

**INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA**

SERVICIO DE PREDICCIÓN NUMÉRICA	NOTA TÉCNICA  N° 20	Rev.1 24/03/92 Rev.2 26/02/93
---------------------------------------	---------------------------	----------------------------------

**ESQUEMA DE PARAMETRIZACIÓN DE LA RADIACIÓN OPERATIVO EN EL  
MODELO DE ÁREA LIMITADA DEL I.N.M.**



12 JUN 2001

Isabel Martínez Marco

## **Indice**

### **1. Introducción**

### **2. Parametrización de los flujos de onda larga en una atmósfera sin nubes**

#### **2.1 Las ecuaciones de flujo radiativo de onda larga**

### **3. Parametrización de onda corta en una atmósfera sin nubes**

#### **3.1 Ecuaciones del flujo de onda corta en una atmósfera sin scattering**

#### **3.2 Parametrización de las funciones de absorción para el vapor de agua**

#### **3.3 Parametrización de scattering y absorción con cielo despejado**

### **4. Balance de radiación superficial**

#### **4.1 Radiación de onda corta**

#### **4.2 Radiación de onda larga**

### **5. Esquema de parametrización de las nubes**

#### **5.1 Onda corta**

#### **5.2 Onda larga**

### **6. Temperatura superficial**

#### **6.1 Temperatura superficial en el mar**

#### **6.2 Temperatura superficial en tierra**

### **7. Resultados**

### **8. Conclusiones**

### **9. Bibliografía**

AEMET-BIBLIOTECA



1006061

## 1. Introducción

La radiación solar absorbida en la superficie de la Tierra y en la atmósfera es la fuente inicial de energía causante de los movimientos atmosféricos.

La principal dificultad en calcular la absorción de la radiación solar está en incorporar correctamente los efectos de los múltiples scattering. Aunque existen muchos métodos "exactos" para resolver la ecuación monocromática de transferencia, no son apropiados para modelos numéricos porque

- 1) el tiempo de computación es elevado superando los márgenes de un modelo numérico y
- 2) sólo valores aproximados pueden ser suministrados por las propiedades ópticas atmosféricas y composición de la misma.

Así, el nivel de aproximación y el criterio de exactitud asociado determina el tipo de interacciones entre radiación y dinámica que será ignorado. Estos aspectos son centrales en el diseño de cualquier esquema de parametrización. Todavía, el criterio de exactitud es extremadamente difícil de definir a priori. Algunos factores que complican la materia son:

- a) la radiación puede afectar a la dinámica en diferentes formas y la exactitud requerida del cálculo de la radiación depende de qué proceso sea más importante para un problema de dinámica dado.
- b) la dinámica responde a los campos de calentamiento total. Estas componentes del calentamiento no son siempre independientes unas de otras y como resultado la radiación puede influir en la dinámica de una manera no lineal que es a menudo difícil de conocer a priori.
- c) los calentamientos y enfriamientos por radiación pueden variar considerablemente según se producen variaciones en la temperatura causadas por variaciones en factores dinámicos.

El objetivo de cualquier parametrización de la radiación de la atmósfera para utilizar en un modelo numérico es proporcionar un simple, preciso y rápido método de cálculo del perfil del flujo radiativo total en la atmósfera. Estos cálculos deben suministrar:

- a) el flujo radiativo total en la superficie para calcular el balance de energía superficial y
- b) la divergencia de los flujos radiativos horizontal y vertical para calcular el calentamiento y enfriamiento radiativos de un volumen atmosférico.

Los principales absorbentes en la atmósfera de la Tierra son el vapor de agua en la troposfera y ozono en la estratosfera. El vapor de agua absorbe principalmente en la región cercana del infrarrojo,  $0.7\mu\text{m} \leq \lambda \leq 4\mu\text{m}$ . En longitudes de onda más cortas el principal absorbente gaseoso es el ozono ( $\text{O}_3$ ), que es efectivo en el ultravioleta ( $\lambda \leq 0.35\mu\text{m}$ ) y en el visible ( $0.5\mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.7\mu\text{m}$ ).

La parametrización es una función de la distribución del vapor de agua, de la cantidad y tipo de nubes, del ángulo cenital del sol, del albedo de la superficie de la Tierra y de la distribución del ozono.

## 2. Parametrización de los flujos de onda larga en una atmósfera sin nubes

El problema general de la parametrización de la transferencia radiativa de onda larga en una atmósfera sin nubes requiere el tratamiento de la absorción y emisión simultáneas por la banda 9.6  $\mu\text{m}$  del ozono, la vibración y rotación de las bandas del vapor de agua, la absorción continua en la ventana atmosférica entre 8  $\mu\text{m}$  y 14  $\mu\text{m}$  y la absorción por la banda 15  $\mu\text{m}$  del dióxido de carbono que se superpone a una parte de la banda de rotación.

### 2.1 Las ecuaciones del flujo radiativo de onda larga

La parametrización del flujo de onda larga en una atmósfera sin nubes se basa en la solución de la ecuación de transferencia radiativa con alguna simple parametrización de los factores de absorción que contiene la ecuación. Las ecuaciones apropiadas son (p.ej., ver Liou, 1980, p. 93 para la completa derivación de estas ecuaciones):

$$F^\uparrow(z) = \int_0^\infty \pi B_\nu(z=0) \tau_\nu^f(z, z'=0) d\nu + \int_0^\infty \int_0^z \pi B_\nu(z') \frac{d\tau_\nu^f}{dz'}(z, z') dz' d\nu \quad (1)$$

$$F^\downarrow(z) = \int_0^\infty \int_z^\infty \pi B_\nu(z') \frac{d\tau_\nu^f}{dz'}(z, z') dz' d\nu \quad (2)$$

donde  $F^\uparrow(z)$  y  $F^\downarrow(z)$  son los flujos de onda larga hacia arriba y hacia abajo respectivamente a través del nivel  $z$ ,  $B$  es la función de Planck y  $\tau_\nu^f$  es la función de transmisión difusa definida por la integral hemisférica:

$$\tau_\nu^f(z, z') = 2 \int_0^1 \tau_\nu(z, z', \mu) \mu d\mu \quad (3)$$

donde  $\mu = \cos\theta$  es el coseno del ángulo cenital y

$$\tau_\nu(z, z', \mu) = \exp\left(-\frac{1}{\mu} \int_{u(z)}^{u(z')} K_\nu(p, T) du\right) \quad (4)$$

donde  $K_\nu(p, T)$  es el coeficiente de absorción y  $u$  es la concentración del gas atenuante a lo largo de la trayectoria de  $z$  a  $z'$ . La función de transmisión  $\tau_\nu$  describe la transmisión del flujo radiativo hemisférico a lo largo del recorrido  $u$ . Posteriormente, definiremos el método de calcular  $u$ .

Para utilizar estas ecuaciones en un modelo de circulación general operativo, es deseable calcular los flujos en cada uno de los niveles del modelo y entonces evaluar la divergencia del flujo para cada capa entre dos niveles en forma de diferencia finita. Este método suministra automáticamente flujos en aquellos niveles donde se necesita un balance de radiación (tales como la superficie, la tropopausa o el tope de la atmósfera del modelo).

Estas ecuaciones son cuatro integrales que suponen:

- a) la suma de las contribuciones de todos los ángulos cenitales
- b) la suma de las contribuciones de los flujos en el nivel  $z$  procedentes de todas las capas atmosféricas  $dz'$  (incluyendo el suelo)
- c) la suma sobre todo el espectro de frecuencias que contiene todas las bandas de absorción relevantes y
- d) la integración sobre el camino óptico del contenido de absorbente  $u$ .

### 3. Parametrización de onda corta en una atmósfera sin nubes

La absorción por O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> son substancialmente menores que las debidas al vapor de agua u ozono y su contribución puede a menudo ser despreciable. La formal división del espectro solar está reforzada teniendo en cuenta que el scattering Rayleigh domina sólo en las longitudes de onda más corta (puesto que es proporcional a λ<sup>-4</sup>) y que la absorción debida al agua líquida de nubes se produce sólo en la región λ > 0.75 μm.

#### 3.1 Ecuaciones del flujo de onda corta en una atmósfera sin scattering

La ecuación que describe la transferencia de energía solar a través de la atmósfera es:

$$S^{\downarrow}(z, \mu_0) = \mu_0 \int_0^{\infty} S_v(\infty) \tau_v(z, \infty, \mu_0) dv \quad (5)$$

donde S<sup>↓</sup>(z) es la irradiancia hacia abajo a través del nivel z de un rayo colimado de irradiancia solar S<sub>v</sub>(∞) en el tope de la atmósfera inclinado un ángulo cenital θ<sub>0</sub> (o μ<sub>0</sub> = cosθ<sub>0</sub>). La función de transmisión monocromática para un rayo colimado es:

$$\tau_v(z, \infty, \mu_0) = \exp \left( \frac{-1}{\mu_0} \int_z^{\infty} K_v du \right) \quad (6)$$

La transferencia de radiación solar definida por la ecuación 1 es menos compleja que la de onda larga donde es necesario considerar el complicado problema de la simultánea absorción y emisión de capa a capa en la atmósfera. Así podemos definir la función de transmisión media:

$$\tau_v(z, \infty, \mu_0) = \frac{1}{\Delta v} \int_{\Delta v} \exp \left( -m_r(\mu_0) \int_z^{\infty} K_v du \right) dv \quad (7)$$

donde introducimos m<sub>r</sub>(μ<sub>0</sub>) el factor relativo de masa de aire en lugar de μ<sub>0</sub><sup>-1</sup> en la ecuación 6. Este factor es diferente de μ<sub>0</sub><sup>-1</sup> para ángulos cenitales solares grandes cuando es necesario tener en cuenta los efectos de la curvatura de la tierra y la refracción atmosférica. En la mayoría de los casos m<sub>r</sub> = 1/μ<sub>0</sub> excepto para el ozono en el cual:

$$m_r = 35 \mu_0 (1224 \mu_0^2 + 1)^{-\frac{1}{2}} \quad (8)$$

El flujo solar hacia abajo transmitido desde el nivel z a lo largo de θ<sub>0</sub> en una atmósfera sin

nubes es:

$$S^{\downarrow}(z) = \mu_0 \sum_{i=1}^N S_i(\infty) \tau_{v_i}(u) \quad (9)$$

donde la integral de la ecuación 5 se reemplaza por la suma sobre N subintervalos y donde u se usa para el camino óptico desde z hasta  $\infty$  a lo largo del ángulo cenital. El flujo solar hacia arriba recibido en el nivel z por reflexión desde el suelo se define de modo similar como:

$$S^{\uparrow}(z) = \mu_0 \sum_i^N \alpha_{gi} S_i(\infty) \tau_{v_i}(u^*) \quad (10)$$

donde  $\alpha_{gi}$  es el albedo superficial para el subintervalo i. u es la cantidad de absorbente efectivo total atravesado por la radiación difusa reflejada y puede aproximarse según Lacis y Hansen (1974) por:

$$u^* = m_r(\mu_0) u_0 + (u_0 - u) \bar{m} \quad (11)$$

En esta fórmula  $u_0$  es la cantidad de absorbente total de la columna atmosférica vertical y m es un factor efectivo para radiación difusa. Lacis y Hansen proponen que  $m \sim 1.9$  para el ozono y 5/3 para el vapor de agua.

La transmitancia media se define normalmente como una convolución de la función de transmisión y del flujo solar en el tope de la atmósfera  $S_v(\infty)$ . Si definimos una función de transmitancia media sobre todo el espectro solar tenemos:

$$\bar{\tau}(z, \infty, \mu_0) = \frac{1}{S(\infty)} \int_0^{\infty} S_v(\infty) \tau_v(z, \infty, \mu_0) dv \quad (12)$$

En el caso de flujo solar hacia abajo desde el nivel z se define como:

$$S^{\downarrow}(z) = \mu_0 S(\infty) \bar{\tau}(z, \infty, \mu_0) \quad (13)$$

El uso de las ecuaciones 12 y 13 proporciona el método más popular para calcular flujos de onda corta en la atmósfera. Sin embargo, existen razones para utilizar el método discreto (ecuación 9). Primero, es posible elegir una ó más bandas discretas que corresponden a cierto canal del radiómetro del satélite (tal como 0.5-0.7 $\mu$ m canal del satélite TIROS N). Las medidas desde satélite proporcionan una forma de calibración de la parametrización de la radiación. Por otra parte, este método aumenta la eficiencia computacional. La principal desventaja de la ecuación 12 es que para cada valor del flujo solar en el tope de la atmósfera  $S_v(\infty)$  se obtiene una parametrización distinta de  $\tau$  para un gas dado, incluso cuando los datos de absorción son los mismos. Por lo tanto, para cada nuevo valor de la constante solar  $S(\infty)$  se necesita una nueva parametrización de  $\tau$ .

### 3.2 Parametrización de las funciones de absorción para el vapor de agua

La absorción por vapor de agua es la principal fuente de calentamiento radiativo solar en la atmósfera. La parametrización de la absorción del vapor de agua es más difícil que la de la absorción del ozono porque:

- 1) el coeficiente de absorción del vapor de agua es altamente dependiente de la frecuencia y valores monocromáticos exactos no existen para el espectro completo;
- 2) scattering y absorción significativos se pueden producir en la misma zona de la atmósfera, y
- 3) el coeficiente de absorción tiene una significativa dependencia de la presión.

Para cielos despejados el efecto de scattering es despreciable y la absorción debida al vapor de agua se obtiene directamente de funciones de absorción empíricas.

Existen numerosas fórmulas para el cálculo del coeficiente de absorción del vapor de agua. Las más notables son las debidas a Korb y otros (1956), McDonald (1960), Yamamoto (1962), Sasamori y otros (1972) y Lacis y Hansen (1974). La mayoría están basadas en las medidas de Howard y otros (1956) completadas con las medidas de Fowle (1915) para la banda 0.7 y 0.8 $\mu$ m. La diferencia entre las diversas formulaciones se encuentra en la elección de  $S_v(\infty)$  utilizada para obtener el coeficiente de absorción A.

De acuerdo con la formulación de McDonald, el coeficiente de absorción para el vapor de agua fue ajustado a una función exponencial empírica obteniéndose la relación:

$$A(u) = 0.077 u^{0.3} \quad (14)$$

donde A(u) es el coeficiente de absorción para una trayectoria o camino óptico donde u es el contenido de vapor de agua precipitable en cm (efectivo, corregido a la presión del nivel del mar). Basándonos en los datos de Fowle, está de acuerdo con un error del 1% sobre el rango de 0.5-8 cm.

Como el sol no está siempre en el cenit debemos considerar el efecto del ángulo cenital, y de acuerdo con ello la ecuación (14) será:

$$A(u) = 0.077 (u' \sec \theta)^{0.30} \quad (15)$$

donde u' es el contenido de agua precipitable corregido por presión y  $\theta$  el ángulo zenital.

La fórmula general de u' es

$$u' = \int \left( \frac{p}{p_0} \right)^n \left( \frac{t_0}{t} \right)^m du \quad (16)$$

En la tabla 1 aparecen los valores normales de n y m según la región del espectro (onda corta o larga) y del gas absorbente que consideremos.

TABLA 1. Valores normales de n y m.

Gas	Región espectral	n	m
Vapor de agua		0.9-1	0.45
Dióxido de carbono	Onda corta	1.75	11-8
Ozono		0	0
Vapor de agua		0.5-0.9	0.45
Dióxido de carbono	Onda larga	1.75	11-8
Ozono		0.4	0.2

El efecto de la temperatura es despreciable frente al de la presión.

De acuerdo con esto, el contenido de agua precipitable corregido por presión  $u'$ (cm) de una columna atmosférica desde el tope de la atmósfera hasta el nivel de presión p está dada por:

$$u'(p) = \rho_w \int_0^p \frac{p \omega}{p_0 g} dp \quad (17)$$

donde  $\omega$  es la razón de mezcla expresada en g/kg, g es 980 cm/s<sup>2</sup>, p se expresa en mb y  $\rho_w$  es la densidad del agua líquida.  $p_0 = 1000$  mb como una aproximación adecuada de la presión del nivel del mar.

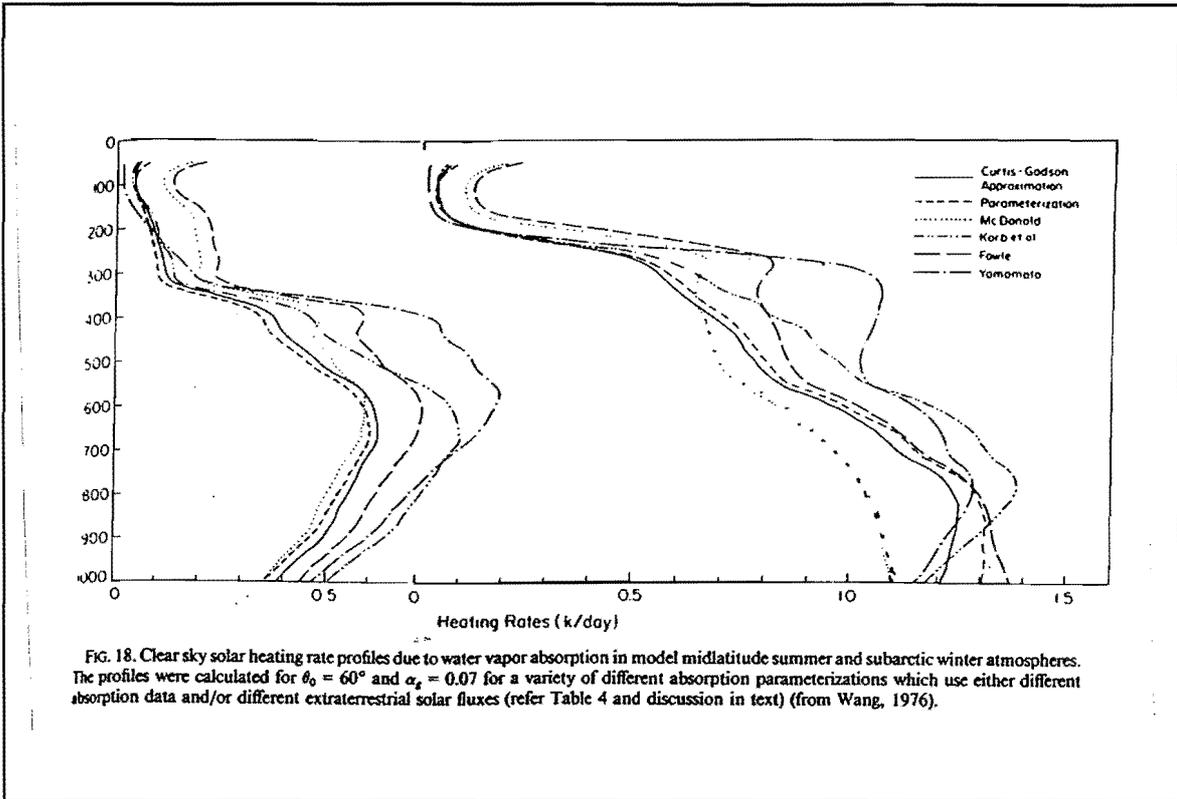
La formulación de Lacis y Hansen (1974) define el coeficiente de absorción como:

$$\bar{A} = \frac{2.9 u'}{(1 + 114.5 u')^{0.635} + 5.925 u'} \quad (18)$$

que ajusta la curva de absorción de Yamamoto al 1% en el intervalo  $0.001 < u' < 10$  cm. La cantidad  $u'$  es el contenido de agua precipitable corregido por presión y temperatura de acuerdo con la definición anterior.

Las discrepancias en las curvas de absorción entre las diferentes formulaciones también se reflejan en los perfiles de calentamiento como se observa en las siguientes figuras.

El coeficiente de absorción de McDonald subestima el calentamiento en un 20-30%, el de Yamamoto y Korb son inconsistentes para altitudes medias y altas, incluso aunque ambas utilizan los datos de Howard y otros. Esto demuestra la importancia de definir los coeficientes de absorción para valores relativamente pequeños de  $u'$ . Los diferentes métodos de extrapolación de los coeficientes de absorción en esa región de  $u'$  pueden ser los responsables de las discrepancias en la alta troposfera y baja estratosfera en los veranos húmedos de latitudes medias o las discrepancias a través de la troposfera en los inviernos secos subárticos.



La siguiente figura ilustra el efecto de la corrección por presión en la razón de calentamiento debida a la absorción del vapor de agua. Las tres curvas de  $n=0, 0.5$  y  $1$  muestran que el efecto principal es reducir la razón de calentamiento en la alta troposfera. Cerca del suelo el orden de las curvas es el inverso pues el flujo transmitido es más grande cuanto más alto sea el valor de  $n$ , mientras que la cantidad de vapor de agua es casi idéntica para las tres curvas. La corrección por temperatura también se utiliza, pero su efecto es pequeño y menor que la magnitud de las otras incertidumbres.

Las incertidumbres asociadas con la aplicación de  $u'$  y consecuentemente con la elección de  $n$  son más pequeñas que las asociadas con los datos de absorción y el valor de  $S_0(\infty)$ .

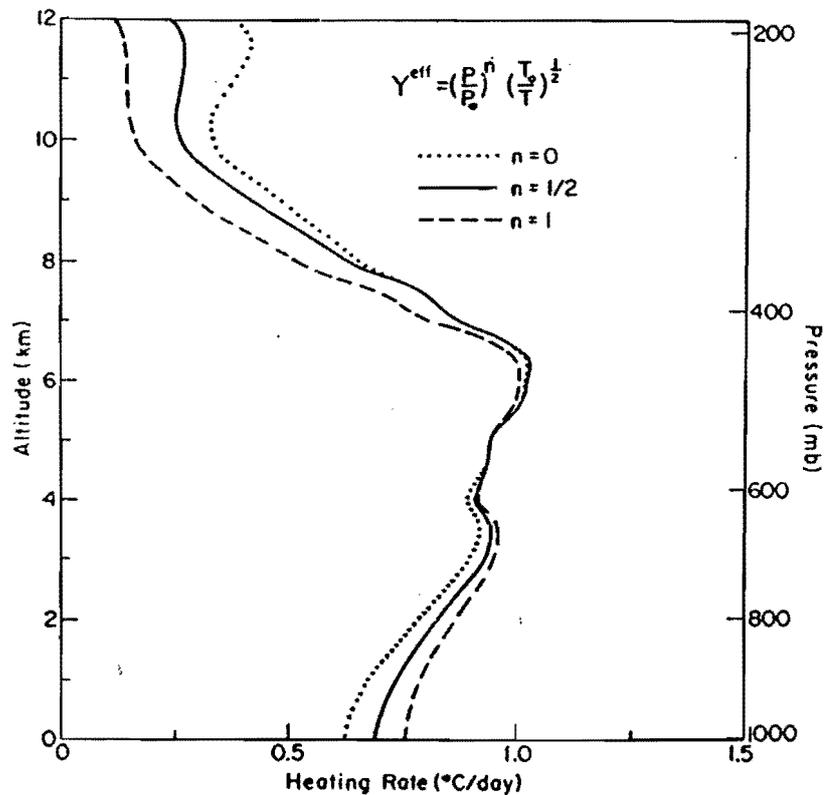


FIG. 13. The effect of pressure scaling on the heating rate in a clear sky. The solar zenith angle is  $\theta_0=60^\circ$  and the standard atmosphere and water vapor distribution of McClatchey *et al.* (1972) are assumed. The computations use Yamamoto's absorptivity (21). The ground albedo is  $R_g=0.07$ .

### 3.3 Parametrización de scattering y absorción con cielo despejado

El efecto del scattering Rayleigh en la transferencia de radiación solar con cielo despejado produce dos efectos:

- 1) el flujo solar neto se reduce en el tope de la atmósfera como resultado de la reflexión difusa por moléculas y
- 2) la absorción en una capa dada aumenta como resultado de la absorción del flujo solar hacia arriba reflejado difuso.

El método más simple es el de Manabe y Strickler (1964) que utiliza la ecuación 13 modificada:

$$S^{\downarrow}(z) = \mu_0 S'(\infty) \bar{\tau}(z, \infty, \mu_0) \quad (19)$$

donde  $S'(\infty) = 0.93S(\infty)$ . Este método, aunque simple, no es físicamente realista pues la mayor parte del scattering se produce debajo de la capa de ozono.

Otro método alternativo es el de Lacis y Hansen (1974) que emplean las ecuaciones 9 y 10 (excepto que utilizan el producto de  $S(\infty)\tau$  en lugar de  $\sum S_i(\infty)\tau_i$ ). El albedo superficial  $\alpha_g$  se reemplaza por un albedo compuesto en la baja atmósfera, definido por:

$$\bar{\alpha}(\mu_0) = \alpha_R(\mu_0) + [1 - \alpha_R(\mu_0)] [1 - \alpha_R^*] \frac{\alpha_g}{1 - \alpha_R^* \alpha_g} \quad (20)$$

$$\alpha_R(\mu_0) = 0.219 / (1 + 0.816\mu_0) \quad (21)$$

$$\alpha_R^* = 0.144 \quad (22)$$

donde  $\alpha(\mu_0)$  es una combinación del albedo superficial y de la reflexión difusa atmosférica  $\alpha_R(\mu_0)$ . Este albedo  $\alpha_R(\mu_0)$  está ajustado simplemente para el cálculo estándar del scattering Rayleigh en la baja atmósfera (que podemos considerar como tal la capa más baja del modelo). Esta capa puede ser tratada como una capa no absorbente. Siguiendo esta línea para calcular la absorción por encima de esta capa lo haremos combinando las ecuaciones 9 y 10 utilizando  $\alpha(\mu_0)$  en lugar de  $\alpha_g$ .

Otro método es el propuesto por Kondratyev (1969) que define el scattering en cielo despejado como:

$$\tau(k) = 1.041 - 0.16((0.051 + 0.949(p(k)/p_0)) \sec\theta_0)^{\frac{1}{2}} \quad (23)$$

donde  $\tau(k)$  es la parte transmitida de la radiación en cada nivel y  $p(k)$  es la presión en el nivel  $k$ ,  $p_0 = 1000$  mb.

#### **4. Balance de radiación superficial**

Suponemos que el balance de radiación superficial, que controla el desarrollo de la capa límite planetaria, es más importante que los enfriamientos y calentamientos radiativos atmosféricos para predicciones a corto y medio plazo. Por lo tanto, un simple paquete que produzca valores reales de la irradiancia neta en el suelo es una alternativa aceptable y menos cara que un modelo de transferencia radiativo completo que puede ser aplicado cada pocos pasos de tiempo en cada punto de grid en el dominio horizontal.

La parametrización elegida es más exacta en latitudes medias pero también se puede aplicar a un rango más amplio de condiciones atmosféricas desde el trópico hasta el polo. Por último, este esquema ha sido chequeado para comprobar su comportamiento estable en un modelo de 3-D con alta resolución en la capa límite para predicciones durante el día y la noche (Benjamin, 1983).

Los procesos físicos que se incluyen en este paquete son los siguientes:

Radiación solar o de onda corta:

1. Absorción (McDonald, 1960) y scattering (Kondratyev, 1969) del vapor de agua
2. Atenuación por nubes (esquema de nubes propuesto por Benjamin y coeficiente de transmisión debidos a Nordeng)

Radiación de onda larga

1. Dependencia del flujo de onda larga que alcanza el suelo de la temperatura de los niveles más bajos del modelo y del contenido de agua precipitable en una columna atmosférica
2. Aumento de la radiación de onda larga que alcanza el suelo debido a las nubes

La irradiancia neta en la superficie de la Tierra es:

$$R_N = S_0(1-A_0)(\tau-A)P \cos\theta_0 + E_g(I^l - \sigma T_s^4) \quad (24)$$

donde  $S_0$  = constante solar ( $1370 \text{ Wm}^{-2}$ )

$A_0$  = albedo superficial (intervalo, 0.06-0.35)

$\tau$  = coeficiente de transmisión

$A$  = coeficiente de absorción

$P$  = factor de reducción debido a las nubes

$\theta_0$  = ángulo cenital

$\cos\theta_0 = \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\omega$

donde  $\phi$  = latitud,  $\delta$  = declinación solar y  $\omega$  = ángulo horario

$E_g$  = emisividad de onda larga del suelo (intervalo, 0.7-1.0)

$I^l$  = flujo de onda larga hacia abajo procedente de la atmósfera que incide en el suelo

$\sigma T_s^4$  = irradiancia de onda larga procedente del suelo considerando la Tierra como un cuerpo negro

##### **4.1 Radiación de onda corta**

Combinando el coeficiente de transmisión propuesto por Kondratyev (1969) con el coeficiente de absorción debido al vapor de agua (McDonald, 1960) obtenemos la radiación solar en el nivel k

como:

$$R_s(k) = S_0 (\tau(k) - A(k)) \cos\theta_0 \quad (25)$$

Por lo tanto, la cantidad de radiación solar absorbida en la superficie de la Tierra y que usaremos en la ecuación de la temperatura superficial es:

$$R_s(k_s) = S_0(1 - A_0)P(\tau(k_s) - A(k_s))\cos\theta_0 \quad (26)$$

#### 4.2 Radiación de onda larga

La componente del flujo de onda larga procedente de la atmósfera  $I^+$  se define como:

$$I^+ = E_A \sigma T_A^4 \quad (27)$$

donde  $T_A$  es la temperatura en el nivel sigma aproximadamente a 40 mb sobre la superficie. Se define la expresión  $I^+/\sigma T_A^4$  como la emisividad de la componente del flujo de onda larga como:

$$E_A = 0.70 + 0.22 \log_{10} \omega_p \quad (28)$$

donde  $\omega_p$  es el contenido de agua precipitable en cm. (Monteith, 1961). Se eligieron estas emisividades frente a las de Robinson por ser mayor su dependencia del contenido de agua precipitable.

Se recomienda utilizar la temperatura correspondiente a la capa entre 40-50 mb ya que una temperatura correspondiente a una capa superior podría provocar un enfriamiento progresivo del suelo. No siempre esta separación de 40 mb nos dará los valores más exactos de  $I^+$ , pero previene efectos de realimentación que puede ocurrir tomando una temperatura más baja.

## **5. Esquema de parametrización de las nubes**

Los principales problemas para la modelización de los procesos de escala sub-grid y de la convección se encuentran en la parametrización de las nubes. Aunque las nubes en realidad son el producto de una compleja interacción de circulaciones de escala sinóptica con procesos de radiación, microfísicos y de convección/turbulencia, se ha intentado correlacionar la cantidad de nubes con los valores de una variable que pronostique el modelo, en particular, la humedad relativa. Varios estudios (Smagorinsky, 1960; Ricketts, 1973; Slingo, 1981; Albrecht, 1981) indican la fuerte relación existente entre la fracción de nubes y el valor de la humedad relativa.

En el paquete que describimos, hemos elegido las fracciones de nubes (Smagorinsky, 1960) más utilizadas en los modelos de circulación general (Kasahara y Washington, 1971; Schneider y otros, 1978; Wetherald y Manabe, 1980). En este paquete, la fracción de nubes en niveles bajos y medios se define como:

$$n = 3.2RH - 2.4 \quad (29)$$

y en la troposfera superior,

$$n = 2.0RH - 1.2 \quad (30)$$

donde RH (0-1.0) es la humedad relativa máxima en las capas bajas, medias y altas. Para los niveles bajos y medios, se supone que la cubierta nubosa comienza cuando la humedad relativa alcanza el 75%. Cuando se alcanza la saturación la cubierta nubosa se maximiza con un valor de 0.80. Para la troposfera superior, se supone que la cubierta parcial nubosa comienza cuando la humedad relativa es mayor del 60%, teniendo en cuenta la existencia de nubes de hielo y la diferencia de los valores de la presión de saturación sobre hielo y agua.

En predicción numérica, definir la cubierta nubosa como una fracción es una desventaja frente a tener una variable continua sobre el dominio del modelo. En este paquete no se utilizaron los campos de velocidad vertical por el ruido que poseen en modelos mesoscales debido al tránsito de ondas gravitatorias. Por otra parte, modelos que integran los movimientos verticales sobre un periodo de tiempo dan resultados más precisos. Sin embargo, este movimiento vertical se encuentra en la historia inherente del modelo y por tanto en el campo previsto de humedad relativa.

Se definieron los niveles bajos como aquellos con niveles sigma entre 970 y 800 mb, los niveles medios entre 800 y 450 mb y los niveles superiores por encima de 450 mb. Los límites de 800 y 450 mb aproximadamente coinciden con 2000 m y 7000 m, las alturas standar de las capas de nubes bajas/medias y medias/altas. Las nieblas o las nubes junto al suelo se parametrizaron en función de la humedad relativa por debajo de 970 mb.

### **5.1 Onda corta**

El factor de reducción debido a las nubes  $P(k)$  se define como:

$$P(k) = \prod_{n=1}^4 (1 - c_n(k)(1 - \xi_n)) \quad (31)$$

donde  $c_n(k)$  es la cantidad de capa nubosa de los diferentes tipos de nubes en cada nivel  $k$ .

Las funciones de transmisión para los diferentes tipos de nubes se deben a Grandin (1983):

$$\xi_1 = 0.90 - 0.040 \sec\alpha \quad (\text{nubes altas}) \quad (32)$$

$$\xi_2 = 0.45 - 0.010 \sec\alpha \quad (\text{nubes medias}) \quad (33)$$

$$\xi_3 = 0.35 - 0.015 \sec\alpha \quad (\text{nubes bajas}) \quad (34)$$

$$\xi_4 = 0.16 + 0.005 \sec\alpha \quad (\text{nubes superficiales}) \quad (35)$$

## 5.2 Onda larga

Una vez calculadas las fracciones de nubes altas, medias y bajas, se aplican unos coeficientes para realzar el efecto de las nubes en los flujos de onda larga que inciden en el suelo. Kondratyev (1969) sugiere una fórmula para parametrizar este efecto:

$$I' = I'(1 + \sum_{i=1}^3 c_i n_i) \quad (36)$$

donde  $n_i$  son las fracciones de cobertura nubosa y  $c_i$  son los coeficientes de los diferentes niveles. Berland y Berland (1952) calcularon los coeficientes que mejor se ajustaban a la radiación neta de onda larga para los diferentes tipos de nubes. Utilizando estos valores para el cinturón de 40°-50° y una aproximación debida a Kondratyev (1969) para convertir estos coeficientes de la radiación neta al flujo hacia abajo se obtuvo  $c_l = 0.26$ ,  $c_m = 0.22$  y  $c_h = 0.06$ . El valor máximo de  $I'$  sera  $\sigma T^4$ , puesto que físicamente este es el valor más alto que puede tomar el flujo de onda larga procedente de la atmósfera, suponiendo que la temperatura por encima de  $z_A$  no aumenta.

## 6. Temperatura superficial

### 6.1 Temperatura superficial en el mar

Sobre el mar la temperatura superficial está preasignada y guardada como constante durante el periodo de predicción.

$$T_{s,t} = T_{s,t=0} \quad (37)$$

Esta hipótesis se hace tanto para zonas marinas como para zonas cubiertas de hielo.

### 6.2 Temperatura superficial en tierra

Sobre tierra consideramos una delgada capa de suelo con una determinada capacidad calorífica que intercambia calor y humedad con la atmósfera y con una capa de suelo más profunda. La ecuación que nos da la temperatura de esa capa es:

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} - F_s^S + (1-\alpha)\sigma T_s^A - H_s^T - L_1 R_s^T + L_2 \rho_w M_{Sn} + B_T = 0 \quad (38)$$

donde  $C_s$  es la capacidad calorífica por unidad de area,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzman,  $F_s^S$  es la radiación neta que incide en el suelo tanto de onda corta como de onda larga y  $\rho_w M_{Sn}$  es la cantidad de nieve que se funde,  $H_s^T$  es el flujo hacia abajo de calor sensible debido a la turbulencia,  $L_1$  es el calor latente de condensación,  $L_2$  es el calor latente de fusión,  $\rho_w$  es la densidad del agua líquida,  $R_s^T$  es el flujo hacia abajo de humedad debido a la turbulencia y  $(1-\alpha)$  es el coeficiente de emisividad de la Tierra. Si  $\alpha = 0$  consideraremos la Tierra como un cuerpo negro. La conducción de calor en el suelo  $B_T$  se parametriza como:

$$B_T = \lambda_T \frac{T_s - T_D}{\Delta Z} \quad (39)$$

donde  $\lambda_T$  es la conductividad térmica y  $T_D$  es una temperatura fija en el suelo a la profundidad  $\Delta Z$ .

Las constantes  $C_s$ ,  $\lambda_T$  y  $\Delta Z$  se especifican dependiendo de si se incluye ciclo diurno o no. Los valores utilizados son los propuestos por Deardorff (1978). En el modelo operativo, sin ciclo diurno, los valores utilizados son  $C_s = 1.07 \times 10^6 \text{ j m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  y  $\lambda/C_s \Delta Z = 7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ .

## **7. Resultados**

Se comparan los mapas previstos H + 42 de temperatura en el nivel sigma más cercano a la superficie (figura 1), de temperatura a 2 m. del suelo (figura 2), de viento a 10 m. del suelo (figura 3) y de precipitación acumulada (figura 4). Las figuras 1a, 2a, 3a y 4a representan el resultado del modelo operativo sin ciclo diurno, las figuras 1b, 2b, 3b y 4b el del modelo experimental sin ciclo diurno y las figuras 1c, 2c, 3c y 4c el del modelo experimental con ciclo diurno (lo cual supone dividir  $C_s$  por treinta).

Si estudiamos las figuras 1, se observa que tanto la figura b como la c reflejan el calentamiento de las zonas continentales de acuerdo con la época del año y la hora del día. Destaca claramente el calentamiento de las zonas desérticas y el trazado de isolíneas alrededor de las zonas montañosas y de costa. Mientras que en el modelo operativo este efecto está más suavizado.

Si estudiamos las figuras 2, el calentamiento queda más marcado pues la temperatura a 2 m. se calcula como una interpolación en función del perfil vertical del intercambio turbulento considerando la temperatura del suelo (donde más se acusa el efecto de la radiación) y la temperatura del nivel sigma más cercano a la superficie. Debido a esto, se observa que el mapa de temperatura a 2 m. resultante de la integración experimental con ciclo diurno presenta mucho ruido. Como consecuencia de ello y puesto que tanto el modelo experimental sin ciclo diurno como el experimental con ciclo diurno reflejan de forma adecuada la onda diurna de la radiación con sus calentamientos y enfriamientos correspondientes, se decidió que el modelo más adecuado sería el experimental sin ciclo diurno.

Si estudiamos las figuras 3, se observa que las diferencias son menores; sin embargo, existen ciertas diferencias debidas al distinto calentamiento del suelo que cada uno de los modelos produce de acuerdo con las diferentes parametrizaciones de la radiación que poseen. El modelo, que más onda diurna de radiación produce, favorecerá la aparición de circulaciones secundarias asociadas al flujo propio de la situación dinámica dominante. Esto se puede observar tanto en la figura 3b como en la 3c en la zona nororiental del Sahara; siempre más acusado en la 3c.

Si estudiamos las figuras 4, se observa que la existencia de una onda diurna de la radiación más acusada favorece la aparición de la precipitación convectiva que puede quedar inhibida en un modelo sin onda diurna por la falta de inestabilidad en las capas más cercanas a la superficie.

Por último se exponen unas gráficas correspondientes a una integración a las 00z de un día de verano sin nubes. Es el estudio de dos puntos de rejilla (uno sobre Madrid y otro en el Sahara) donde se muestra la variación de la temperatura en dichos puntos en 48 horas, comenzando a las 00z (figuras 3). Se consideran cuatro temperaturas diferentes: la temperatura del suelo y las temperaturas de los tres niveles sigma más próximos a la superficie (niveles 15, 14 y 13, siendo el nivel 15 el más cercano a la superficie). Esto sirve para que además de verificar la onda diurna, tratar de determinar hasta que altura se observa dicha onda.

Las figuras 5a y 5c se obtuvieron del modelo operativo y las otras dos del modelo experimental sin ciclo diurno. Se observa claramente como las figuras 5b y 5d reflejan el ciclo diurno: el suelo se enfría desde las 00z hasta las 06z aproximadamente, comienza a calentarse hasta alcanzar un máximo hacia las 15z (120 pasos) y vuelve a enfriarse presentando este enfriamiento una pendiente menor que la correspondiente al calentamiento, tal como se observa en la realidad. Y esto se vuelve a repetir, recuperándose prácticamente el ciclo. La figura 5d (Sahara) posee el ciclo diurno más agudizado debido a la situación geográfica del punto de rejilla.

## **8. Conclusiones**

La nueva parametrización de la radiación es una parametrización sencilla que simula de forma suficientemente aproximada la onda diurna con poco tiempo de cálculo de ordenador. Como se observa de los resultados, mejora los resultados obtenidos por la parametrización operativa.

Se estudió la nueva parametrización considerando dos casos: sin ciclo diurno y con ciclo diurno (dividir  $C_s$  por treinta). Tal como se deduce de lo anterior, la integración con ciclo diurno supone disminuir la capacidad calorífica del suelo y, por tanto, aumentar la oscilación diurna. Las pruebas mostraron que dicha integración presentaba mucho ruido en la temperatura de suelo y puesto que la de sin ciclo diurno mostraba de forma adecuada la onda diurna y mucho menos ruido en la temperatura de suelo, se decidió elegir la nueva parametrización sin ciclo diurno (lo cual supone tomar el valor de  $C_s = 1.07 \times 10^6 \text{ j m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ).

## 9. Bibliografia

Albrecht, B. A., 1981: Parameterization of trade-cumulus cloud amounts. *J. Atmos. Sci.*, 38, 97-105.

Benjamin, S. G., 1983: Some Effects of Surface Heating and Topography on the Regional Severe Storm Environment. A Thesis in Meteorology. The Graduate School Department of Meteorology. The Pennsylvania State University.

Berland, M. E. and T. G. Berland, 1952: Measurement of the effective radiation of the earth with varying cloud amounts. *Proc. Acad. Sci. USSR, Ser. Geophys.*, No. 1.

Carlson, T. N. and F.E. Boland, 1978: Analysis of Urban-Rural Canopy Using a Surface Heat Flux/Temperature Model. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, 998-1013.

ECMWF Forecast Model. Documentation Manual, volumes 1 and 2.

Grandin, G., 1983: A one-dimensional PBL model with a subgrid scale condensation scheme for stratiform clouds and fog. Reports No. 72, Meteorologiska Institutionen, Kungliga Univerisitet, Uppsala, Swrden.

Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: Numerical prediction and dynamic meteorology. New York: John Wiley, 477 pp.

Kasahara, A., and W. M. Washington, 1971: General Circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations. *J. Atmos. Sci.*, 28, 657-701.

Kondratyev, K. Y., 1969: Radiation in the atmosphere. International Geophysics Series, vol. 12. New York: Academic Press, 912 pp.

Lacis, A. and J. E. Hansen, 1974: A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 31, 118-133.

Manabe, S. and R. F. Strickler, 1964: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 21, 361-385.

McDonald, J. E., 1960: Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water Vapor. *Journal of Meteorology*, vol. 17, 319-328.

Monteith, J. L., 1961: An empirical method for estimating long wave radiation exchanges in the British Isles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 171-179.

Morcrette, J., 1989: Description of the radiation scheme in the ECMWF model. Technical Memorandum No. 165., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

Nordeng, T. E., 1986: Parameterization of Physical Processes in a Three-Dimensional Numerical Weather Prediction Model. Technical Reports No. 65, Det Norske Meteorologiske Institutt.

Ricketts, J. N., 1973: An investigation into a relationship between upper air relative humidity and cloud cover. *Meteor. Mag.*, 102, 146-153.

Schneider, S. H., et al., 1978: Cloudiness as a climatic feedback mechanism: Effects on cloud amounts of prescribed global and regional surface temperature changes in the NCAR GCM, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2207-2221.

Slingo, J. M., 1980: A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 747-770.

Smagorinsky, J., 1960: On the dynamic prediction of large-scale condensation by numerical methods. *Physics of Precipitation, Geophys. Monogr.*, No 5, Amer. Geophys. Union., 71-78.

Stephens, G. L., 1984: The Parameterization of Radiation for Numerical Weather Prediction and Climate Models. *Monthly Weather Review*, vol. 112, 826-867.

Wetherald, R. T., and S. Manabe, 1980: Cloud cover and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1485-1510.

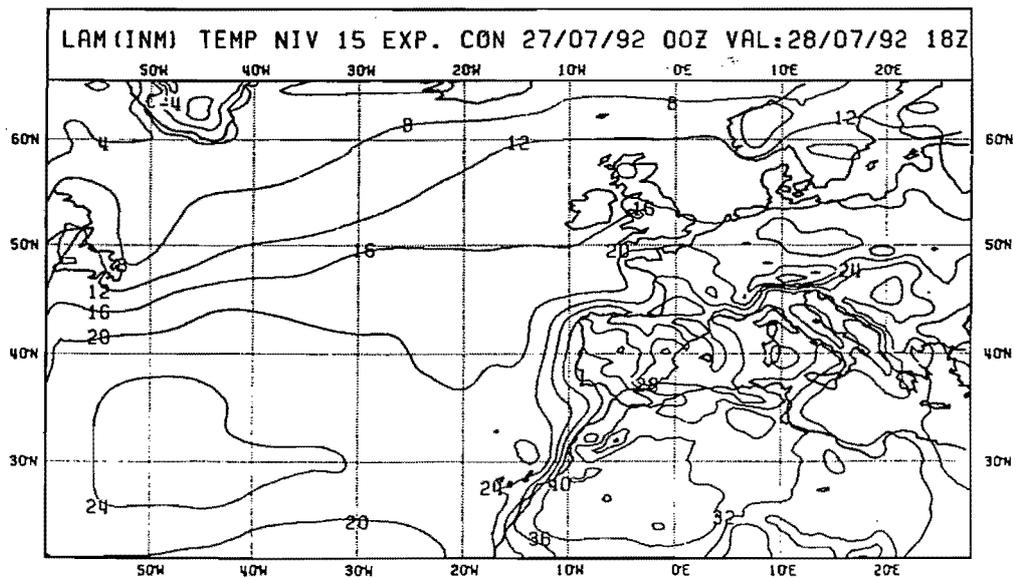
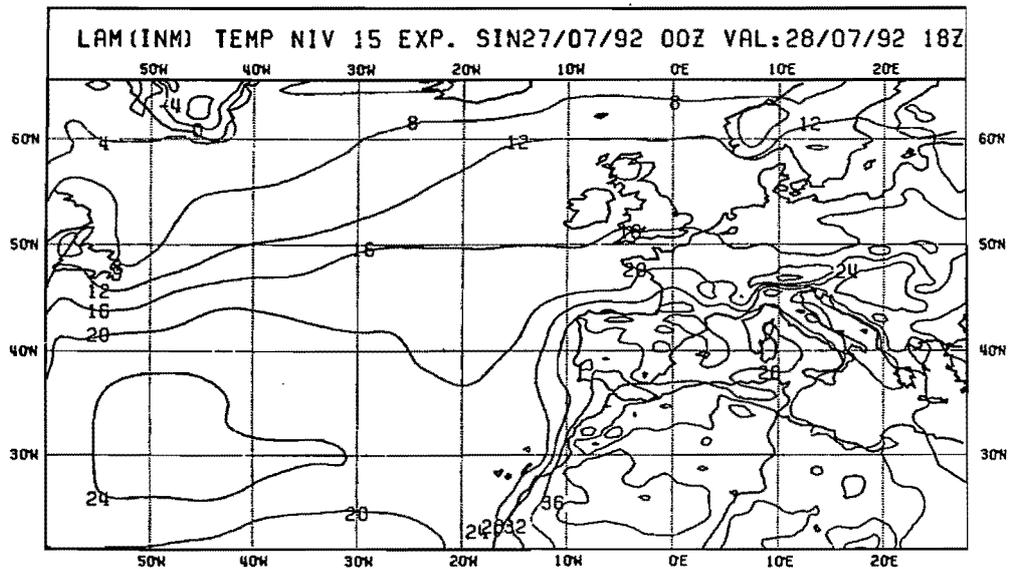
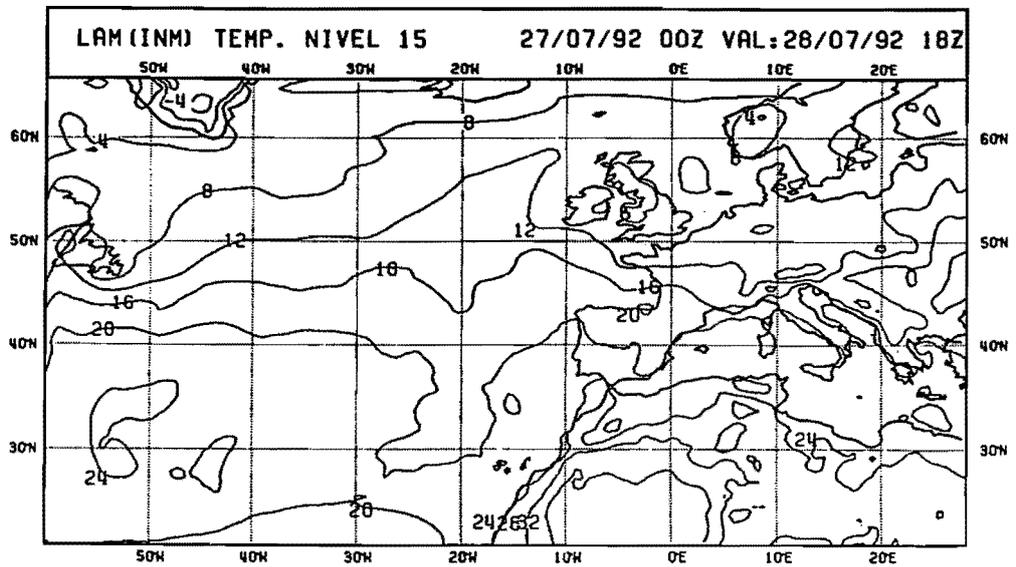


Figura 1.- Temperatura en el nivel sigma más cercano a la superficie: a) modelo operativo, b) modelo experimental sin ciclo diurno y c) modelo experimental con ciclo diurno.

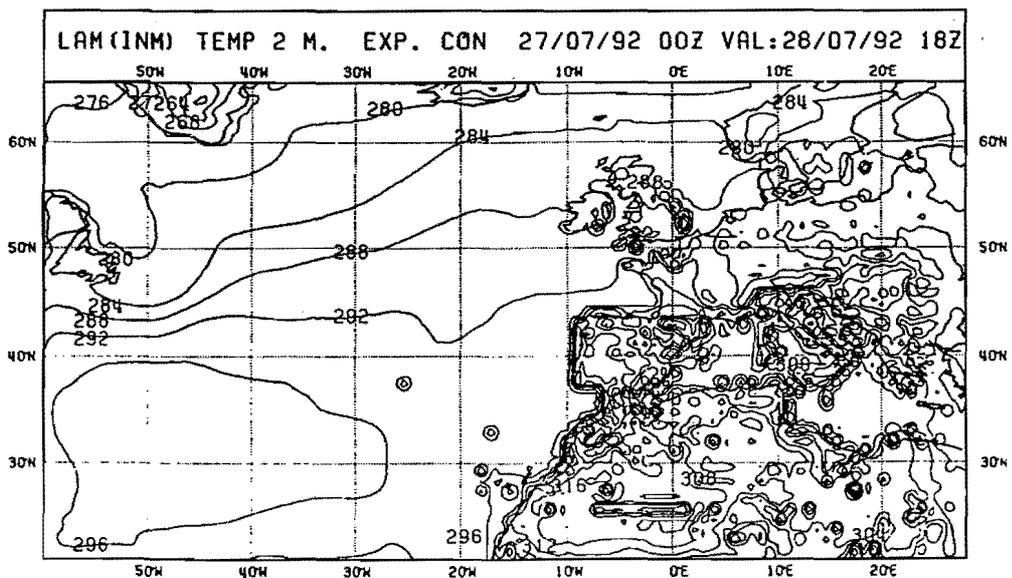
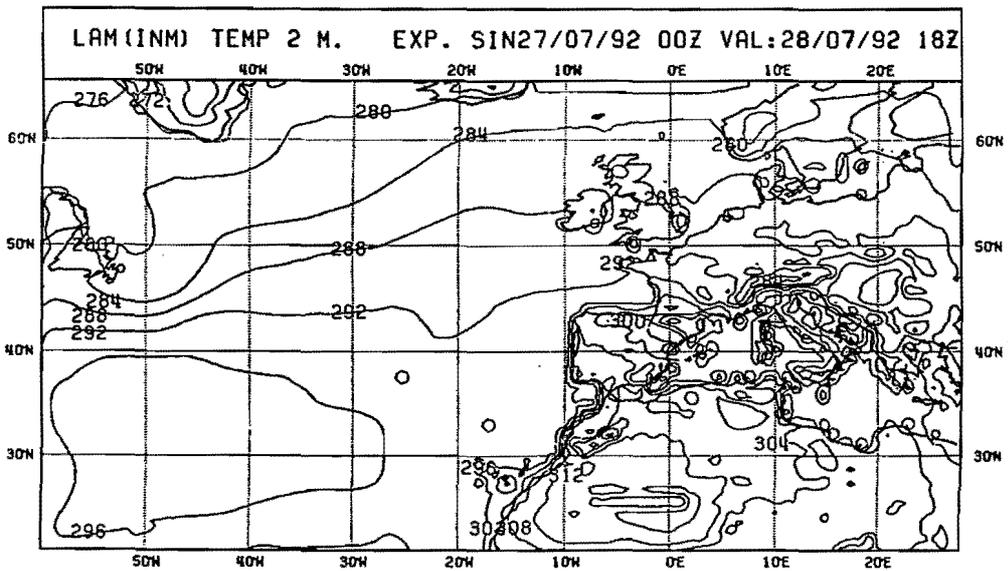
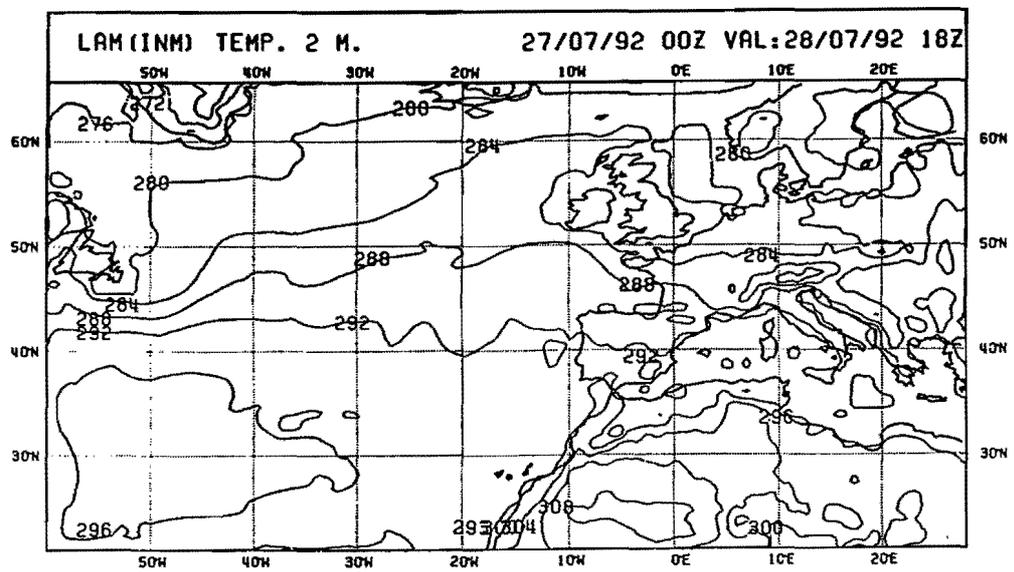


Figura 2.- Temperatura a 2 m. del suelo: a) modelo operativo, b) modelo experimental sin ciclo diurno y c) modelo experimental con ciclo diurno.

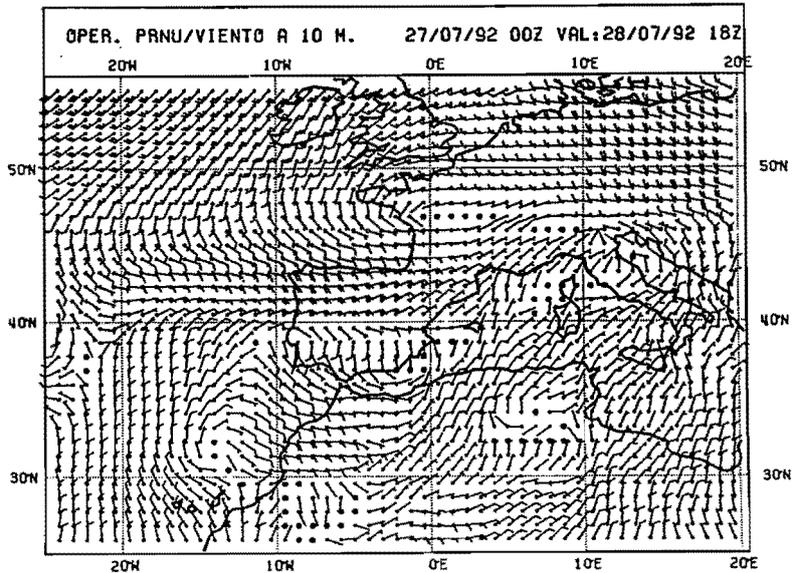
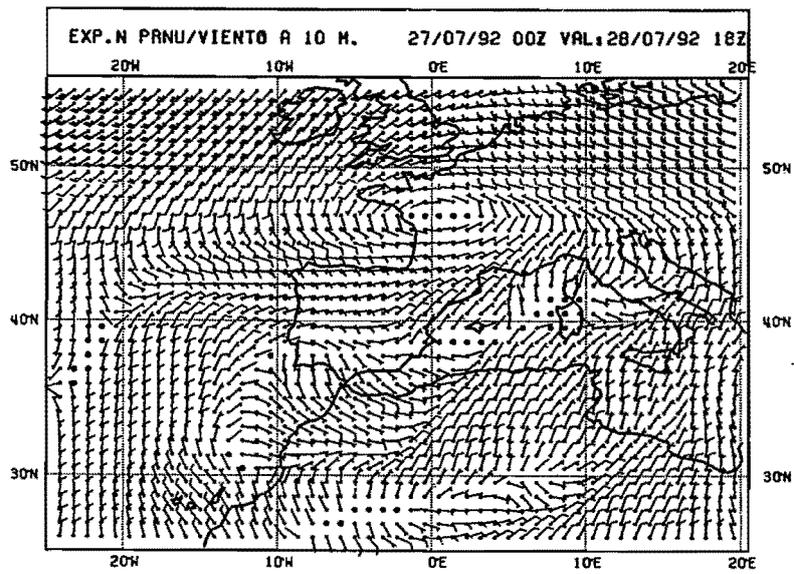
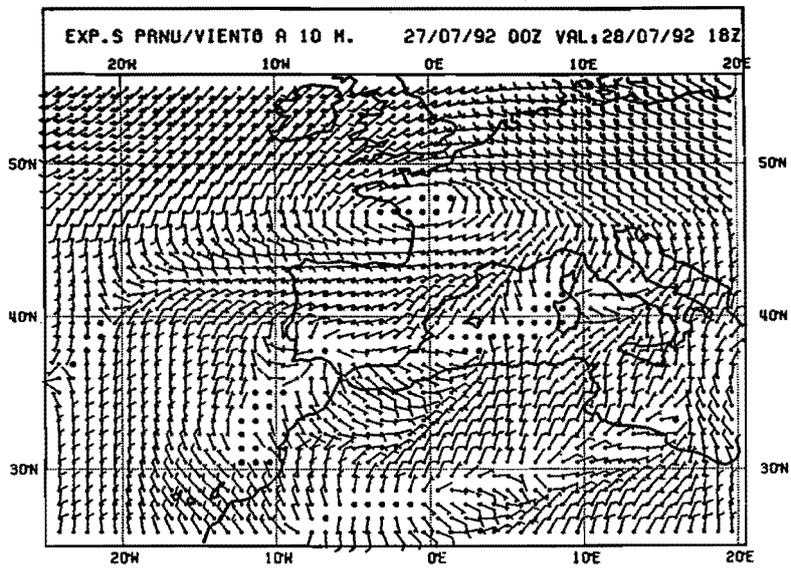


Figura 3.- Viento a 10 m. del suelo. a) modelo operativo, b) modelo experimental sin ciclo diurno y c) modelo experimental con ciclo diurno.

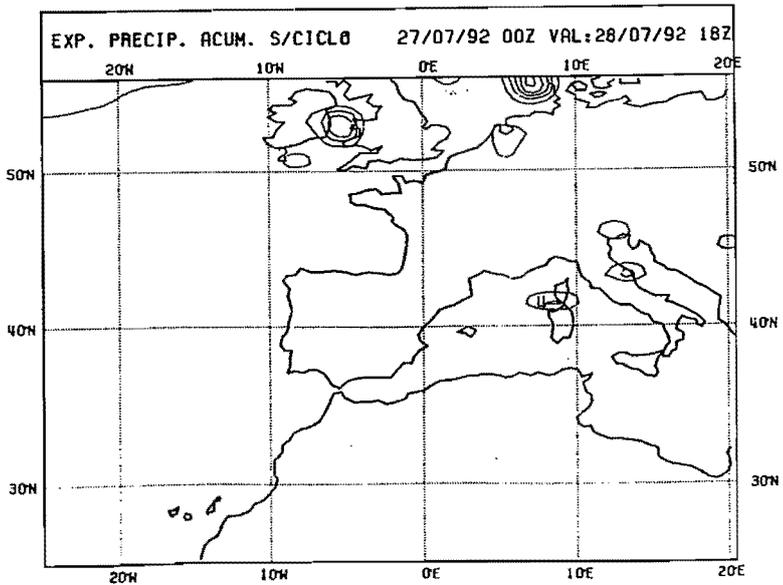
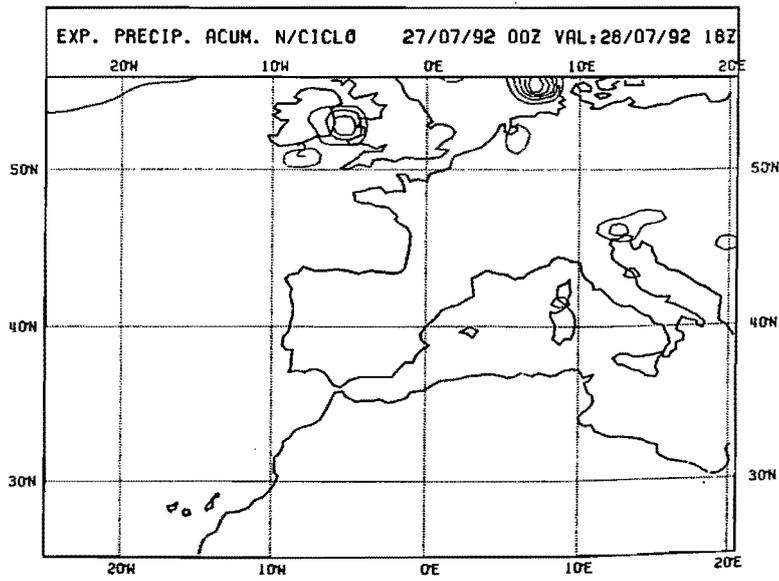
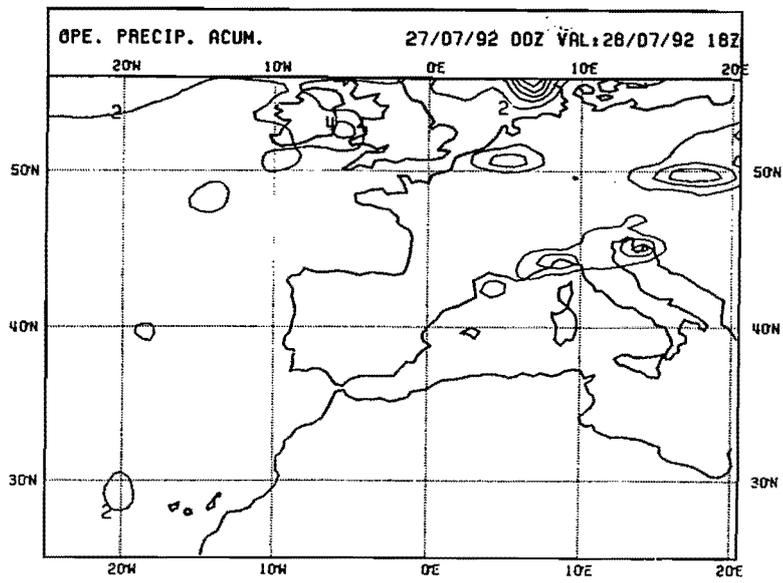
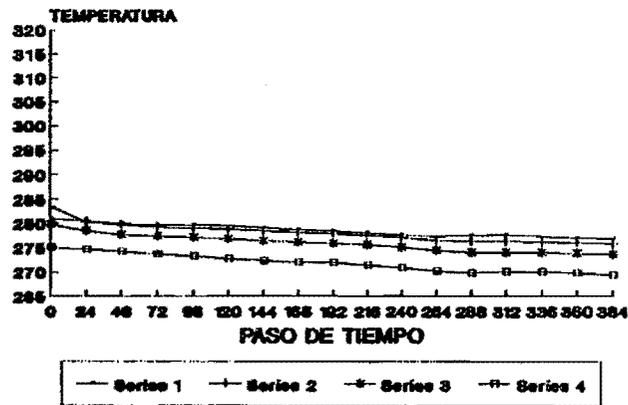
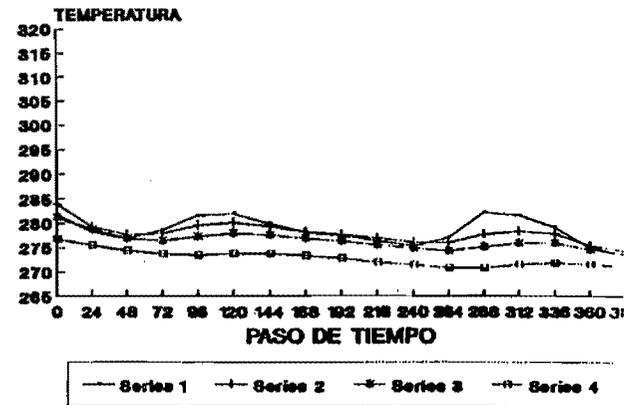


Figura 4.- Precipitación acumulada en 42 horas: a) modelo operativo, b) modelo experimental sin ciclo diurno y c) modelo experimental con ciclo diurno.

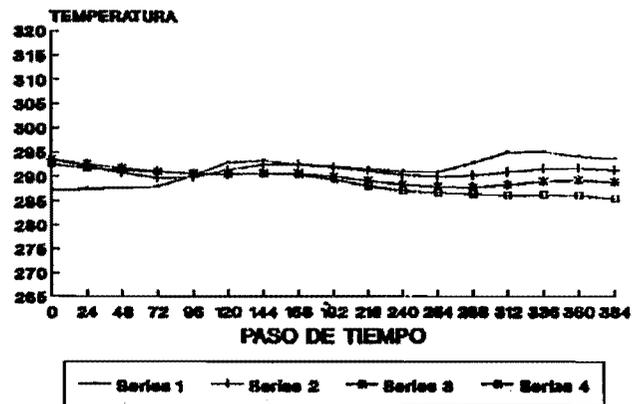
a) OPER Madrid



b) EXP. Madrid



c) OPER Sahara



d) EXP. Sahara

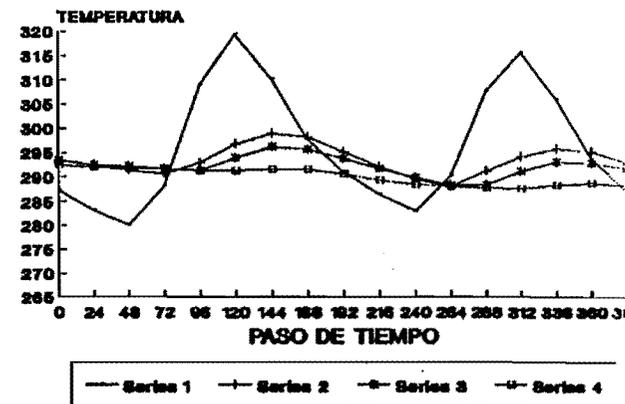


Figura 5.- Variación de la temperatura en 48 horas: a) y c) modelo operativo y b) y d) modelo experimental sin ciclo diurno.  
 Serie 1.- Temperatura del suelo  
 Serie 2.- Temperatura del nivel sigma 15  
 Serie 3.- Temperatura del nivel sigma 14  
 Serie 4.- Temperatura del nivel sigma 13

```

SUBROUTINE RADIA
PARAMETER (JPNLEV=15)
PARAMETER(JPNRES=45, JPNRS2=63)
PARAMETER (JPNLON=4*JPNRES, JPNLP2=JPNLON+2, JPNLAT=2*JPNRS2+1)
PARAMETER(JPNLV4=4*JPNLEV)
PARAMETER (JPHLON=2*JPNRES, JPNGPR=20)

```

```

C
C 2.56 .....

```

```

C
C PARAMETRIZACION DE LA RADIACION
C
C-----

```

```

CL C3.1 MAP FACTORS

```

```

C VERSION 2 (CDC SCOPE) 14/10/76 J.M.HASELER ECMWF

```

```

COMMON/COMMAP/

```

```

R RDLAM, RDTH, R6DLA, RNLON, RQNLON, RA,
R DL2RDT, RR2ADT, CP2, RNLCS, RHCPXC, HRXACT,
R R2DSIG, R2DLNS, AKR2SZ, SIGKPH,
R S4RXCT, DSIGMA, SIGK, ALPHA, BETA,
R COSU, RCOSU, RACOSU, R2ACUL, R2ACUT, CUR6T,
R QKRACL, COSV, FACVR6, R2CPC, DSRACL, DSRACT,
R SINLAM, COSLAM

```

```

DIMENSION

```

```

R R2DSIG(JPNLEV), R2DLNS(JPNLEV), AKR2SZ(JPNLEV),
R SIGKPH(JPNLEV+1), S4RXCT(JPNLEV), DSIGMA(JPNLEV),
R SIGK(JPNLEV), ALPHA(JPNLEV), BETA(JPNLEV),
R COSU(JPNLAT), RCOSU(JPNLAT), RACOSU(JPNLAT),
R R2ACUL(JPNLAT), R2ACUT(JPNLAT), CUR6T(JPNLAT),
R QKRACL(JPNLAT), COSV(JPNLAT), FACVR6(JPNLAT),
R R2CPC(JPNLAT),
R DSRACL(JPNLAT, JPNLEV), DSRACT(JPNLAT, JPNLEV),
R SINLAM(JPNLON), COSLAM(JPNLON)

```

```

DIMENSION

```

```

R SIGI(10), DSIGK(10)

```

```

EQUIVALENCE

```

```

R (SIGI(1), SIGKPH(1)), (DSIGK(1), DSIGMA(1))

```

```

COMMON/COMPH0/

```

```

R DSIGI, SIGKPK, SIGIPK, DSIGDG, CDNLON, RCTH0,
R C1SIG, C2SIG

```

```

DIMENSION

```

```

R DSIGI(JPNLEV+1), SIGKPK(JPNLEV+1), SIGIPK(JPNLEV+1),
R DSIGDG(JPNLEV+1), C1SIG(JPNLEV+1), C2SIG(JPNLEV+1)

```

```

COMMON/COMPH1/

```

```

1 REARTH, OMEGA, TILTAX, DAYLEN, GRAVIT, SOLAR,
1 RAIR, RH2O, CALUNI, CPAIR, CH2O, RHOH2O,
1 EPSILO, CAPP, TMELT, LATVAP, LATICE, STEBOL,
1 PZERO, CARMAN, CLDCP, CLDR, CLCPRH, QCRIT,
1 CLRH2O, QLATVA, C1MELT, ESMELT, C1ES, C2ES,
1 C3ES, C4ES, C5ES, C6ES, C7ES, C8ES,
R C9ES,

```

```

R C1PREC(JPNLEV)

```

C  
C C1ES=379.90516 C2ES=17.2693882  
C C3ES=273.16 C4ES=35.86  
C C5ES=379.90516\*QCRT C6ES=C5ES\*CLDR\*2  
C C7ES=C5ES\*CLCPRH\*4 C8ES=C5ES\*CLRH20  
C

REAL LATVAP,LATICE  
COMMON/COMPBL/  
R C1PB2, C2PB2, C3PB2, C4PB2, CONDUCT, WSSAT,  
R QWSSAT, NTOPTI,  
R C1PB1(JPNLEV), C2PB1(JPNLEV), PBZIST(JPNLEV+1)  
COMMON/COMCLD/  
R C1AC, C2AC, CTCRIT, CWCRT,  
R C1CC(JPNLEV), C1ER(JPNLEV)

-----

CL C4.4 START DATA SET  
C VERSION 2 CRAY/CDC 19/4/79 J.K.GIBSON ECMWF

COMMON/COMSDS/  
I NSZSDS, NPRSDS, NXRSDS,  
L NLPHYS, NLSIMP, NLVTMP, NLHEM, NLPHEC, NLRDEC,  
L NLKUO, NLEVAR, NORAD, NLCLD, NLDIUR, NLDEL4,  
L NLD2D4, NLHDIF, NLSPFL, NLSPCH, NLTFCH, NLTFFI,  
L NLTTCH, NLTTFI, NLUPSD, NLDEL2, NLD4, NLDIFP,  
I NNRAD,  
R TWODT, EPS, CTHO, ACRIT, ALASYM, TPER,  
R TDIFF, ASSAT, AZK,  
I NSTOP, NWPTR, NWTIME, NFRCUC, NSTEDI,  
+ NDATA, NDTCY, NDTFN, NDTPW,  
+ NM1A, NM1ACY, NM1AFN, NM1APW,  
+ NM1B, NM1BCY, NM1BFN, NM1BPW,  
+ NLMNT, NDREQ, NDMTSN, NDMTVS,  
+ NLRES2,  
I NRCSDS  
LOGICAL  
L NLPHYS, NLSIMP, NLVTMP, NLHEM, NLPHEC, NLRDEC,  
L NLKUO, NLEVAR, NORAD, NLCLD, NLDIUR, NLDEL4,  
L NLD2D4, NLHDIF, NLSPFL, NLSPCH, NLTFCH, NLTFFI,  
L NLTTCH, NLTTFI, NLUPSD, NLMNT, NLRES2, NLDEL2,  
L NLD4, NLDIFP

DIMENSION  
I NWTIME(344), NSTEDI(50),  
H NDTFN(4), NDTPW(11), NDREQ(10),  
H NM1AFN(4), NM1APW(11),  
H NM1BFN(4), NM1BPW(11)

COMMON/COMBUD/  
1 NBUDGE, NCBUD, MODBUD, NTWO, CKUO,  
1 CPOT, CHAIR, CKIN, CWAVA, CWSOIL, CSNOW,  
1 CHSOIL,  
? EPOTO, EPOT, DPCVPH, DPCVPK, DPFILT, DPDEF,  
3 HAIR0, HAIR, DHCVHP, DHRAD, DHCDST, DHDCDCU,  
4 DHFLUX, DHFILT, DHDIFF, DHDEF,  
5 KINO, KIN, DKCVKP, DKDISS, DKDIFF, DKFILT, DKDEF,  
5 KINZO, KINZ,

```

6 HVAVAO,   HVAVA,   DWCDST,   DWCDCU,   DWFLUX,   DWDIFF,
6 DWFILT,   DWMIXC,   DWCVCU,   DWFLCU,   DWDEF,
7 WSOILO,   WSOIL,    DWSPRE,   DWSEVA,   DWRUNO,   DWMELT,
8 SNOWO,    SNOW,     DSPREC,   DSMELT,   DSEVAP,
9 HSOILO,   HSOIL,    DHSRAD,   DHSFLA,   DHSMEL,   DHSFLG,
1 DWFLXG,
1 HSTO,     HST,      DHSTCD,   DHSTAC,   DHSTCC,   DHSTEC,   DHSTER,
R DHCUCD,   DHCUER,   COSBUD
  REAL KINO, KIN, KINZ, KINZO
  DIMENSION
R COSBUD(JPNLAT)
  COMMON/COMGRD/
1 NLEVM1,
1 NFIM1,    NPSM1,    NTM1,     NUM1,     NVM1,     NQM1,
1 NRADM1,   NTSM1,    NQSM1,    NWSM1,    NSNM1,    NPRLM1,
1 NPRCM1,   NPRSM1,   NDRSM1,   NALBM1,   NEMISM,   NHFLM1,
1 NFI,      NPS,      NT,       NU,       NV,       NQ,
1 NRAD,     NTS,      NQS,      NWS,      NSN,      NPRL,
1 NPRC,     NPRS,     NDRS,     NALB,     NEMIS,   NHFL,
1 NFIZ,     NPSZ,     NTZ,      NUZ,      NVZ,      NQZ,
1 NRADZ,    NTSZ,     NQSZ,     NWSZ,     NSNZ,    NPRLZ,
1 NPRCZ,    NPRSZ,    NDRSZ,    NALBZ,    NEMISZ,  NHFLZ,
1 NFIP1,    NPSP1,    NTP1,     NUP1,     NVP1,     NQP1,
1 NRADP1,   NTSP1,    NQSP1,    NWSP1,    NSNP1,    NPRLP1,
1 NPRCP1,   NPRSP1,   NDRSP1,   NALBP1,   NEMISP,   NHFLP1,
1 NLINEP

```

```

C-----
CL          C          TEMPORARY VECTORS
C   VERSION 2 (CDC/CRAY-1)   20/10/77   J.K.GIBSON   ECMWF
  COMMON /COMZER/
R CZERO,    CONE,    TEMPLN,
L NLOGIC,   NL
  LOGICAL   NLOGIC,  NL
  DIMENSION
R CZERO(JPNLP2),    CONE(JPNLP2),    TEMPLN(JPNLP2),
R NLOGIC(JPNLP2)
  DIMENSION ZLOGIC(109)
  EQUIVALENCE (NLOGIC(1), ZLOGIC(1))

```

```

C-----
CL          C1.1.   BASIC SYSTEM PARAMETERS
C   VERSION 1 (CDC SCOPE)  19/1/76   D.M.BURRIDGE   ECMWF
  COMMON /COMBAS/
+ ALTIME,   CPTIME,   NLEDGE,   NLEND,   NLRES,   NONLIN,
+ NOUT,     NPRINT,   NREAD,   NREC,    NRESUM,  NSTEP,
+ STIME,    LABEL1,   LABEL2,  LABEL3,  LABEL4,  LABEL5,
+ LABEL6,   LABEL7,   LABEL8,  NDIARY,  NIN,     NPUNCH,
+ NRUN
  LOGICAL   NLEND,   NLRES
  REAL      LABEL1,  LABEL2,  LABEL3,  LABEL4,  LABEL5,
+ LABEL6,   LABEL7,   LABEL8
  DIMENSION
H LABEL1(6),    LABEL2(6),    LABEL3(6),
H LABEL4(6),    LABEL5(6),    LABEL6(6),
H LABEL7(6),    LABEL8(6)

```

```

C-----
CL          C1.9.    DEVELOPMENT AND DIAGNOSTIC PARAMETERS
C    VERSION 1      19/1/76   D.M.BURRIDGE   ECMWF
COMMON /COMDDP/
I MAXDUM,  MXDUMP,  NADUMP,  NCLASS,  NPDUMP,  NPOINT,
I NSUB,    NVDUMP,
L NLCHED,  NLHEAD,  NLOMT1,  NLOMT2,  NLOMT3,  NLREPT
LOGICAL
L NLCHED,  NLHEAD,  NLOMT1,  NLOMT2,  NLOMT3,  NLREPT
DIMENSION
I NADUMP(20),  NPDUMP(20),  NVDUMP(20),
I NLHEAD(9),   NLOMT1(50),  NLOMT2(100),
L NLOMT3(50)
C-----
CL          C4.3     DATA FILE DESCRIPTION
C    VERSION 1 (CDC SCOPE)  25/5/76   J.M.CHARLEWOOD   ECMWF
COMMON/COMHKP/
I NSIZDD,  NPRELD,  NSZDD2,  MAXSIZ,  NFRECD,  NCRDAT,
I NCRTIM,
I NDTYPE,  NOREC,   NTIMST,  NCDATA,  NTDATA,  NCBASE,
I NTBSE,
R ANORTH,  WEST,    SOUTH,    EAST,    GRIDEG,
I NLP2,    NVECT,
I NCHAR,   NUSER,   NDDNUM,
H CHARS,
R USER,
I LRECP7,  NCOM,    NLEV,    LREC,
I NLON,    NVDYN
DIMENSION
H CHARS(700),
R USER(200)
C-----
CL          C4.1     HOUSEKEEPING PARAMETERS
C    VERSION 1 (CDC SCOPE)  11/5/76   J.M.CHARLEWOOD   ECMWF
COMMON /COMIOC/
I NLINE1,  NLINE2,  NWKINA,  NWKINB,  NWKOUA,  NWKOUB,
I NROW,    NBUFLN,  NDIAGP,
I NHBFLN,  MAXROW,  NORS,    NSTART,  NWRITE,  NXTRWK
DIMENSION
I NLINE1(5),  NLINE2(2)
C-----
COMMON/CMSURF/
1  CTSRAD,  CTSFLH,  CTSFLQ,  CTSFLG,  CTSMEL,
2  CWSFLQ,  CWSFLG,  CTSWSC
C-----
CL          C9.0     BLANK COMMON      (ALTERNATIVE FORM)
C    VERSION 3      21/4/77   J.K.GIBSON       ECMWF
COMMON
R          A(1),B(1),C(1),D(1),E(1),BUF(1)
CDIRP% VFUNCTION EXPHF
C-----
C

```

CL 0. DEFINICION DE CONSTANTES

C

EG=1.0  
COEF1=0.06  
COEF2=0.22  
COEF3=0.26  
SOLAR=1.370E+3  
NL=BUF(IFI+JL).NE.0

C

CL 1. DESPLAZAMIENTO INICIAL DE VARIABLES

C

100 CONTINUE  
IFI=NFIP1  
IQ=NQP1  
IPS=NPSP1  
IT=NTP1  
ITS=NTSP1  
IALB=NALBP1  
IDRS=NDRS  
IALF=NLINEP  
IWP=IALF+NLP2  
IUU=IWP+NLP2  
IEA=IUU+NLP2  
IEE=IEA+NLP2  
IQS=IEE+NLP2  
IRH=IQS+NLP2\*NLEV  
ICLOUD=IRH+NLP2\*NLEV  
ICC1=ICLOUD+NLP2  
ICC2=ICC1+NLP2  
ICC3=ICC2+NLP2  
ICC4=ICC3+NLP2  
IAW=ICC4+NLP2  
ITAU=IAW+NLP2  
ITR1=ITAU+NLP2  
ITR2=ITR1+NLP2  
ITR3=ITR2+NLP2  
ITR4=ITR3+NLP2  
IPSUEL=ITR4+NLP2  
IRS=IPSUEL+NLP2  
IRL=IRS+NLP2

C

CL 2. CALCULOS DE RADIACION

C

200 CONTINUE

C

CL 2.1 CALCULOS DIA Y HORA

C

KY=NCBASE/365  
NDAYS=MOD(NCBASE,365)  
SUBTRAER UN DIA POR CADA AÑO BISIESTO  
ILY=(KY-1)/4  
NDAYS=NDAYS-ILY  
IF(NDAYS.GT.0) GOTO 10

C

```

NDAYS=NDAYS+365
KY=KY-1
IF(MOD(KY,4).EQ.0) NDAYS=NDAYS+1
10 CONTINUE
DIA=NDAYS
HORA=(NTBASE+NSTEP)*NTIMST/3600.
IF(HORA.GE.24..AND.HORA.LT.48.) THEN
    DIA=DIA+1
    HORA=HORA-24.
ELSEIF(HORA.GE.48.) THEN
    DIA=DIA+2
    HORA=HORA-48.
ENDIF

```

```

C
CL      2.2  CALCULO ANGULO ZENITAL E INICIALIZACION DE VARIABLES
C

```

```

PI=3.1416
DELTA=TILTAX*SIN(PI/180.*(DIA-80.))
XLAT=ANORTH-GRIDEG*(NROW-1)
DO 215 JL=1,NLP2
    BUF(ICC1+JL)=0.
    BUF(ICC2+JL)=0.
    BUF(ICC3+JL)=0.
    BUF(ICC4+JL)=0.
    BUF(IWP+JL)=0.
    BUF(IUU+JL)=0.
    IF(NL) THEN
        XLON=WEST+GRIDEG*(JL-1)
        TIME=(HORA-12.)*15.+XLON
        COSALF=SIN(DELTA*PI/180.)*SIN(XLAT*PI/180.)+
1          COS(DELTA*PI/180.)*COS(XLAT*PI/180.)*COS(TIME*PI/180.)
        BUF(IALF+JL-1)=COSALF
    ENDIF
215 CONTINUE

```

```

C
CL      2.3  CALCULO CONTENIDO DE AGUA PRECIPITABLE Y DE LA HUMEDAD
CL      RELATIVA
C

```

```

DO 235 JL=1,NLON
    ILEV=0
    DO 225 JK=1,NLEV
        IF(JK.NE.15.AND.NL) THEN
            BUF(IWP+JL)=BUF(IWP+JL)+0.05*(BUF(IQ+ILEV+JL)+BUF(IQ+ILEV+NLP2+
1JL))*BUF(IPS+JL)*(SIGK(JK+1)-SIGK(JK))/GRAVIT
            BUF(IUU+JL)=BUF(IUU+JL)+0.1*BUF(IPS+JL)/GRAVIT*0.5*(BUF(IQ+ILEV+
1JL)+BUF(IQ+ILEV+NLP2+JL))*(SIGK(JK+1)**2.-SIGK(JK)**2.)/2.
        ENDIF
        IF(NL) THEN
            BUF(IEE+JL)=6.11*EXP(25.22*(1.-TMELT/BUF(IT+ILEV+JL)))*
1          (TMELT/BUF(IT+ILEV+JL))**5.31
            BUF(IQS+JL)=0.622*BUF(IEE+JL)/(BUF(IPS+JL)*0.01*SIGK(JK)-
1          0.378*BUF(IEE+JL))
            BUF(IRH+ILEV+JL)=BUF(IQ+ILEV+JL)/BUF(IQS+JL)

```

```
IF(BUF(IRH+ILEV+JL).GT.1.) BUF(IRH+ILEV+JL)=1.
ENDIF
```

C  
CL  
C

#### 2.4 CALCULO DEL PORCENTAJE DE NUBES SEGUN BENJAMIN

```
IF(JK.LE.7.AND.NL) THEN
  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=2.0*BUF(IRH+ILEV+JL)-1.2
  IF(BUF(ICLOUD+ILEV+JL).LT.0.) BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=0.
  IF(BUF(ICC1+JL).LE.BUF(ICLOUD+ILEV+JL)) BUF(ICC1+JL)=
1  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)
  ELSEIF(JK.GE.8.AND.JK.LE.11.AND.NL) THEN
  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=3.2*BUF(IRH+ILEV+JL)-2.4
  IF(BUF(ICLOUD+ILEV+JL).LT.0.) BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=0.
  IF(BUF(ICC2+JL).LE.BUF(ICLOUD+ILEV+JL)) BUF(ICC2+JL)=
1  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)
  ELSEIF(JK.GE.12.AND.JK.LE.14.AND.NL) THEN
  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=3.2*BUF(IRH+ILEV+JL)-2.4
  IF(BUF(ICLOUD+ILEV+JL).LT.0.) BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=0.
  IF(BUF(ICC3+JL).LE.BUF(ICLOUD+ILEV+JL)) BUF(ICC3+JL)=
1  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)
  ELSEIF(JK.GE.15.AND.NL) THEN
  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=3.2*BUF(IRH+ILEV+JL)-2.4
  IF(BUF(ICLOUD+ILEV+JL).LT.0.) BUF(ICLOUD+ILEV+JL)=0.
  IF(BUF(ICC4+JL).LE.BUF(ICLOUD+ILEV+JL)) BUF(ICC4+JL)=
1  BUF(ICLOUD+ILEV+JL)
ENDIF
ILEV=ILEV+NLP2
225 CONTINUE
IF(NL) THEN
BUF(IEA+JL)=0.7+0.22*ALOG10(BUF(IWP+JL))
ENDIF
```

C  
CL  
CL  
C

#### 2.5 CALCULO DE LOS FACTORES DE REDUCCION Y DE LA RADIACION SOLAR EN LA SUPERFICIE SEGUN NORDENG

```
IF(NL.AND.BUF(IALF+JL).GE.0.001) THEN
BUF(ITR1+JL)=0.9-0.04*(1./ABS(BUF(IALF+JL)))
BUF(ITR2+JL)=0.45-0.01*(1./ABS(BUF(IALF+JL)))
BUF(ITR3+JL)=0.35-0.015*(1./ABS(BUF(IALF+JL)))
BUF(ITR4+JL)=0.16+0.005*(1./ABS(BUF(IALF+JL)))
BUF(IPSUEL+JL)=(1-BUF(ICC1+JL))*(1-BUF(ITR1+JL))*
1  (1-BUF(ICC2+JL))*(1-BUF(ITR2+JL))*
1  (1-BUF(ICC3+JL))*(1-BUF(ITR3+JL))*
1  (1-BUF(ICC4+JL))*(1-BUF(ITR4+JL))
BUF(IAW+JL)=0.077*(BUF(IUU+JL)*(1./ABS(BUF(IALF+JL))))**0.3
BUF(ITAU+JL)=1.041-0.16*((0.051+0.949*BUF(IPS+JL)/PZERO)*
1  (1./ABS(BUF(IALF+JL))))**0.5
BUF(IRS+JL)=SOLAR*ABS(BUF(IALF+JL))*(1-BUF(IALB+JL))*
1  (BUF(ITAU+JL)-BUF(IAW+JL))*BUF(IPSUEL+JL)
IF(BUF(ITAU+JL).LT.BUF(IAW+JL)) BUF(IRS+JL)=0.
ENDIF
```

C

CL 2.6 CALCULO DE LA RADIACION EMITIDA POR EL SUELO  
CL Y DE LA DEVUELTA POR LA ATMOSFERA

C

IF(NL) THEN

C BUF( IBB+JL )=-STEBOL\*( BUF( ITS+JL )\*\*4. )

BUF( IRL+JL )=0.

BUF( ICC3+JL )=MAX( BUF( ICC3+JL ), BUF( ICC4+JL ) )

TEMPM=( BUF( IT+14\*NLP2+JL )+BUF( IT+13\*NLP2+JL ) )/2.

BUF( IRL+JL )=STEBOL\*TEMPM\*\*4.\*BUF( IEA+JL )\*

1 ( 1+BUF( ICC1+JL )\*COEF1+BUF( ICC2+JL )\*COEF2+BUF( ICC3+JL )\*COEF3 )

IF( BUF( IRL+JL ).GT.STEBOL\*TEMPM\*\*4. ) BUF( IRL+JL )=STEBOL\*TEMPM\*\*4.

C

CL 2.7 CALCULO FINAL DE LA RADIACION NETA Y CALCULO DEL NUEVO VALOR  
CL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL

C

BUF( IDRS+JL )=- ( BUF( IRS+JL )+EG\*BUF( IRL+JL ) )

ENDIF

235 CONTINUE

RETURN

END