la bibliografía (Enz, 1974, Wardle 1986) relacionada con la existencia de un comportamiento de tipo asintótico del efecto con relación a la velocidad del viento. Los resultados generales de las experiencias se encuentran resumidos en las tablas 3.2 y 3.3.

**Tabla 3.2:** Valores experimentales de las variables representativas del efecto de calentamiento obtenidos durante las experiencias con disco de sombra.

variable	grupo	media	desv. est.	mínimo	máximo
$\Delta\phi\downarrow$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	<b>total</b>	<b>21.8</b>	<b>9.2</b>	<b>5.3</b>	<b>47.2</b>
	V0	19.1	0.8	18.3	20.1
	V1	20.6	12.6	5.5	42.5
	V2	25.3	10.7	5.3	47.2
	V3	23.1	9.6	6.3	41.7
	V4	20.0	9.3	6.0	39.3
	V5	21.8	7.4	6.8	36.2
	VH	21.0	5.7	7.3	32.6
$T_C - T_0$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	<b>total</b>	<b>0.8</b>	<b>0.3</b>	<b>0.2</b>	<b>1.5</b>
	V0	0.7	0.0	0.7	0.8
	V1	0.8	0.4	0.3	1.4
	V2	0.9	0.3	0.4	1.5
	V3	0.9	0.4	0.3	1.4
	V4	0.8	0.4	0.2	1.5
	V5	0.8	0.3	0.2	1.2
	VH	0.9	0.2	0.3	1.2
$D_h$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	<b>total</b>	<b>566.8</b>	<b>206.8</b>	<b>144.2</b>	<b>898.5</b>
	V0	419.2	18.9	398.9	442.2
	V1	465.2	235.1	212.3	863.7
	V2	587.6	220.4	187.1	898.5
	V3	560.8	206.2	165.7	854.4
	V4	545.7	227.0	152.6	841.1
	V5	656.1	203.3	144.2	836.9
	VH	591.2	134.0	377.2	819.1
$v$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	<b>total</b>	<b>4.1</b>	<b>2.5</b>	<b>0.0</b>	<b>12.7</b>
	V0	0.2	0.2	0.0	0.5
	V1	1.2	0.2	0.7	1.5
	V2	2.0	0.3	1.6	2.5
	V3	3.0	0.3	2.6	3.5
	V4	4.1	0.3	3.6	4.5
	V5	4.9	0.3	4.6	5.5
	VH	8.0	19	5.6	12.7

Tabla 3.3: Valores calculados a partir de los datos experimentales de los parámetros representativos del efecto de calentamiento obtenidos durante las experiencias con disco de sombra.

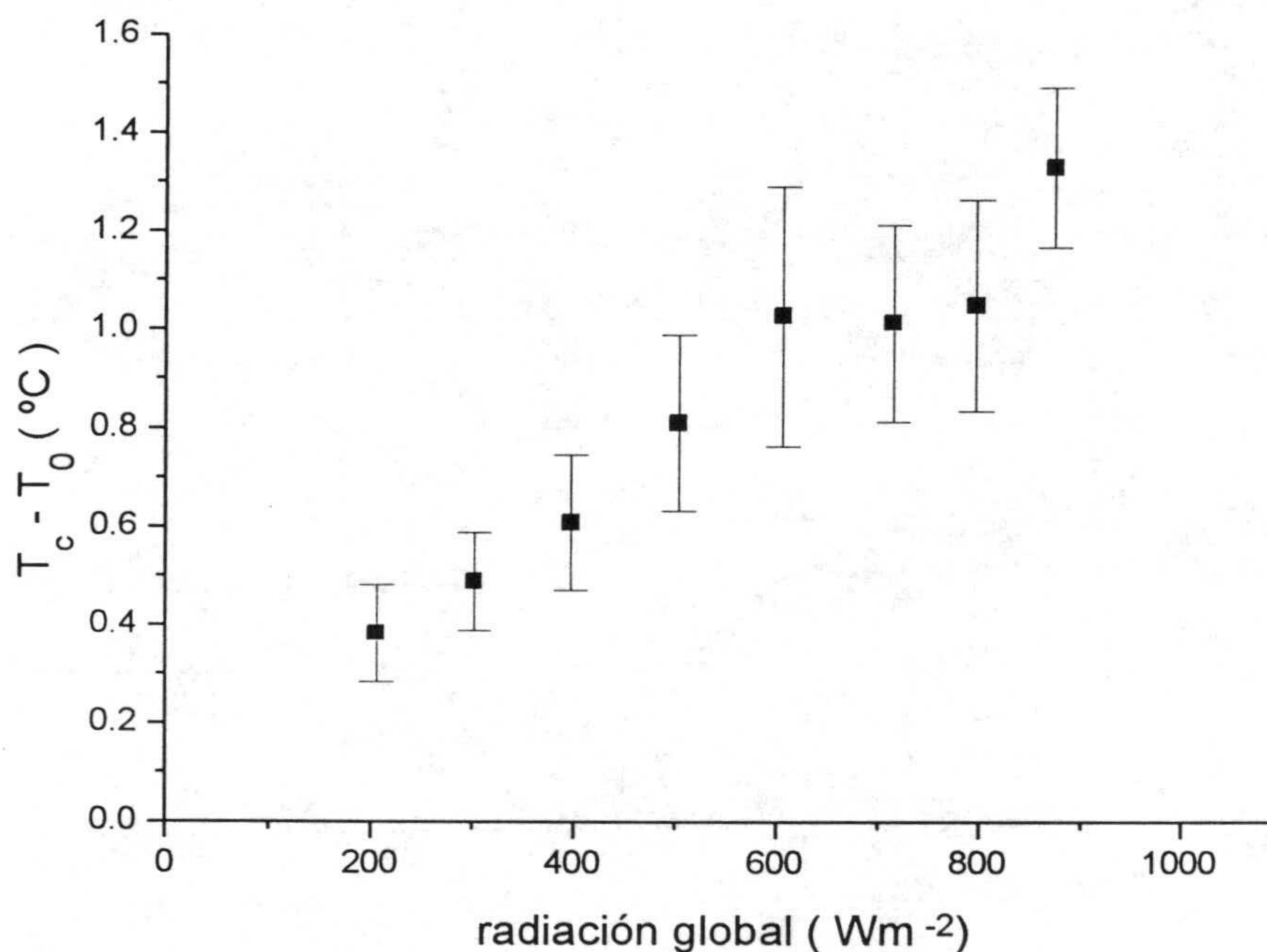
variable	grupo	media	desv. est.	mínimo	máximo
$k = \Delta\phi_{\downarrow} / \sigma \cdot (T_c^4 - T_0^4)$	total	4.3	1.0	1.9	6.8
	V0	4.6	0.1	4.4	4.7
	V1	4.3	1.4	1.9	6.8
	V2	4.5	1.2	2.1	6.8
	V3	4.3	0.9	2.8	6.4
	V4	4.3	1.0	2.5	6.5
	V5	4.6	1.1	2.4	6.8
	VH	4.0	0.9	2.9	6.8
$k' = \Delta\phi_{\downarrow} / (T_c - T_0)$ $Wm^{-2}/^{\circ}C$	total	25.8	5.8	11.0	40.7
	V0	26.4	1.1	25.1	27.8
	V1	26.1	8.1	11.0	39.5
	V2	26.9	6.7	13.2	39.3
	V3	26.1	4.9	16.8	37.3
	V4	25.6	5.2	14.1	38.2
	V5	26.6	5.5	15.0	40.6
	VH	24.1	5.0	17.7	40.7
$c = \Delta\phi_{\downarrow} / G$	total	0.030	0.007	0.013	0.050
	V0	0.037	0.003	0.034	0.039
	V1	0.030	0.010	0.014	0.047
	V2	0.034	0.008	0.014	0.050
	V3	0.032	0.005	0.024	0.043
	V4	0.029	0.005	0.016	0.041
	V5	0.028	0.006	0.015	0.039
	VH	0.026	0.005	0.013	0.036
$c' = \Delta\phi_{\downarrow} / Dh$	total	0.039	0.009	0.019	0.091
	V0	0.046	0.004	0.042	0.049
	V1	0.042	0.009	0.024	0.055
	V2	0.044	0.012	0.025	0.091
	V3	0.041	0.006	0.031	0.051
	V4	0.036	0.006	0.020	0.047
	V5	0.035	0.008	0.019	0.047
	VH	0.036	0.007	0.019	0.049

### 3.3.5.4 Resultados

#### 3.3.5.4.1 Análisis de la diferencia de temperatura $T_C - T_0$

Como se ha dicho, el estudio del efecto de calentamiento puede abordarse estimando las diferencias  $T_C - T_0$  observadas para posteriormente incorporar como corrección un término  $k \cdot \sigma \cdot (T_C^4 - T_0^4)$  como el propuesto por Albrecht y utilizado por Dehne u otro término  $k' \cdot (T_C - T_0)$  como propone Alados-Arboledas.

Los resultados obtenidos de éste análisis por grupos de viento y por grupos de irradiancia incidente demuestran cierta correlación positiva en el caso de la irradiancia,  $T_C - T_0$  aumenta cuando la irradiancia aumenta, (Figura 3.8) y cierta dispersión si los relacionamos con la velocidad de viento. Como consecuencia de lo anterior, no tendrá sentido relacionar dicho valor de  $k$  y  $k'$  con la ventilación natural o forzada del pirgeómetro, como puede deducirse de las gráficas 3.9 y 3.10.



**Figura 3.8:** Relación entre la diferencia de temperatura cúpula / pirgeómetro observada y el nivel de radiación sobre el instrumento.

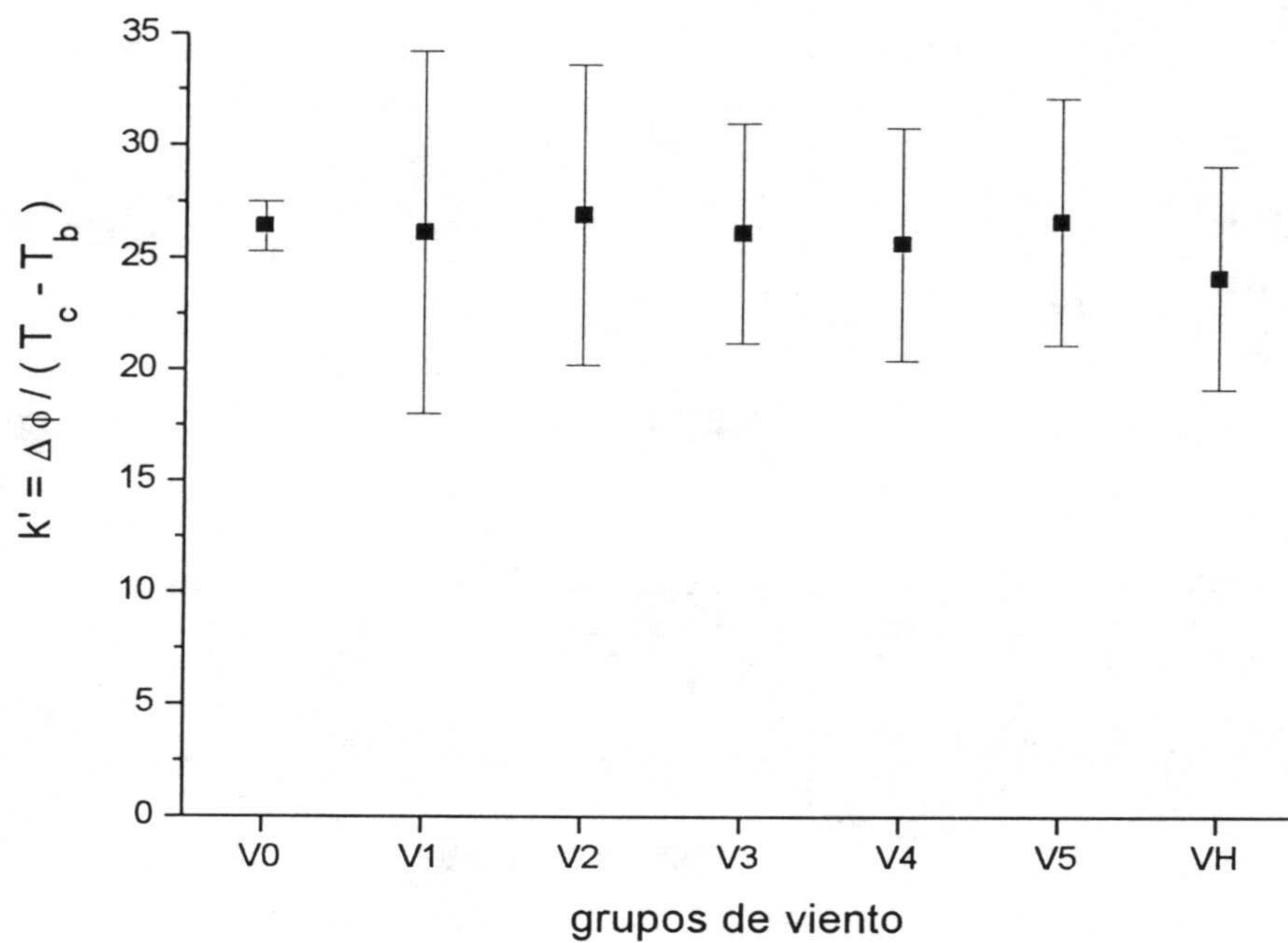


Figura 3.9: Dependencia del término  $\Delta\phi\downarrow / \sigma \cdot (T_c - T_0)$  con la velocidad del viento

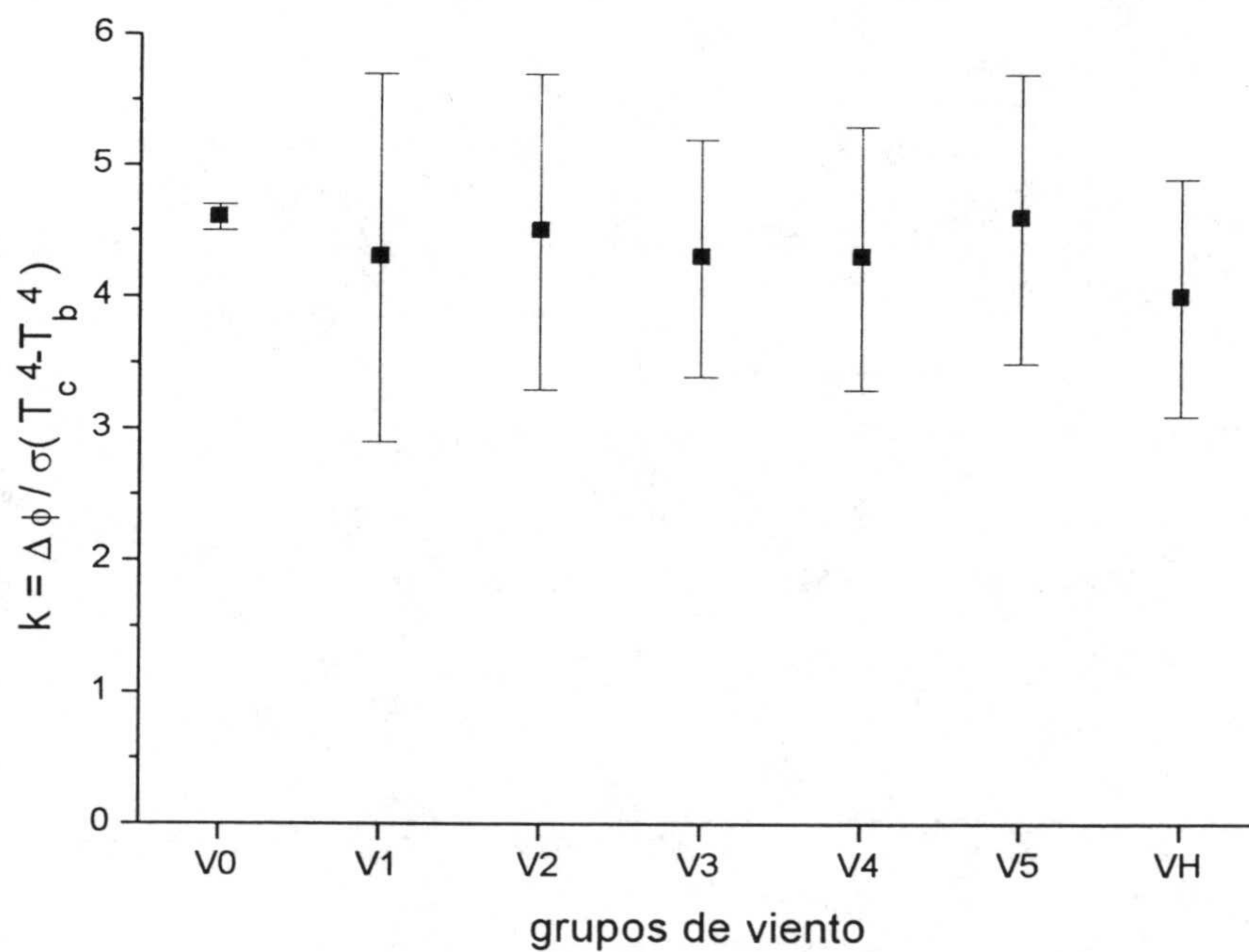


Figura 3.10: Dependencia del término  $\Delta\phi\downarrow / \sigma \cdot (T_c^4 - T_0^4)$  con la velocidad del viento

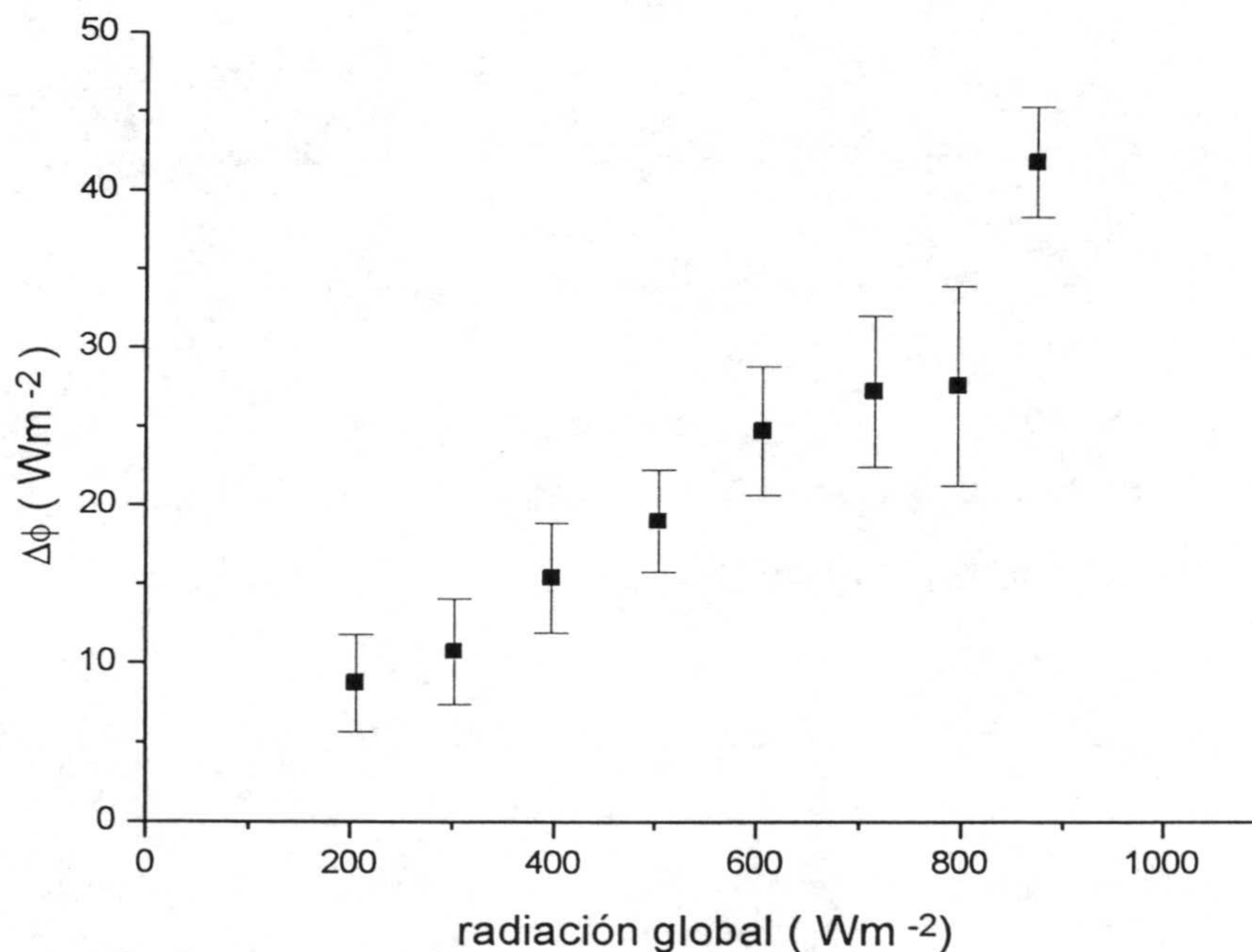
### 3.3.5.4.2 Análisis de la relación error-irradiancia solar

La siguiente aproximación conduce al establecimiento de una posible relación empírica entre el término de error obtenido y la propia irradiancia en onda corta que provoca inicialmente la aparición de dicho error, posteriormente modulado por la acción de la ventilación natural sobre la cúpula.

Para ello, en principio, se considera una relación básica  $\Delta\phi\downarrow = \Delta\phi\downarrow(Dh)$  y se deduce que para un nivel de radiación determinado, las fluctuaciones con relación al valor medio observado (Figura 3.11) se deberán a la acción de la ventilación natural sobre el pirgeómetro. Esta fluctuaciones se manifiestan mediante una reducción del valor de  $\Delta\phi\downarrow$  observado para aquellas situaciones de ventilación favorables (altos valores de velocidad de viento). El ajuste de los datos experimentales conduce a la siguiente relación empírica:

$$\Delta\phi\downarrow = (0.0\pm 0.9) + (0.038\pm 0.001) \cdot Dh \quad \text{Ec. 3. 15}$$

con un valor de  $r=0.861$  y un error en la estimación de  $\Delta\phi$  de  $4.7 \text{ W/m}^2$ .



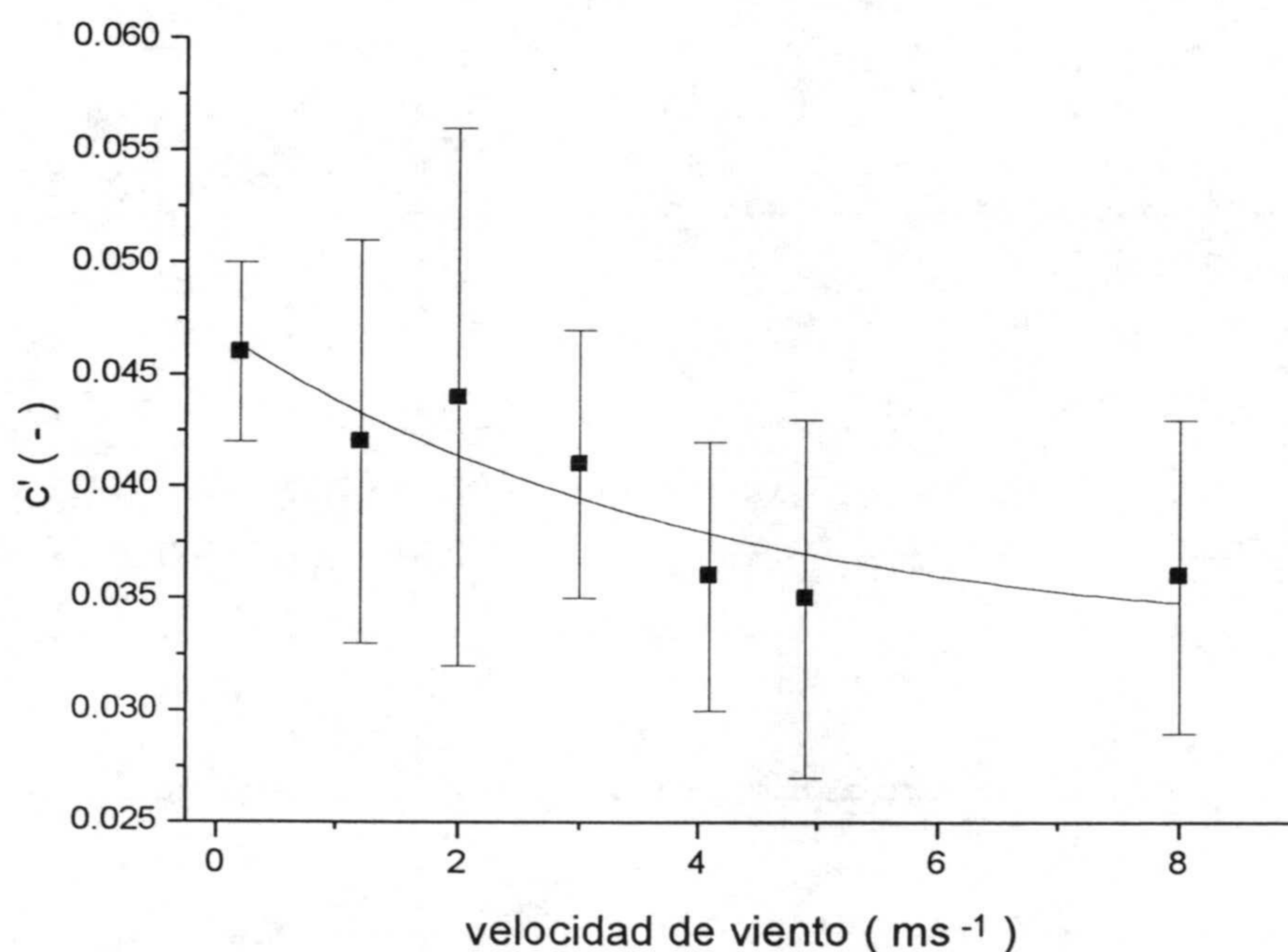
**Figura 3.11:** Dependencia del incremento de lectura provocado por el calentamiento solar con la irradiancia.



El análisis anterior se ve completado tras la observación de que la relación entre el error provocado y la propia irradiancia,  $c' = \Delta\phi\downarrow / Dh$ , disminuye si se produce un incremento de la velocidad del viento. La representación gráfica final de todos los coeficientes obtenidos  $c' = c'(v)$  (Figura 3.12) sugiere un ajuste de los valores experimentales mediante una función de exponencial de forma directa o, alternativamente, de tipo hiperbólico de acuerdo a lo propuesto por Duchon y Wilk (1993). La ordenada en el origen de dicho ajuste representaría el coeficiente del término de corrección en función de la irradiancia para situaciones de viento en calma y el término independiente del ajuste el valor mínimo de dicho coeficiente aplicable a situaciones de viento fuerte. La aparición de esta asíntota coincide con observaciones ya apuntadas anteriormente (Enz *et al.*, 1974; Wardle *et al.*, 1986). Después de dicho ajuste, el término de error sistemático propuesto es el siguiente:

$$\Delta\phi = (0.032 + 0.014 \cdot \exp(-v/4.1)) \cdot Dh \quad \text{Ec. 3. 16}$$

con un error en la estimación de  $\Delta\phi\downarrow$  de  $4.1 \text{ W/m}^2$ , ligeramente inferior al obtenido si no se considera una posible influencia de la velocidad del viento en el valor de  $\Delta\phi\downarrow$ .



**Figura 3.12:** Variación observada de la relación entre el término de error por calentamiento y la componente horizontal de la radiación directa para los diferentes grupo de viento considerados.

### 3.3.5.4.3 Análisis de la influencia conjunta de todas las variables en el término de error

El término de corrección propuesto se ha establecido en base a la influencia de determinadas variables en el proceso que provoca el error y a su posible relación física, lo que ha permitido la asunción de cierta hipótesis en cuanto a la relación funcional entre las variables. Las variables han sido por un lado, la temperatura de la cúpula, en una aproximación de tipo físico, y la radiación y la temperatura en una aproximación de tipo empírico. Posteriormente, podemos plantear la cuestión de forma más genérica, estableciendo relaciones multivariantes elementales que contribuyan a la reducción del error en la determinación de  $\Delta\phi\downarrow$ .

Los resultados de este análisis multivariable que la variable que mayor capacidad para estimar el término de error propuesto se trata de la propia irradiancia solar, lográndose valores de errores en la estimación inferiores si añadimos como variables influyentes la propia diferencia de temperatura  $T_C - T_0$  y la velocidad del viento por este orden (Tabla 3.4)

**Tabla 3.4:** Expresiones para el cálculo del término de error por calentamiento solar de la cúpula del pirgeómetro.

expresión	error	r
$\Delta\phi = 0.038 \cdot Dh$	$4.7 \text{ Wm}^{-2}$	0.861
$\Delta\phi = 0.019 \cdot Dh + 13.2 \cdot (T_C - T_0)$	$3.8 \text{ Wm}^{-2}$	0.986
$\Delta\phi = 0.024 \cdot Dh + 12.7 \cdot (T_C - T_0) - 0.6v$	$3.5 \text{ Wm}^{-2}$	0.989

Lo anterior confirma la posibilidad disminuir el término de error en función de acuerdo a este esquema:

- a) Existe una variable principal que provoca el efecto y produce el error detectado, Dh.

b) El considerar  $T_C$  incrementa las posibilidades de reducir el error puesto que en principio el calentamiento de la cúpula no tiene porqué ser uniforme.

c) Finalmente, el viento actúa como agente modulador, explicando una parte remanente de la variabilidad.

Es de interés destacar que los valores del coefeciente que multiplica a  $T_C - T_0$  están en el orden de los obtenidos por Berdahl,  $12 \text{ Wm}^{-2}/^{\circ}\text{C}$ , sin embargo este autor considera que es este el efecto completo. En nuestro caso, aparte de este efecto queda el propio de la irradiancia, siendo más coherente el valor de  $26 \text{ Wm}^{-2}/^{\circ}\text{C}$  propuesto en la tabla 3.3.

#### 3.3.5.4.4 Discusión de resultados

Los resultados obtenidos permiten confirmar la posibilidad de obtener una relación empírica capaz de eliminar los errores de tipo sistemático provocados por le calentamiento solar de la cúpula de los pirgeómetros Eppley modelo PIR.

Dicha relación empírica puede formularse en función del valor de la diferencia de temperatura cúpula / pirgeómetro provocada por la radiación solar, si existe la lectura de la temperatura de la cúpula o mediante la propia irradiancia solar.

En el primer caso, los coeficientes empíricos obtenidos pueden relacionarse con parámetros de las ecuaciones de intercambio entre los diferentes elementos del instrumento. La segunda opción, aunque resulte menos interpretable a nivel físico, sin embargo produce una expresión bastante simple que evitaría la utilización de un canal de medida adicional para la lectura de la temperatura de la cúpula,  $T_C$ .

Esta segunda opción, permite, por otro lado, evidenciar la disminución de los términos de corrección obtenidos al aumentar la ventilación sobre la cúpula. Como ya se ha dicho anteriormente, esta conclusión es tanto más válida para aquellos grupos de velocidades de viento más frecuentes durante la experiencia llevada a cabo. Las tasas de

decrecimiento obtenidas son del 2.7 % por  $\text{ms}^{-1}$  para  $c'$  pudiendo considerarse constantes para los intervalos de viento más frecuentes.

Esta conclusión, adelantada hasta el momento en la mayoría de las ocasiones solo de forma cualitativa, se puede formular mediante una expresión analítica que permite la corrección instantánea de las lecturas afectadas por el calentamiento solar sin más que contar con lecturas de las variables meteorológicas adecuadas.

Otro resultado de las experiencias realizadas es la aparición de cierto valor límite del coeficiente que multiplica a la radiación solar para obtener el valor del exceso de irradiancia térmica observado por efecto del calentamiento de la cúpula. Este valor límite, independiente de la velocidad de viento, significaría la imposibilidad de reducir dicho efecto mediante ventilación natural o forzada del pirgeómetro.

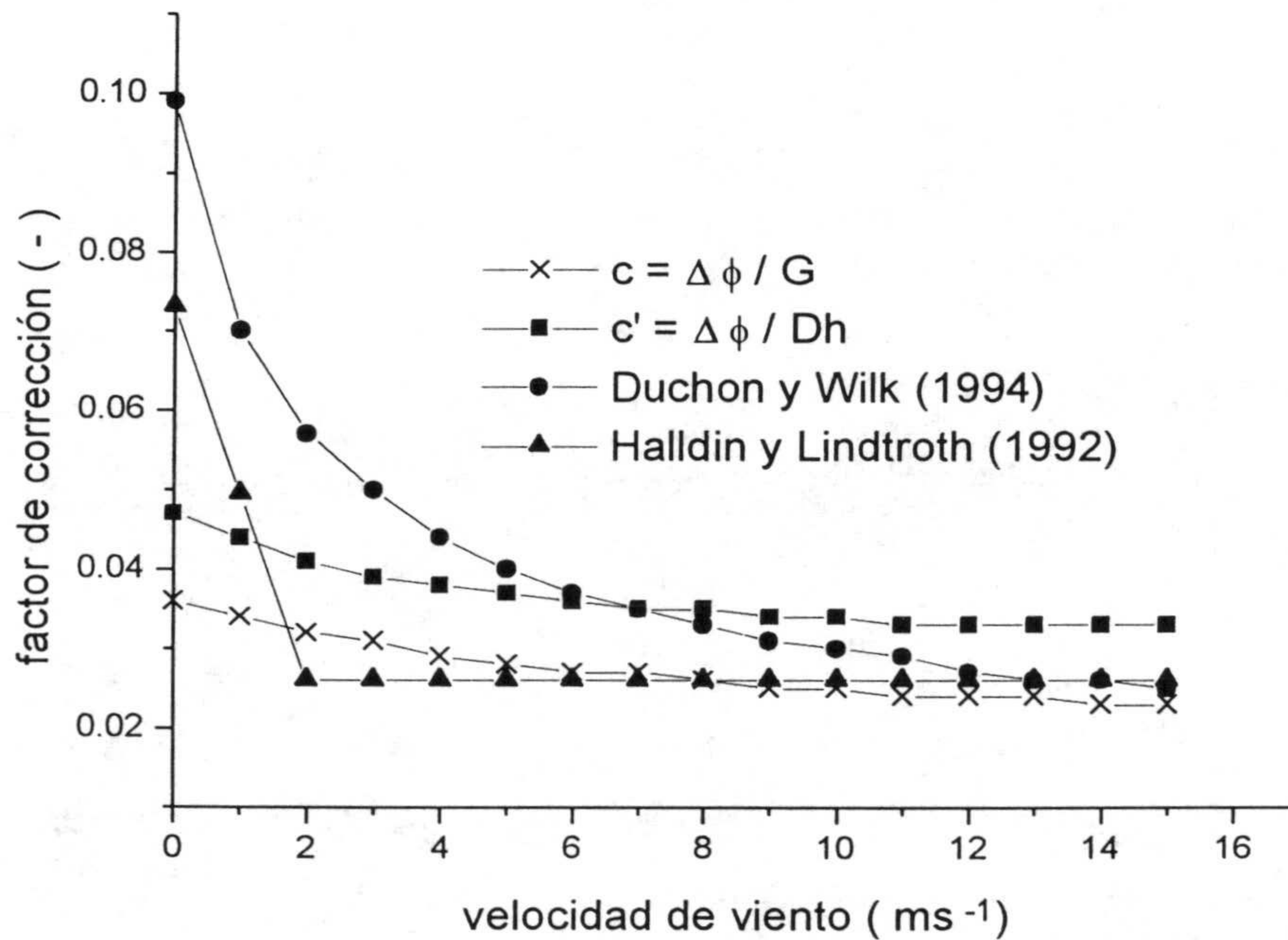
Se ha realizado una contrastación de los resultados obtenidos en éste trabajo con los resultados obtenidos por otros autores en experiencias equivalentes previas. En esta contrastación se ha tenido en cuenta la siguiente distinción, expresiones que tienen en cuenta el efecto de la ventilación del pirgeómetro y expresiones que no lo tienen en cuenta.

En el primer caso, sólo Duchon y Wilk (1993) proponen una relación explícita entre el término de corrección y la radiación global incluyendo una dependencia adicional con la velocidad de viento. Halldin y Lindtroth (1992) proponen una parametrización fácilmente expresable mediante la combinación de una función lineal hasta determinado límite ( $2 \text{ ms}^{-1}$ ) permaneciendo constante la influencia del viento a partir de dicho límite.

El gráfico 3.13 contiene los resultados de la comparación llevada a cabo y pueden extraerse las siguientes conclusiones del mismo:

- Los factores de corrección basados en relaciones en las que interviene la radiación global presentan un decrecimiento continuo en todos los casos. El mayor grado de decrecimiento se observa en la corrección propuesta por Halldin y Lindtroth y el menor en la obtenida en éste trabajo.

- Las diferencias en la ordenada en el origen se corresponden con las situaciones de medida más desfavorables, vientos en calma. En ellas la influencia solar en  $T_C$  es máxima y se presenta sin ningún tipo de modulación. Sin embargo, esta falta de uniformidad observada es explicable si asumimos que el comportamiento espectral en onda corta es diferente para cada cúpula en cada experiencia, cosa por otra parte lógica puesto que como se ha dicho anteriormente se han observado diferencias de hasta un 20 % en la transmitancia en onda larga de diferentes cúpulas de pirgeómetros EPPLEY (Miskolczi y Guzzi, 1993) y es esperable que las diferencias sean de éste orden o superiores para la transmitancia (y consecuentemente la absortancia) en onda corta al que el fabricante ha dedicado menor atención y cuyo comportamiento, como inmediatamente se deduce de todo lo incluido en éste capítulo no es el ideal.



**Figura 3.13:** Comparación de los diferentes coeficientes de la irradiancia solar para la obtención del término de error por calentamiento de la cúpula en función de la velocidad del viento.

En cuanto a las experiencias que obtienen expresiones en las que no interviene la velocidad del viento los resultados más concordantes se obtienen con la expresión de Alados-Arboledas (Alados-Arboledas *et al.*, 1988). En cualquier caso, y de acuerdo a las características del proceso y de las experiencias realizadas, puede concluirse que la variabilidad entre las expresiones obtenidas, aún no siendo extrema, demuestra la necesidad de cuantificar el efecto de la ventilación natural si se cuenta con instrumentación adecuada.

Como puede deducirse de todo lo anterior se ha conseguido estimar un procedimiento para eliminar el error sistemático en la lectura del pirgeómetro provocado por el calentamiento solar de la cúpula, que puede alcanzar los  $+ 45 \text{ Wm}^{-2}$ , y sustituir dicho error sistemático por errores de tipo aleatorio relacionados principalmente con el procedimiento de estimación del término de corrección en torno a los  $\pm 4-5 \text{ Wm}^{-2}$ .

Básicamente los resultados nos permiten seleccionar un procedimiento u otro de corrección en función de la disponibilidad de datos de las variables externas que influyen en el proceso. De tal manera que si, por ejemplo, no disponemos ningún tipo de información meteorológica, es imprescindible la estimación de cierto valor de  $k$  o  $k'$  que multiplicará a la diferencia de temperatura  $T_C - T_0$ .

Sin embargo, la necesidad de un canal adicional de medida y los problemas relacionados con la representatividad de  $T_C$  (Philipona *et al.*, 1994) hacen considerar este procedimiento solo en los casos en que se cuente con una calibración realizada en los términos propuestos por el propio Philipona (Philipona *et al.*, 1994). Resulta por tanto más conveniente, en este caso, la lectura de la irradiancia global en onda corta para, posteriormente, emplear una fórmula de corrección independiente de las condiciones de viento, si no existe información sobre el mismo (Ecuación 3.15), o las expresiones más completas en función de  $v$  (Ecuación 3.16). La figura 3.14 muestra como el empleo de correcciones en las que intervenga  $v$  es tanto más necesario cuanto mayor sea la irradiancia y menor la velocidad del viento.

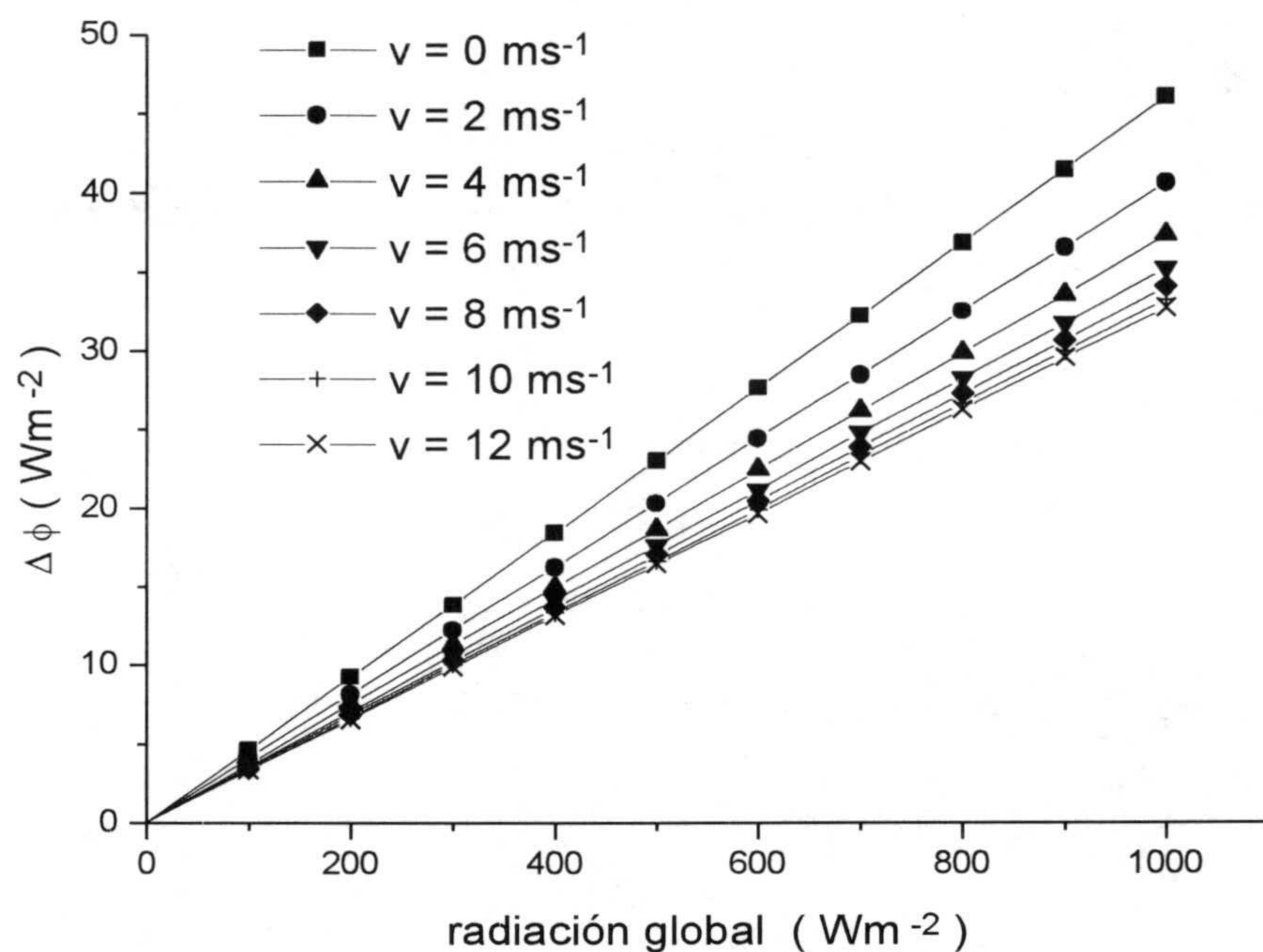


Figura 3.14: Efecto relativo de la velocidad del viento en el factor de corrección del calentamiento solar de la cúpula del pirgeómetro.

**Capítulo IV :**

**CARACTERIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA  
TÉRMICA ATMOSFÉRICA: APLICACIÓN  
A LA ZONA BAJO ESTUDIO**



#### **4.1. INTRODUCCIÓN**

Este capítulo incluye una caracterización de la irradiancia térmica atmosférica en función del comportamiento deducido a partir del análisis de determinado conjunto de datos experimentales. Los objetivos de esta caracterización han sido principalmente dos: en primer lugar, la obtención de algunos patrones genéricos del dicho comportamiento y, en segundo lugar, la deducción, a partir de esta caracterización estadística, de las dependencias elementales de la irradiancia térmica atmosférica con el resto de las variables meteorológicas que puedan tener influencia en la misma.

Esto último permitirá verificar algunos aspectos de la formulación teórica de los procesos presentada en el capítulo II de esta memoria y, por otro lado, deducir qué magnitudes son las más adecuadas para ser utilizadas en los métodos de estimación indirecta que se estudiarán en capítulos posteriores.

La utilización de esta segunda fuente ha estado determinada por la necesidad de contar con datos observacionales de nubosidad, variable que es recogida de forma rutinaria y sistemática, en este caso, en el Servicio de Meteorología del Aeropuerto de la ciudad de Almería.

Esta variable tiene una importancia capital en el comportamiento observado de la irradiancia térmica atmosférica y los métodos existentes para su determinación a partir de datos de radiación en superficie no proporcionan información sobre la categoría y tipo de nubes existentes, parámetros importantísimos en la explicación del comportamiento radiativo de las nubes, además, claro está, de ser solo aplicables a situaciones diurnas

Adicionalmente, la cercanía de ambas estaciones (Figura 4.1) así como la similitud de sus entornos ha permitido, aparte de garantizar que la nubosidad observada era coincidente con la existente en la estación radiométrico-meteorológica, contrastar otras lecturas meteorológicas realizadas para, de esta manera, confirmar unos niveles mínimos de exactitud de las mismas.

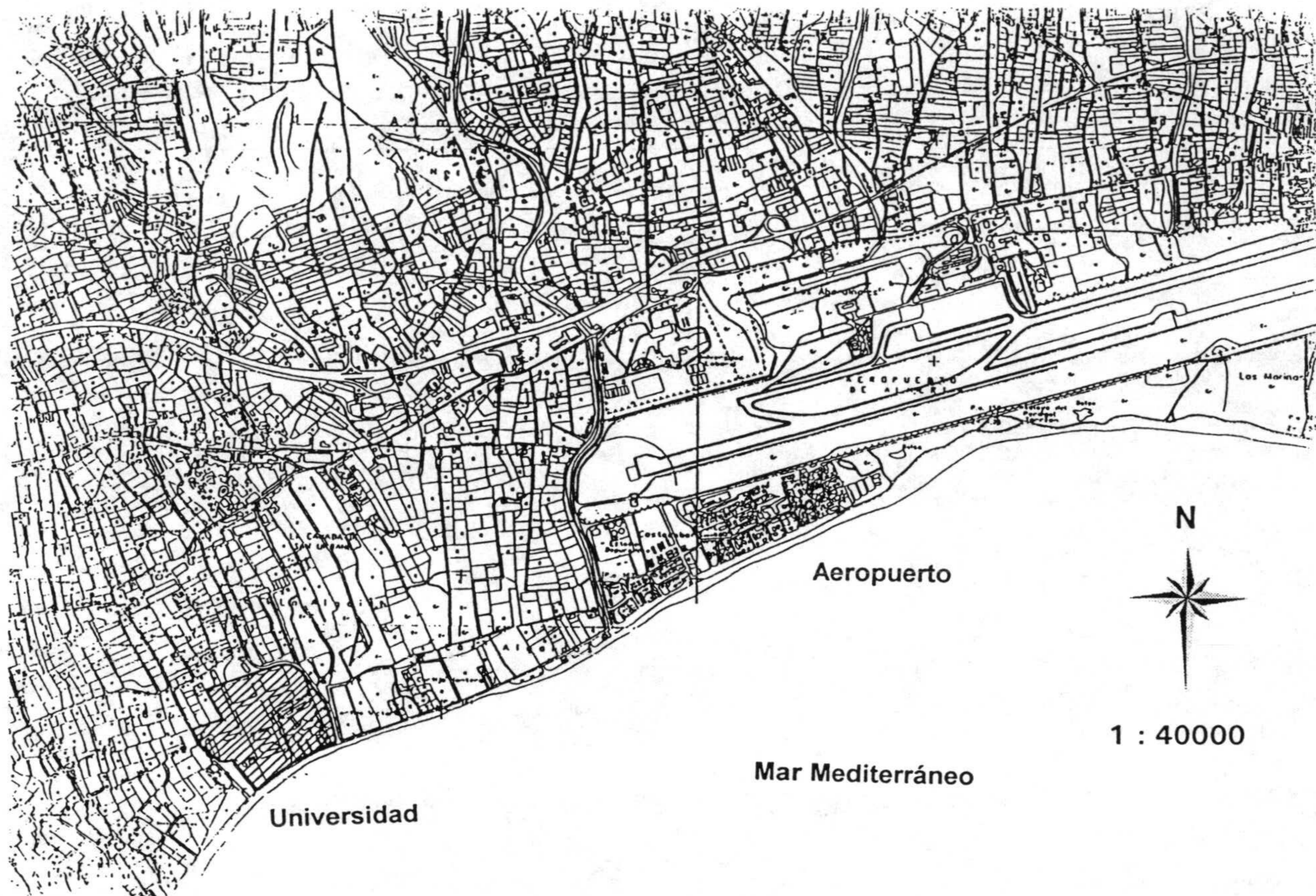
Otra aplicación de esta segunda fuente de datos ha sido la utilización de variables no disponibles en la estación radiométrico-meteorológica como la de velocidad de viento, necesaria para la corrección del efecto del calentamiento de la cúpula del pirgeómetro en los términos propuestos en el capítulo anterior y para el estudio de fenómenos específicos con influencia indirecta en el balance radiativo como el caso del régimen de brisas tierra / mar.

#### ***4.2.2 Estación radiométrico-meteorológica del Grupo de Investigación de Física de la Atmósfera***

Esta estación está situada en la terraza del edificio de la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Almería. Este edificio, a su vez, se encuentra en un área semirural en una zona litoral distante del casco urbano aproximadamente 6 km.

La estación contiene un conjunto de sensores (Batlles, 1995) conectados a un sistema de adquisición de datos que realiza medidas instantáneas cada 2 s, registrando cada 10' los

valores medios obtenidos<sup>1</sup> y las desviaciones estándar de las variables medidas por dichos sensores.



**Figura 4.1:** Localización geográfica de las dos estaciones de referencia para la obtención de la base de datos analizada y posición relativa de la línea de costa.

A continuación haremos una breve reseña de los procedimientos de medida de las variables significativas en el comportamiento de la irradiancia térmica atmosférica que se han tenido en cuenta en este estudio.

#### 4.2.2.1 Temperatura ambiente

Para medir esta variable se utilizan dos sensores termorresistivos de platino, convenientemente protegidos para evitar sobrecalentamientos diurnos y ventilados de forma

<sup>1</sup> La base de tiempos de registro a partir del mes de febrero de 1993 es de 5' en lugar de 10'

natural. Los sensores están colocados en un mástil próximo al conjunto de radiómetros, cuerpo principal de la estación.

El primero de los sensores de temperatura se encuentra al mismo nivel que los propios instrumentos de medida de radiación, esto es, 1.5 m sobre el nivel del suelo y el segundo lo está 3.5 m por encima de éste.

La sensibilidad de estos dispositivos, de acuerdo a su especificación es de 0.1 °C y la exactitud de las determinaciones se estima en  $\pm 0.5$  °C.

#### **4.2.2.2 Humedad relativa**

En la misma posición que cada uno de los dos sensores de temperatura indicados anteriormente, se encuentran sendos sensores de humedad relativa de tipo capacitivo que han servido, conjuntamente con la lectura de temperatura, para la estimación de la tensión de vapor y la temperatura de punto de rocío. Las relaciones utilizadas para estos cálculos así como algunas consideraciones de tipo general sobre las mismas pueden encontrarse en el Apéndice 2.

La sensibilidad de las determinaciones de humedad relativa es de un 1% y la exactitud se cifra en un  $\pm 5$  %.

#### **4.2.2.3 Radiación global y difusa sobre una superficie horizontal**

En este caso se han utilizado dos sensores de tipo termoelectrico, uno de ellos equipado con una banda de sombra semicircular (anchura: 76 mm, diámetro: 434 mm) para la estimación de la irradiancia solar difusa. El rango espectral de esta medidas ha sido el comprendido entre 0.305 y 2.8  $\mu\text{m}$ . La resolución ofrecida por el sistema de adquisición de datos es de 1  $\text{Wm}^{-2}$ .

El interés de esta variable es doble, por un lado es una componente positiva del balance radiativo a considerar y por otro, su conocimiento permite la corrección de las lecturas diurnas del pirgeómetro según el procedimiento propuesto en el capítulo anterior.

#### **4.2.2.4 Irradiancia térmica atmosférica**

La irradiancia térmica atmosférica se ha determinado mediante un pirgeómetro, cuyas características y funcionamiento ya se han descrito en el capítulo III. La lectura de temperatura ambiente ha permitido la estimación de la emisividad equivalente de acuerdo a ecuación 2.24.

Los registros obtenidos de esta variable incorporan la corrección por calentamiento diurno de la cúpula de silicio analizada el capítulo anterior. Por lo tanto, cuando han existido lecturas simultáneas de radiación global y de velocidad de viento se ha aplicado la expresión de 3.16 y en el caso de que la lectura de velocidad de viento no estuviera disponible (ver apartado 4.2.4), se ha utilizado la expresión de corrección 3.15.

#### **4.2.2.5 Extensión y contenido de la base de datos**

La base de datos utilizada contiene datos de un total de 54 meses, los comprendidos entre el mes de junio del año 1990 y el mes de diciembre de año 1994. Los registros han sido posteriormente integrados en base horaria y, a esta base horaria, se han incorporado los datos de nubosidad correspondientes a las observaciones sinópticas del Aeropuerto, como se describirá más adelante. El listado completo de variables elementales incluidas en la base de datos es:

- Temperatura ambiente a nivel de garita.
- Temperatura ambiente a 5 m del nivel del suelo.
- Humedad relativa a nivel de garita.
- Humedad relativa a 5 m del nivel del suelo.
- Irradiancia solar global sobre una superficie horizontal.

- Irradiancia solar difusa sobre una superficie horizontal.
- Irradiancia térmica atmosférica corregida por efecto de calentamiento de la cúpula.
- Temperatura interna del pirgeómetro.
- Temperatura de la cúpula del pirgeómetro.

### ***4.2.3 Información sinóptica del Aeropuerto de Almería***

Con fines meteorológicos y con fines de ayuda a la navegación aérea, en todos los aeropuertos se recoge información meteorológica incluyendo tanto variables de superficie como de nubosidad, esta información rutinaria, se recopila en dos tipos de registros, los denominados partes METAR y partes SYNOP.

En el primer caso, el periodo de muestreo suele ser de 30' y el registro incluye diferentes variables meteorológicas (presión atmosférica, temperatura ambiente, velocidad y dirección de viento,...) e información sobre estado del cielo y cobertura nubosa.

Los partes SYNOP contienen también información meteorológica equivalente a la anterior, pero de mayor fiabilidad, puesto que antes de su elaboración existe un proceso previo de filtrado, codificación y ordenación. El registro resultante es, normalmente, una secuencia de observaciones a las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 y 21 horas con un formato estándar uniforme (INM, 1991). Esta información, está disponible para un total de 91 estaciones de referencia, denominadas sinópticas, en toda España, situadas en diferentes centros, no solo en aeropuertos.

Dada la mayor discriminación en la información de nubosidad ofrecida por los datos SYNOP (9 tipos por categoría en lugar de 3 tipos por categoría en los partes METAR), así como la existencia de un procesado previo por parte del propio Instituto Nacional de Meteorología, se ha preferido utilizar estos últimos en lugar de los partes METAR.

El Apéndice 3 de esta memoria incluye la información general contenida en cada una de las observaciones sinópticas de las suministradas por el Instituto Nacional de Meteorología para este trabajo de investigación.

#### **4.2.3.1 Nubosidad**

La información de nubosidad analizada e incluida en los registros sinópticos disponibles hace referencia fracción de cielo cubierto expresada en octas totales y la correspondiente a las categorías de nubes medias y bajas así como información sobre la clase predominante en cada uno de los niveles observados.

También en el Apéndice 3 puede encontrarse información detallada sobre las diferentes categorías y tipos existentes de acuerdo a la clasificación sinóptica aceptada por la Organización Meteorológica Mundial.

#### **4.2.3.2 Datos de viento**

Los datos incluidos en el registro SYNOP son la velocidad del viento expresada en nudos y su dirección, expresada en grados sexagesimales.

Estos datos en particular, resultan de especial interés en este trabajo de investigación por dos motivos concretos, en primer lugar, para la aplicación del método de corrección de la lecturas de irradiancia térmica atmosférica del pirgeómetro de acuerdo a las conclusiones del capítulo anterior y en segundo lugar, en la detección de fenómenos colaterales con posible influencia en la irradiancia térmica atmosférica como la influencia del régimen de brisas tierra-mar.

#### 4.2.3.3 Otros datos

Los datos de temperatura de bulbo seco y de punto de rocío contenidos en el registro SYNOP se han utilizado para contrastar los datos propios de la estación radiométrico-meteorológica base y evaluar posibles derivas o faltas de exactitud.

#### 4.2.4 Integración de las fuentes de datos meteorológicos

Al tratarse las fuentes utilizadas de dos fuentes de procedencia y contenido diferente, se ha hecho necesaria la integración de las mismas y ésta integración se ha realizado de acuerdo a criterios propios de este trabajo de investigación.

Por ejemplo, la necesidad de contar con datos de nubosidad relativamente detallados para a) establecer una distinción inequívoca entre situaciones de cielo despejado y situaciones de cielo cubierto, especialmente durante la noche y b) poder caracterizar la influencia en la irradiancia térmica atmosférica del grado de cobertura y tipo de nubes, ha hecho que se tomen como referencia las observaciones de tipo sinóptico, que son las que contienen esta variable. La base de datos resultante de acuerdo a este criterio contendrá como periodo de muestreo elemental el determinado por las mismas (8 observaciones por día).

Sin embargo, con el fin de ampliar el número de casos totales, y sobre todo, no perder la información contenida en las observaciones horarias de la fuente de datos principal, se ha aplicado el criterio propuesto por Alados-Arboledas *et al.*(1992) y que consiste en utilizar esta información horaria siempre y cuando las observaciones sinópticas de nubosidad que acoten el intervalo temporal en estos casos sean idénticas. A estas observaciones intermedias se les asigna, claro está, los valores de nubosidad de los extremos del intervalo.

En cualquier caso, cuando no ha sido necesaria la información sobre el estado del cielo, (elaboración de patrones anuales y diarios, estudios de balance independientemente de la situación del cielo) se ha mantenido como base de datos de referencia la base horaria.



#### 4.2.5 Información sobre la estructura vertical de la atmósfera

La distribución vertical de temperatura y contenido de vapor de agua atmosféricos resultan determinantes en el valor de irradiancia térmica incidente observado a nivel de superficie, por lo que es de gran interés contar con este tipo de información cuando se analiza esta variable.

Sin embargo, los métodos de obtención de la misma resultan tan costosos que son pocas las estaciones que realicen medidas rutinarias de este tipo. En concreto en la Península Ibérica solo existe información disponible de 6 de ellas (Palma de Mallorca, Murcia, Zaragoza, Madrid, Gibraltar, Santander y La Coruña).

Para evitar esta limitación pueden utilizarse alguno de los perfiles estándar establecidos (McClatchey *et al.* 1971), o bien, puede hacerse uso de información de satélite proporcionada por la sonda TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) a bordo de la familia de satélites TIROS-NOAA. En éste último caso, las limitaciones existentes en los algoritmos de inversión para la obtención de la densidad de vapor, así como la imposibilidad de evaluar la estructura vertical en presencia de nubes, hacen que la aplicación de esta información en estudios de tipo local se deba realizar con cierta cautela (Schmetz *et al.*, 1989).

En este trabajo de investigación, no se ha dispuesto de información sobre el estado vertical de la atmósfera para el emplazamiento donde se han recogido los datos de irradiancia térmica atmosférica. No obstante, en determinadas fases, se han solicitado y empleado perfiles verticales obtenidos en la estación meteorológica más cercana de las que disponen de este tipo de registros, esto es, Murcia. En dicha estación se vienen realizando sondeos de forma habitual en los últimos años y del análisis de los mismos se han extraído algunas conclusiones interesantes sobre los parámetros que describen la estructura vertical de la atmósfera y que se utilizan en algunos de los métodos indirectos de estimación de irradiancia térmica atmosférica.

Al igual que el contenido de los perfiles de referencia inicialmente mencionados, en el Apéndice 1 pueden encontrarse los resultados de este análisis de la estructura vertical de la atmósfera en Murcia.

#### ***4.2.6 Bases de datos equivalentes para contrastación***

Con el fin de evaluar características específicas relacionadas con la influencia de ciertas peculiaridades del clima local en el comportamiento de la propia irradiancia térmica atmosférica se han utilizado 30 meses de datos horarios equivalentes a los incluidos en esta memoria procedentes de un estudio anterior realizado para la ciudad de Granada (Alados-Arboledas, 1987).

### **4.3. CARACTERIZACIÓN ELEMENTAL DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS CON POSIBLE INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA OBSERVADA EN SUPERFICIE**

En este apartado se analiza el comportamiento de aquellas variables meteorológicas con influencia directa o indirecta en el nivel de irradiancia térmica atmosférica observado e incluidas en el conjunto de datos disponible. No se busca, por tanto, un análisis estadístico detallado ni, por supuesto, inferir conclusión alguna sobre la climatología del emplazamiento en el que se encuentra la estación.

El objetivo consiste, básicamente, en deducir aquellas características genéricas del comportamiento de ciertas variables meteorológicas elementales que pueden relacionarse con las características del comportamiento observado de la irradiancia térmica atmosférica. Estudiaremos, por ejemplo, si la variabilidad estacional o diaria las mismas es elevada o no y si esta variabilidad es del mismo orden que el de la propia irradiancia térmica, si el contenido de vapor de agua puede considerarse alto, etc.

En cualquier caso, sería posible estimar la representatividad del comportamiento observado a través de la comparación con patrones más extensos e incluidos en referencias anteriores (Roldán Martínez, 1988; Capel Molina, 1990; Muñoz Urrea, 1994). Hay que decir también que, en todas ellas, los aspectos relacionados con el comportamiento radiativo son tratados de forma muy elemental incluyendo solo datos de insolación a partir de heliógrafo de bola, y, por supuesto, ninguna referencia radiación atmosférica espectral en cualquier banda.

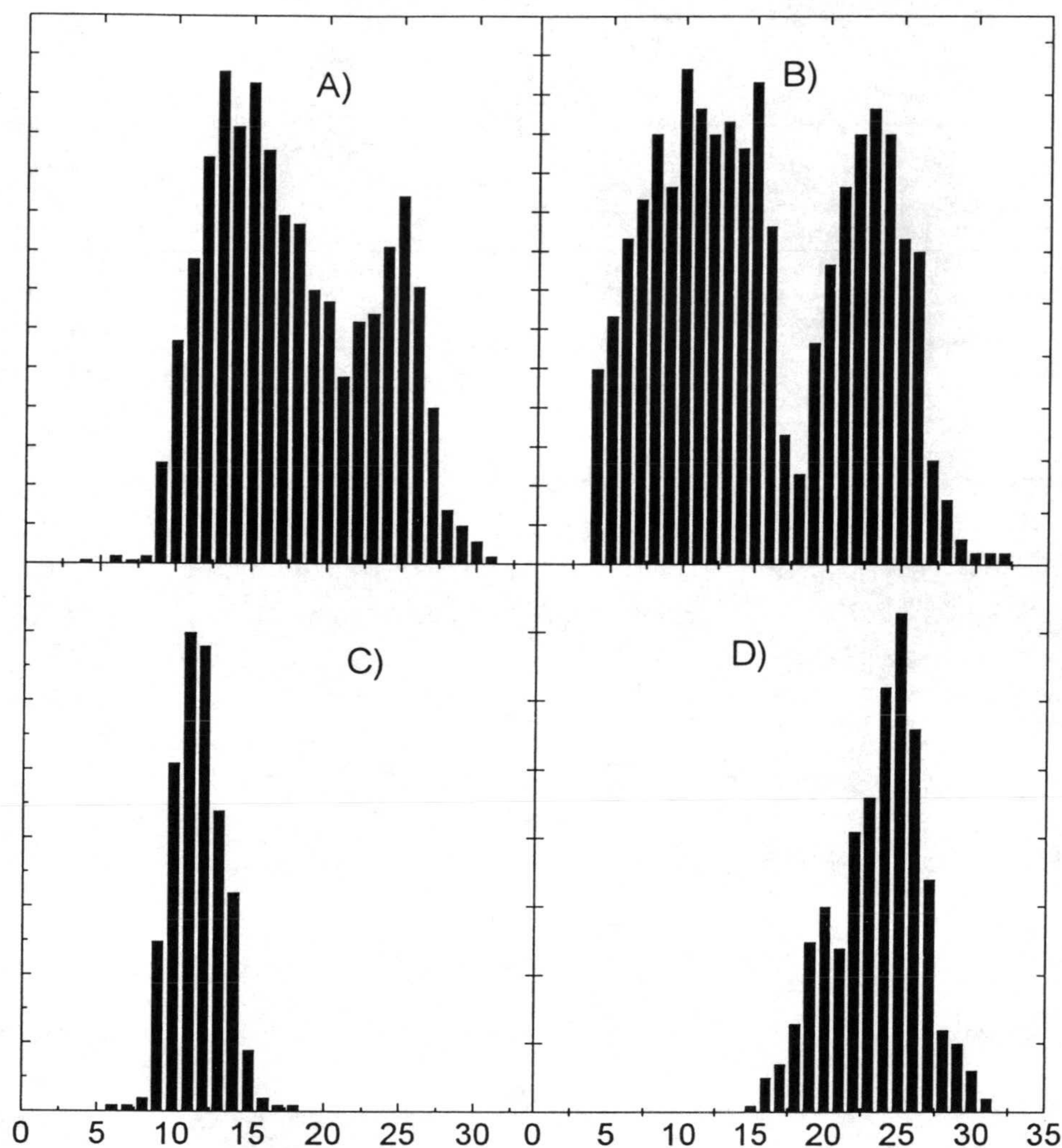
#### *4.3.1 Régimen de temperaturas*

La situación geográfica de la ciudad de Almería en latitudes intermedias, determina la existencia de cierta estacionalidad en su climatología. Posteriormente, factores de tipo local como su proximidad a la costa, suavizan esta estacionalidad aunque, a pesar de ello, siga manifestándose por la bimodalidad de la distribución de frecuencias de temperaturas medias diarias observada para el periodo de medidas analizado (Figura 4.2). Esta bimodalidad desaparece evidentemente si consideramos las distribuciones de frecuencias correspondientes a los meses de verano e invierno.

Si comparamos, por ejemplo, el histograma de Almería con el deducido para Granada a partir de los datos disponibles, la continentalidad del clima en el segundo caso refuerza la bimodalidad postulada (Figura 4.2) mostrando un perfil netamente diferente.

La temperatura media anual durante el periodo de registro analizado fue de 17.1°C con la distribución mensual indicada en la figura 4.3 en la que se incluyen también las desviaciones típicas observadas.

Sin embargo, a efectos de la irradiancia térmica atmosférica, más que el propio comportamiento anual o estacional de la temperatura ambiente es mucho más interesante el estudio de la evolución diaria de la misma.



**Figura 4.2:** Histogramas de frecuencias absolutas de temperatura media diaria para A) Almería, B) Granada, C) Almería (invierno) y D) Almería (verano)

Efectivamente, de acuerdo al criterio expresado en el capítulo II, propuesto por Morán (Morán, 1944), el registro diario nos permite inferir de forma indirecta el grado de persistencia de la inversión nocturna que es la causante, como se verá más adelante de la variabilidad intradiaria de la emisividad equivalente del cielo.

El análisis de estos registros diarios medios, elaborados para cada estación de acuerdo al contenido de la base de datos, (Figura 4.4), demuestra la existencia de máximos

diarios poco acusados por lo que se podría deducir cierta rapidez en la desaparición de la inversión de tierra o de forma equivalente, la dificultad para su formación.

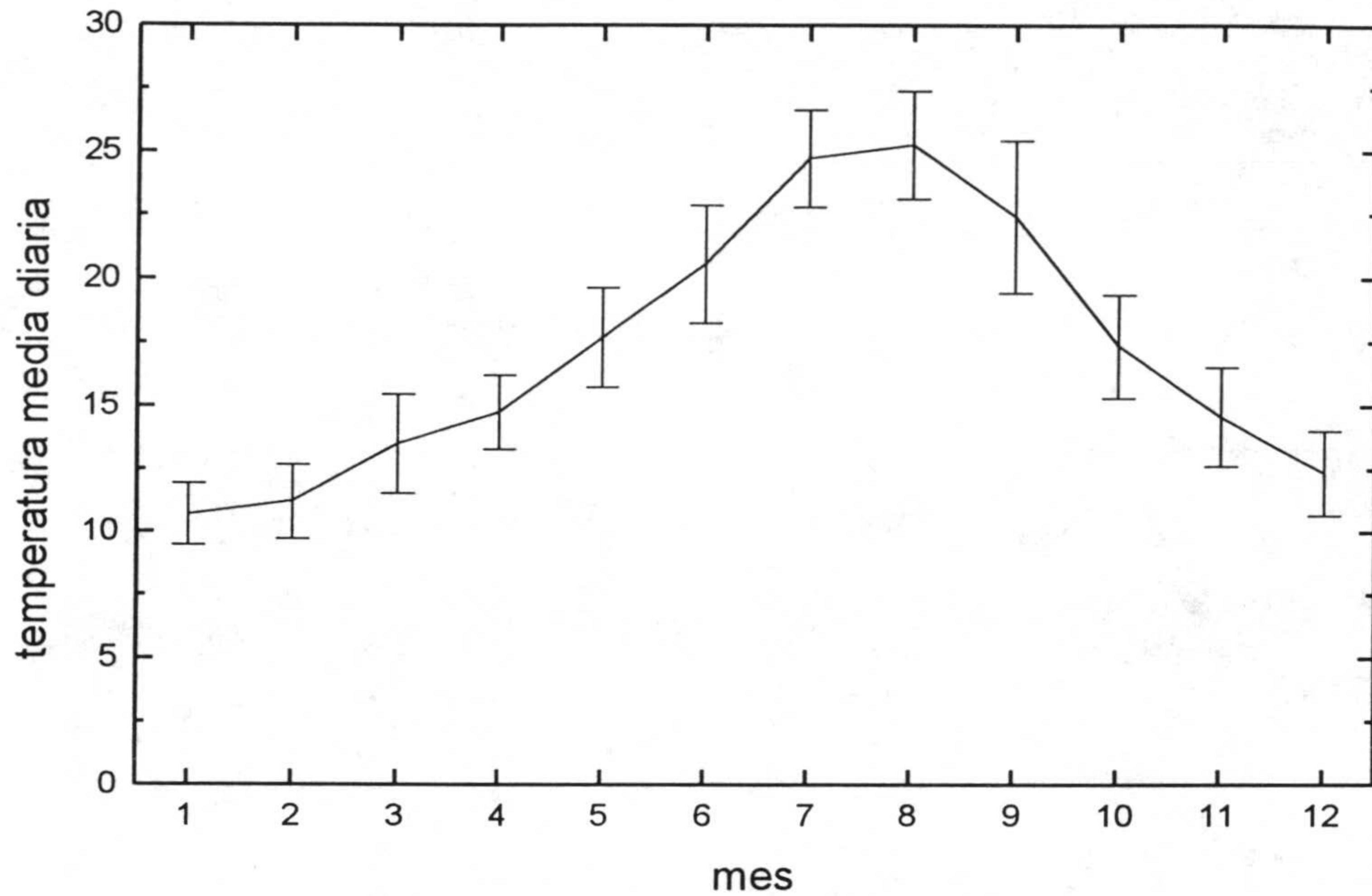


Figura 4.3: Temperaturas medias y desviaciones típicas mensuales observadas para Almería.

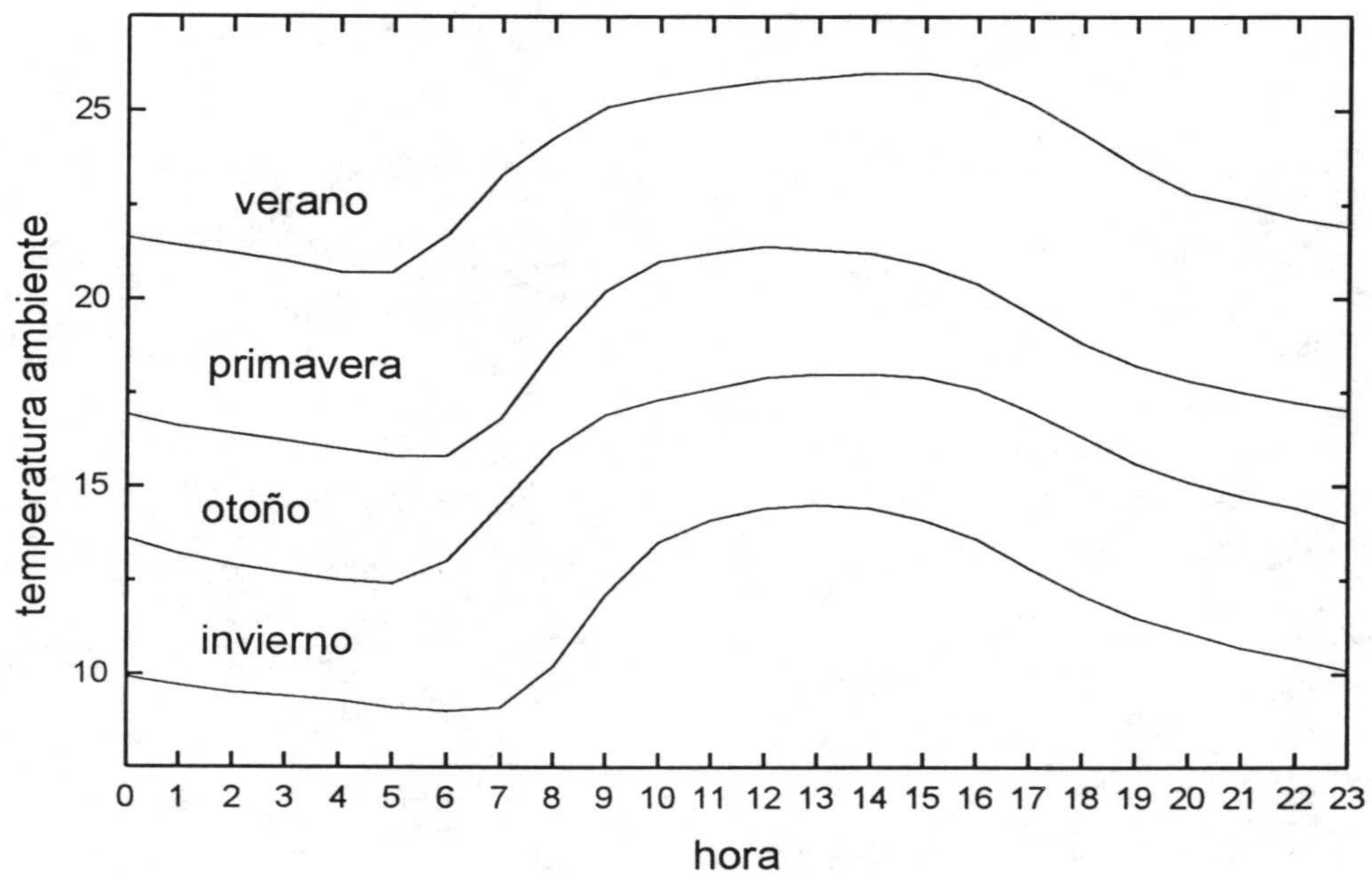
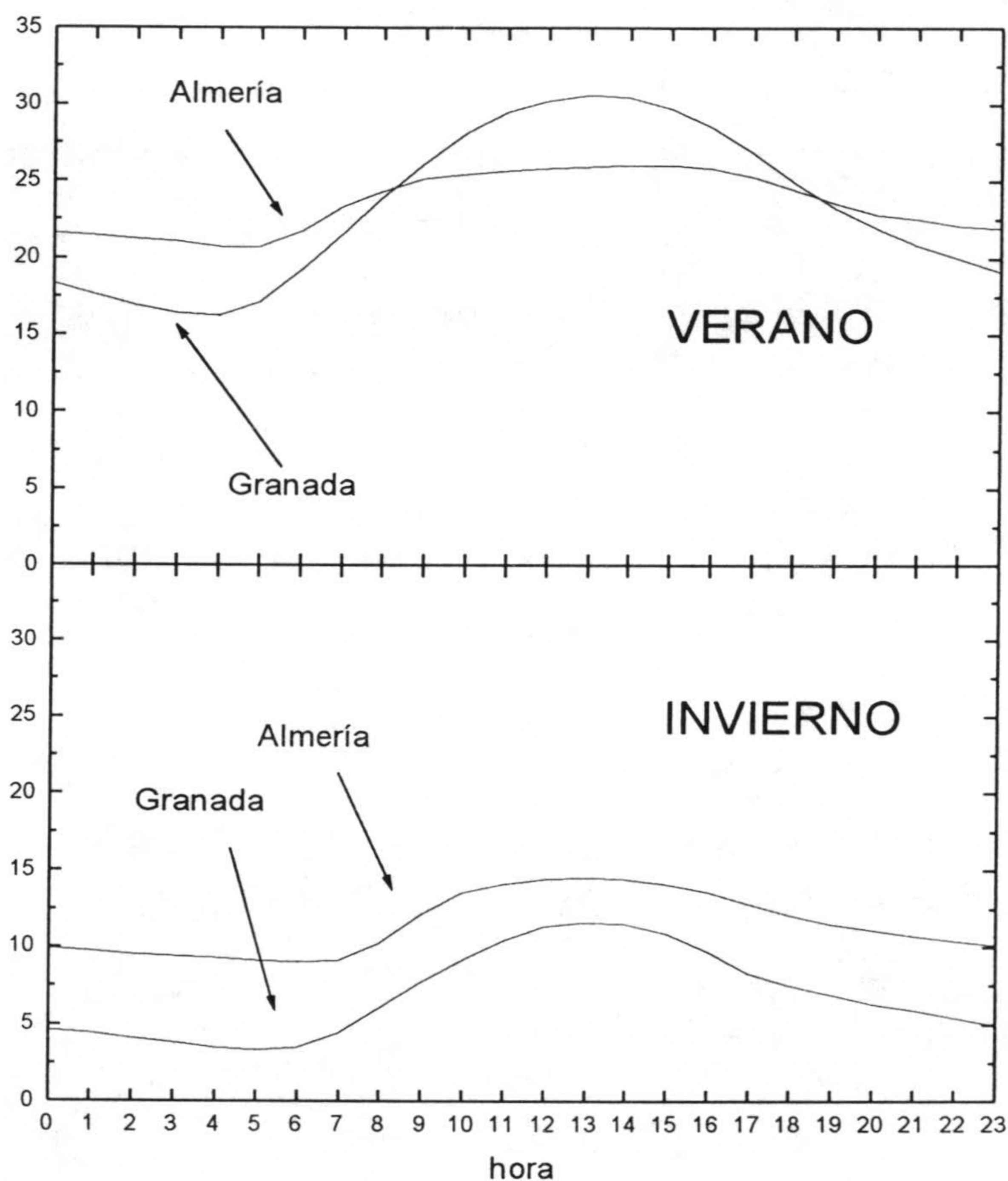


Figura 4.4: Evolución diaria media observada de la temperatura ambiente a nivel de garita por estación para la ciudad de Almería.

Estos máximos suavizados se manifiestan en la existencia durante el periodo analizado de una reducida oscilación térmica diaria, 5 °C de media anual. Volviendo a utilizar como referencia una localización con climatología netamente diferente, se observa la situación contraria (Figura 4.5), en la que existe una importante diferencia entre las temperaturas nocturnas y diurnas, especialmente durante el verano.

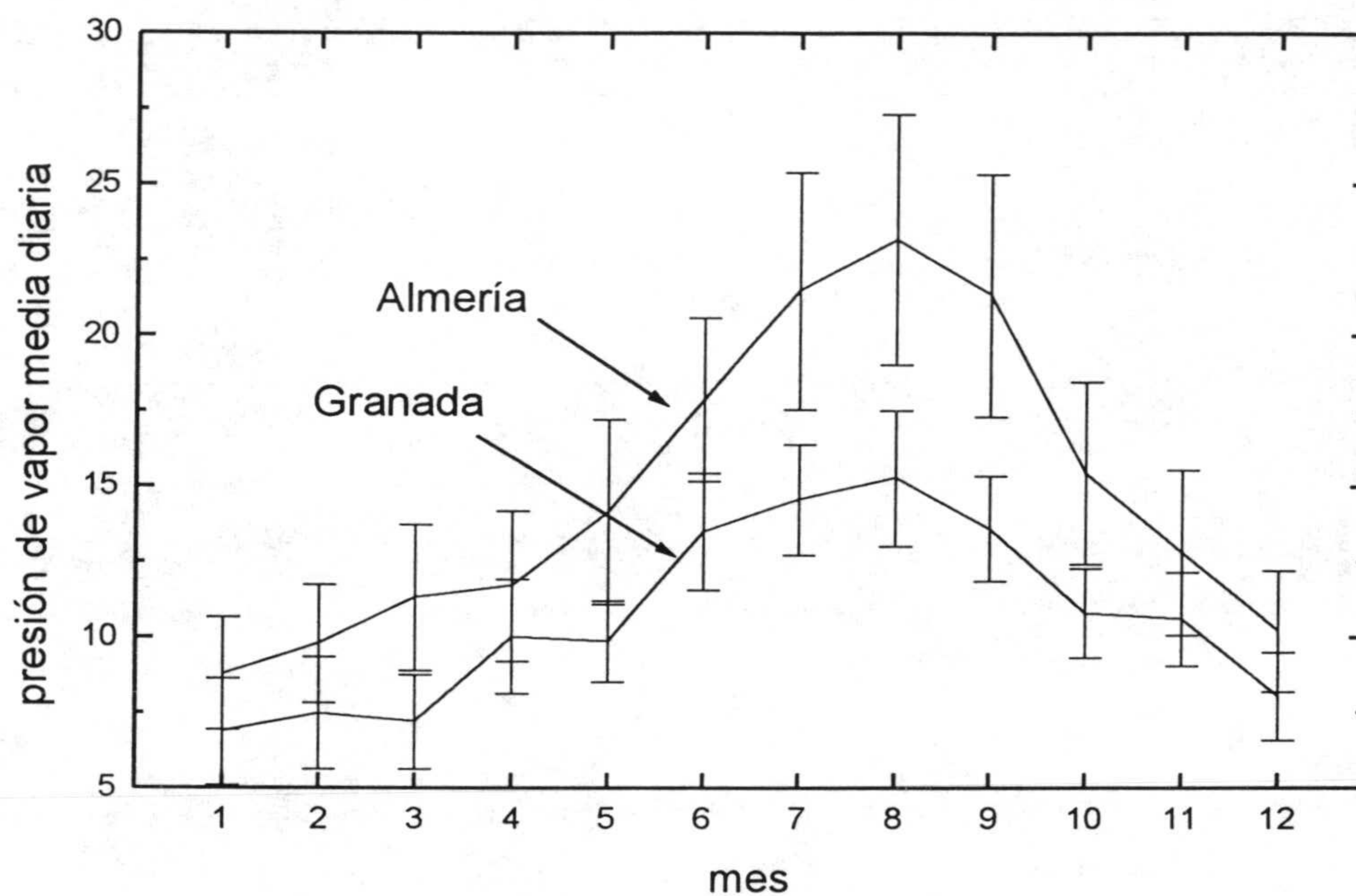


**Figura 4.5:** Comparación de la evolución diaria media de temperaturas en verano y en invierno observadas en las bases de datos utilizadas para Almería y para Granada.

#### 4.3.2 Régimen de humedad

Una de las características de la zona analizada debe ser su alto grado de humedad debido, lógicamente, a su emplazamiento costero. Esto es aún más evidente, por ejemplo, si

comparamos los niveles medios de tensión de vapor característicos obtenidos para Almería con los obtenidos para Granada (Figura 4.6) en cada una de las bases de datos analizadas.



**Figura 4.6:** Tensiones de vapor medias y sus desviaciones típicas mensuales para Almería y para Granada

La humedad relativa media anual durante el periodo de registro utilizado para Almería ha sido de un 73 % y su variabilidad diaria y estacional es más bien escasa (Figura 4.7). Esto es inmediatamente explicable si consideramos que, de acuerdo a la situación costera de la estación, la aportación de vapor de agua es prácticamente constante y que la temperatura ambiente no presenta grandes variaciones.

Es interesante resaltar que si comparamos esta evolución diaria con la que se observa para la ciudad de Granada, las variabilidades estacional y diaria son mucho más acusadas en este caso, resultando también de interés hacer notar que las bajas temperaturas en invierno de Granada determinan que a pesar de que su atmósfera posea, en general, un contenido de vapor muy inferior a la de Almería, presente valores de humedad relativa muy altos, especialmente durante la noche y el amanecer (Figura 4.7).

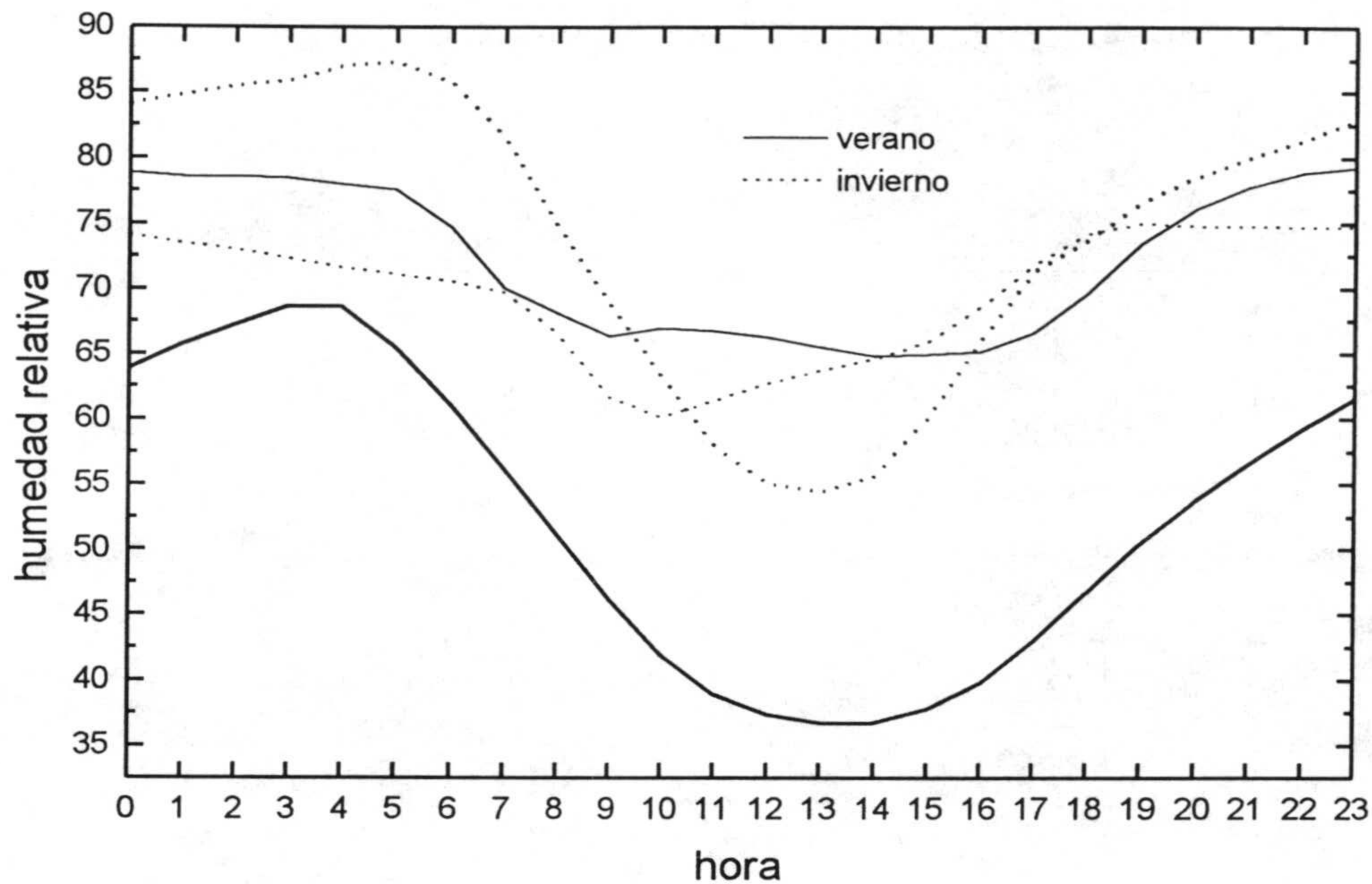


Figura 4.7: Evolución diaria media de humedad relativa para Granada (trazo grueso) y Almería

### 4.3.3 Régimen de vientos

El viento, aunque en sí mismo no tiene tanto interés para el balance radiativo en onda larga como la temperatura o el contenido de vapor de agua atmosféricos, puede determinar, por ejemplo, la aparición de fenómenos específicos como el incremento de los niveles de humedad por la aportación de aire húmedo o aerosoles de tipo marino durante el día debido al régimen de brisas. Esto es especialmente importante en localizaciones costeras y resulta por tanto importante verificar su comportamiento estacional y diario con el fin de extraer algunas conclusiones aplicables en este estudio.

El análisis de los datos de viento contenidos en los registros sinópticos utilizados conduce a las figuras 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11 en las que encontramos por un lado los histogramas de las velocidades de viento observadas y las rosas de los vientos correspondientes incluyendo las direcciones más frecuentes.



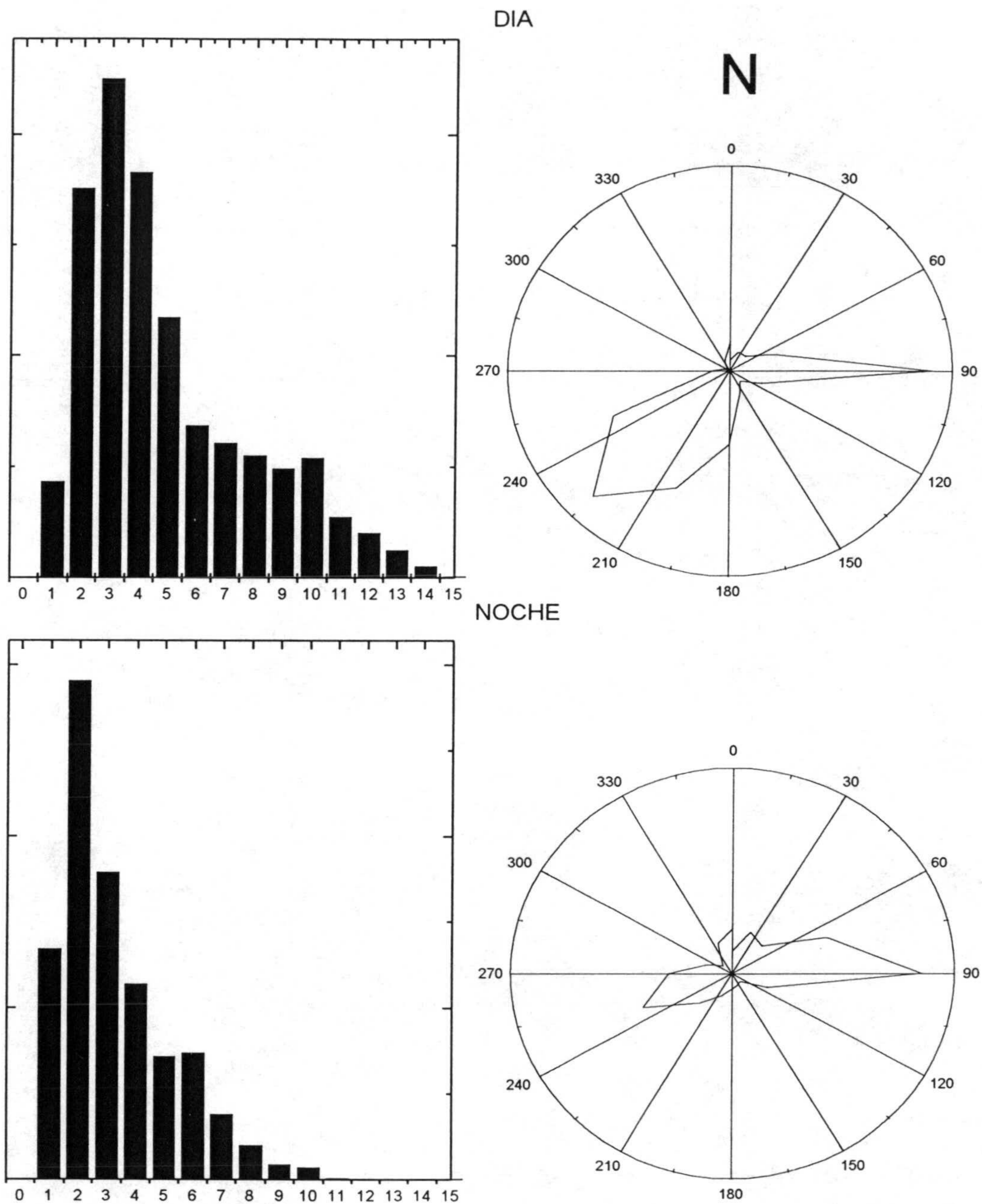


Figura 4.8: Histograma de velocidades de viento y direcciones predominantes para las observaciones sinópticas en Almería para el día y la noche en los meses de verano.

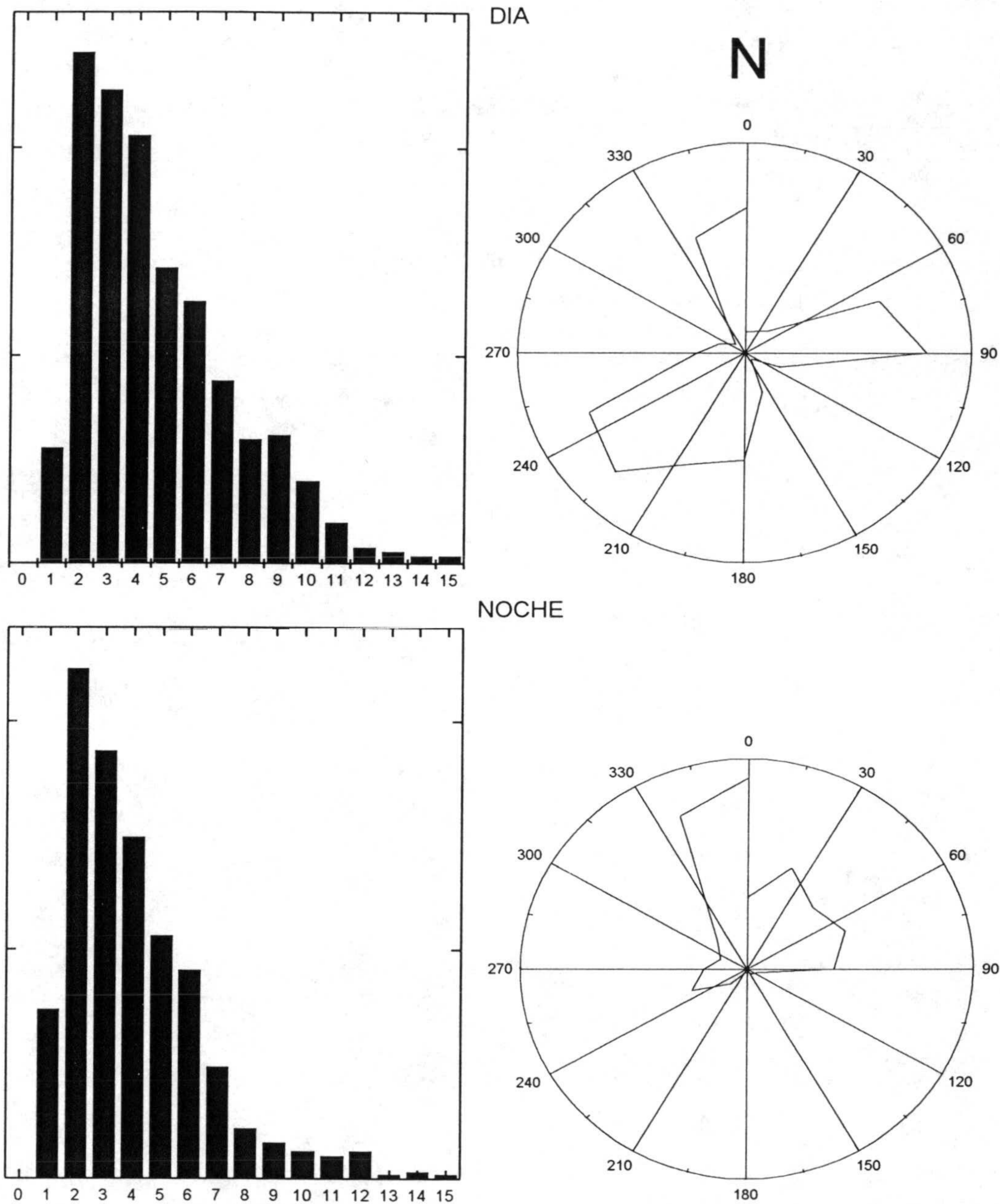


Figura 4.9: Histograma de velocidades de viento y direcciones predominantes para las observaciones sinópticas en Almería para el día y la noche en los meses de invierno.

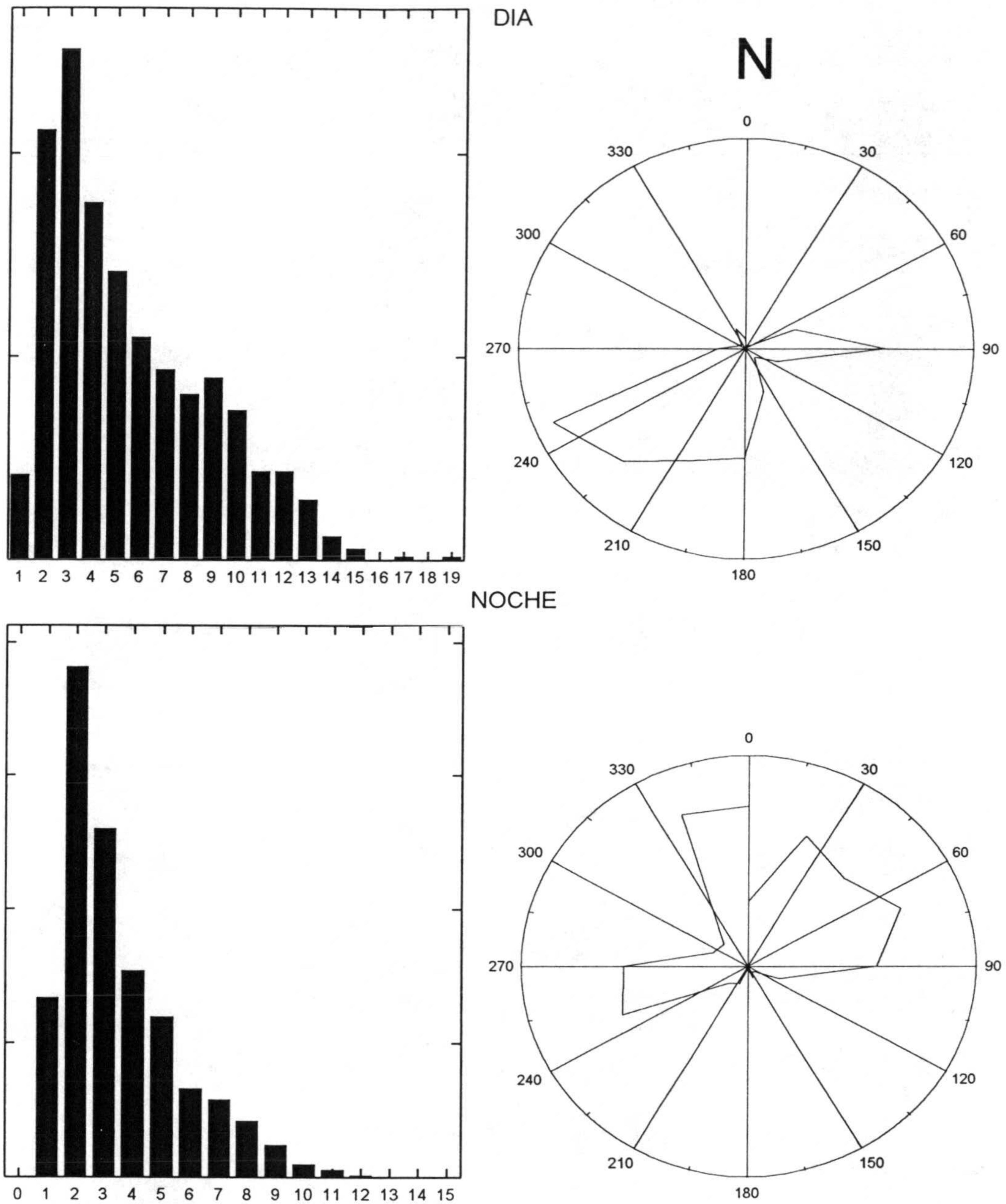


Figura 4.10: Histograma de velocidades de viento y direcciones predominantes para las observaciones sinópticas en Almería para el día y la noche en los meses de primavera.

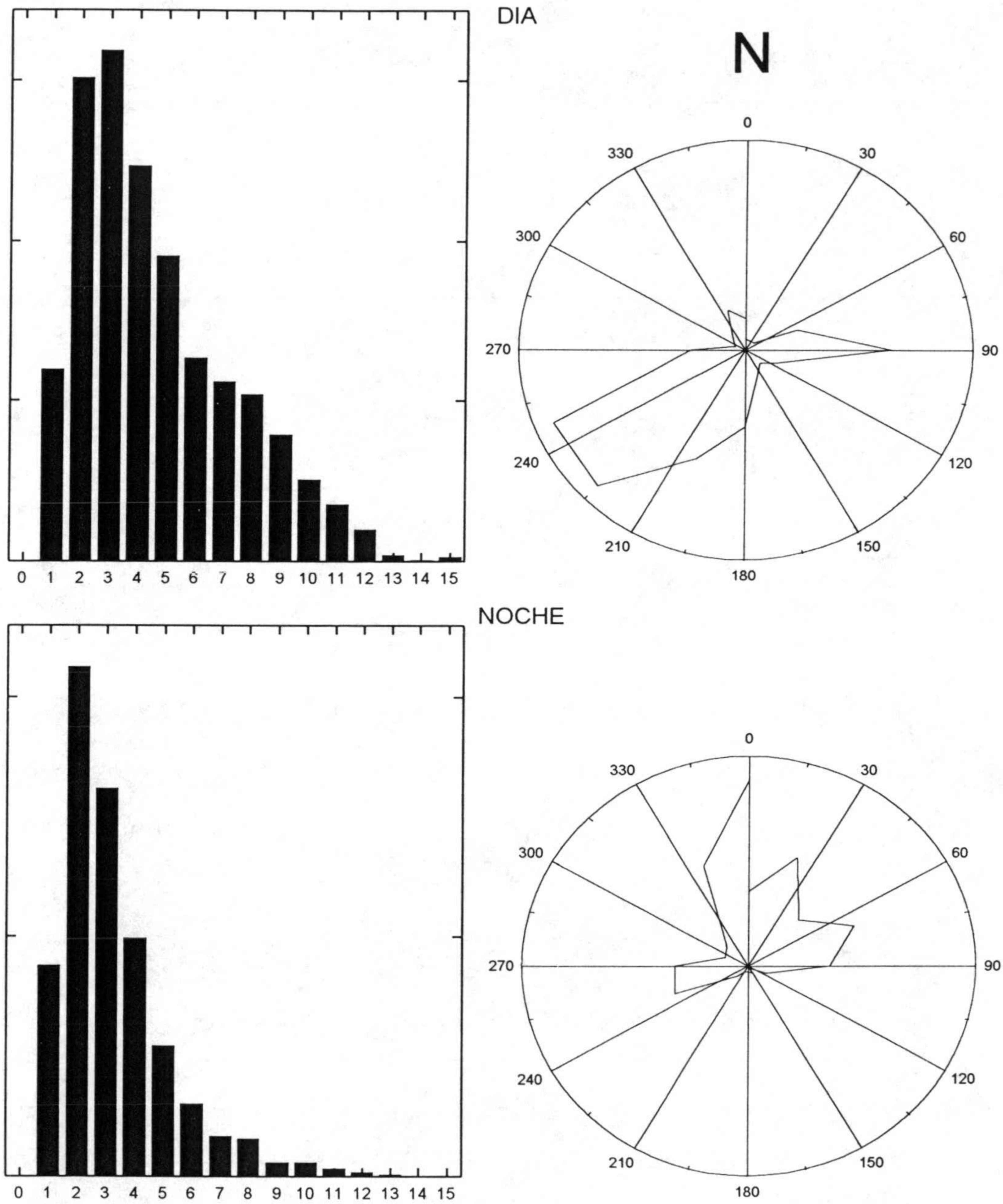


Figura 4.11: Histograma de velocidades de viento y direcciones predominantes para las observaciones sinópticas en Almería para el día y la noche en los meses de otoño.

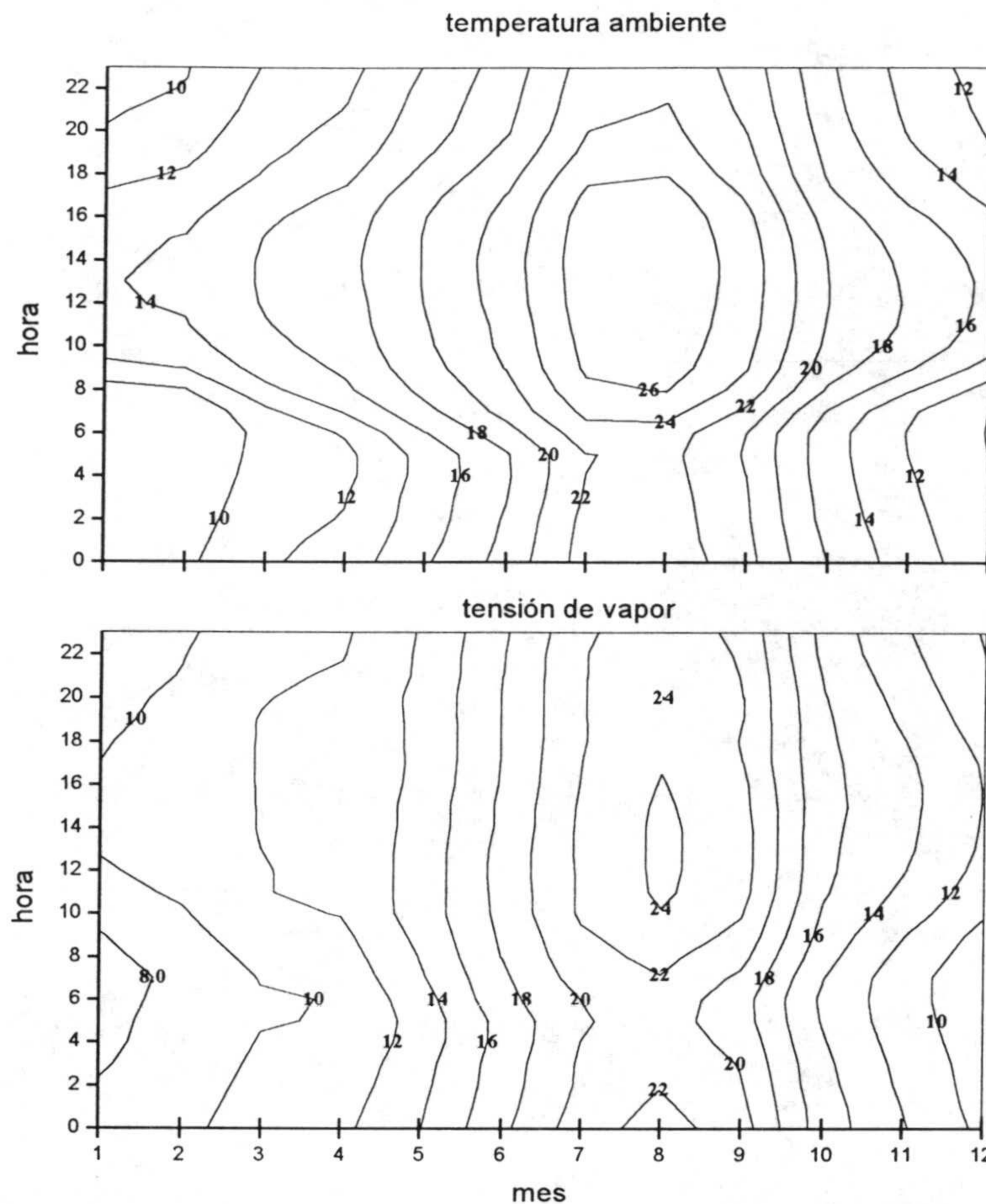
Este análisis se ha realizado para las 4 estaciones y se ha distinguido entre el día y la noche con el fin de buscar efectos específicos como el mencionado anteriormente de brisas tierra-mar.

Las conclusiones de interés para este trabajo de investigación se centran en la existencia de una diferencia apreciable entre el régimen de vientos nocturno y diurno. En general los vientos durante las horas del día son de mayor velocidad, como demuestran los histogramas de esta variable y, en cuanto a su dirección, se observa durante el día la aparición de vientos en el tercer cuadrante que no son frecuentes en las horas nocturnas. Teniendo en cuenta la existencia de vientos dominantes en la dirección E-W (Viedma, 1983), ambos aspectos podrían estar relacionados con aspectos locales como el régimen de brisas tierra mar anteriormente mencionado.

#### ***4.3.4 Resumen de la caracterización elemental de variables meteorológicas influyentes***

Como conclusión de la caracterización realizada en los apartados previos se confirma de forma instrumental la poca variabilidad diaria y estacional, tanto de la temperatura ambiente como del contenido vapor de agua atmosférico, como queda patente del bajo rango de los gradientes observados en las superficies de nivel de las gráficas incluidas en la figura 4.13, elaboradas a partir de toda la base de datos disponible.

Lo anterior viene a confirmar el comportamiento genérico de la climatología de la ciudad de Almería recogido en las diferentes referencias anteriormente mencionadas (Roldán Martínez, 1988; Capel Molina, 1990; Muñoz Urrea, 1994) y en las que se pueden encontrar los patrones climáticos aplicables para la localización de nuestra estación.



**Figura 4.13:** Isolíneas anuales y diarias para la temperatura y tensión de vapor observadas e incluidas en la base de datos analizada.

Por otro lado, el análisis de la propia evolución diaria de las temperaturas hace suponer la poca persistencia de situaciones de inversión térmica, de acuerdo al criterio expresado sobre el carácter suavizado de los máximos diarios de temperatura. Esta deducción, a falta de datos experimentales sobre la estructura vertical de la atmósfera, ha de ser confirmada posteriormente una vez se cuenten con los medios instrumentales adecuados. En cualquier caso, el estudio del propio comportamiento de la irradiancia térmica atmosférica permitirá establecer algunas conclusiones sobre este aspecto y dichas conclusiones se incluyen como aportación a este trabajo de investigación.

La variación observada del comportamiento del viento durante día y la noche para el periodo analizado podrá tener una influencia específica si admitimos que el régimen de brisas detectado actúa como mecanismo de aportación de vapor de agua en los términos

adelantados en el apartado anterior y que esta aportación adicional deberá manifestarse de alguna manera en la propia irradiancia térmica atmosférica.

#### 4.4. CARACTERIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO RADIATIVO

En este apartado se analiza el comportamiento específico de la irradiancia térmica atmosférica y se establecen cuales son las características fundamentales que se pueden deducir a partir de la base de datos disponible. La caracterización del comportamiento radiativo de la atmósfera sirve para cubrir dos objetivos:

- la constatación de tendencias o situaciones específicas, como en la variabilidad intradiaria de la emisividad equivalente del cielo o el efecto de la cobertura nubosa,
- la deducción del grado de dependencia entre dicho comportamiento, representado por el valor de irradiancia térmica observada o de emisividad equivalente calculada y el resto de las variables, que, a priori, pueden influir en el mismo.

En este punto se hace necesario también mencionar también dos consideraciones de tipo general:

- a) Dado que los dos factores de mayor relevancia en el comportamiento de la irradiancia térmica atmosférica son la influencia de las nubes y el ciclo diario de la estructura vertical de la atmósfera, el análisis a realizar deberán distinguir de forma inequívoca, por un lado, entre situaciones de cielo despejado y cielo cubierto y entre la presencia o no de inversiones térmicas, asimiladas inicialmente a observaciones nocturnas y diurnas, respectivamente.
- b) Es habitual que la caracterización resultante se emplee en la evaluación del potencial ofrecido por el mecanismo de intercambio radiativo en aplicaciones tecnológicas relacionadas con la obtención de temperaturas por debajo del ambiente. Esta aproximación hace que, aparte de las variables elementales para la descripción de la irradiancia térmica

atmosférica, se empleen y analicen variables como la temperatura efectiva de cielo o la depresión de temperatura, introducidas en el capítulo II.

#### 4.4.1 Caracterización específica de la emisividad equivalente del cielo y de la irradiancia térmica atmosférica

##### 4.4.1.1 Patrones medios de emisividad e irradiancia

Una aproximación inmediata a los valores medios mensuales de irradiancia térmica atmosférica y emisividad equivalente del cielo permite establecer una evidente diferencia estacional (Figuras 4.14 y 4.15). En el caso de la irradiancia térmica atmosférica esta diferencia es hasta cierto punto lógica por la fuerte dependencia de esta variable con la temperatura de las capas más bajas de la atmósfera, sin embargo, no debería ser tan evidente en el caso de la emisividad equivalente, ya que por su propia definición, esta dependencia debería eliminarse en gran parte.

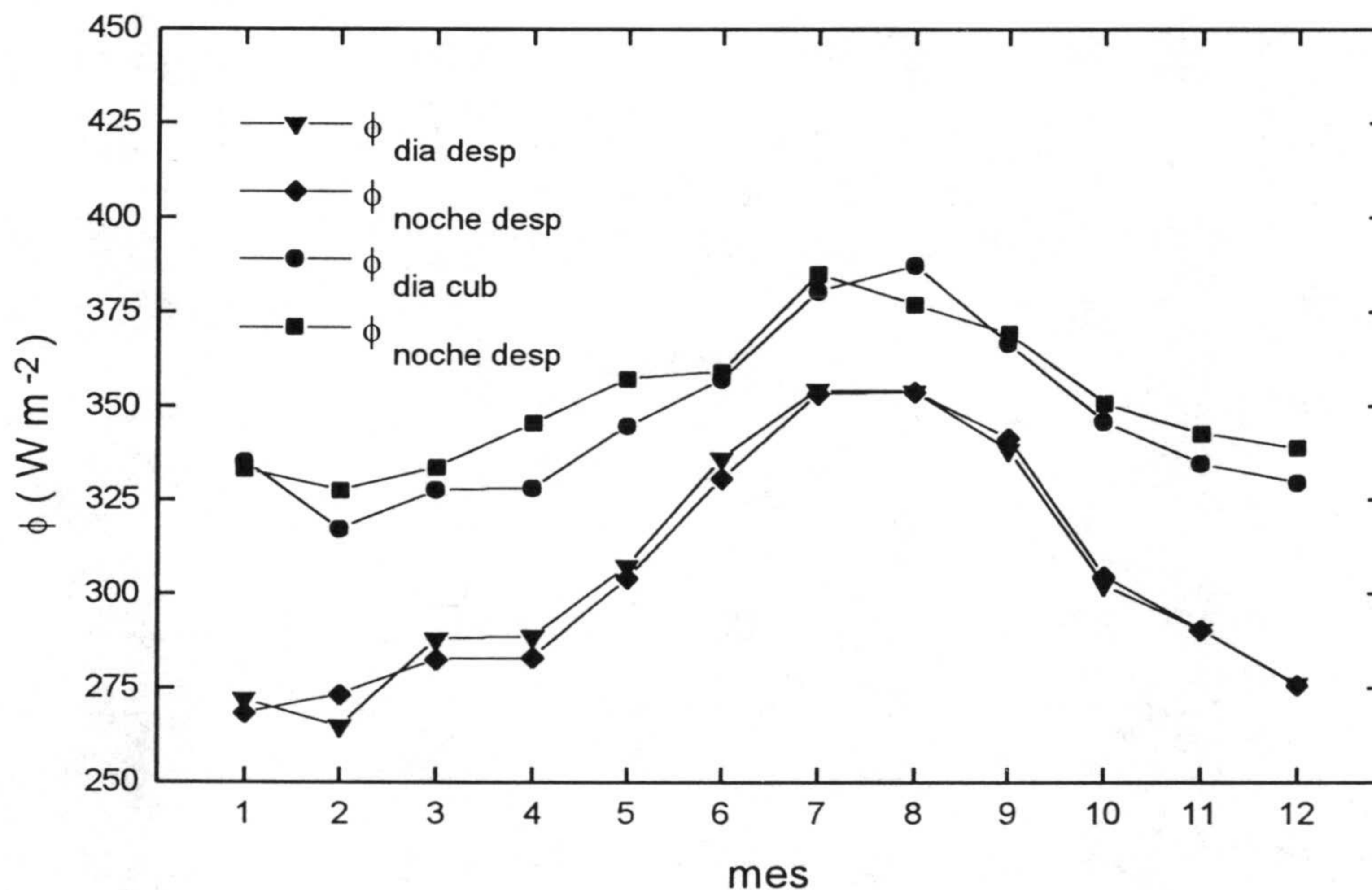


Figura 4.14: Valores medios mensuales diurnos y nocturnos de irradiancia térmica atmosférica a partir de observaciones con cobertura nubosa igual a 0 y cobertura nubosa superior o igual a 7 octas.



Otro aspecto importante es que al realizar la distinción entre observaciones nocturnas y observaciones diurnas se deduce un mayor valor de emisividad para la noche que para el día que, en una primera aproximación, podemos relacionar con la existencia de temperaturas más bajas durante la noche. Sin embargo el rango de las diferencias de emisividad observadas es tan elevado que es necesario pensar en mecanismos adicionales que lo produzcan aparte de la simple diferencia de temperatura en la superficie. En este caso, es inmediato pensar en la existencia de diferentes estructuras verticales de la atmósfera durante el día y durante la noche.

#### **4.4.1.2 Influencia de las nubes en los patrones medios de irradiancia térmica atmosférica**

Para estudiar el efecto de las nubes en los patrones medios mensuales observados para cielo despejado podemos seleccionar observaciones en las que la cobertura nubosa era elevada (superior a 7 octas) pudiéndose constatar, figuras 4.14 y 4.15, un incremento general tanto de la irradiancia como de la emisividad equivalente media mensual diurna y nocturna. Este incremento es explicable de forma inmediata de acuerdo a la naturaleza del efecto de las nubes en la irradiancia térmica atmosférica, que se estudiará con más detalle en apartados sucesivos.

Es interesante resaltar también que, del conjunto de datos analizado, se puede deducir que la presencia de nubes no llega a eliminar completamente la diferencia día-noche observada en la propia emisividad equivalente para cielos despejados.

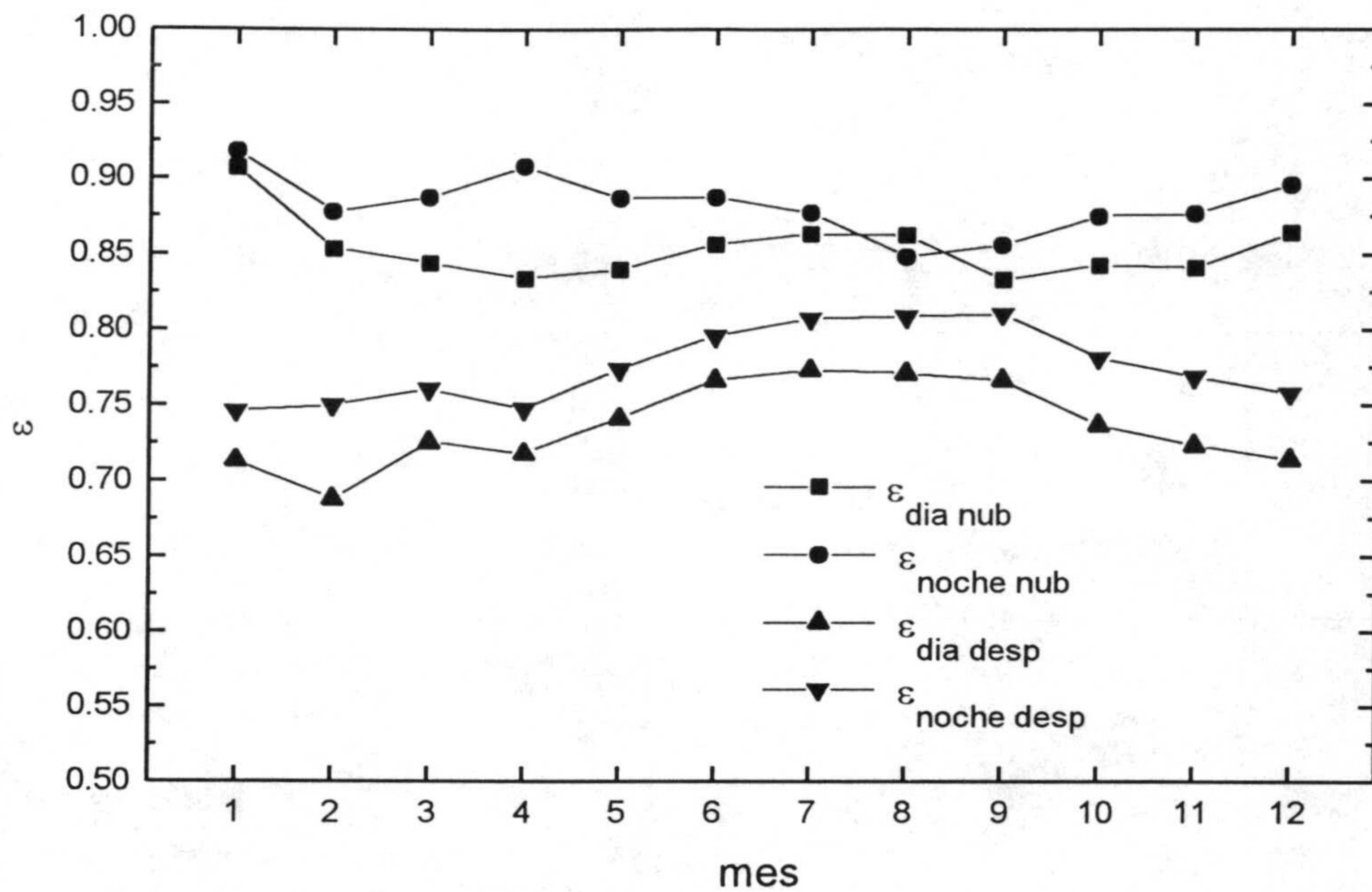


Figura 4.15: Valores medios mensuales diurnos y nocturnos de emisividad equivalente del cielo e irradiancia térmica atmosférica a partir de observaciones con cobertura nubosa igual a 0 y cobertura nubosa superior o igual a 7 octas.

La cuantificación efectiva del efecto producido por cada categoría de nubes en función del grado de cobertura se realizará en el capítulo dedicado a los modelos de estimación indirecta de la irradiancia térmica atmosférica para cielos cubiertos. En cualquier caso se puede adelantar, como es esperable, que las nubes bajas tienen un efecto superior a las nubes medias o altas, y que la influencia es menor cuando grado de cobertura es inferior

#### 4.4.2 Estudio de las dependencias elementales de la irradiancia térmica atmosférica y la emisividad equivalente del cielo

##### 4.4.2.1 Dependencias elementales de la irradiancia térmica atmosférica

A la hora de estudiar la dependencia de la irradiancia térmica atmosférica o de la emisividad equivalente del cielo con las variables meteorológicas disponibles, nos encontramos que ninguna de ellas nos permite establecer de forma completa una relación sin ambigüedades formales, ya que se tratan de indicadores indirectos de la verdadera causa del

fenómeno que, en este caso, es la existencia de determinada estructura vertical de la atmósfera.

Este inconveniente es, hasta cierto punto, evitable si utilizamos como variable independiente algún índice del contenido de vapor de agua atmosférico ya que, como se ha visto, la altura de escala del mismo es muy reducida. Este hecho permite afirmar que una medida en superficie de algún índice psicrométrico podrá relacionarse de forma más inmediata con su distribución vertical que, por ejemplo, una medida en superficie de temperatura.

Lo anterior, conjuntamente con el hecho de que el vapor de agua se trate del componente con mayor influencia en la irradiancia térmica atmosférica, hacen que este tipo de índices sean muy adecuados como variables explicativas en este tipo de fenómenos.

En el caso de la temperatura, la situación ya no es tan inmediata puesto que la posible existencia de una situación de inversión térmica hace que la representatividad de una lectura de temperatura a nivel de superficie resulte escasa, como se ha adelantado. Algunos autores, como se ha comentado anteriormente, hablan del denominado "centro de gravedad" de la emisión térmica atmosférica, cuya temperatura determinaría los valores de superficie. La altura de este centro de gravedad se incrementaría en función de la existencia o no de la inversión térmica.

A pesar de todo, se observa un éxito relativo de algunas formulaciones (Swimbank, 1963; Idso-Jackson, 1969; Czeplak y Kasten, 1987) dependientes únicamente de la temperatura. Esto se ha explicado mediante lo que se denomina efecto de opacidad, que postula que la profundidad de la capa atmosférica que contiene suficiente vapor de agua para producir efectivamente toda la emisión de las bandas de onda larga puede ser tan pequeña como para presentar una temperatura tan solo ligeramente diferente de la del aire próximo a la superficie, de modo que el contenido de vapor de agua por encima de dicha capa es irrelevante para la formulación (Alados-Arboledas, 1.987). Otra razón para esta posible efectividad de la fórmulas que estiman la emisividad equivalente del cielo,  $\epsilon$ , exclusivamente en función de la temperatura es la correlación existente, en mayor o menor

grado, entre la propia temperatura ambiente y la presión de vapor, explicable en término exclusivamente meteorológicos.

Dicho lo anterior se ha realizado un análisis de los datos disponibles con el fin de evaluar de forma más precisa las dependencias apuntadas de acuerdo a las siguientes consideraciones:

- Dado el carácter diferenciado de la contribución de las nubes se ha trabajado exclusivamente con aquellos casos en los que el cielo estaba despejado. La contribución de las nubes se ha añadido posteriormente una vez identificadas las dependencias elementales con las otras variables meteorológicas relevantes.
- Se ha considerado por separado como variables indicativas del comportamiento radiativo la propia irradiancia térmica atmosférica, por un lado, y la emisividad equivalente del cielo, por el otro. El hecho de utilizar la segunda está determinado por ser la variable más usual en los modelos de estimación indirectos que se basan precisamente en estas dependencias para el cálculo de la irradiancia térmica atmosférica en ausencia de determinaciones instrumentales.
- Los valores representados en las gráficas son los valores medios del conjunto de observaciones disponibles para cada una de las categorías representadas en el eje de abscisas correspondiente.
- Se han realizado los agrupamientos pertinentes para distinguir para cada variable, el efecto de la influencia de una segunda variable. En cualquier caso, las características propias de la base de datos relacionados con la climatología del emplazamiento hacen que los grupos correspondientes a bajas tensiones de vapor y temperaturas sean los menos poblados.

#### 4.4.2.2 Dependencia observada de la irradiancia térmica atmosférica con la tensión de vapor y la temperatura

En primer lugar, si analizamos la figura 4.17 que representa el comportamiento de la propia irradiancia térmica atmosférica con la tensión de vapor, se observa claramente que ésta aumenta con el contenido de vapor y, para un contenido de vapor determinado, los valores de temperatura superiores determinan valores superiores de irradiancia térmica atmosférica.

Es interesante resaltar que para valores bajos de tensión de vapor, esta dependencia con la temperatura es mucho más acusada, indicando este hecho que a partir de cierto valor de tensión de vapor no tendría sentido utilizar una segunda variable explicativa en este caso.

En cualquier caso, lo anterior está directamente relacionado con el hecho de que es precisamente en las situaciones de mayor tensión de vapor, es decir en las regiones más próximas a la saturación donde la doble variabilidad tensión de vapor temperatura es menor.

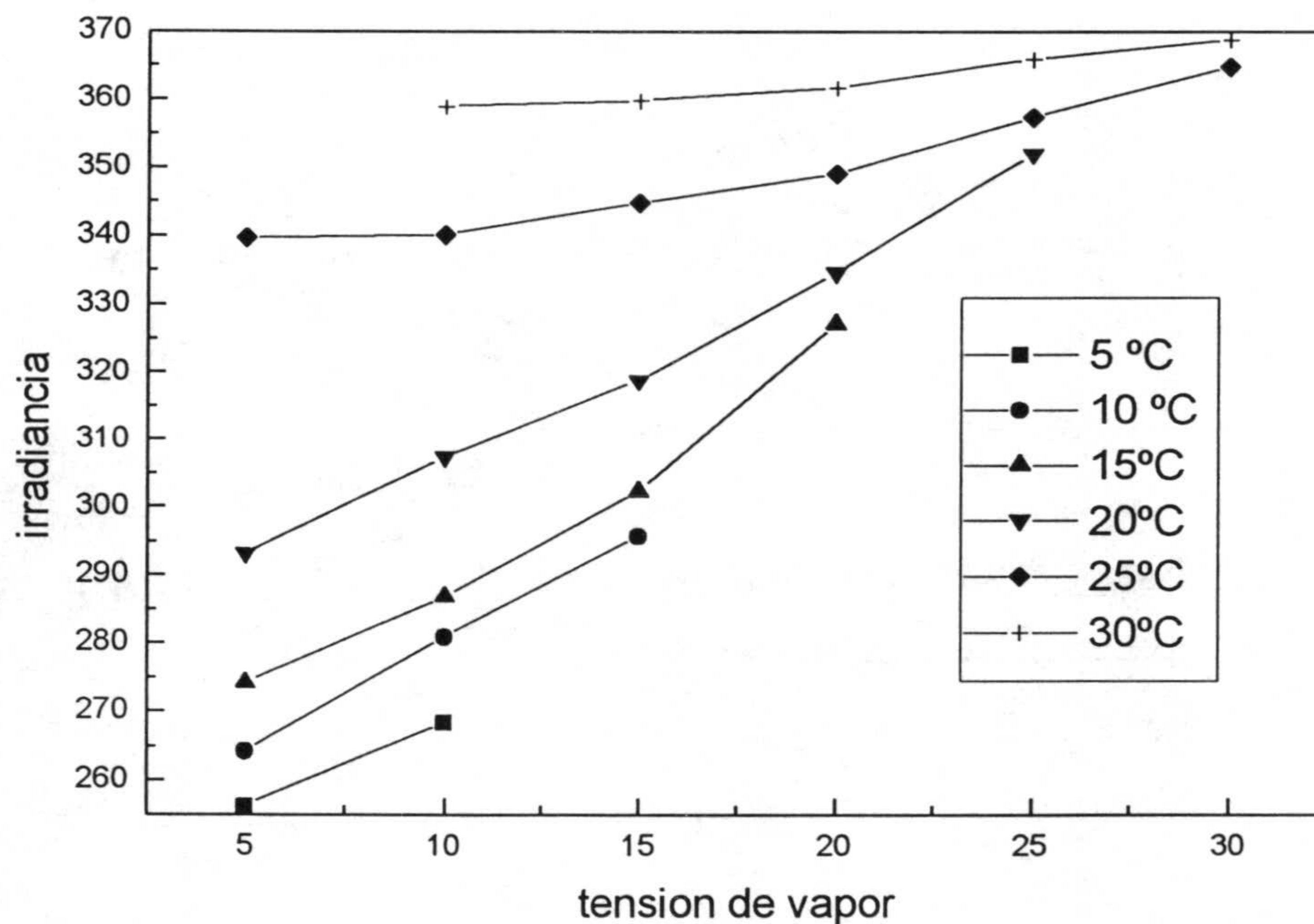
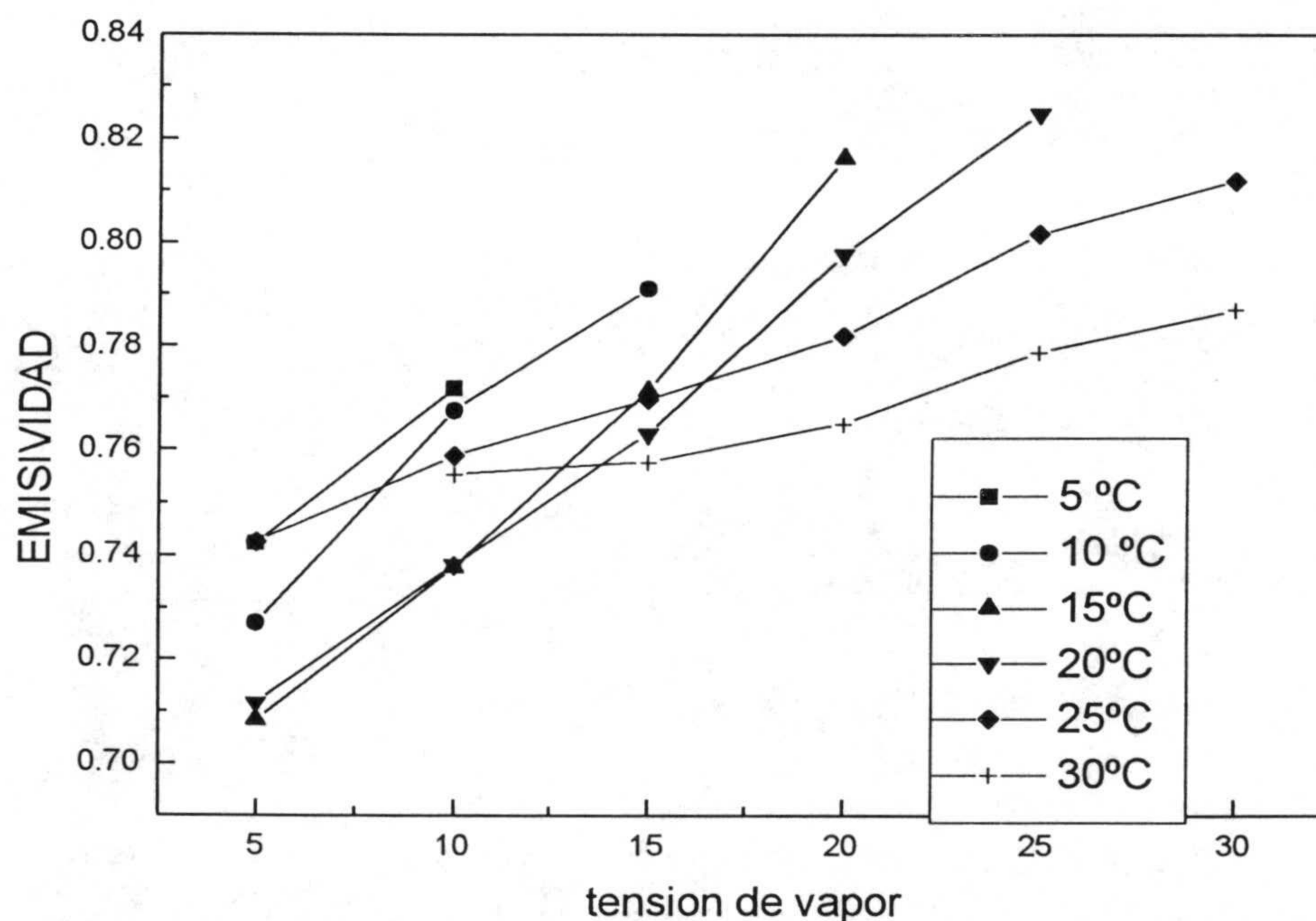


Figura 4.17: Dependencia de la irradiancia térmica atmosférica observada con la tensión de vapor y con la temperatura ambiente.

#### 4.4.2.3 Dependencia observada de la emisividad equivalente con la tensión de vapor y la temperatura

Si el análisis se realiza en términos de la emisividad equivalente, la dependencia con la temperatura no es tan evidente, como era esperable. En general se puede establecer que, para tensiones de vapor a partir de 15 hPa, la emisividad equivalente disminuye si la temperatura ambiente aumenta para un mismo valor de tensión de vapor.

Lo anterior corroboraría formulaciones como que incorporan un relación directa con la tensión de vapor conjuntamente con una relación inversa con la temperatura como se verá mas adelante. También explicaría este comportamiento el buen funcionamiento de la fórmulas que utilizan exclusivamente la temperatura de punto de rocío pues esta variable refleja también este tipo de situaciones.



**Figura 4.18:** Dependencia de la emisividad equivalente del cielo observada con la tensión de vapor y con la temperatura ambiente.

Por último, si a este análisis se incorpora la distinción día y la noche y el efecto de las nubes (Figura 4.19) pueden extraerse algunas conclusiones de interés. Estas son la siguientes:

a) la emisividad equivalente del cielo se incrementa por efecto de las nubes en cualquier rango de tensiones de vapor.

b) la nubes, especialmente en el caso tensiones de vapor reducidas, son incapaces de eliminar el efecto día noche en la emisividad equivalente, es más, solo es posible observar la desaparición del mismo en las situaciones de cobertura nubosa por encima de 6 octas y para tensiones de vapor superiores a los 25 hPa.

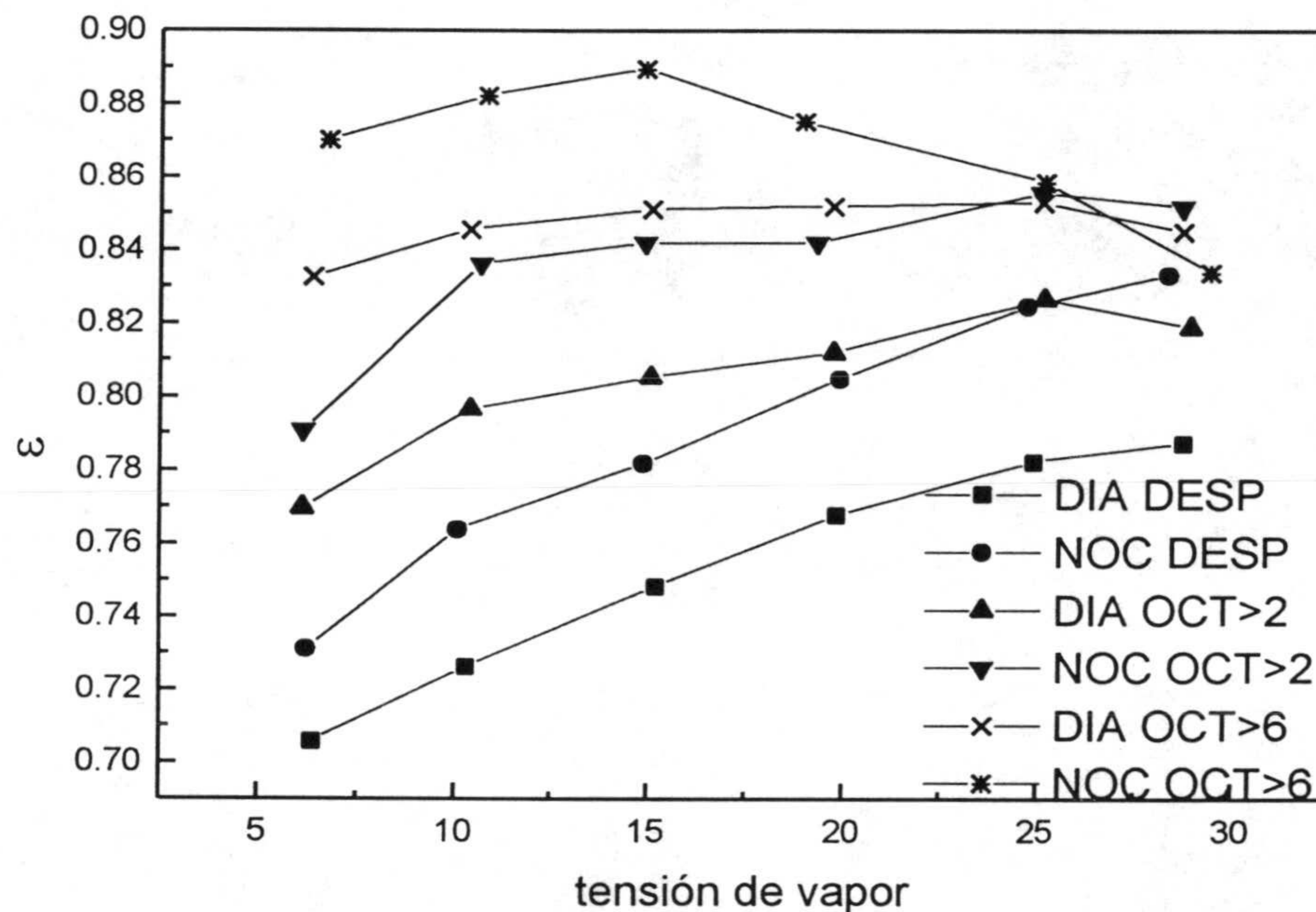
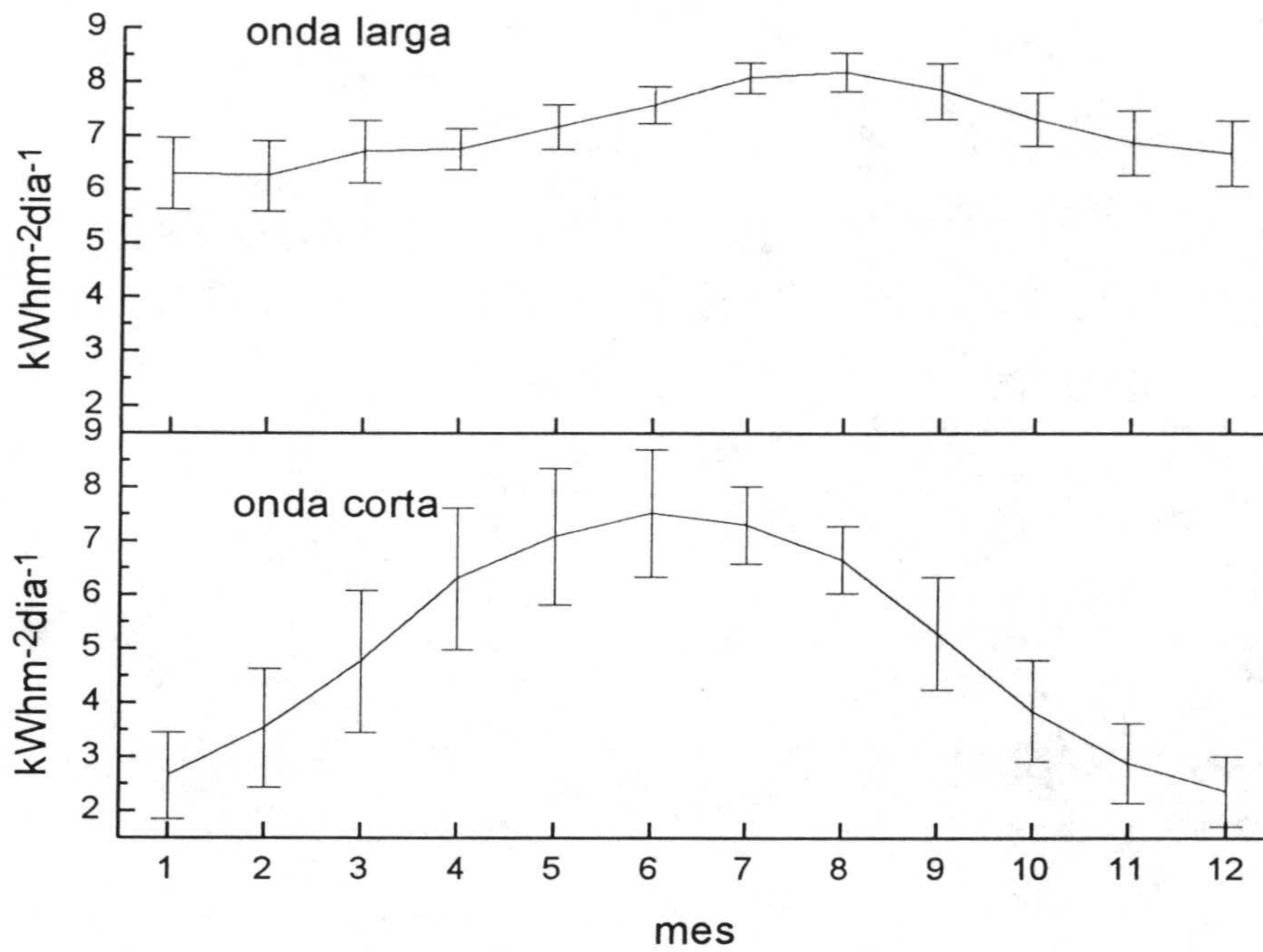


Figura 4.19: Dependencia de la emisividad equivalente con la tensión de vapor para diferentes situaciones de cielo durante el día y durante la noche.

#### 4.4.3 Caracterización genérica de la irradiancia térmica atmosférica para aplicaciones de tipo tecnológico

La serie de datos analizada en esta memoria permite una integración diaria de los valores de irradiancia térmica atmosférica recibida a nivel de superficie, que su vez pueden ser comparados con los propios valores de irradiancia solar integrada y, de esta manera, establecer una estimación inicial de las energías aportadas a la superficie por la atmósfera en onda larga y en onda corta respectivamente.



**Figura 4.20:** Energías medias en onda larga y en onda corta aportadas diariamente por la atmósfera durante el periodo considerado.

Si por el contrario, lo que se pretende es estudiar el balance de energía que se establece entre la atmósfera y una superficie horizontal expuesta a la misma, esto es, la relación entre las pérdidas y las aportaciones de energía, el cálculo exige un tratamiento más detallado puesto que la temperatura resultante de la superficie en esta situación se ve afectada por el propio balance radiativo y por otros intercambios de calor como, por ejemplo, el representado por la convección con el aire circundante.

Existen dos aproximaciones elementales, pero bastante aceptadas, para describir esta situación. La primera consiste en considerar que la superficie emisora se encuentra a la temperatura ambiente, o lo que es lo mismo, que los mecanismos de transferencia de calor distintos de la radiación consiguen el equilibrio termodinámico entre la superficie y ambiente. En este caso, y asumiendo nuevas simplificaciones, el balance resultante estaría representado por la magnitud:

$$B = \epsilon_s \phi \downarrow - \epsilon_s \sigma T_a^4 \quad \text{Ec. 4.1}$$



donde  $\phi\downarrow$  es la irradiancia térmica incidente,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzman,  $\epsilon_s$  la emisividad de la superficie y  $T_a$  la temperatura ambiente expresada en grados Kelvin.

La segunda se trata de considerar que la superficie intercambia calor exclusivamente con el cielo y que, a su vez, esta se trata de un emisor perfecto. En este caso, una vez alcanzado el equilibrio termodinámico su temperatura sería, como se indicó el capítulo II:

$$T_c = (\phi\downarrow/\sigma)^{1/4} \quad \text{Ec. 4.2}$$

que es lo que normalmente se conoce como temperatura efectiva del cielo.

Ambas opciones quedan relacionadas introduciendo la definición de la temperatura equivalente de cielo en la expresión del balance, llegándose a una fórmula aproximada que contiene lo que en el capítulo 1 se denominó la depresión de temperatura equivalente:

$$B \approx h (T_c - T_a) \quad \text{Ec. 4.3}$$

donde

$$h = 4\epsilon_s\sigma T_a^3 \quad \text{Ec. 4.4}$$

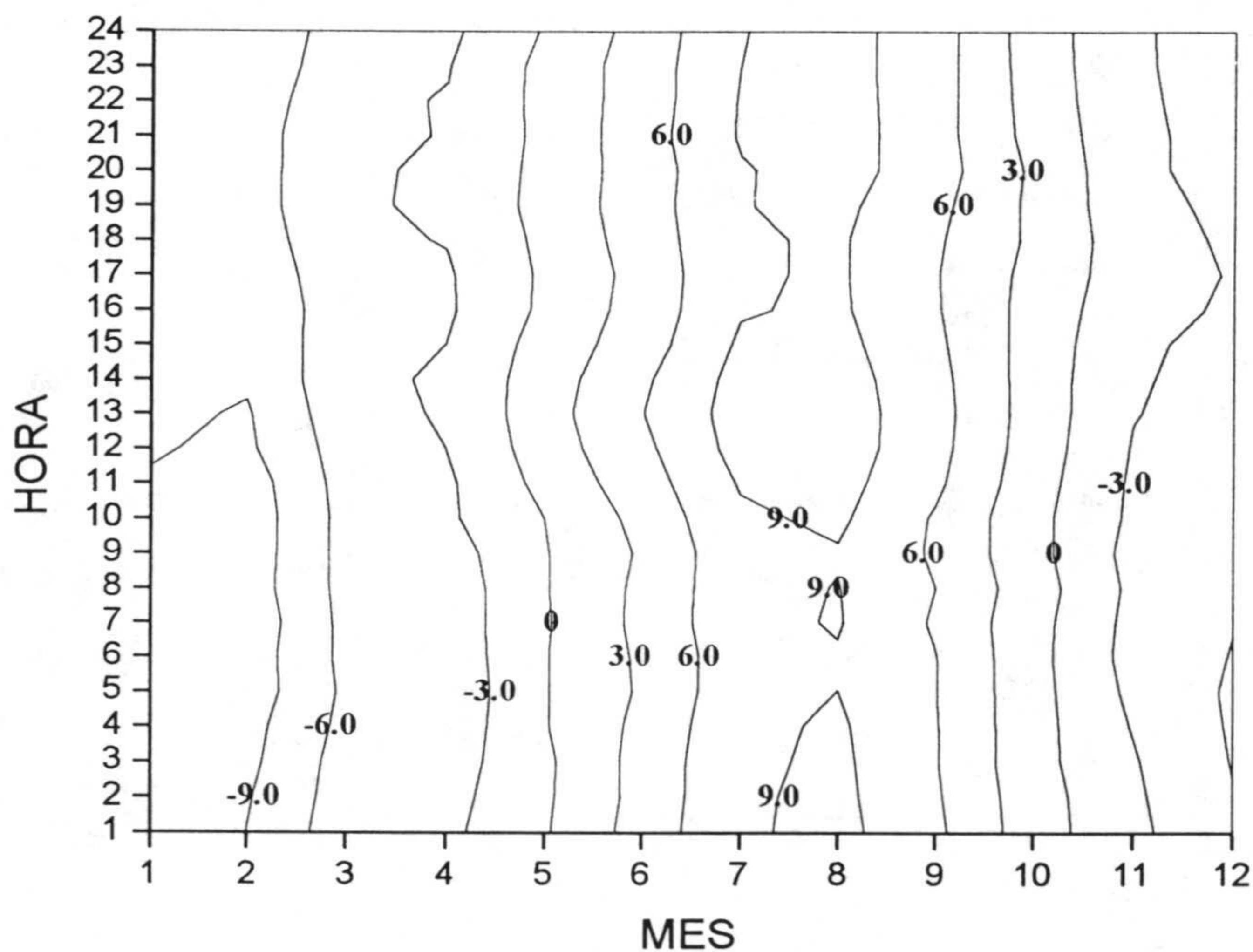
A efectos prácticos, la existencia de valores de depresión de temperatura elevados favorecerá el funcionamiento de sistemas de refrigeración basados en este principio. Sin embargo, aún así, si la temperatura equivalente del cielo no es excesivamente baja, el efecto es entonces menor, ya que este pierde capacidad para actuar como foco frío.

En este sentido hay que decir que existen criterios de tipo empírico sobre la estimación del potencial de la refrigeración radiativa como el recogido por la American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers (ASHRAE,1989), que establece que aquellas regiones en las que la temperatura equivalente de cielo permanezca al menos un 40% del tiempo por debajo de 16°C, está garantizado un correcto funcionamiento de los sistemas de refrigeración radiativa, al menos en las hora nocturnas.

En cualquier caso, de acuerdo a lo anterior, puede decirse que el balance por término medio, una superficie a temperatura ambiente pierde hacia el cielo energía en forma de radiación a razón de  $85 \text{ Wm}^{-2}$  con un máximo de  $100 \text{ Wm}^{-2}$  en las horas centrales del día durante los meses de verano y un mínimo de  $70 \text{ Wm}^{-2}$  en las noches de invierno.

En cuanto a la temperatura equivalente del cielo, el mapa de isolíneas anual incluido en la figura 4.21 determinaría el cumplimiento del criterio simplificado anteriormente mencionado.

En cualquier caso, los extremos relacionados con la eventual aplicación tecnológica del mecanismo de refrigeración radiativa, aunque de evidente interés, quedan fuera de este trabajo de investigación. Información exhaustiva sobre el tema puede encontrarse en algunas de las referencias incluidas en la Bibliografía de esta memoria. (Hay y Yellot, 1969; Catalanotti *et al.*, 1975; Bainbridge, 1978; Clark, 1981; Sodha, 1982; Givoni, 1981; Martin 1989; Argiriou *et al.* 1.993; Pérez *et al.*, 1994; Pérez y Alados Arboledas, 1994; Ali *et al.* 1.995; Nilsson, 1996)



**Figura 4.21:** Perfil mensual de temperaturas equivalente del cielo observado a partir de los valores de irradiancia térmica atmosférica disponibles

**Capítulo V :**

**MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA  
TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN  
SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO**

## **5.1. INTRODUCCIÓN**

A la hora de realizar una estimación indirecta de la irradiancia térmica atmosférica a nivel de superficie mediante cualquier tipo de modelos, la primera consideración que se tiene en cuenta, al igual que en el caso de la irradiancia solar, es la presencia o no de nubes, pudiendo distinguir entre modelos de estimación para situaciones de cielo despejado y modelos para cielo cubierto.

Esto es así debido al carácter marcadamente diferenciado de la contribución de las nubes en el balance propio de una atmósfera formada por una mezcla de gases más o menos uniforme, y se ha puesto de manifiesto en el capítulo anterior por el desigual comportamiento, tanto de la irradiancia térmica atmosférica como de la propia emisividad equivalente, para cielos despejados y para cielos cubiertos.

Lo anterior determinará, por tanto, que la distinción planteada sobre la presencia o no de nubes en el análisis deba ser cuidadosamente establecida, tanto a nivel teórico como a nivel experimental. De hecho, esta memoria contiene dos capítulos separados para cada tipo de situación.

En general, denominaremos modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica a procedimientos indirectos de cálculo que permitan obtener un valor de la misma a partir de otro tipo de información, más o menos detallada y que, por tanto, eviten la utilización de determinaciones instrumentales de esta variable.

Debe quedar claro, en cualquier caso, que la irradiancia térmica atmosférica,  $\phi_{\downarrow 0}$ , podrá ser calculada de forma directa o a través de la emisividad equivalente del cielo,  $\epsilon_0$ , definida por la ecuación 2.24, indicando el subíndice incluido que la estimación se realiza asumiendo la ausencia de nubes.

La utilidad de los modelos es evidente debido a la escasa disponibilidad de registros experimentales sistemáticos de irradiancia térmica atmosférica que provoca, entre otras cosas, dificultades para su caracterización espacial o temporal. Por otro lado, también resulta de interés el contar con este tipo de procedimientos indirectos, debido a las limitaciones expresadas sobre los métodos de medida disponibles (Capítulo III).

Como aspecto deseable de estos modelos, las variables de entrada a considerar, deberán ser fácilmente accesibles y su formulación relativamente simplificada para, de esta manera, favorecer su utilización. Este condicionante podría significar cierta pérdida de exactitud en las estimaciones realizadas, pero la operatividad de determinado modelo estará determinada por el grado de compromiso obtenido entre su simplicidad formal y su capacidad predictiva.

Por ejemplo, las características intrínsecas del proceso que genera la irradiancia térmica atmosférica hacen que la información requerida incluya determinadas propiedades espectrales de los gases, así como la descripción del estado termodinámico y composición de las diferentes capas atmosféricas. Las primeras pueden conocerse de forma detallada (Rothman *et al.* 1992) pero resulta prácticamente inviable el acceso a las segundas para una estimación rutinaria, tanto por la dificultad de la obtención de estas entradas como por las propias limitaciones de los métodos numéricos que las utilizan (Morcrette y Fouquart, 1985; Ellingson y Fouquart, 1991).

En el otro extremo, nos encontramos con expresiones funcionales que utilizan exclusivamente información meteorológica obtenida a nivel de superficie, que con determinados ajustes y, dada la eventual dependencia de estas variables con la propia distribución vertical, permiten establecer modelos simples y, en ocasiones, bastante adecuados, especialmente cuando los ajustes de los mismos se realizan en función de la existencia de determinada fuente de datos experimental.

Dicho lo anterior es posible establecer la siguiente clasificación de los modelos de estimación existentes en función de su naturaleza y formulación:

### **Modelos de tipo físico:**

Son modelos que provienen de la resolución de los sistemas de ecuaciones empleados en la representación físico-matemática del proceso (capítulo II). La complejidad de la absorción molecular y la irregularidad de la estructura atmosférica hacen que deban abordarse mediante simplificaciones que permitan soluciones de tipo analítico o, si existe capacidad de cálculo suficiente, mediante métodos numéricos complejos.

Los modelos más detallados se utilizan como patrones de calibración para estimaciones instrumentales en superficie (Ellingson *et al.*, 1991) o mediante satélite (Frouin y Gautier, 1988). Las versiones más simplificadas, sirven de base a los modelos semiempíricos o de regresión restringidos como se verá más adelante.

A este tipo de modelos pertenecen los modelos detallados numéricos como LOA (Morcrette y Fouquart, 1985), LOWTRAN 7 (Kneizys *et al.* 1988) o MODTRAN (Anderson *et al.* 1995) que salen fuera del ámbito de este trabajo de investigación y modelos simplificados de tipo analítico (Brutsaert, 1975; Kamada y Flocchini, 1984; Alados-Arboledas, 1987; Prata 1996) o numérico (Atwater y Ball, 1978; Pissimanis y Notaridou, 1981; Ramsey *et al.*, 1982; Berger, 1988; Danook, 1993 )

### **Modelos de regresión puros:**

En este caso, se establece una relación de tipo empírico entre la irradiancia térmica atmosférica (o la emisividad equivalente del cielo) y una o varias variables explicativas,  $\mathbf{X}$ . Después de los ajustes pertinentes se obtienen relaciones del tipo  $\phi_{\downarrow 0} = \phi_{\downarrow 0}(\mathbf{X})$  o  $\varepsilon_0 = \varepsilon_0(\mathbf{X})$ , independientemente del sentido físico de la expresión resultante y de las variables que intervengan, aunque se procura, claro está, que éstas últimas estén relacionadas con el fenómeno a describir.

No se suelen incluir limitaciones en su formulación y son solo aplicables para ciertas condiciones, las de su generación. Esto hace, por ejemplo, que produzcan situaciones incoherentes cuando se trabaja fuera del rango de datos que sirvieron para su elaboración.

A pesar de todo, su utilidad estriba en que suelen servir para caracterizaciones locales y estimaciones de potenciales generales y, dado que se trata de ajustes estadísticos, a pesar de su simplicidad, suelen reproducir de forma bastante exacta las observaciones experimentales.

A este tipo de modelos pertenecen los modelos de Bliss (1961), Clark y Allen (1978), Clark (1981), Berdahl y Fromberg (1982), Martin y Berdahl (1984), Berger (1984) y Alados-Arboledas (1987).

#### **Modelos semiempíricos o de regresión restringidos:**

Utilizan una ecuación básica obtenida a partir de determinada representación física de la atmósfera y calculan los parámetros necesarios por ajuste de datos experimentales. Pueden también no estar basados en una ecuación física y formularse mediante una expresión a la que se le imponen una serie de limitaciones como qué variables son las que deben incluir, restricciones en la relación funcional para evitar casos extremos (p.e. emisividades superiores a la unidad), etc. El problema de estos modelos es que si la representación seleccionada es excesivamente simplificada aparecerán dificultades en el ajuste o los parámetros obtenidos no resultaran coherentes con el significado físico propuesto.

Ejemplos de estos modelos son, en una versión elemental, los modelos de Armstrong (1918) y Brunt (1932), el de Swinbank (1963), el de Czeplak y Kasten (1987) o, con un fundamento más completo, los modelos denominados de tipo Idso (Idso y Jackson, 1969; Idso, 1981a; Idso, 1981b; Idso, 1983)

En cualquier caso, todo modelo planteado, para resultar completo, deberá abordar los siguientes aspectos, claramente referenciados en todas las experiencias previas y que, de forma general, se confirman en la caracterización de la base de datos utilizada en este trabajo de investigación:

- Necesidad de contar con un índice del contenido de vapor de agua atmosférico por ser esta la magnitud de mayor relevancia en el proceso. Otras variables como la temperatura a nivel de superficie podrían ser válidas pero esto estará condicionado, por un lado, al empleo o no como variable a estimar de la irradiancia  $\phi_{\downarrow 0}$  o de la emisividad equivalente  $\epsilon_0$  y, por el otro, al grado de dependencia entre ambas magnitudes.
- Asunción y explicación del efecto día / noche, claramente relacionado con la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera. En general, se observa un mejor comportamiento de los modelos cuando se comparan sus predicciones con observaciones nocturnas que cuando se comparan con observaciones diurnas. Este hecho puede deberse bien a que los datos empleados en su generación (en el caso de los modelos empíricos) tengan algún sesgo por haberse tomado exclusivamente por la noche (cosa bastante habitual, especialmente en los modelos tradicionales) o por asumir la misma distribución vertical de temperaturas para la noche que para el día.
- Cuantificación de efectos particulares por la aparición de situaciones climatológicas específicas (mayor contenido de aerosoles y polvo, efecto de la altitud de la estación, características dinámicas,...)

Por último, decir que aunque tradicionalmente la modelización en situaciones de cielo despejado se ha establecido para la irradiancia o emisividad equivalente total, también existen modelos de tipo espectral (Das e Iqbal, 1982; Berger, 1988; Danook, 1993) de gran



interés en el estudio de las superficies con características espectrales selectivas y sus aplicaciones tecnológicas (Nilsson, 1996; Tazawa y Tanemura, 1996).

## 5.2. MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA PARA SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO

En este apartado se describen de forma elemental aquellos modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica considerados más relevantes de acuerdo a las fuentes consultadas. En esta descripción se ha utilizado la clasificación propuesta en el apartado anterior. Otros modelos utilizados en este trabajo de investigación basados en los aquí descritos se puede encontrar en el Apéndice 4.

La validación experimental de los mismos, así como la introducción de términos correctivos que sirvan para incrementar su capacidad predictiva, ambos aspectos favorecidos por la disponibilidad de una base datos experimental específica, se hará en apartados posteriores.

### 5.2.1 Modelos de tipo físico

Dentro de este tipo de modelos debemos distinguir entre modelos analíticos, generalmente basados una integración directa de la ecuación de la ecuación de flujo incidente mediante la aproximación de emisividad de capa (ecuación 2.16):

$$\phi \downarrow (z) = \int_0^{\infty} \int_z^{\infty} \pi B_{\lambda}(z') \frac{d\tau_{\lambda}^c}{dz'}(z, z') dz' d\lambda$$

utilizando cierta expresión de la emisividad de capa en función del espesor óptico o, modelos numéricos, en los que la solución de dicha ecuación se plantea mediante expresiones de tipo discreto.

El primero de los modelos propuestos es el de Brutsaert (1975) que realiza la integración considerando determinados perfiles estándar de presión, temperatura y contenido de vapor de agua. En cuanto a las emisividad de capa utiliza datos publicados por Yamamoto (1952) y Kondatryev (1969) para elaborar una fórmula simplificada de emisividad propia en función del camino óptico

$$\varepsilon_c = Au^m \quad \text{Ec. 5. 1}$$

El resultado de la integración conduce a la siguiente expresión:

$$\varepsilon = mA \left( \frac{0.622e_0}{R_a T_0} \right)^m B \left( \frac{K_1}{K_2}, m \right) \quad \text{Ec. 5. 2}$$

en la que la dependencia con la estructura vertical de la atmósfera se manifiesta en los valores:

$$K_1 = (4\gamma/T_0) + K_2 \quad \text{Ec. 5. 3}$$

$$K_2 = k_v + 0.065 \quad \text{Ec. 5. 4}$$

donde  $\gamma$  es el gradiente geométrico de temperatura definido anteriormente y  $k_v$  es el inverso de la altura de escala de la densidad de vapor de agua (Ecuaciones 2.21 y 2.23, respectivamente).

La función  $B(z, w)$  es la denominada función beta (Abramowitz y Stegun, 1972; Press *et al*, 1992) cuya definición es:

$$B(z, w) = \int_0^1 t^{z-1} (1-t)^{w-1} dt \quad \text{Ec. 5. 5}$$

Los valores propuestos de los parámetros a introducir en la ecuación 5.2 son  $m=1/7$ ,  $A=0.25$ ,  $\gamma= 6.5 \text{ }^\circ \text{ km}^{-1}$ ,  $k_v=0.45 \text{ km}^{-1}$ ,  $T_0= 288 \text{ K}$  y la sustitución de todos ellos conduce a la expresión final:

$$\varepsilon_0 = 1.24(e_0/T_0)^{1/7} \quad \text{Ec. 5. 6}$$

Por otro lado, Alados-Arboledas (1987) realiza también una integración de ecuación de flujo incidente resultante tras la simplificación de emisividad de capa y considera determinados perfiles de temperatura, presión y contenido de vapor con un tratamiento de las propiedades radiativas de los gases considerados más completo y detallado. Se consigue así la distinción entre la contribución del vapor de agua y del CO<sub>2</sub> así como la consideración del solapamiento en las bandas de emisión comunes. En concreto, la emisividad de capa se obtiene a partir de Staley y Jurica (1972) después de un ajuste de los datos proporcionados por estos autores y de la constatación gracias a los mismos de la débil dependencia de la emisividad con la temperatura en el rango considerado. La emisión correspondiente al CO<sub>2</sub> se deduce de la emisión del cuerpo negro en la región de 13 a 17 μm y, por último, el solapamiento en la región de emisión común de ambos gases se consigue eliminando de la suma de las emisividades totales obtenidas para el vapor de agua y el CO<sub>2</sub> la contribución espectral del vapor de agua en una banda centrada en 15 μm de acuerdo a los valores propuestos por Kondratyev (1969) y Bliss (1961). El resultado final de la integración conduce a las siguientes expresiones:

Contribución del vapor de agua:

$$\varepsilon_0(\text{H}_2\text{O}) = 0.16(\rho_{v0}/K'_2)^{0.233} B((K'_1/K'_2), 0.233) \quad \text{Ec. 5. 7}$$

Contribución del CO<sub>2</sub>:

$$\varepsilon_0(\text{CO}_2) = -0.027 + 0.182 \cdot 10^{-2} T - 0.371 \cdot 10^{-5} T^2 \quad \text{Ec. 5. 8}$$

Contribución por solapamiento de bandas de vapor de agua y CO<sub>2</sub>:

$$\varepsilon'(\text{H}_2\text{O}) = 0.185 [1 - \exp(-1.078 \cdot f(e_0, \gamma, T_0))] \quad \text{Ec. 5. 9}$$

con

$$f(e_0, \gamma, T_0) = e_0 / (1.85 + 157.5(\gamma/T_0) - 0.029\gamma) \quad \text{Ec. 5. 10}$$

En este caso, la dependencia con la estructura vertical está incluida en los parámetros:

$$K'_1 = K'_2 + (4\gamma/T_0) \quad \text{Ec. 5. 11}$$

$$K'_2 = (0.85/H) + (1/H_v) - \gamma/T_0 \quad \text{Ec. 5. 12}$$

Como aportación adicional de este modelo cabe mencionar que la expresión final propuesta después de realizar la sustitución de los parámetros propuestos incluye explícitamente el gradiente geométrico de temperaturas permitiendo que el análisis de la sensibilidad con relación a éste parámetro se realice de forma más inmediata que en los modelos anteriores.

$$\varepsilon(\text{H}_2\text{O}) = 0.608 [e_0 / (1.85 + 157.5(\gamma/T_0) - 0.029\gamma)]^{0.233} \gamma^{-0.015} \quad \text{Ec. 5. 13}$$

Ambas formulaciones permiten ajustes posteriores como los propuestos por Culf (Culf y Gash, 1993) y Konzelman (Konzelman *et al.*, 1994) que mejoran su capacidad predictiva en condiciones distintas de las inicialmente propuestas. Lo anterior demuestra la posibilidad del empleo de los propios modelos físicos como base para ajustes posteriores de acuerdo los datos experimentales obtenidos.

Prata (1996) elabora una nueva fórmula para determinar la emisividad de capa a introducir en la integral básica ya utilizada en los modelos mencionados anteriormente. Basándose en las formulaciones de los modelos de absorción por bandas de los gases constituyentes individuales (Goody y Yung, 1989) estima que una expresión razonable para la emisividad en todo el espectro puede ser:

$$\varepsilon_0 = 1 - \exp(-\beta u) \quad \text{Ec. 5. 14}$$

Hay que decir que Prata también deduce que este tipo de expresión presenta la limitación de que produce valores próximos a 0 de la emisividad cuando  $u$  (contenido de

agua precipitable) tiende a 0, (recordemos que el modelo de Brutsaert también presenta ese problema,  $\epsilon_c = Au^m$ ), y que esto no concuerda con la existencia de una contribución efectiva de los otros gases atmosféricos que participan en el proceso de emisión distintos del vapor de agua.

Además, considera que la expresión propuesta finalmente, debe contener una dependencia explícita con la presión parcial de vapor de agua puesto que la emisión en la región de la ventana atmosférica depende fuertemente de la misma.

El modelo finalmente propuesto es el siguiente:

$$\epsilon_0 = 1 - (1 + u) \exp(-(a_1 + a_2 u)^m) \quad \text{Ec. 5. 15}$$

Que tiene las siguientes ventajas:

- Si  $u \rightarrow 0$ ,  $\epsilon \rightarrow 1 - \exp(-a_1^m)$
- Como puede llegarse a la conclusión que  $u \propto e$  el modelo representaría adecuadamente la dependencia de la absorción en la ventana atmosférica con la tensión de vapor
- $\epsilon \rightarrow 1$  para caminos ópticos elevados, manteniendo la limitación de no superar la emisividad del cuerpo negro a la misma temperatura.

A partir de la fórmula propuesta ajusta los datos experimentales presentados en Robinson (1947, 1950), que también empleó Brutsaert cuando dedujo que valor  $\epsilon_c$  en función de  $u$ , llegando a los siguientes parámetros:  $a_1 = 1.2$ ,  $a_2 = 3.0$  y  $m = 1/2$

El paso siguiente es la integración directa de la expresión de acuerdo a la aproximación de emisividad de capa, cosa que se puede abordar analíticamente mediante la función  $B$  o numéricamente. Sin embargo, Prata con el fin de simplificar el análisis, y sobre todo, obtener una expresión funcional manejable a la vez que suficientemente exacta

propone la obtención de la emisividad total por la sustitución del contenido de vapor de agua precipitable en la formulación de emisividad de capa por su valor en función de variables relacionadas tanto con información de superficie, en este caso  $e_0$  y  $T_0$ , como con parámetros dependientes de la estructura vertical de la atmósfera, en concreto  $k_v$  y  $\gamma$ . La expresión resultante después de esta aproximación es:

$$\varepsilon_0 = 1 - (1 + \xi) \exp(-(1.2 + 3.0 \cdot \xi)^{1/2}) \quad \text{Ec. 5. 16}$$

donde

$$\xi = (M_a / Rk\psi)(e_0 / T_0) \quad \text{Ec. 5. 17}$$

siendo

$$k = k_a + \gamma / T_0 \quad \text{Ec. 5. 18}$$

$$\psi = 1 + \left( \frac{e}{P} \right) \frac{M_w}{M_a} \quad \text{Ec. 5. 19}$$

La sustitución en las expresiones anteriores de los valores típicos de los distintos parámetros propuestos conduce finalmente a:

$$\xi = 46.5 \cdot (e_0 / T_0) \quad \text{Ec. 5. 20}$$

En cuanto a los modelos numéricos, Ramsey (Ramsey *et al.*, 1982) ha utilizado la solución de la ecuación de transferencia radiativa entre capas semi-infinitas plano-paralelas uniformes propuesta por Sparrow y Cess (1978) para obtener una expresión que permite estimar la irradiancia térmica a nivel de superficie a partir de datos de la estructura vertical de la atmósfera. Esta expresión se formula de la siguiente manera:

$$L\downarrow = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n 2e_{b\lambda_j}(T_i, \lambda_j) \left[ E_3(\sum_k \tau_{i,\Delta\lambda_j,k}) - E_3(\sum_k \tau_{i+1,\Delta\lambda_j,k}) \right] \quad \text{Ec. 5. 21}$$

El subíndice  $i$  representa las diferentes capas consideradas y el subíndice  $k$  los diferentes componentes atmosféricos constituyentes. El número de intervalos espectrales para la integración está representado por el subíndice  $j$ . En ésta solución se asume que el coeficiente de atenuación  $k_{\lambda_j}$  es constante para el intervalo representado por  $\Delta\lambda_j = (\lambda_j - \Delta\lambda_j/2, \lambda_j + \Delta\lambda_j/2)$ .

$E_r$  es la función integral exponencial (Abramowitz y Stegun, 1972; Press *et al.*, 1992) cuyo valor es:

$$E_r(z) = \int_1^{\infty} \frac{e^{-zt}}{t^r} dt \quad \text{Ec. 5. 22}$$

El efecto de la presión y la densidad de cada capa y componente se incluye de forma separada al coeficiente de atenuación mediante la expresión:

$$\tau_{\Delta\lambda_j} = k_{\Delta\lambda_j} \int_0^z \left( \frac{P}{P_0} \right)^n \rho dz \quad \text{Ec. 5. 23}$$

El valor de  $n$  ha de determinarse experimentalmente y en la generación de éste modelo se han utilizado los valores recomendados por MaClatchey *et al.* (1972), esto es  $n=0.9$  para el vapor de agua y  $n=0.4$  para el ozono.

Por último, se han considerado un total de  $m=105$  bandas espectrales para el vapor de agua y el  $\text{CO}_2$  comprendidas entre 5 y 43  $\mu\text{m}$  (el  $\text{CO}_2$  tiene su emisión máxima centrada en lo 15  $\mu\text{m}$  y su efecto se considera conjuntamente con el vapor de agua) y 5 bandas entre 9.17 y 9.54  $\mu\text{m}$  para el ozono (fuera de los extremos de este intervalo se ha considerado la atmósfera como un emisor perfecto debido al vapor de agua).

Los valores correspondientes de  $k_{\Delta\lambda_j}$  correspondientes al ozono y al vapor de agua y el  $\text{CO}_2$  son los incluidos en la tablas 5.1 y 5.2 respectivamente:

**Tabla 5.1:** Valores de los coeficientes espectrales del modelo de Ramsey (Ramsey et al., 1982) correspondientes al ozono.

$\lambda$	$\Delta\lambda$	$k_{\Delta\lambda}$
9.17	0.19	35
9.29	0.06	120
9.36	0.08	260
9.44	0.08	420
9.54	0.13	400
9.68	0.13	330
9.8	0.12	200
9.9	0.09	110
10	0.09	40
10.09	0.09	7

**Tabla 5.2:** Valores de los coeficientes espectrales del modelo de Ramsey (Ramsey et al., 1982) correspondientes al vapor de agua y al CO<sub>2</sub>.

$\lambda$	$\Delta\lambda$	$k_{\Delta\lambda}$	$\lambda$	$\Delta\lambda$	$k_{\Delta\lambda}$	$\lambda$	$\Delta\lambda$	$k_{\Delta\lambda}$
5.25	0.5	4	13.31	0.16	0.015	24.47	0.12	0.05
6	1	20	13.47	0.16	0.4	24.59	0.12	0.1
6.75	0.5	15	13.67	0.25	0.8	24.71	0.12	0.2
7.06	0.13	0.75	13.9	0.2	0.9	24.83	0.12	0.3
7.14	0.025	1	14.5	1	20	25.45	1.12	2.5
7.22	0.13	0.55	15.5	1	20	26.28	0.52	0.5
7.36	0.15	0.3	16.17	0.34	0.8	26.79	0.52	0.8
7.56	0.255	0.5	16.5	0.33	0.9	27.18	0.27	2.5
7.8	0.21	0.4	17.17	1	0.4	27.52	0.4	0.3
7.95	0.1	0.08	17.71	0.09	0.3	27.86	0.28	2.5
8.08	0.16	0.015	17.8	0.09	0.15	28.5	1	11
8.22	0.13	0.01	17.93	0.17	0.1	29.5	1	12
8.46	0.35	0.015	18.06	0.09	0.15	30.5	1	15
8.7	0.13	0.008	18.29	0.36	0.3	31.5	1	15
8.92	0.3	0.007	18.56	0.18	0.15	32.5	1	15
9.17	0.19	0.006	18.79	0.28	0.1	33.5	1	16
9.29	0.06	0.006	18.97	0.08	0.15	34.5	1	9
9.36	0.08	0.006	19.06	0.1	0.2	35.5	1	20
9.44	0.08	0.006	19.47	0.72	0.3	36.5	1	20
9.54	0.13	0.006	19.9	0.14	0.4	37.5	1	20
9.68	0.13	0.006	20.02	0.1	0.3	38.02	0.1	0.9
9.8	0.12	0.006	20.07	0.2	0.25	38.2	0.19	0.5
9.9	0.09	0.006	20.32	0.1	0.15	38.48	0.38	0.3
10	0.09	0.006	20.42	0.1	0.15	38.86	0.38	0.5
10.09	0.09	0.006	20.62	0.3	0.25	39.15	0.2	1
10.24	0.22	0.006	20.92	0.3	0.15	39.38	0.25	20
10.49	0.28	0.006	21.44	0.73	0.65	40	1	20
10.74	0.22	0.005	22	0.4	1.2	40.85	0.71	20
11.05	0.4	0.005	22.3	0.2	0.3	41.31	0.2	1.1
11.44	0.38	0.006	22.7	0.6	0.65	41.51	0.2	0.6
11.95	0.65	0.015	23.3	0.6	0.3	41.72	0.21	0.35
12.37	0.18	0.03	23.83	0.46	2.5	42	0.41	0.1
12.55	0.18	0.065	24.11	0.11	0.8	42.34	0.21	0.15
12.84	0.39	0.05	24.23	0.12	0.2	42.54	0.21	0.5
13.13	0.2	0.08	24.35	0.12	0.1	42.83	0.35	0.9



Aunque la formulación de este modelo es más compleja que la de los modelos de tipo analítico, sin embargo presenta dos ventajas principales:

- Los perfiles verticales de temperatura y densidad de vapor se pueden introducir de forma directa, capa a capa,  $T_i=T(z_i)$  y  $\rho_i=\rho(z_i)$ , sin necesidad utilizar expresiones indirectas con la consiguiente pérdida de información, y especialmente, por la posibilidad de introducir de una distribución que incluya la existencia de una inversión térmica.
- Si no se realiza la integración espectral representada por la sumatoria de acuerdo al subíndice  $j$ , tendremos información de la irradiancia para cada uno de los intervalos de longitud de onda, con lo que conseguiríamos un modelo de tipo espectral.

Es precisamente la posibilidad ofrecida en primer lugar la que ha permitido realizar un análisis de la posible influencia de la altura de escala del vapor y de la inversión térmica en el perfil diario de emisividades equivalentes realizado en el siguiente apartado.

### 5.2.2 Modelos semiempíricos

Las fórmulas propuestas para la estimación de la emisividad equivalente del cielo por Angström (1924) y Brunt (1932) son expresiones clásicas que ofrecen la posibilidad de obtención de valores empíricos de los parámetros incluidos en las misma de forma inmediata dada su simplicidad formal:

$$\varepsilon_0 = a - b \cdot \exp(-ce) \approx \alpha - \beta 10^{-\gamma u} \quad \text{Ec. 5. 24}$$

$$\varepsilon_0 = a' + b' e^{1/2} \quad \text{Ec. 5. 25}$$

La razón aducida para utilizar la relación funcional propuesta en primer lugar, es su analogía con la expresión de la transmisividad, en este caso en el espectro infrarrojo, de la atmósfera asumiendo un comportamiento equivalente al representado por la ley de Beer-

Bouger-Lambert y considerando ce el espesor óptico medio de la atmósfera (Berdahl y Fromberg, 1982).

La segunda relación se formula en la manera propuesta asumiendo la existencia de cierta similitud entre el transporte de calor por conducción y el transporte de calor por radiación (para flujo no estacionario, el transporte de calor por conducción es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la conductividad térmica del medio).

En algunas de las referencias bibliográficas incluidas (Kondratyev, 1969; Houghton, 1985; Heitor *et al.*, 1991) pueden encontrarse multitud de conjuntos de valores de los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$  y  $a'$  y  $b'$ , respectivamente, obtenidos del análisis de diferentes fuentes de datos. En general, la fórmula de Brunt es más habitual por la simplicidad del uso y la necesidad de estimación de dos parámetros en lugar de tres.

Satterlund, (1979), de acuerdo al objetivo de obtener una expresión que a) no produzca valores de emisividad superiores a la unidad en condiciones extremas de humedad y temperatura, b) incluya una dependencia con la humedad y temperatura y c) no produzca valores inferiores a la emisividad aceptada del  $\text{CO}_2$  para valores bajos de contenido de vapor de agua atmosférico, propone la utilización de una relación en la forma:

$$\varepsilon_0 = 1 - \exp(-x) \quad \text{Ec. 5. 26}$$

Aplicando las restricciones impuestas y tras el ajuste de los parámetros empíricos asumidos, propone la siguiente expresión final:

$$\varepsilon_0 = 1 - \exp(-e_0^{T_a/2016}) \quad \text{Ec. 5. 27}$$

Con un conjunto de medidas nocturnas, Idso (1983a), realiza una serie de ajustes empíricos con algunas consideraciones adicionales con el objetivo de demostrar la hipótesis de la emisión en la ventana 8-14  $\mu\text{m}$  por la presencia de dímeros moleculares de vapor de agua. La relación finalmente propuesta es:

$$\varepsilon_0 = 0.700 + 5.95 \times 10^{-5} e_0 \exp(1500/T_0) \quad \text{Ec. 5. 28}$$

Lo verdaderamente interesante de esta expresión es la posibilidad apuntada por su autor de interpretar el término independiente de la misma como representativo de componentes atmosféricos influyentes distintos del vapor de agua. En concreto, el conjunto de datos original correspondía a un entorno desértico con gran contenido de polvo en suspensión. El propio Idso propone en otros trabajos (Idso, 1981a; Idso, 1983) la modificación de los valores de este término independiente en función de la mayor o menor concentración de polvo o aerosoles puesto que estos son los elementos con mayor relevancia en la ventana atmosférica.

Entre este grupo de modelos pueden incluirse también los modelos propuestos por Swinbank (1963) y por Czeplak (Czeplak y Kasten, 1987) que postulan una dependencia de la irradiancia térmica con la sexta potencia de la temperatura absoluta del ambiente. En concreto las ecuaciones propuestas por cada autor son las expresiones 5.29 y 5.30 respectivamente:

$$\phi_{\downarrow 0} = 5.31 \times 10^{-13} T_0^6 \quad \text{Ec. 5. 29}$$

$$\phi_{\downarrow 0} = 5.61 \times 10^{-13} T_0^6 \quad \text{Ec. 5. 30}$$

### 5.2.3 Modelos de regresión

En general, la mayoría de los modelos de regresión utilizan como variable explicativa la temperatura de punto de rocío, que, de acuerdo a las conclusiones obtenidas de la caracterización realizada en el capítulo anterior, es una variable bastante adecuada por ser un índice del contenido de vapor de agua en las primeras capas de la atmósfera.

Como se ha adelantado, el principal problema de los modelos de regresión es su insuficiencia si el conjunto de datos utilizado en su generación es excesivamente restringido.

Sin embargo, desde un punto de vista inverso, aplicados a condiciones locales producen resultados excelentes, mejores incluso que otro tipo de modelos con una fundamentación física más rigurosa.

Una de las primeras expresiones de este tipo es la propuesta por Bliss (1961):

$$\varepsilon_0 = 0.8004 + 0.00396 t_d \quad \text{Ec. 5. 31}$$

Entre las expresiones más utilizadas está la de Berdahl (Berdahl y Fromberg, 1982) que proponen una distinción entre estimaciones de datos nocturnos y estimaciones de datos diurnos por la utilización de dos correlaciones diferentes:

$$\varepsilon_{0(\text{noche})} = 0.741 + 0.0062 t_d \quad \text{Ec. 5. 32}$$

$$\varepsilon_{0(\text{día})} = 0.727 + 0.0060 t_d \quad \text{Ec. 5. 33}$$

Posteriormente Martin (Martin y Berdahl, 1984) proponen una nueva correlación, en este caso diaria, con la utilización de la temperatura de punto de rocío media mensual:

$$\varepsilon_0 = 0.711 + 0.56 (t_d/100) + 0.73(t_d/100)^2 \quad \text{Ec. 5. 34}$$

La emisividad horaria se obtiene a partir de la expresión anterior sin más que incluir un término que se estudiará con más detalle en el apartado de los procedimientos de corrección del efecto día noche.

Clark y Allen (1981) han propuesto también una expresión única para todo el día:

$$\varepsilon_0 = 0.787 + 0.764 \ln(T_d / 273) \quad \text{Ec. 5. 35}$$

y posteriormente Clark (1981) propone una nueva correlación de tipo lineal.

$$\varepsilon_0 = 0.787 + 0.0028 t_d \quad \text{Ec. 5. 36}$$

Entre los modelos de regresión explícitamente locales se pueden citar los de Berger (1984) para Carpentrans:

$$\varepsilon_{0(\text{noche})} = 0.770 + 0.0038 t_d \quad \text{Ec. 5. 37}$$

$$\varepsilon_{0(\text{día})} = 0.752 + 0.0048 t_d \quad \text{Ec. 5. 38}$$

y el de Alados-Arboledas (1987) que propone la siguientes expresiones para Granada:

$$\varepsilon_{0(\text{noche})} = 0.707 + 0.0039 t_d \quad \text{Ec. 5. 39}$$

$$\varepsilon_{0(\text{día})} = 0.663 + 0.0038 t_d \quad \text{Ec. 5. 40}$$

### **5.3. VALIDACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO**

Se hace necesaria una validación experimental de las estimaciones de la irradiancia térmica atmosférica realizadas por los diferentes modelos analizados para alcanzar los siguientes objetivos:

- Establecer su capacidad predictiva para las condiciones representadas por las variables de entrada incluidas en la base de datos disponible.
- Evaluar, a partir de las diferencias entre estimaciones y observaciones, si las hipótesis asumidas en la elaboración de los modelos son aplicables o no y, por lo tanto, acotar la validez de las mismas, así como establecer las modificaciones necesarias aplicables para nuestras condiciones.

Estas hipótesis, de acuerdo a los aspectos particulares de la irradiancia térmica atmosférica mencionados anteriormente, estarán relacionadas con la existencia de determinada estructura vertical de la atmósfera y con la presencia de componentes influyentes distintos del vapor de agua.

### 5.3.1 Esquema general de la validación experimental

La validación experimental realizada se ha basado en los siguientes criterios generales:

- a) El análisis se ha establecido en base a la existencia de aproximadamente 2500 observaciones diurnas y 3900 observaciones nocturnas de irradiancia térmica atmosférica con indicación de ausencia total de nubes ( $n^{\circ}$  octas totales en información SYNOP igual a 0). Los rangos de variabilidad de la mismas y de las variables de entrada a los modelos han sido los siguientes:

	media	desv. est.	mínimo	máximo
Observaciones diurnas:				
Irradiancia Térmica( $Wm^{-2}$ ):	333.3	30.6	235.7	413.5
Temperatura ambiente ( $^{\circ}C$ ):	23.3	5.0	5.2	36.4
Tensión de vapor (hPa):	18.3	5.7	2.8	31.2
Temperatura de rocío ( $^{\circ}C$ ):	15.3	5.3	-10.2	24.6
Observaciones nocturnas:				
Irradiancia Térmica( $Wm^{-2}$ ):	321.4	34.3	223.7	399.4
Temperatura ambiente ( $^{\circ}C$ ):	17.8	5.7	0.4	31.2
Tensión de vapor (hPa):	16.3	6.1	3.5	29.5
Temperatura de rocío ( $^{\circ}C$ ):	13.2	6.2	-7.2	23.7

- b) Los índices de comparación entre las estimaciones y las observaciones experimentales han sido los siguientes: la media de las diferencias estimaciones-observaciones y el error cuadrático medio expresados en las unidades adecuadas. También se ha calculado el porcentaje que suponen estos índices con relación a la

media general de las observaciones y se ha obtenido la razón media entre estimaciones y observaciones.

c) La realización de un análisis gráfico de la relación entre estimaciones y observaciones y su diferencia una relación ideal 1:1 para determinar la existencia de sub o sobreestimación sistemática y en qué rango de valores se produce. Dado el gran número de gráficas obtenido, se han incluido todas en un apéndice específico, recogiendo aquí los resultados del análisis de regresión lineal correspondiente.

d) Dado que es previsible un comportamiento distinto de los modelos cuando se trate de realizar estimaciones de valores nocturnos y estimaciones de valores diurnos, se ha realizado una validación separada para el día y para la noche.

### ***5.3.2 Aplicación de los modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica a la base de datos disponible***

Antes de abordar de forma pormenorizada los cálculos de los índices de comparación mencionados anteriormente, se ha llevado a cabo una aplicación directa de determinados modelos de estimación a las condiciones existentes en nuestra localización y dichas estimaciones se han superpuesto a las observaciones disponibles. El objetivo se trata de realizar una evaluación gráfica tanto de las diferencias entre las observaciones realizadas de emisividad equivalente y sus estimaciones indirectas como de las propias diferencias entre los modelos propuestos.

Se ha incluido adicionalmente uno de los modelos explícitamente locales mencionados en apartados anteriores para demostrar la posible influencia de aspectos específicos en la modelización. El modelo seleccionado en este caso es el propuesto para Granada por Alados-Arboledas (1987) por la proximidad entre las estaciones así como por el conocimiento detallado de las características meteorológicas existentes durante su generación.

Evidentemente, la evaluación comparativa por este procedimiento gráfico solo es posible para aquellos modelos con entradas equivalentes, por lo que los modelos utilizados en este análisis se han agrupado de la siguiente manera:

1. Modelos dependientes de la tensión de vapor (Figura 5.1):

Modelos de Brunt (1932) y Angstrom (1918) originales

Modelos de Brunt y Angstrom con coeficientes medios de acuerdo a recopilación realizada por Houghton (1985)

Modelo potencial para Granada (Alados-Arboledas, 1987)

2. Modelos dependientes de la temperatura de punto de rocío (Figura 5.2):

Modelo de Clark y Allen (1978)

Modelos de Berdahl y Fromberg (1982)

Modelo de Berdahl y Martin (1984)

Modelo polinómico para Granada (Alados-Arboledas, 1987)

3. Modelos tipo Idso con variación paramétrica de la temperatura (Figura 5.3)

4. Modelos analíticos en tensión de vapor y temperatura. (Figura 5.4)

Modelo de Brutsaert (1975)

Modelo de Prata (1996)

Hay que recordar también que, dada la fuerte dependencia con la temperatura ambiente de la irradiancia térmica atmosférica y que, originalmente, la gran mayoría de los modelos están planteados para la estimación de la emisividad equivalente, las comparaciones se ha realizado para esta última variable en lugar de para la propia irradiancia.



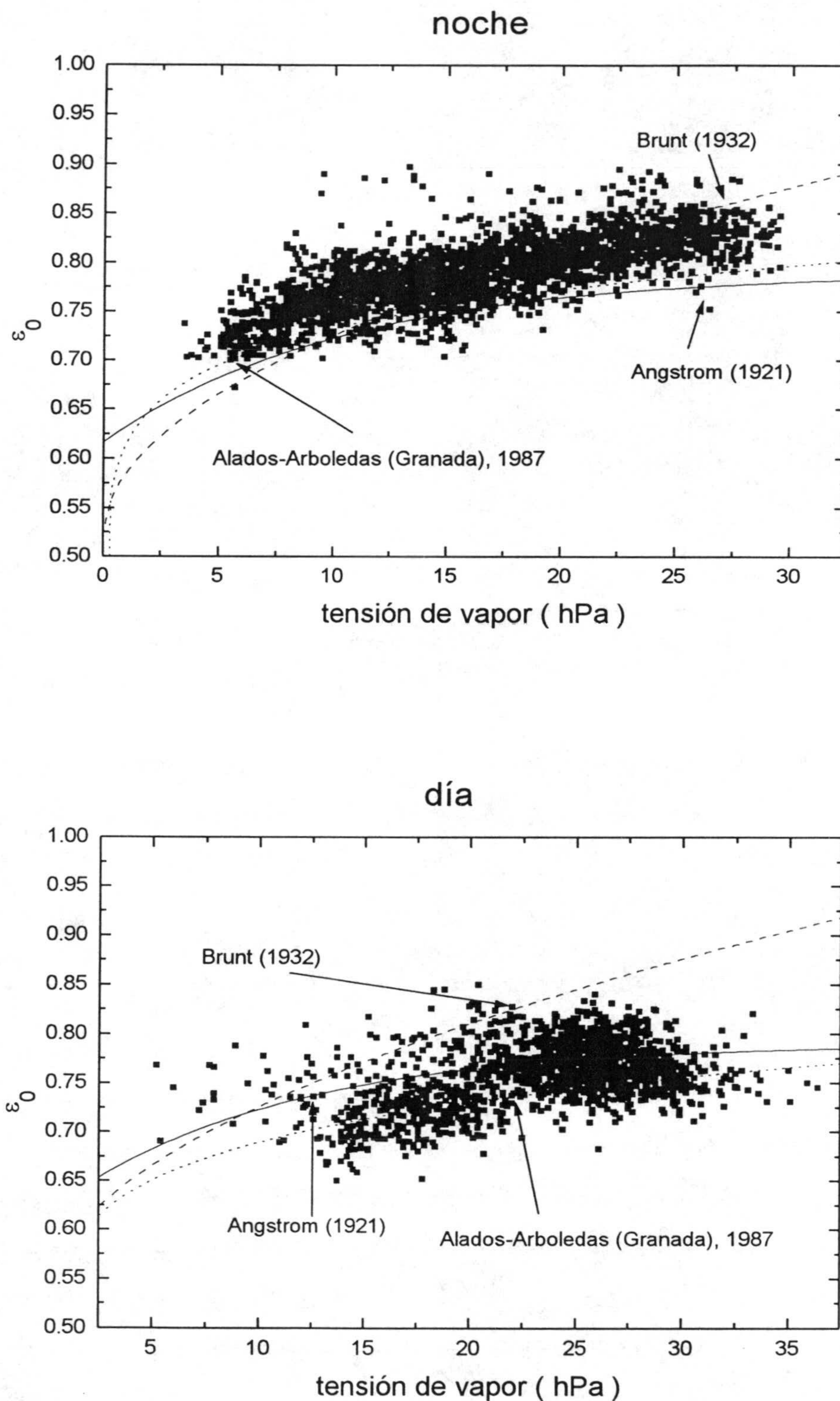
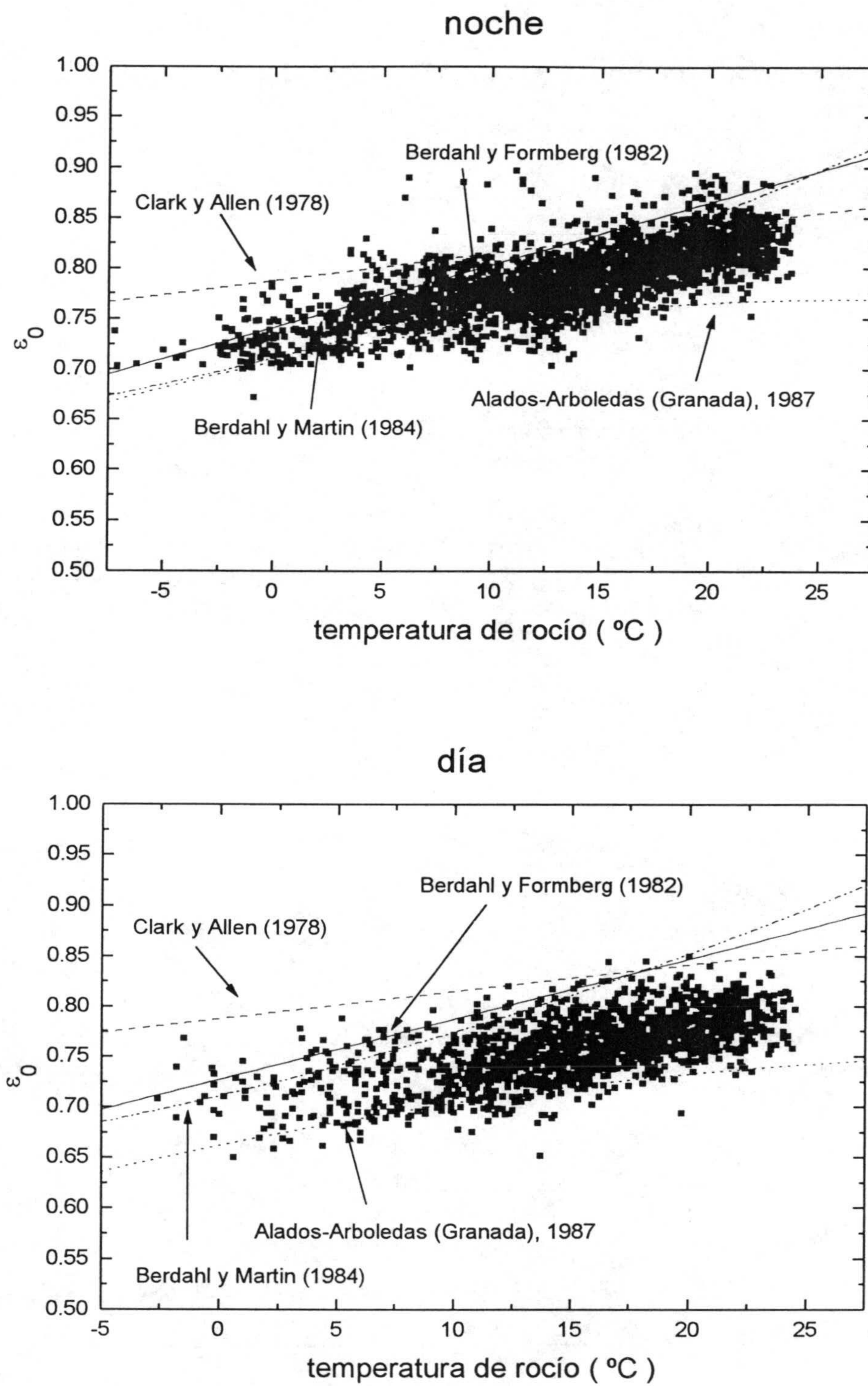


Figura 5.1: Comparación entre observaciones y estimaciones mediante modelos en tensión de vapor para cielo despejado



**Figura 5.2:** Comparación entre observaciones y estimaciones mediante modelos en temperatura de punto de rocío para cielo despejado

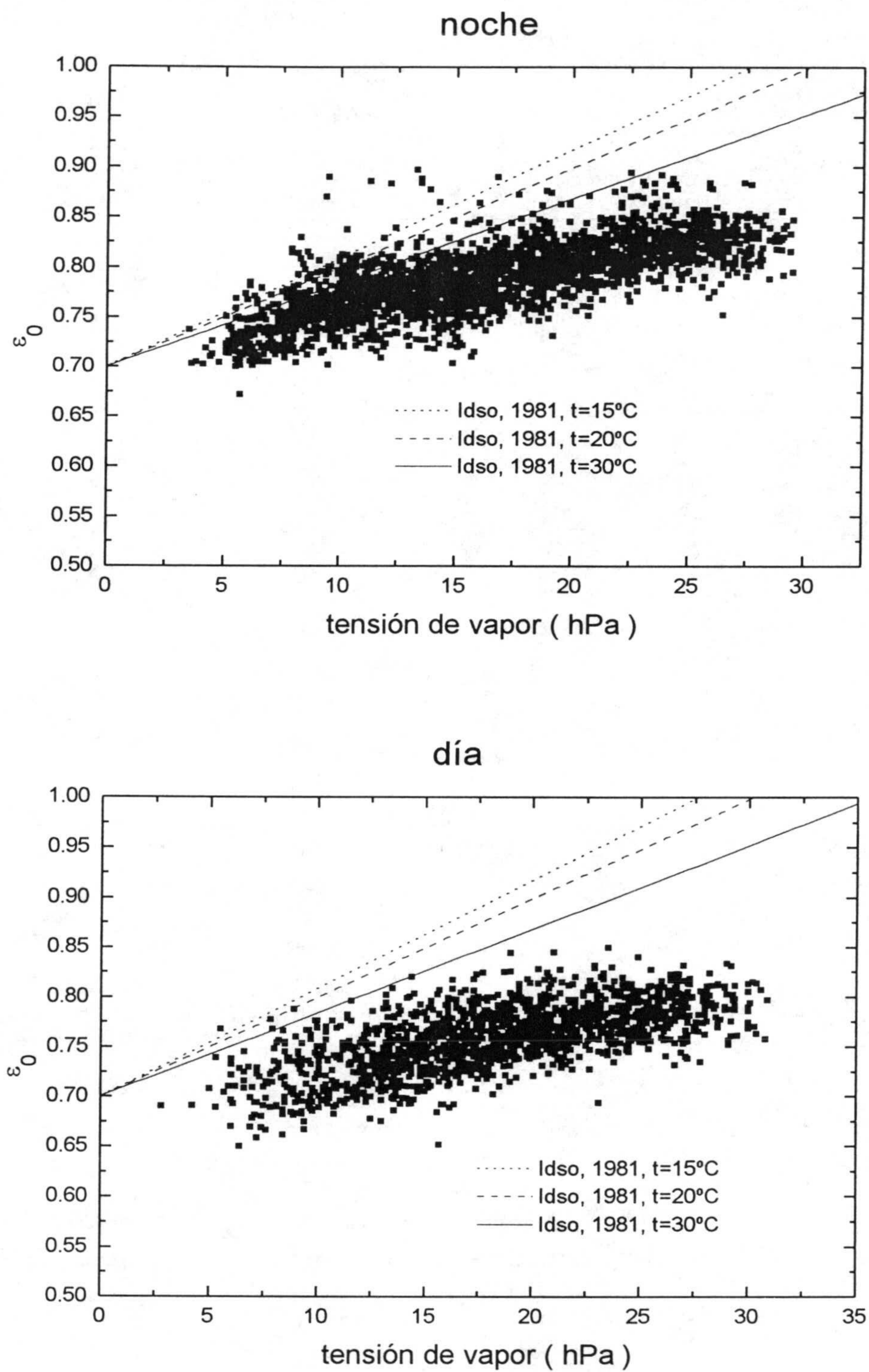
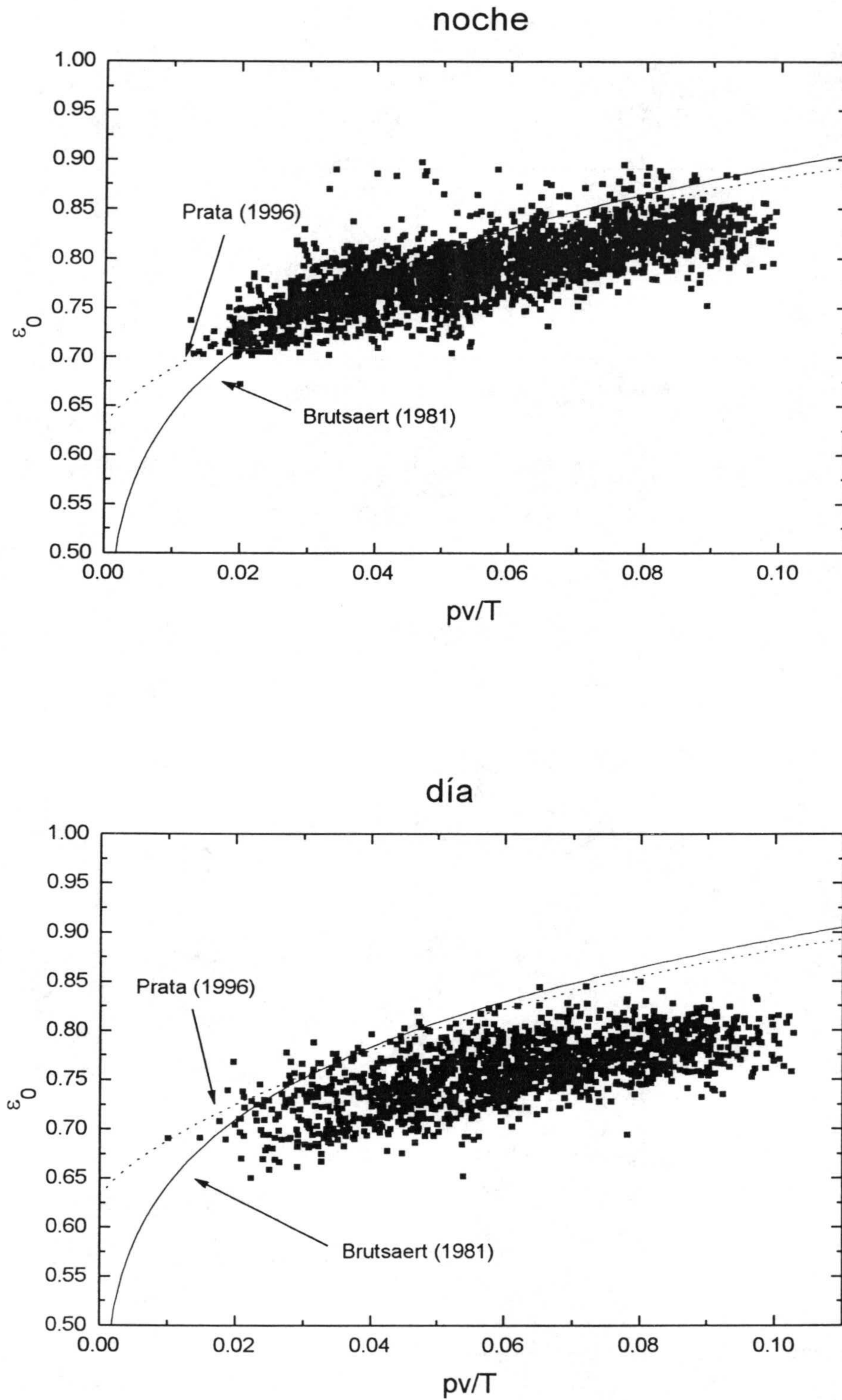


Figura 5.3: Comparación entre observaciones y estimaciones mediante modelos tipo Idso con variación paramétrica de  $T_a$  para cielo despejado



**Figura 5.4:** Comparación entre observaciones y estimaciones mediante modelos analíticos en tensión de vapor y temperatura para cielo despejado

Como consecuencia de este análisis gráfico elemental se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- En general, la mayoría de los modelos estudiados producen estimaciones indirectas más ajustadas a las observaciones cuando se aplican a las condiciones nocturnas, aunque no puede garantizarse que exista ninguno de ellos que lo haga para todo el rango de la base de datos analizada.

- En el caso de los modelos en temperatura de punto de rocío, existen diferencias bastante evidentes entre las propias estimaciones, cosa que, en el caso de los modelos analíticos (Brutsaert, 1975; Prata, 1996), por ejemplo, solo ocurre en las condiciones de baja tensión de vapor. Esto evidentemente puede relacionarse con el hecho de que los primeros se tratan de modelos de regresión que, a pesar de plantearse con cierta generalidad, mantienen influencia de las características locales de la base de datos que sirvió para su elaboración, y los segundos son modelos de tipo físico en los que, fuera de las condiciones límite, las hipótesis asumidas han sido las mismas.

- En el caso de los modelos de tipo Idso es previsible un mejor comportamiento si se admite cierta reducción de la ordenada en el origen de las curvas de estimación, coincidiendo con la propuesta realizada por el propio autor sobre la interpretación de mismo como índice del contenido local de componentes influyentes distintos del vapor de agua.

- Los modelos en tensión de vapor, a pesar de su simplicidad podrían producir buenas estimaciones siempre que se ajusten adecuadamente.

- Las estimaciones obtenidas de acuerdo a la utilización de un modelo explícitamente local elaborado para Granada (Alados-Arboledas, 1987) resultan inferiores a las observaciones de emisividad equivalente realizadas, tanto para modelos basados en tensión de vapor como en temperatura de punto de rocío. De acuerdo a la naturaleza del proceso podemos deducir que aunque las condiciones de inversión térmica puedan ser más evidentes en Granada donde la oscilación día noche es muy acusada, la limpieza en aerosoles de su cielo combinada con un menor grado de humedad, provoca valores

inferiores de emisividad. Lo anterior se comprueba de forma indirecta si comparamos el valor del término independiente propuesto de la expresión 5.28 (Idso, 1981a) para datos nocturnos en Granada, 0.609, (Alados-Arboledas, 1988) con el obtenido para Almería 0.618 (Tabla 5.8).

Estas conclusiones se ven completadas con la estimación numérica del comportamiento de los modelos incluida en el apartado siguiente.

### ***5.3.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos convencionales***

De acuerdo a la metodología general indicada en el apartado 5.5.1, se han seleccionado un conjunto de modelos para la estimación la irradiancia térmica atmosférica en cielos despejados y se ha realizado la comparación entre los valores observados de forma instrumental y los valores previstos por cada uno de los modelos considerados. El valor obtenido de los índices de comparación mencionados en dicho apartado se incluye en las tablas 5.3, 5.4 y 5.5.

Adicionalmente se han analizado algunos modelos más de los descritos en el apartado 5.2 como los modelos de Cole (1979), Unsworth y Montheith (1975), Llebot y Jorge (1984) e Idso-Jackson (1969), cuya formulación puede encontrarse en el Apéndice 4. Se han incluido también dos modelos medios, Brunt medio y Angstrom medio que en realidad son los propios modelos originales de ambos autores pero utilizando como valores de los coeficientes propuestos en su formulación (Ecuaciones 5.24 y 5.25), los valores medios de la recopilación mas extensa de valores estimados para para diferentes localizaciones (Houghton, 1985). También hay que decir que los resultados se han agrupado en las tablas de acuerdo a los tipos establecidos (físicos, semiempíricos y de regresión)

**Tabla 5.3:** Valores de la desviación media, razón media entre estimaciones y observaciones y error cuadrático medio correspondiente a los modelos convencionales de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielos despejados.

MODELO	desviación media $Wm^{-2}$		$\left( \frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}} \right)$		error cuadrático medio $Wm^{-2}$	
	día	noche	día	noche	día	noche
Brutsaert (1981)	30.3	11.1	1.091	1.033	33.3	16.5
Prata (1996)	30.2	11.9	1.091	1.036	32.6	15.9
Alados-Arboledas (1987)	14.8	-6.7	1.043	0.975	24.8	19.3
Satterlund (1979)	37.4	18.8	1.114	1.060	38.9	21.2
Brunt (1932)	15.9	-3.6	1.047	0.987	21.9	13.5
Brunt medio (1985)	-30.9	-44.5	0.908	0.861	32.8	45.4
Amgstron (1921)	-1.8	-16.7	0.996	0.949	10.7	19.3
Amgstron medio (1985)	-19.6	-34.6	0.942	0.891	22.5	35.9
Swimbank (1963)	28.8	2.5	1.087	1.008	32.4	14.2
Czeplak y Kasten (1987)	49.6	21.1	1.149	1.066	52.2	25.9
Cole (1979)	4.1	-11.4	1.015	0.967	13.3	17.2
Unsworth y Monteith (1975)	12.9	-8.7	1.040	0.974	18.1	15.4
Llebot y Jorge (1984)	2.4	-16.2	1.008	0.953	16.2	22.2
Idso-Jackson (1969)	31.7	4.8	1.095	1.015	35.3	14.9
Idso (1981a)	51.7	37.3	1.157	1.117	53.4	38.9
Idso (1981b)	48.8	31.7	1.147	1.097	51.6	34.8
Berdahl y Martin (1984)	25.2	5.7	1.076	1.016	28.8	13.4
Berdahl y Fromberg (1982)	26.4	14.6	1.080	1.045	29.0	18.2
Frank y Puntener (1987)	31.5	12.9	1.096	1.040	33.6	16.4
Clark (1981)	30.7	14.3	1.094	1.046	32.4	17.5

**Tabla 5.4:** Porcentaje de error representado por la desviación media y el error cuadrático medio de las estimaciones con relación a las observaciones de irradiancia térmica atmosférica en cielos despejados para los diferentes modelos considerados.

MODELO	desviación media (%)		error cuadrático medio (%)	
	día	noche	día	noche
Brutsaert (1981)	9.1	3.4	10.0	5.1
Prata (1996)	9.1	3.7	9.8	4.9
Alados-Arboledas (1987)	4.4	-2.1	7.4	6.0
Satterlund (1979)	11.2	5.9	11.7	6.6
Brunt (1932)	4.8	-1.1	6.6	4.2
Brunt medio (1985)	-9.3	-13.8	9.8	14.4
Amgstron (1921)	-0.5	-5.2	3.2	6.0
Amgstron medio (1985)	-5.9	-10.8	6.7	9.8
Swimbank (1963)	8.7	0.8	9.7	4.4
Czeplak y Kasten (1987)	14.9	6.6	15.6	6.6
Cole (1979)	1.2	-3.5	4.0	8.1
Unsworth y Monteith (1975)	3.9	-2.7	5.4	4.8
Llebot y Jorge (1984)	0.7	-5.0	4.9	6.9
Idso-Jackson (1969)	9.5	1.5	10.6	4.6
Idso (1981)	15.5	11.6	16.0	11.6
Idso (1983a)	14.6	9.8	15.5	10.8
Berdahl y Martin (1984)	7.6	1.8	8.6	4.2
Berdahl y Fromberg (1982)	7.9	4.5	8.7	5.7
Frank y Puntener (1987)	9.5	4.0	10.1	5.1
Clark (1981)	9.2	4.4	9.7	5.4



**Tabla 5.5:** Resultados del análisis gráfico observaciones-estimaciones mediante un ajuste lineal  $L\downarrow_{\text{mod}} = a + b L\downarrow_{\text{obs}}$  ( $L\downarrow_{\text{mod}}$ : irradiancia estimada por un modelo indirecto,  $L\downarrow_{\text{obs}}$ : irradiancia observada para las condiciones propuestas por el modelo)

MODELO	a ( $\text{Wm}^{-2}$ )		b (-)		r		error del ajuste ( $\text{Wm}^{-2}$ )	
	día	noche	día	noche	día	noche	día	noche
Brutsaert (1981)	42.9	54.1	0.80	0.80	0.924	0.963	11.7	9.2
Prata (1996)	22.8	34.3	0.85	0.86	0.931	0.964	11.2	9.1
Alados-Arboledas (1987)	105.8	34.3	0.65	0.86	0.897	0.964	13.5	9.1
Satterlund (1979)	-16.4	-16.4	0.94	0.94	0.941	0.941	10.4	10.4
Brunt (1932)	67.0	71.9	0.76	0.79	0.916	0.962	12.3	9.3
Brunt medio (1985)	21.0	31.6	1.03	1.05	0.933	0.964	11.0	9.1
Amgstron (1921)	-16.1	2.4	1.05	1.05	0.940	0.961	10.4	9.5
Amgstron medio (1985)	23.7	44.0	0.99	0.97	0.933	0.961	11.0	9.5
Swimbank (1963)	51.1	47.8	0.78	0.84	0.912	0.929	12.5	12.7
Czeplak y Kasten (1987)	51.1	47.8	0.74	0.80	0.912	0.929	12.5	12.7
Cole (1979)	-47.9	-28.5	1.13	1.13	0.916	0.932	12.3	12.4
Unsworth y Monteith (1975)	20.8	25.4	0.90	0.95	0.914	0.931	12.4	12.6
Llebot y Jorge (1984)	52.1	-46.1	0.84	1.20	0.868	0.910	15.2	14.2
Idso-Jackson (1969)	56.6	46.2	0.76	0.84	0.912	0.928	12.6	12.8
Idso (1981a)	-1.4	7.5	0.87	0.87	0.906	0.959	13.0	9.7
Idso (1981b)	52.4	54.1	0.74	0.76	0.892	0.957	13.8	10.0
Berdahl y Martin (1984)	49.6	57.6	0.79	0.81	0.924	0.964	11.7	9.2
Berdahl y Fromberg (1982)	21.8	36.9	0.87	0.85	0.934	0.964	10.9	9.1
Frank y Puntener (1987)	12.8	12.8	0.88	0.88	0.936	0.936	10.7	10.7
Clark (1981)	-42.7	-28.3	1.03	1.04	0.939	0.956	10.5	10.0

Como puede comprobarse a partir de los valores incluidos en las tablas 5.3, 5.4 y 5.5, las estimaciones indirectas de irradiancia térmica atmosférica presentan errores cuadráticos medios en torno a los  $\pm 30 \text{ Wm}^{-2}$  para estimaciones diurnas y  $\pm 15 \text{ Wm}^{-2}$  en estimaciones nocturnas para los modelos convencionales mayormente establecidos. Estos valores confirman lo mencionado en apartados anteriores acerca de la influencia ejercida por la existencia de estructuras verticales distintas durante el día y durante la noche y la influencia de sesgos relacionados con el hecho de que los datos utilizados en la generación de los modelos fueran datos nocturnos.

Con relación a lo anterior, se comprueba también que todos los modelos basados en variables de superficie, excepto el de Amgstrom (1914), sobreestiman el valor de la irradiancia calculada para situaciones diurnas, mientras que esta sobrestimación es menor o se convierte en subestimación para situaciones nocturnas, como establecieron Pissimanis y Noatarodiu (1981) de forma limitada para los modelos de Brunt (1932) e Idso y Jackson (1969) mediante una comparación entre resultados de dichos modelos y estimaciones con un modelo numérico con información de la estructura vertical de la atmósfera recogida en la ciudad de Atenas.

En el caso de los modelos en temperatura con mayor implantación (Olseth et al., 1994; Skartveit et al. 1996), el de Czeplak y Kasten (1987), y, en menor medida, el de Swinbank (1963), presentan un comportamiento menos adecuado, por lo podría decirse que el denominado efecto opacidad no es del todo aplicable a nuestras condiciones, siendo preferibles aquellas formulaciones que incluyan índices del contenido de vapor en lugar de exclusivamente la temperatura a nivel de garita.

En el caso del modelo físico de Alados-Arboledas (1987) puede comprobarse como en general, se reduce el error cuadrático medio en estimaciones diurnas y se incrementa el de estimaciones nocturnas. Los otros dos modelos de tipo físico, esto es, los modelos de Brutsaert (1975) y Prata (1996), presentan resultados prácticamente idénticos. Estos es así porque, como se observa en la figura 5.18 son bastante equivalentes, excepto en las condiciones de baja tensión de vapor, que son precisamente las menos numerosas en la base de datos analizada.

En este punto es curioso destacar como en este último caso, es decir el de los modelos de tipo físico con información sobre la estructura vertical, se siga cumpliendo un mejor comportamiento nocturno que diurno y más asumiendo que el valor de  $\gamma$  establecido en los mismo es de  $-6.5 \text{ Kkm}^{-1}$ . Esta cuestión, sin embargo, se puede explicar de forma inmediata mediante la influencia adicional de la altura de escala del propio vapor de agua, que se pondrá de manifiesto en análisis posteriores de incluidos en esta memoria.

Es evidente también un comportamiento inadecuado de los modelos de tipo Idso, confirmando, como también se había adelantado, la necesidad de corregir el término independiente incluido en los mismos de acuerdo a la naturaleza y concentración de polvo y aerosoles propios de cada localización.

Resulta también de interés destacar que los denominados modelo Amgstrom medio y Brunt medio, a pesar de usar un valor medio de la multitud de coeficientes establecidos, los resultados obtenidos no resultan, ni mucho menos, satisfactorios, resultando peores incluso que los modelos originales. Esto confirmaría la falta de idoneidad de la formulación planteada, especialmente el exponente utilizado en la tensión de vapor, esto es  $1/2$ , resultando mucho más adecuados exponentes en el orden de  $1/7$  como el propuesto por Brutsaert (1975).

Por obvias limitaciones en la base de datos, ha resultado imposible contrastar el comportamiento de los modelos de estimación para temperaturas por debajo de  $0^\circ\text{C}$ , situación en la que de acuerdo a la bibliografía consultada plantea grandes problemas (Satterlund, 1979; Aase e Idso, 1978).

#### 5.4. ASPECTOS ESPECÍFICOS DE LA MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO

En este apartado se estudian algunos aspectos específicos relacionados con la modelización de la irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo despejado, con el objetivo de explicar y cuantificar algunos resultados observados después del análisis estadístico realizado en el capítulo anterior así como de proporcionar procedimientos de mejora de los propios modelos planteados. En concreto los aspectos particulares que se analizan son:

- a) Influencia de las variaciones diarias de la estructura vertical de la atmósfera
- b) Procedimientos de corrección del efecto día/noche producido
- b) Ajustes de los modelos por efecto de componentes distintos del vapor de agua

Evidentemente, el primer apartado requerirá la utilización de modelos de tipo físico que incluya de manera explícita en su formulación entradas relacionadas con esta estructura vertical. En este caso, mediante un análisis paramétrico, que implique variaciones de dichas entradas, sería posible evaluar la respuesta producida en el modelo y la eventual relación de las observaciones experimentales con esta respuesta.

El segundo apartado está relacionado con el primero puesto que una de las consecuencias inmediatas de la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera es la observación de emisividades equivalentes nocturnas superiores a las emisividades diurnas. Si el modelo no tiene en cuenta este hecho, necesitará ajustes posteriores, que, por otro lado, dada la naturaleza de la propia evolución tendrán un marcado carácter local.

Por último, decir que aunque el componente atmosférico más influyente es el vapor de agua, existen otros componentes como el polvo o los aerosoles cuya emisión puede incrementar el valor de la irradiancia en intervalo espectral correspondiente a la ventana

atmosférica. Como este tipo de componentes presentan fuertes variaciones geográficas y estacionales, es de interés ajustar los modelos basados exclusivamente en la emisión del vapor de agua para, de esta manera, añadir este efecto inicialmente no considerado.

#### ***5.4.1 Influencia de las variaciones diarias de la estructura vertical de la atmósfera***

Del establecimiento de los procesos elementales que gobiernan la irradiancia térmica atmosférica queda claro que es fundamental un conocimiento más o menos detallado de la distribución vertical de temperatura y del contenido de vapor de agua al menos en los 2-3 primeros kilómetros de la troposfera pues esta región es la que determina el 99% de la emisión térmica de la atmósfera. Desgraciadamente, esta información no es fácilmente accesible, determinando que, si solo se utilizan como entrada a los modelos de estimación datos de superficie, las posibilidades de error se incrementen considerablemente.

De acuerdo a lo anterior, unas de las primeras cuestiones que se plantea tras el análisis de los datos es la diferencia observada entre los valores de emisividad equivalente calculados para el día y para la noche. Este hecho iría en contra de la idea intuitiva de que al tratarse las atmósfera nocturnas de atmósferas más “frías” la irradiancia correspondiente sería menor, lo que conjuntamente a un valor de temperatura en superficie inferior provocaría emisividades equivalentes de cielo en el mismo orden que las observadas durante el día.

Sin embargo esta idea es incorrecta puesto que la atmósfera nocturna solo es más fría que la diurna en las primeras capas atmosféricas existiendo una capa, precisamente la más cercana a la superficie, denominada zona de inversión térmica que desaparece por efecto del calentamiento solar a partir del amanecer. La existencia de esta capa provoca que la irradiancia correspondiente realmente sea solo ligeramente distinta de la irradiancia diurna (como se aprecia en los datos experimentales de la gráfica 4.14) teniendo entonces la temperatura un efecto mucho más importante.

Este efecto, conjuntamente con la influencia de la estructura vertical asociada del vapor de agua, se puede analizar utilizando alguno de los modelos propuestos. En este trabajo de investigación se ha realizado un análisis de sensibilidad de estos modelos a estas posibles variaciones y se han obtenido algunas conclusiones entre las que destaca la posibilidad de, a través de la utilización de un modelo determinado y de observaciones de emisividad equivalente, justificar la existencia de determinada distribución vertical de temperatura y vapor de agua.

Por ejemplo, la utilización de los modelos que se basan en la asunción de un comportamiento potencial de la emisividad de capa, bien exclusivamente para el vapor de agua (Alados-Arboledas, 1987) o bien para el vapor de agua y el CO<sub>2</sub> (Brutsaert, 1975) y la existencia de un gradiente geométrico  $\gamma$  y otro de densidad de vapor de agua,  $k_v$ , permiten una integración analítica de la ecuación de partida que se puede expresar de forma genérica como, como se vio anteriormente, mediante la ecuación 5.2. Esta expresión, a su vez, se puede escribir de forma general como:

$$\varepsilon_0 = \alpha(k_v, \gamma, T_0) \left( \frac{e_0}{T_0} \right)^m \quad \text{Ec. 5. 41}$$

en la que  $\alpha$  es un coeficiente que depende de  $k_v$  y  $\gamma$  y, en menor medida, de  $T_0$ . Esto nos permite obtener un método para relacionar los valores empíricos de las estimaciones de la razón entre  $\varepsilon_0$  y  $\left( \frac{e_0}{T_0} \right)^m$  con la existencia de determinada estructura vertical, esto es, con determinados valores de  $k_v$  y  $\gamma$ .

Es posible realizar un tratamiento totalmente equivalente para la expresión propuesta por Prata (1996) a través de la ecuaciones 4.17 y 4.18 sin más que considerar  $\xi = \alpha \left( \frac{e_0}{T_0} \right)$

A modo de ejemplo, se ha seleccionado el modelo de Brutsaert (1975) y, en primer lugar, se han analizado las posibles de variaciones del coeficiente originalmente propuesto

$\alpha=1.24$  provocadas por la modificación de las condiciones estándar usadas para su estimación inicial,  $\gamma=6.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ ,  $k_v=0.44\text{km}^{-1}$  y  $T_0=288 \text{ K}$ .

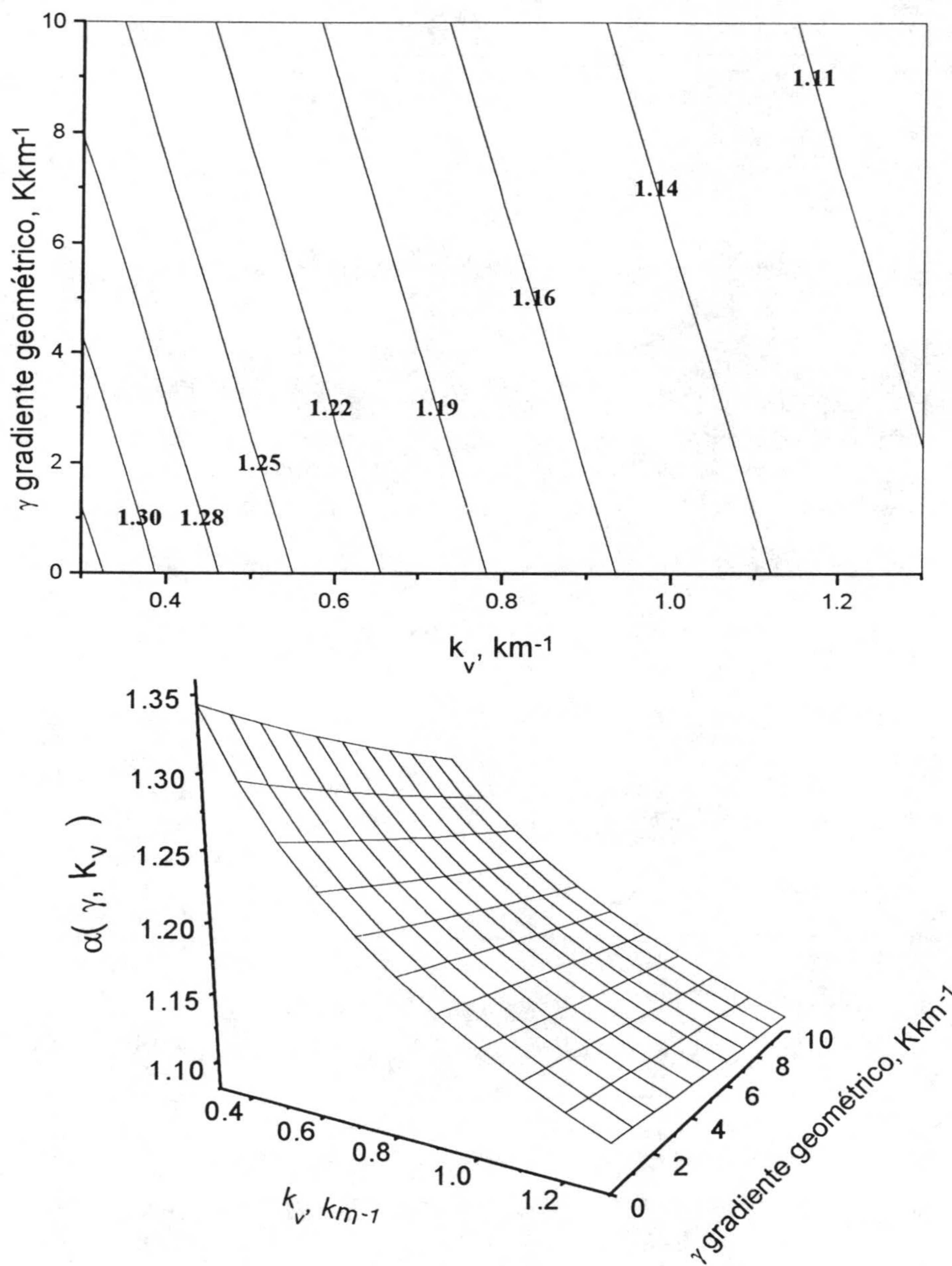
Este modelo se ha escogido por dos motivos, en primer lugar porque la dependencia funcional de la emisividad propuesta es más conveniente  $\varepsilon_c=Au^m$  y porque en la deducción de los valores numéricos de los coeficientes de esta dependencia  $A=0.75$  y  $m=1/7$  se ha tenido en cuenta la aportación de los dos gases más importantes. Independientemente de lo anterior, debido a las características de la dependencia con  $A$  y  $m$  de la expresión resultante del coeficiente  $\alpha(\gamma, k_v, T_0)$  puede afirmarse que las conclusiones en cuanto a crecimiento o decrecimiento de  $\alpha$  con  $\gamma$  y  $k_v$  no se verán afectadas por  $A$  y  $m$ , por lo que, en principio, su valor numérico resulta irrelevante en el análisis propuesto.

Por otro lado, dado que no existen datos de sondeos verticales en ninguna estación próxima, para establecer el rango de variabilidad de los datos de entrada, se ha utilizado para el gradiente vertical de temperatura un valor máximo próximo al gradiente adiabático y como valor mínimo la consideración de un gradiente geométrico igual a 0, esto es la existencia de una atmósfera isoterma. De la misma manera, se ha considerado un entorno de alturas de escala del vapor de agua centrado en los 2 km y para la variabilidad en la temperatura superficial se han utilizado las medias nocturnas y diurnas observadas en situaciones de cielo despejado para la base de datos analizada.

Una primera conclusión de los valores de  $\alpha$  obtenidos a partir de este análisis paramétrico es precisamente su escasa dependencia con la temperatura en superficie, cosa que no ocurre en el caso de la dependencia con  $k_v$  y  $\gamma$ . Las figuras 5.5 representan los posibles valores de  $\alpha$  obtenidos para las distintas categorías de  $k_v$  y  $\gamma$  utilizadas en este análisis.

El análisis de esta gráfica permite deducir de forma inmediata que, dado un determinado gradiente geométrico de temperaturas,  $\gamma$ , el incremento de  $k_v$  provoca un decrecimiento en el valor de  $\alpha$  y, de forma equivalente, para un cierto valor del inverso

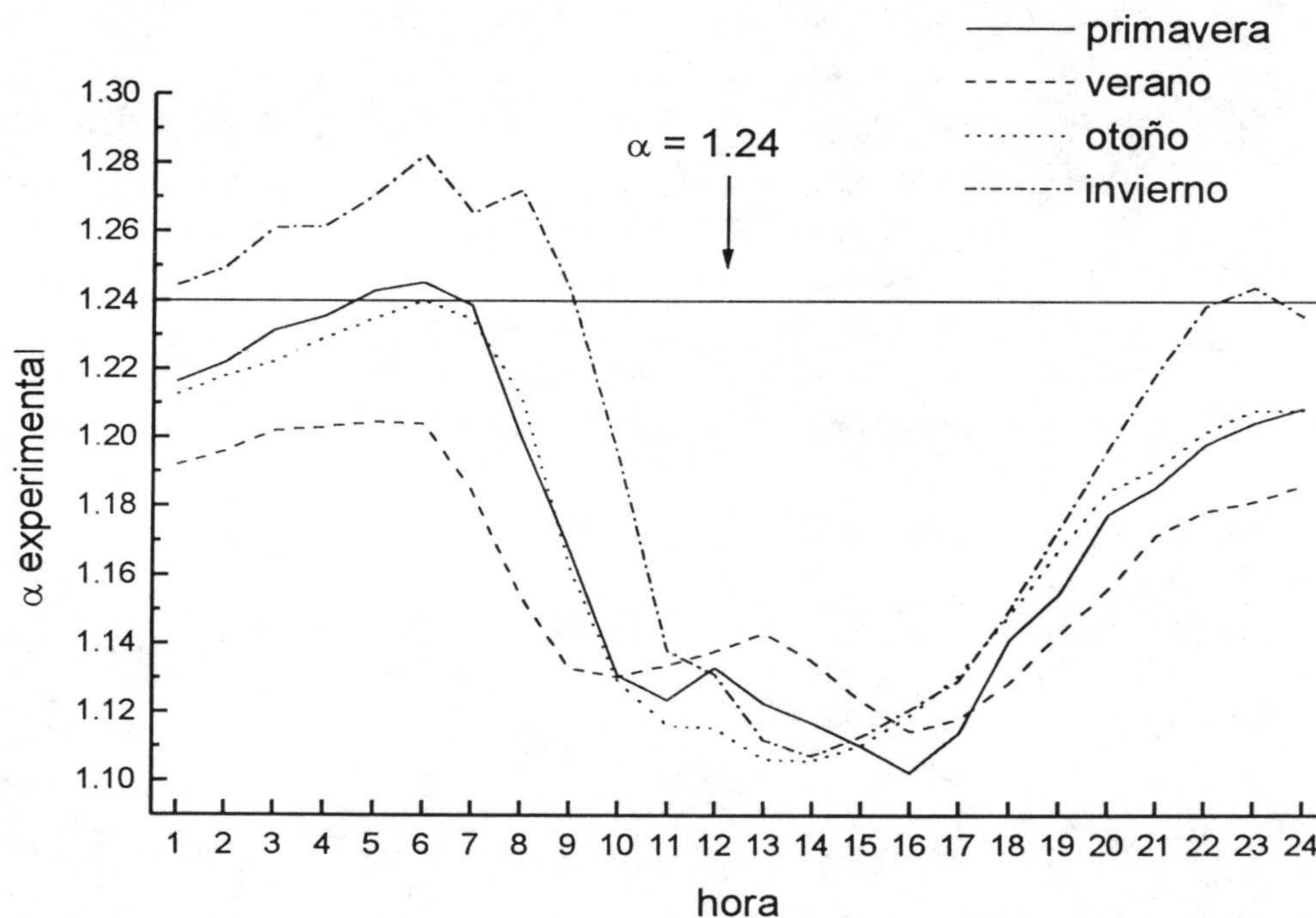
de la altura de escala del vapor de agua,  $k_v$ , el incremento del gradiente geométrico provocaría una disminución del coeficiente  $\alpha$ .



**Figura 5.5:** Análisis paramétrico de la dependencia del coeficiente  $\alpha$  (Ecuación 5.42) con el gradiente geométrico de temperatura,  $\gamma$ , y el inverso de la altura de escala de la densidad de vapor atmosférica,  $k_v$ .



El siguiente análisis ha consistido en la estimación de los diferentes valores observados del coeficiente  $\alpha$  a partir de los datos de emisividad equivalente de cielo,  $\epsilon_0$  y tensión de vapor,  $e_0$ , y temperatura,  $T_0$ , incluidos en la base de datos utilizada en esta memoria y en la deducción de algunas propiedades de la estructura vertical a partir de los mismos, de acuerdo a las consideraciones establecidas de forma genérica en el párrafo anterior. Los valores estimados, se han calculado de para las diferentes horas del día para de las distintas estaciones del año.



**Figura 5.6:** Evolución diaria media observada del valor del coeficiente  $\alpha$  (Ecuación 5.42) en situaciones de cielo despejado para las distintas estaciones.

La figura 5.6 recoge los resultados de esta estimación observándose un perfil similar al de los propios perfiles de emisividad equivalente del cielo. La interpretación de los datos obtenidos podría hacerse de la siguiente forma:

- Resulta evidente el valor superior del coeficiente  $\alpha$  en observaciones nocturnas que en observaciones diurnas en cualquier época del año. De acuerdo al análisis anterior, esto significaría la existencia de un gradiente geométrico inferior en la observaciones nocturnas,

que puede relacionarse de forma directa con la existencia de condiciones próximas a las de inversión térmica. En cualquier caso, la doble dependencia de dicho coeficiente con  $\gamma$  y  $k_v$ , limita esta conclusión aunque por otro lado, el perfil diario de densidades de vapor es bastante constante por lo que no son previsibles alteraciones de  $k_v$  fuera de fenómenos específicos como la aportación de aire húmedo por la brisas, como se verá más adelante.

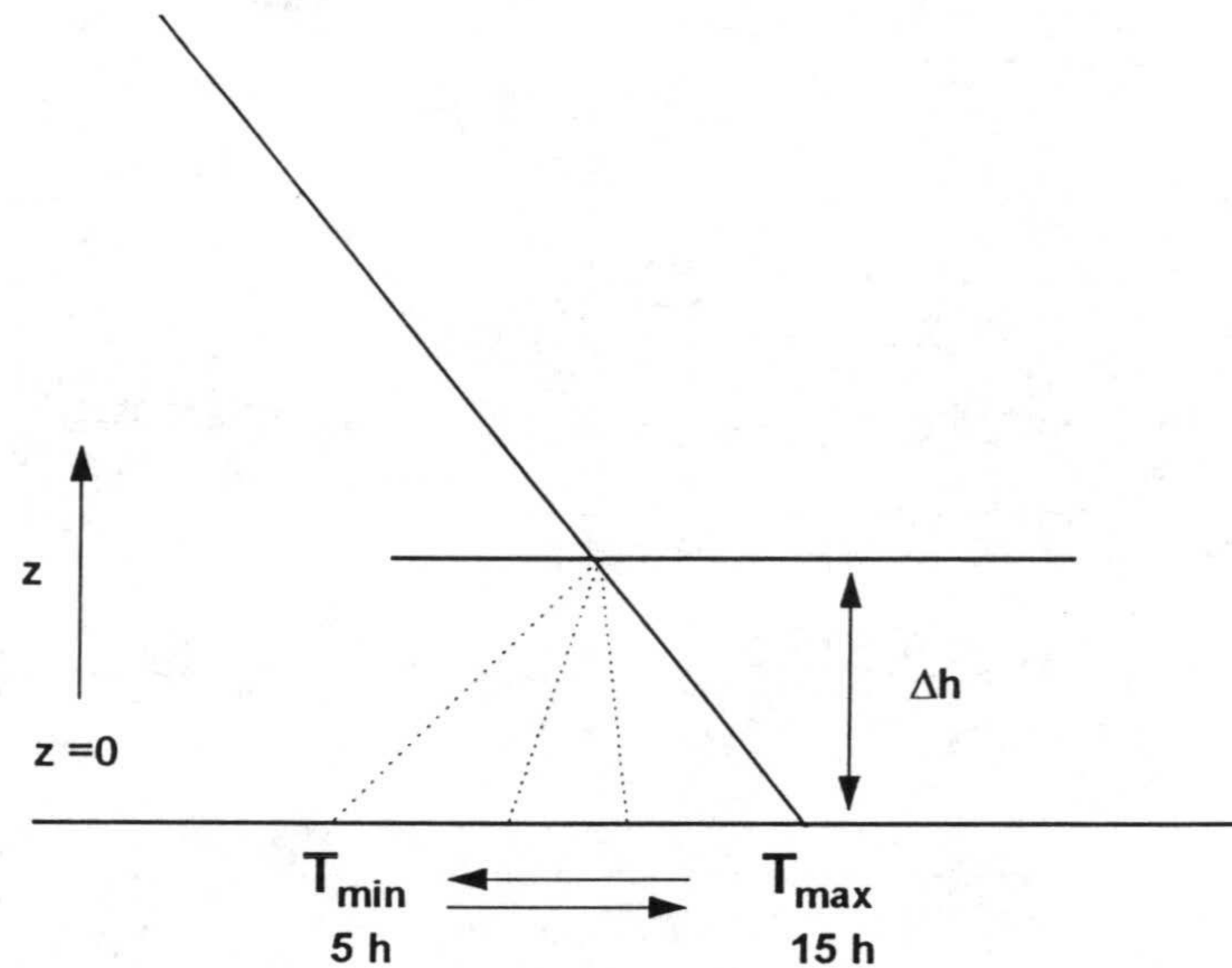
- En los meses centrales del año, aparece un máximo local (al igual que en el caso de la emisividad) en el valor de  $\alpha$  para las horas centrales del día. Este máximo local puede relacionarse con la aportación de vapor de agua procedente del mar debido al régimen de brisas de acuerdo a la siguiente explicación: la débil oscilación térmica ( $T_{\text{día}} - T_{\text{noche}}$ ) observada así como el carácter plano del máximo del perfil diario temperatura permiten afirmar que la poca persistencia de las condiciones de inversión para nuestra localización y por lo tanto garantizar un valor de gradiente geométrico estable y próximo al estándar de acuerdo al criterio establecido por Morán (1944). En esta situación, la posible alteración en el valor de  $\alpha$  solo puede deberse a variaciones en  $k_v$  y dada la existencia de un régimen de brisas tierra mar confirmado mediante el análisis de los datos de viento realizado en el capítulo III, es lógico pensar en una aportación de vapor de agua adicional procedente del aire marino. Dado que el perfil diario de tensiones de vapor no es muy acusado, como se ha dicho, puede establecerse que este vapor de agua aportado se distribuye por las capas superiores de la superficie (el propio mecanismo de las brisas provoca movimientos ascendentes de la masa de aire húmedo, Stull, 1990 ) provocando un incremento de la altura de escala del vapor de agua y por lo tanto una disminución de  $k_v$  y, consecuentemente, el aumento del valor de  $\alpha$ . El que este fenómeno solo sea evidente de forma clara en verano, y de forma menos acusada en primavera podría deberse a la combinación de un mayor nivel de temperatura y duración del calentamiento solar.

- El ciclo diario de los valores de  $\alpha$  experimentales se puede hacer corresponder con el propio ciclo diario de la inversión observándose la fuerte inercia que dificulta su formación a partir de la puesta de sol.

Como ejemplo de aplicación de las consideraciones expresadas sobre la posibilidad de ajuste del coeficiente  $\alpha$  se puede mencionar el reciente trabajo de Culf (Culf y Gash, 1993) que deduce un valor de  $\alpha = 1.31$  en función de un valor de  $k_v = 0.23 \text{ km}^{-1}$  observado mediante un sondeo de días claros durante la estación seca en Níger. La simple introducción de este nuevo coeficiente mejora el funcionamiento del modelo propuesto inicialmente por Brutsaert con  $\alpha = 1.24$ .

Desde otro punto de vista, aunque los datos disponibles no permiten la utilización directa del modelo de numérico de Ramsey (Ramsey *et al.*, 1982) ya que se desconoce la distribución vertical de la atmósfera, es posible utilizar el mismo para corroborar las consideraciones que vienen haciéndose sobre la influencia de la estructura vertical en el comportamiento diario de la emisividad equivalente del cielo.

Para ello se ha llevado a cabo el siguiente análisis: se ha elaborado una distribución vertical sintética que tiene las siguientes características, el perfil vertical de temperaturas en los primeros 11 km, esto es la capa correspondiente a la troposfera, es igual al perfil estándar de la atmósfera MSA (Mid Latitude Summer) incrementado en  $6.35 \text{ }^\circ\text{C}$  que es la diferencia observada entre la temperatura en superficie del propio perfil MSA y la temperatura máxima diaria,  $T_{\text{max}}$ , para nuestra localización en los meses de verano y que se alcanza alrededor de las 15 horas. Este punto se ha considerado como punto de retorno de la inversión térmica (Figura 5.7) asignando los valores horarios de temperatura del resto de las observaciones como temperaturas de superficie para cada uno de los 24 nuevos perfiles sintéticos que constituirían la evolución diaria de dicha distribución vertical. La inversión en este caso quedará determinada por la diferencia entre esta  $T_{\text{max}}$  y el resto de las temperaturas de superficie y su altura,  $\Delta h$ .



**Figura 5.7:** Evolución diaria del perfil vertical de temperatura sintético generado para el estudio paramétrico de la emisividad equivalente utilizando el modelo de Ramsey (Ramsey *et al.*, 1982)

Para el perfil de vapor de agua, dada su uniformidad es suficiente considerar un valor de densidad de vapor estándar en superficie,  $12.5 \text{ gm}^{-3}$  y fijar cierto valor de la altura de escala de la densidad de vapor,  $1/k_v$ , aunque dada la naturaleza del modelo también admitiría variaciones de la misma de tipo paramétrico

El análisis ha consistido en evaluar la evolución diaria de emisividad equivalente del cielo para cada hora en función de los perfiles sintéticos correspondientes para los valores de los parámetros seleccionados. Los resultados de este cálculo pueden encontrarse en las figuras 5.8 y 5.9. Las conclusiones que pueden extraerse de las mismas son las siguientes:

- El asumir determinadas condiciones de inversión produce en todos los casos valores de emisividad nocturnos mayores que los diurnos como es inmediato observar.
- Incrementar la altura de inversión disminuye la emisividad equivalente
- Un incremento en  $H_v$  (disminución de  $k_v$ ) produce un incremento de la emisividad equivalente, como el modelo analítico mencionado anteriormente también predecía.

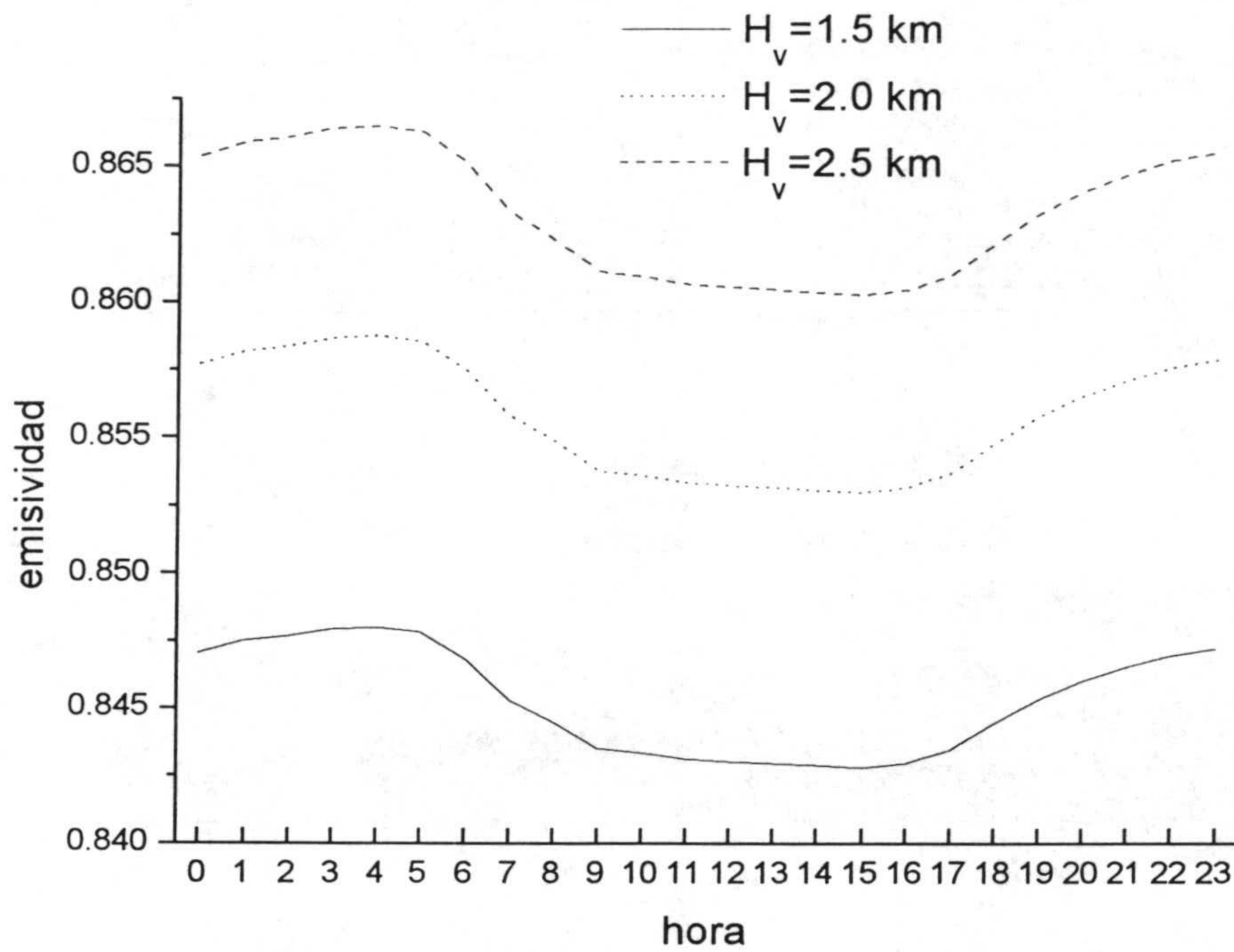


Figura 5.8: Respuesta de la emisividad equivalente horaria a la variaciones de la altura de escala de la densidad de vapor según el modelo de Ramsey (Ramsey *et al.*, 1982)

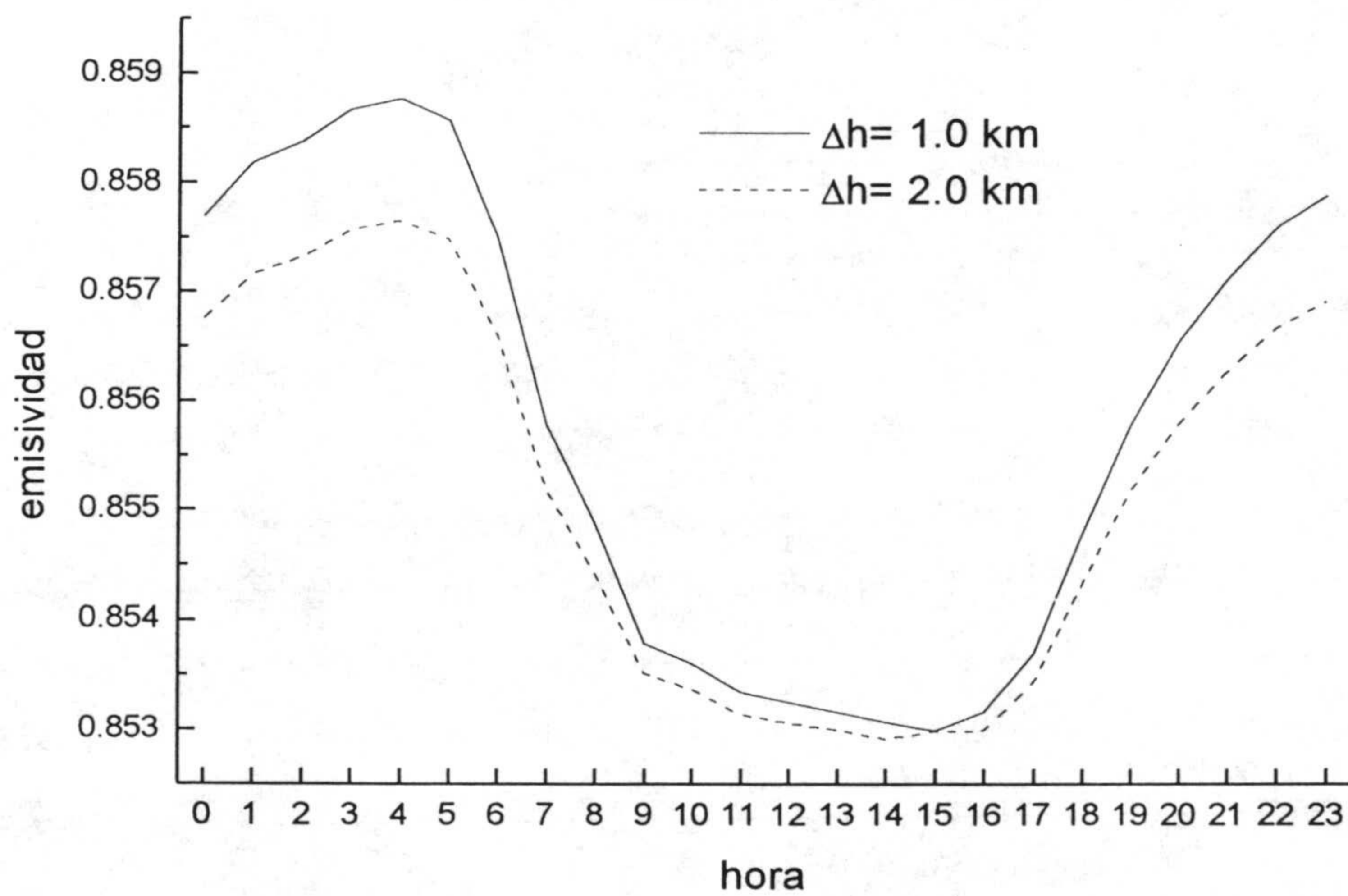


Figura 5.9: Respuesta de la emisividad equivalente horaria a la variaciones de la altura de la capa de inversión térmica según el modelo de Ramsey (Ramsey *et al.*, 1982)

### 5.4.2 Procedimientos de corrección del efecto día / noche en los modelos de estimación

Con relación a los procedimientos para introducir el efecto descrito anteriormente en los modelos existentes pueden considerarse varias posibilidades, la más inmediata, especialmente en el caso de utilizar modelos de regresión, es generar correlaciones  $\varepsilon_0 = \varepsilon_0(X)$  distintas para el día y para la noche. Esto es bastante habitual y suele dar buen resultado, aunque, evidentemente, al tratarse de modelos estadísticos, es difícil relacionar los coeficientes obtenidos con los procesos que los producen.

Otra opción, en este caso basada en un modelo físico, es utilizar valores distintos para el día o para la noche de los coeficientes relacionados la estructura vertical en función de las estimaciones experimentales de los mismos como se ha visto en el apartado anterior (Figura 5.2) o de consideraciones teóricas.

En cualquier caso, uno de los procedimientos más generalizados es la introducción de un término adicional actuando como factor de corrección de las estimaciones previamente aceptables para las 24 horas. A continuación se detallan las correcciones más habituales en este sentido.

#### 5.4.2.1 Corrección de Berdahl

Sobre el modelo base para la estimación de la emisividad equivalente mensual en función de la temperatura de punto de rocío presentado anteriormente (ecuación 5.34) se propone la introducción de un término horario que permita estimar la evolución diaria de dicha variable. Teniendo en cuenta el efecto día noche observado en su fuente de datos llega a la siguiente expresión (Berdahl y Martin, 1984):

$$\Delta\varepsilon = 0.013 \cos \left[ 2\pi \frac{t}{24} \right] \quad \text{Ec. 5. 42}$$

En este trabajo de investigación se ha comprobado que los resultados obtenidos por la expresión propuesta para valores diarios con la corrección horaria son equivalentes a los obtenidos de utilizar los valores horarios en la expresión 5.34 por lo que en la práctica la corrección propuesta no llega a ser necesaria en la base de datos analizada.

#### 5.4.2.2 Corrección de Alados-Arboledas

Del análisis de una serie de datos experimentales recogidos en Granada Alados-Arboledas (Alados-Arboledas y Jiménez, 1988; Alados-Arboledas *et al.*, 1993) concluye que es posible mejorar el comportamiento de determinados modelos de estimación de emisividad equivalente añadiendo un factor corrector a las estimaciones diurnas dependiente de la hora del día y de una serie de parámetros estacionales.

Esta corrección está basada, precisamente, en la influencia de la evolución diaria de la inversión térmica puesto que en la misma se considera, por un lado, la reducción de las emisividades estimadas inicialmente hasta determinado nivel, representado por la amplitud de la corrección  $A$ , que esta reducción no se produce de forma inmediata, sino que ocurre transcurrido determinado tiempo,  $t_p$ , en el que se considera la persistencia de las condiciones nocturnas de inversión y que estará directamente relacionada con la duración del efecto del calentamiento solar a través de la duración del día,  $\delta$  y la hora de amanecer  $t_{sr}$ .

$$\Delta\varepsilon = A \operatorname{sen} \left[ \pi \left( \frac{t - t_{sr}}{\delta} - \frac{t_p}{\delta} \right) \right] \quad \text{Ec. 5. 43}$$

Los parámetros propuestos permiten un ajuste estacional, necesario por la propia diferencia estacional de la evolución diaria de la inversión, y precisamente, esta posibilidad de ajuste también permite la elaboración de correcciones locales en nuestro caso, donde, como se ha indicado, las condiciones de inversión deberían ser menos persistentes de acuerdo al criterio del análisis del registro diario de temperatura.

El caso de la fuente de datos utilizada por Alados-Arboledas los valores de los parámetros propuestos por este mismo autor son los incluidos en la tabla 5.5.

**Tabla 5.6:** Parámetros empíricos propuestos por Alados-Arboledas para el término corrector de efecto día noche (Alados-Arboledas y Jiménez, 1988; Alados-Arboledas *et al.*, 1993).

estación	A	$t_p$	$t_{sr}$	$\delta$
primavera	0.06	1 hora	6 horas	12 horas
verano	0.06	1 hora	5 horas	14 horas
otoño	0.06	1 hora	6 horas	12 horas
invierno	0.05	2 hora	7 horas	10 horas

#### 5.4.2.3 Corrección de Skartveit

Skartveit (Skartveit *et al.*, 1996) ha propuesto un método para introducir el efecto en los modelos de estimación para cielo despejado de la existencia de una inversión térmica situada a una altura  $\Delta h$  sobre el terreno. Lo interesante de este método es su potencial aplicación a cualquier modelo de estimación que utilice datos de superficie, independientemente del su tipo y formulación, aunque el inconveniente principal es precisamente la necesidad de conocer el valor del parámetro  $\Delta h$ .

El método se ha elaborado en base a perfiles estándar en los que introduce inversiones térmicas de acuerdo a datos medios de sondeos en días despejados y genera nuevas atmósferas modificadas con relación al perfil inicial. Con un modelo detallado de estimación, en este caso MODTRAN ( Berk *et al.*, 1989), calcula cual sería la irradiancia correspondiente a la existencia los nuevos perfiles sintéticos y con una fórmula convencional (en este caso la de Swinbank, ecuación 5.37).

Las diferentes atmósferas modificadas con relación al perfil los son considerando una inversión que con una diferencia con relación de temperatura en superficie con relación a



una atmósfera normalmente estratificada de 7K para posteriormente, recuperar el perfil estándar a una altura  $\Delta h = 0.125, 0.25, 0.5$  y  $1$  km. Se genera entonces una relación entre las diferencias en las irradiancias estimadas en el caso de considerar la presencia o no de la inversión térmica a estas alturas por el método detallado y por el método que usa solo información de superficie para finalmente obtener un valor de la relación entre ambas en función de  $\Delta h$ :

$$\Delta_{MOD} = \phi_{\downarrow MOD}(atm.or.) - \phi_{\downarrow MOD}(atm.mod.) \quad Ec. 5. 44$$

$$\Delta_{SW} = \phi_{\downarrow SW}(atm.or.) - \phi_{\downarrow SW}(atm.mod.) \quad Ec. 5. 45$$

$$r_{\Delta} = \frac{\Delta_{MOD}}{\Delta_{SW}} = 1 - \exp\left[-\left(\frac{\Delta h}{h_*}\right)\right] \quad Ec. 5. 46$$

con  $h_* = 1.56$  km, de tal manera que el cálculo de irradiancia a partir de la fórmula, en este caso de Swinbank, que incluya la presencia de determinada inversión se realiza de acuerdo a:

$$\phi_{\downarrow}(Ts, \Delta T, r_{\Delta}) = r_{\Delta} \phi_{\downarrow}(Ts) + (1 - r_{\Delta}) \phi_{\downarrow}(Ts + \Delta T) \quad Ec. 5. 47$$

En el caso de utilizar una fórmula distinta de la de Swinbank,  $\phi_{\downarrow x}$ , la corrección final se haría en base al hecho de que

$$r_{\Delta x} = \frac{\Delta_{MOD}}{\Delta_{SW}} \frac{\Delta_{SW}}{\Delta_x} = r_{\Delta} \frac{\Delta_{SW}}{\Delta_x} \quad Ec. 5. 48$$

### 5.4.3 Ajustes por la influencia de componentes atmosféricos distintos del vapor de agua

Básicamente puede decirse que los aerosoles y el polvo atmosféricos absorben y dispersan tanto radiación solar como radiación en onda larga, aunque el efecto en el segundo caso es mucho menor. Sin embargo, el hecho de que esta absorción se produzca precisamente en la ventana atmosférica, hace que su influencia se manifieste provocando

valores de emisividad equivalente ligeramente superiores a los esperables para una situación de cielo despejado.

Intuitivamente, es inmediato pensar que anulando el valor de índice de contenido de vapor agua en aquellos modelos que lo incluyan como entrada, la emisividad equivalente obtenida sería la correspondiente a la contribución de estos componentes. Sin embargo, la cuestión no es tan inmediata, porque, primero, no son los únicos componentes influyentes distintos del propio vapor de agua (quedaría, por ejemplo, la contribución del CO<sub>2</sub>) y segundo, la propia naturaleza del modelo puede no permitir este tipo de interpretaciones.

De los modelos presentados en esta memoria, el único que hace referencia explícita a esta influencia, es el modelo de Idso (1981a), admitiendo posibles variaciones del término independiente propuesto en la ecuación 5.28 en función de la existencia de mayor o menor contenido de polvo y aerosoles en la atmósfera, como se ha indicado.

El propio Idso (Idso 1981a; Idso 1983) y, posteriormente, Alados-Arboledas (Alados-Arboledas *et al.*, 1987) confirman lo anterior en trabajos específicos. Por ejemplo, el segundo autor obtiene que un valor de 0.609 en lugar de 0.700 como término independiente en 5.28 mejora sensiblemente las predicciones del modelo original de Idso cuando lo aplica a una base de datos de emisividad equivalente generada para la ciudad de Granada.

Es interesante destacar que de la recopilación realizada por Idso (Idso, 1983) se deduce que los términos independientes en localizaciones con escasa influencia de partículas en suspensión y polvo como las zonas costeras serán menores que el propuesto inicialmente.

Por otro lado, Berger (1988) presenta resultados de la estimación experimental del efecto del polvo atmosféricos en condiciones extremas en climas cálidos y secos y propone las siguientes expresiones en función del parámetro meteorológico visibilidad (vis) expresada en metros:

$$\Delta\epsilon_0 = 0.072\ln(10900/\text{vis})$$

Ec. 5. 49

$$2000 \text{ m} < \text{vis} < 10000\text{m}$$
$$-7 \text{ }^\circ\text{C} < \text{td} < 22 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$\Delta\varepsilon_0 = 0.0221 - 0.0016 \text{ td} \quad \text{Ec. 5. 50}$$
$$2000 \text{ m} < \text{vis} < 3000\text{m}$$

Como resultado adicional establece que el efecto de los aerosoles de tipo marino es menos apreciable ya que su aportación se realiza coincidiendo con condiciones de alta humedad y, por lo tanto, de mayor emisividad general.

#### ***5.4.4 Consecuencias de la inclusión de los aspectos específicos en el funcionamiento de los modelos convencionales para la estimación de la irradiancia térmica atmosférica***

Todas las consideraciones anteriores tienen como objetivo incluir aspectos particulares en los modelos convencionales que permitan incrementar su capacidad predictiva, por un lado, y, por el otro, les den una relación más directa con fenómenos físicos con influencia en la irradiancia térmica atmosférica. Esta posibilidad puede comprobarse de inmediato, sin más que incluir las diferentes propuestas realizadas en el esquema de validación anteriormente propuesto. Así podremos encontrarnos básicamente con tres nuevos tipos de modelos basados en los anteriores, cada uno incluyendo alguno de los aspectos mencionados anteriormente.

- Modelos de tipo físico con coeficientes ajustados para la estructura vertical existente
- Modelos tipo Idso con coeficientes propios
- Modelos convencionales con un término de error intradiario

Las primera propuesta se estudia más en detalle en el apartado de modelos locales que se considerarán a continuación. En cuanto a la aplicación de correcciones intradiarias a los modelos convencionales hay que decir que, exceptuando la de Berdahl, que produce el mismo efecto que utilizar los valores horarios de  $t_d$  en lugar de los mensuales inicialmente

propuestos, la única con posibilidad de ser directamente contrastado con los datos disponibles es la de Alados-Arboledas (Alados-Arboledas et al., 1988). El resultado de este análisis conduce a valores de los índices de comparación mucho más aceptables que las estimaciones diurnas de los modelos originales<sup>1</sup>

	desviación media $Wm^{-2}$	$\left(\frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}}\right)$	error cuadrático medio $Wm^{-2}$	desviación media %	error cuadrático medio %
Brutsaert	12.5	1.0379	17.7	3.8	5.3
Idso	-5.0	0.9853	17.0	-1.5	5.1
Berdahl y Martin	7.4	1.0224	14.6	2.2	4.4

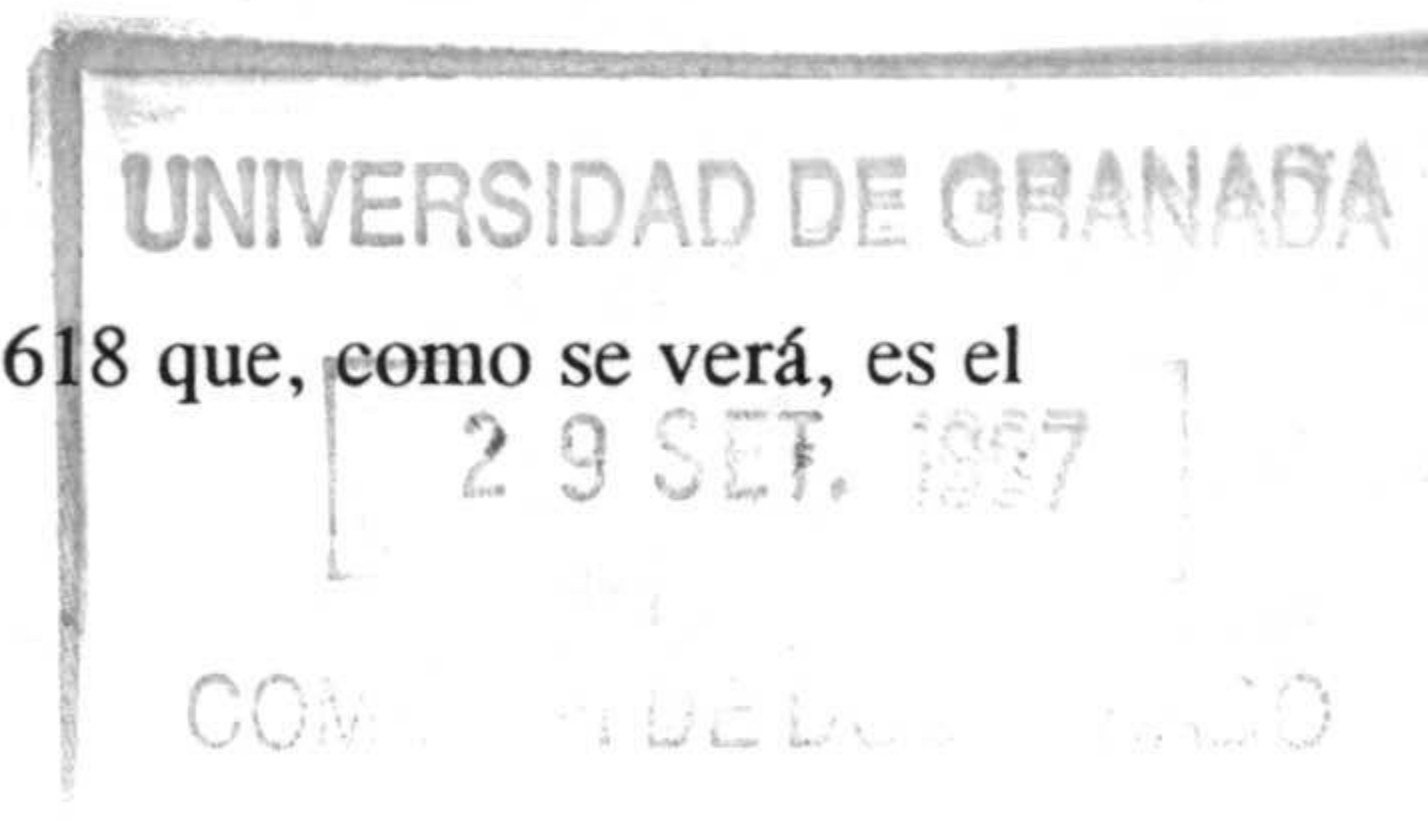
	a	b	r	error $Wm^{-2}$
Brutsaert	14.5	0.994	0.925	12.5
Idso	16.3	0.936	0.871	16.2
Berdahl y Martin	6.2	1.004	0.925	12.6

**Tabla 5.7:** Índices de funcionamiento de los modelos convencionales más relevantes corregidos mediante la ecuación para estimaciones diurnas.

En concreto puede decirse que las propias estimaciones diurnas, que inicialmente poseían errores en torno al 10 %, alcanzan, tras esta corrección, los mismos niveles de error de las estimaciones nocturnas (5 %).

El buen comportamiento observado de los modelos corregidos, abre la posibilidad a la introducción de términos adicionales basados en la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera, que, de forma bastante inmediata, mejoran la capacidad predictiva del modelo. Sin embargo, permanece en cuestión la propia representatividad del modelo base empleado. En este trabajo de investigación se ha estudiado la posibilidad de que las correcciones (ajustes) de los modelos se incorporen directamente en sus coeficientes propios, no como términos adicionales.

<sup>1</sup> En el caso del modelo de Idso se ha utilizado como término independiente 0.618 que, como se verá, es el correspondiente a las condiciones nocturnas locales



En cuanto a la propuesta de ajuste del término independiente propuesto en su modelo original realizada por Idso (1983), si se realiza el análisis estadístico pertinente para nuestra base de datos podemos obtener los siguientes valores:

**Tabla 5.8:** Valores obtenidos del término independiente propuesto por Idso (Idso, 1981a) relacionados con la contribución de los componentes atmosféricos distintos del vapor de agua.

		media	desviación estándar	mínimo	máximo
invierno	noche	0.642	0.058	0.452	0.810
	día	0.628	0.039	0.474	0.725
	24 horas	0.632	0.045	0.452	0.810
verano	noche	0.614	0.033	0.510	0.727
	día	0.591	0.038	0.488	0.707
	24 horas	0.603	0.038	0.488	0.727
valores anuales	noche	0.618	0.043	0.348	0.810
	día	0.600	0.045	0.313	0.761
	24 horas	0.609	0.045	0.313	0.810

Estos valores confirman la existencia de un valor medio inferior al propuesto inicialmente (Idso, 1983) y cierta variabilidad, aunque escasa, entre el día y la noche. Esto es inmediatamente explicable según la propia propuesta de Idso de acuerdo al tipo de aerosoles presentes en una localización costera.

A la vez, podemos proponer dos nuevos modelos basados en lo anterior, un modelo que denominaremos Idso local medio en que utilizamos un valor de 0.609 en la expresión 5.28 para todo el día y el modelo denominado Idso local D/N (día noche) con un valor del coeficiente 0.600 para estimaciones diurnas y 0.618 para estimaciones nocturnas. Estos modelos serán validados experimentalmente en el apartado de los modelos locales que se estudia a continuación.

## 5.5. MODELOS LOCALES DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO

Dentro de este trabajo de investigación, se ha abordado también la elaboración de métodos propios de estimación de irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo despejado. Este aspecto se ha visto favorecido especialmente por la existencia de la base de datos experimentales descrita anteriormente que, por un lado, permite los ajustes estadísticos pertinentes para generar determinadas correlaciones que en sí mismas constituyen los modelos de regresión puros o semi empíricos y, por otro lado, sirve para mejorar los parámetros y correcciones propuestos en los modelos físicos simplificados.

En este punto hay que decir que no se ha considerado la elaboración y análisis de modelos de tipo físico detallados en un sentido estricto, principalmente por la dificultad de obtención de un conjunto de entradas completo que permitiera su validación experimental sin ambigüedades y el hecho de que la posible contribución específica a los algoritmos y procesos resulte bastante restringida (Ellingson *et al.*, 1991).

En cualquier caso, el nivel predictivo de los modelos obtenidos resulta suficiente y, como queda patente a lo largo de todo este trabajo de investigación, el marcado carácter local del fenómeno no hace si no reforzar la necesidad de elaborar y contrastar modelos que representen adecuadamente las particularidades del proceso.

Para la elaboración de los modelos, se ha realizado una extracción aleatoria inicial de 2/3 de los valores de irradiancia térmica atmosférica, temperatura ambiente, temperatura de punto de rocío y tensión de vapor coincidentes con observaciones sinópticas de nubosidad nula tanto durante el día como durante la noche. El conjunto de datos obtenido permite los ajustes estadísticos correspondiente para la obtención de los diferentes parámetros propuestos en cada uno de los modelos. El procedimiento utilizado ha sido un algoritmo de minimización de mínimos cuadrados en el caso de los ajustes de tipo lineal y polinómico y un algoritmo basado en el método de Levenberg-Marquardt (Bevington y Robinson, 1992) para los ajustes no lineales.

Como variable independiente se ha considerado la emisividad equivalente del cielo para la eliminar la dependencia térmica genérica inicial de la propia irradiancia térmica, puesta de manifiesto en el capítulo anterior.

Dada la distinción, adelantada también en el capítulo de caracterización, entre los valores nocturnos y diurnos, los modelos generados lo han sido en función de considerar exclusivamente datos durante el día, datos durante la noche o datos durante las 24 horas.

Posteriormente, la validación experimental de los modelos así obtenidos se ha realizado mediante el tercio de valores instrumentales remanentes después de la extracción inicial. Las funciones resultantes de los ajustes (su validación numérica se hace en el apartado 5.5.3) son las siguientes:

### 5.5.1 Modelos locales genéricos

#### a) Modelos locales para las 24 horas:

$$a.1) \varepsilon_0 = 0.658 + 0.029 e_0^{1/2} \quad \text{Ec. 5. 51}$$

$$a.2) \varepsilon_0 = 9.02 \times 10^{-6} T_0^2 \quad \text{Ec. 5. 52}$$

$$a.3) \varepsilon_0 = 0.725 + 0.37(t_d/100) \quad \text{Ec. 5. 53}$$

$$a.4) \varepsilon_0 = 0.726 + 0.34(t_d/100) + 0.12 (t_d/100)^2 \quad \text{Ec. 5. 54}$$

#### b) Modelos locales para valores diurnos:

$$b.1) \varepsilon_0 = 0.635 + 0.029 e_0^{1/2} \quad \text{Ec. 5. 55}$$

$$b.2) \varepsilon_0 = 8.63 \times 10^{-6} T_0^2 \quad \text{Ec. 5. 56}$$

$$b.3) \varepsilon_0 = 0.700 + 0.38(t_d/100) \quad \text{Ec. 5. 57}$$

$$b.4) \varepsilon_0 = 0.699 + 0.40 (t_d/100) - 0.76 (t_d/100)^2 \quad \text{Ec. 5. 58}$$

c) Modelos locales para valores nocturnos:

$$c.1) \varepsilon_0 = 0.649 + 0.034 e_0^{1/2} \quad \text{Ec. 5. 59}$$

$$c.2) \varepsilon_0 = 9.29 \times 10^{-6} T_0^2 \quad \text{Ec. 5. 60}$$

$$c.3) \varepsilon_0 = 0.730 + 0.44(t_d/100) \quad \text{Ec. 5. 61}$$

$$c.4) \varepsilon_0 = 0.732 + 0.37 (t_d/100) - 0.27 (t_d/100)^2 \quad \text{Ec. 5. 62}$$

### ***5.5.2 Modelos locales basados en ajustes de modelos analíticos***

La posibilidad ofrecida por los modelos físicos de tipo analítico de relacionar el valor de alguno de sus coeficientes con características de la estructura vertical de la atmósfera ha permitido realizar ajustes empíricos de los datos de acuerdo a las expresiones propuestas en dichos modelos y extraer conclusiones sobre los coeficientes empíricos obtenidos.

El resultado de estos ajustes se incluye en las figuras 5.10 y 5.11 y el valor numérico de los coeficientes obtenidos para el modelo de Brutsaert,  $\alpha = 1.199 \pm 0.001$  para la noche y  $\alpha = 1.135 \pm 0.001$  para el día, son inferiores al valor de 1.24 obtenido teóricamente para las condiciones  $\gamma = 6.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ ,  $k_v = 0.44 \text{ km}^{-1}$  y  $T_0 = 288 \text{ K}$ .



Si combinamos este resultado con la asunción de que las variaciones en el valor de  $\gamma$  no deben ser muy acusadas, este coeficiente empírico estaría relacionado con la existencia de alturas de escala del vapor de agua más reducidas, cosa por otra parte lógica por la proximidad al mar de la estación.

Esta conclusión se confirma también por los coeficientes empíricos del modelo de Prata (1996) obtenidos tanto para el día como para la noche. En este caso el valor estándar del parámetro ajustable es igual a 46.5 y en este trabajo se obtiene, después del ajuste de nuestros datos:

$$\alpha'_{\text{noche}} = 33.8 \pm 0.2 \text{ khPa}^{-1}$$

$$\alpha'_{\text{día}} = 21.2 \pm 0.2 \text{ khPa}^{-1}$$

En este apartado resulta interesante utilizar la propuesta realizada por Konzelman (Konzelman *et al.*, 1994) de mantener el esquema propuesto por Brutsaert pero considerar un término independiente que eliminaría la limitación del modelo original de producir emisividades nulas cuando el contenido de vapor de agua fuera muy escaso. El modelo obtenido en este caso es el siguiente:

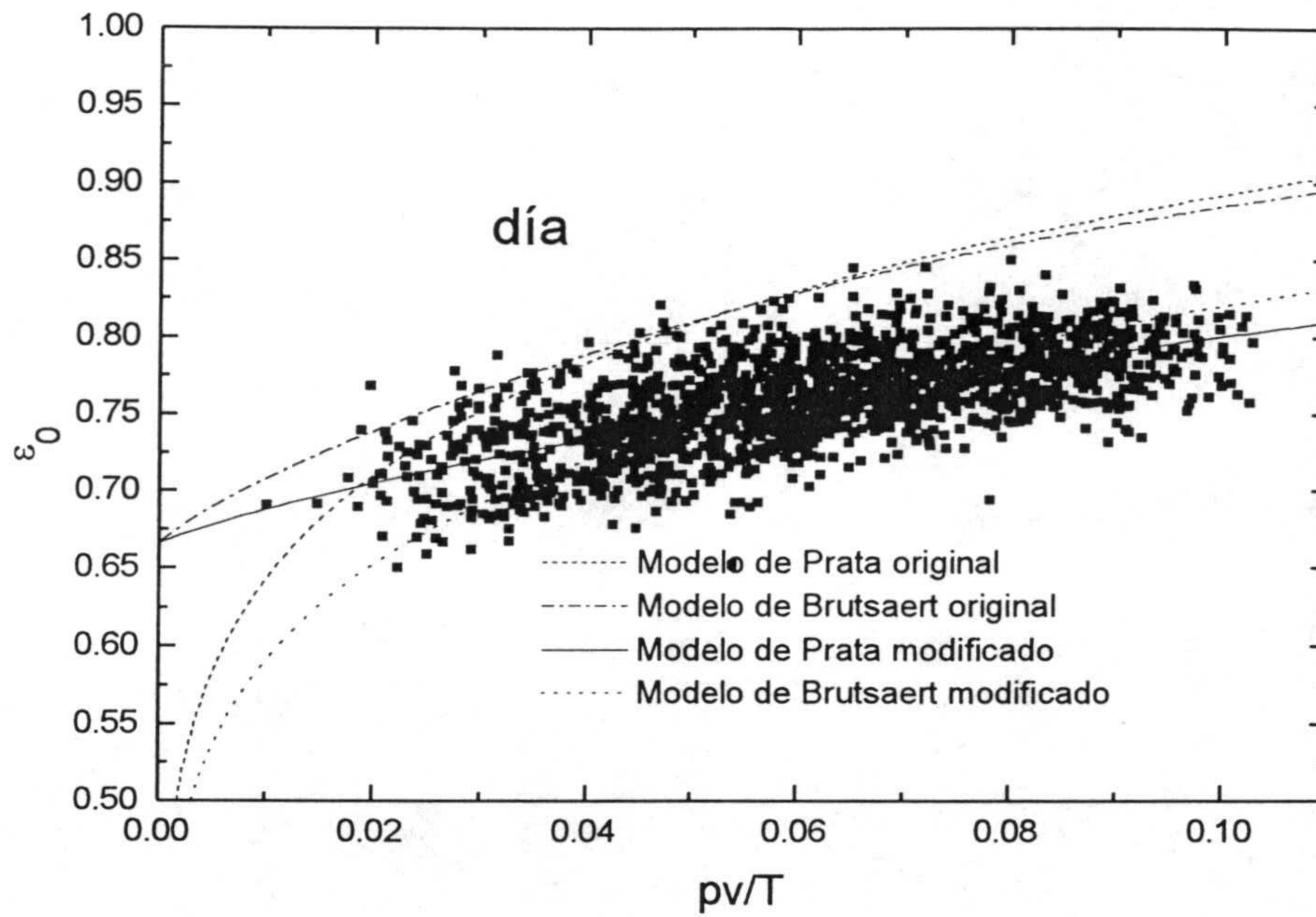
$$\epsilon_{0(\text{día})} = 0.308 + 0.68(e_0/T_0)^{1/7} \quad \text{Ec. 5. 63}$$

$$\epsilon_{0(\text{noche})} = 0.306 + 0.73(e_0/T_0)^{1/7} \quad \text{Ec. 5. 64}$$

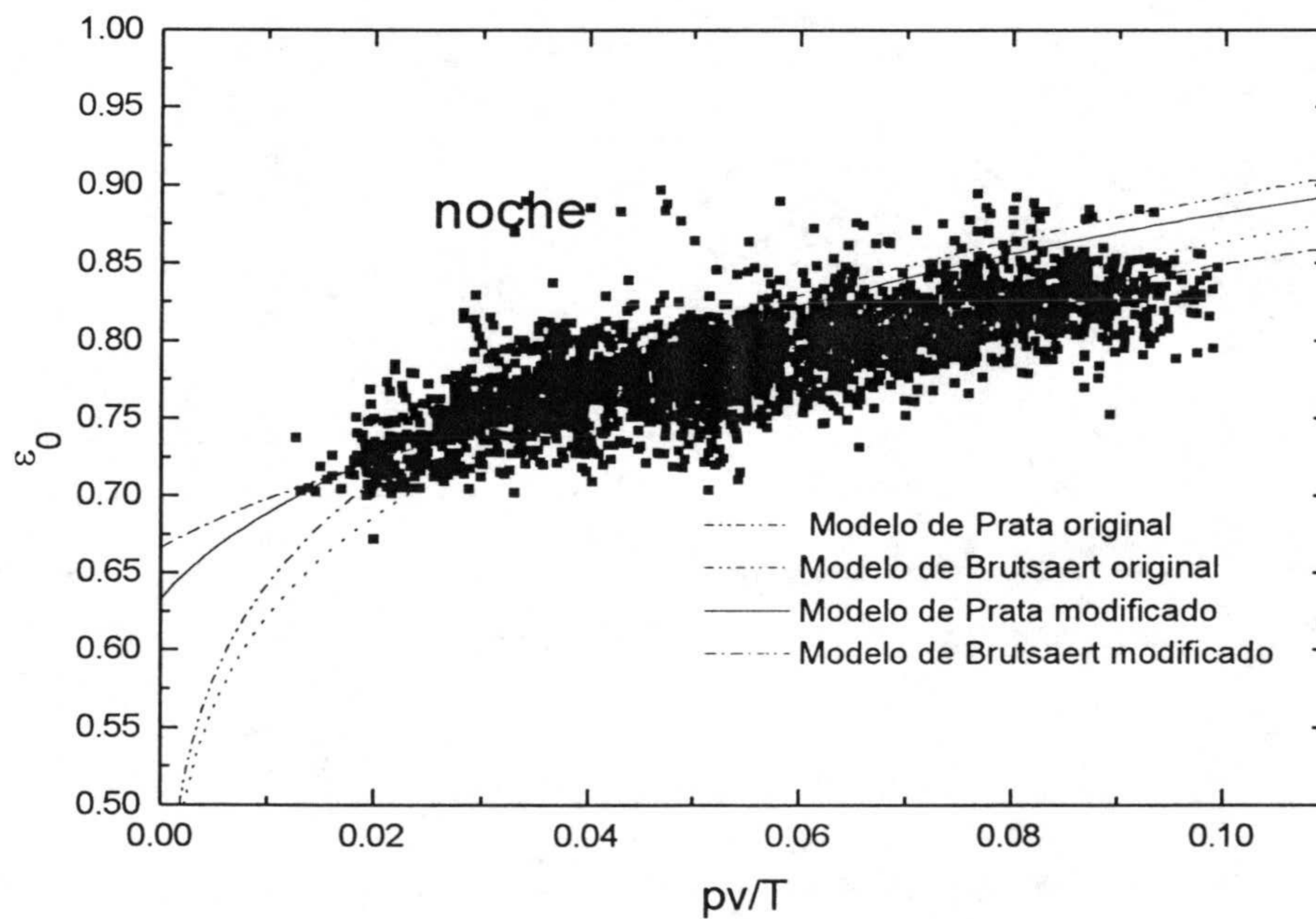
También aquí puede incluirse el modelo obtenido del ajuste del modelo analítico propuesto por Alados-Arboledas (1987) aunque, en este caso, en lugar de usar la expresión 5.13, se retoma la formulación inicial incluyendo la función beta (Ecuación 5.7) y agrupando el resto de las contribuciones en un término independiente. El modelo así obtenido es:

$$\epsilon_{0(\text{día})} = 0.479 + 0.54(e_0/T_0)^{0.233} \quad \text{Ec. 5. 65}$$

$$\epsilon_{0(\text{noche})} = 0.306 + 0.73(e_0/T_0)^{0.233} \quad \text{Ec. 5. 66}$$



**Figura 5.10:** Mejora en los modelos analíticos para cielos despejados de Brutsaert (1975) y Prata (1996) por introducción de parámetros locales considerando situaciones diurnas.



**Figura 5.11:** Mejora en los modelos analíticos para cielos despejados de Brutsaert (1975) y Prata (1996) por introducción de parámetros locales considerando situaciones nocturnas.

### 5.5.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos locales

En el caso de los modelos locales se han seleccionado para su validación experimental los siguientes:

- a) Modelos de tipo analítico con coeficientes ajustados para tener en cuenta la estructura vertical específica para nuestra localización en situaciones nocturnas y diurnas. Aquí distinguiremos entre modelos tipo Brutsaert y tipo Prata (Tabla 5.9) y tipo Konzelman (Ecuaciones 5.63 y 5.64) y tipo Alados (Ecuaciones 5.65 y 5.66).
- b) Modelos generales de regresión en temperatura de punto de rocío. Las expresiones utilizadas para estimaciones nocturnas y diurnas son las ecuaciones 5.57 y 5.61 y los denominaremos modelos tipo Berdahl.
- c) Modelos exponenciales generales y aquí distinguiremos entre modelos tipo Brunt (Ecuaciones 5.55 y 5.59) en los que se fuerza a una dependencia con la raíz cuadrada de la tensión de vapor y modelos tipo Konzelman de acuerdo a la propuesta realizada por este autor (Konzelman *et al.*, 1993 ) de introducir un término independiente en expresiones potenciales equivalentes a las propuestas por Brutsaert (Ecuaciones 5.63 y 5.64).
- d) Modelos tipo Idso, de acuerdo a las conclusiones del apartado 5.4.4.

**Tabla 5.9:** Valores de los parámetros dependientes de la estructura vertical en los modelos de Brutsert (1975) y Prata (1996) ajustados para las condiciones locales y utilizados en los modelos locales

tipo de modelo	relación funcional	Coficiente original	Coficiente local (día)	Coficiente local (noche)
Brutsaert	$\varepsilon = \alpha(e_0/T_0)^{1/7}$	1.24 K <sup>1/7</sup> hPa <sup>-1/7</sup>	1.14 K <sup>1/7</sup> hPa <sup>-1/7</sup>	1.20 K <sup>1/7</sup> hPa <sup>-1/7</sup>
Prata	$\varepsilon = 1 - (1 + \xi) \exp(-(1.2 + 3.0 \cdot \xi)^{1/2})$ $\xi = \alpha'(e_0/T_0)$	46.5 KhPa <sup>-1</sup>	21.2 KhPa <sup>-1</sup>	33.8 KhPa <sup>-1</sup>

**Tabla 5.10:** Valores de la desviación media, razón media entre estimaciones y observaciones y error cuadrático medio correspondiente a los modelos locales de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielos despejados.

MODELO	desviación media Wm <sup>-2</sup>		$\left( \frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}} \right)$		error cuadrático medio Wm <sup>-2</sup>	
	día	noche	día	noche	día	noche
tipo Brutsaert	1.0	0.3	1.003	1.000	12.5	11.4
tipo Prata	0.0	-0.2	1.001	0.999	10.6	9.5
tipo Brunt	-0.1	-0.3	1.001	1.000	10.5	9.3
tipo Konzelman	0.1	0.0	1.002	1.001	10.5	9.3
tipo Alados	0.1	-0.3	1.002	1.000	10.5	9.3
tipo Idso	8.8	-5.4	1.026	0.981	18.2	14.2
tipo Idso D/N	4.9	-1.7	1.015	0.993	17.3	13.3
tipo Berdahl	-4.7	0.0	0.987	1.001	11.5	9.3

**Tabla 5.11:** Porcentaje de error representado por la desviación media y el error cuadrático medio de las estimaciones con relación a las observaciones de irradiancia térmica atmosférica en cielos despejados para los diferentes modelos locales considerados.

MODELO	error representado por la desviación media		error representado por el error cuadrático medio	
	%		%	
	día	noche	día	noche
tipo Brutsaert	0.3	0.1	3.7	3.6
tipo Prata	0.0	-0.1	3.2	3.0
tipo Brunt	0.0	-0.1	3.1	2.9
tipo Konzelman	0.0	0.0	3.2	2.9
tipo Alados	0.0	-0.1	3.2	2.9
tipo Idso	2.7	-1.6	5.6	4.3
tipo Idso D/N	1.5	-0.5	5.2	4.0
tipo Berdahl	-1.4	0.0	3.5	2.9

**Tabla 5.12:** Resultados del análisis gráfico observaciones-estimaciones mediante un ajuste lineal  $L_{\text{obs}} = a + b L_{\text{mod}}$  para los modelos locales de estimación.

MODELO	a ( $\text{Wm}^{-2}$ )		b (-)		r		error del ajuste ( $\text{Wm}^{-2}$ )	
	día	noche	día	noche	día	noche	día	noche
tipo Brutsaert	6.7	-37.2	0.98	1.12	0.924	0.963	12.4	10.7
tipo Prata	48.7	-0.7	0.85	1.00	0.939	0.964	9.6	9.5
tipo Konzelman	46.8	15.3	0.86	0.95	0.940	0.963	9.6	9.2
tipo Alados	49.4	17.0	0.85	0.95	0.939	0.963	9.5	9.1
tipo Idso	-0.7	-47.1	1.09	1.12	0.912	0.925	15.1	12.3
tipo Idso D/N	70.5	-46.0	0.94	1.13	0.905	0.953	13.5	12.4
tipo Berdahl	49.5	16.6	0.85	0.95	0.939	0.963	9.5	9.1

Como resulta inmediato observar a partir de los valores incluidos en las tablas, el comportamiento de los modelos locales de cielo despejado es bastante mejor que el de cualquiera de los modelos establecidos, confirmando la evidente necesidad de considerar aspectos específicos del emplazamiento en su formulación. Estos aspectos pueden deducirse a partir del valor de los coeficientes empíricos calculados para los modelos físicos (tipo Brutsaert y tipo Prata) y estarían relacionados, de acuerdo lo apuntado en apartados posteriores con la existencia de una acumulación de vapor de agua en las capas más inferiores, por la proximidad a la costa de la estación y por el efecto de las brisas.

Es interesante resaltar que los modelos denominados tipo Idso locales comportamiento y tipo Berdahl presentan un comportamiento más ajustado que los modelos de los que provienen, sin embargo, aun siendo mejor que los originales, no resultan tan precisos como los modelos denominado de tipo físico, extraídos del ajuste propuesto.

La tabla 5.10 nos permite también afirmar que los modelos locales de tipo físico producen errores en el orden de los  $\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$ , siendo las estimaciones nocturnas solo ligeramente mejores que las diurnas. El comportamiento a largo plazo de los modelos es prácticamente ideal (desviaciones medias nulas) no existiendo por tanto sobre ni sub estimación de las estimaciones realizadas.

Un análisis más detallado del comportamiento de estos modelos locales, como el propuesto por Jacovides (1997), permitiría establecer algunas conclusiones adicionales. Este autor propone utilizar como índice de la bondad del comportamiento del modelo un estadístico definido con relación a la función t de Student para N-1 grados de libertad y con un nivel de significación  $\alpha$  definido mediante la relación:

$$t = \left\{ \frac{(N - 1) \text{MBE}^2}{\text{RMSE}^2 - \text{MBE}^2} \right\}^{1/2} \quad \text{Ec. 5. 67}$$

Siendo RMSE (Root Mean Square Error) el error cuadrático medio y MBE (Mean Bias Error) la desviación media entre observaciones y estimaciones. Según la propuesta

realizada, un valor inferior de este parámetro significaría un mejor funcionamiento del modelo, pudiendo hablar incluso, si el test resulta significativo, que el modelo reproduce de forma completa los datos observados con un nivel de confianza del  $100(1-\alpha) \%$ .

El valor crítico seleccionado en nuestro caso es  $t=1.96$  (para  $\alpha=0.05$ ) y los valores obtenidos para los distintos modelos son los siguientes:

**Tabla 5.13:** Valores del estadístico  $t$  (Ecuación 5.67) para los distintos modelos locales propuestos.

modelo local	$t_{\text{día}}$	$t_{\text{noche}}$
tipo Brutsaert	4.13	1.81
tipo Prata	0.21	1.35
tipo Konzelman	0.51	0.06
tipo Alados	0.33	2.33

La conclusión obtenida es que, de los modelos locales de tipo físico, la mayor significación se alcanza en los modelos que incluyen un término independiente que tenga en cuenta la posibilidad de obtener emisividades no nulas para bajas tensiones de vapor.

En concreto, el modelo que mejores resultados aporta es el modelo tipo Konzelman que, su vez, permite una interpretación física acorde con todas las consideraciones realizadas anteriormente, añadiendo un aspecto adicional: el término independiente de la emisividad es ligeramente superior para el día que para la noche. Esto permite pensar en una contribución estable de componentes influyentes distintos del vapor de agua, manteniéndose el reflejo de las condiciones verticales en el coeficiente del término  $(e_0/T_0)^m$ .

De todo lo anterior, y de lo aludido en los apartados previos, se extraen, finalmente, las siguientes conclusiones en cuanto a la posibilidad de utilización de métodos indirectos de estimación de la irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo despejado:

a) La aplicación directa de la mayoría de los modelos establecidos permite reproducir la observaciones de irradiancia térmica atmosférica realizadas en el marco de este trabajo de investigación con un nivel de error en torno al 10 % para las estimaciones diurnas, y en torno al 5 %, para las estimaciones nocturnas. En casos puntuales, modelos de Brunt (1932), Cole (1979), Llebot y Jorge (1984) o Alados-Arboledas (1987), llegan incluso a obtenerse un comportamiento a largo plazo aceptable (desviaciones medias reducidas). De cualquier manera, se confirma un mayor acercamiento de las estimaciones nocturnas que de las diurnas y, sobre todo, la existencia de discrepancias entre las propias estimaciones de algunos de los modelos.

b) En cuanto a la propia intercomparación de los modelos, se demuestra como, para el rango de datos analizado en este trabajo de investigación, los modelos de tipo físico producen estimaciones más concordantes entre sí, mientras que los denominados de regresión, resultan bastante diferentes unos de otros. Del estudio de los fundamentos del proceso y de los procedimientos de generación de dichos modelos, se deduce la insuficiencia de aquellas formulaciones que, basadas en un conjunto limitado de datos, pretendan aplicarse a cualquier tipo de situaciones, especialmente si no se cuenta con información de la distribución vertical de temperatura y densidad de vapor.

c) Se ha comprobado como la realización de ajustes empíricos de los coeficientes dependientes de parámetros relacionados con la distribución vertical de temperatura y vapor de agua, mejora sustancialmente el funcionamiento de los modelos denominados de tipo analítico. El valor de los coeficientes obtenidos, además, resulta coherente con la existencia de una estructura vertical determinada, propia del tipo de emplazamiento de la estación radiométrica en la que se han obtenido los datos.

c) Los modelos desarrollados a partir de los datos de superficie disponibles permiten obtener estimaciones con un porcentaje de error del orden del  $\pm 3$  % de la irradiancia a calcular, sin embargo, como se ha dicho anteriormente, solo los de tipo analítico permiten una interpretación física que resulte coherente con las condiciones existentes en el emplazamiento de la estación.



Una vez asumidas estas conclusiones, aplicables a las condiciones de cielo despejado, pasamos a estudiar los procedimientos para cuantificar y modelizar adecuadamente el efecto de las nubes en la irradiancia térmica atmosférica.

**Capítulo VI :**

**MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA  
TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN  
SITUACIONES DE CIELO CUBIERTO**

## 6.1. INTRODUCCIÓN

El estudio del efecto provocado por la presencia de determinado tipo y cantidad de nubes en la irradiancia térmica atmosférica observada a nivel de superficie resulta crucial por dos motivos principales. En primer lugar, las nubes son superficies emisoras adicionales que intercambian energía, simultáneamente, con la propia atmósfera y con el terreno y las otras superficies interfase, y, en segundo lugar, poseen unas características espectrales perfectamente diferenciadas de las de una atmósfera “despejada” provocando, de forma genérica, un incremento de la irradiancia térmica recibida.

Todo lo anterior determinará, por tanto, variaciones en aquellos modelos que hayan utilizado una estructura uniforme de la atmósfera o alguna relación explícita entre parámetros de superficie e irradiancia térmica incidente en la que se asumiera la ausencia de nubes.

Se hace por tanto necesario evaluar esta influencia, así como llegar a estimar su magnitud relativa que, en principio, y dada la naturaleza las diferentes categorías existentes, habrá que relacionar, a su vez, con el tipo de nube, el grado de cobertura del cielo producido y la altura a la que se encuentren.

## 6.2. INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA A NIVEL DE SUPERFICIE

Dado que la emisión térmica de las nubes es prácticamente máxima en todas las longitudes de onda, su principal efecto radiativo en la región por encima de los 4  $\mu\text{m}$ , consiste en el "cierre" de la ventana atmosférica y, a diferencia de los cielos despejados, la irradiancia resultante en este caso no presenta una región de mínimo local como el que aparece en la figura 2.2.

La explicación a este hecho se encuentra en que el vapor de agua que ha servido para su formación se encuentra en forma de micropartículas de hielo o agregados de agua líquida en alta concentración, por lo que sus características emisivas no son las correspondientes a las del estado gaseoso, sino que serán más próximas a las del agua en estado líquido o sólido emitiendo, en este caso, y en una primera aproximación, a una temperatura absoluta igual a la de la base de la nube (esta es la zona que en mayor medida intercambia radiación con la superficie terrestre). Al contrario que en el vapor, el agua en estado líquido o sólido presenta emisividades no selectivas próximas a la unidad (Siegel y Howell, 1992).

Por otro lado, la posición relativa del conjunto de nubes y su configuración con relación al terreno, así como la concentración de componentes constituyentes, determinan variaciones adicionales en la emisividad equivalente del cielo que habrán de tenerse en cuenta.

En cualquier caso, pueden establecerse determinados criterios genéricos en cuanto al posible valor de emisividad de las nubes. Por ejemplo, las nubes bajas y medias, presentarán emisividades elevadas, puesto que se trata normalmente de nubes muy densas compuestas por agregados esféricos de agua líquida. Las nubes altas, de densidad inferior, presentarán valores más bajos de emisividad, lo que conjuntamente a la gran distancia de la superficie a la que se encuentran, determina una escasa influencia en la irradiancia térmica observada.

En cualquier caso, las determinaciones experimentales de emisividad de nubes disponibles resultan escasas (Allen, 1971; Hunt, 1973; Platt y Dilley, 1981; Paltridge y Platt, 1981) y en la mayoría de los modelos propuestos los valores asumidos resultan excesivamente simplificados ( $\epsilon_N \approx 1$  para nubes bajas y medias y  $\epsilon_N \approx 0.5$  para nubes altas).

Lind y Katsaros (1982) han propuesto un conjunto completo de valores de emisividad efectiva de nubes de acuerdo a su tipo, posición y espesor. Estos valores se han extraído a partir de consideraciones relacionadas con la distribución interna de vapor de agua y temperatura, incrementándose el número de posibles valores de  $\epsilon_N$ . Lo anterior ha servido como base para evaluar, en este trabajo de investigación, el efecto de la utilización de esquemas más detallados de emisividad de nubes en los modelos convencionales existentes.

En cuanto a la dependencia con el grado de cobertura, esto es, la dependencia con el parámetro meteorológico que la describe, la fracción de cielo cubierto expresada en octas,  $N$ , o en tanto por 1,  $A$ , decir que se suele plantear de forma lineal. Sin embargo, el hecho de que niveles de cobertura pequeños suelen coincidir con situaciones de nubes fraccionadas o situadas en el horizonte, indica la necesidad de suponer relaciones potenciales de grado superior. Esto es así porque la influencia de los valores pequeños de cobertura es inferior, por su localización en la bóveda celeste, que la influencia de coberturas superiores, en las que se puede garantizar en mayor medida la existencia de nubes de cualquier tipo en la dirección zenital. Esta cuestión ha sido ampliamente contrastada a nivel experimental (Clark, 1981; Czeplak y Kasten, 1987) existiendo incluso referencias recientes al respecto en regiones tan distintas como Groenlandia (Konzelman *et al.*, 1994) y Granada (Alados-Arboledas *et al.*, 1995).

En este apartado hay que citar también que algunos autores (Ineichen, 1984; Aubinet, 1994) han intentado sustituir en esta dependencia el valor de la fracción de cielo cubierto, determinado de forma visual por los observadores meteorológicos, por un indicador objetivo de la cobertura nubosa representado por relaciones que incluyen valores máximos esperados de radiación de onda corta y valores realmente recibidos.

Esta aproximación resulta interesante para sustituir una variable de entrada sujeta a errores de apreciación inevitables, pero, sin embargo, la escasa posibilidad de relacionar estos nuevos parámetros con estructuras nubosas específicas, y, evidentemente, la limitación que supone su exclusiva aplicación en estimaciones diurnas, hacen que en este trabajo se haya preferido utilizar como parámetro correspondiente a la cobertura nubosa el valor de fracción de cielo cubierto proporcionado en los registros meteorológicos sinópticos analizados (Apéndice 3).

### **6.3. MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO CUBIERTO**

Al igual que en caso de la estimación en cielos despejados, existen diferentes aproximaciones para cuantificar el efecto provocado por las nubes en la irradiancia térmica incidente. En primer lugar hablaremos de aproximaciones de tipo físico, en las que se intenta establecer un modelo (en principio lo más simplificado posible) que incluya las variables y parámetros que intervienen en el proceso mediante una ecuación con cierta fundamentación teórica. En segundo lugar, consideraremos aproximaciones de tipo estadístico, en las que la contribución de las nubes se estima por ajustes empíricos entre variables relacionadas con la presencia de nubes (cobertura, tipo, altura de la base,..) y las diferencias entre observaciones de irradiancia térmica en dichas situaciones y las estimaciones de cielo despejado correspondientes a las mismas condiciones en superficie.

A continuación se describen aquellos modelos considerados más relevantes tanto de tipo físico como estadístico. En el Apéndice 4 se incluyen otras formulaciones equivalentes propuestas por diferentes autores que también han sido evaluadas en este trabajo de investigación.

#### **6.3.1 Modelos de tipo físico**

### 6.3.1.1 Modelo de Kimball (Kimball *et al.*, 1982)

En este caso, la contribución correspondiente a la presencia de determinada capa de nubes en un nivel  $z(i)$ , se estima mediante un término adicional a la estimación obtenida para cielo despejado correspondiente a las condiciones existentes en superficie  $\phi\downarrow_0$ . La irradiancia térmica se obtiene sin más que realizar la siguiente operación:

$$\phi\downarrow = \phi\downarrow_0 + \phi\downarrow_N(i) \quad \text{Ec. 6. 1}$$

Donde  $\phi\downarrow_0$  es la irradiancia estimada para un cielo despejado correspondiente a las condiciones de superficie existentes, en este caso calculada mediante el modelo propuesto por Idso (1981a) y  $\phi\downarrow_N(i)$  es la contribución de una capa de nubes de determinado tipo, indicado por el coeficiente  $i$ . Esta contribución, a su vez se calcula de la siguiente manera:

$$\phi\downarrow_N(i) = \tau_8 A(i) \varepsilon(i) f_8(i) \sigma T_N^4(i) \quad \text{Ec. 6. 2}$$

En la que se supone que la radiación de las nubes solo se transmite en la región de la ventana atmosférica ( 8-14  $\mu\text{m}$ ) con una transmisividad de:

$$\tau_8 = 1 - \varepsilon_8 \quad \text{Ec. 6. 3}$$

donde  $\varepsilon_8$  es la emisividad en esta región espectral calculada a partir de la emisividad en la dirección zenital,  $\varepsilon_{8z}$ , mediante las siguientes expresiones (Idso 1981a, Idso 1981b):

$$\varepsilon_8 = \varepsilon_{8z} ( 1.4 - 0.4\varepsilon_{8z} ) \quad \text{Ec. 6. 4}$$

$$\varepsilon_{8z} = 0.24 + 2.98 \times 10^{-6} e^2 \exp(3000/T_a) \quad \text{Ec. 6. 5}$$

Los otros coeficientes de la ecuación 6.2 son  $A(i)$ : fracción de cielo cubierto por las nubes de categoría  $i$ ,  $\varepsilon(i)$ : emisividad equivalente para la categoría de nubes,  $T_N(i)$ :

temperatura de la base de la nube calculada de acuerdo a la existencia de un gradiente geométrico ,  $\gamma$ , y una altura de la base,  $h_N(i)$  determinadas (ecuación 6.6) y  $f_8(i)$ : fracción de radiación emitida entre 8 y 14  $\mu\text{m}$  por un cuerpo negro a una temperatura  $T_N(i)$ , calculada a través de la ecuación 6.7 (Harrison, 1960).

$$T_N(i) = T_a - \gamma h_N(i) \quad \text{Ec. 6. 6}$$

$$f_8(i) = -0.6732 + 0.642 \times 10^{-2} T_N(i) - 0.9140 \times 10^{-2} T_N^2(i) \quad \text{Ec. 6. 7}$$

Para nubes densas se asume un valor de emisividad igual a la unidad y para nubes menos densas, especialmente en el caso de los cirros o cirroestratos, se asume que menos de la mitad de la superficie observada se trata de partículas de hielo con emisividad igual a la unidad y el resto es aire, resultando la emisividad total igual a 0.5. Esta asunción se confirma por las observaciones de Paltridge y Platt (1981) aunque, en cualquier caso, este tipo de nubes se encuentran en alturas considerables, por lo que su influencia será menos acusada.

Finalmente, para varias capas de nubes superpuestas, la expresión propuesta es

$$\phi_{\downarrow} = \phi_{\downarrow 0} + \sum (\tau_8 A(i) \epsilon(i) f_8(i) \sigma T_N^4(i)) \quad \text{Ec. 6. 8}$$

### 6.3.1.2 Modelo de Martin y Berdahl (1984):

El modelo en este caso se plantea asumiendo un incremento en la emisividad equivalente del cielo que se expresa de la siguiente forma:

$$\epsilon = \epsilon_0 + (1 - \epsilon_0)C \quad \text{Ec. 6. 9}$$

donde:

$$C = A \epsilon_N \Gamma \quad \text{Ec. 6. 10}$$



El parámetro C es denominado por este autor como la “nubosidad infrarroja” e incluye, como puede apreciarse la dependencia con la fracción de cielo cubierto A, la emisividad de la capa de nubes considerada  $\varepsilon_N$  y un parámetro adicional,  $\Gamma$ , llamado factor de nube que incluye la dependencia con la temperatura de la nube a través de la asunción de determinado gradiente geométrico,  $\gamma$ .

El valor explícito de  $\Gamma$ , después de simulaciones realizadas utilizando un modelo detallado de atmósfera resulta ser:

$$\Gamma = \exp(-h/h_0) \quad \text{Ec. 6. 11}$$

con  $h_0 = 8.2$  km.

### 6.3.1.3 Modelo de Berger (1992)

Berger (1992) propone representar el incremento en la irradiancia térmica provocado por las nubes mediante un incremento de la temperatura equivalente de cielo  $\Delta T_c$  de tal forma que la expresión final de la irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo cubierto es:

$$\phi \downarrow = \sigma(T_c + \Delta T_c)^4 \quad \text{Ec. 6. 12}$$

donde

$$\Delta T_c = A(1 - \varepsilon_0)/4T_c^4 \quad \text{Ec. 6. 13}$$

y  $T_c$  es la temperatura equivalente de cielo si para las condiciones existentes en superficie no existiese cobertura nubosa, esto es

$$T_c = \varepsilon_0^{0.25} T_a \quad \text{Ec. 6. 14}$$

Resulta de interés resaltar que en la deducción del valor de  $\Delta T_c$  se emplea una expresión simplificada de balance en situaciones de cielo cubierto propuesta también por otros autores (Guzzi, 1990) que incluye, a grandes rasgos, la situación de cielo despejado y el incremento en la irradiancia provocado por la presencia de nubes.

$$\phi \downarrow = (1-f_v) \sigma T_a^4 + f_v \varepsilon_N \sigma T_a^4 + A f_v (1-\varepsilon_N) \sigma T_N^4 \quad \text{Ec. 6. 15}$$

En la que por un lado tenemos la contribución correspondiente al cielo despejado ( $f_v$  es la fracción de radiación emitida en la región de la ventana atmosférica y  $\varepsilon_N$  la emisividad de la nube) y el último término nos da la contribución de la nube dependiendo de la cobertura,  $A$ , y de la temperatura de su base,  $T_N$ .

### 6.3.2 Modelos de tipo empírico

Morgan (1971) recoge un procedimiento propuesto por Boltz que calcula a partir de datos experimentales el incremento de la emisividad producido por la presencia de nubes con relación a la emisividad propia de cielo despejado correlacionándolo de forma empírica con la fracción de cielo cubierto. Lo anterior lo plantea mediante una relación cuadrática, en la que el coeficiente propuesto depende del tipo de nube presente de acuerdo a la tabla 6.1.

$$\frac{\varepsilon - \varepsilon_0}{\varepsilon} = kA^2 \quad \text{Ec. 6. 16}$$

Clark (1981) propone una nueva relación empírica a partir de una extensa base de datos obtenida en San Antonio (Texas)

$$\frac{\varepsilon - \varepsilon_0}{\varepsilon} = 0.0244A - 0.0035A^2 + 0.00028A^3 \quad \text{Ec. 6. 17}$$

Tabla 6.1: Valores del coeficiente k (Ecuación 6.16) para cada tipo de nubes.

tipo de nube	k
Cirrus (Ci)	0.04
Cirrostratus (Cs)	0.08
Altocúmulus (Ac)	0.16
Altostratus (As)	0.20
Cumulonimbus (Cb)	0.20
Cumulus (Cu)	0.20
Stratocumulus (Sc)	0.22
Nimboestratos (Ns)	0.25
Niebla	0.25

Czeplak y Kasten (1987) y Czeplak (1993) generalizan la relación propuesta anteriormente diferenciando la contribución de cada capa (bajas, medias y altas: subíndices B, M y A respectivamente) de acuerdo a la fracción de cielo cubierto A y a la temperatura en superficie. La dependencia con A es de tipo potencial con  $\alpha_A = \alpha_B = 3$  y  $\alpha_C = 2.5$ :

$$\frac{\varepsilon - \varepsilon_0}{\varepsilon_0} = a_B A_B^{\alpha_B} + a_M (1 - A_B) A_M^{\alpha_M} + a_A (1 - A_B)(1 - A_M) A_A^{\alpha_A} \quad \text{Ec. 6. 18}$$

siendo

$$a_B = -0.007915T_a + 2.447 \quad \text{Ec. 6. 19}$$

$$a_M = -0.009179T_a + 2.737 \quad \text{Ec. 6. 20}$$

$$a_A = -0.01089T_a + 3.165 \quad \text{Ec. 6. 21}$$

### 6.3.3 *Formulación detallada de la emisividad de nubes*

Como hemos visto, en el caso los modelos de tipo físico para la estimación de la contribución de las nubes a la irradiancia térmica atmosférica en superficie, las emisividades de nube consideradas resultan ser bastante simplificadas. Existen, sin embargo, algunas propuestas que permiten ampliar este rango de posibles valores. Estas propuestas necesitarían una evaluación empírica y, de esta manera, contrastar si es realmente práctico utilizar un esquema de emisividades de nube más detallado que el propuesto en los modelos físicos existentes.

La primera de ellas proviene de Allen (1971) y Hunt (1973) que establecen un valor de emisividad unidad para las nubes bajas, un valor mínimo de 0.3 y un valor medio de 0.8 para nubes medias y un valor máximo de 0.7, con promedio de 0.35 para nubes altas, independientemente de su tipo.

La segunda, como se ha indicado anteriormente, ha sido elaborada por Lind y Katsaros (1982), que han propuesto un esquema mucho más detallado de emisividades de nubes que permite asignar valores más precisos de la misma en función de ciertas particularidades de la estructura de la cobertura nubosa como su espesor, densidad o grado de agrupamiento de sus partes (Tablas 6.2, 6.3 y 6.4).

En concreto, para nubes bajas, solo considera como nubes de emisividad máxima los cúmulos nimbos y los cúmulos en forma de torre, asignando en este caso valores de emisividad de 0.96. Esto es lógico puesto que se trata de nubes de gran desarrollo vertical y bastante densas, por otro lado. En el resto de los casos, y asumiendo que el espesor de la nube depende del grado de cobertura de acuerdo a cierta relación (Tabla 6.5), la emisividad se asigna según una dependencia con el número de octas. En el caso de cúmulos de poco desarrollo vertical o cúmulos o estratocúmulos a distintos niveles en los que se asume un mayor contenido de vapor de agua interno se considera un nivel de cobertura incrementado en 2 octas, para tener en cuenta este hecho.

Conjuntamente con este esquema de nubes, Lind y Katsaros (1982), presentan un modelo de estimación de irradiancia térmica atmosférica que utiliza como entrada determinada información de la estructura vertical de la atmósfera en la localización en la que se pretende aplicar. Esto hace que el modelo propuesto en este caso no haya podido ser validado con los datos disponibles en este trabajo de investigación.

**Tabla 6.2:** Emisividad de los distintos tipos de nubes medias según Lind y Katsaros (1982)

Código WMO	tipo	emisividad estimada
CM 1	Altoestratos translúcidos	0.62
CM 2	Alto estratos opacos	0.68
CM 3	Alto cúmulos semi transparentes	0.62
CM 4	Alto cúmulos en bancos	0.62
CM 5	Alto cúmulos en bandas	0.62
CM 6	Alto cúmulos cumulugénitus	0.68
CM 7	Alto cúmulos en dos capas	0.78
CM 8	Alto cúmulos cumuliformes	0.72
CM 9	Alto cúmulos en forma caótica	0.78

**Tabla 6.3:** Emisividad de los distintos tipos de nubes altas según Lind y Katsaros (1982)

Código WMO	tipo	emisividad estimada
CH 1	Cirros filamentosos	0.52
CH 2	Cirros densos	0.58
CH 3	Cirros densos asociados con Cb	0.62
CH 4	Cirros densos en forma de yunque	0.58
CH 5	Cirros y cirroestratos en bandas convergente < 45 °	0.58
CH 6	Cirros y cirroestratos en bandas convergente > 45 °	0.62
CH 7	Cirroestratos cubriendo el cielo	0.68
CH 8	Cirroestratos en cielo parcialmente cubierto	0.68
CH 9	Cirro cúmulos	0.62

**Tabla 6.4:** Emisividad de los distintos tipos de nubes bajas según Lind y Katsaros (1982)

Código WMO	tipo	emisividad estimada
CL 1	Cúmulos de poco desarrollo vertical	F(octas + 2)
CL 2	Cúmulos en forma de torre	0.96
CL 3	Cúmulo nimbos	0.96
CL 4	Estrato cúmulos procedentes de cúmulos	F(octas)
CL 5	Estrato cúmulos procedentes de cúmulos	F(octas)
CL 6	Estratos en capas más o menos continuas	F(octas)
CL 7	Fractoestratos de mal tiempo	F(octas)
CL 8	Cúmulos o estratocúmulos a distintos niveles	F(octas + 2)
CL 9	Cúmulo nimbos en forma de yunque	0.96

**Tabla 6.5:** Emisividad de los distintos tipos de nubes bajas en función del grado de cobertura según Lind y Katsaros (1982)

Nivel de cobertura de nubes bajas	Espesor de capa estimado	Emisividad estimada
8 octas	500 m	0.96
7 octas	450 m	0.92
6 octas	400 m	0.85
5 octas	350 m	0.74
4 octas	300 m	0.63
3 octas	250 m	0.52
2 octas	200 m	0.42

#### **6.3.4 Formulación conjunta de los modelos de estimación de irradiancia térmica atmosférica en situaciones de cielo cubierto**

Independientemente de su simplicidad, los modelos de tipo físico para la estimación de irradiancia térmica atmosférica aceptados, presentan dos aspectos que limitan su capacidad predictiva (Alados-Arboledas, 1995). El primero es el corto margen de posibles emisividades de nube considerado (1 para nubes bajas y medias y 0.5 para nubes altas)

como se ha apuntado en el apartado anterior y, el segundo, es la aceptación de una dependencia lineal del incremento de irradiancia observado con la cobertura nubosa.

El primer inconveniente puede soslayarse de inmediato si se cuenta con un esquema de emisividades lo suficientemente detallado, que como se ha adelantado, es posible gracias a las contribuciones realizadas por Allen (1971) y Hunt (1973) y, especialmente, por Lind y Katsaros (1982).

El segundo aspecto como se ha adelantado, ha sido ampliamente contrastado a nivel experimental, y la consecuencia más inmediata, tanto del análisis de los propios modelos de regresión generales presentados anteriormente como del comportamiento observado en nuestra base de datos es que la dependencia con la cobertura nubosa presentará exponentes superiores a la unidad.

Asumiendo ambas consideraciones, es posible proponer una formulación conjunta en los propios modelos de tipo físico incluyendo ambos aspectos y evaluar si dicha formulación mejora o no su capacidad predictiva (Alados-Arboledas, 1995).

## **6.4. ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO LOCAL DE LA COBERTURA NUBOSA Y SU INFLUENCIA EN LA IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA OBSERVADA**

### ***6.4.1 Influencia de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica***

Se ha analizado la influencia de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica comparando el valor de irradiancia,  $\phi\downarrow$ , y emisividad equivalente,  $\epsilon$ , observados en presencia de nubes con los previstos por un modelos de cielo despejado para las mismas condiciones de superficie existentes ( $\phi\downarrow_0$  y  $\epsilon_0$ , respectivamente). Con el fin de garantizar que las estimaciones de cielo despejado son las más ajustadas, el modelo utilizado en este caso es el de mayor significación estadística de los obtenidos en el apartado 5.5.4,

tanto para estimaciones nocturnas como diurnas, esto es, el modelo denominado tipo Konzelman (Ecuaciones 5.63 y 5.64). Los valores obtenidos para cada categoría de nubes se incluyen en las tablas 6.6 a 6.11.

De las mismas podemos deducir que cuando el cielo está completamente cubierto por nubes bajas, se reciben, por término medio,  $55 \text{ Wm}^{-2}$  de radiación térmica más de los previstos para las condiciones existentes en superficie si el cielo estuviera completamente despejado. Estos  $55 \text{ Wm}^{-2}$  se convierten en  $38 \text{ Wm}^{-2}$  en el caso de nubes medias y en  $10 \text{ Wm}^{-2}$  en el caso de nubes bajas.

Puede decirse también, que tanto las nubes bajas como las nubes medias producen un incremento medio del 3 % de la irradiancia correspondiente a cielos despejados, pero que, sin embargo, el efecto de la posición en el horizonte de las nubes y su naturaleza fraccionada, hacen que a pesar de tener un comportamiento global similar, el efecto de las nubes bajas sea más acusado para coberturas por encima de 5-6 octas.

Lo anterior se confirma viendo como con una cobertura de 3 octas de nubes bajas el efecto de las nubes continúa siendo reducido ( $< 7 \text{ Wm}^{-2}$ ).



**Tabla 6.6:** Efecto de la cobertura nubosa en la emisividad equivalente con relación a la emisividad de cielo despejado para nubes bajas.

NUBES BAJAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\Delta\varepsilon$		1209	0.021	0.060	-0.240	0.258
	1	599	-0.003	0.032	-0.240	0.130
	2	242	0.008	0.037	-0.199	0.192
	3	111	0.017	0.043	-0.163	0.129
	4	72	0.041	0.059	-0.219	0.146
	5	29	0.072	0.079	-0.193	0.222
	6	52	0.098	0.056	-0.120	0.223
	7	39	0.115	0.071	-0.008	0.258
	8	65	0.142	0.069	-0.071	0.229
$(\varepsilon-\varepsilon_0)/\varepsilon_0$		1209	0.027	0.078	-0.314	0.352
	1	599	-0.004	0.042	-0.314	0.180
	2	242	0.010	0.048	-0.242	0.250
	3	111	0.022	0.057	-0.214	0.171
	4	72	0.053	0.078	-0.283	0.197
	5	29	0.095	0.102	-0.236	0.289
	6	52	0.126	0.073	-0.155	0.304
	7	39	0.149	0.095	-0.011	0.352
	8	65	0.182	0.090	-0.085	0.305

**Tabla 6.7:** Efecto de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica con relación a la de cielo despejado para nubes bajas.

NUBES BAJAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\phi\downarrow-\phi\downarrow_0 \text{ Wm}^{-2}$		1209	8.3	23.7	-103.5	91.2
	1	599	-1.4	13.4	-103.5	52.5
	2	242	3.2	14.9	-85.4	70.6
	3	111	6.8	16.9	-66.9	49.5
	4	72	16.0	23.7	-96.9	55.3
	5	29	28.3	31.2	-82.4	79.7
	6	52	39.8	22.0	-44.7	83.3
	7	39	45.7	25.9	-3.2	91.2
	8	65	54.7	25.7	-31.4	86.3
$(\phi\downarrow-\phi\downarrow_0)/\phi\downarrow_0$		1209	0.027	0.078	-0.314	0.352
	1	599	-0.004	0.042	-0.314	0.180
	2	242	0.010	0.048	-0.242	0.250
	3	111	0.022	0.057	-0.214	0.171
	4	72	0.053	0.078	-0.283	0.197
	5	29	0.094	0.102	-0.236	0.289
	6	52	0.126	0.073	-0.155	0.304
	7	39	0.149	0.095	-0.011	0.352
	8	65	0.182	0.090	-0.085	0.304

**Tabla 6.8:** Efecto de la cobertura nubosa en la emisividad equivalente con relación a la emisividad de cielo despejado para nubes medias.

NUBES MEDIAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\Delta\varepsilon$		356	0.021	0.042	-0.170	0.160
	1	125	0.007	0.042	-0.170	0.136
	2	88	0.018	0.033	-0.154	0.082
	3	84	0.016	0.032	-0.077	0.141
	4	18	0.026	0.027	-0.028	0.070
	5	12	0.039	0.029	-0.002	0.081
	6	5	0.082	0.031	0.055	0.130
	7	17	0.089	0.043	-0.023	0.160
	8	7	0.094	0.042	0.053	0.159
$(\varepsilon-\varepsilon_0)/\varepsilon_0$		356	0.027	0.055	-0.213	0.215
	1	125	0.010	0.054	-0.213	0.176
	2	88	0.023	0.043	-0.195	0.103
	3	84	0.021	0.042	-0.101	0.180
	4	18	0.033	0.035	-0.035	0.093
	5	12	0.051	0.038	-0.003	0.106
	6	5	0.105	0.044	0.067	0.175
	7	17	0.117	0.057	-0.028	0.215
	8	7	0.119	0.053	0.064	0.200

**Tabla 6.9:** Efecto de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica con relación a la de cielo despejado para nubes medias.

NUBES MEDIAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\phi\downarrow-\phi\downarrow_0 \text{ Wm}^{-2}$		356	8.3	17.4	-70.7	62.6
	1	125	2.6	17.7	-70.7	50.7
	2	88	7.3	14.2	-69.0	35.7
	3	84	6.7	13.1	-31.1	60.3
	4	18	11.2	11.5	-11.0	31.3
	5	12	16.2	12.0	-0.9	34.4
	6	5	32.7	11.2	23.0	50.2
	7	17	35.2	16.5	-10.2	59.0
	8	7	37.6	16.4	22.6	62.6
$(\phi\downarrow-\phi\downarrow_0)/\phi\downarrow_0$		356	0.027	0.055	-0.213	0.215
	1	125	0.010	0.054	-0.213	0.176
	2	88	0.023	0.043	-0.195	0.103
	3	84	0.021	0.042	-0.101	0.179
	4	18	0.033	0.035	-0.035	0.093
	5	12	0.051	0.038	-0.003	0.106
	6	5	0.105	0.044	0.067	0.175
	7	17	0.117	0.057	-0.028	0.215
	8	7	0.119	0.053	0.064	0.200

**Tabla 6.10:** Efecto de la cobertura nubosa en la emisividad equivalente con relación a la emisividad de cielo despejado para nubes altas.

NUBES ALTAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\Delta\varepsilon$		1008	0.006	0.039	-0.199	0.198
	1	192	-0.003	0.039	-0.176	0.090
	2	233	0.006	0.034	-0.199	0.100
	3	226	0.003	0.038	-0.193	0.151
	4	91	0.013	0.031	-0.129	0.121
	5	81	0.011	0.049	-0.163	0.198
	6	106	0.012	0.040	-0.175	0.193
	7	61	0.016	0.047	-0.182	0.129
	8	18	0.025	0.046	-0.018	0.187
$(\varepsilon-\varepsilon_0)/\varepsilon_0$		1008	0.008	0.051	-0.256	0.252
	1	192	-0.004	0.052	-0.232	0.113
	2	233	0.007	0.045	-0.256	0.125
	3	226	0.004	0.049	-0.253	0.194
	4	91	0.016	0.040	-0.166	0.152
	5	81	0.014	0.065	-0.222	0.252
	6	106	0.016	0.052	-0.226	0.246
	7	61	0.021	0.062	-0.227	0.178
	8	18	0.032	0.060	-0.025	0.240

**Tabla 6.11:** Efecto de la cobertura nubosa en la irradiancia térmica atmosférica con relación a la emisividad de cielo despejado para nubes altas.

NUBES ALTAS	nº de octas	nº de casos	media	desviación estándar	mínimo	máximo
$\phi\downarrow-\phi\downarrow_0 \text{ Wm}^{-2}$		1008	2.3	16.1	-88.3	74.8
	1	192	-1.4	16.3	-73.9	35.2
	2	233	2.0	14.1	-88.3	40.4
	3	226	1.1	15.9	-87.8	55.7
	4	91	5.2	12.5	-48.5	47.5
	5	81	4.3	19.3	-64.9	74.8
	6	106	4.9	16.6	-82.0	74.2
	7	61	6.4	19.4	-75.6	52.0
	8	18	9.8	17.7	-8.1	69.8
$(\phi\downarrow-\phi\downarrow_0)/\phi\downarrow_0$		1008	0.008	0.051	-0.256	0.252
	1	192	-0.004	0.052	-0.232	0.113
	2	233	0.007	0.045	-0.256	0.125
	3	226	0.004	0.049	-0.253	0.194
	4	91	0.016	0.040	-0.166	0.152
	5	81	0.014	0.065	-0.222	0.252
	6	106	0.016	0.052	-0.226	0.246
	7	61	0.021	0.062	-0.227	0.178
	8	18	0.032	0.060	-0.025	0.240

### 6.4.2 Modelos locales de estimación de la influencia de la cobertura nubosa

De los resultados anteriores es posible estimar expresiones funcionales empíricas que permitan una estimación del incremento de irradiancia (o de emisividad equivalente) producido por la aparición de las nubes de diferente categoría. Para ello podemos bien utilizar un esquema establecido como el propuesto por Boltz y calcular los correspondientes valores de  $k$  de la expresión cuadrática de la ecuación correspondiente o bien podemos no asumir ningún exponente y calcular éste de acuerdo a los datos disponibles. Por lo tanto la relación empírica a estudiar es:

$$\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0} = kA^n \quad \text{Ec. 6. 22}$$

con  $n=2$  si asumimos un esquema equivalente al propuesto por Boltz y  $n = n_{\text{exp}}$  según nuestra propuesta.

La tabla 6.12 recoge el valor de los coeficientes  $k$  obtenidos de acuerdo a las distintos tipos de nubes observados y sus desviaciones estándar. Se observa una concordancia bastante ajustada para el caso de todos los tipos de nubes bajas y medias (incluso para un tipo no considerado inicialmente, los estratos). Para el caso de nubes altas, sin embargo, los valores no son tan similares aunque se mantienen los bajos valores (indicando su poca influencia) y el hecho de que el coeficiente de los cirroestratos es superior al de los cirros.

Dado que los casos de nubes observados lo son de tipos muy determinados y que las diferencias en  $\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0}$  por tipo, para cada categoría de nubes, no son muy acusadas se han calculado los coeficientes empíricos de la ecuación 6.12 agrupando todos los casos observados por categoría, esto es, nubes bajas, medias y altas (Figura 6.1).

Tabla 6.12: Valores observados del coeficiente k en la ecuación 6.22 (n=2) para el conjunto de datos analizado

tipo de nube	k original	k observado
Cirrus (Ci)	0.04	0.022 ± 0.005
Cirrostratus (Cs)	0.08	0.09 ± 0.02
Alto cúmulus (Ac)	0.16	0.14 ± 0.01
Altostratus (As)	0.20	sin casos
Cumulonimbus (Cb)	0.20	sin casos
Cumulus (Cu)	0.20	0.21 ± 0.01
Stratocumulus (Sc)	0.22	0.20 ± 0.05
Nimboestratos (Ns)	0.25	sin casos
Estratos	no considerado	0.19 ± 0.01

De acuerdo a la otra posibilidad planteada, las relaciones empírica generales para la obtención de la razón  $\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0}$  son las siguientes:

Nubes bajas:

$$\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0} = (0.189 \pm 0.008) A^{(1.74 \pm 0.16)} \quad \text{Ec. 6. 23}$$

Nubes medias:

$$\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0} = (0.13 \pm 0.01) A^{(1.5 \pm 0.3)} \quad \text{Ec. 6. 24}$$

Nubes altas:

$$\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0} = (0.029 \pm 0.003) A^{(1.5 \pm 0.3)} \quad \text{Ec. 6. 25}$$

Todas ellas se han calculado mediante ajustes no lineales con valores de  $\chi^2$  en torno a 0.0001 y se han aplicado los mismos criterios de selección de datos (extracción aleatoria de 2/3 de la base de datos y 1/3 para su validación) empleados en la generación de los modelos locales.

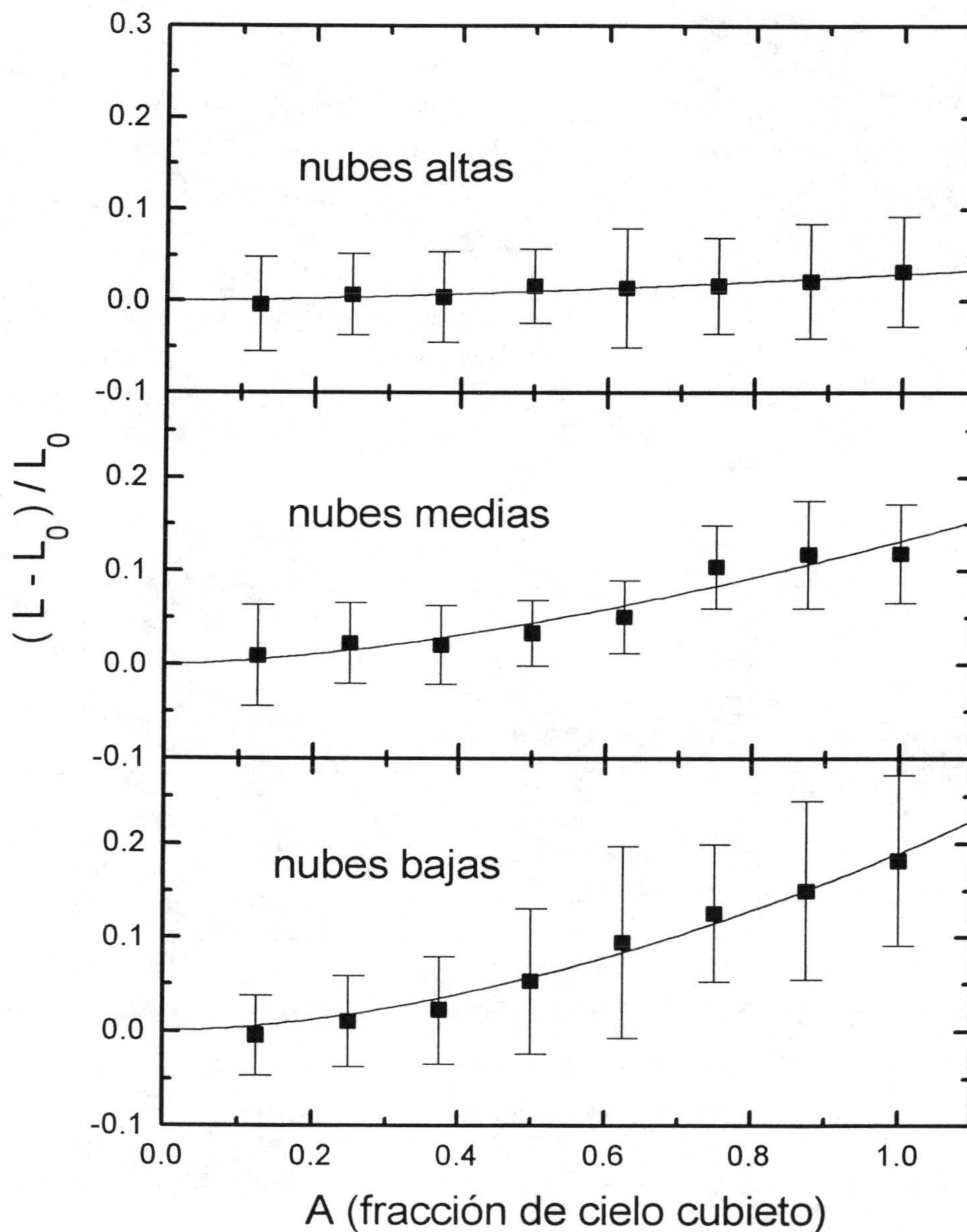


Figura 6.1: Incremento relativo de la irradiancia térmica atmosférica  $\frac{\phi \downarrow - \phi \downarrow_0}{\phi \downarrow_0}$  provocado por las distintas categorías de nubes

Los resultados obtenidos confirman la no linealidad del incremento en la irradiancia térmica producido por la aparición de cierta cantidad de nubes (todos los exponentes observados son mayores que 1) y demuestran como la aportación de mayor relevancia, como era de esperar es la de la nubes bajas, siendo prácticamente marginal la de las nubes altas.

Las relaciones empíricas obtenidas sirven en sí mismas como modelo de estimación de la influencia de las nubes en la irradiancia térmica atmosférica y las dos propuestas (la relación cuadrática y la relación potencial general) serán comparadas con las observaciones realizadas en el siguiente apartado.

Como comentarios adicionales cabe decir que, aunque potencial, la relación obtenida no llega a ser cuadrática ni de grado superior en ningún caso, como ocurre en los modelos empíricos establecidos (Boltz, Czeplack y Kasten, Clark). De acuerdo al origen de este comportamiento, esto significaría que, para nuestra base de datos, existiría cierta contribución superior en la dirección zenital o un grado menor de fragmentación de la cobertura nubosa. Precisamente, la ausencia de este tipo de información en los modelos convencionales es lo que impide contrastar de forma detallada estos aspectos.

## **6.5. VALIDACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS MODELOS DE ESTIMACIÓN DE IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO**

En primer lugar hay que decir que se ha seguido un esquema de validación completamente equivalente al utilizado en el capítulo anterior, de tal manera que los índices de comparación entre estimaciones y observaciones han vuelto a ser la desviación media, la razón entre estimaciones y observaciones y el error cuadrático medio. También se ha realizado un análisis gráfico estimaciones-observaciones y se ha estudiado su desviación con relación aun comportamiento ideal 1:1.

### 6.5.1 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos convencionales.

Aquí se han aplicado los modelos establecidos más aceptados a los datos disponibles. Los modelos analizados han sido los siguientes: modelo de Kimball, modelo de Boltz, modelo de Berdahl, modelo de Clark, modelo de Berger y modelo de Czeplak y Kasten. Los resultados del análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones pueden encontrarse en la tabla 6.13 y los de análisis gráfico de las mismas en la tabla 6.14.

**Tabla 6.13:** Valores de la desviación media, razón media entre estimaciones y observaciones, error cuadrático medio y su porcentaje con relación a la media de las observaciones correspondiente a los modelos convencionales de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielos cubiertos.

modelo	desviación media $Wm^{-2}$	$\left(\frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}}\right)$	error cuadrático medio $Wm^{-2}$	desviación media %	error cuadrático medio %
Kimball	7.8	1.028	18.5	2.4	5.7
Boltz	2.5	1.010	17.1	0.8	5.3
Berdahl	22.8	1.073	30.4	7.0	9.4
Clark	-2.7	0.995	19.6	-0.8	6.0
Berger	22.6	1.073	31.0	7.0	9.5
Czeplack	-1.7	0.998	16.6	-0.5	5.1

**Tabla 6.14:** Resultados del análisis gráfico observaciones-estimaciones mediante un ajuste lineal  $\phi_{\text{obs}} = a + b\phi_{\text{mod}}$  para los modelos convencionales para cielo cubierto.

modelo	a ( $Wm^{-2}$ )	b (-)	r	error del ajuste ( $Wm^{-2}$ )
Kimball	89.0	0.750	0.883	14.2
Boltz	47.3	0.862	0.885	16.2
Berdahl	63.8	0.874	0.846	19.6
Clark	81.1	0.742	0.839	17.1
Berger	73.7	0.843	0.826	20.5
Czeplack	73.2	0.769	0.886	14.3



La primera consecuencia de estos valores es la constatación de que de los modelos que tienen en cuenta la influencia de las nubes, los que producen estimaciones más ajustadas (del orden del 5-6 % de la media de las observaciones realizadas) son el modelo de Boltz, el modelo de Czeplack y Kasten y, por último, el modelo de Clark que resultan pertenecer al grupo de los que hemos denominado de regresión y que en principio deberían manifestar cierto sesgo relacionado con la base de datos empleada en su generación.

Un estudio más detallado de los mismos muestra que estos modelos, a diferencia del resto, consideran que la influencia de las nubes no es lineal, con exponentes de la fracción de cielo cubierto por encima de 1. Lo anterior permite pensar en este hecho sea precisamente el que determine el mejor su mejor comportamiento en lugar de utilizar determinados valores de emisividad de nubes.

### ***6.5.2 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos físicos convencionales incluyendo propuesta de mejora***

En este apartado han seleccionado los dos modelos de tipo físico que admiten valores específicos de emisividad de nubes e incluyen una dependencia lineal con la fracción de cielo cubierto, estos es, los modelos de Kimball y de Berdahl.

Con el fin de estudiar la posible mejora de su capacidad predictiva se han analizado los resultados que producirían las siguientes modificaciones (Alados-Arboledas, 1995):

- a) Utilizar un esquema de nubes más detallado como proponen Hunt y Allen o Lind y Katsaros.
- b) Utilizar una dependencia cuadrática con la fracción de cielo cubierto.
- c) Las dos propuestas anteriores simultáneamente.

De esta manera, conseguiremos diferentes versiones de los modelos originales que pueden representarse esquemáticamente mediante la tabla 6.15.

**Tabla 6.15:** Esquema de propuesta de mejora de los modelos físicos de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielo cubierto.

Modelo	Original	Emisividades según Hunt y Allen	Emisividades según Lind y Katsaros	dependencia en $A^2$
KIMBALL-0	X			
KIMBALL-1		X		
KIMBALL-2				X
KIMBALL-3		X		X
KIMBALL-4			X	
KIMBALL-5			X	X
BERDAHL-0	X			
BERDAHL-1		X		
BERDAHL-2				X
BERDAHL-3		X		X
BERDAHL-4			X	
BERDAHL-5			X	X

Los resultados de este análisis pueden encontrarse en las tablas 6.16 y 6.17.

Tabla 6.16: Valores de la desviación media, razón media entre estimaciones y observaciones, error cuadrático medio y su porcentaje con relación a la media de las observaciones correspondiente a los modelos físicos modificados de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielos cubiertos.

modelo modificado	desviación media $Wm^{-2}$	$\left(\frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}}\right)$	error cuadrático medio $Wm^{-2}$	desviación media %	error cuadrático medio %
KIMBALL-0	7.8	1.028	18.5	2.4	5.7
KIMBALL-1	6.1	1.022	17.9	1.9	5.5
KIMBALL-2	1.5	1.008	16.4	0.5	5.1
KIMBALL-3	0.6	1.005	16.3	0.2	5.0
KIMBALL-4	6.1	1.022	18.2	1.9	5.6
KIMBALL-5	1.1	1.006	16.8	0.3	5.2

modelo modificado	desviación media $Wm^{-2}$	$\left(\frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}}\right)$	error cuadrático medio $Wm^{-2}$	desviación media %	error cuadrático medio %
BERDAHL-0	22.8	1.073	30.4	7.0	9.4
BERDAHL-1	20.1	1.065	27.5	6.2	8.5
BERDAHL-2	8.9	1.029	21.4	2.7	6.6
BERDAHL-3	7.4	1.025	19.6	2.3	6.1
BERDAHL-4	21.6	1.070	31.0	6.7	9.6
BERDAHL-5	9.3	1.031	23.2	2.9	7.2

Tabla 6.17: Resultados del análisis gráfico observaciones-estimaciones mediante un ajuste lineal  $\phi_{\text{obs}} = a + b \phi_{\text{mod}}$  para los modelos físicos modificados para cielo cubierto.

modelo modificado	a ( $Wm^{-2}$ )	b (-)	r	error del ajuste ( $Wm^{-2}$ )
KIMBALL-0	89.0	0.750	0.883	14.2
KIMBALL-1	86.5	0.752	0.882	14.3
KIMBALL-2	73.4	0.778	0.888	14.3
KIMBALL-3	72.8	0.778	0.889	14.2
KIMBALL-4	86.9	0.751	0.877	14.6
KIMBALL-5	74.6	0.773	0.882	14.7
BERDAHL-0	63.8	0.874	0.846	19.6
BERDAHL-1	65.2	0.861	0.860	18.2
BERDAHL-2	50.3	0.873	0.853	19.0
BERDAHL-3	52.4	0.862	0.869	17.5
BERDAHL-4	72.2	0.844	0.812	21.6
BERDAHL-5	57.8	0.850	0.826	20.6

Las conclusiones que se pueden deducir de este análisis son las siguientes:

- La inclusión de esquemas más sofisticados en los modelos de tipo físico nubes permite mejorar el nivel predictivo de los mismos, aunque esta mejora no resulta excesiva por sí misma, es más, resulta prácticamente indiferente utilizar el conjunto de valores propuesto por Allen y Hunt, más reducido, que el propuesto por Lind y Katsaros.
- La inclusión de una dependencia cuadrática con la fracción de cielo cubierto produce una mejora sustancial en el comportamiento de los modelos tanto si se considera un esquema de emisividades simplificado como si se usa un esquema más detallado.

### ***6.5.3 Análisis de las diferencias entre estimaciones y observaciones para los modelos locales de comportamiento de nubes***

De acuerdo a las expresiones empíricas obtenidas es posible realizar nuevas estimaciones del valor de irradiancia térmica atmosférica para cielo cubierto en función del número de octas. Los posibles modelos son los proporcionados por la expresión 6.22 bien utilizando los valores de  $k$  observado la tabla 6.12 que denominaremos modelo tipo Boltz local y las expresiones 6.23, 6.24 y 6.25 que denominaremos modelo potencial local.

El análisis de las diferencias observaciones estimaciones conduce a los resultados de las tablas 6.18 y 6.19.

Como se deduce de los valores obtenidos, los modelos locales proporcionan las estimaciones más ajustadas pero, a pesar de ello, la mejora introducida no es excesiva si la comparamos con los resultados de los modelos convencionales de mejor funcionamiento (modelos de Boltz y Czeplack).

**Tabla 6.18:** Valores de la desviación media, razón media entre estimaciones y observaciones, error cuadrático medio y su porcentaje con relación a la media de las observaciones correspondiente a los modelos físicos modificados de estimación de irradiancia térmica atmosférica para cielos cubiertos.

modelo local	desviación media $Wm^{-2}$	$\left(\frac{\text{valor} \cdot \text{est.}}{\text{valor} \cdot \text{obser.}}\right)$	error cuadrático medio $Wm^{-2}$	desviación media %	error cuadrático medio %
Tipo Boltz	1.3	1.006	16.5	0.4	5.1
Tipo potencial local	2.0	1.008	16.5	0.6	5.1

**Tabla 6.19:** Resultados del análisis gráfico observaciones-estimaciones mediante un ajuste lineal  $\phi_{\downarrow \text{obs}} = a + b \phi_{\downarrow \text{mod}}$  para los modelos locales para cielo cubierto.

modelo local	a ( $Wm^{-2}$ )	b (-)	r	error del ajuste ( $Wm^{-2}$ )
Tipo Boltz	47.3	0.862	0.885	16.2
Tipo potencial local	54.4	0.839	0.890	15.3

De lo anterior, conjuntamente con los valores de los coeficientes obtenidos de los modelos locales, puede deducirse la mayor relevancia en el proceso del nivel de cobertura frente a cualquier otro parámetro relacionado con las nubes (recordemos que los modelos convencionales de mejor funcionamiento son aquellos con una dependencia cuadrática con la fracción de cielo cubierto).

En cualquier caso, las estimaciones obtenidas con los modelos de cielo cubierto considerados poseen errores ligeramente superiores que las estimaciones para cielo despejado, en el orden del 5 % frente al 3 %, aunque hay que decir en este caso, que de acuerdo a los resultados obtenidos, no es del todo necesaria la utilización de modelos de tipo local para garantizar una reproducción aceptable de las observaciones realizadas.

De lo anterior se puede deducir que, a la hora de plantear un modelo genérico sobre la influencia de las nubes en la irradiancia térmica atmosférica, esta se presenta de la misma

manera independientemente de la localización. Si embargo, si lo que se pretende es elaborar un modelo de cielo despejado, es necesario un conocimiento adicional sobre las condiciones locales de la evolución diaria de la estructura vertical de la atmósfera. Por lo tanto es más difícil dotar de generalidad a los modelos de cielo despejado que a los modelos de cielo cubierto, aunque como se ha visto, tengan una capacidad predictiva superior.

Por último, como conclusión general de los dos capítulos dedicados a la modelización de la irradiancia térmica atmosférica para cualquier condición de cielo puede decirse que es posible realizar estimaciones indirectas de la irradiancia térmica atmosférica con errores próximos de los propios errores de la estimaciones experimentales de la misma. Sin embargo, para el caso de cielos despejados, el modelo a utilizar debe ser seleccionado en función de su capacidad de incluir aspectos específicos del emplazamiento, que tengan en cuenta la existencia de determinada distribución vertical de temperatura y del vapor de agua. Este condicionante no es tan estricto la hora de estimar la contribución de la cobertura nubosa, aunque en principio, esta se realizará con un mayor grado de incertidumbre.

## **CONCLUSIONES**

## CONCLUSIONES:

Una vez expuestos los procedimientos de medida y análisis utilizados, así como los resultados de la aplicación de los mismos, este trabajo de investigación permite extraer las siguientes conclusiones:

Se ha analizado en detalle el funcionamiento de uno de los procedimientos más aceptados para la medida de la irradiancia térmica atmosférica, el pirgeómetro, confirmándose la necesidad de correcciones adicionales a la lectura directa del mismo. Estas correcciones deberán tener en cuenta dos procesos radiativos insuficientemente investigados por los fabricantes: la emisión propia de la superficie sensible y el calentamiento de la cúpula de protección de la misma por efecto de la radiación solar. Adicionalmente, se han estudiado las opciones disponibles al instrumento utilizado, esto es el pirgeómetro EPPLEY modelo PIR.

Por otro lado, se ha actualizado la constante de calibración de dicho instrumento mediante experiencias específicas y se ha cuantificado el nivel de deriva de la misma. En este sentido, se ha constatado la necesidad de métodos estandarizados en este sentido, y se ha detectado una menor degradación de la superficie sensible de la termopila, con relación a los radiómetros de onda corta también disponibles en la estación radiométrico-meteorológica en la que el instrumento está ubicado.

Finalmente, se ha elaborado un método de corrección del error sistemático producido por el calentamiento solar de la cúpula de silicio que, como aportación específica, incluye la cuantificación de la influencia de la ventilación natural sobre el instrumento, aparte de la propia radiación solar, origen de dicho error sistemático. Este método sirve para facilitar la operación rutinaria de los pirgeómetros, puesto que evita la incorporación de instrumentación adicional (sistemas de ventilación mecánica o discos o bandas de sombra) y permite, por otro lado, la reconstrucción de bases de datos anteriores en las que este error sistemático no hubiera sido considerado. Otras conclusiones del análisis realizado en la elaboración de este método han sido:



- La detección de la insuficiencia formal de las correcciones establecidas en base a fórmulas de balance sobre la superficie sensible del instrumento que no hayan tenido en cuenta procesos de intercambio de calor distintos de la radiación.
- La constatación de un comportamiento asintótico de la corrección propuesta, confirmando la imposibilidad de reducir de forma completa este error sistemático mediante la ventilación natural o mecánica sobre el instrumento.
- La equivalencia entre correcciones que utilizan variables externas (radiación solar y velocidad de viento) y correcciones que utilizan variables propias del pirgeómetro (diferencia de temperatura entre la cúpula y el cuerpo del instrumento).

En cuanto al comportamiento observado de la irradiancia térmica atmosférica, se ha elaborado un conjunto de datos específico en base a medidas radiométricas y meteorológicas realizadas en Almería, durante un periodo de 54 meses, que ha permitido un análisis del comportamiento observado de la irradiancia térmica atmosférica y su posible relación con otras variables, incluyendo información sobre la cobertura nubosa.

A partir de dicho análisis, se han extraído algunas conclusiones sobre aspectos meteorológicos con posible influencia en la irradiancia térmica atmosférica observada, todos ellos relacionados con la situación costera de la estación. En concreto, los más relevantes son: la existencia de valores elevados de humedad en la atmósfera, la presencia de un evidente régimen de brisas tierra-mar y, por último, una oscilación térmica diaria reducida, inmediatamente relacionable con la poca prevalencia de las condiciones de la inversión de tierra.

En cuanto al comportamiento de la irradiancia en sí, del estudio realizado puede establecerse lo siguiente:

- Existe una clara diferencia entre los valores nocturnos y diurnos de emisividad equivalente del cielo para cualquier tipo de cobertura nubosa, a pesar de que tanto los

valores de irradiancia térmica atmosférica como los de temperatura ambiente no manifiesten esta diferencia de forma tan acusada.

- Se ha demostrado cómo la presencia de las nubes produce, de forma general, un incremento de la irradiancia térmica observada y de la emisividad equivalente, y que las nubes solo consiguen hacer desaparecer la diferencia día noche observada en la emisividad para coberturas elevadas y altos contenidos de vapor.

- Se ha constatado la fuerte dependencia con la temperatura ambiente de la propia irradiancia térmica atmosférica y cómo se incrementa la misma cuando el vapor de agua atmosférico es más elevado.

- Se ha demostrado que la emisividad equivalente, para cielos despejados, muestra una dependencia directa con la tensión de vapor, y que puede deducirse, en especial a partir de valores de tensión de vapor superiores a 15 hPa, que esta dependencia es simultáneamente inversa con la temperatura ambiente, aunque en menor grado.

Con relación al estudio de los métodos indirectos de estimación, hay que decir que se ha realizado una recopilación exhaustiva de los distintos procedimientos disponibles, y como resultado de esta ordenación inicial, se han expresado las limitaciones elementales para la aplicación de cada uno de ellos. En concreto, las cuestiones fundamentales a tener cuenta son las siguientes: capacidad del modelo de representar la estructura vertical de la atmósfera existente en el momento de la determinación, para el caso de los modelos de cielo despejado, y una adecuada incorporación de la distribución de las nubes en la bóveda celeste para el caso de los modelos de cielo cubierto.

En el caso de los modelos de cielo despejado, las contribuciones realizadas a través de este trabajo de investigación han sido las siguientes:

- Se ha llevado a cabo un estudio paramétrico sobre la respuesta a modificaciones en los valores estándar de gradiente geométrico de temperaturas y altura de escala del vapor de agua de los modelos de tipo físico con capacidad de incluir información

sobre la estructura vertical de la atmósfera. Lo anterior ha abierto la posibilidad de modificaciones en los mismos en función de la evolución diaria de la esta distribución vertical.

- Se ha estimado, a través de la aproximación propuesta por Idso, el valor de la contribución de componentes atmosféricos distintos del vapor de agua, confirmándose lo adelantado por el propio autor sobre la menor influencia de componentes como el polvo en entornos costeros.

- Se ha realizado una intercomparación de los resultados para los diferentes modelos disponibles, observándose cómo los denominados de regresión producen estimaciones más desiguales, y como los que poseen una fundamentación física más consistente resultan más equivalentes entre sí para las condiciones de aplicación representadas por la base de datos disponible.

- Se han contrastado los valores experimentales con los resultados de la estimaciones correspondientes a 20 modelos de cielo despejado establecidos previamente. En cada caso, se ha estimado la capacidad predictiva de cada uno de ellos para el conjunto de datos disponible, y se ha confirmado una tendencia general a la sobre-estimación de los valores diurnos. El orden de magnitud del error en el peor de los casos (estimaciones diurnas) es del 10 % de las observaciones realizadas, aunque existen casos puntuales con un funcionamiento adecuado, especialmente a largo plazo.

- Se ha elaborado un conjunto de modelos locales, aplicables al entorno de la estación, en conjunto, permiten estimaciones igual de ajustadas para el día y para la noche, con un error en torno a al 3% de la observaciones; esto es, en el mismo orden de magnitud que las propias determinaciones experimentales. Por otro lado, del estudio de los modelos locales basados en los ajustes de los modelos físicos mencionados anteriormente se deduce, en primer lugar, que son los de mayor representatividad y, en segundo lugar, que la posible estructura vertical asociada a los valores de emisividad observados es coherente con la localización de la estación (poca influencia

de la inversión de tierra y acumulación de vapor de agua en las capas más superficiales).

Las conclusiones obtenidas para los modelos de cielo cubierto han sido las siguientes:

- Aquellos modelos que no tengan en cuenta la posibilidad de una presentación fragmentada o en el horizonte de las coberturas nubosas presentan un funcionamiento inadecuado. Sin embargo, es posible una aproximación a la corrección de este hecho sin más que incluir en la dependencia con la cobertura,  $A$ , un exponente superior a la unidad. En este trabajo de investigación se ha demostrado que una dependencia cuadrática resulta muy adecuada.
- La utilización de esquemas detallados de emisividad de nubes produce mejoras en la capacidad predictiva de aquellos modelos que la admiten como entrada. Sin embargo, esta mejora no resulta sustancial, sobre todo si la comparamos con la propuesta en el párrafo anterior.
- Al contrario que en los modelos de cielo despejado, los modelos de cielo cubierto presentan mayor generalidad. Como contrapartida, los errores obtenidos son ligeramente superiores ( 5% frente al 3%).

# APÉNDICES

**APÉNDICE 1:**

**PERFILES VERTICALES DE REFERENCIA**

En éste apéndice se detallan el contenido y las características fundamentales de los perfiles verticales de referencia empleados en este trabajo de investigación. Estos perfiles se agrupan en 2 categorías, perfiles tipo elaborados específicamente para su empleo en modelos de simulación de atmósfera que admitan este tipo de información y perfiles estacionales resultantes de un análisis estadístico de perfiles instrumentales realizados en una estación próxima a la localización de la fuente de datos de irradiancia analizados en esta memoria.

### **Perfiles tipo:**

El contenido de estos perfiles (McClatchey *et al.*, 1972) consiste en información de presión atmosférica, temperatura absoluta, densidad de vapor de agua y densidad de O<sub>3</sub> en 33 niveles comprendidos entre la superficie y aproximadamente los primeros 100 km de la atmósfera. La mayor resolución, 1 Km, se obtiene en los primeros 25 niveles.

Se han elaborado un total de 6 perfiles distintos (5 genéricos y 1 para Estados Unidos) designándose cada uno de ellos por un nombre relacionado con la estación y la localización geográfica que representan. Estos perfiles son:

1. Perfil MSA: Midlatitude Summer, condiciones de verano en latitudes medias
2. Perfil MWA : Midlatitude Winter, condiciones de invierno en latitudes medias.
3. Perfil SAS : Sub Artic Summer, condiciones de verano en latitudes altas.
4. Perfil SAS:Sub Artic Winter, condiciones de invierno en latitudes altas.
5. Perfil TRP: Tropical, condiciones tropicales.

El contenido y la visualización de la distribución vertical de temperatura y humedad en cada uno de ellos se detalla en las tablas y gráficas adjuntas:

### **Perfiles instrumentales cercanos:**

Se han solicitado al Instituto Nacional de Meteorología información instrumental correspondiente a los sondeos verticales realizados en el Centro Meteorológico zonal de Murcia (aproximadamente a 200 km de la estación radiométrica de la Universidad de Almería). Este centro ha proporcionado valores medios mensuales de temperatura y temperatura de punto de rocío medidos en los niveles isobáricos de 1013, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100, 50 y 30 hPa para un periodo de 5 años.

La agrupación posterior en estaciones así como el análisis estadístico de los datos brutos suministrados ha permitido elaborar las tablas y gráficas adjuntas.

### **Cálculo de parámetros básicos de los perfiles analizados:**

Como se ha dicho, el objetivo del estudio detallado de los perfiles tipo disponibles se ha realizado con el fin de establecer la variabilidad representada a) por las diferentes condiciones climatológicas y b) el empleo de perfiles teóricos para cielos despejados con perfiles reales.

Los parámetros de nuestro interés son principalmente 2, el gradiente geométrico de temperaturas para la troposfera,  $\gamma$ , y la altura de escala del vapor de agua,  $H_v$ , calculada como el inverso del parámetro  $k_v$  definido en el capítulo II. El análisis llevado a cabo conduce a los siguientes resultados:



**Tabla A1.1:** Parámetros calculados de la distribución vertical de temperatura y densidad de vapor para las distintas atmósferas tipo disponibles.

Atmósfera tipo	$\rho_v(z) = \rho_v(0)\exp(-k_v z)$			$T(z) = T(0) - \gamma z$	
	$\rho_v(0)$	$k_v$	$H_v$	$T(0)$	$\gamma$
	$\text{gm}^{-3} \pm 0.1$	$\text{km}^{-1} \pm 0.01$	$\text{km} \pm 0.1$	$\text{K} \pm 0.1$	$\text{Kkm}^{-1} \pm 0.1$
MSA	14.3	0.47	2.1	296.4	6.0
MWA	3.6	0.40	2.5	274.8	5.2
SWA	1.4	0.30	3.3	263.4	4.9
SSA	9.2	0.43	2.3	288.9	6.2
TRP	19.6	0.45	2.2	301.1	6.2
Murcia (verano)	13.8	0.58	1.7	300.3	6.6
Murcia (invierno)	7.4	0.67	1.5	286.3	6.1
Murcia (primavera)	8.6	0.61	1.6	290.5	6.5
Murcia (otoño)	11.5	0.43	2.3	294.7	6.6

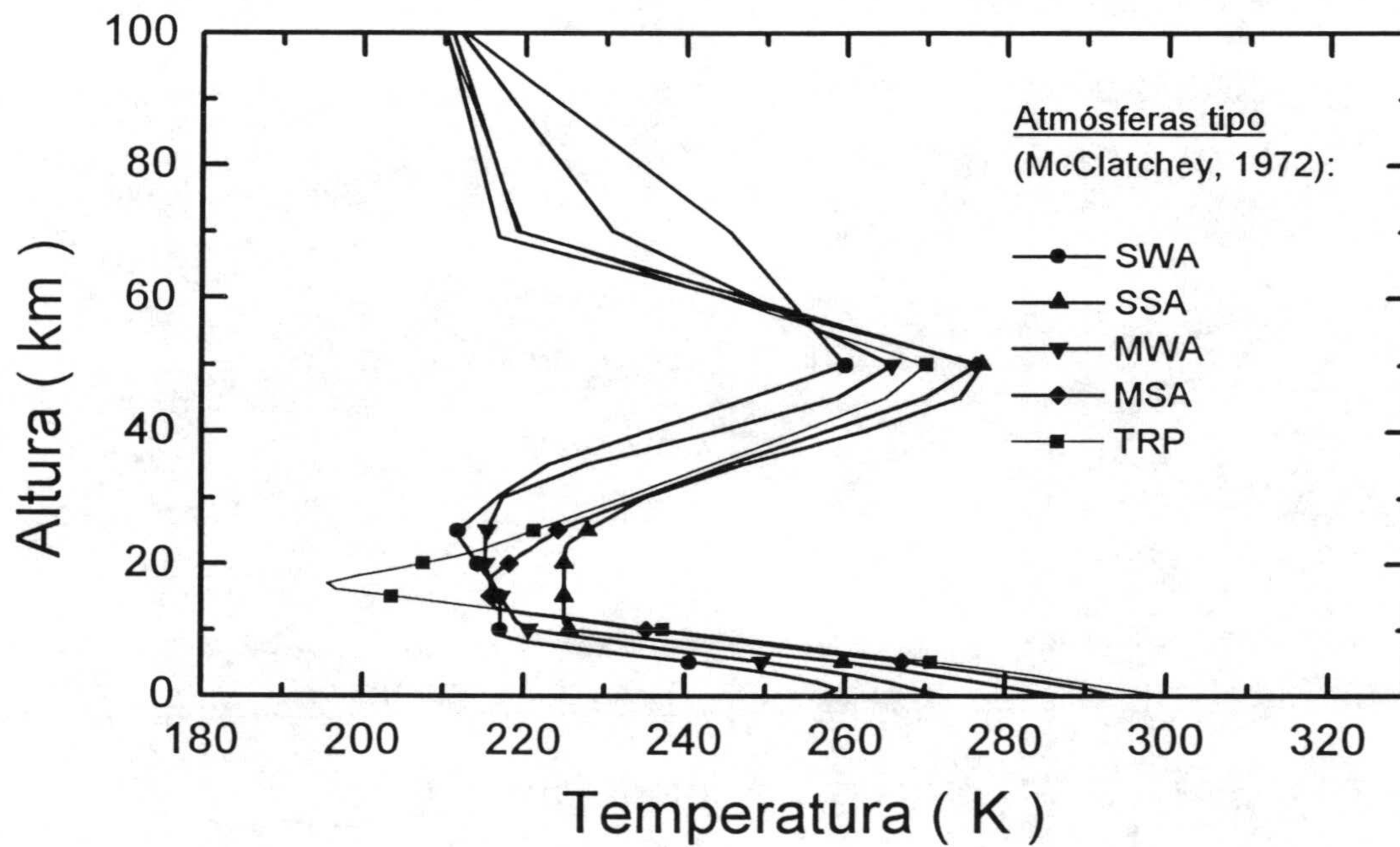
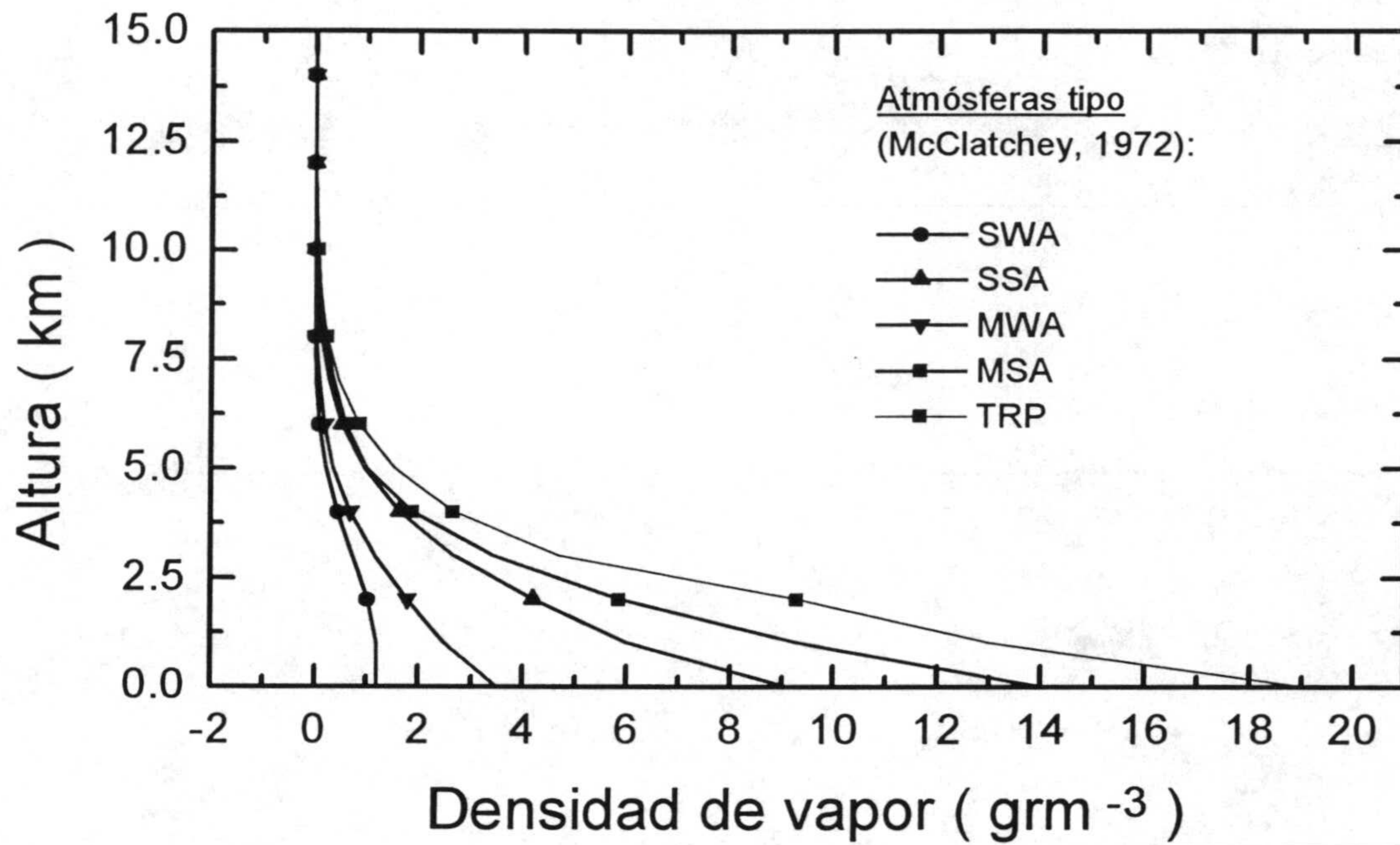


Figura A1.1: Distribuciones verticales de temperatura y vapor de agua para atmósferas de referencia.

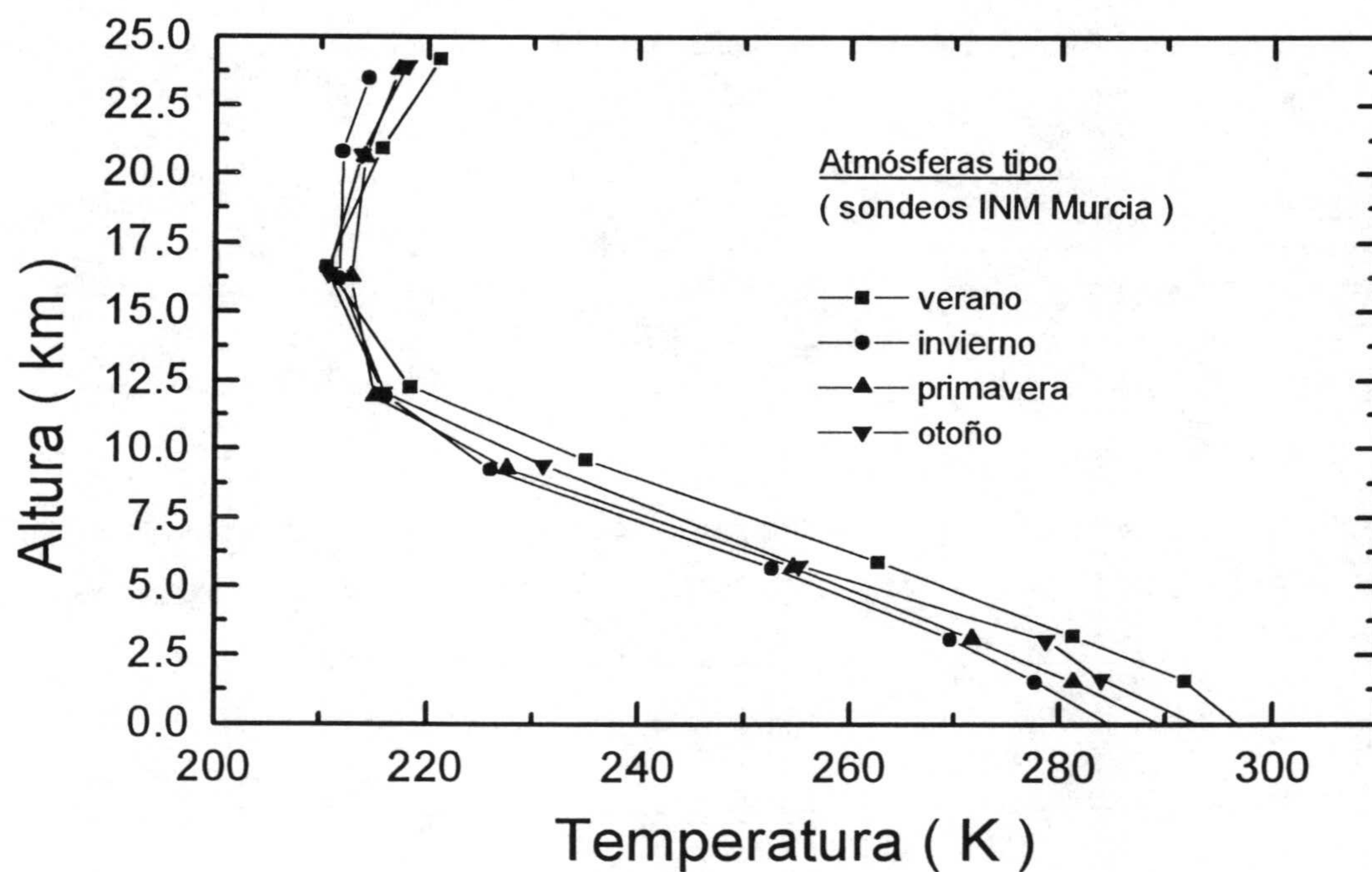
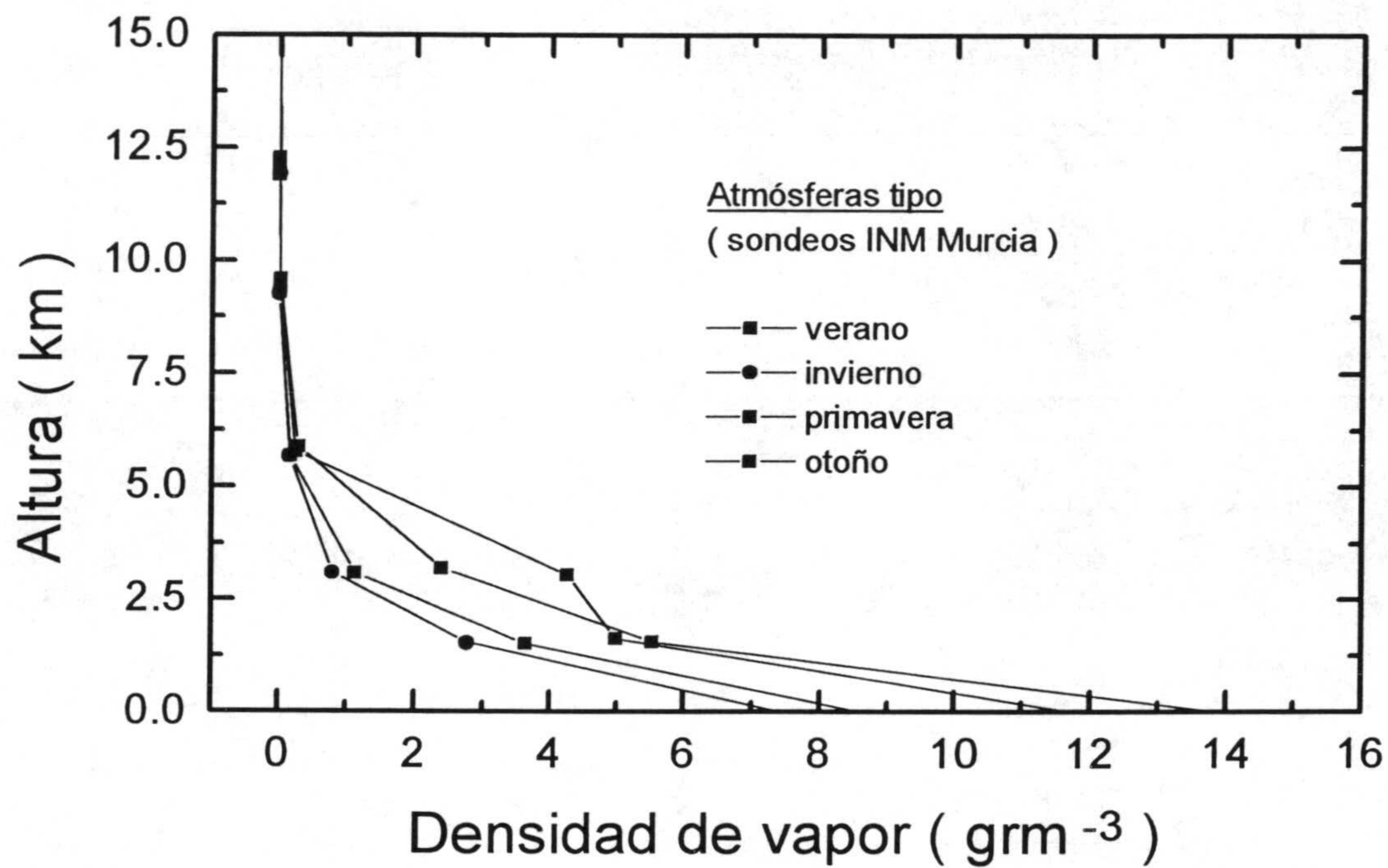


Figura A1.2: Distribuciones verticales de temperatura y vapor de agua para atmósferas de referencia en Murcia.

**Tabla A1.2:** Distribución vertical de presión, temperatura, densidad de vapor y contenido de O3 para la atmósfera MSA según McClatchey (McClatchey *et al.*, 1972).

altura ( Km )	Presión ( hPa )	Temperatura ( K )	Densidad de vapor ( grm <sup>-3</sup> )	O3 ( grm <sup>-3</sup> )
0	1.01E+03	294	1.40E+01	6.00E-05
1	9.02E+02	290	9.30E+00	6.00E-05
2	8.02E+02	285	5.85E+00	6.00E-05
3	7.10E+02	279	3.43E+00	6.20E-05
4	6.28E+02	273	1.89E+00	6.40E-05
5	5.54E+02	267.1	1.00E+00	6.60E-05
6	4.87E+02	261	6.09E-01	6.90E-05
7	4.26E+02	254.7	3.71E-01	7.50E-05
8	3.72E+02	248.2	2.10E-01	7.90E-05
9	3.24E+02	241.7	1.18E-01	8.60E-05
10	2.81E+02	235.2	6.43E-02	9.00E-05
11	2.43E+02	228.8	2.19E-02	1.10E-04
12	2.09E+02	222.3	6.46E-03	1.20E-04
13	1.79E+02	216.9	1.66E-03	1.50E-04
14	1.53E+02	215.8	9.95E-04	1.80E-04
15	1.30E+02	215.8	8.40E-04	1.90E-04
16	1.10E+02	215.8	7.10E-04	2.10E-04
17	9.50E+01	215.8	6.14E-04	7.40E-04
18	8.12E+01	216	5.24E-04	2.80E-04
19	6.95E+01	217	4.46E-04	3.20E-04
20	5.95E+01	218.2	3.80E-04	3.40E-04
21	5.10E+01	219.4	3.24E-04	3.60E-04
22	4.37E+01	220.6	2.76E-04	3.60E-04
23	3.76E+01	221.8	2.36E-04	3.40E-04
24	3.22E+01	223	2.01E-04	3.20E-04
25	2.77E+01	224.2	1.72E-04	3.00E-04
30	1.32E+01	234.2	7.85E-05	2.00E-04
35	6.52E+00	245.3	3.70E-05	9.20E-05
40	3.33E+00	257.5	1.80E-05	4.10E-05
45	1.76E+00	269.7	9.09E-06	1.30E-05
50	9.51E-01	276.2	4.80E-06	4.30E-06
70	6.71E-02	219.1	4.27E-07	8.60E-08
104	3.00E-04	209.9	1.99E-09	4.30E-11

Tabla A1.3: Distribución vertical de presión, temperatura, densidad de vapor y contenido de O3 para la atmósfera MWA según McClatchey (McClatchey *et al.*, 1972).

altura ( Km )	Presión ( hPa )	Temperatura ( K )	Densidad de vapor ( $\text{g m}^{-3}$ )	O3 ( $\text{g m}^{-3}$ )
0	1.02E+03	272.2	3.50E+00	6.00E-05
1	8.97E+02	268.7	2.50E+00	5.40E-05
2	7.90E+02	265.2	1.80E+00	4.90E-05
3	6.94E+02	261.2	1.16E+00	4.90E-05
4	6.08E+02	255.7	6.90E-01	4.90E-05
5	5.31E+02	249.6	3.78E-01	5.80E-05
6	4.63E+02	243.6	1.89E-01	6.40E-05
7	4.02E+02	237.6	8.57E-02	7.70E-05
8	3.47E+02	231.6	3.50E-02	9.00E-05
9	2.99E+02	225.6	1.60E-02	1.20E-04
10	2.57E+02	220.6	7.50E-03	1.60E-04
11	2.20E+02	219.2	4.44E-03	2.10E-04
12	1.88E+02	218.7	2.72E-03	2.60E-04
13	1.61E+02	218.2	1.72E-03	3.00E-04
14	1.38E+02	217.7	1.13E-03	3.20E-04
15	1.18E+02	217.2	7.64E-04	3.40E-04
16	1.01E+02	216.7	6.48E-04	3.60E-04
17	8.61E+01	216.2	5.55E-04	3.90E-04
18	7.35E+01	215.7	4.75E-04	4.10E-04
19	6.28E+01	215.4	4.06E-04	4.30E-04
20	5.37E+01	215.2	3.04E-04	4.50E-04
21	4.58E+01	215.2	2.97E-04	4.30E-04
22	3.91E+01	215.2	2.53E-04	4.30E-04
23	3.34E+01	215.2	2.16E-04	3.90E-04
24	2.86E+01	215.2	1.85E-04	3.60E-04
25	2.43E+01	215.4	1.57E-04	3.40E-04
30	1.11E+01	217.3	7.12E-05	1.90E-04
35	5.18E+00	227.9	3.17E-05	9.20E-05
40	2.53E+00	244	1.45E-05	4.10E-05
45	1.29E+00	258.9	6.94E-06	1.30E-05
50	6.82E-01	265.6	3.58E-06	4.30E-06
70	4.67E-02	230.9	2.82E-07	8.60E-08
103	3.00E-04	210.1	1.99E-09	4.30E-11

Tabla A1.4: Distribución vertical de presión, temperatura, densidad de vapor y contenido de O3 para la atmósfera SSA según McClatchey (McClatchey *et al.*, 1972).

altura ( Km )	Presión ( hPa )	Temperatura ( K )	Densidad de vapor ( $\text{g m}^{-3}$ )	O3 ( $\text{g m}^{-3}$ )
0	1.01E+03	287	9.10E+00	4.90E-05
1	8.96E+02	281.7	6.00E+00	5.40E-05
2	7.93E+02	276.4	4.20E+00	5.60E-05
3	7.00E+02	271.1	2.69E+00	5.80E-05
4	6.16E+02	265.7	1.65E+00	6.00E-05
5	5.41E+02	259.8	9.73E-01	6.40E-05
6	4.73E+02	252.8	5.43E-01	7.10E-05
7	4.13E+02	245.8	2.90E-01	7.50E-05
8	3.59E+02	238.8	1.30E-01	7.90E-05
9	3.11E+02	231.8	4.18E-02	1.10E-04
10	2.68E+02	225.6	1.75E-02	1.30E-04
11	2.30E+02	225	8.56E-03	1.80E-04
12	1.98E+02	225	4.20E-03	2.10E-04
13	1.70E+02	225	2.06E-03	2.60E-04
14	1.46E+02	225	1.02E-03	2.80E-04
15	1.25E+02	225	7.77E-04	3.20E-04
16	1.08E+02	225	6.69E-04	3.40E-04
17	9.28E+01	225	5.75E-04	3.90E-04
18	7.98E+01	225	4.94E-04	4.10E-04
19	6.86E+01	225	4.25E-04	4.10E-04
20	5.89E+01	225	3.65E-04	3.90E-04
21	5.07E+01	225	3.14E-04	3.60E-04
22	4.36E+01	225.1	2.70E-04	3.20E-04
23	3.75E+01	225.5	2.32E-04	3.00E-04
24	3.23E+01	226.6	1.98E-04	2.80E-04
25	2.78E+01	227.9	1.70E-04	2.60E-04
30	1.34E+01	234.9	7.95E-05	1.40E-04
35	6.61E+00	247.2	3.73E-05	9.20E-05
40	3.40E+00	262.3	1.81E-05	4.10E-05
45	1.81E+00	274.1	9.20E-06	1.30E-05
50	9.87E-01	276.9	4.97E-06	4.30E-06
69	7.07E-02	216.8	4.55E-07	8.60E-08
104	3.00E-04	209.4	2.00E-09	4.30E-11

Tabla A1.5: Distribución vertical de presión, temperatura, densidad de vapor y contenido de O3 para la atmósfera SWA según McClatchey (McClatchey *et al.*, 1972).

altura ( Km )	Presión ( hPa )	Temperatura ( K )	Densidad de vapor ( $\text{g m}^{-3}$ )	O3 ( $\text{g m}^{-3}$ )
0	1.01E+03	257.1	1.20E+00	4.10E-05
1	8.88E+02	259.1	1.20E+00	4.10E-05
2	7.78E+02	256.4	1.03E+00	4.10E-05
3	6.80E+02	252.2	7.47E-01	4.30E-05
4	5.93E+02	246.8	4.59E-01	4.50E-05
5	5.16E+02	240.6	2.34E-01	4.70E-05
6	4.47E+02	233.9	9.78E-02	4.90E-05
7	3.85E+02	227.1	3.29E-02	7.10E-05
8	3.31E+02	220.4	1.32E-02	9.00E-05
9	2.83E+02	217.1	8.37E-03	1.60E-04
10	2.42E+02	217.1	5.51E-03	2.40E-04
11	2.07E+02	217.1	3.79E-03	3.20E-04
12	1.77E+02	217.1	2.58E-03	4.30E-04
13	1.51E+02	217.1	1.67E-03	4.70E-04
14	1.29E+02	217.1	1.10E-03	4.90E-04
15	1.10E+02	217	7.33E-04	5.60E-04
16	9.43E+01	216.7	6.06E-04	6.20E-04
17	8.06E+01	216.1	5.20E-04	6.20E-04
18	6.88E+01	215.5	4.45E-04	6.20E-04
19	5.88E+01	214.9	3.81E-04	6.00E-04
20	5.01E+01	214.3	3.26E-04	5.60E-04
21	4.28E+01	213.7	2.79E-04	5.10E-04
22	3.65E+01	213.1	2.38E-04	4.70E-04
23	3.11E+01	212.5	2.04E-04	4.30E-04
24	2.65E+01	212	1.74E-04	3.60E-04
25	2.26E+01	211.9	1.48E-04	3.20E-04
30	1.02E+01	216.6	6.56E-05	1.50E-04
35	4.70E+00	223.1	2.94E-05	9.20E-05
40	2.24E+00	235.3	1.33E-05	4.10E-05
45	1.11E+00	247.9	6.26E-06	1.30E-05
50	5.72E-01	259.9	3.08E-06	4.30E-06
70	4.02E-02	245.4	2.28E-07	8.60E-08
103	3.00E-04	209.2	1.99E-09	4.30E-11

**Tabla A1.6:** Distribución vertical de presión, temperatura, densidad de vapor y contenido de O3 para la atmósfera TRP según McClatchey (McClatchey *et al.*, 1972).

altura ( Km )	Presión ( hPa )	Temperatura ( K )	Densidad de vapor ( gm <sup>-3</sup> )	O3 ( gm <sup>-3</sup> )
0	1.01E+03	300	1.90E+01	5.60E-05
1	9.04E+02	294.1	1.30E+01	5.60E-05
2	8.05E+02	288.4	9.29E+00	5.40E-05
3	7.15E+02	283.6	4.70E+00	5.10E-05
4	6.33E+02	277.4	2.66E+00	4.70E-05
5	5.59E+02	270.7	1.53E+00	4.50E-05
6	4.92E+02	264	8.60E-01	4.30E-05
7	4.32E+02	257.3	4.71E-01	4.10E-05
8	3.78E+02	250.6	2.50E-01	3.90E-05
9	3.29E+02	243.8	1.21E-01	3.90E-05
10	2.86E+02	237.2	4.90E-02	3.90E-05
11	2.47E+02	230.4	1.79E-02	4.10E-05
12	2.13E+02	223.8	6.08E-03	4.30E-05
13	1.82E+02	217	1.79E-03	4.50E-05
14	1.56E+02	210.4	9.86E-04	4.50E-05
15	1.32E+02	203.6	7.57E-04	4.70E-05
16	1.11E+02	196.8	6.37E-04	4.70E-05
17	9.37E+01	195.6	5.42E-04	6.90E-05
18	7.89E+01	199.5	4.48E-04	9.00E-05
19	6.66E+01	203.6	3.70E-04	1.40E-04
20	5.65E+01	207.6	3.08E-04	1.90E-04
21	4.80E+01	211.5	2.57E-04	2.40E-04
22	4.09E+01	214.6	2.16E-04	2.80E-04
23	3.50E+01	216.9	1.83E-04	3.20E-04
24	3.00E+01	219.1	1.55E-04	3.40E-04
25	2.57E+01	221.3	1.31E-04	3.40E-04
30	1.22E+01	232.3	5.95E-05	2.40E-04
35	6.00E+00	243.3	2.79E-05	9.20E-05
40	3.05E+00	254.3	1.36E-05	4.10E-05
45	1.59E+00	264.9	6.80E-06	1.30E-05
50	8.54E-01	270	3.58E-06	4.30E-06
70	5.79E-02	219.5	2.99E-07	8.60E-08
103	3.00E-04	209.2	1.62E-09	4.30E-11



Tabla A1.7: Distribución vertical de presión, temperatura y densidad de vapor las atmósferas tipo de Murcia.

	altura (km)	temperatura (K)	densidad de vapor ( $\text{g m}^{-3}$ )
verano	0.0	296.7	1.4E+01
	1.5	291.9	5.5E+00
	3.2	281.3	2.4E+00
	5.9	262.8	2.9E-01
	9.6	235.0	1.7E-02
	12.3	218.5	1.2E-03
	16.6	210.6	8.3E-05
	20.9	215.8	1.4E-04
	24.2	221.1	2.7E-04
invierno	0.0	284.8	7.4E+00
	1.5	277.8	2.8E+00
	3.1	269.7	8.1E-01
	5.7	252.7	1.7E-01
	9.3	226.1	8.0E-03
	11.9	216.2	1.2E-02
	16.2	211.8	1.3E-04
	20.8	212.1	1.3E-04
	23.5	214.5	2.0E-04
primavera	0.0	289.5	8.6E+00
	1.5	281.3	3.6E+00
	3.1	271.8	1.1E+00
	5.7	254.7	1.7E-01
	9.3	227.5	1.0E-02
	11.9	215.2	8.9E-04
	16.2	212.9	1.2E-04
	20.6	214.2	1.4E-04
	23.8	217.3	2.0E-04
otoño	0.0	292.9	1.2E+01
	1.6	284.0	5.0E+00
	3.0	278.8	4.3E+00
	5.8	255.2	2.6E-01
	9.4	231.0	1.8E-02
	12.1	215.9	1.4E-03
	16.4	210.7	1.1E-04
	20.7	213.9	1.4E-04
	23.9	218.1	2.4E-04

**APÉNDICE 2:**

**ÍNDICES CARACTERÍSTICOS  
DEL CONTENIDO DE  
VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA**

### **Tensión de vapor (e, hPa):**

Es la presión parcial del vapor de agua contenido en determinada muestra de aire húmedo. Admitiendo un comportamiento como gas ideal del mismo, esta magnitud estará relacionada con la cantidad de masa de vapor por unidad de volumen o **humedad absoluta** y con la temperatura por medio de:

$$e = \rho_v R_v T_a$$

Cuando se trata de evaluar espesores ópticos resulta interesante retomar la denominación de **densidad de vapor de agua** para la humedad absoluta, siendo habitual expresar esta magnitud en  $\text{g m}^{-3}$ .

### **Tensión de saturación ( $e_s$ , hPa):**

Es la tensión máxima de vapor correspondiente a la temperatura de la muestra de aire húmedo considerada. La dependencia de esta variable con la temperatura se establece de forma experimental, existiendo tablas estándar para su determinación (Deutscher Wetterdienst, 1963; OMM, 1973). De estas tablas, se han extraído relaciones funcionales para realizar cálculos en los que intervenga esta variable de forma automática (Murray, 1967; Hayland y Wexler, 1983 ). En este trabajo de investigación se ha utilizado la fórmula denominada de Magnus (Figura A2.1):

$$e_s(t) = 6.1 \cdot 10^{\frac{7.4475 \cdot t}{234.07 + t}}$$

### **Humedad relativa (%):**

Representa en tanto, por ciento, la relación existente entre la tensión de vapor de determinada muestra de aire húmedo y la tensión de saturación correspondiente a la temperatura de la muestra.

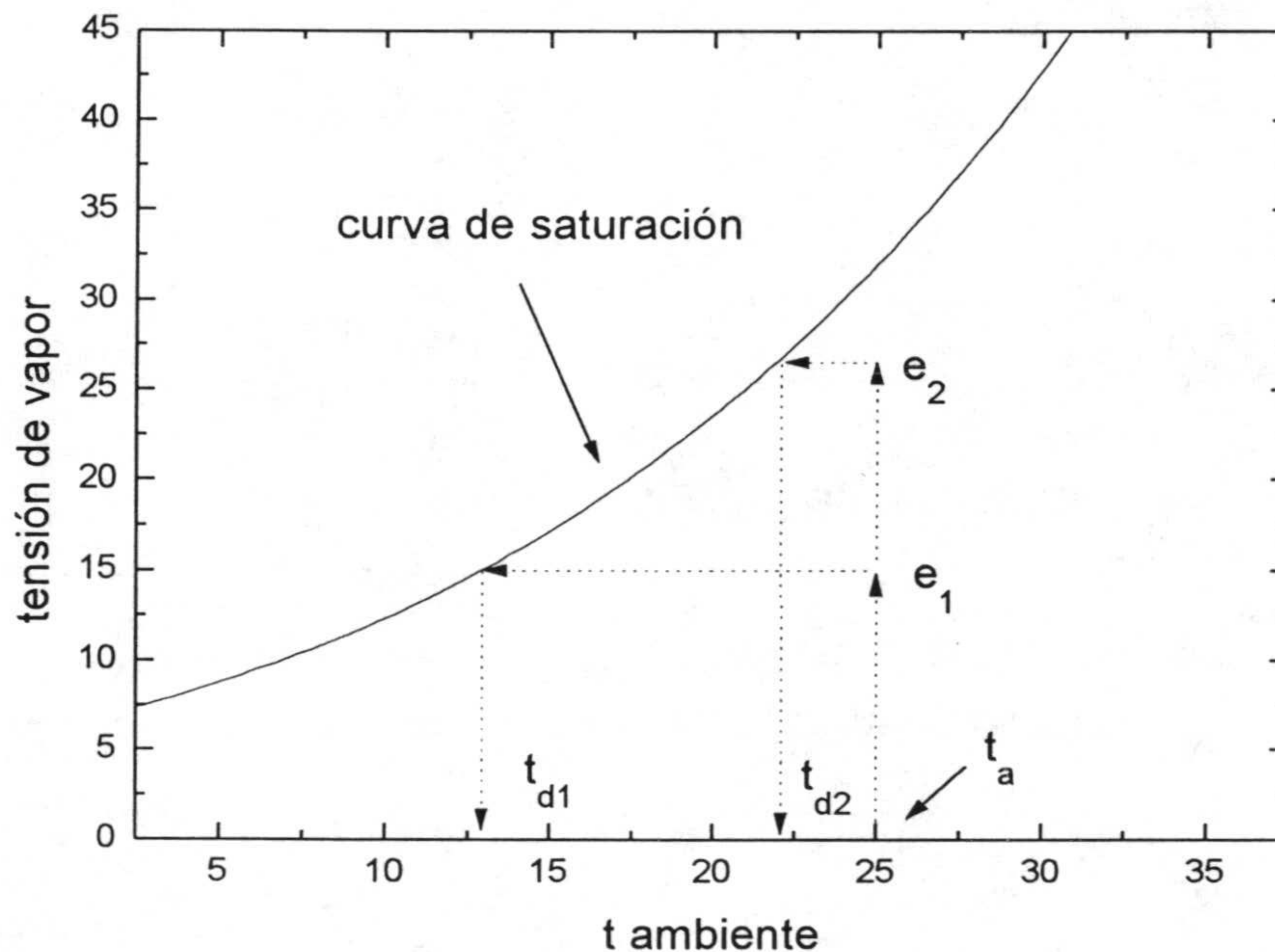
$$h.r = \frac{e}{e_s(t_a)}$$

**Temperatura de punto de rocío ( °C):**

Se define como la temperatura en la que se produciría la condensación del vapor de agua de una muestra de aire húmedo manteniendo fija la tensión de vapor de la misma durante el proceso de enfriamiento conducente a la saturación. De esta definición se deduce que será tanto más próxima a la temperatura de partida de la muestra cuanto mayor sea este contenido (presión parcial) de vapor de agua.

Su deducción es inmediata a partir de la tensión de saturación correspondiente a la temperatura inicial de la muestra de aire húmedo, sin más que resolver la ecuación planteada por la siguiente relación:

$$e = e_s ( t_d )$$



**Figura A2.1:** Representación gráfica de la tensión de saturación del vapor de agua en función de la temperatura y método gráfico para la obtención de la temperatura de punto de rocío para dos muestras de aire húmedo a la misma temperatura,  $t_a$ , y diferente tensión de vapor ( $e_1$  y  $e_2$ ).

**APÉNDICE 3:**

**INFORMACIÓN SINÓPTICA  
SUMINISTRADA POR EL INM**

## CONTENIDO DE LOS REGISTROS SYNOP:

1. Código estación (Aeropuerto de Almería)
2. Año
3. Mes
4. Día
5. Hora
6. Altura de nubes bajas (en metros)
7. Nubosidad total (en octavas)
8. Visibilidad (en decámetros)
9. Dirección del viento (en grados)
10. Fuerza del viento (en nudos)
11. Temperatura (en décimas de grado)
12. Temperatura de rocío (en décimas de grado)
13. Presión al nivel del mar (en décimas de hPa)
14. Característica de la tendencia de presión
15. Valor de la tendencia (en décimas de hPa)
16. Precipitación (en décimas de litro)
17. Periodo de precipitación: para 6 horas, para 12 horas y para 24 horas
18. Tiempo presente (según clave SYNOP)
19. Tiempo pasado (según clave SYNOP)
20. Octavos de nubes bajas
21. Octavos de nubes medias
22. Clase de nubes bajas
23. Clase de nubes medias
24. Clase de nubes altas
25. Temperatura máxima
26. Temperatura mínima

## CÓDIGO NUBES BAJAS (C<sub>L</sub>) SEGÚN CLAVE SYNOP

- 0: No hay nubes CL
- 1: Cúmulos humilis o cúmulos fractus que no sean los de mal tiempo, o ambos
- 2: Cúmulos mediocris o congestus, con o sin cúmulos de las especies fractus o humilis o Estratocúmulos, todos con las bases a un mismo nivel
- 3: Cumulonimbus calvus, con o sin cúmulos, estratocúmulos o estratos
- 4: Estratocúmulos cumulogénitus
- 5: Estratocúmulos que no sean estratocúmulos cumulogénitus
- 6: Estratos nebulosus o estratos fractus que no sean del mal tiempo, o ambos.
- 7: Estratos fractus o cúmulos fractus de mal tiempo, o ambos (pannus), generalmente debajo De altoestratos o nimboestratos
- 8: Cúmulos y estratocúmulos que no sean estratocúmulos cumulogénitus, con bases a niveles diferentes
- 9: Cumulonimbus capillatus (frecuentemente con yunque), con o sin cumulonimbus calvus, Cúmulos, estratocúmulos, estratos o pannus
- /: Nubes CL invisibles por oscuridad, niebla, polvo o arena, o por otro fenómeno análogo

## CÓDIGO DE NUBES MEDIAS ( $C_M$ ) SEGUN CLAVE SYNOP

- 0: No hay nubes CM
- 1: Altoestratos translucidus
- 2: Altoestratos opacas o nimboestratos
- 3: Altocumulos translúcidus a un solo nivel
- 4: Bancos (generalmente lenticulares) de altocumulos translúcidus, que cambian continuamente y se presentan en uno o más niveles
- 5: Altocúmulos translúcidus en bandas, o una o más capas de altocúmulos translucidus u opacus, que progresivamente invaden el cielo; estos altocumulos generalmente se espesan en conjunto
- 6: Altocúmulos cumulogénitus (o cumulonimbogénitus)
- 7: Altocúmulos translucidus u opacus en dos o más capas, o altocúmulos opacos en una sola capa, que no invaden progresivamente el cielo, o altocumulos con altoestratos o nimboestratos
- 8: Altocúmulos castellanus o floccus
- 9: Altocúmulos de cielo caótico, generalmente a varios niveles
- /: Nubes  $C_M$ , invisibles por oscuridad, niebla, polvo o arena levantados por el viento u otros fenómenos similares o por haber una capa continua de nubes más bajas



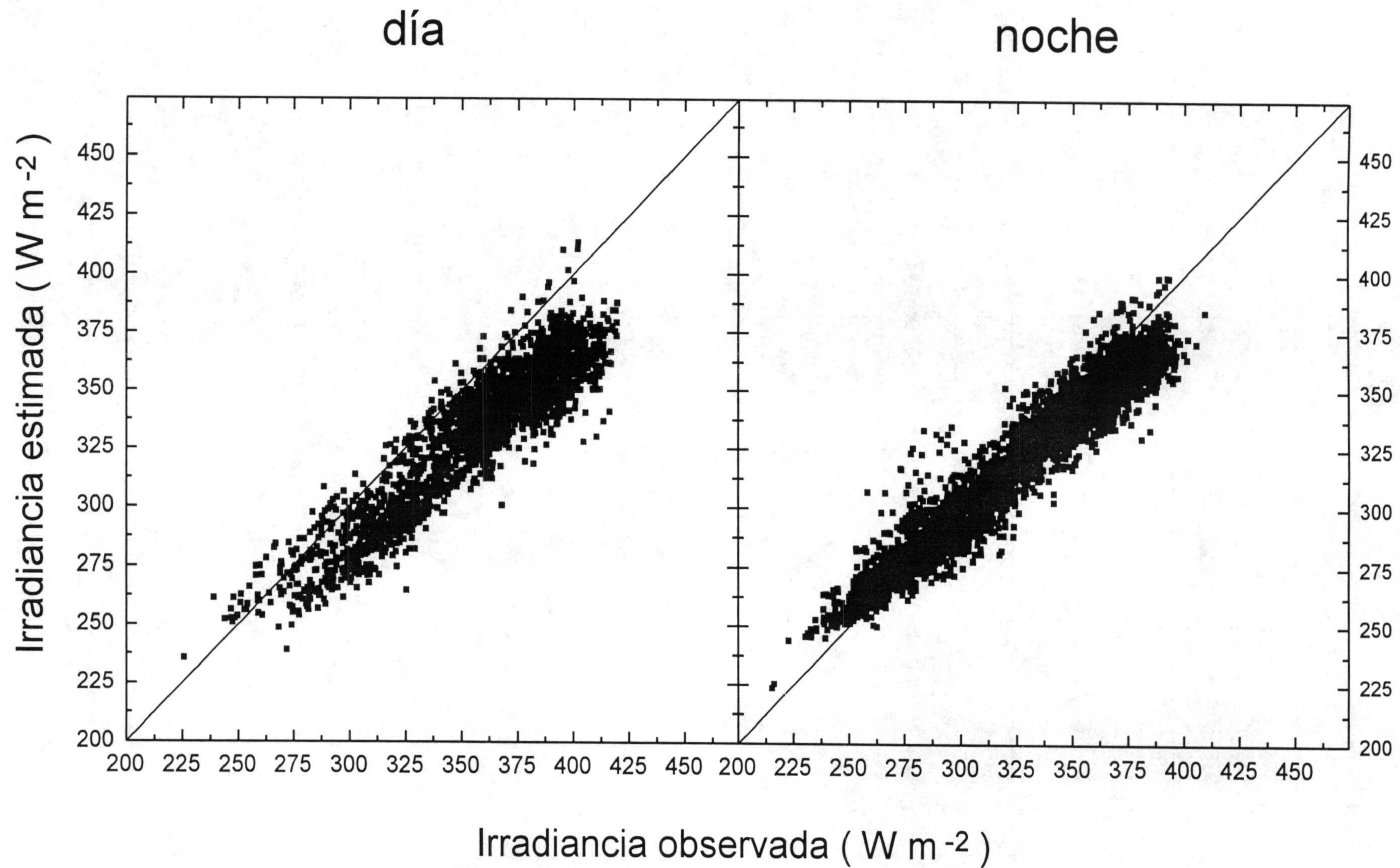
## CÓDIGO DE NUBES ALTAS (C<sub>H</sub>) SEGUN CLAVE SYNOP

- 0: No hay nubes C<sub>H</sub>
- 1: Cirrus fibratus, a veces uncinus, que no invaden progresivamente el cielo
- 2: Cirrus spissatus, en bancos o haces entreverados, que generalmente no aumentan y que veces parecen restos de la parte superior de un cumulonimbus; o cirros castellanus o floccus
- 3: Cirros spissatus cumulonimbo-genitus
- 4: Cirrus uncinus o fibratus, o ambos, que invaden progresivamente el cielo: generalmente se hacen muy densos en conjunto
- 5: Cirros (frecuentemente en bandas y cirroestratos, o cirroestratos solo) que invaden progresivamente el cielo; generalmente se hacen más densos en conjunto, pero su velo continuo no llega a 45 grados sobre el horizonte
- 6: Cirrus (frecuentemente en bandas) y cirroestratos, o cirroestratos solo, que invaden progresivamente el cielo: generalmente se hacen más densos en conjunto; su velo continuo se extiende a más de 45 grados sobre el horizonte, sin estar el cielo totalmente cubierto
- 7: Cirroestratos que cubren todo el cielo
- 8: Cirroestratos que no invaden progresivamente el cielo y que no lo cubren en su totalidad
- 9: Cirrocumulos solo, o cirrocumulos predominando entre nubes C<sub>H</sub>
- /: Nubes C<sub>H</sub> invisibles por oscuridad, niebla, polvo o arena levantados por el viento, o fenómeno similar, o por haber una capa continua de nubes más bajas

**APÉNDICE 4:**

**MODELOS DE ESTIMACIÓN DE LA  
IRRADIANCIA TÉRMICA ATMOSFÉRICA**

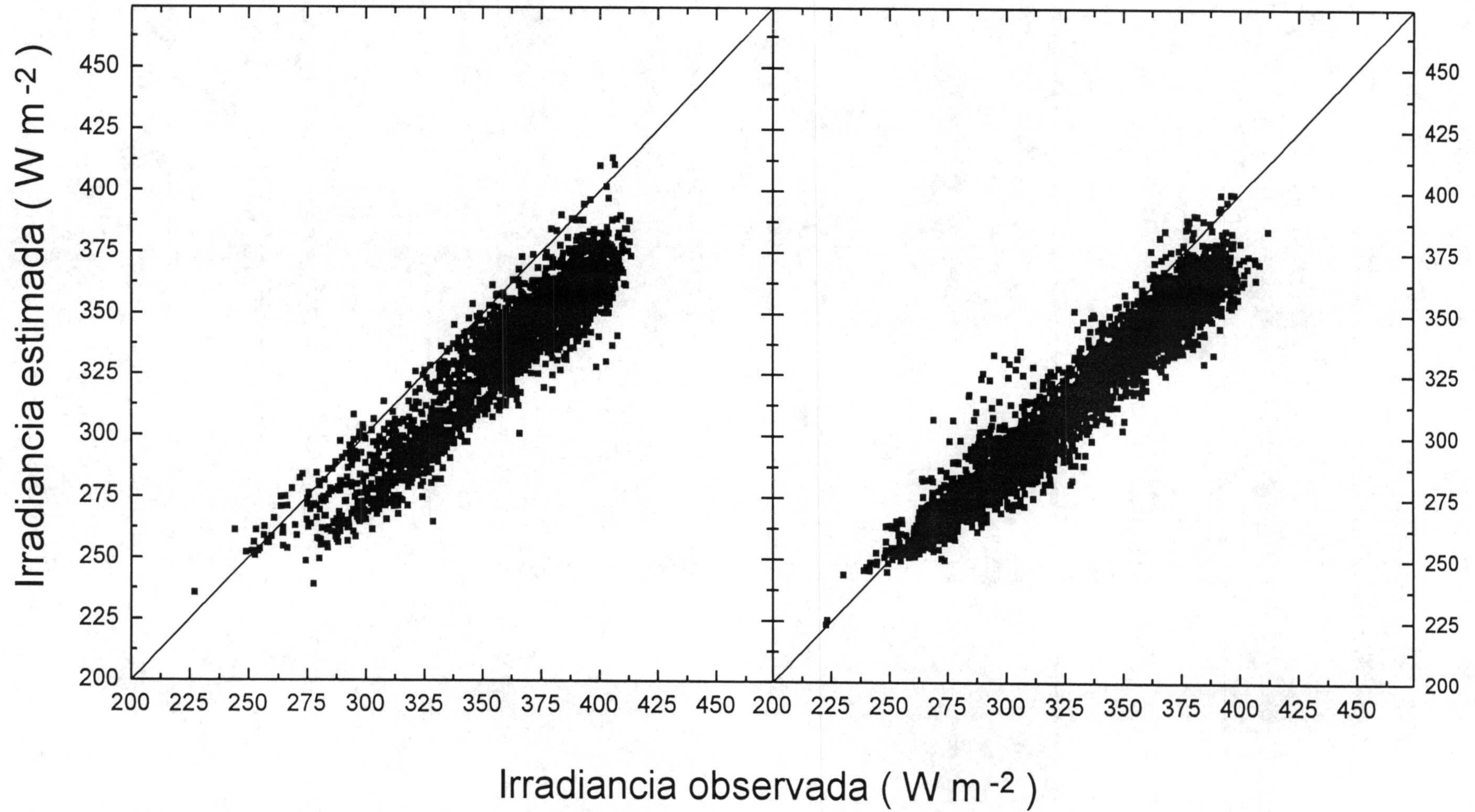
Modelo Berdahl y Martin (1984)



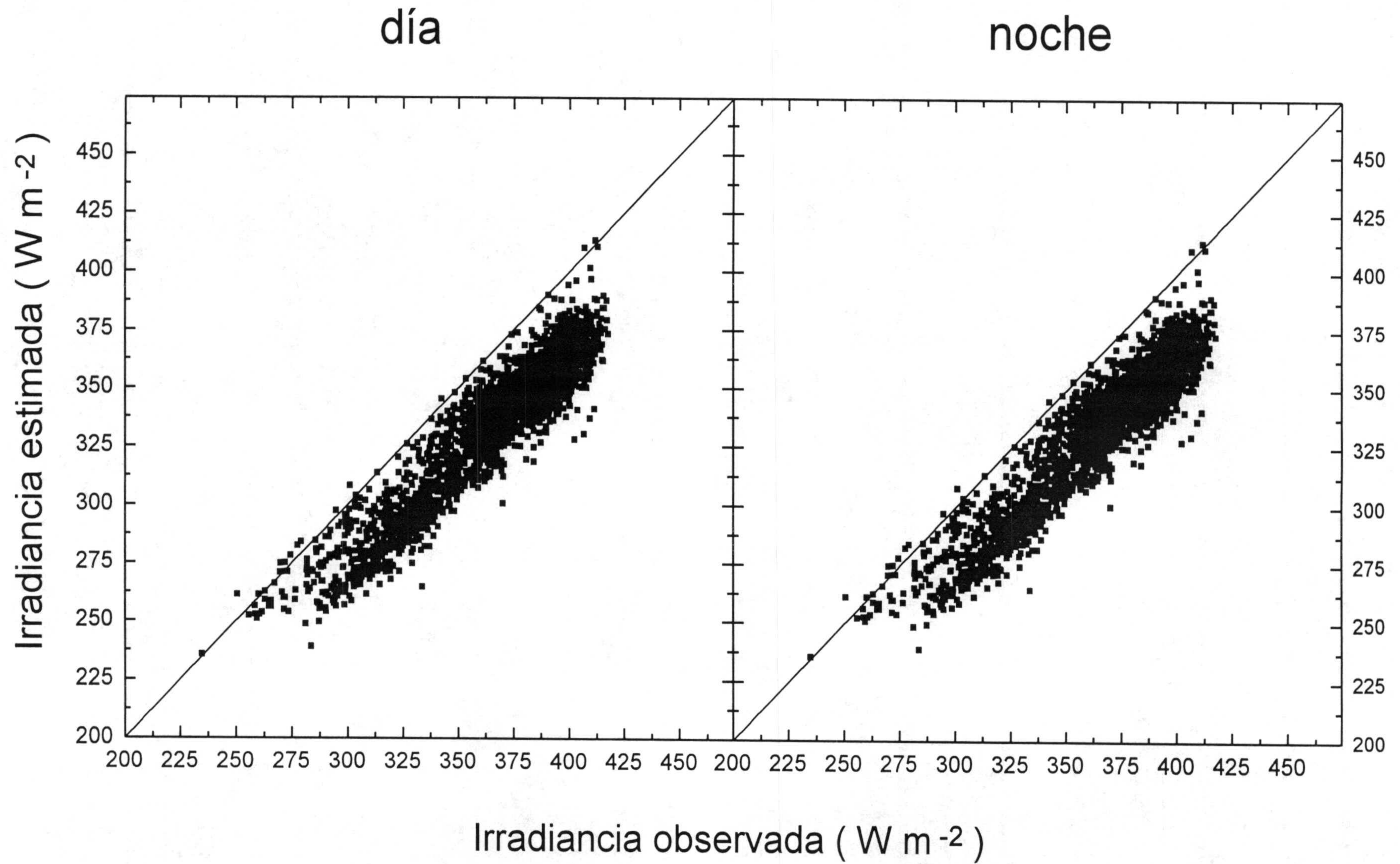
Modelo de Berdahl y Fromberg (1982)

día

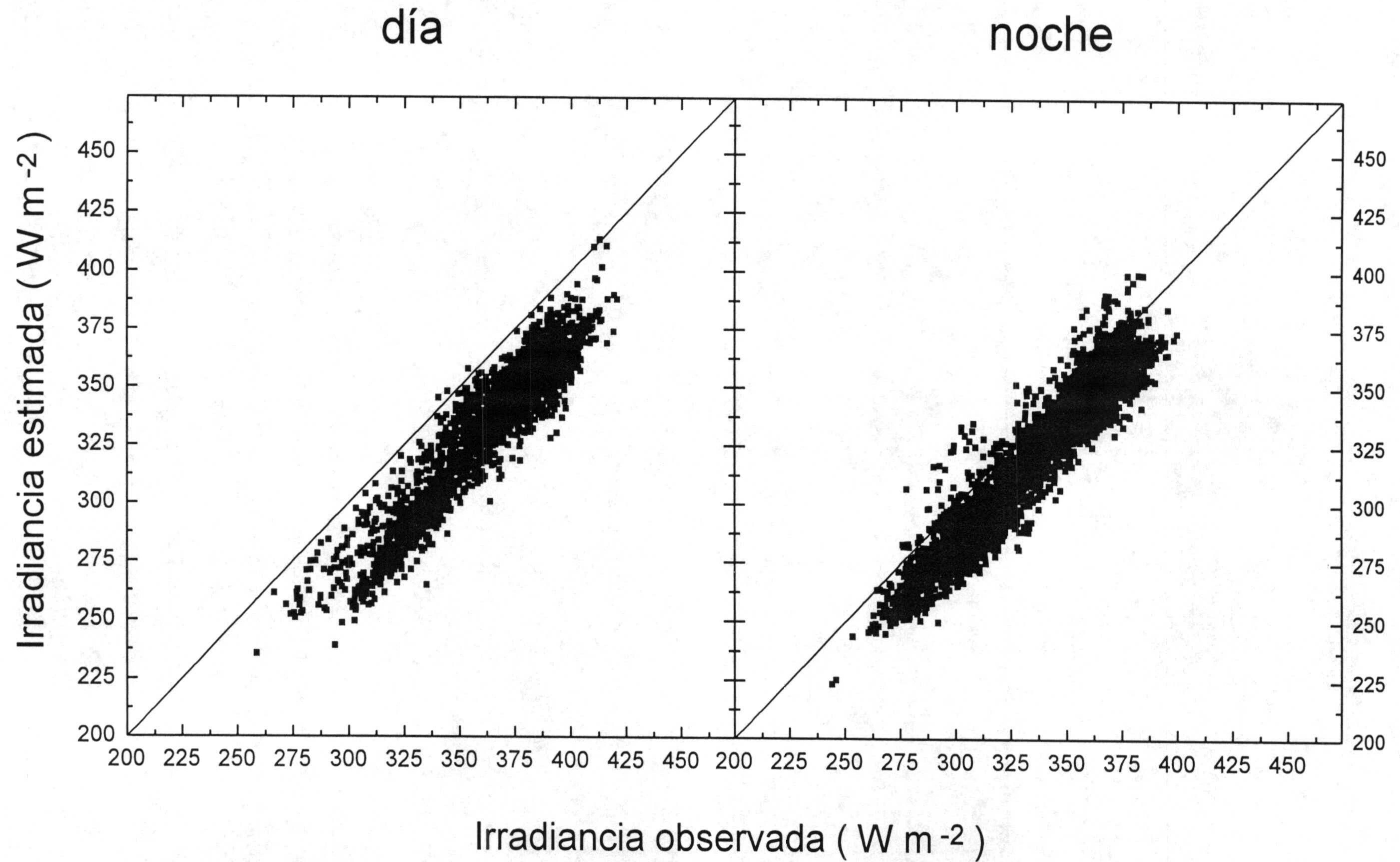
noche



# Modelo de Frank y Puntener (1987)



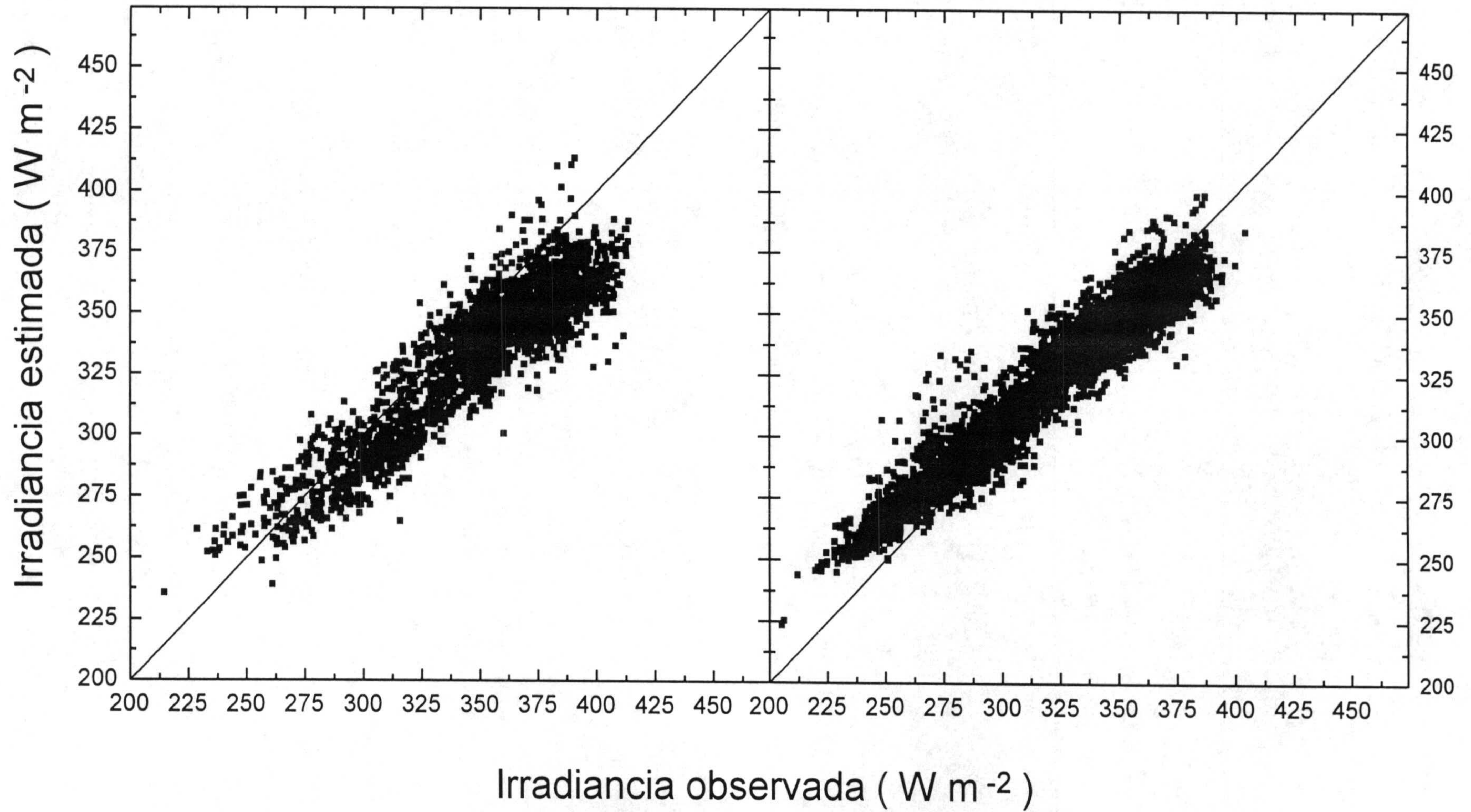
# Modelo de Clark y Allen (1978)



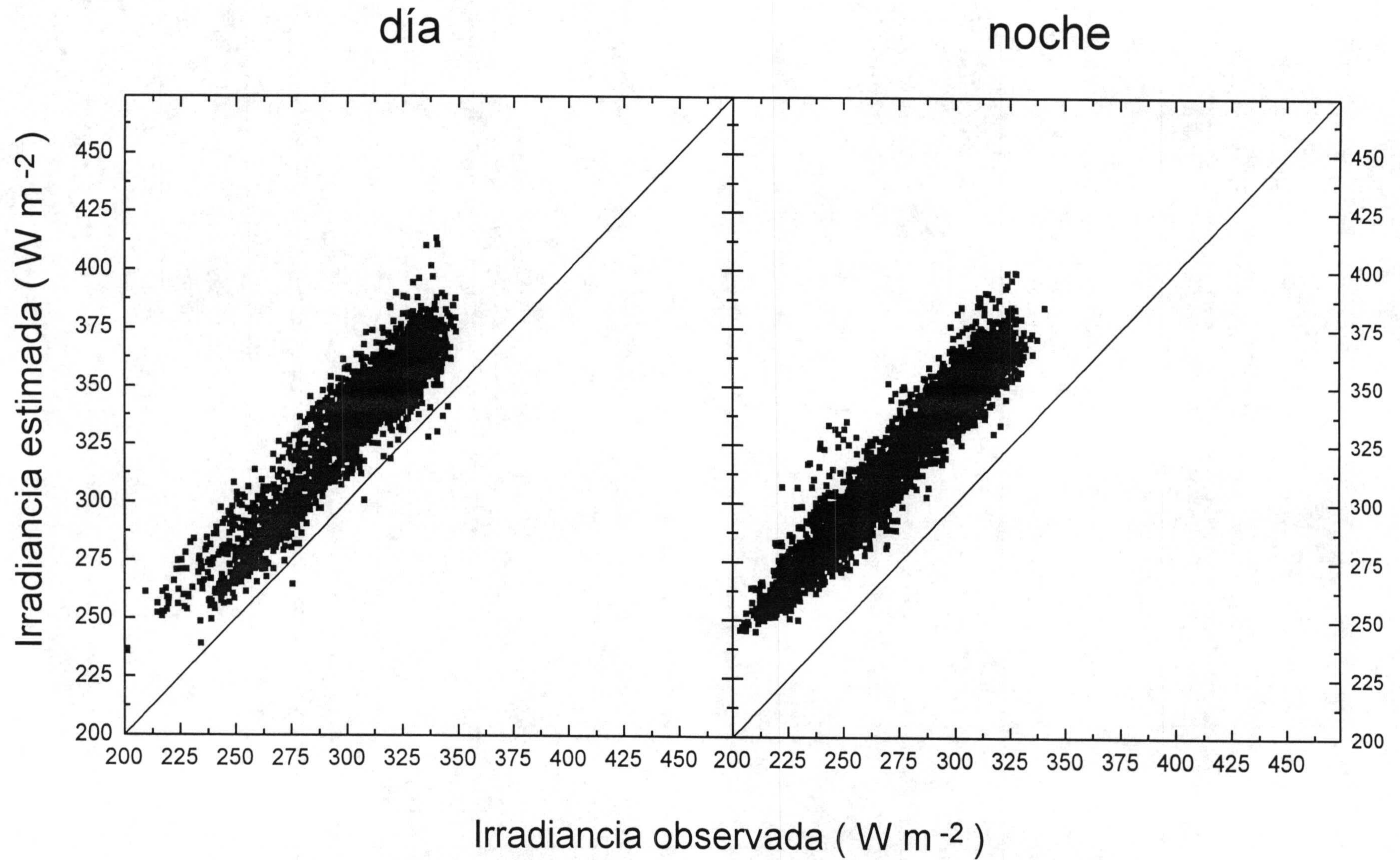
# Modelo de Brunt (1932)

día

noche

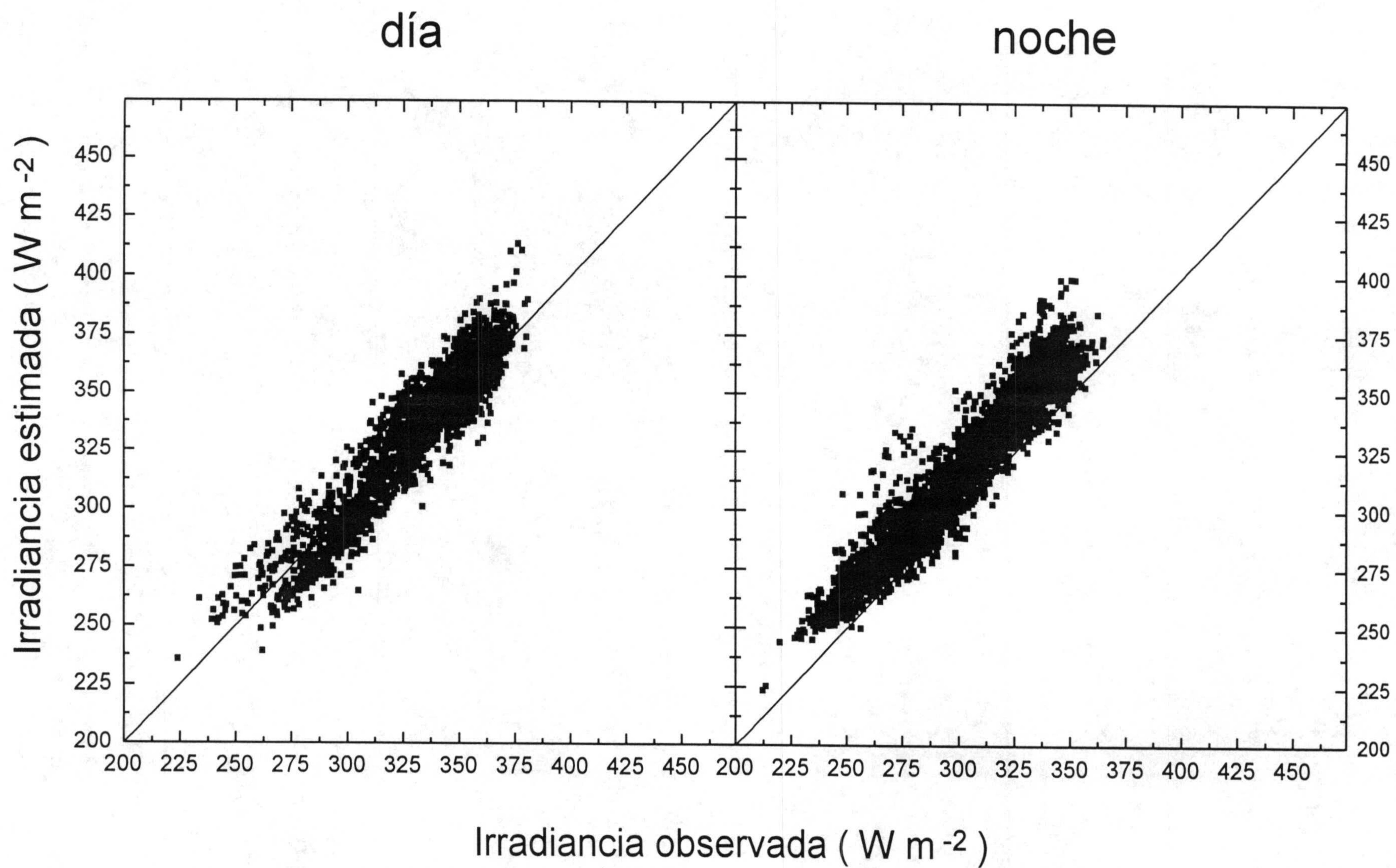


Modelo de Brunt medio ( Houghton, 1985)

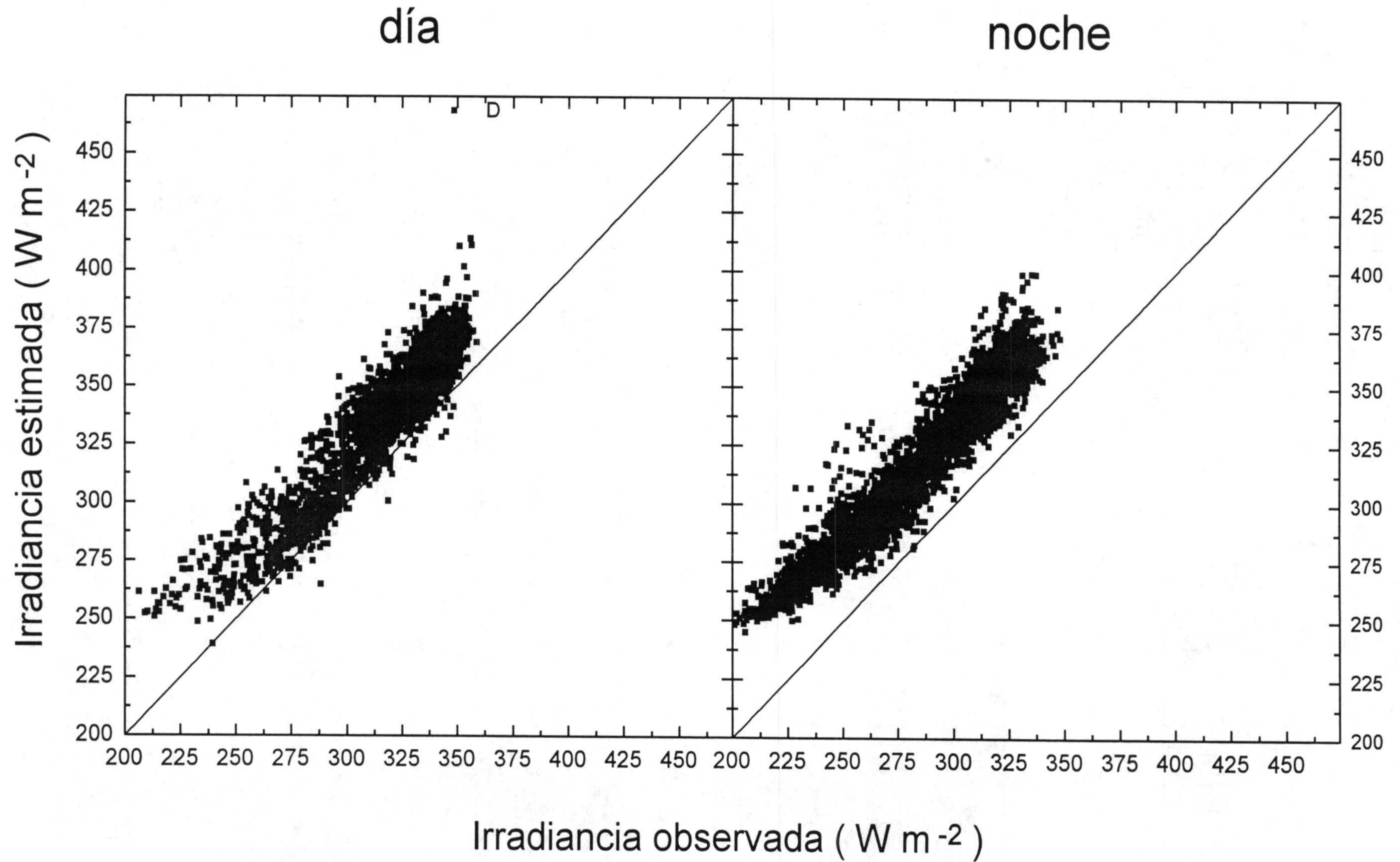




# Modelo de Angstrom (1915)



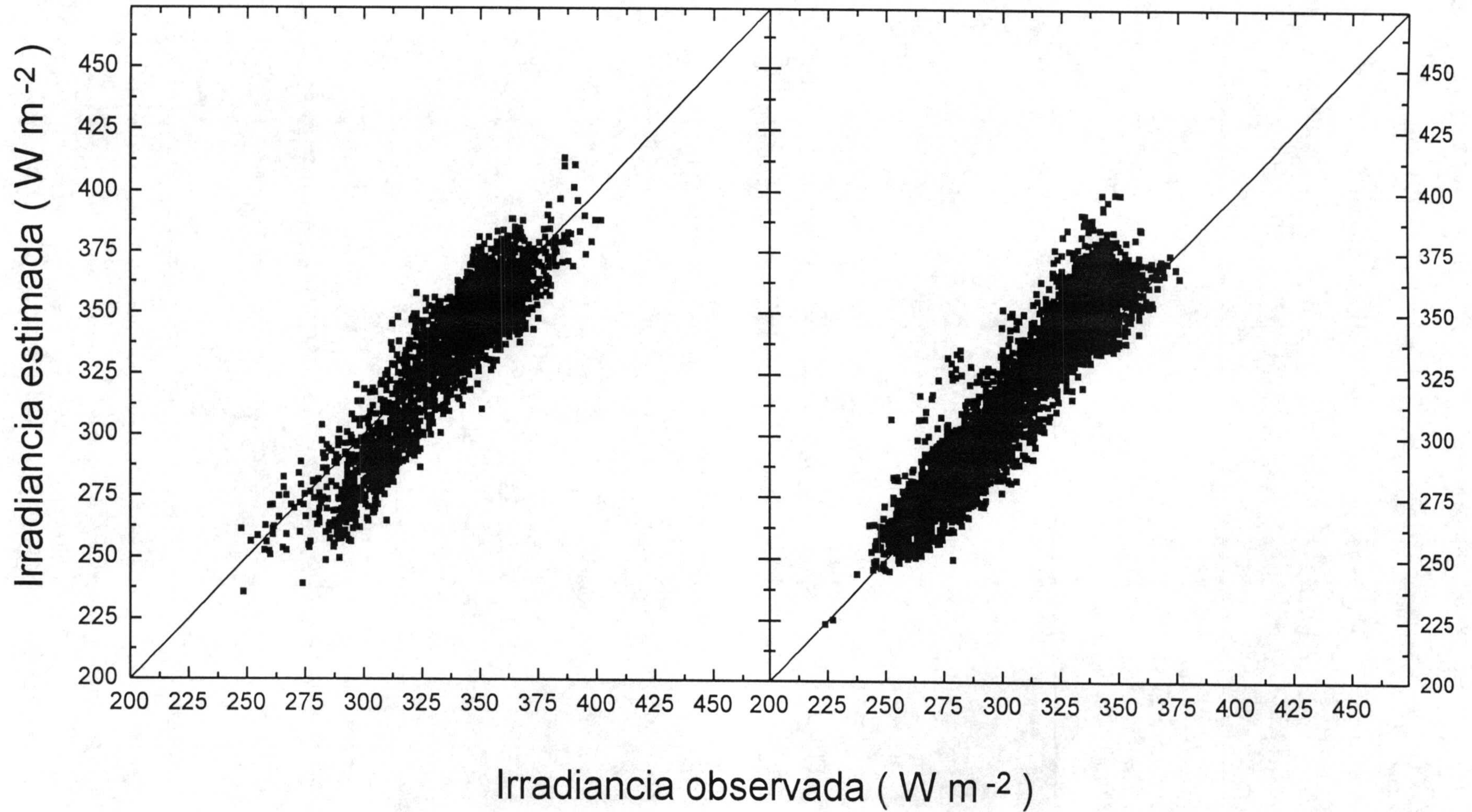
# Modelo de Angstrom medio ( Houghton, 1985)



Modelo de Cole (1979)

día

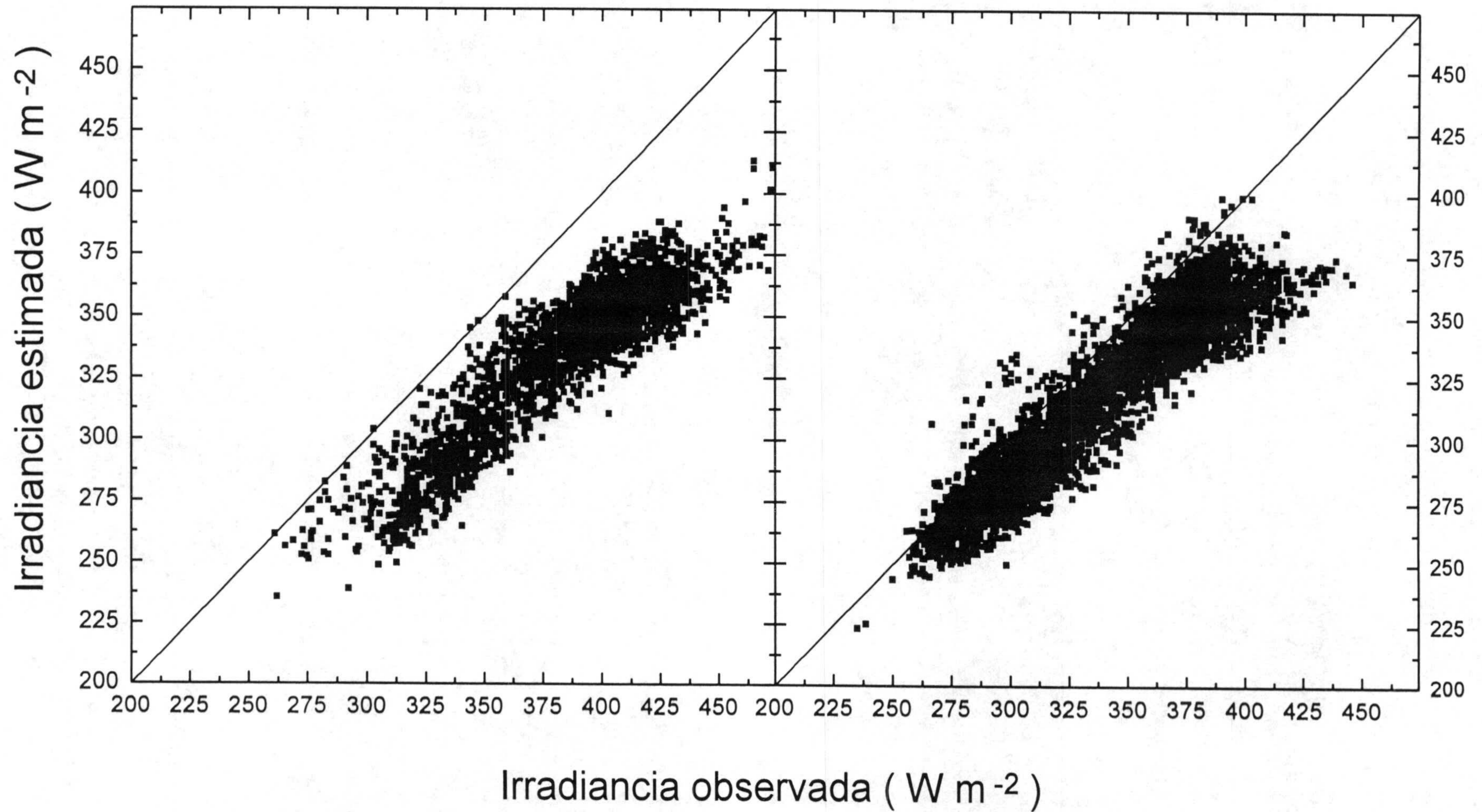
noche



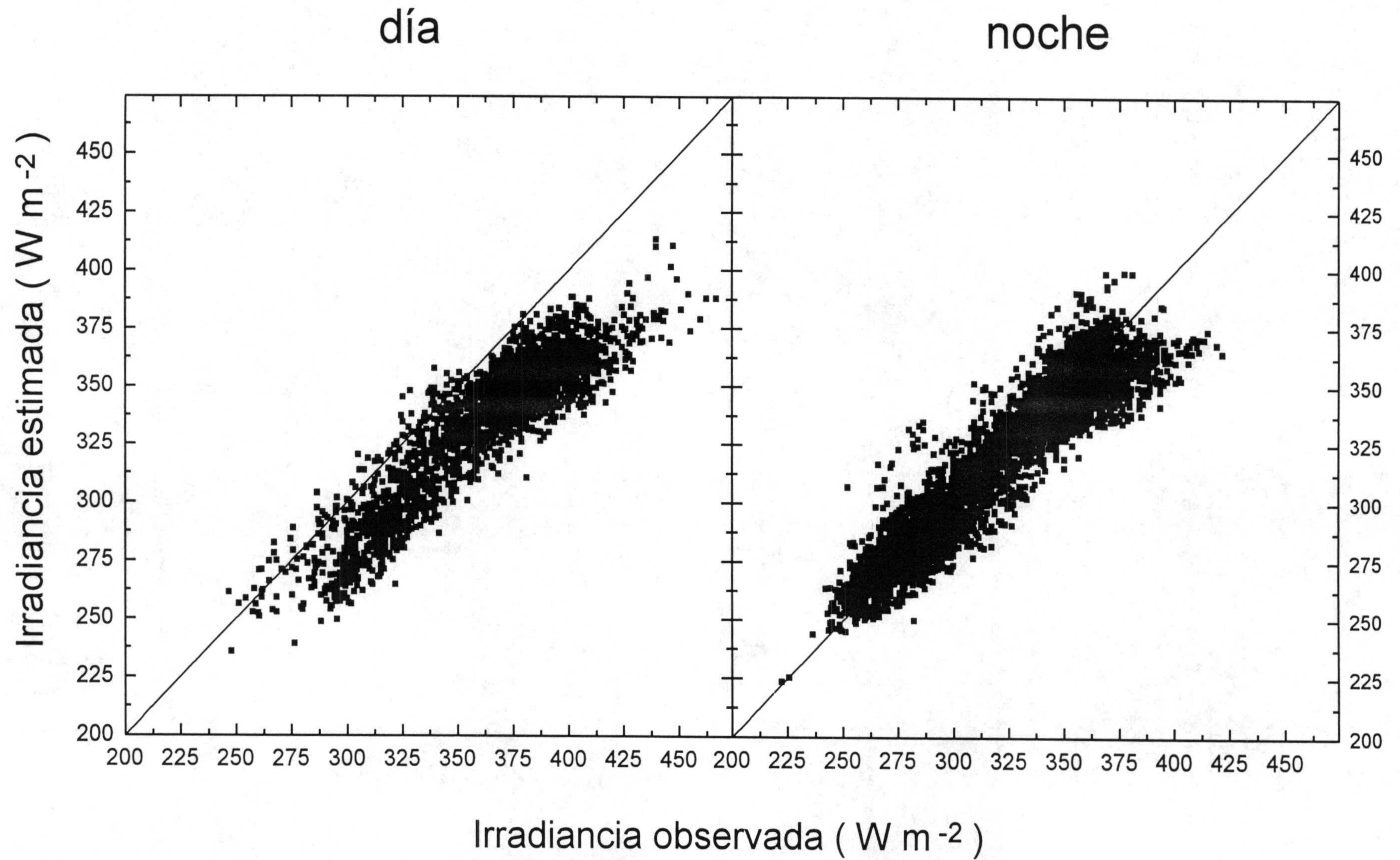
Modelo de Czeplak y Kasten (1987)

día

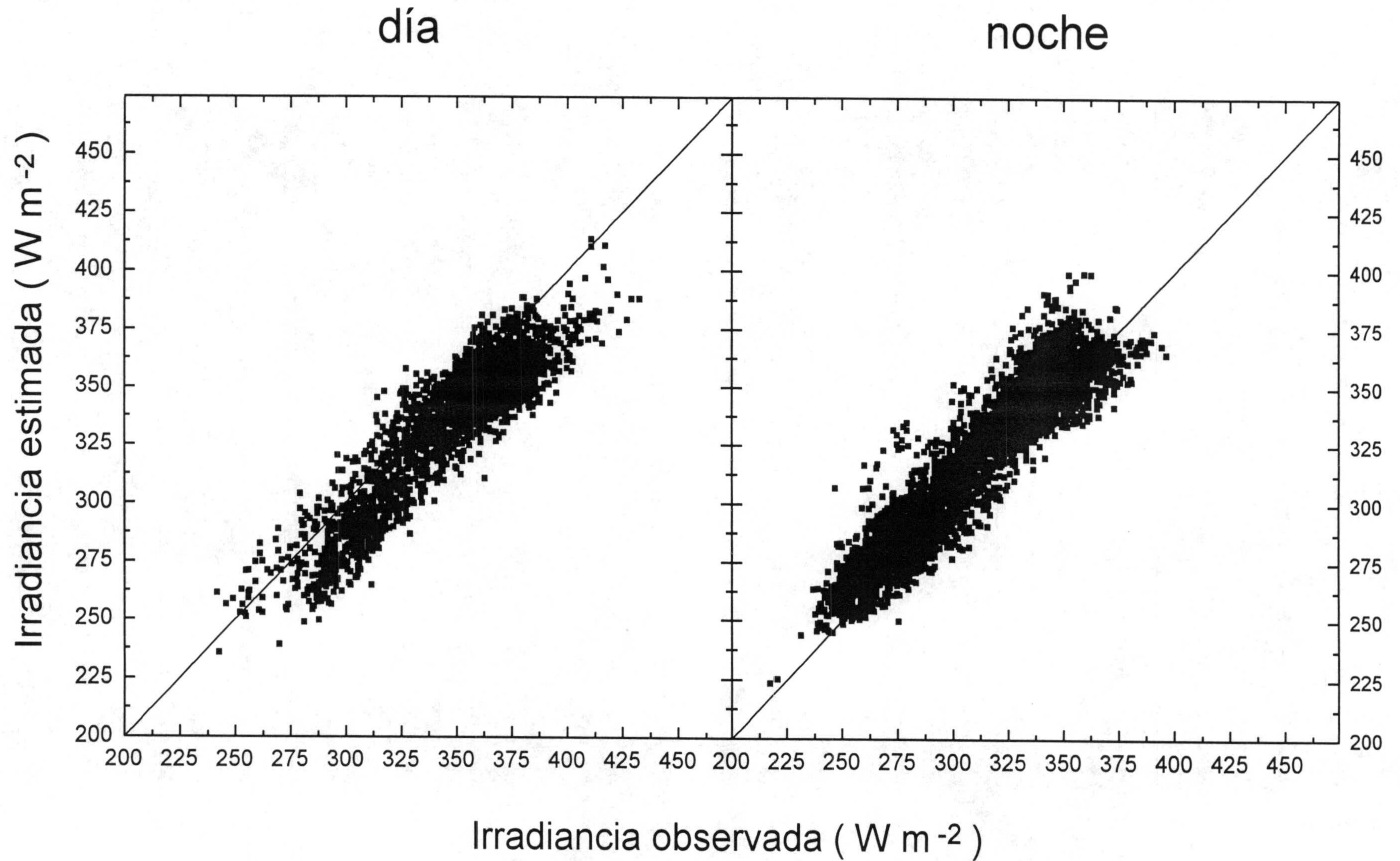
noche



# Modelo de Swinbank (1963)



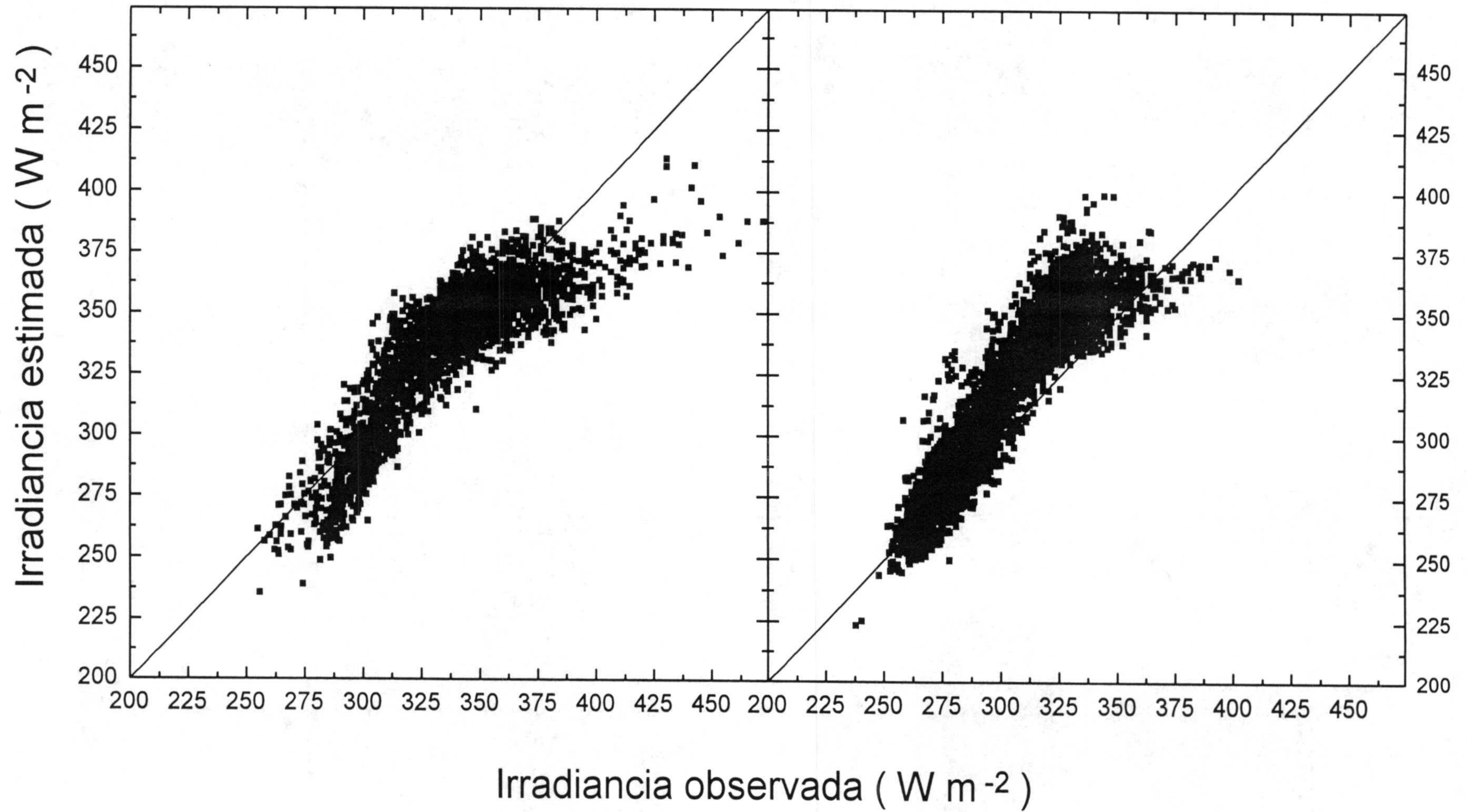
# Modelo de Unsworth y Montheith (1975)



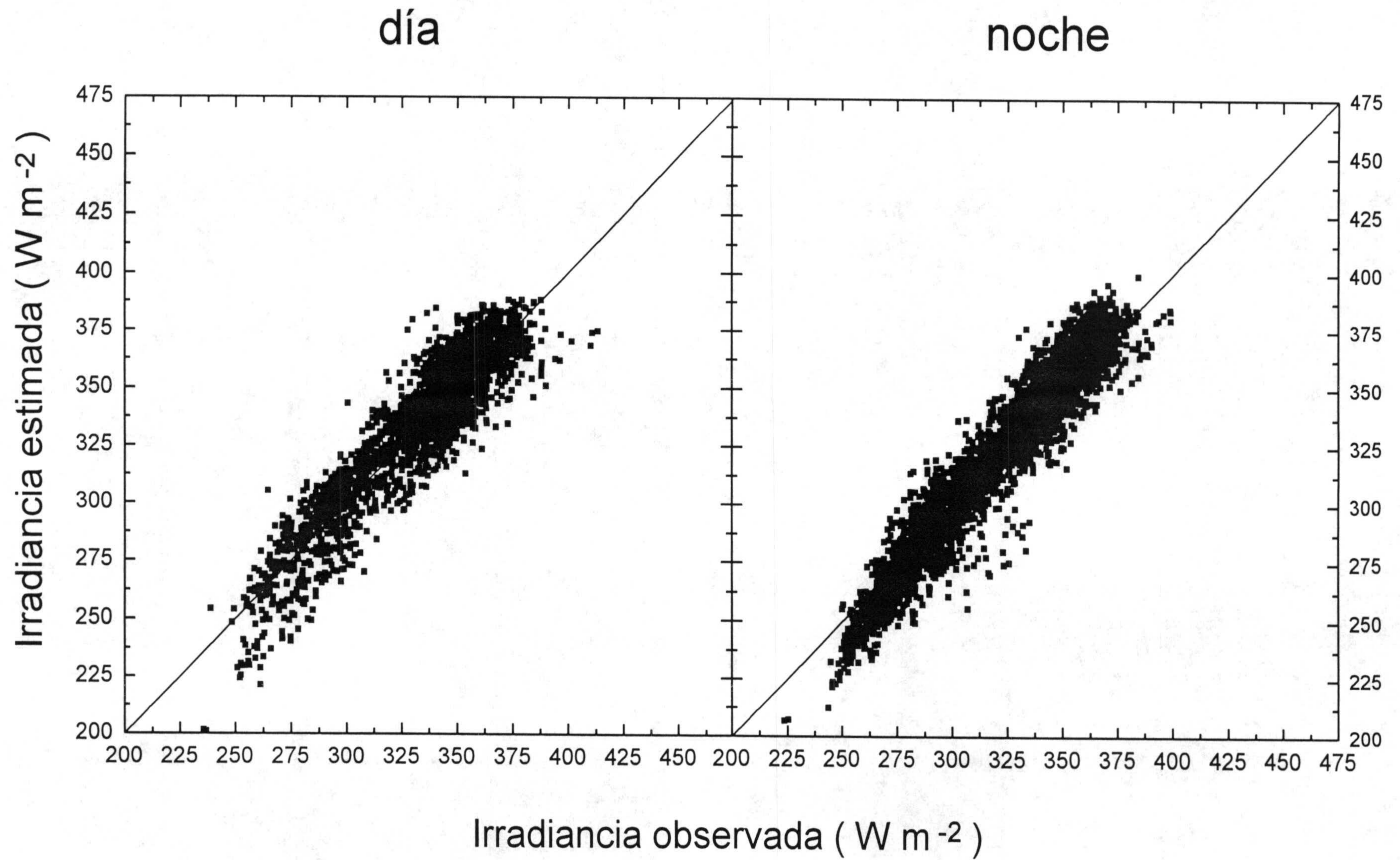
# Modelo de Llebot y Jorge (1984)

día

noche

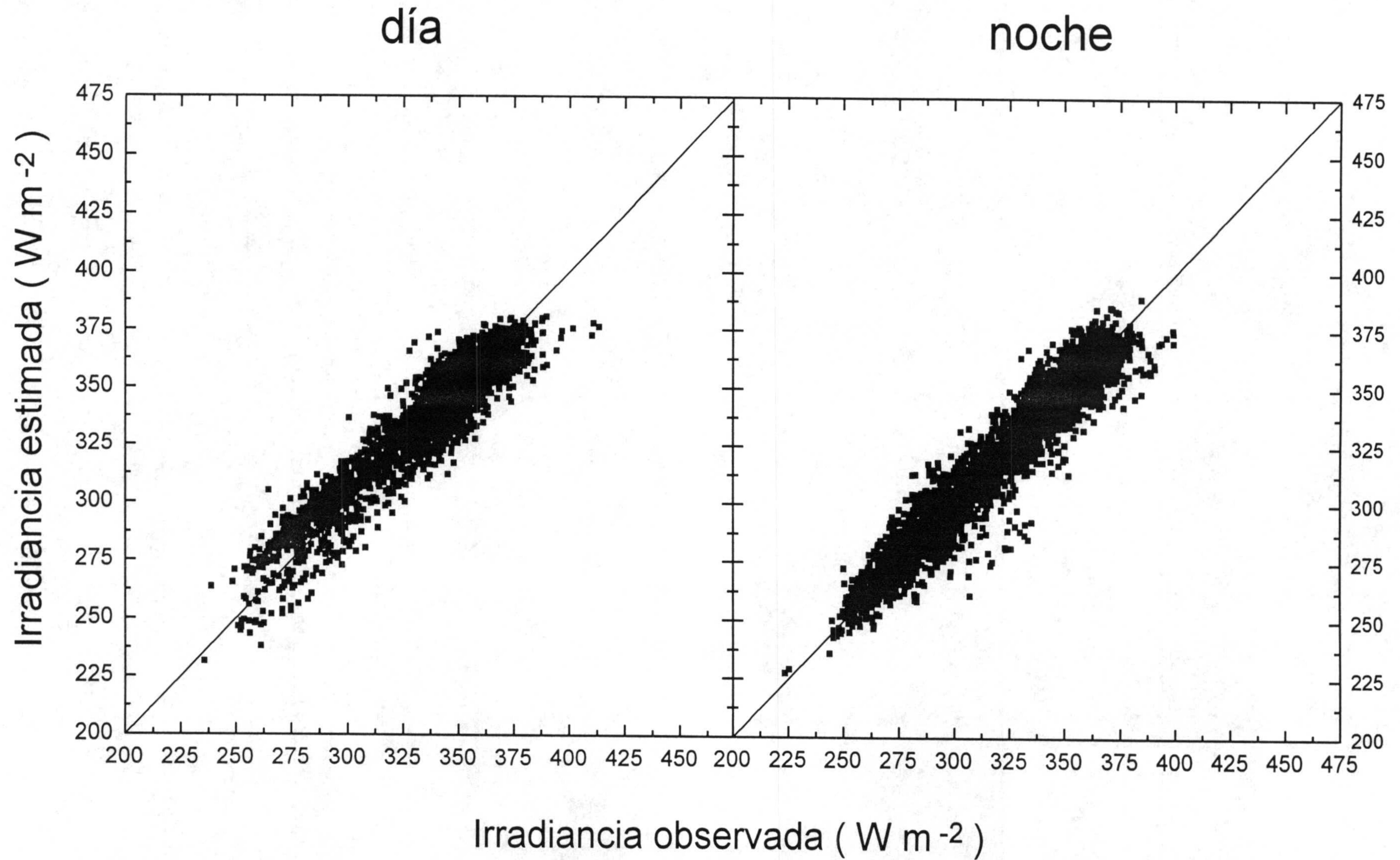


# Modelo propio tipo Brutsaert

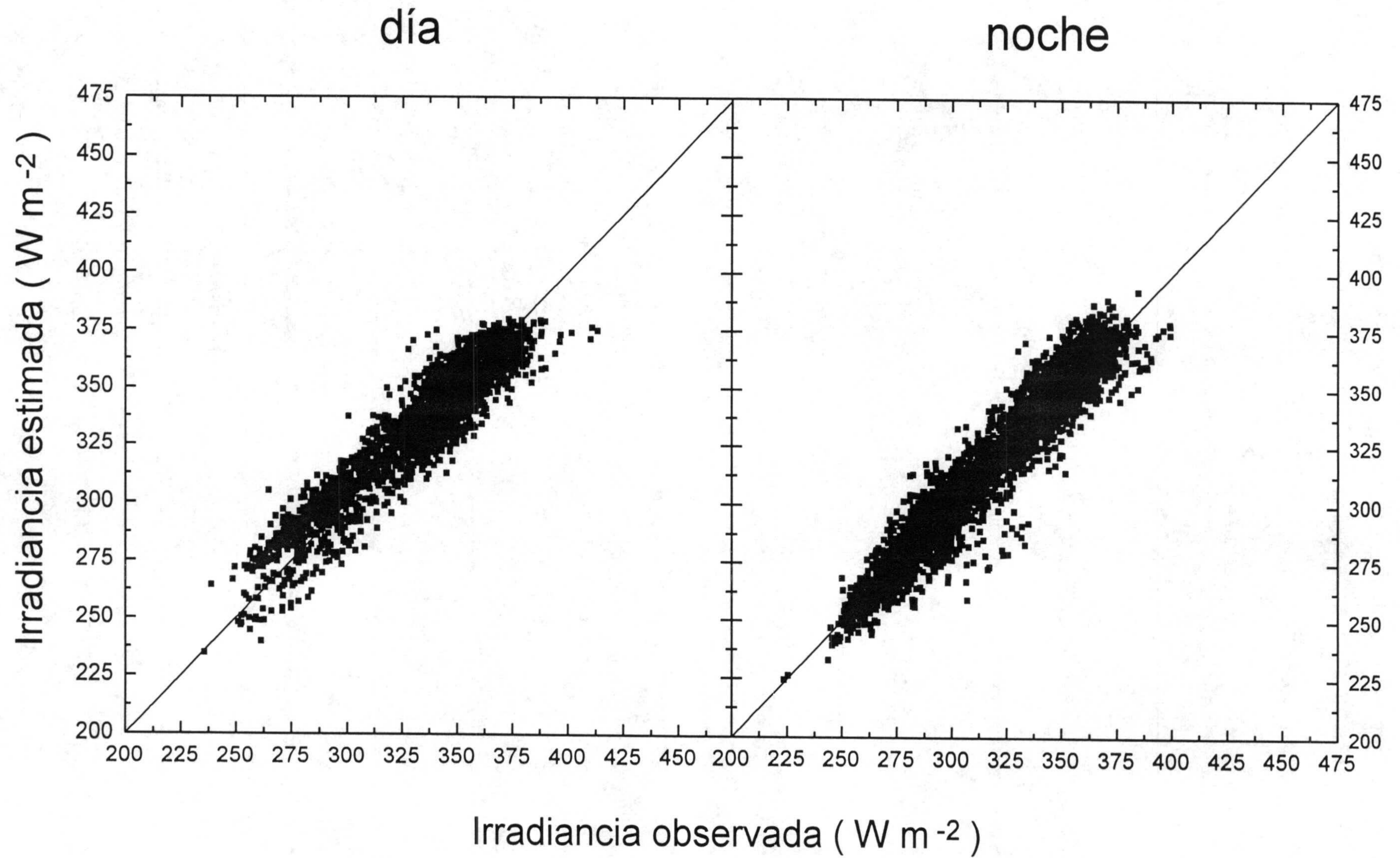




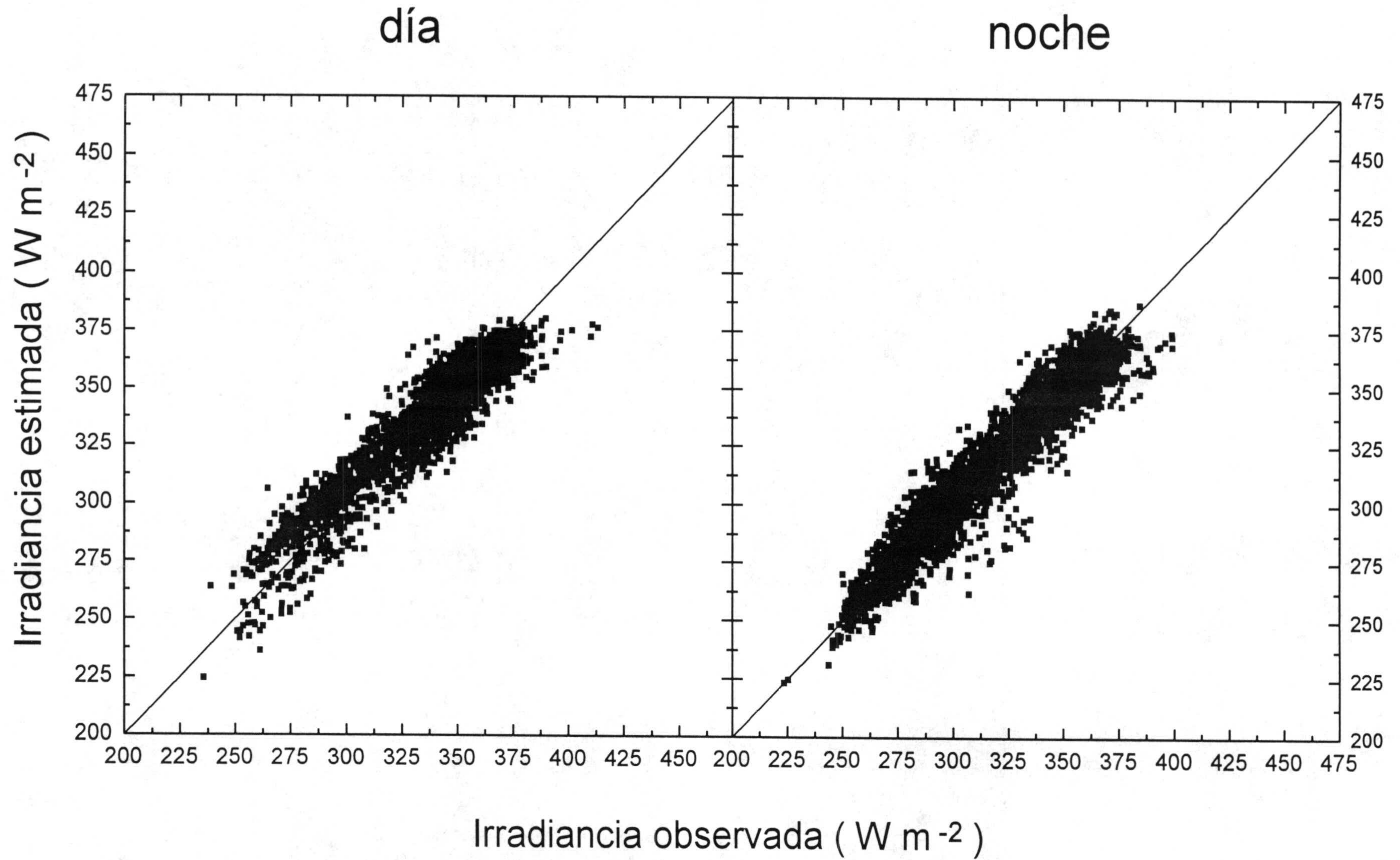
# Modelo propio tipo Brunt



# Modelo propio tipo Prata



# Modelo propio tipo Konzelman



## Nomenclatura:

$L_0$ :	Irradiancia térmica atmosférica en cielo despejado	$Wm^{-2}$
$L$ :	Irradiancia térmica atmosférica en cualquier condición de cielo	$Wm^{-2}$
$e$ :	Tensión de vapor a nivel de garita	hPa
$t$ :	Temperatura del aire a nivel de garita	$^{\circ}C$
$t_d$ :	Temperatura de punto de rocío a nivel de garita	$^{\circ}C$
$T$ :	Temperatura del aire a nivel de garita	K
$T_d$ :	Temperatura de punto de rocío a nivel de garita	K
HR:	Humedad relativa	%
$z$ :	Altura de la estación	m
$N$ :	Fracción de cielo cubierto	octas
$A$ :	Fracción de cielo cubierto ( $N/8$ )	
$\epsilon_0$ :	Emisividad equivalente para cielo despejado	(-)
$I_n$ :	Radiación solar directa	$Wm^{-2}$
$K$ :	Indice de claridad diario	(-)

## MODELOS DE CIELO DESPEJADO:

$$L_0 = -29.3 + 0.895\sigma T^4 \quad \text{Schieldrud y Paulsen (1967)}$$

$$L_0 = [1 - 0.262 \exp(-7.77 \times 10^{-4} t^2)] \sigma T^4 \quad \text{Idso y Jackson (1969)}$$

$$L_0 = (1.06 - 119 / \sigma T^4) \sigma T^4 \quad \text{Unsworth y Montheith (1975)}$$

$$L_0 = 222 + 4.94t \quad \text{Cole (1979)}$$

$$L_0 = \left[ 1 - \frac{7.5 \times 10^6 t^2 + 7.5 \times 10^{10}}{0.2 t^8 + 3.0 \times 10^{11}} \right] \sigma T^4 \quad \text{Llebot y Jorge (1984)}$$

$L_0 = (9.9 \times 10^{-6} T^2) \sigma T^4$	Czeplak y Kasten (1987)
$L_0 = (0.79 - 0.174 \times 10^{-0.04125e}) \sigma T^4$	Angstrom (1915)
$L_0 = (0.52 + 0.065 e^{0.5}) \sigma T^4$	Brunt (1932)
$L_0 = (0.746 + 0.00495 e) \sigma T^4$	Efimova (1961)
$L_0 = (0.67 + 0.05 e^{0.5}) \sigma T^4$	Marshunova (1966)
$L_0 = (0.718 e^{0.0875}) \sigma T^4$	Staley y Jurica (1972)
$L_0 = (1 - 10^{(-0.5e0.2)}) \sigma T^4$	Feussner (1975)
$L_0 = \{(5.7723 + 0.9955(0.6017)^z) T^{1.1893} HR^{0.0665} 10^{-4}\} \sigma T^4$	Centeno (1982)
$L_0 = -137 + 1.146 \sigma T^4$	Heitor et al. (1991)
$L_0 = \left(0.23 + 0.443 \left(\frac{e}{T}\right)^{\frac{1}{8}}\right) \sigma T^4$	Konzelman (1994)

## MODELOS DE CIELO CUBIERTO:

$L = (\epsilon_0 + 0.84 (1 - \epsilon_0) A) \sigma T^4$	Unsworth y Montheith (1975)
$L = L_0 + (65 + 1.39 t) A$	Cole (1979)
$L = \left\{ (1 - A) \epsilon_0 + A \left[ 1 - (3000 + 1751z^{0.652}) RH^{-\frac{3}{2}} T^{-1} \right]^4 \right\} \sigma T^4$	Centeno (1982)

$$L = \sigma T^4 - 44 - 58 \frac{I_n}{I_{n,\max}} \text{ para } \frac{I_n}{I_{n,\max}} \geq 0.05$$

$$L = \sigma T^4 - 24 - 471 \frac{I_n}{I_{n,\max}} \text{ para } \frac{I_n}{I_{n,\max}} < 0.05$$

Ineichen (1984)

$$L = \varepsilon_0 (1 + 0.23 A) \sigma T^4$$

Heitor et al. (1991)

$$L = (\varepsilon_0 (1 - A^4) + 0.952 A^4) \sigma T^4$$

Konzelman (1994)

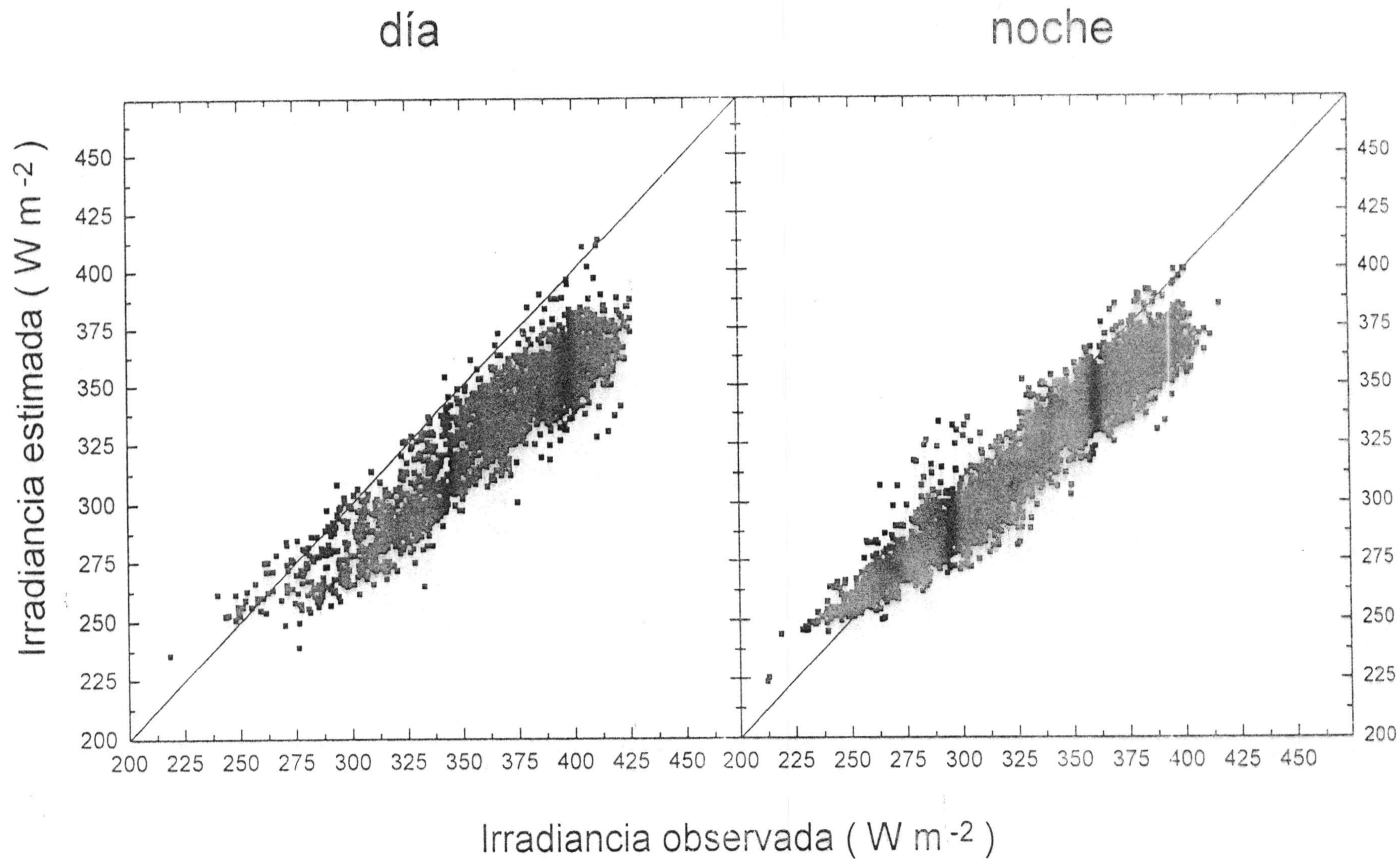
$$L = (0.682 + 0.0352 \ln(e) - 13 K + 0.341 T) \sigma T^4$$

Aubinet (1994)

APÉNDICE 5:

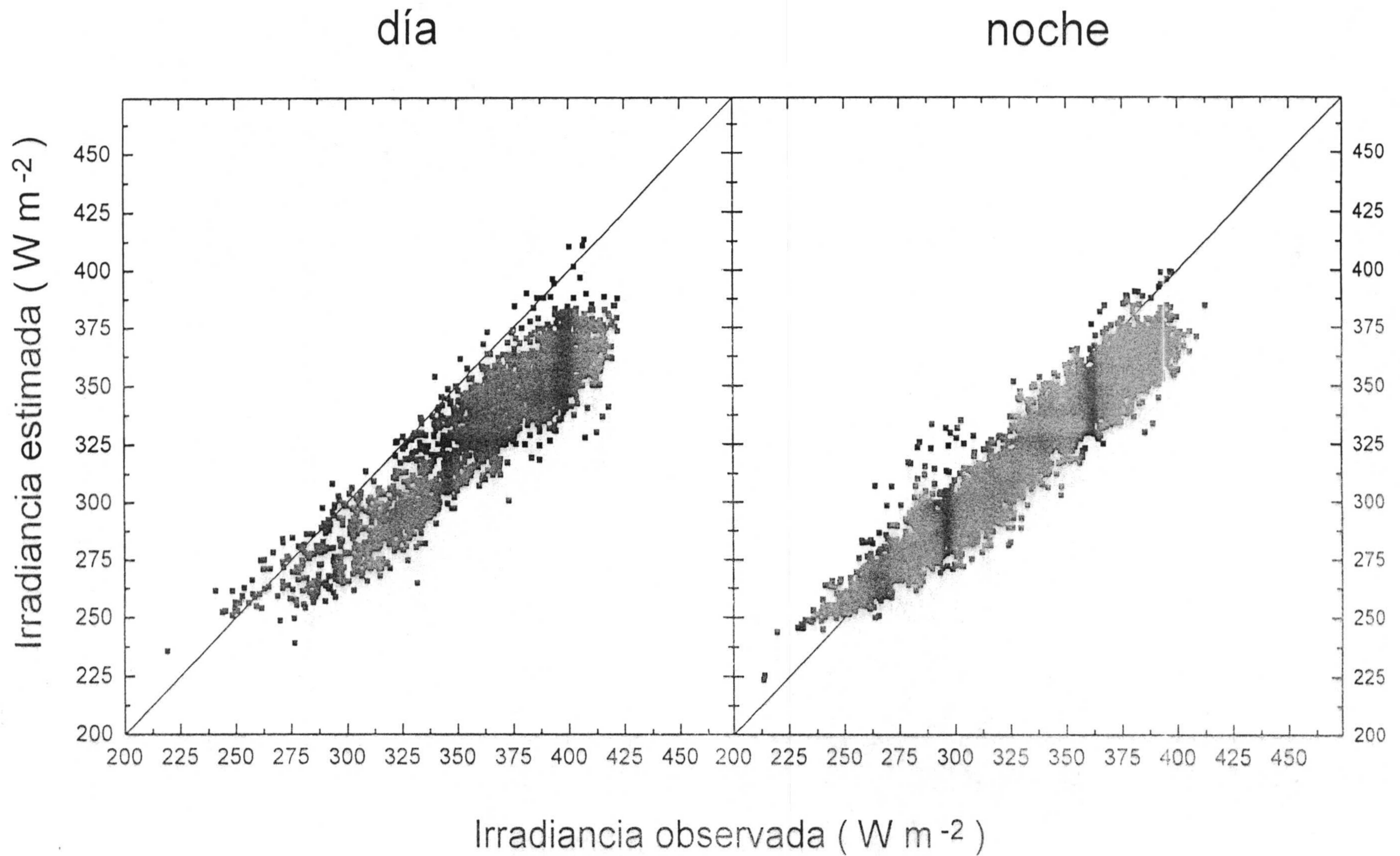
GRÁFICAS DE DISPERSIÓN  
ESTIMACIONES-OBSERVACIONES  
PARA MODELOS DE CIELO DESPEJADO Y  
MODELOS DE CIELO CUBIERTO

# Modelo de Brutsaert en tensión de vapor (1975)

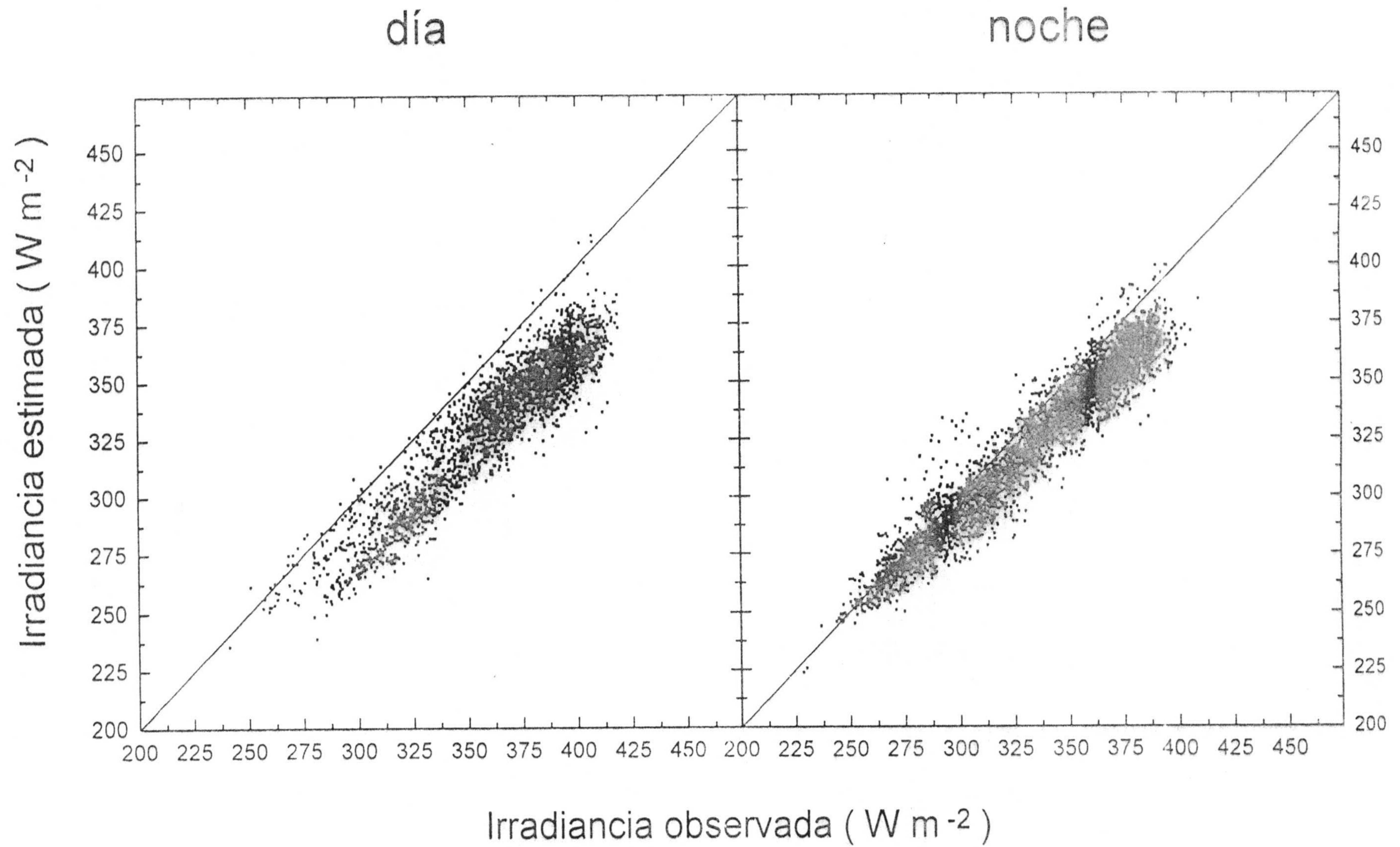




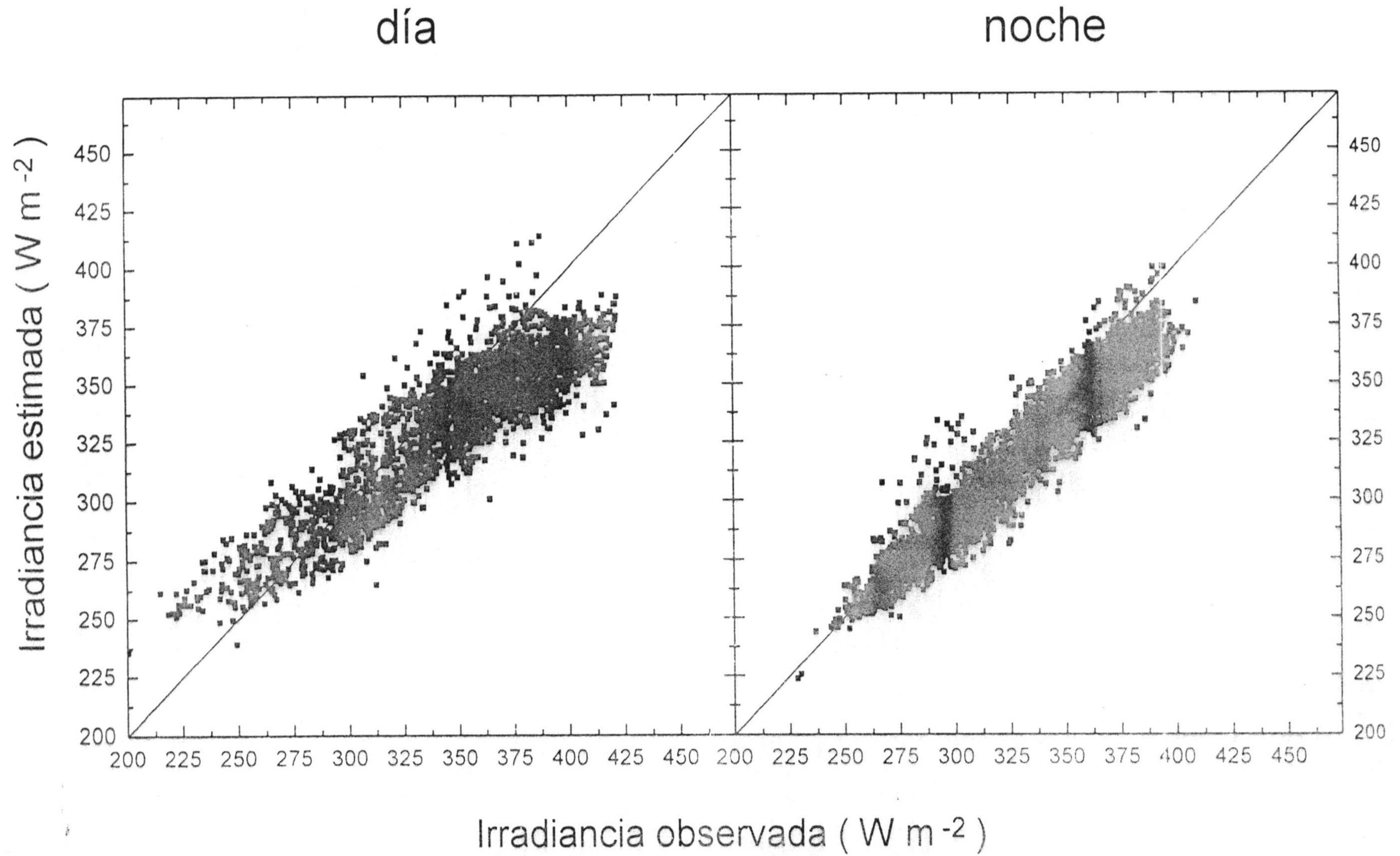
# Modelo de Brutsaert en tensión de vapor y temperatura (1975)



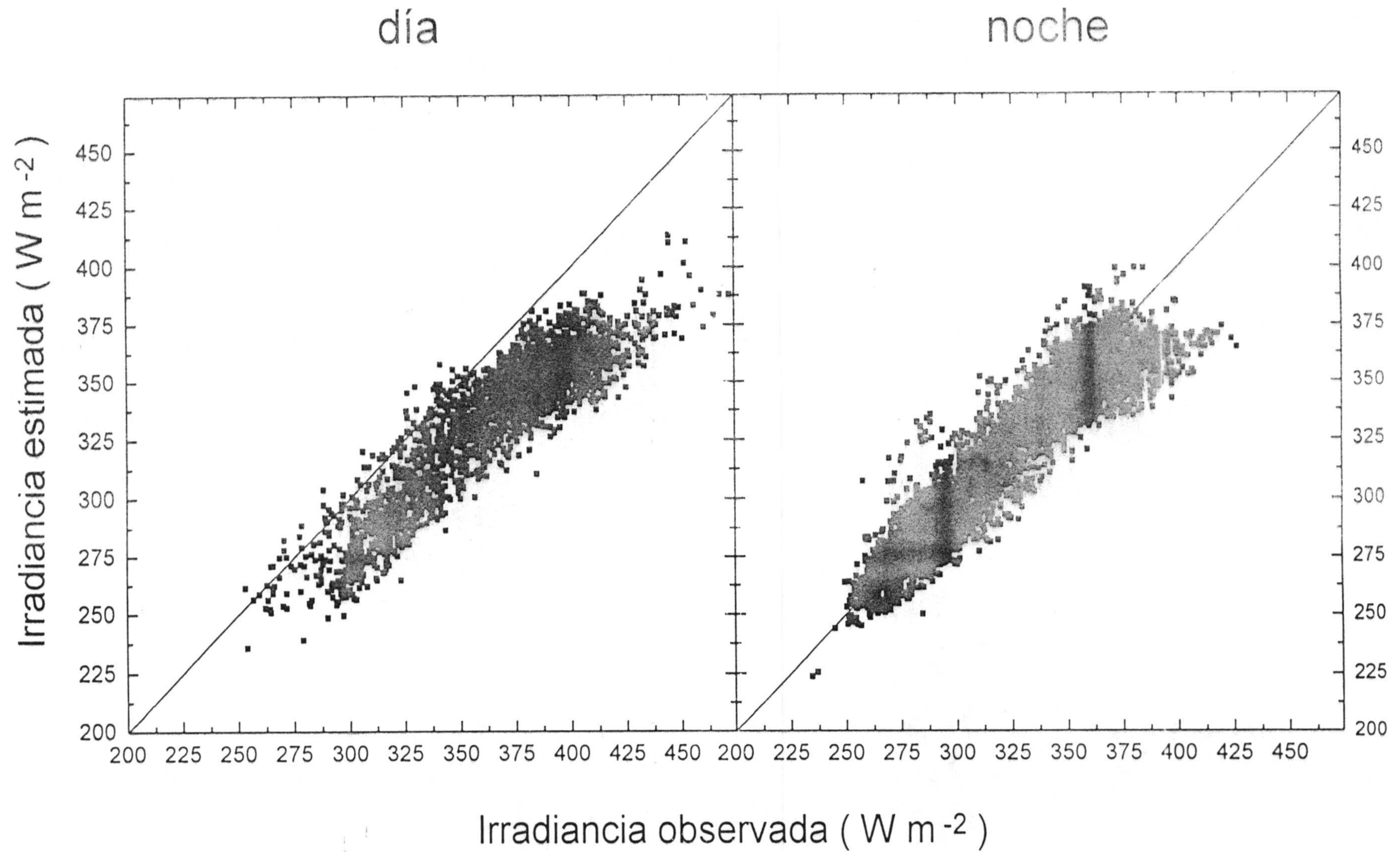
# Modelo de Prata (1996)



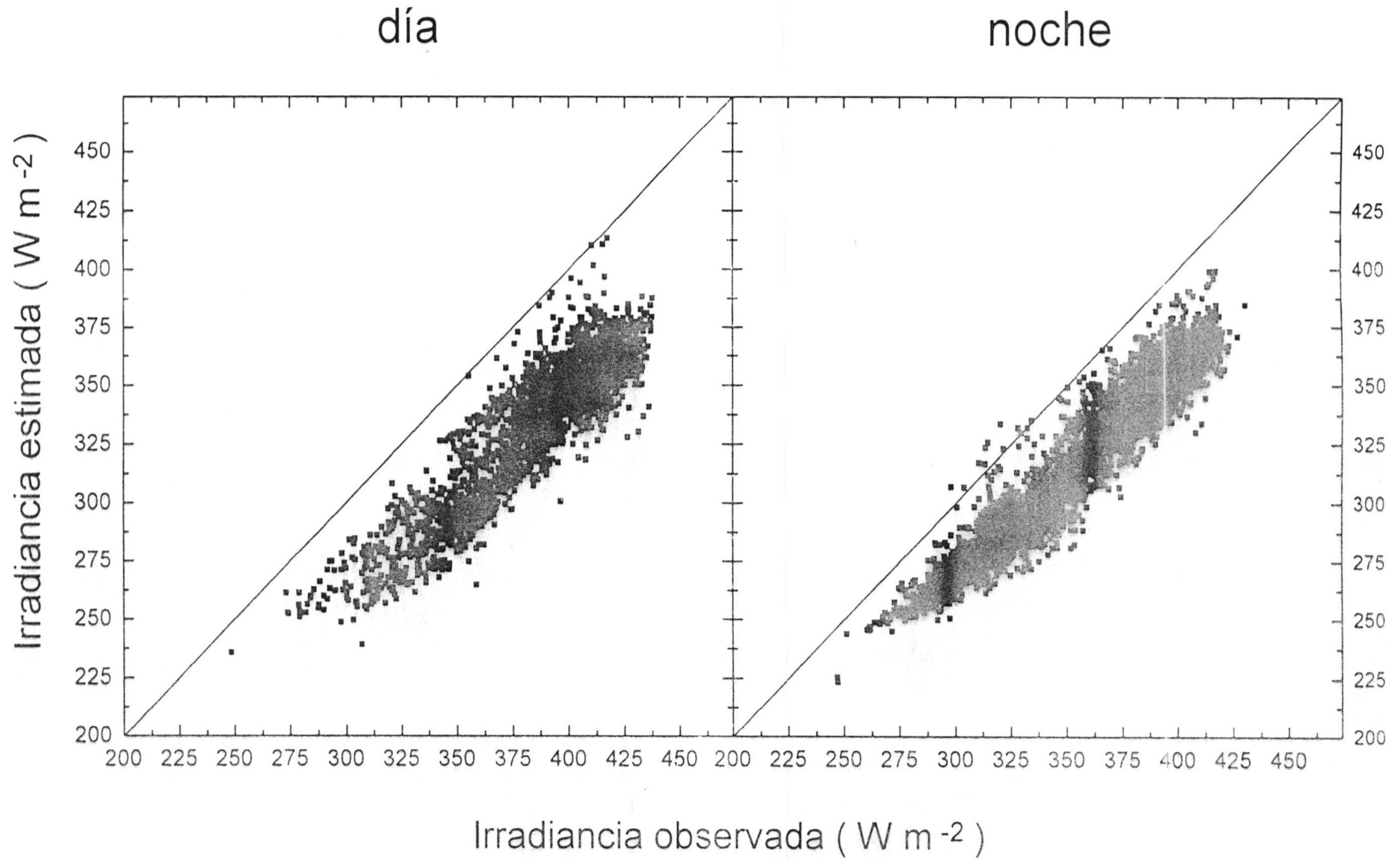
# Modelo de Alados-Arboledas (1987)



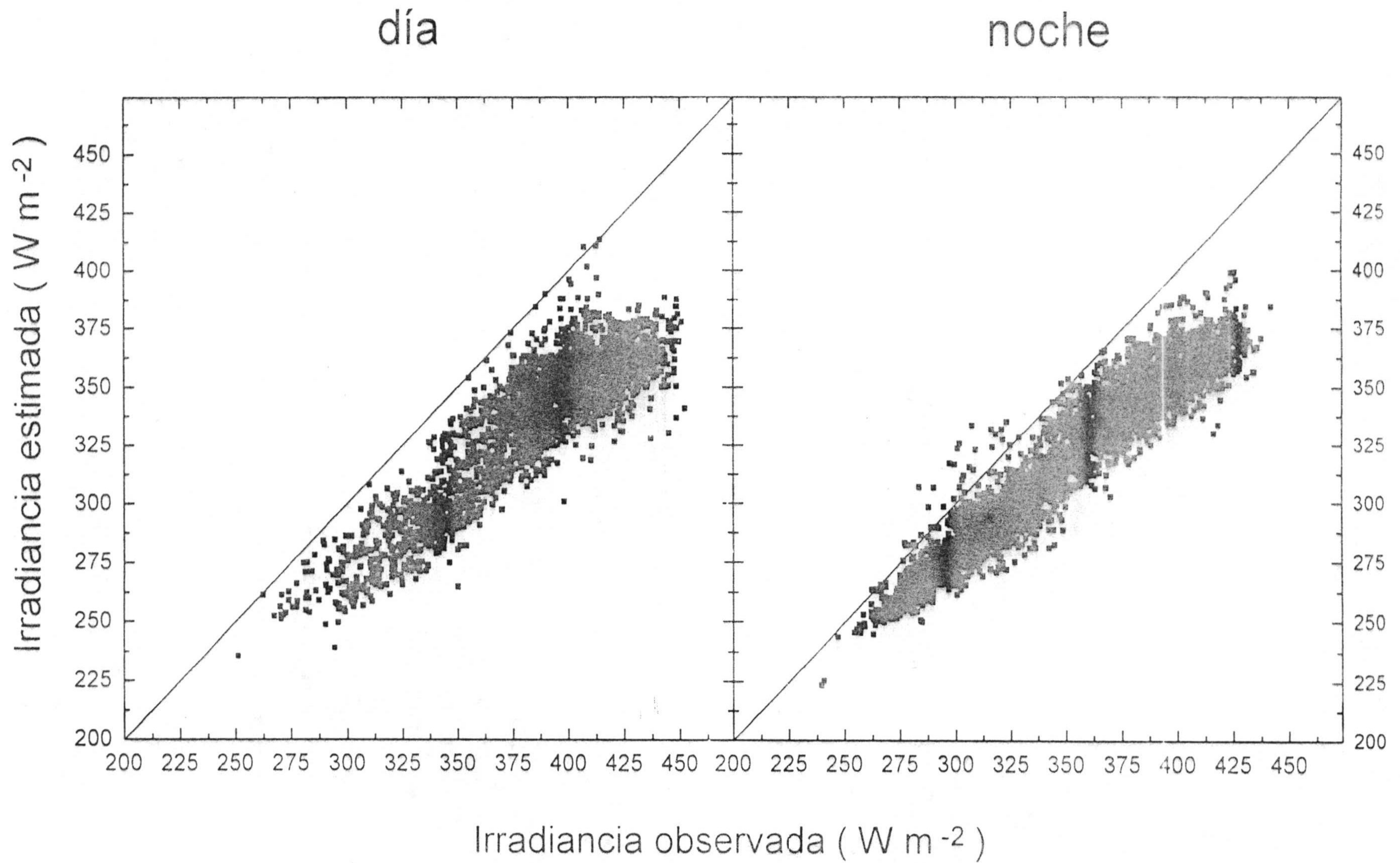
# Modelo de Idso y Jackson (1969)



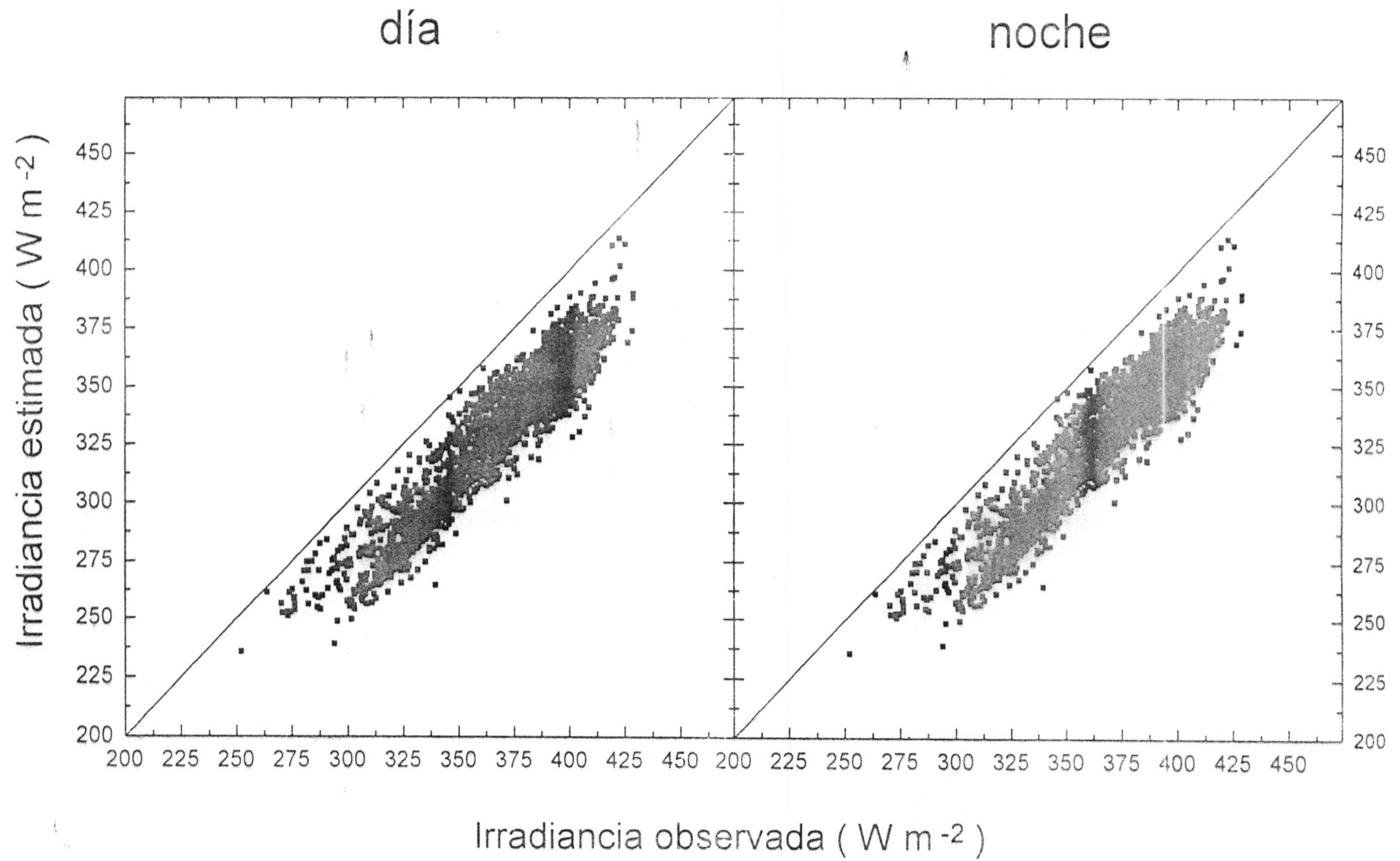
# Modelo de Idso (1981a)



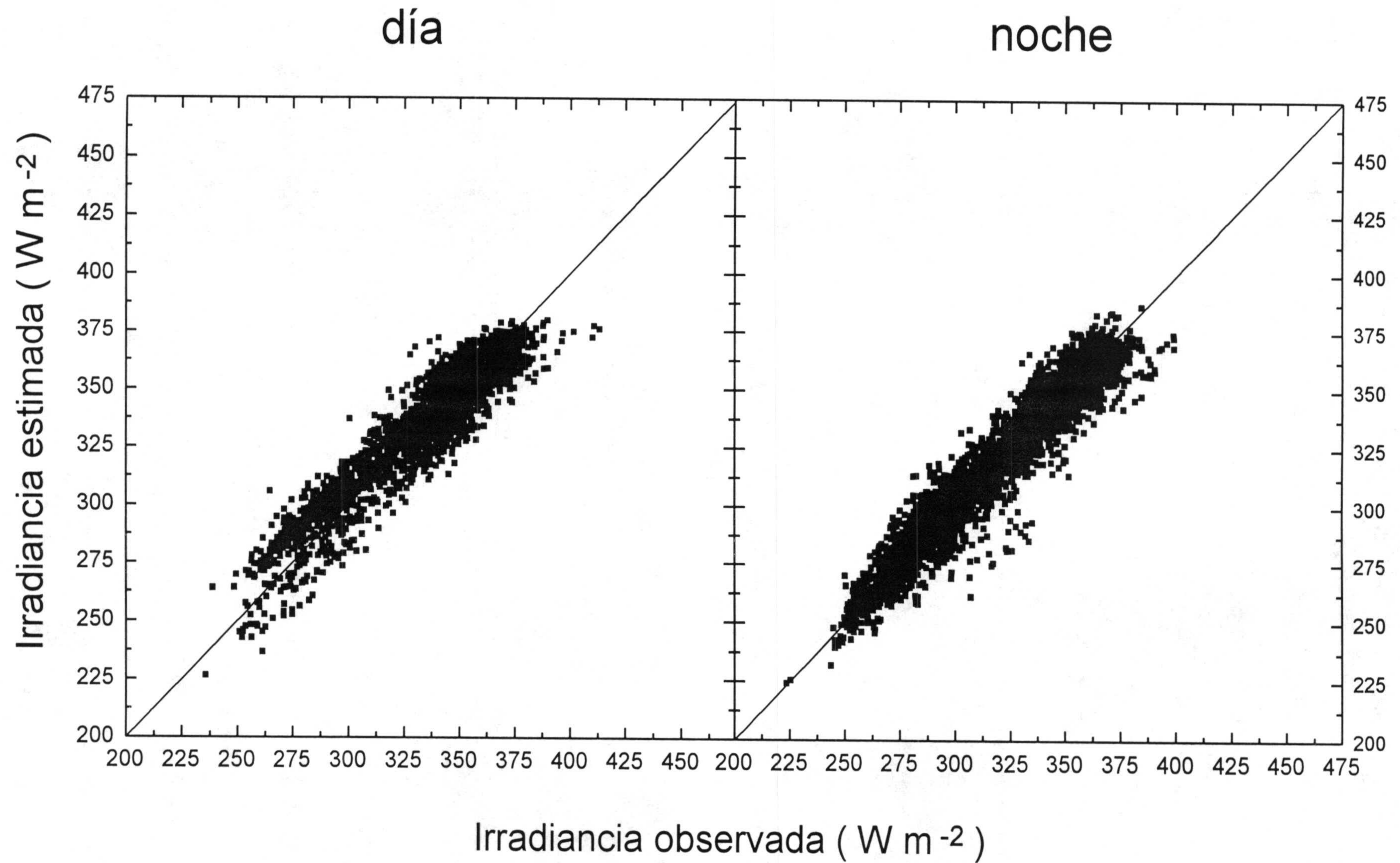
Modelo de Idso (1981 b)



# Modelo de Satterlund (1979)

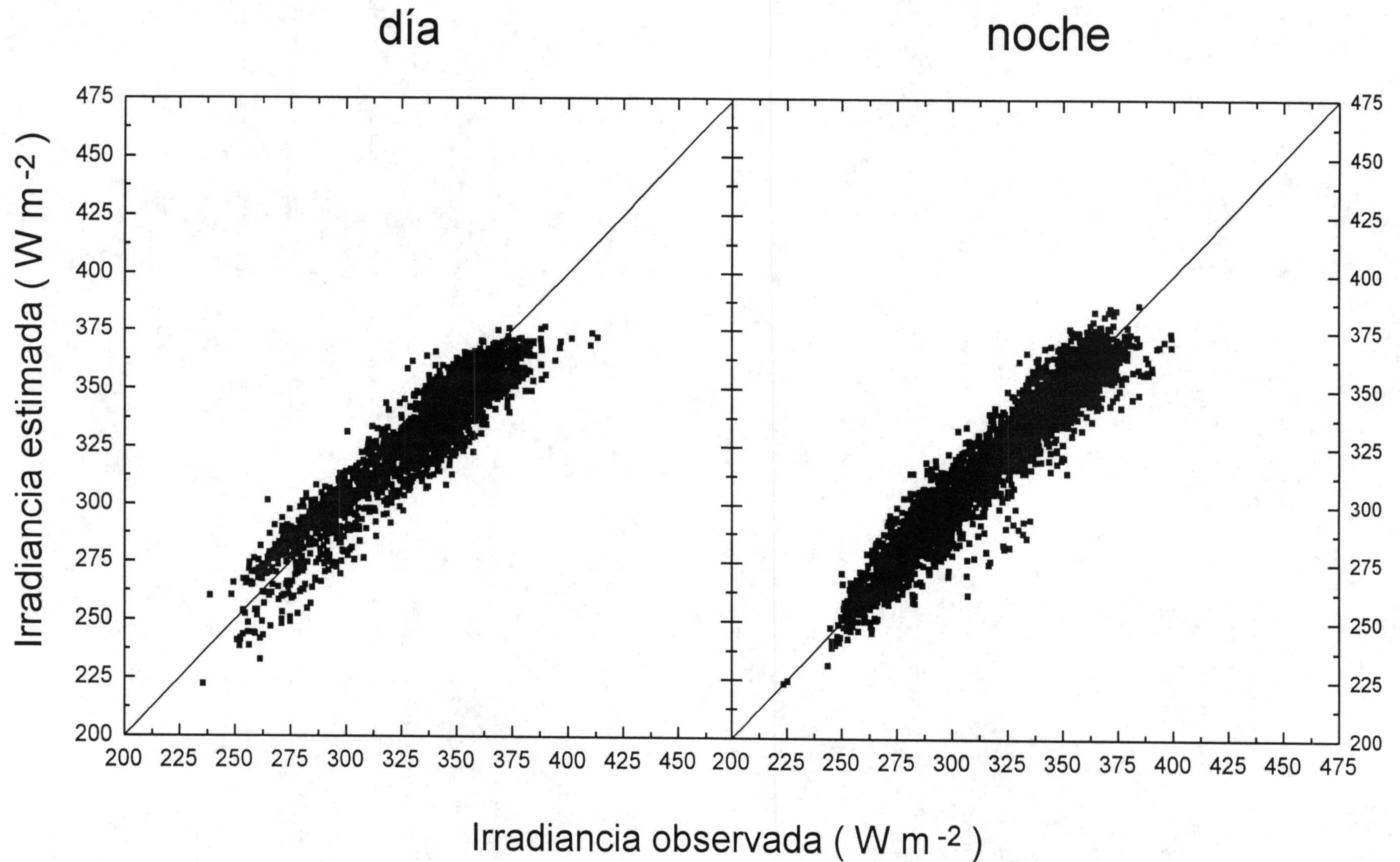


# Modelo propio tipo Alados-Arboledas





# Modelo propio tipo Berdahl



## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aase , J.K. y S.B. Idso, (1978): A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere, *Water Resources Research*, **14**, 623-628.
- Abramowitz, M. e I. A. Stegun (Eds.): HANDBOOK OF MATHEMATICAL FUNCTIONS. Ed. Dover Publications, Inc., 1972.
- Alados-Arboledas, L. (1993): The Estimation of Hourly Values of Downward Atmospheric Radiation under Cloudless Skies during Day- and Night-time conditions, *Theoretical and Applied Climatology*, **48**, 127-132.
- Alados-Arboledas, L. y J.I. Jiménez J.I. (1988): Day-night differences in the effective emissivity from clear skies, *Boundary-Layer Meteorology*, **45**, 93-101.
- Alados-Arboledas L., J. Vida y F.J. Olmo (1995): The estimation of thermal atmospheric radiation under cloudy conditions, *International Journal of Climatology*, **15**, 107-116.
- Alados-Arboledas, L.: Radiación térmica atmosférica. Un estudio de sus características y de su estimación mediante modelos. Tesis Doctoral. Departamento de Física Aplicada. Universidad de Granada, 1987.
- Alados-Arboledas, L., F. J. Olmo, J. Vida, J. I. Jiménez (1989): Analysis of the performance of a model for estimating thermal atmospheric radiation under cloudy conditions. En: Proc. 1989 ASES Congress, Austin, 473-477.
- Alados-Arboledas, L., J. Vida y J.I. Jiménez (1.988): Effects of solar radiation on the performance of pyrgeometers with silicon domes, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **5**, 666-670.
- Alados-Arboledas, L., J.I. Jiménez, Castro Díez, Y.(1986): Thermal radiation from cloudless skies in Granada, *Theoretical and Applied Climatology*, **37**, 84-89, 1.986.

- Albrecht, B. and S.K.Cox (1.977): Procedures for improving pyrgeometer performance, *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 188-197.
- Albrecht, B., M. Poellot y S.K.Cox (1.974): Pyrgeometers measurements from aircraft, *Review of Scientific Instrumentation*, **45**, 33-38.
- Ali A.H., I.M.S. Taha e I.M. Ismail (1.995): Cooling of Water Flowing Through a Night Sky Radiator, *Solar Energy*, **55**, 4, 235-253.
- Allen, J.R. (1971): Measurement of cloud emissivity in the 8-13  $\mu\text{m}$  waveband, *Journal of Applied Meteorology*, **10**, 260-265.
- Angström, A (1918): The study of radiation of the atmosphere, *Smithson. Inst., Misc. Coll.*, **65(3)**, 1-159.
- Argiriou, A.,M. Santamouris, C. Balaras y S. Jeter (1.993): Potential of radiative Cooling in Southern Europe, *International Journal of Solar Energy*, **13**, 189-203.
- ASHRAE: 1989 ASHRAE HANDBOOK: FUNDAMENTALS. Ed. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers, Inc., 1989.
- Atwater, M.A. y J.T. Ball (1978): Computation of IR sky temperature and comparison with surface temperature, *Solar Energy*, **21**, 211-216.
- Aubinet, M. (1.994): Longwave sky radiation parametrizations, *Solar Energy*, **53**, 2, 147-154.
- Bainbridge, P.A (1978): Natural Cooling: Practical use of climate resources for space conditions in California. En: Proc. of 3rd Annual Solar Cooling Conference.
- Battles, F.J., F.J. Olmo y L. Alados-Arboledas (1.995): On shadow band correction methods for diffuse irradiance measurements, *Solar Energy*, **54**, 2, 105-114.

- Batlles, F.J.: Caracterización y modelización de la irradiancia solar difusa. Tesis Doctoral. Departamento de Física Aplicada. Universidad de Granada. 1995.
- Berdhal, P. (1.995): Comments on Radiative Cooling Efficiency of White Pigmented Paints, *Solar Energy*, **54**, 3, 203-204.
- Berdhal, P. y M. Martin (1984): Emissivity of clear skies, *Solar Energy*, **32**, 5, 663-664.
- Berdhal, P. y R. Fromberg, (1.982) The Thermal Radiance of Clear Skies, *Solar Energy*, **29**, 4, 229-314.
- Berger X., J. Bathiebo, F. Kieno y C.N. Awanou (1.991): Clear Sky radiation as function of altitude. *International Journal of Renewable Energy*, **2**, 2, 139-157.
- Berger, X. (1.988): A simple model for computing the espectral radiance of clear skies, *Solar Energy*, **40**, 4, 321-333
- Berger, X. y B. Cubizolles, SOLAR AIR CONDITIONING AND REFRIGERATION. A.A.M. Sayigh y J.C. McVeigh (Eds.), Capítulo 6: Radiative Cooling: The Sky Radiation, 122-150, 1992
- Berger, X., D. Buriot y F. Garnier (1.984): About the equivalent radiative temeparuture for clear skies, *Solar Energy*, **32**, 6, 725-733
- Berk, A., L.S. Bernstein L.S. y D.C. Robertson. (1989): MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7. GL-TR-89-0122. Geophysics Laboratory, Air Force Systems Commands.
- Bevington, P.R. y D.K. Robinson: DATA REDUCTION AND ERROR ANALYSIS FOR THE PHYSICAL SCIENCES, Ed. Mc Graw-Hill, Inc., 1994
- Bliss, R.A., (1961): Atmospheric radiation near the surface of the ground. *Solar Energy*, **5**, 103.

- Brunt, D. (1932): Notes on radiation in the atmosphere, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **58**, 389-418
- Brutsaert, W., (1975): On a derivable Formula for Long-Wave radiation from clear skies, *Water Resources Research*, vol. II, **5**, 742-744
- Capel Molina, J.J.: CLIMATOLOGÍA DE ALMERÍA. Ed. Instituto de Estudios Almerienses. 1990.
- Catalanotti, S., V. Cuomo, G. Piro, D. Ruggi, V. Silvestrini y G. Troise (1975): The radiative cooling of selective surfaces, *Solar Energy*, **17**, 83-89
- Cess, R.D. (1974): Radiative transfer due to atmospheric water vapor: global considerations of the Earth's energy balance, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 861-871.
- Clark, G. (1981): Passive Hibrid Comfort Cooling by Thermal Radiation. Proc. of ASES Int. Passive and Hibrid Cooling Conf., 682-714.
- Coulson, K.I.: SOLAR AND TERRESTRIAL RADIATION. Ed. Academic Press. 1975
- Cox, S.J., W.C. Wang, S.E. Schwartz (1995): Climate response to radiative forcings by sulfate aerosols and greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, **22**, 18., 2509-2512.
- Craig, R.A. THE UPPER ATMOSPHERE. METEOROLOGY AND PHYSICS, Ed. Academic Press
- Cuadrat, J.M. y M.F. Pita: CLIMATOLOGÍA. Ed. Cátedra, 1990.
- Culf, A.D. y J. Gash, (1993): Longwave Radiation from Clear Skies in Niger: A comparison of Observations with Simple Formulas, *Journal of Applied Meteorology*, **32**, 3, 539-547.

- Danook, S. H.: Intercambio radiante atmosférico aplicado a la refrigeración natural de edificios. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Energética y Mecánica de Fluidos. ESII. Universidad de Sevilla, 1993.
- De Luisi J., K. Dehne, R. Vogt, K. Konzelman y A. Ohmura (1.993): First results of the baseline surface radiation network (BSRN) broadband radiometer intercomparison at FIRE II, En: Proc. of International Radiation Symposium, 559-564
- Dehne, K., U. Berghorter y F. Kasten (1993): IEA comparison of longwave radiometers. Informe IEA-SCHP-9F-3, Agencia Internacional de la Energía.
- Drumond, A.J., W.J. Scholes y J.H. Brown (1.970): A new approach to the measurement of terrestrial long-wave radiation. Nota técnica de la O.M.M. No. 104, Organización Meteorológica Mundial, 383-387.
- Duchon, C. E. y G.E. Wilk (1993): Field Comparisons of Direct and Component Measurements of Net Radiation under Clear Skies, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 2, 245-251.
- Elsasser, W.M. (1938): Mean Absortion and equivalent absortion coefficient of a band spectrum, *Physics Review*, **54**, 126-129
- Ellingson, R. e Y. Fouquart, (1991): The intercomparison of radiation codes used in climate models: an overview, *Journal of Geophysical Research*, **96**, D5, 8925-8927.
- Ellingson, R., Ellis, J. y Fels, S. (1991): The intercomparison of radiation codes used in climate models: longwave results, *Journal of Geophysical Research*, **96**, D5, 8929-8953.
- Enz, J.W., J.C. Klink y D.G. Baker, (1.975): Solar radiation effects on pyrgeometer perfomance, *Journal of Applied Meteorology*, **14**, 1297-1302.
- EPPLEY (1985): Precision Infrared Radiometer Pyrgeometer oparation and maintenace manual. The Eppley Laboratory Inc.

- Feagle, R.G. y J.A. Bussinger: J.A. AN INTRODUCTION TO ATMOSPHERIC PHYSICS, Ed. Academic Press, 1963
- Foot, J.S., (1986): A new pyrgeometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **3**, 363-370.
- Freckleton, R.S., S. Pinnock y K.P. Shine (1996): Radiative forcing of halocarbons: a comparison of line by line models and narrow band models using CF4 as an example. *J. Quant.Spectrosc. Radiat. Transfer*, **55**, 6, 763-769.
- Frouin, R. y C. Gautier (1988): Downward longwave irradiance at the ocean surface from satellite data: methodology and in situ validation. *Journal of Geophysical Research*, **93**, C1, 597-619.
- Givoni, B. (1981): Experimental studies on radiant and evaporative cooling roofs. Proc. of Int. Passive and Hibrid Cooling Conf., ASES.
- Goody, R.M. (1952). A statistical model for water absorption, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **78**, 165-169.
- Goody, R.M. e Y. L. Yung: ATMOSPHERIC RADIATION: THEORETICAL BASIS. Ed. Oxford University Press, 1989.
- Gupta, S. K. (1989): A parameterization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data, *Journal of Climate*, **2**, 305-320.
- Guzzi, R.: MANUALE DI CLIAMTOLOGIA. Ed. Franco Muzzio, 1981
- Haltiner, G.J. y F.L. Martin. METEOROLOGÍA DINÁMICA Y FÍSICA. Ed. Instituto Nacional de Meteorología, 1957
- Halldin, S y A. Lindtroth (1992): Errors in net radiometry: comparison and evaluation of six radiometers desings, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **9**, 762-783.



- Harrison, A.W. (1976). Atmospheric thermal emission 7-15  $\mu\text{m}$ . *Canadian Journal of Physics*, **54**, 1442.
- Hay H.R. y J.J. Yellot (1969): Natural air conditioning with roof ponds and movable insulation, *ASHRAE Transactions*, **75**,1 ,165-177.
- Heitor, A, Biga A.J. y R. Rosa (1.991): Thermal radiation components of the energy balance at the ground, *Agricultural and Forest Meteorology*, **54**, 29-48.
- Hyland, R.W. y A. Wexler (1983): Formulations for the thermodynamics properties of the saturated phases of H<sub>2</sub>O from 173.15 to 473.15 K, *ASHRAE Transactions*, **89(2A)**, 500-519.
- Idso, S.B. (1981a): A Set of equations for full espectrum an 8- to 14- $\mu\text{m}$  and 10.5-to 12.5  $\mu\text{m}$  thermal radiation from cloudless Skies, *Water Resources Research*, **17**, 2, 295-304, 1.981
- Idso, S.B. (1981b): An experimental determination of radiative properties and climatic consequences of the atmospheric dust under nonduststorm condicions, *Atmospheric Environment*, **15**, 7, 1251-1259
- Idso, S.B. (1983): On calculating thermal radiation from cloudless skies, *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, Ser. B, **32**, 53-57.
- Idso, S.B. y R.D. Jackson (1969): Thermal radiation from the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, **74**, 23, 5397-5403
- Ineichen, P., M. Gremaud, O. Guisan and A. Mermoud (1.984): Infrared sky radiation in Geneva, *Solar Energy*, **32**, 4, 537-545
- INM (1991): CLAVE FM-12-IX SYNOP. Ed. MOPT, 1991.
- Iqbal, M.: AN INTRODUCTION TO SOLAR RADIATION. Ed. Academic Press. 1983

## BIBLIOGRAFÍA

---

- ISO, International Standardization Organization (1992): Solar Energy. Calibration of field pyranometers by comparison to a reference pyranometer. Norma ISO 9847
- Jansá, J.M.: TRATADO DE METEOROLOGÍA TEÓRICA. Tomo II. Ed. Instituto Nacional de Meteorología, 1960.
- Kasten, F. (1994): Task 17: Measuring and Modelling spectral radiation affecting solar systems and buildings. Final Task Summary Report. Ref:IEA-SCHP-17-1,(Agencia Internacional de la Energía).
- Kiehl, J.T. y B.P. Briegleb (1993): The relative role of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, **260**, 311-314.
- Kimball, B.A., S. B. Idso, y J.K. Aase (1982): A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies, *Water Resources Research*, **18**, 4, 931-936.
- Kipp & Zonen (1992): Pyrgometer CG 1/2. Instruction Manual. Kipp & Zonen Delft, B.V.
- Kondratyev, K.Y.: RADIATION IN THE ATMOSPHERE. Ed. Academic Press.1969
- Konzelmann, T. R. S. W. van de Wal, W. Greuell, R. Bintanja, E.A.C. Henneken y A. Abe-Ouchi (1994): Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet, *Global and Planetary Change*, **9**, 143-164.
- Lenoble J.: ATMOSPHERIC RADIATIVE TRANSFER. Ed. A. Deepak Publishing. 1993.
- Lind, R.J. y K.B. Katsaros, (1982): A Model of Longwave irradiance for use with surface observations, *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 7, 1015-1023.
- Liou, K.N. AN INTRODUCTION TO ATMOSPHERIC RADIATION, Ed. Academic Press, Inc. 1980

- Lorentz, D., P. Wendling, P. Burkert, F. Ferg y G. Wildgruber (1996): The chopped Pyrgeometer: A New Step in Pyrgeometry, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **13**, 114-125.
- Llebot J.E. y J. Jorge (1984): Some results of thermal atmospheric radiation measurements in Manresa (Spain), *Solar Energy*, **32**, 4, 473-477
- Martin, M. y P. Berdahl (1984): Characteristics of infrared sky radiation in the United States, *Solar Energy*, **33**, 3-4, 321-336.
- Martin, M: Radiative Cooling. En *Passive Cooling.*, J. Cook (Editor). MIT Press. 1989.
- McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F. E. Volz y J.S. Garing (1972): Optical Properties of the atmosphere. Air Force Cambridge Research Laboratory, AFCRL-72-0497.
- Miskolczi, F. y R. Guzzi (1.993): Effect of non uniform spectral dome transmittance on the accuracy of infrared radiation measurements using shielded pyrrometers and pyrgeometers, *Applied Optics*, **32**, 8, 3.257-3.265.
- Morán Samaniego, F: APUNTES DE TERMODINÁMICA DE LA ATMÓSFERA. Publicaciones de Instituto Nacional de Meteorología, Serie B (textos) N° 4. 1944, Edición facsímil 1984.
- Morcrette, J.J. e Y. Fouquart (1985): On systematic errors in parametrized calculations of longwave radiation transfer. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **11**, 691-708.
- Morgan, D.L., W.O. Pruitt y F.J. Lourence (1971): Estimation of Atmospheric Radiation, *Journal of Applied Meteorology*, **10**, 463-468.
- Muñoz Urrea, J.: OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS DE ALMERÍA (1.922-1.991). Ed. Instituto de Estudios Almerienses, 1994.

- Nilsson, T. (1996): Initial experiments on dew collection in Sweden and Tanzania, *Solar Energy Materials and Solar Cells*, **40**, 1, 23-32
- Nilsson, T. y G.A. Niklasson (1991): Optimization of optical properties of pigmented foils for radiative cooling applications: model calculations. En Proceedings of the SPIE - The International Society for Optical Engineering Vol: 1536, 169-82
- Nilsson, T., G.A. Niklasson y C.G Granqvist (1992): A solar reflecting material for radiative cooling applications: ZnS pigmented polyethylene. *Solar Energy Materials and Solar Cells*, **28**, 2, 175-193
- Norris, N.J. (1.974): Calibration of pyranometers in inclined and inverted positions, *Solar Energy*, **16**, 53-55.
- Oliveri, J. (1.991): Measurement of Longwave Downward irradiance using a PIR pyrgeometer, in Radiation and Climate, WMO/TD No. 453, A B
- Olseth J.A., A. Skarveit A., G. Czeplak G. y M Rommel (1.994): Review and test of parameterizations of atmospheric radiation. Rep. IEA-SHCP-17F-2 (Agencia Internacional de la Energía)
- Paltridge, G.W. y C.M.R. Platt (1981): Aircraft measurements of solar and infrared radiation and the microphysisc of cirrus clouds. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **107**, 367-380.
- Paltridge, G.W. y C.M.R. Platt, RADIATIVE PROCESSES IN METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY, Ed. Elsevier Science Publishing Company, 1976
- Pérez M., J. Vida, L. Alados Arboledas (1994): Downward atmospheric radiation from clear skies in a coastal location, *Renewable Energy. An International Journal*, **5**, 2395-2398

- Pérez M., L. Alados Arboledas (1994): Study of radiative cooling potential at two cities in the South of Spain using longwave atmospheric radiation data. Proc. of European Conference on Energy Performance and Indoor Climate of Buildings, Lyon 1994. 90-94
- Pérez M., L. Alados Arboledas y F.J. Olmo (1994): Estudio de la capacidad de refrigeración radiativa en el sur de España En Proc. VII Congreso Ibérico de Energía Solar, 201-206
- Philipona, R., C. Frölich y Ch. Betz (1.995): Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements, *Applied Optics*, 34, 9, 1.598-1.605.
- Pissimanis, D.K. y V.A. Notaridou (1981): The atmospheric radiation in Athens during the summer, *Solar Energy*, 26, 525-528.
- Platt C.M.R. y A. Dillely (1981): Remote sounding of high clouds IV: Observed temperature variations in cirrus optical properties, *Journal of Atmospheric Science*, 38, 1069
- Prata, A.J. (1996): A new longwave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 122, 1127-1151.
- Press, W.H., S.A. Teulosky, W.T. Vetterling y B. P. Flannery: NUMERICAL RECIPES IN FORTRAN. Cambridge University Press. 1992
- Ramsey, J.W., H.D. Chiang y R.J. Goldstein (1982): A study of the incoming longwave atmospheric radiation from a clear sky, *Journal of Applied Meteorology*, 21, 566-578
- Robinson, G.D. (1947): Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 73, 127-150
- Robinson, G.D. (1950): Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation -2, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 76, 37-51.

- Roldán Martínez, A.: NOTAS PARA UNA CLIMATOLOGÍA DE ALMERÍA. Ed. Instituto Nacional de Meteorología. 1988.
- Rothman. L.S. R.R. Gamache, R.H. Tipping, C.P Rinsland, M.A.H. Smith, D. Chris Benner, V. Malathy Devi, J.M- Flaud, C. Camy-Peyret, A Perrin, A. Goldman, S.T. Massie, L.R. Brown y R.A. Toth (1992): The Hitran Molecular Database: Editions of 1991 and 1992. *J. Quant.Spectrosc. Radiat. Transfer.* No.5/6., 469-507.
- Santamouris, M. (1990): Natural Cooling Techniques. Proc. of the Workshop on Passive Cooling. Ed. E. Aranovitch, E. Oliveira-Fernandes, T.C. Steemers. Joint Research Center.
- Satterlund, D.R. (1979): An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere, *Water Resources Research*, **15**, 1649-1650.
- Schmetz, J. (1989): Towards a surface radiation climatology: retrieval of downward irradiance from satellites, *Atmospheric Research*, **23**, 287-232
- Schmetz, P, J. Schmetz y E. Raschke (1986): Estimation of daytime downward longwave radiation at the surface from surface and satellite and grid point data, *Theoretical and Applied Climatology*, **37**, 136-149
- Schneider, S.H. (1989): The greenhouse effect: Science and Policy, *Science*, **243**, 771-781.
- Shiobara, M. y S. Asano (1.992): The dome effect on the performance of pyrgeometer with Silicon Domes, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **43** (1), 17-31.
- Siegel, R. y J.R. Howell: THERMAL RADIATION HEAT TRANSFER. Ed. Hemisphere Publishing Corporation. (1992)
- Skartveit, A., J.A., Olseth, G. Czeplak y M. Rommel (1996): On the estimation of atmospheric radiation data from surface meteorological data, *Solar Energy*, **56**, 4, 349-359

Sodha, M.S. (1982): Transient radiative cooling, *Solar Energy*, **28**, 6, 541.

Sparrow, E.M. y R.D. Cess: RADIATION HEAT TRANSFER. Ed. McGraw-Hill, 1978.

Stanzel B. (1.992): PASSYSS II Program. Final Report of Model Validation Subgroup.  
Capítulo 6: External longwave radiation.

Stephens, G.I. (1.984): The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, *Monthly Weather Review*, **112**, 826-867.

Stull, R.B.: AN INTRODUCTION TO BOUNDARY LAYER METEOROLOGY. Ed. Kluwer Academic Publisher, 1994.

Swinbank, W. C. (1963): Long-wave radiation from clear Skies. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **89**, 339-348.

Taylor, K.E. y J.E. Penner (1994): Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases, *Natur*, **369**, 734-737.

Tazawa, M., P. Jin y S. Tanemura (1996): Optical constants of  $V_{1-x}/W_xO_2$  thermochromic films and their application to the selective radiating material. Proceedings of the SPIE - The International Society for Optical Engineering, **2531**, 326-32

Tennekes, H. (1954): The atmospheric boundary layer, *Physisc Today*, **52**.

Tovar, J. Variabilidad espacio temporal de la radiación solar. Tesis Doctoral. Departamento de Física Aplicada. Universidad de Granada. 1996.

Tuzet, A. (1990). A simple method for estimating downward longwave radiation from surface and satellite data by clear sky, *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 125-131

- Unsworth, M.H. y J.L. Monteith (1.975): Long-wave radiation at the ground: I. Angular distribution of incoming radiation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **101**, 13-24.
- Viedma Muñoz, M. (1983): La presión atmosférica y vientos en Almería. Revista paralelo 37 del Instituto de Estudios Almerienses, **14**, 83-92
- Wardle, D.I. y L.J.B. McArthur (1986): Ground Level Monitoring of Longwave Irradiance with the Eppley Pyrgeometer. En: The status of radiatively active gases: Measuring the greenhouse effect. 173-178
- Yamamoto, G. (1949): Average vertical distribution of water vapour in the atmosphere. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 76-79
- Yamanuchi, T., M. Wada, S. Mae, S. Kawaguchi y K. Tsukamura (1.981): Measurements of radiation components at Mizuho Station, East Antarctica in 1.979 en: Proc. of the Third Symposium on Polar Meteorology and Glaciology.