



UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA APLICADA

RADIACION TERMICA ATMOSFERICA.
UN ESTUDIO DE SUS CARACTERISTICAS Y
DE SU ESTIMACION MEDIANTE MODELOS

LUCAS ALADOS ARBOLEDAS

TESIS DOCTORAL



01533619



UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS

Núm. 1231

Tengo el gusto de remitir 2 ejemplares de la Tesis Doctoral de D. LUCAS ALADOS ARBOLEDAS, para su archivo - en la Biblioteca de esta Facultad.

Dios guarde a Vd. muchos años.

Granada, 10 de julio de 1987.

EL SECRETARIO,

____ Sr. Director de la Biblioteca de esta Facultad=



UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS

DON JUAN DE DIOS PEREZ JIMENEZ, PROFESOR TITULAR
Y SECRETARIO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS DE LA -
UNIVERSIDAD DE GRANADA,

Núm. 1231

C E R T I F I C O: Que la presente tesis
doctoral corresponde a la presentada
en esta Facultad por D. Lucas Alados
Arboledas, que fué calificada con Ap
to "cum laude" el día 30 de junio de
1987 por el tribunal correspondiente
que fué aprobado en Junta de la Comi
sión de Doctorado celebrada el día -
24 de junio de 1987, siendo tema "Ra
diación térmica atmosférica. Un estu
dio de sus características y de su es
timación mediante modelos".

Y para que conste y surta los efectos -
correspondientes se extiende la presente certi
ficación en Granada a diez de julio de mil no
vecientos ochenta y siete.

Vº. Bº.
EL DECANO,

15/98

La tesis doctoral titulada
"RADIACION TERMICA ATMOSFERICA.UN ESTUDIO DE SUS CARACTERISTICAS
Y DE SU ESTIMACION MEDIANTE MODELOS".

fué leida en la Facultad de Ciencias de la Universidad de
de Granada el día 30 de Junio de 1987, obteniendo la califica-
ción de APTO CUM LAUDEO.

El tribunal estuvo compuesto por:

Presidente Dr. D. Manuel Puigcercer Zanon

Catedrático de la Universidad de Barcelona

Vocales Dr. D. Gerrado Pardo Sanchez

Catedrático de la Universidad de Granada.

Dr. D. Sergio Alonso Oroza

Catedrático de la Universidad de las Islas Baleares

Drâ. Dâ. Mâ Rosa Soler Duffour.

Profâ Titular de la Universidad de Barcelona

Secretario Dr. D. Antonio Molina Cuevas.

Prof. Titular de la Universidad de Granada.



UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA APLICADA

R. 33.174

T
13
18

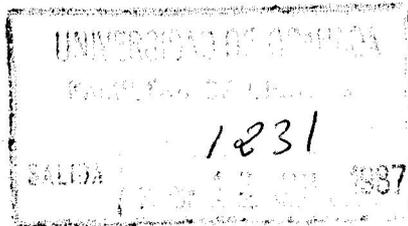
RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. UN ESTUDIO DE
SUS CARACTERISTICAS Y DE SU ESTIMACION
MEDIANTE MODELOS

LUCAS ALADOS ARBOLEDAS

TESIS DOCTORAL



R.33.174



RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. UN ESTUDIO DE
SUS CARACTERISTICAS Y DE SU ESTIMACION
MEDIANTE MODELOS

Memoria para optar al grado de
Doctor en Ciencias Físicas

DIRECTOR DE LA TESIS

Juan I. Jiménez Jiménez
Profesor Titular de
Física Aplicada

DOCTORANDO

Lucas Alados Arboledas
Becario de Investigación
del P.F.P.I.

Granada a ocho de Junio de 1987.



A mi mujer
y mi hijo

Quiero manifestar desde aquí, mi profundo agradecimiento al Prof. Juan Ignacio Jiménez Jiménez, cuya dedicación y estímulo constantes han hecho posible la realización del presente trabajo.

Expreso también mi gratitud al Prof. D. Gerardo Pardo Sánchez que, como Director del Departamento de Física Aplicada, me acogió en él y facilitó la realización de este trabajo.

Deseo manifestar mi agradecimiento a los compañeros de grupo de investigación, así como a los demás compañeros de Departamento, no sólo por su inestimable colaboración en tareas relacionadas con este trabajo, sino por su amistad y apoyo que en todo momento me ha servido de estímulo.

A mi amigo y antiguo compañero Guillermo Ballester Valor le agradezco su colaboración en la elaboración de programas de cálculo, así como las conversaciones siempre provechosas mantenidas en este tiempo.

Asimismo, agradecer las facilidades dadas por el personal del Observatorio de La Base Area de Armilla en la recopilación de datos.

Finalmente, la realización de este trabajo no hubiera sido posible sin la concesión de una Beca del Plan de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia.



INDICE

INDICE.

| | | |
|------|--|----|
| I. | INTRODUCCION. | 1 |
| II. | FUNDAMENTOS DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. | 6 |
| | II.1.- INTRODUCCION. | 7 |
| | II.2.- DISTRIBUCION Y NATURALEZA DE LA ABSORCION ATMOSFERICA. | 11 |
| | II.3.- EMISION CONTINUA DEL VAPOR DE AGUA. | 19 |
| | II.4.- EFECTO ATMOSFERICO. | 22 |
| | II.5.- EFECTO DE LAS NUBES EN LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. | 23 |
| | II.6.- EFECTO DE LOS AEROSOLES EN LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. | 26 |
| III. | DESCRIPCION Y ANALISIS DEL DISPOSITIVO EXPERIMENTAL. | 29 |
| | III.1.- INTRODUCCION. | 30 |
| | III.2.- MEDIDAS DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. | 31 |

| | | |
|-------------|---|----|
| III.3.- | PIRGEOMETRO EPPLEY. | 33 |
| III.3.1.- | Características. | 33 |
| III.3.2.- | Errores y su corrección. | 36 |
| III.3.2.1.- | Errores causados por los circuitos compensadores. | 37 |
| III.3.2.2.- | Errores debidos al efecto de calentamiento solar. | 42 |
| III.3.3.3.- | Comprobación del calibrado del pirgeómetro. | 51 |
| IV. | ANALISIS DE LOS DATOS EXPERIMENTALES. | 54 |
| IV.1.- | INTRODUCCION. | 55 |
| IV.2.- | DATOS DE RADIACION. | 57 |
| IV.3.- | DATOS DE VARIABLES METEOROLOGICAS. | 60 |
| IV.4.- | ANALISIS DE LAS RELACIONES DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA CON VARIABLES METEOROLOGICAS. | 61 |
| IV.4.1.- | Análisis de la radiación térmica atmosférica en situaciones de cielo despejado. | 63 |
| IV.4.2.- | Análisis de la radiación térmica atmosférica en situaciones de cielo cubierto. | 76 |
| V. | DESARROLLO DE UN MODELO PARA LA ESTIMACION DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE | 85 |

| | |
|--|-----|
| V.1.- INTRODUCCION. | 86 |
| V.2.- EMISION DEL VAPOR DE AGUA. | 89 |
| V.2.1.- Emisividad del vapor de agua. | 89 |
| V.2.1.1.- Aproximación de escalado. | 91 |
| V.2.1.2.- Factor difusividad. | 93 |
| V.2.1.3.- Datos de emisividad de flujo. | 94 |
| V.2.2.- Condiciones atmosféricas. | 96 |
| V.2.3.- Desarrollo de la formulación. | 97 |
| V.3.- EMISION DEL DIOXIDO DE CARBONO. | 99 |
| V.4.- CARACTERISTICAS DEL MODELO. | 104 |
| V.5.- COMPARACION DE LOS RESULTADOS DEL MODELO CON DATOS EXPERIMENTALES. | 107 |
| VI. METODOS DE ESTIMACION DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA. | 110 |
| VI.1.- INTRODUCCION. | 111 |
| VI.2.- METODOS DE ESTIMACION BASADOS EN DATOS METEOROLOGICOS DE SUPERFICIE. | 113 |
| VI.2.1.- Formula de Brunt. | 115 |
| VI.2.2.- Formula de Swinbank. | 118 |
| VI.2.3.- Formula de Idso y Jackson. | 119 |
| VI.2.4.- Formula de Brutsaert. | 120 |
| VI.2.5.- Formula de Idso. | 121 |
| VI.2.6.- Formula de Berdahl y Fromberg. | 122 |
| VI.3.- ANALISIS DE LAS FORMULAS EMPIRICAS. | 123 |



| | |
|---|-----|
| VI.3.1.- Formula de Brunt. | 123 |
| VI.3.2.- Formulas de Swinbank y de Idso y Jackson. | 125 |
| VI.3.3.- Formula de Brutsaert. | 129 |
| VI.3.4.- Formula de Idso. | 132 |
| VI.3.5.- Formula de Berdahl y Fromberg. | 135 |
| | |
| VI.4.- PROPUESTA DE FORMULAS EMPIRICAS PARA GRANADA. | 139 |
| | |
| VI.5.- INTRODUCCION DEL EFECTO RADIATIVO DE LAS NUBES EN LOS MODELOS DE ESTIMACION. | 148 |
| VI.5.1.- Modelos de estimación del efecto radiativo de las nubes. | 149 |
| VI.5.1.1.- Modelos simples. | 149 |
| VI.5.1.2.- Modelos que incluyen la transmitancia atmosférica infrarroja. | 151 |
| VI.5.1.2.a.- Modelo de Unsworth y Monteith. | 151 |
| VI.5.1.2.b.- Modelo de Kimball-Idso-Aase. | 153 |
| VI.5.2.- Análisis de la formulación de Boltz. | 154 |
| | |
| CONCLUSIONES | 164 |
| | |
| APENDICE A. | 171 |
| | |
| APENDICE B. | 177 |
| | |
| BIBLIOGRAFIA. | 182 |

I. INTRODUCCION

La investigación de los procesos radiativos en el sistema Tierra-atmósfera ha llegado a ser cada vez más importante. No sólo porque al considerar los problemas de la circulación general de la atmósfera, de la que en palabras del profesor Lorenz "... la radiación, la cual es reponsable en último término de la existencia de la circulación general...", el conocimiento y la comprensión de los problemas que se derivan del flujo energético constituyen un paso obligado, sino también porque los problemas relacionados con posibles cambios climáticos, por defecto o por exceso de aerosoles en la atmósfera han atraído la atención de científicos, políticos y del pueblo hacia temas que están directamente relacionados con la interacción energética Tierra-Sol.

Una consecuencia de la sensibilidad general a estos

problemas se manifiesta en el crecimiento casi por doquier de las redes de observatorios meteorológicos que incluyen la medida de la radiación solar. También en España crece continuamente la Red Radiométrica Nacional del Instituto Nacional de Meteorología, que cuenta ya con piranómetros termoeléctricos y medidas de la radiación difusa. También a nivel europeo, quizás como una consecuencia directa de la gran demanda de energías alternativas que se suscitó como consecuencia de las crisis del petróleo, se puso en marcha un ambicioso programa de investigación y desarrollo que se ha articulado a través de proyectos, los cuales han tenido su fruto más tangible en el Atlas Europeo de Radiación Solar, y continúa con diversos proyectos, en uno de los cuales, localizado en Sierra Nevada, participa nuestro grupo.

Ahora bien, en todo lo mencionado hasta ahora, hay que notar el hecho de que en el tratamiento de los procesos radiativos del sistema Tierra-atmósfera tiene una importancia primordial la radiación solar, ya sea recibida directamente del Sol, o reflejada, difundida, etc., por los constituyentes atmosféricos, aerosoles y partículas contenidas en la atmósfera. Sin embargo, en ésta existe otro flujo radiativo procedente de la emisión, según la ley de Kirchhoff, de los gases y constituyentes atmosféricos que, siguiendo la terminología propuesta por Coulson (1975), llamaremos, régimen terrestre. Este flujo radiativo, usualmente llamado de onda larga (4-100 micras) tiene características esencialmente diferentes a las correspondientes al régimen solar (0.3-4 micras). Es un flujo mucho menos intenso y variable y presenta características peculiares que lo distinguen claramente. A pesar de que es una de las fuentes de

energía conocidas para determinar la circulación atmosférica, y quizás debido a las múltiples dificultades que plantea su medida y también su cálculo, en los programas anteriormente mencionados, sobre todo, en la extensión de las redes radiométricas los aparatos de medida de este término brillan por su ausencia. Por otra parte, en un gran número de artículos se intenta parametrizar o estimar este término del balance radiativo de muy diversas maneras y no son pocos los trabajos que ponen de manifiesto la gran influencia que este flujo tiene en la distribución vertical de temperaturas (fundamentalmente cuando se comparan las zonas urbanas y rurales) y en la temperatura de la superficie (que sería mucho mas baja sin su existencia). En la gran mayoría de los casos se muestra la necesidad de medidas contínuas o no, del flujo de radiación térmica atmosférica como un elemento esencial para confirmar hipótesis o para evidenciar comportamientos que hasta ahora son una inferencia a partir de conjuntos de datos pobres y con algunas dificultades en su propia obtención.

En este trabajo se aborda directamente el problema de la medida de la radiación térmica atmosférica utilizando un pirgeómetro Eppley, específicamente diseñado para este fin. El capítulo III se dedica a la descripción del sistema utilizado así como a profundizar en la determinación de las fuentes de errores en las medidas, su evaluación, corrección y los diversos procedimientos y experiencias que se han hecho para obtenerlas. Las series de medidas de radiación térmica atmosférica y otros parámetros meteorológicos, tales como la temperatura, la humedad, etc, que se usan en este trabajo se describen en el capítulo IV, en el que

después de poner de manifiesto las diferencias del comportamiento nocturno y el diurno se estudian las relaciones de la emisividad efectiva de la atmósfera con los mencionados parámetros. Este análisis se completa proponiendo en el capítulo VI un conjunto de fórmulas empíricas, especialmente adecuadas para la estimación de la radiación térmica atmosférica en nuestra localidad. También en este capítulo se hace un estudio comparativo muy detallado de las fórmulas de estimación más utilizadas o de mayor generalidad que se han encontrado en un profundo análisis bibliográfico, resaltando algunas de las ventajas e inconvenientes de cada una de ellas.

Como una consecuencia del hecho de que la radiación térmica atmosférica sufre importantes cambios en presencia de nubes y a pesar de las dificultades que se derivan de la forma de obtención y periodicidad de los datos de nubosidad disponibles, se ha realizado un análisis de los datos de radiación térmica atmosférica en presencia de nubes y de su dependencia con la cantidad y tipo, comparando los resultados con un modelo empírico sencillo que proporciona buenos resultados.

Finalmente, en el Capítulo V se desarrolla un modelo para la estimación de la radiación térmica atmosférica con un conjunto de hipótesis simplificadoras en la integración de la ecuación del transporte radiativo, buscando un compromiso entre la mayor necesidad de información y la sencillez de cálculo. El resultado, que muestra una fuerte dependencia con el gradiente geométrico de temperatura de la atmósfera, es satisfactorio y está de acuerdo con los de la bibliografía.

II. FUNDAMENTOS DE LA RADIACION
TERMICA ATMOSFERICA



II.1.- INTRODUCCION

Los intercambios energéticos entre el sistema tierra-atmósfera y el espacio tienen lugar a través de la emisión y absorción de radiación electromagnética. Así, el sistema tierra-atmósfera absorbe del orden del 70% de la radiación solar incidente en el tope de la atmósfera, reflejando el resto. El 99% de la radiación solar se emite en longitudes de onda inferiores a 4 micras, debido a que la temperatura de la fotosfera solar es del orden de 6000 K, presentando su máximo de emisión en torno a las 0.5 micras. Por esto en los estudios de radiación atmosférica, se la suele denominar radiación de onda corta.

Por otro lado, desde el punto de vista de un periodo climatológico, por ejemplo un año o más, no se detectan cambios significativos en la temperatura global de la tierra. Esto se debe a que de algún modo la energía absorbida en longitudes de onda solares es reemitida al espacio. Esta reemisión tiene lugar a través de la radiación térmica, emitida por la superficie terrestre y los gases que componen su atmósfera. Debido a que la temperatura global del sistema tierra-atmósfera es del orden de unos 250 K, la distribución espectral de esta radiación es diferente a la de la radiación solar, estando incluida en su mayor porcentaje entre las longitudes de onda de 4 y 100 micras y presentando su máximo en torno a las 10 micras. Por esta razón se la denomina radiación de onda larga.

Los espectros solar e infrarrojo se encuentran, de este modo, separados en dos rangos espectrales por debajo y por encima de las 4 micras, y el solapamiento entre ellos es insignificante. Esta separación hace posible tratar los dos tipos de transporte radiativo y funciones fuente separadamente simplificándose en cierto modo la complejidad del problema del transporte, permitiendo, además, medir separadamente ambos flujos de radiación. En lo que sigue denominaremos régimen terrestre al régimen de radiación de onda larga y solar al de onda corta, siguiendo en ello la notación sugerida por Coulson (1975).

El régimen de radiación térmica infrarroja del sistema tierra-atmósfera es en algunos aspectos más complicado que el régimen de radiación solar, aunque, por supuesto se aplican los mismos conceptos a ambos. La

gran complejidad del régimen terrestre se debe en gran medida al hecho de que todos los materiales que componen el sistema tierra-atmósfera emiten y absorben radiación en estas longitudes de onda. El suelo, la arena, la vegetación, el agua y otras superficies naturales presentan características de absorción y emisión que se aproximan a las de los cuerpos grises (absortancia independiente de la longitud de onda pero menor que la unidad) y en algunos casos de cuerpos negros (absortancia unidad).

Los procesos radiativos de mayor interés en el régimen solar son la absorción, la reflexión y el scattering, mientras que la emisión en longitudes de onda corta es prácticamente despreciable. Sin embargo, en el régimen terrestre la emisión juega un papel más importante, siendo emitida radiación en estas longitudes de onda por la superficie terrestre y por el polvo, las nubes y los gases presentes en la atmósfera. La absorción por estos mismos materiales tiene una importancia primordial en la radiación térmica infrarroja, mientras que el scattering de radiación de onda larga juega un papel mucho menos importante en la atmósfera. La aplicabilidad de la ley de Kirchoff, según la cual un buen absorbente es un buen emisor, esta limitada a las condiciones de equilibrio termodinámico, una de cuyas características es la isotropía de radiación. Evidentemente, el campo de la atmósfera considerada globalmente no puede considerarse isótropo. Sin embargo, en un volumen localizado de la troposfera o la estratosfera el campo de radiación puede considerarse prácticamente isotrópico, y en este contexto de equilibrio termodinámico local es en el que se puede considerar aplicable la ley de Kirchoff a la

atmósfera. Una segunda característica del equilibrio termodinámico local es que las poblaciones de los estados atómicos y moleculares deben ser las de su distribución de equilibrio. En este caso, las transiciones energéticas deben estar controladas por las colisiones moleculares y no por las interacciones de las partículas con el propio campo de radiación. En la atmósfera las colisiones moleculares dominan todas las transiciones de energía en alturas por debajo de los 60-70 Km, lo cual indica que la aproximación de equilibrio termodinámico local es buena para el 99% de la masa atmosférica.

En el presente trabajo nos hemos centrado en el estudio de la radiación térmica atmosférica, es decir, la emitida por los gases que componen la atmósfera terrestre, dedicándonos especialmente al estudio de este término de la radiación en la superficie terrestre. La importancia de la radiación térmica atmosférica recibida en la superficie terrestre queda puesta de manifiesto por el hecho de que en su ausencia la citada superficie presentaría una temperatura entre 30 y 40 grados más baja que la actual (Feagle y Businger, 1963).

II.2.- DISTRIBUCION Y NATURALEZA DE LA ABSORCION ATMOSFERICA

En la figura 2.1 se presentan las distribuciones espectrales de la radiancia emitida por un cuerpo negro a varias temperaturas, dentro del rango terrestre, en términos del número de ondas. Igualmente, se muestra un espectro de emisión terrestre obtenido con el Espectrómetro Interferométrico Infrarrojo, abordo del satélite Nimbus IV (según Kunde et al., 1974). La envolvente del espectro de emisión coincide aproximadamente con el espectro emitido por un cuerpo negro a una temperatura del orden de los 290 K, que es próxima a la temperatura de la superficie. Se observa claramente que ciertas partes de la radiación infrarroja son atrapadas por los diversos gases presentes en la atmósfera. La absorción de los gases presenta una fuerte dependencia con la longitud de onda, y la región espectral en la que tiene lugar la absorción está determinada por la estructura molecular de los gases. La absorción de la radiación tiene lugar en bandas espectrales, pasando de valores bajos en las denominadas "ventanas" a valores altos en los centros de las bandas de absorción intensa. Solamente en la región de las bandas de absorción intensas los gases llegan a tener una absorción espectral próxima a la unidad.

La inspección de los espectros de alta resolución, pone de manifiesto que hay miles de líneas de absorción dentro de cada una de las bandas de

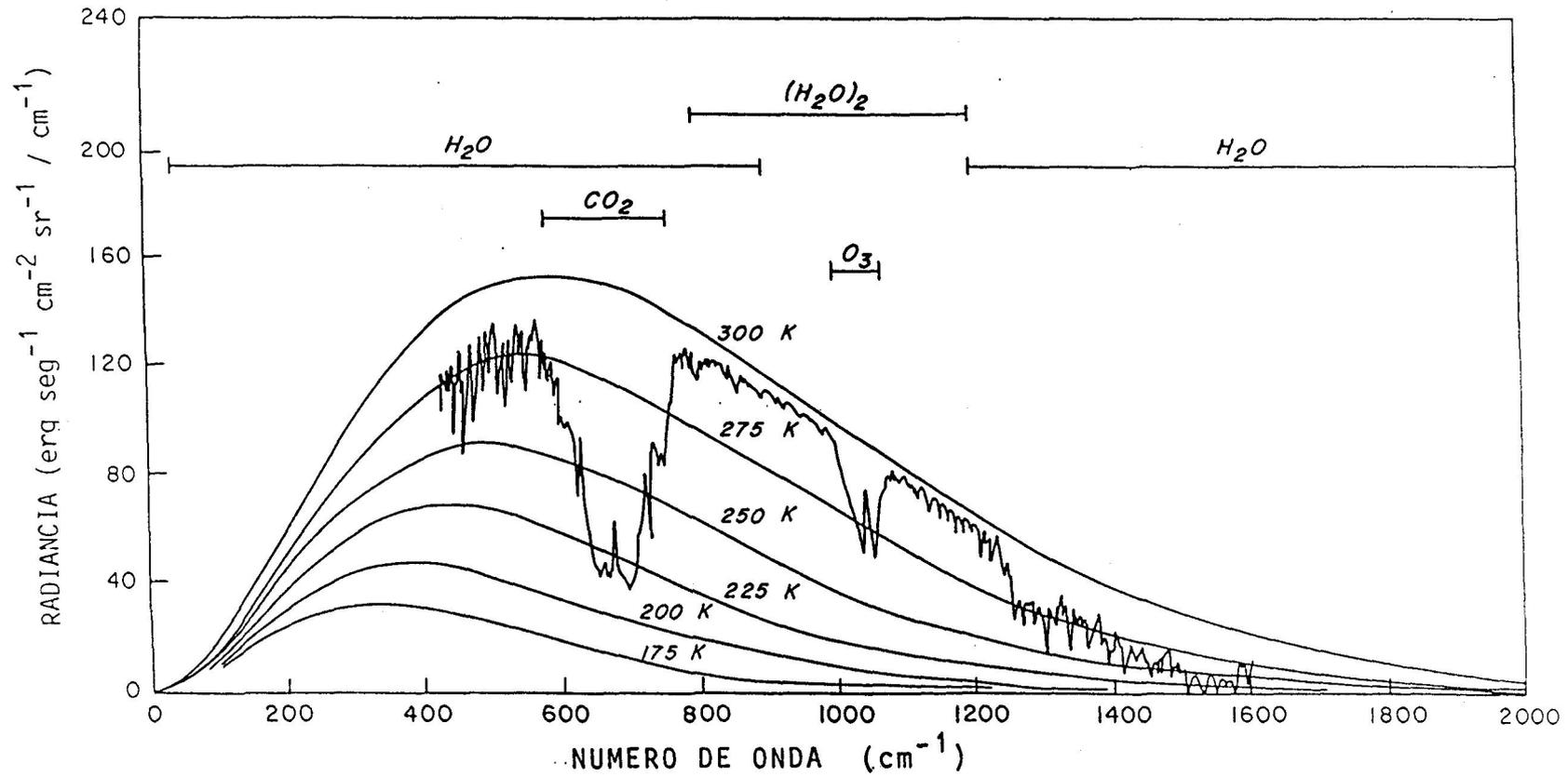


Figura 2.1.- Distribución de Planck a diversas temperaturas terrestres, junto con un espectro atmosférico de emisión obtenido por el IRIS, abordo del Nimbus IV (según Kunde et al., 1974)

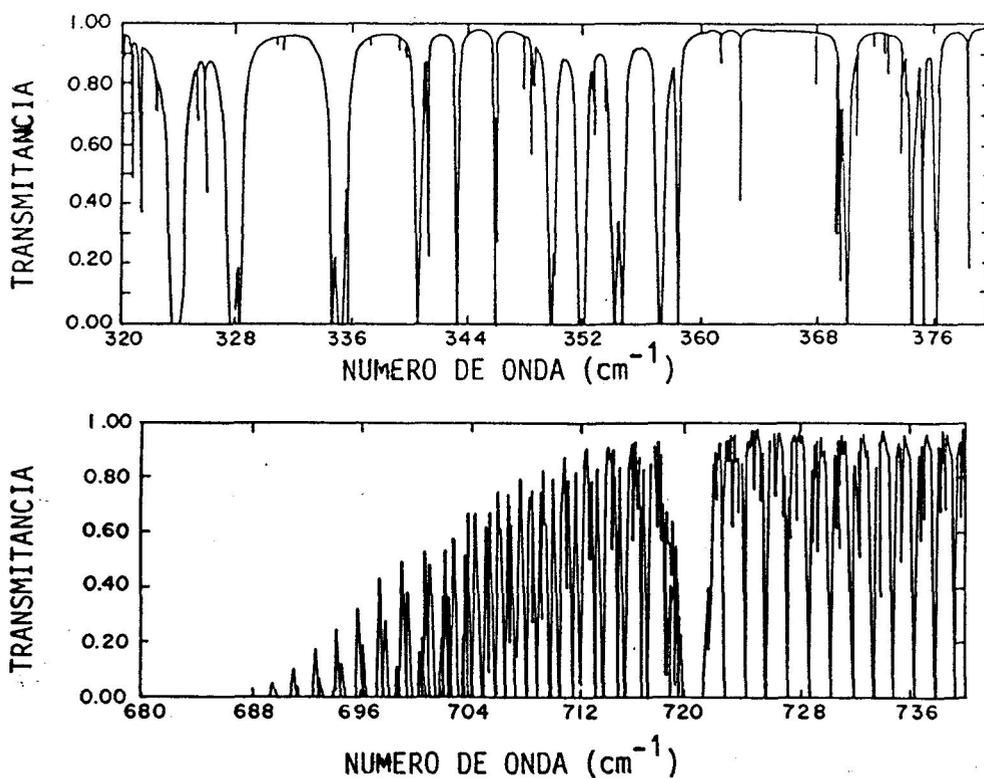


Figura 2.2.- Espectro de absorción en alta resolución de la banda rotacional del vapor de agua y de la banda de 15 micras del dióxido de carbono (K.N. Liou, 1980)

absorción, mencionadas anteriormente. La figura 2.2 muestra la estructura fina de las bandas de absorción molecular de la región de 320 a 380 cm^{-1} donde las líneas son debidas al vapor de agua, y de la región de 680-747 cm^{-1} donde las líneas son debidas al dióxido de carbono.

En general, una molécula gaseosa puede tener tres tipos de energía, además de la simple energía de translación. Estos tipos de energía son electrónica, vibracional y rotacional. Los cambios en estas energías tienen lugar por la emisión o absorción de una cantidad discreta de energía (un cuanto) que

corresponde a radiación en una longitud de onda específica (una línea espectral). Los cuantos asociados a las transiciones electrónicas poseen niveles altos de energía y por ello se encuentran confinados en las zonas visible y ultravioleta del espectro. Por el contrario, los cambios de energía en los niveles rotacionales son menores (10^{-4} eV), y las líneas puramente rotacionales se encuentran en la región del infrarrojo lejano y las microondas. Los niveles energéticos asociados a las transiciones vibracionales se encuentran entre estos dos (10^{-1} eV). Puesto que las energías vibracionales son 100 veces mayores que las rotacionales, las líneas vibracionales no suelen presentarse solas, sino que aparecen en conjunción con líneas rotacionales. La combinación de las vibraciones y rotaciones moleculares es la causante de las múltiples bandas vibracionales-rotacionales en el espectro infrarrojo próximo e intermedio de los gases atmosféricos

Puesto que el oxígeno y el nitrógeno representan prácticamente el 99% (en volumen) de los gases atmosféricos, se podría pensar que la mayor parte de la radiación térmica atmosférica se debe a estos gases. Sin embargo, esta idea no es correcta. El oxígeno y el nitrógeno, y otras moléculas gaseosas de estructura simétrica, no absorben ni emiten radiación en el infrarrojo lejano, resultando completamente transparentes a la radiación electromagnética en este rango espectral. Entre los gases atmosféricos radiativamente activos, el dióxido de carbono, el vapor de agua y el ozono son los absorbentes más importantes. Otros constituyentes menores, tales como el monóxido de carbono, óxido nitroso, metano y óxido nítrico, que

no se muestran en la figura 2.1, son absorbentes menos importantes en lo concerniente al balance energético del sistema tierra-atmósfera.

En la Tabla 2.1, extraída de Paltridge y Platt (1976), se listan las propiedades de absorción de los diversos gases radiativamente activos en la atmósfera terrestre.

El dióxido de carbono, vapor de agua y ozono están constituidos por moléculas triatómicas. El vapor de agua tiene bandas vibracionales-rotacionales especialmente intensas en las 1.4, 1.9, 2.7 y 6.3 micras. Las tres primeras son importantes solamente para el transporte radiativo solar. Las bandas de importancia para el transporte radiativo infrarrojo son la banda de 6.3 micras, desde los 1200 a los 2000 cm^{-1} , y la banda rotacional pura situada a partir de las 20 micras (por debajo de los 500 cm^{-1}). La molécula de vapor de agua presenta una gran asimetría respecto a la rotación, y la estructura de líneas del espectro no tiene la simplicidad de un rotor simétrico como sucede en la molécula de dióxido de carbono. La figura 2.2 muestra una estructura fina típica de la banda rotacional. La estructura fina de la banda de 6.3 micras es esencialmente similar a la de la banda de rotación pura.

La banda más importante del dióxido de carbono es la banda rotacional-vibracional de 15 micras situada entre los 600 y los 800 cm^{-1} . Debido a su proximidad al máximo de la distribución de Planck para temperaturas atmosféricas, esta banda es muy importante en el régimen terrestre. Otras bandas de menor importancia son las situadas en las 2.7 y 4.3 micras.

TABLA 2.1

Longitudes de onda en los centros de las bandas de absorción de los gases atmosféricos importantes en el transporte infrarrojo. Entre paréntesis los correspondientes numeros de onda.(Paltridge et al., 1976)

| | | "Intensas" (micras) | "Débiles" (micras) |
|---------------------|------------------|------------------------|-----------------------|
| Vapor de agua | H ₂ O | 1.4(7142) | 0.9(11111) |
| | | 1.9(5263) | 1.1 (9091) |
| | | 2.7(3704) | |
| | | 6.3(5787) | |
| | | 13.0 -1000 | |
| Dióxido de carbono | CO ₂ | 2.7(3704) | 1.4 (7142) |
| | | 4.3(2320) | 1.6 (6250) |
| | | 14.7 (680) | 2.0 (5000) |
| | | | 5.0 (2000) |
| | | | 9.4 (1064) |
| | | 10.4 (962) | |
| Ozono | O ₃ | 4.7(2128) | 3.3 (3030) |
| | | 9.6(1042) | 3.6 (2778) |
| | | 14.1 (709) | 5.7 (1754) |
| Oxido nitroso | N ₂ O | 4.5(2222) | 3.9 (2564) |
| | | 7.8(1282) | 4.1 (2439) |
| | | | 9.6 (1042) |
| | | | 17.0 (588) |
| Metano | CH ₄ | 3.3 (3030) | |
| | | 3.8 (2632) | |
| | | 7.7 (1299) | |
| Monóxido de carbono | CO | 4.7 (2128) | 2.3 (4348) |



El ozono absorbe intensamente en la región de 9.6 micras y tiene otras bandas en las 4.7 y 14.1 micras. Esta última está enmascarada por la banda de 15 micras del CO_2 y la de 4.7 micras se encuentra en la zona de baja intensidad de la distribución de energía de Planck para las temperaturas atmosféricas.

La distribución espacial del dióxido de carbono es bastante uniforme, sin embargo las observaciones indican un aumento respecto al siglo pasado, debido a la combustión de carburantes fósiles. Esto nos lleva a la cuestión del clima terrestre y de los posibles cambios climáticos debidos al aumento de la concentración del dióxido de carbono, tema de una gran controversia en nuestros días. Al contrario que el dióxido de carbono, las concentraciones de vapor de agua y ozono son muy variables tanto temporal como geográficamente. Estas variaciones son vitales para el balance de radiación del sistema tierra-atmósfera y para los cambios climáticos de periodo largo.

Debido a que su razón de mezcla es constante con la altitud, el CO_2 juega un papel importante en el enfriamiento radiativo de la estratosfera, donde la razón de mezcla del vapor de agua es pequeña. La absorción del vapor de agua juega su papel primordial en la troposfera, especialmente en la baja troposfera. Finalmente la absorción debida al ozono es fundamental en la estratosfera. Así, en la figura 2.1 se puede observar como la banda del CO_2 produce emisión a temperaturas estratosféricas del orden de 220 K. Asimismo, es evidente la existencia de una región, denominada "ventana atmosférica", que cubre la región espectral de 8 a 13 micras, en la que la radiancia

corresponde prácticamente a temperaturas de la superficie terrestre. La influencia de la banda de ozono puede verse claramente y se observa como las bandas de vapor de agua producen emisión a temperaturas de la troposfera media.

En la región entre las dos bandas del vapor de agua, es decir entre las 8 y 13 micras, la atmósfera es relativamente transparente, se trata de la denominada "ventana atmosférica". La absorción que se produce en esta región es continua y se debe fundamentalmente al vapor de agua. La absorción del dióxido de carbono es típicamente una parte pequeña del total de esta región. El solapamiento del vapor de agua con el ozono en esta región es insignificante en la radiación térmica infrarroja incidente en la superficie terrestre, puesto que el vapor de agua es importante principalmente en la baja atmósfera, mientras que la emisión del ozono tiene importancia principalmente en la estratosfera.

La ventana atmosférica es la región donde primordialmente tiene lugar el transporte radiativo entre la superficie terrestre y el espacio, y entre las nubes y el espacio.

II.3.- EMISION CONTINUA DEL VAPOR DE AGUA

Dentro de la región denominada "ventana atmosférica", entre 8 y 13 micras, la absorción tiene una naturaleza más continua que en las regiones de las bandas de absorción de los gases, especialmente en las atmósferas húmedas. En el continuo se superponen muchas líneas débiles del vapor de agua, dos bandas de absorción del O_3 (una de las cuales presenta una gran absorción en la estratosfera) y dos bandas muy débiles del CO_2 .

La figura 2.3 muestra la radiancia infrarroja cenital observada desde la superficie en la región de la ventana atmosférica, 8 a 13 micras. La atmósfera

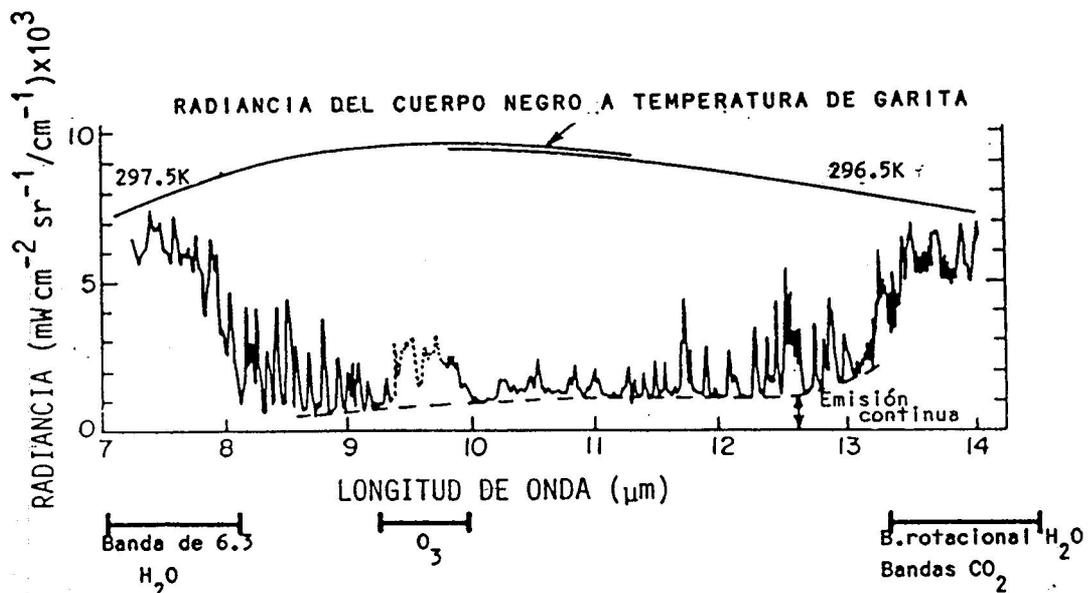


Figura 2.3.- Espectro de emisión cenital en la "ventana atmosférica", medido desde la superficie terrestre (contenido total de vapor de agua en la vertical $1.35\ g\ cm^{-2}$) (Según Bolle, 1965).

tiene una radiancia baja en esta región espectral a causa de su baja emisividad, pero se pueden identificar claramente los efectos de líneas débiles del vapor de agua, la emisión continua y la emisión del ozono. La absorción continua se extiende también en las bandas rotacionales del vapor de agua. Así, la figura 2.4 muestra un espectro similar al anterior para la región de 15 a 22 micras. La emisión corresponde prácticamente a la de un cuerpo negro a la temperatura de la superficie, salvo en la región de 17 a 19 micras donde es relativamente transparente. La radiancia en esta región se ve disminuida considerablemente en la cima de una montaña alta como se puede ver en la figura 2.5, ya que en este caso la atmósfera es relativamente transparente entre las líneas del vapor de agua, debido a la disminución en el contenido de vapor de agua en la atmósfera. Más allá de las 30 micras y hasta las 1000

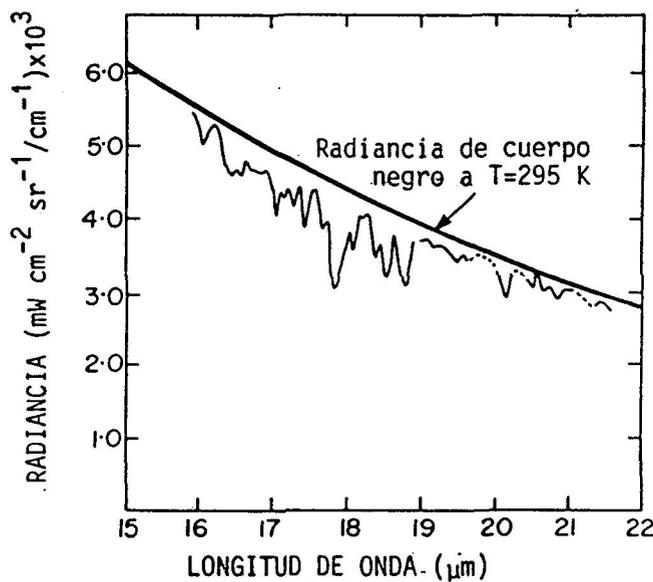


Figura 2.4.- Espectro de emisión cenital en la región de 15 a 22 micras, medido desde la superficie terrestre (contenido total de vapor de agua en la vertical 1.0 gcm⁻²). (Según Bolle, 1963)

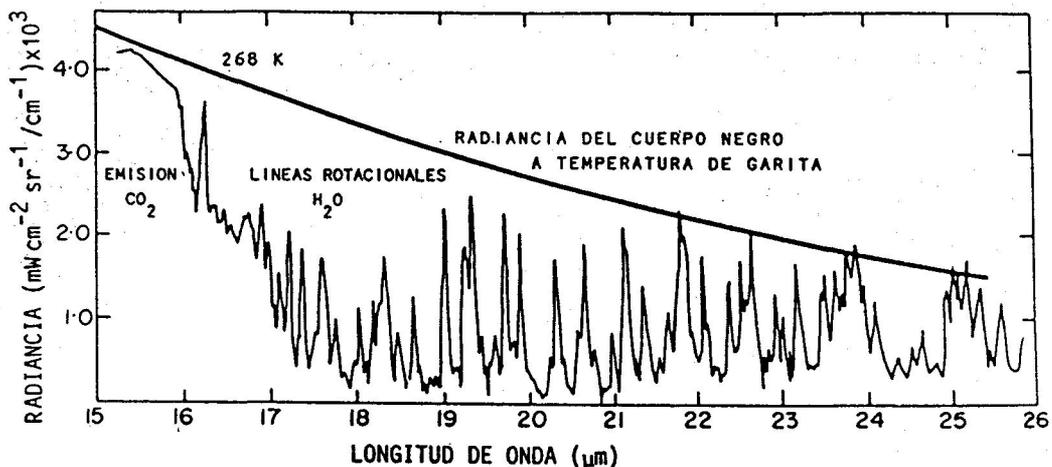


Figura 2.5.- Espectro de emisión cenital en la región de 15 a 26 micras, medido desde la superficie terrestre (contenido total de vapor de agua en la vertical 0.1 gm^{-2}). (Según Bolle, 1963)

micras la atmósfera es mucho más absorbente y las líneas son identificables solamente en los espectros estratosféricos (Harries y Burroughs, 1971).

Como ya hemos dicho anteriormente, la "ventana atmosférica" es la región donde tiene lugar el intercambio radiativo directo entre la superficie de la tierra y el espacio y entre las nubes y el espacio. De este modo, el conocimiento de la transmitancia en esta región espectral es de gran importancia.

Tal vez a causa de la débil absorción que se presenta en esta región, los mecanismos de absorción han sido extraordinariamente difíciles de separar. En los últimos años, se han encontrado evidencias de que las principales contribuciones a la absorción continua se deben a la existencia de un dímero del agua (H_2O_2) (Bignell, 1970) y al solapamiento de las líneas del vapor de agua, resultando la última contribución normalmente pequeña en la atmósfera. Aún existe una teoría, que establece que la absorción

continua es debida a racimos de moléculas de agua, producidos por la presencia de iones atmosféricos (Carlton et al, 1980). Este tipo de absorción depende fuertemente de la presión de vapor de agua (dependencia cuadrática) y disminuye con el aumento de la temperatura.

II.4.- EFECTO ATMOSFERICO

En una atmósfera clara sin nubes ni aerosoles, una gran parte (del orden del 50%) de la radiación solar es

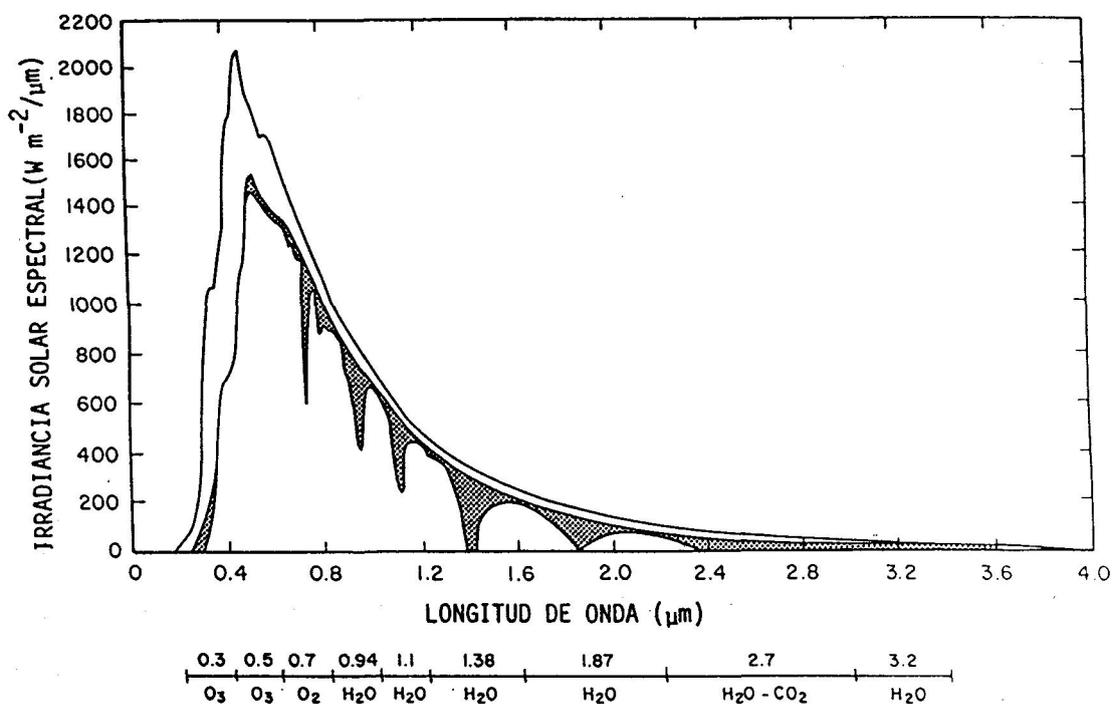


Figura 2.6.- Curvas de distribución espectral de la radiación solar; (1) irradiancia espectral solar observada en el tope de la atmósfera (según Thekaekara, 1976), y (2) irradiancia solar observada al nivel del mar.

transmitida a través de la atmósfera y absorbida por la superficie terrestre, figura 2.6 . La energía emitida por la tierra, por el contrario, es absorbida en gran parte por el dióxido de carbono, el vapor de agua y el ozono presentes en la atmósfera como se puede ver en la figura 2.1. La captura de la radiación infrarroja por los gases atmosféricos es típica de la atmósfera y de este modo se denomina efecto atmosférico. En ocasiones este efecto es denominado efecto invernadero debido a que de modo análogo, el cristal que cubre un invernadero transmite la radiación solar, absorbiendo la radiación térmica infrarroja. No obstante, Feagle y Bussinger (1963) puntualizan, que las altas temperaturas que se dan en los invernaderos se deben principalmente al hecho de que la cubierta de cristal evita que el aire caliente ascienda y transporte el calor fuera del invernadero y no a la absorción de la radiación térmica infrarroja. Por ello resulta más conveniente el término efecto atmosférico, en lugar del de efecto invernadero.

II.5.- EFECTO DE LAS NUBES EN LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA

La interacción fundamental de las nubes con la radiación solar tiene lugar a través del scattering, mientras que la absorción de energía solar por parte de las gotas de agua líquida y las partículas de hielo representa una parte menos importante. En lo referente a

la radiación térmica atmosférica la situación es la inversa. Una nube densa situada en un nivel bajo absorberá más del 90% de la radiación infrarroja en una profundidad de tan solo unos 50 m. El scattering causado por las gotas puede ser importante pero normalmente resulta despreciable frente a la absorción. De modo que desde el punto de vista de la atmósfera como un todo, las nubes razonablemente gruesas pueden considerarse simplemente cuerpos negros para la radiación infrarroja. El efecto de una capa de nubes densas es el de constituir una frontera extra en la atmósfera, comportándose la base como un techo para la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre y la capa atmosférica inferior, mientras que la cima constituye otra "superficie" que emite al espacio a través de la ventana atmosférica. Así la emisión planetaria en longitudes de onda infrarrojas está controlada por esta superficie en lugar de estarlo por el suelo. Al contrario que la emisión de los gases, no hay regiones espectrales infrarrojas en las que la emisividad de las nubes sea pequeña.

La mayor parte de las nubes presentes en niveles bajos (1 Km) y medios (4 Km) son lo bastante espesas como para emitir como cuerpos negros. Sin embargo, las nubes altas (10 Km) son típicamente delgadas y frías, resultando difíciles de detectar por métodos infrarrojos y contribuyendo poco a la irradiancia térmica atmosférica al nivel de la superficie terrestre. Estas nubes altas no pueden considerarse cuerpos negros, sino más bien cuerpos grises. Platt y Dilley (1981) han medido emisividades de 0.54 para cirrostratos, y las emisividades de los cirros deben ser incluso más bajas.

Los coeficientes de absorción del agua y del hielo son extremadamente altos en la región infrarroja del espectro. Al contrario que los gases, el coeficiente de extinción no es solo función de la masa de moléculas de agua absorbentes, sino que depende también del tamaño de las gotas. Luego cuando uno se enfrenta con el problema de calcular la radiación infrarroja debida a capas nubosas, se encuentra con la dificultad de no poder predecir la distribución de tamaños de gota en función de la altura dentro de la nube. Posiblemente los parámetros predecibles se restringirán al contenido de vapor de agua por unidad de volumen w o al contenido total de agua en la columna vertical de la nube W . La aproximación más grosera al problema consiste en asignar coeficientes de absorción volumétricos a cada tipo de nube, sin tener en cuenta las variaciones en el contenido de agua de la nube ni el tamaño de las gotas. Este coeficiente de absorción volumétrico representa el valor climático para cada tipo de nube. De este modo, la emisividad de una nube es solo función de su profundidad.

Para fines prácticos, es conveniente considerar, en los modelos operacionales, que las nubes se comportan como cuerpos grises cuya transmitancia o emisividad es constante en todo el espectro infrarrojo. Volveremos a tratar, con más detalle, la influencia de las nubes sobre la radiación térmica atmosférica en el capítulo correspondiente a la parametrización de los efectos radiativos de las nubes en los modelos de estimación.

II.6.- EFECTO DE LOS AEROSOLAS EN LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA

La atmósfera contiene, constantemente, partículas en suspensión con tamaños que van desde unas 10^{-3} micras hasta las 20 micras, a las que se denomina aerosoles. Se sabe que estos aerosoles son producidos directamente por las actividades humanas, por procesos naturales que no tienen conexión con las actividades humanas y por procesos naturales que pueden haber sido intensificados por el hombre. Los aerosoles naturales incluyen las cenizas volcánicas presentes en la estratosfera, los sprays marinos y sus partículas, polvos generados por el viento, cenizas de los incendios forestales y pequeñas partículas producidas por reacciones químicas de los gases naturales. Los aerosoles más importantes producidos por el hombre incluyen las partículas emitidas directamente durante la combustión y las partículas formadas a partir de los gases emitidos durante la combustión.

Puesto que la fuente de los aerosoles es la superficie terrestre, salvo en unas pocas excepciones como los aerosoles producidos por los aviones, su cantidad (al menos en la troposfera) disminuye rápidamente, de un modo casi exponencial, a medida que ascendemos en la atmósfera. Así, la Fig 2.7 muestra una distribución "standard" en altura de aerosoles. Los aerosoles aumentan de nuevo en la estratosfera para formar una capa que está bastante desacoplada de la turbulencia troposférica por la tropopausa.

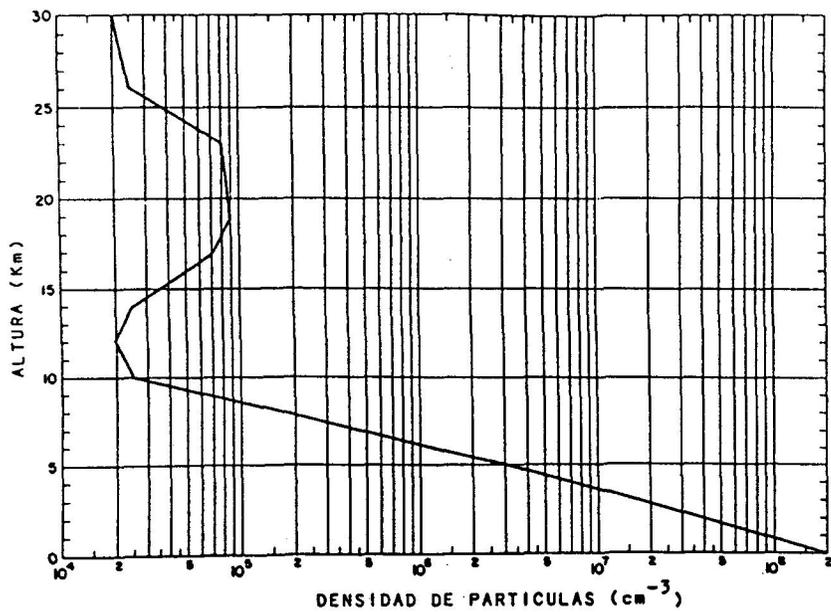


Figura 2.7.- Distribución vertical de aerosoles en una "atmósfera standard" (Paltridge y Platt, 1976)

Los aerosoles son importantes en el contexto meteorológico ya que absorben y dispersan tanto la radiación solar como la infrarroja. La magnitud de su efecto infrarrojo es, normalmente, mucho más pequeña que el de las nubes, debido a su menor profundidad óptica. Esto se debe a sus tamaños de partículas y secciones eficaces, que resultan pequeñas cuando se las compara con las de las gotas de agua, y al hecho de que en el espectro infrarrojo sus parámetros de tamaño y por lo tanto su eficiencias de extinción son mucho menores que la unidad. Su profundidad óptica de extinción en la región del visible es diez veces mayor que la correspondiente a la región de onda larga pero todavía resulta muy pequeña, dentro del rango 0.02-0.2. Sin embargo, los efectos de los aerosoles en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera pueden ser muy importantes. Recientemente, ha aumentado la especulación y el interés en torno al hecho de que los aerosoles en general y la con-

taminación artificial en particular pueden ser un factor importante en las perturbaciones en el clima de la tierra.

El interés principal de la meteorología en extinción de la radiación de onda larga radica en que la radiación solar absorbida por las capas de aerosoles se emite en forma de radiación infrarroja. La extinción de la radiación infrarroja por los aerosoles está limitada por los valores pequeños que tienen los parámetros de tamaño en estas longitudes de onda. Por lo tanto, el enfriamiento radiativo por aerosoles es, en general, bastante pequeño salvo tal vez cuando una gran cantidad de aerosoles es atrapada bajo una inversión. Las dificultades que implica un cálculo exacto de la extinción infrarroja son considerables. Deben de conocerse la distribución de tamaños, la composición y los índices de refracción de las partículas. Sin embargo, en muchas ocasiones solamente hace falta una estimación grosera del coeficiente de absorción infrarroja. Al igual que sucede con las nubes el scattering de la radiación infrarroja ocasionado por los aerosoles puede despreciarse.

El enfriamiento radiativo de los aerosoles está prácticamente restringido a la región de la ventana atmosférica, ya que el coeficiente de absorción de los aerosoles es pequeño comparado con los del vapor de agua y el dióxido de carbono y porque la mayor parte de los aerosoles se encuentran en las capas bajas de la atmósfera.

III. DESCRIPCION Y ANALISIS DEL
DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

III.1.- INTRODUCCION

En este capítulo vamos a pasar a describir la instrumentación usada en el presente trabajo. Nos centraremos, especialmente, en el estudio del dispositivo básico de trabajo, el pirgeómetro Eppley, analizando sus características específicas, así como los errores que se presentan en su operación, indicando las soluciones aplicadas con el fin de corregirlos. La serie de datos de variables meteorológicas y radiativas usadas en el presente estudio será descrita en el siguiente capítulo, dedicado al análisis de los datos experimentales.

Hay muchos aparatos disponibles para la medida de

los componentes del balance de radiación. Dada la gran confusión reinante en la terminología, en lo siguiente usaremos la clasificación recomendada por la WMO (1963). De este modo, un pirheliómetro es un instrumento que mide la intensidad de la radiación solar directa en incidencia normal. Los piranómetros miden la radiación solar recibida de todo un hemisferio y se utilizan para realizar medidas de radiación global. Un pirgeómetro es un dispositivo que mide la radiación térmica atmosférica en una superficie horizontal y dirigida hacia la cúpula celeste. Los pirradiómetros miden la radiación solar y la térmica proveniente de un hemisferio. Los pirradiómetros netos miden la radiación neta total (solar y térmica) en una superficie horizontal.

Todos los radiómetros usados en el presente trabajo utilizan como elemento sensor una termopila, cubierta por laca negra, lo cual hace que prácticamente no presenten selectividad espectral. Esta termopila es apantallada según los casos con diferentes materiales, que actúan como filtros de las longitudes de onda que no se desean medir.

III.2.- MEDIDAS DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA

Los problemas y técnicas de medida de la radiación térmica atmosférica son algo diferentes de los correspondientes a las medidas de la radiación solar. En el sistema tierra-atmósfera, todo el entorno, inclu-

yendo los propios dispositivos de medida, emite radiación en las mismas longitudes de onda y en intensidades comparables a la radiación que pretendemos medir. Además no resulta fácil encontrar materiales que permitan hacer un filtrado de las longitudes de onda ajenas a la radiación térmica atmosférica.

El problema de los materiales usados como filtro, se ha intentando resolver de diversas maneras. Así, Paltridge (1969) usa polietileno negro para cubrir un pirradiómetro neto tipo Funk. Este material presenta algunos inconvenientes, ya que su respuesta espectral varía de un modo significativo en el intervalo de longitudes de onda de interés. Otro material que hace las veces de filtro, usado en los primeros pirgeómetros Eppley, es el cristal KRS-5 (mezcla binaria de ioduro de talio y bromuro de talio) con un depósito interferencial en su superficie interior. Pero este material presenta serios problemas de calentamiento por radiación solar y se deteriora con el tiempo, debido a su solubilidad (Enz et al., 1975; Albrecht et al., 1974, 1977), razones por las cuales su uso se ha abandonado. Actualmente, los pirgeómetros Eppley utilizan un nuevo tipo de cúpula de silicio con un filtro interferencial depositado en su interior. Este material no se deteriora con el tiempo y aunque se siguen presentando problemas de calentamiento solar, no resultan tan dramáticos como en el cristal KRS-5 (Weiss, 1981; Yamanouchi, 1981; Berdahl et al., 1982).

Los materiales descritos, en el párrafo precedente, permiten realizar medidas de la radiación térmica atmosférica de modo directo, mediante el filtrado de las longitudes de onda solares. No obstante, a la hora

de hacer medidas de radiación térmica atmosférica, nos encontramos con una segunda alternativa, consistente en realizar las medidas de un modo indirecto. Para ello se usan un pirradiómetro con cúpula de polietileno, que transmite en el intervalo 0.3-50 micras, y un piranómetro que mida la radiación solar global. De este modo, obtenemos la radiación térmica atmosférica por diferencia de la radiación total incidente en una superficie horizontal y la radiación global. Este método ha sido usado ampliamente en diversos trabajos, no entramos en su estudio y en el análisis de sus limitaciones, puesto que no se ha empleado en presente trabajo.

III.3.- PIRGEOMETRO EPPLEY

III.3.1.- CARACTERISTICAS

El pirgeómetro Eppley es un instrumento diseñado para medir la irradiancia térmica atmosférica. El dispositivo básico es una termopila de cobre-constan-tán, que se encuentra recubierta de laca negra Parsons. Para filtrar la radiación solar durante el día, la termopila esta cubierta por un hemisferio de silicio de 30 mm de diametro, en cuyo interior se ha realizado un depósito interferencial, que mejora las características de reflectancia del silicio en las longitudes de onda inferiores a 3.5 micras. De este modo, la cúpula del sensor presenta una transmitancia del orden de 0.5 en el

intervalo de longitudes de onda que va de 4 a 50 micras. Según indica el fabricante, esta cúpula apenas presenta problemas de transmisión de radiación solar.

En el Apéndice A, se ha realizado una deducción del balance de energía en la superficie del sensor, considerando que la temperatura de la cúpula no se diferencia de la temperatura de la base del pirgeómetro podemos escribir a partir de (A.11).

$$L = (c_1 + c_2 T_o^3) V + \sigma T_o^4 \quad (3.1)$$

El significado de cada uno de los signos viene indicado en el Apéndice A. De la anterior expresión, se puede ver que la salida en tensión que proporciona el pirgeómetro es proporcional a la diferencia entre la irradiancia térmica atmosférica incidente sobre el dispositivo y la irradiancia emitida por la superficie del propio sensor. La citada "constante de proporcionalidad" presenta una dependencia térmica indicada por el término $c_2 T_o^3$.

Con el fin de incluir este "factor de proporcionalidad", dependiente de la temperatura, el pirgeómetro Eppley incorpora un circuito controlado por un termistor, que permite obtener una constante de calibrado prácticamente independiente de la temperatura ambiente.

Por otro lado, con el fin de que a la salida del pirgeómetro obtengamos una señal que sea una medida directa de la radiación térmica atmosférica, el pirgeómetro Eppley incorpora un circuito alimentado con una batería de mercurio de 1.35 V y controlado por un termistor, que permite añadir a la salida de la termo-

pila la tensión equivalente a la emisión térmica infrarroja de la superficie de la misma. En la figura 3.1 se presenta un diagrama de los circuitos incluidos en el pirgeómetro. Como se puede observar se incluye un termistor adicional, con el fin de poder realizar un control directo de la temperatura del sensor.

A continuación pasamos a detallar las características del instrumento, según descripción del fabricante (Eppley, 1975).

| | |
|---------------------|---|
| Sensibilidad | $4.57 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$ |
| Impedancia | 700 (aprox) |
| Dependencia térmica | $\pm 2 \%$, -20 a 40°C |
| Linealidad | $\pm 1 \%$, 0 a 700 W/m ⁻² |
| Tiempo de respuesta | 2 segundos (1/e de la señal) |

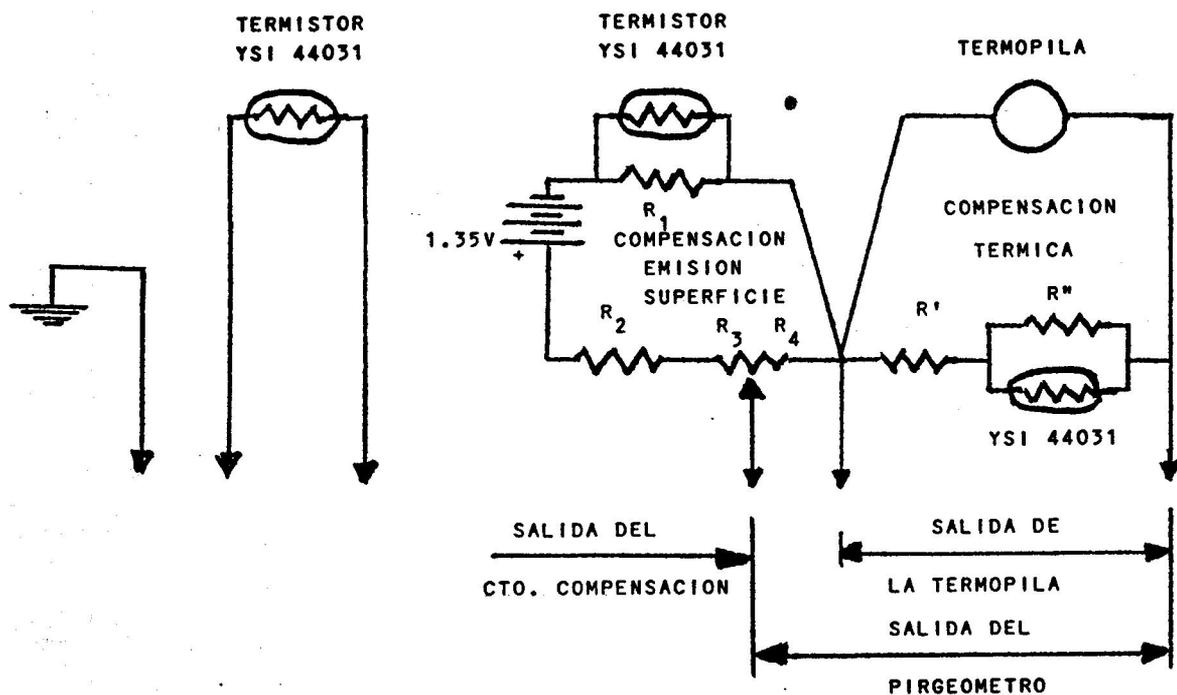


Fig. 3.1.- Circuito interno del pirgeómetro Eppley.

III.3.2.- ERRORES Y SU CORRECCION

Teóricamente, el pirgeómetro Eppley está diseñado para producir medidas exactas y reproducibles de la irradiancia atmosférica. No obstante, desde que las primeras unidades se pusieron en operación se han detectado diversas anomalías en su funcionamiento, que han sido objeto de diversos estudios(Enz et al.(1975) y Albrecht et al.(1974 y 1977), entre otros, analizan el modelo de KRS-5, Weiss(1981) y Berdahl et al.(1981) analizan los problemas del modelo con cúpula de silicio). Estos problemas se deben a diversas causas. Así, nos encontramos con errores debidos a la falta de idealidad en el comportamiento de los circuitos internos del pirgeómetro Eppley que, como hemos dicho, realizan las compensaciones de la dependencia térmica de la constante de calibrado y de la emisión térmica de la propia superficie del sensor. De otro lado, tenemos el error debido al calentamiento de la cúpula que actúa como filtro, por influencia de la radiación solar. Este último problema es especialmente grave, y es el responsable de que la calidad de los datos obtenidos durante el día sea inferior a la de los correspondientes a la noche. Así, Enz et al. (1975) encuentran, en su estudio del modelo con cúpula de KRS.5, que en las noches claras, las cuales podemos considerar que tienen una radiación térmica atmosférica bastante constante, las fluctuaciones detectadas en las medidas son del orden de ± 0.5 %, mientras que durante un día despejado es normal encontrar fluctuaciones frecuentes del orden de $\pm 2-5$ %. Un análisis de los datos experimentales de que disponemos, nos indica la presencia de este mismo tipo de fluctua-

ciones en el modelo de cúpula de silicio, pero con una mejora sustancial ya que en el caso de las diurnas su magnitud se encuentran en el intervalo $\pm 1-2 \%$, para el caso extremo de los meses con mayor altura solar.

III.3.2.1.- Errores causados por los circuitos compensadores.

Como hemos indicado anteriormente, la irradiancia térmica sobre el sensor se obtiene de la expresión (3.1) donde, T , temperatura de referencia, es medida con los termistores interiores del pirgeómetro y V es la tensión proporcionada a la salida de la termopila del pirgeómetro.

La circuitería interna del pirgeómetro Eppley, tiene en cuenta la dependencia térmica tanto en T^3 como en T^4 . Ahora bien, es evidente la dificultad en el diseño de un circuito simple que represente perfectamente estas dependencias térmicas en todo el rango de temperaturas usuales. Como han indicado Albrecht et al. (1977) los problemas asociados al término $(c_1 + c_2 T^3)$ son poco importantes. Esto se debe a que, en todo el rango de temperaturas, c_1 es mayor que el término dependiente de T^3 y además $(c_1 + c_2 T^3) V$ es 3 o 4 veces más pequeño (en valor absoluto) que σT^4 .

Sin embargo, los errores asociados con la simulación del término dependiente en T^4 son mucho más importantes. Dadas las especiales características del

circuito que genera esta señal, nos encontramos con que son dos las posibles causas de error; de un lado tenemos la falta de exactitud de la tensión producida por la batería que alimenta el circuito y por otro tenemos la incapacidad del circuito para reproducir la dependencia en T^4 en un rango amplio de temperaturas.

Hemos llevado a cabo una evaluación de estas posibles causas de error, para lo cual hemos seguido los trabajos de Albrecht et al. (1977). A continuación pasamos a exponer los resultados más importantes.

La batería que alimenta el circuito es una batería de mercurio; este tipo de baterías presenta una gran estabilidad, de modo que este error no debe de ser muy frecuente. No obstante, se pueden presentar fluctuaciones en la tensión de alimentación por envejecimiento de la batería, efectos térmicos o por malos contactos en las conexiones con el circuito. Nosotros, pensamos que la primera es la causa más frecuente de este error.

Teniendo en cuenta la configuración del circuito, encontramos que el error asociado al error en la tensión de alimentación tiene la siguiente expresión analítica

$$\delta L' = (E_o - E_a) R_4 / ((R_{T1} + R_2 + R_3 + R_4) \eta) \quad (3.2)$$

con

$$R_{T1} = R_1 R_T / (R_1 + R_T),$$

y donde E_o es la tensión standard de la batería

(1.35 Volt), η es la sensibilidad del instrumento, R_T representa la resistencia del termistor. Si en las anteriores expresiones usamos los parámetros de nuestro circuito podemos realizar una representación gráfica del error en el pirgeómetro causado por error en la tensión de alimentación. La figura 3.2, muestra la magnitud de este error, por unidad de diferencia entre las tensiones standard y real de la batería, en función de la temperatura. La magnitud de este error aumenta con la temperatura, como se puede ver en la gráfica. Así, en el rango de temperaturas por encima de 273 K, un error de 0.01 voltio en la alimentación del circuito causa un error creciente con la temperatura en el rango 2.0 a 4.0 W/m².

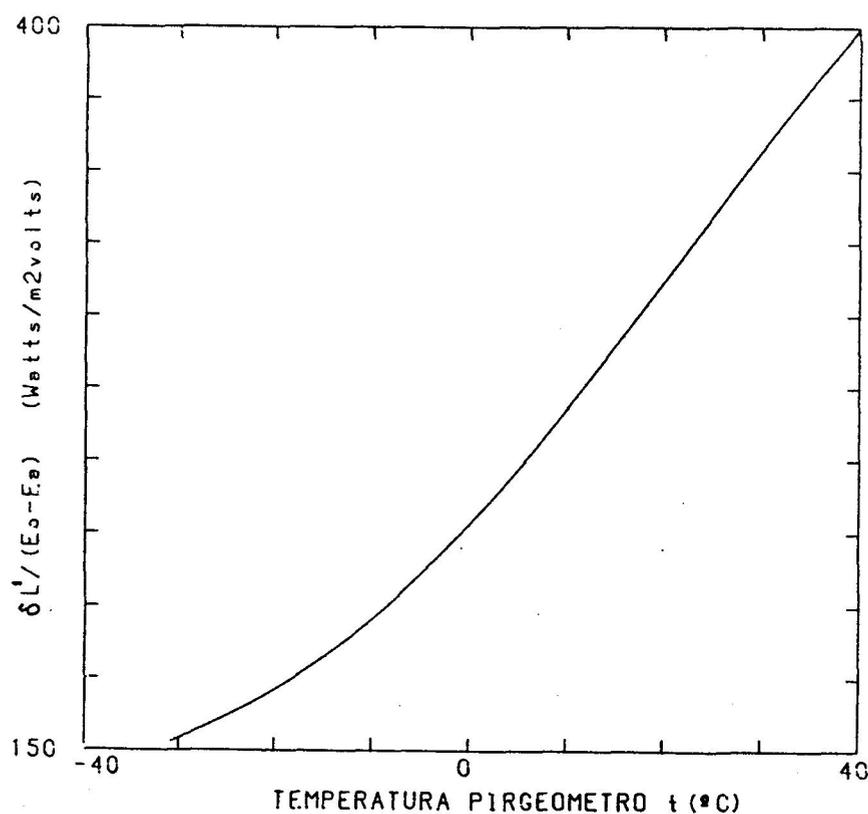


Fig. 3.2.- $\delta L' / (E_0 - E_a)$ frente a la temperatura.

Para evitar en lo posible este error, que como hemos dicho está conectado esencialmente con el envejecimiento de la batería de mercurio, hemos procurado sustituirla frecuentemente. No obstante, en algunas ocasiones se han estado realizando medidas con la batería próxima a su agotamiento, en este caso se han rechazado las medidas con un margen temporal amplio.

Como hemos indicado anteriormente, la otra causa de error asociada con este circuito es la falta de idealidad del mismo a la hora de representar perfectamente la dependencia en T^4 , en todo el rango de temperaturas. A continuación, presentamos los resultados del análisis de este error. Para ello, teniendo en cuenta la estructura del circuito tenemos que

$$\delta L'' = \sigma T^4 - [E_0 R_4 / ((R_{T1} + R_2 + R_3 + R_4) \eta)] \quad (3.3)$$

La figura 3.3 visualiza la representación de este término, evaluado con los parámetros de nuestro circuito, para un rango de temperaturas que cubre con suficiencia las temperaturas normalmente encontradas en nuestro estudio. Se puede observar como, en el citado rango de temperaturas, el comportamiento del circuito se separa de la estimación deseada del término σT^4 . Esta desviación no es constante, sino que varía en función de la temperatura. Así, en el rango 0 a 40°C toma valores extremos de $\pm 8 \text{ W/m}^2$. Albrecht et al (1977), en su evaluación del modelo de KRS-5, encuentran una fluctuación semejante, aunque la expresión de su término de error difiere ligeramente de la nuestra, debido a una deducción errónea del balance de energía en la superficie del sensor. Dada la magnitud de este error, hemos procedido a realizar una corrección de las

medidas con la ayuda del término de error anteriormente presentado, que hemos evaluado con la medida de la temperatura del pirgeómetro, que nos proporciona el termistor incluido en el interior del dispositivo para tal efecto (Figura 3.1).

Puesto que se disponía de la medida de la temperatura del sensor, se podría haber utilizado para producir numéricamente el término σT^4 , y de este modo obtener la irradiancia térmica atmosférica mediante la medida directa de la salida de la termopila. Pero esta técnica presenta el inconveniente de que la salida de

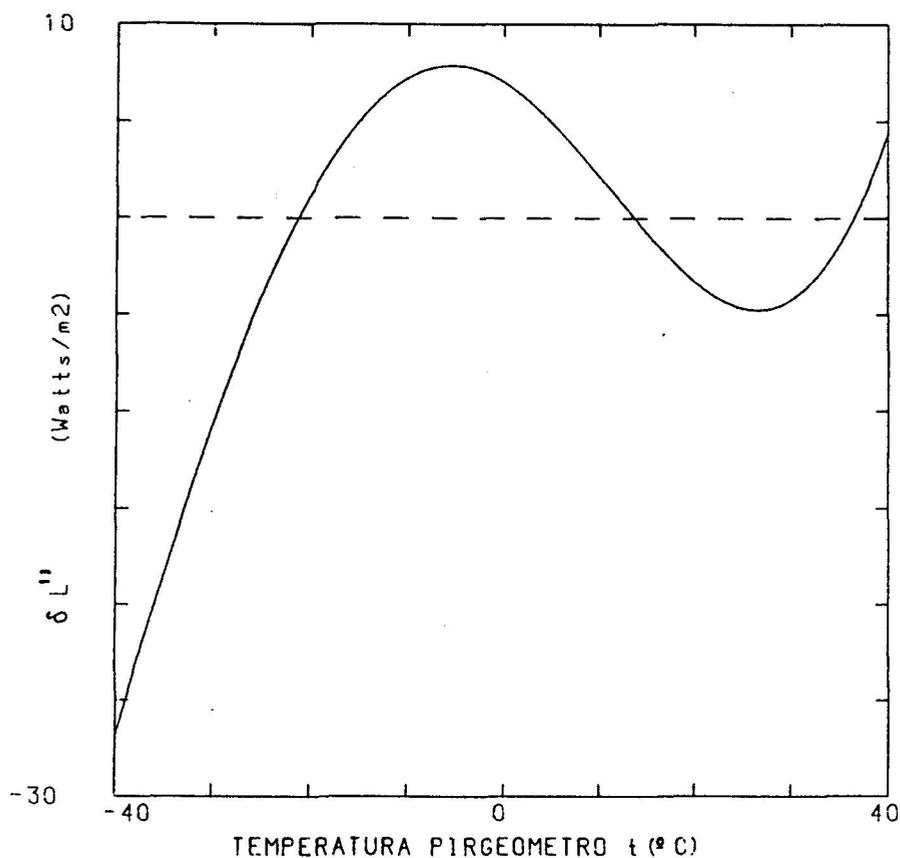


Fig. 3.3.- $\delta L''$ frente a la temperatura.

la termopila necesita ser medida con precisión de 10 microvoltios, lo cual no resulta sencillo con los registradores potenciométricos usados. Es por esto, por lo que hemos preferido realizar la corrección directamente sobre la salida del pirgeómetro, termopila más tensión equivalente a la emisión térmica de la superficie del sensor.

III.3.2.2.- Errores debidos al efecto de calentamiento solar.

Cuando se hace un análisis detallado de las medidas realizadas con el pirgeómetro, se encuentran algunas anomalías en su comportamiento. Así, se detecta que en un día de nubosidad variable, cuando una nube cubre el sol se produce una disminución en la medida del pirgeómetro seguida del consiguiente aumento una vez que el sol reaparece. Esta anómala correlación con la radiación solar, se ve confirmada cuando se realiza la experiencia de evitar que la radiación solar directa incida sobre el pirgeómetro, usando para ello un disco suspendido de una barra y colocado a cierta distancia del mismo. Experiencias de este tipo, realizadas a diferentes horas, indican una diferencia entre 0.060 y 0.140 mV a la salida del pirgeómetro, entre la medida con y sin disco de sombra, lo cual equivale a diferencias entre 13 y 30 W/m². Asimismo, como hemos indicado anteriormente, en un día despejado se encuentran fluctuaciones frecuentes en las medidas realizadas con el pirgeómetro, que en el caso extremo llegan a ser del ± 2% de la señal medida.

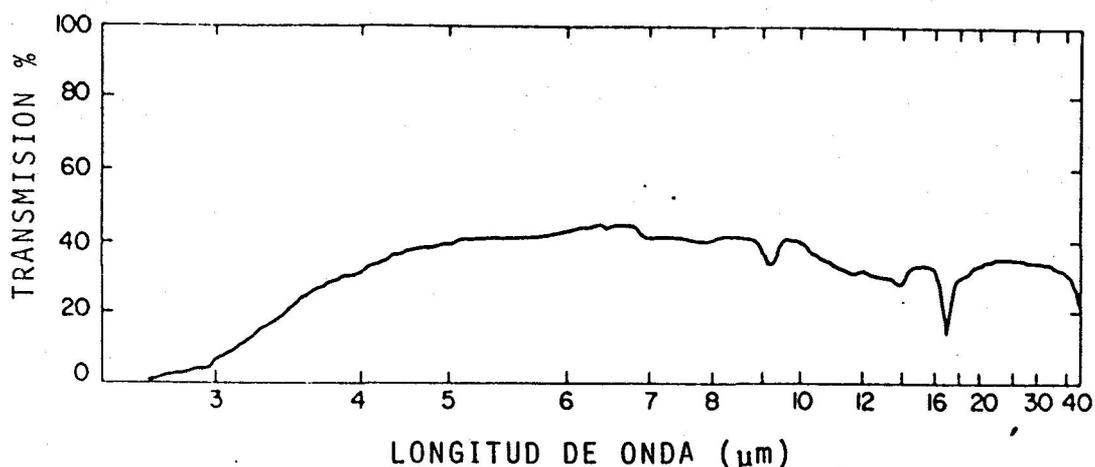


Fig. 3.4.- Transmitancia espectral de la cúpula de silicio (Berdahl et al., 1982).

La figura 3.4 muestra las características de transmitancia espectral del filtro de silicio con depósito interferencial, que cubre el sensor del pirgeómetro. Se puede ver que no hay transmisión de radiación con longitudes de onda inferiores a 3.5 micras, para la cual la transmitancia del filtro alcanza la mitad de su valor máximo. Solo un 1.25% de la radiación solar extraterrestre se encuentra en longitudes de onda por encima de las 3.5 micras, es decir del orden de unos 17 W/m^2 . Si admitimos que la atmósfera es perfectamente transparente en el intervalo 3.5 a 4 micras y en la región de 8 a 13 micras, dado que la primera incluye un 0.44% de la radiación solar extraterrestre y la segunda tan solo un 0.09%, nos encontramos con que un máximo de 7 W/m^2 incidirán en una superficie perpendicular a los rayos solares situada en la superficie terrestre. Evidentemente, esta cantidad queda lejos de poder explicar los valores de las diferencias encontradas en las experiencias sol-sombra. Por otro lado, en dichas experiencias

se detecta que el tiempo de respuesta a las mismas, es decir, el promedio del tiempo de aumento y de disminución de la señal del pirgeómetro es de unos 30 seg, lo cual está de acuerdo con los resultados de Berdahl et al.(1982). Si tenemos en cuenta que la constante de tiempo del pirgeómetro es, según indica el fabricante, de 2 seg (tiempo para alcanzar un valor de 1/e de la señal), nos encontramos con que el incremento de la medida del pirgeómetro producido por la presencia solar no se puede explicar como transmisión de radiación solar a través de la cúpula.

Los análisis realizados sobre el modelo con cúpula de KRS-5 (Albrecht et al., 1974, 1977; Enz et al., 1975) indican que este efecto era mucho más marcado en dicho modelo. Así, en un día despejado se detectaban desviaciones debidas a la presencia del sol que tomaban valores entre 20 y 120 W/m².

Dado que la transmisión directa de radiación solar a través de la cúpula no explica la magnitud de este fenómeno, parece ser que la única explicación puede ser la existencia de un calentamiento del filtro que compone la cúpula, por efecto solar. De este modo, las fluctuaciones de las medidas del pirgeómetro, detectadas en días claros, se pueden explicar como producidas por la presencia de brisas variables sobre la cúpula, esta se calentaría durante los periodos de calma disminuyendo su temperatura con la presencia de las brisas intermitentes. De hecho, Enz et al. (1975) consiguen disminuir a la mitad las diferencias sol-sombra en el modelo con cúpula de KRS-5 forzando una corriente de aire de unos 13 m/s sobre ella, consiguiendo además una reducción sustancial de las fluctuaciones en las

medidas.

En el Apendice A se ha realizado el calculo del balance de energía sobre la superficie del sensor. La ecuación (A.11) indica el resultado final, en el que se incluye el efecto de una diferencia de temperatura entre la cúpula y la base del sensor en forma de un término radiativo, cuya expresión es

$$((\alpha_0 + 4 \epsilon_0 \epsilon \sigma T_0^3) / \epsilon_0 \tau)(T - T_0) \quad (3.4)$$

donde el significado de los simbolos se puede encontrar en el Apendice A. Si tenemos en cuenta que $\tau = 0.5$ y que ϵ tomará valores en el intervalo 0.2-0.4, encontramos que el término radiativo justifica, para una temperatura de 288 K, la adición a la medida del pirgeómetro de 3-4 W/m² por grado de diferencia entre las temperaturas de cúpula y base. El término debido a efectos de conducción por el gas contenido entre la cúpula y el sensor explicaría, a su vez, un flujo energético adicional sobre la superficie del sensor del orden de unos 7-8 W/m² por grado de diferencia en las citadas temperaturas. De este modo, se añaden a la medida del pirgeómetro de 10 a 12 W/m² por grado de diferencia entre las temperaturas de cúpula y base. Berdahl et al. (1982), en una serie de experiencias en las que miden la temperatura de la cúpula encuentran un efecto de calentamiento de este orden, del que la contribución mayor es la debida a la conducción de calor por el gas contenido entre la cúpula y el sensor y la menor la debida a la reemisión de la cúpula una vez que es calentada por el sol. Nosotros, no hemos podido realizar una comprobación experimental de este hecho, puesto que no disponiamos de medida de la temperatura de la cúpula.

De lo anterior, se deduce que para realizar medidas correctas con el pirgéometro debemos de medir además de la tensión de salida de la termopila, las temperaturas de la base y la cúpula con el fin de evaluar el efecto de calentamiento solar de la última. Este método ha sido usado por Albrecht et al. (1977) pero presenta el inconveniente de que es difícil realizar la medida de la temperatura de la cúpula. La medida en un punto de la cúpula puede no ser representativa de la cúpula completa, debido al calentamiento no uniforme de la misma y a los cambios de posición del sol.

Además de las técnicas desarrolladas por Albrecht et al. y por Enz et al. para corregir el efecto del calentamiento solar, descritas anteriormente, se han intentado otras. Así, Yamanouchi et al. (1981) utilizan una banda parasol con el fin de evitar el efecto de la radiación solar directa. No obstante, este método presenta el inconveniente de que la banda obstaculiza parte del cielo, lo cual puede modificar las medidas, además de que la propia banda puede añadir una emisión indeseada. Sin embargo, los resultados de Yamanouchi et al. en el continente Antártico parecen indicar que estos problemas no son tan importantes.

En el presente trabajo, hemos intentado hacer una evaluación del efecto de calentamiento, estudiando su relación con su causa directa, la radiación solar incidente sobre la cúpula. Con este fin, hemos realizado medidas alternativas del pirgéometro expuesto a la radiación solar y protegido de la componente directa de la misma mediante un disco de sombra de unos 8 cm de diametro. El disco se suspendió de una barra y se situó a una distancia tal que el ángulo sustentado por

él desde la cúpula del pirgeómetro fuera del orden del ángulo de apertura del pirheliómetro usado para hacer medidas simultaneas de radiación solar directa en incidencia normal, es decir, unos 5°. El pirheliómetro, Middleton modelo CN-2, se encuentra instalado a poca distancia del pirgeómetro, en la estación situada en el edificio de Físicas.

Al inicio de las experiencias se comprobó que el efecto de situar el disco en diversas posiciones en torno a la cúpula no afectaba a las medidas.

Las experiencias se realizaron en días despejados, en los que en el peor de los casos se detectaron nubes proximas al horizonte. No obstante, es posible que hubiera presentes algunos cirros que solo en alguna ocasión llegaron a detectarse.

Se hicieron medidas simultaneas del pirgeómetro y el pirheliómetro, protegiendo alternativamente al primero de la radiación solar directa con el disco antes descrito. En la figura 3.5 se presentan los resultados de las experiencias realizadas en días con velocidades de viento inferiores a 1 m/s, con claro predominio de los periodos de calma. La ordenada indica la diferencia en la radiación térmica atmosférica medida con y sin disco de sombra, y en la abcisa se indica la componente horizontal de la radiación solar directa medida con el pirheliómetro. Se procedió al calculo de la recta de regresión de los puntos experimentales y como resultado se obtuvo la siguiente

$$\Delta L = -1.0 + 0.036 S \quad r = 0.899 \quad (3.4)$$

siendo S la proyección de la radiación solar directa sobre una superficie horizontal. La dispersión de las medidas se puede explicar, de un lado por el propio error instrumental que debido a los instrumentos de medida usados, se sitúa en torno al 2% para las medidas del pirgeómetro y del pirheliómetro. De otro lado, tenemos que las brisas detectadas en algunos momentos contribuyen a producir un enfriamiento de la cúpula que no se presenta en los momentos de perfecta calma.

Este resultado muestra de nuevo la mejora que supone la cúpula de silicio sobre la de KRS-5, ya que Enz et al. (1975) llegan a detectar que el efecto de esta última, es el de incluir en las medidas del pirgeómetro del orden de un 10% de la radiación solar incidente, frente al 3.6% que parece incluirse en nuestro caso.

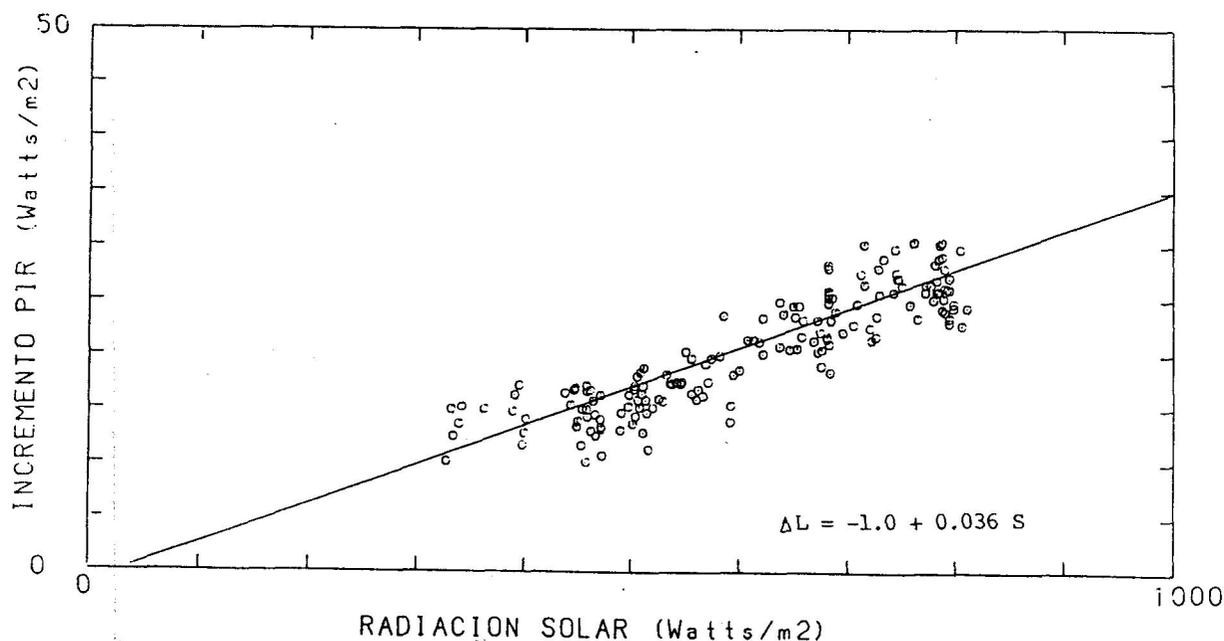


Fig. 3.5.- Disminución de la medida del pirgeómetro por sombreado de la cúpula, para condiciones con velocidad de viento inferior a 1 m/s.

Además de las experiencias citadas, realizadas en condiciones de viento prácticamente en calma y cielo despejado, se realizaron otra serie de experiencias en condiciones de cielo despejado y viento variable, con rachas que alcanzaron velocidades superiores a 7 m/s, según las medidas realizadas con un anemómetro situado en las proximidades de los radiómetros, en la estación situada en la terraza del edificio de Físicas. Los resultados de estas experiencias se muestran en la figura 3.6, en la que se ha representado junto a los puntos experimentales, la recta de regresión obtenida para velocidades de viento inferiores a 1 m/s. Se observa que, salvo en las experiencias con velocidades de viento por encima de los 4 m/s, el efecto del calentamiento se estima convenientemente por la citada ecuación.

En nuestro trabajo hemos utilizado la ecuación (3.4) para realizar una corrección del efecto de calentamiento sobre las medidas del pirgeómetro. Para ello hemos usado las medidas simultáneas de radiación solar global, realizadas con un piranómetro Kipp-Zonnen situado en la misma estación. Para este fin, hemos considerado que la contribución de la radiación difusa no incluida en la citada ecuación es el mismo que el de la radiación directa y hemos sustituido la magnitud indicada por S por la radiación solar global G .

Evidentemente, esta corrección supone siempre el efecto máximo de calentamiento, lo cual implica una subestimación de las medidas con velocidades de viento mayores. No obstante, Enz et al. (1975) al producir una ventilación artificial de la cúpula con una velocidad de viento de unos 13 seg solo llegan a reducir el efecto

de calentamiento a la mitad, sin obtener reducciones mayores al aumentar dicha velocidad. De este modo, nos encontramos que en el peor de los casos, el error que cometemos al realizar esta corrección sin tener en cuenta las condiciones de viento, cuya medida se ha empezado a realizar recientemente en nuestra estación, es el de subestimar la radiación térmica atmosférica en un 4% cuando se presenten alturas solares grandes y velocidades de viento de unos 13 m/s. Si bien, como indica la figura 3.6, en condiciones de viento más corrientes la magnitud de este error es mucho más pequeña.

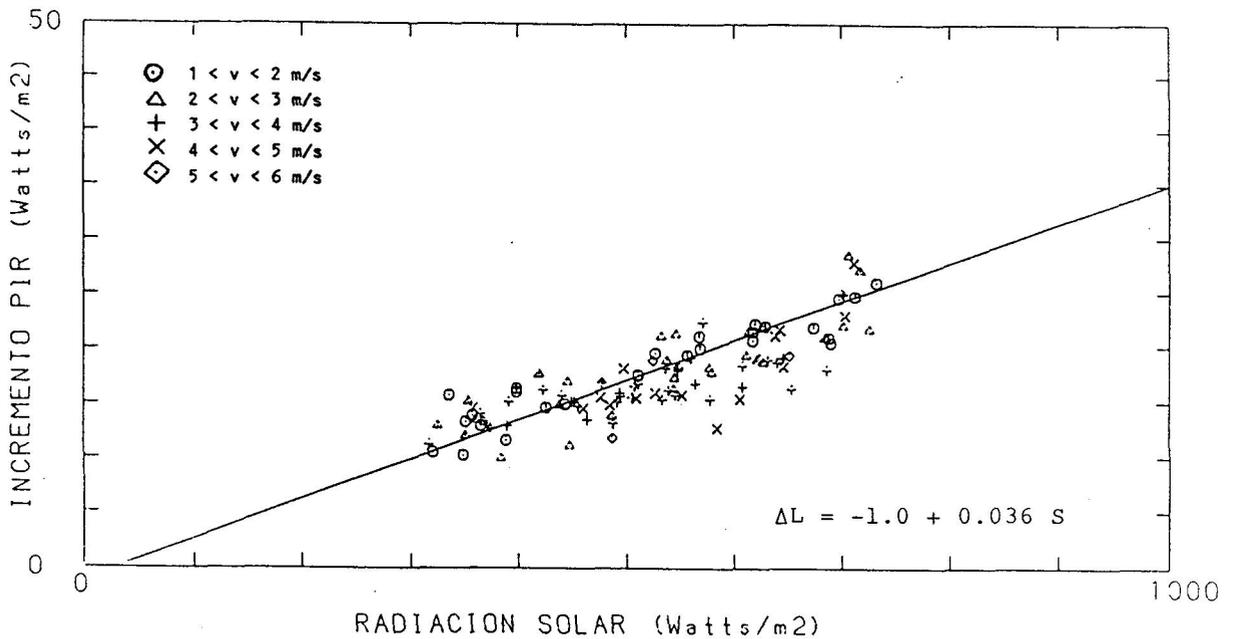


Fig. 3.6.- Disminución de la medida del pirgeómetro por sombreado de la cúpula, para condiciones con velocidad de viento superior a 1 m/s.

III.3.3.- COMPROBACION DEL CALIBRADO DEL PIRGEOMETRO.

Se ha realizado una comprobación de la constante de calibrado del pirgeómetro. Para tal fin, se ha hecho uso de un cuerpo negro, consistente en una cavidad troncocónica de aluminio, con un diámetro suficiente para cubrir holgadamente la cúpula del pirgeómetro, y con el interior recubierto de pintura negra Parsons, cuya emisividad en la región infrarroja es del orden de 0.985 (Wolfe and Zissis, 1978). La temperatura del cuerpo negro se midió con la ayuda de una termorresistencia de platino (Pt.100) embutida en la base de la citada cavidad troncocónica, con una precisión de 0.1°C.

Con el fin de evitar los efectos negativos del circuito de corrección de la emisión del propio sensor, se realizaron medidas directas de la salida de la termopila, con una precisión de 1 microvoltio. Para evaluar la emisión del propio sensor, se midió simultáneamente la temperatura de la base del mismo, con la ayuda del termistor incorporado en el pirgeómetro, con una precisión del orden de 0.2°C

Teniendo en cuenta los problemas que presenta el pirgeómetro por causa del calentamiento de su cúpula, se realizaron las experiencias enfriando el cuerpo negro a temperaturas del orden de -20°C y realizando diversas medidas a medida que su temperatura se iba incrementando. La razón de usar esta técnica, está determinada porque el exponer el pirgeómetro a un cuerpo negro a temperatura superior a la del propio ambiente, y por tanto a la del radiómetro, implicaría un calentamiento de la cúpula con la consiguiente adición de una ener-

gía extra en el proceso de calibrado. Aún así, en las experiencias observamos que la exposición prolongada del pirgeómetro al cuerpo negro conlleva una modificación de la respuesta del mismo al cabo de los primeros 30 a 40 segundos. Este hecho, parece estar relacionado con un posible enfriamiento de la cúpula por exposición al cuerpo negro a temperatura inferior a la ambiente, así como a posibles procesos de conducción a través del aire contenido entre la cúpula y la cavidad del cuerpo negro. Con el fin de evitar estos efectos, se procedió a exponer el pirgeómetro a la acción del cuerpo negro durante un tiempo inferior a los 30 segundos, tiempo de respuesta del pirgeómetro a los efectos de calentamiento (enfriamiento) de la cúpula.

Finalmente, las experiencias se realizaron exponiendo el pirgeómetro a la acción del cuerpo negro en periodos de 5 a 10 segundos, suficientes para alcanzar una respuesta estacionaria (el tiempo de respuesta del pirgeómetro al 1/e de la señal es del orden de 2 seg.), alternados con periodos sin exposición, durante los cuales se dejaba al cuerpo negro alcanzar una nueva temperatura. Dado que las experiencias se realizaron a temperatura ambiente, se procedió a aislar el exterior del cuerpo negro con el fin de poder mantener temperaturas del mismo lo más estables posibles durante los periodos de exposición, las diferencias extremas en la citada temperatura durante los periodos de exposición no rebasó nunca los 0.2°C .

Los resultados obtenidos indican un factor de calibrado igual al dado por el fabricante dentro de un margen del $\pm 2.5\%$. Este margen, es aceptable según el fabricante, que considera aceptables diferencias de un

+3%, usando un dispositivo tipo cuerpo negro semejante al utilizado por nosotros (Eppley, 1971).

*IV. ANALISIS DE LOS DATOS
EXPERIMENTALES*

IV.1. INTRODUCCION

En este capítulo presentamos una descripción del conjunto de datos experimentales utilizados en el presente trabajo. Además, pretendemos realizar un análisis de las dependencias de la radiación térmica atmosférica con otras variables meteorológicas, tales como la temperatura del aire, la presión de vapor de agua y la temperatura del punto de rocío. Presentamos también los resultados de un primer análisis acerca de la influencia de la nubosidad sobre la radiación térmica atmosférica. Nuestro objetivo es inspeccionar estas dependencias, así como detectar las características específicas de la radiación térmica atmosférica.

En nuestro análisis distinguiremos claramente la condiciones de cielo despejado y cielo cubierto, realizando un estudio separado de cada una de ellas. Esto está motivado por el notable efecto que ejerce la presencia de las nubes sobre la radiación térmica atmosférica. De este modo, intentaremos primeramente caracterizar la radiación térmica atmosférica bajo cielo despejado con el fin de detectar sus relaciones con el primer grupo de variables meteorológicas anteriormente citadas. Posteriormente, intentaremos analizar la influencia de la nubosidad, tanto en cantidad como en tipo, sobre la radiación térmica atmosférica.

Los comportamientos nocturno y diurno se analizarán por separado. Esto se debe en parte a las diferentes características de los datos para cada uno de estos periodos y en parte por los diferentes comportamientos del día y la noche, puestos de manifiesto por algunos autores (Berdahl et al., 1982).

En el análisis de cielo despejado estudiaremos las correlaciones de la radiación térmica atmosférica con las variables meteorológicas antes mencionadas. En la búsqueda de estas correlaciones nos guiaremos tanto por la inspección de nuestra serie de datos como por los resultados de la revisión bibliográfica realizada sobre el tema.

La gran dependencia térmica de la radiación atmosférica de onda larga, nos lleva a usar en nuestros análisis el bien conocido concepto de emisividad efectiva de la atmósfera, que nos permite poner de relieve dependencias que de otro modo podrían verse enmascaradas.

En lo referente al análisis de las condiciones de cielo cubierto, debemos de resaltar, tras la revisión bibliográfica realizada, que es notable el pequeño número de trabajos encontrado en contraposición con el número de los que hacen referencia a las condiciones de cielo despejado. La causa de este hecho la podríamos buscar en las dificultades que plantea la observación de las nubes y el marcado carácter subjetivo que llevan asociado. Dado el número de datos de que disponemos intentaremos poner de relieve la gran influencia de las nubes sobre la radiación térmica atmosférica, resaltando la variación de esta influencia con el tipo y cantidad de nubes.

IV.2.- DATOS DE RADIACION

Los datos de radiación térmica atmosférica, utilizados en el presente estudio, han sido obtenidos en Granada en el periodo comprendido entre Mayo de 1983 y Abril de 1985. El dispositivo de medida ha sido el pirgeómetro Eppley, cuyas características de funcionamiento han quedado puestas de manifiesto en el capítulo III.

La estación radiométrica está situada en la terraza del edificio de Físicas de la Facultad de Ciencias. La disposición de la misma es tal que no presenta obstáculos importantes, tan solo en la dirección Norte un edificio, el de Biológicas, hace que el horizonte

artificial se levante unos 5° sobre el ideal. No obstante, según indica el fabricante (Eppley, 1975) la contribución de la radiación incidente con ángulos inferiores a 5° sobre el horizonte es muy pequeña. La posición de la estación es de $37^\circ 11' N$, $3^\circ 35' W$ y una altura media sobre el nivel del mar de 680 metros.

El dispositivo de registro ha sido un registrador potenciométrico Briants. En él se registraron simultáneamente la salida del pirgeómetro y la medida de la temperatura interior del mismo, obtenida a partir del termistor interior del pirgeómetro, descrito en el capítulo III. Las bandas obtenidas fueron digitalizadas con la ayuda de la mesa digitalizadora de que dispone el Centro de Informática de la Universidad de Granada. Los datos obtenidos de este primer tratamiento fueron procesados posteriormente con los programas correspondientes, que, realizando una integración numérica por el método de Simpson, proporcionan el valor medio de irradiancia en una hora. Asimismo, se obtuvieron los valores medios de la temperatura interior del pirgeómetro.

Dadas las características de sensibilidad del registrador y la constante de calibrado del pirgeómetro el error instrumental se sitúa en torno al 2% de la señal medida. No obstante, en el capítulo III ha quedado puesta de manifiesto la necesidad de realizar una corrección de la señal proporcionada por el circuito compensador de la emisión de la superficie del sensor. Esta corrección se hace con el término de error presentado en el citado capítulo, que se evalúa con la ayuda de la medida de la temperatura interior del pirgeómetro. De este modo, si a este término correctivo le asociamos un error máximo de un 1%, nos encontramos

con que el error experimental de las medidas de radiación térmica atmosférica se sitúa en torno al 3%.

El error experimental indicado en el párrafo precedente será válido para las medidas nocturnas, ya que las medidas diurnas presentan el problema del calentamiento solar de la cúpula, descrito en el capítulo anterior. Este efecto negativo se ha corregido, como ya se ha indicado, utilizando los resultados de las experiencias sol-sombra realizadas sobre el pirgeómetro. Dicha corrección se evalúa con la ayuda de las medidas de radiación solar global realizadas en la propia estación radiométrica. Dichas medidas han sido realizadas con un piranómetro Kipp-Zonnen, modelo CM-5, y han sido objeto de un estudio detallado por Castro (1986).

El término correctivo del efecto de calentamiento solar de la cúpula lleva asociado un error máximo del 15%, debido a que en su evaluación no se incluye el efecto del viento, por razones indicadas en el capítulo III. Si además tenemos en cuenta que las medidas de radiación solar global usadas para su evaluación presentan un error experimental en torno al 5%, el error máximo asociado al término correctivo será de un 20%. Puesto que la contribución máxima del citado término se sitúa en torno al 10% de la medida de radiación térmica atmosférica, podemos indicar finalmente que el error de las medidas diurnas tendrá una cota superior del 5%.

Antes de finalizar este apartado dedicado a la descripción de los datos de radiación utilizados en el presente trabajo, debemos indicar que la mayoría de los trabajos de radiación térmica atmosférica que apare-

cen en la bibliografía, incluso los más recientes (Idso, 1981; Hatfield et al., 1983), utilizan medidas nocturnas con el fin de evitar la influencia negativa del sol; siendo pocos los trabajos que presentan análisis de datos diurnos (Berdahl et al., 1982, 1984).

IV.3.- DATOS DE VARIABLES METEOROLOGICAS

Los datos meteorológicos utilizados en el presente estudio, han sido proporcionados por la Oficina Meteorológica de la Base Aerea de Armilla, situada a pocos kilómetros de la estación radiométrica. El uso de estos datos se debe a que, en la época de realización de las presentes medidas de radiación, no se disponía de sensores para la medida de las citadas variables meteorológicas, en la estación experimental situada en la terraza del edificio de Físicas. La conveniencia de utilizar los datos de Armilla está justificada por los análisis de Ballester (1983), que muestran una gran similitud climática usando series temporales largas.

Los datos meteorológicos usados son temperatura del aire, presión de vapor de agua y temperatura del punto de rocío, obtenidos a partir de las bandas del termohigrógrafo. Estas bandas se han digitalizado en el Centro de Informatica de la Universidad y se han tratado posteriormente con el fin de obtener datos horarios de temperatura, presión de vapor de agua y temperatura del punto de rocío. Las características del termohi-

grógrafo, marca Thies, indican una precisión del 1% para las medidas de temperatura y del 3% para las de humedad relativa. Un estudio realizado sobre las temperaturas máximas y mínimas medidas en el Observatorio de Armilla y en la nueva estación instalada en el edificio de Físicas indican que las diferencias sistemáticas son inferiores a los 2°C.

Además de los datos de humedad y temperatura, se ha hecho uso de las observaciones de nubosidad realizadas en el citado Observatorio tres veces al día. En estas observaciones se registran los tipos de nubes presentes en tres niveles, nubes bajas, medias y altas, así como la fracción de cielo cubierto, en octavas, por nubes bajas y por todos los tipos de nubes conjuntamente. En el análisis de los datos se describirá el uso que se ha hecho de estas últimas observaciones.

IV.4.- ANALISIS DE LAS RELACIONES DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA CON VARIABLES METEOROLOGICAS

A continuación vamos a presentar los resultados del análisis de los datos experimentales. Nuestro objetivo es detectar las posibles relaciones de la radiación térmica atmosférica con variables meteorológicas, tales como la temperatura del aire, la presión de vapor de agua y la temperatura del punto de rocío, todas ellas medidas al nivel de garita. También dedicaremos atención al tema de la influencia de la

nubosidad sobre la radiación térmica atmosférica.

Debido a la notable influencia de las nubes sobre la radiación térmica atmosférica, procederemos en una primera fase a caracterizar este flujo de radiación en condiciones de cielo despejado, en las que lógicamente las influencias más importantes estarán asociadas a las variaciones en la cantidad del emisor más importante, es decir el vapor de agua, y a la temperatura a la cual se encuentra éste. A continuación, pasaremos a caracterizar el efecto radiativo de las nubes para lo que nos apoyaremos en los resultados de cielo despejado, puesto que el efecto de las nubes, como se ha indicado en el capítulo II, va a ser el de aumentar la emisión atmosférica en aquellas regiones espectrales en las que una atmósfera despejada es más transparente.

Dado que la radiación térmica atmosférica tiene una marcada dependencia térmica. En el presente análisis haremos uso del concepto, ampliamente extendido, de emisividad efectiva de la atmósfera, $\epsilon = L/\sigma T_a^4$, donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann, T_a es la temperatura del aire medido a nivel de garita y L es la irradiancia térmica atmosférica. Utilizando este concepto conseguiremos que las variaciones de emisión atmosférica debidas a variaciones en la cantidad de vapor de agua y a las nubes no se vean enmascaradas en gran medida por las variaciones estacionales y diarias de temperatura (Martin et al., 1984).

Como ya hemos indicado, la mayor parte de los trabajos que aparecen en la bibliografía analizan la radiación térmica atmosférica basándose en medidas nocturnas (Idso, 1981; Hatfield, 1983). Por esta razón

y por el hecho de que en estudios recientes (Berdahl, et al., 1982, 1984) se ponen de relieve diferencias en la características emisivas de la atmósfera nocturna y diurna, en nuestro trabajo haremos siempre un análisis separado de los datos correspondientes al día y la noche.

IV.4.1.- ANALISIS DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA EN SITUACIONES DE CIELO DESPEJADO

Puesto que la información de nubosidad de que se dispone consiste en observaciones realizadas tres veces al día, y dado que nosotros debemos de extender esta información al resto del día, hemos tenido que seguir ciertos criterios en la asignación de la condición de cielo despejado a una hora determinada. A continuación describiremos los criterios de asignación aplicados a los datos, una vez que fueron codificados e introducidos en el ordenador.

Dado que las observaciones se realizan a las 7, 13 y 18 horas GMT, nos encontramos con que el número de horas sin observación del periodo nocturno es mucho mayor que para el diurno. Teniendo en cuenta este hecho, deberemos asignar criterios diferentes según se trate de uno u otro.

Así, para el periodo de 7 a 18 horas se asignaron condiciones de cielo despejado a aquellas horas que transcurrían entre dos observaciones con indicación de cielo despejado. En el caso en el que dos observaciones consecutivas no coincidieran, se consideraron despejadas

