

EL BALANCE DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA EN SUPERFICIE A PARTIR DE MEDIDAS DE SATÉLITE

Alejandro BODAS SALCEDO*, Rainer HOLLMANN**,
Rolf STUHLMANN*** y Ernesto LÓPEZ BAEZA*

* *Departamento de Termodinámica. Unidad de Investigación de Teledetección.
Universidad de Valencia*

** *Institute of Atmospheric Physics. GKSS Research Centre. Geesthacht. Alemania.*

*** *EUMETSAT. Darmstadt. Alemania*

RESUMEN

En este trabajo se presenta un cálculo del balance de radiación solar en superficie a partir de medidas realizadas con el sensor ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) desde marzo de 1994 hasta febrero de 1995, lo que permite obtener una climatología anual desde una perspectiva global. Se muestra de esta forma la utilidad de los sensores de banda ancha a bordo de satélites para realizar un seguimiento del balance de radiación.

Palabras clave: balance de radiación, radiación solar, ScaRaB

ABSTRACT

In this paper the surface shortwave radiation budget computed from ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) is obtained, from March 1994 to February 1995. This allows us to obtain an annual global climatology and shows the utility of broad-band radiometers onboard satellites to monitor the earth radiation budget.

Keywords: *Earth radiation budget, solar radiation, ScaRaB*

1. INTRODUCCIÓN

El balance de radiación en el sistema Tierra – Atmósfera es lo que hace funcionar el motor atmosférico y oceánico y, en definitiva, lo que determina el clima del planeta. Se necesitan medidas de este balance de radiación para mejorar nuestro conocimiento del clima y del cambio climático. La forma más adecuada de obtener un seguimiento de este balance sobre regiones extensas es mediante sensores a bordo de satélites en órbita. Si se quiere obtener una perspectiva global, será necesario hacer uso de satélites en órbitas polares o casi polares, mientras que si se busca la obtención de una mejor resolución temporal, es necesario el uso de satélites geoestacionarios (BODAS *et al.*, 1999, LÓPEZ-BAEZA *et al.* 1999).

El balance de radiación global del sistema Tierra – Atmósfera puede ser dividido en dos componentes, el balance en la atmósfera y el balance en la superficie. El conocimiento de estos dos com-

ponentes, no sólo del balance global en el techo de la atmósfera es importante. Dado que los satélites proporcionan las medidas del balance en el techo de la atmósfera, si se quiere obtener la distribución de esta energía en el interior del sistema, será necesario desarrollar algoritmos que modelicen esta distribución.

2. MODELO

En este apartado explicaremos el modelo que hemos empleado para hacer cálculos de radiación neta de onda corta en superficie, propuesto originalmente por LI *et al.* (1993). De este modelo existen diferentes versiones, las cuales básicamente se diferencian entre sí por el uso de más términos de corrección o diferentes valores de los parámetros de ajuste. Nosotros nos centraremos en el modelo original en su versión aplicable a valores no instantáneos, tales como medias diarias o mensuales.

La medida de la radiación neta de onda corta en superficie se determina normalmente combinando una medida de insolación con una estimación independiente del albedo de la superficie. El problema es que los errores asociados con cada una de estas cantidades pueden dar lugar a grandes errores en el valor de la radiación solar neta en la superficie (CESS y VULIS, 1989). La aproximación alternativa usada por este y otros modelos es intentar deducir el flujo solar neto en superficie directamente del mismo en el techo de la atmósfera, sin un conocimiento explícito del albedo de la superficie. Diferentes estudios han demostrado una proporcionalidad simple entre ambos flujos, mostrándose una sensibilidad moderada al vapor de agua atmosférico y contenido en aerosoles, pero una gran sensibilidad a la naturaleza de la superficie y al espesor óptico de las nubes. Como este último todavía no se puede determinar con precisión desde satélite, la aplicación de relaciones lineales se ha visto restringida a condiciones de cielo despejado sobre superficies conocidas (CESS *et al.*, 1991). El factor clave, que da cuenta de la fuerte sensibilidad mencionada, es el ángulo solar cenital, el cual se trata como una variable implícita en las relaciones.

El modelo que se plantea es por tanto una relación lineal entre el flujo de onda corta reflejado en el techo de la atmósfera, R , y el absorbido en superficie, A_s :

$$A_s = A_0(\mu, p) - \beta(\mu, p) R, \quad (1)$$

donde μ es el coseno del ángulo solar cenital y p es el contenido en agua precipitable en cm. La forma funcional explícita de la pendiente β y la ordenada en el origen A_0 pueden consultarse en LI *et al.* (1993).

Para hacer uso de datos no instantáneos, como son los promedios diarios o mensuales proporcionados por ScaRaB, aplicaremos el mismo modelo que aplicaron LI y LEIGHTON (1993) para analizar cinco años de datos ERBE (Earth Radiation Budget Experiment). A continuación justificamos la posibilidad de usar las mismas formas funcionales usadas en (1) aplicadas a valores no instantáneos.

Como tenemos una dependencia con μ , que a su vez depende implícitamente del tiempo, no es, en principio, necesariamente cierto que durante un período de un día o un mes se cumpla que

$$\overline{A_s} = A_0 (\overline{\mu}, \overline{p}) - \beta (\overline{\mu}, \overline{p}) R, \quad (2)$$

donde la barra significa promedio temporal. En esta expresión, \overline{R} , el flujo medio reflejado por la atmósfera, no presenta ningún problema, ya que viene dado por las medidas del satélite, convenientemente procesadas. Por otra parte, tanto α como β son funciones casi lineales de μ , excepto para valores pequeños de μ , en cuyo caso, el valor del flujo en superficie será también pequeño. Esto significa que la Ec. (2) será una buena aproximación al valor promedio. El agua precipitable también se ha tomado como promedio ya que, aunque los términos de corrección no son lineales en p , el hecho de que la dependencia con este parámetro sea débil hace que sea aceptable el uso de valores promedio.

3. DATOS EMPLEADOS

3.1. El sensor y datos ScaRaB

El ScaRaB (KANDEL *et al.*, 1998) se integró a bordo del satélite meteorológico operacional ruso Meteor-3, y se lanzó el 24 de enero de 1994 desde la base de Plesetsk en el noroeste de Rusia. Las observaciones de la Tierra comenzaron un mes más tarde, el 24 de febrero de 1994 y continuaron durante un año (con algunas interrupciones) hasta el 6 de marzo de 1995, cuando el instrumento falló. El sensor medía radiancias reflejadas y emitidas en cuatro canales diferentes (visible, solar, total, ventana atmosférica), tal y como muestra la Tabla 1.

Antes de poder ser usados por la comunidad científica, estos datos se procesaron para obtener flujos en banda ancha, tanto de onda corta como de onda larga, para escenas de cielo en todo tipo de condiciones y de cielo despejado, y a la misma resolución espacial que los productos ERBE (VIOILLIER *et al.* 1995). El tamaño del píxel de ScaRaB es de unos 50x50 km². El error en la radiancia no filtrada de onda corta es menor del 1% (MUELLER *et al.* 1995).

Tabla 1. DESCRIPCIÓN DE LOS CANALES DE SCARAB.

Canal	Descripción	Intervalo Espectral
1	Visible (VIS)	0.55 - 0.65 μm
2	Solar (SW)	0.2 - 4 μm
3	Total (TW)	0.2 - 50 μm
4	Ventana IR (IRW)	10.5 - 12.5 μm

La magnitud de interés en nuestro caso es el flujo de onda corta, promediado temporalmente en una base mensual sobre áreas geográficas de 2.5° x 2.5° de longitud y latitud. La Figura 1a muestra un ejemplo de estos valores regionales para todo el mundo.

3.2. Contenido en agua precipitable

La segunda entrada que necesita el modelo es el contenido en agua precipitable, para lo que se han usado datos de los análisis del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast),

los cuales proporcionan una rejilla a escala mundial de varias magnitudes físicas cada seis horas (0000UT, 0600UT, 1200UT, 1800UT). En nuestro caso, los ficheros usados contenían información sobre humedad relativa, temperatura y geopotencial en 14 capas atmosféricas a presiones fijas (10, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 700, 850, 1000 hPa). Estas 14 capas se consideran homogéneas, pudiéndose calcular de esta forma la cantidad de agua precipitable en cada capa, integrando posteriormente los valores en todas ellas con el fin de obtener el valor integrado en la columna atmosférica. La resolución espacial es de $1^\circ \times 1^\circ$. Tenemos entonces cuatro mapas al día de todo el mundo y, con el fin de homogeneizar las escalas de todas las entradas del modelo, estos mapas de contenido en agua precipitable se han promediado espacial y temporalmente.

4. RESULTADOS

En este apartado describiremos los resultados obtenidos de la aplicación del modelo a los datos descritos en el apartado anterior. El principal producto es el balance de radiación solar en superficie, mientras que la radiación solar absorbida por la atmósfera se determina como residuo a partir de este resultado y del balance de radiación solar en el techo de la atmósfera, obtenido este último directamente de las medidas del satélite y consideraciones geométricas. Aparte de la obtención de productos a la escala temporal de los datos usados, esto es, medias mensuales, se han hecho los promedios correspondientes para la obtención de productos estacionales y anuales, que son las otras dos escalas accesibles al disponer de un año de datos. En este trabajo nos centraremos en el estudio de los promedios anuales.

4.1. Valores anuales

La Figura 1 muestra los promedios anuales del flujo reflejado en el techo de la atmósfera y el balance de radiación solar en superficie, respectivamente. Tal y como cabría esperar, en esta figura vemos que el flujo reflejado está totalmente acoplado con el absorbido en superficie, mostrando máximos locales en superficie donde el flujo reflejado es mínimo, como por ejemplo sucede sobre los sistemas de altas presiones. También podemos observar déficits de radiación solar neta donde hay máximos en la radiación reflejada, principalmente sobre la zona de convergencia intertropical.

Del mismo modo que hay una correlación inversa entre el flujo reflejado en el techo de la atmósfera y la radiación solar neta en superficie, podría esperarse una correlación directa entre el contenido en agua precipitable y la absorción atmosférica. Esta correlación se evidencia en la Figura 2, que muestra estas magnitudes. Se aprecia que el mínimo local en agua precipitable sobre la cordillera de Los Andes está correlacionado con un mínimo local en absorción atmosférica. De la misma forma, los máximos en absorción atmosférica están relacionados con máximos en el contenido en agua precipitable, como sucede sobre las regiones cálidas y húmedas como la cuenca del Amazonas.

Estos resultados coinciden, tanto cualitativamente como cuantitativamente, con los resultados obtenidos por LI y LEIGHTON (1993) haciendo uso de datos ERBE durante 5 años.

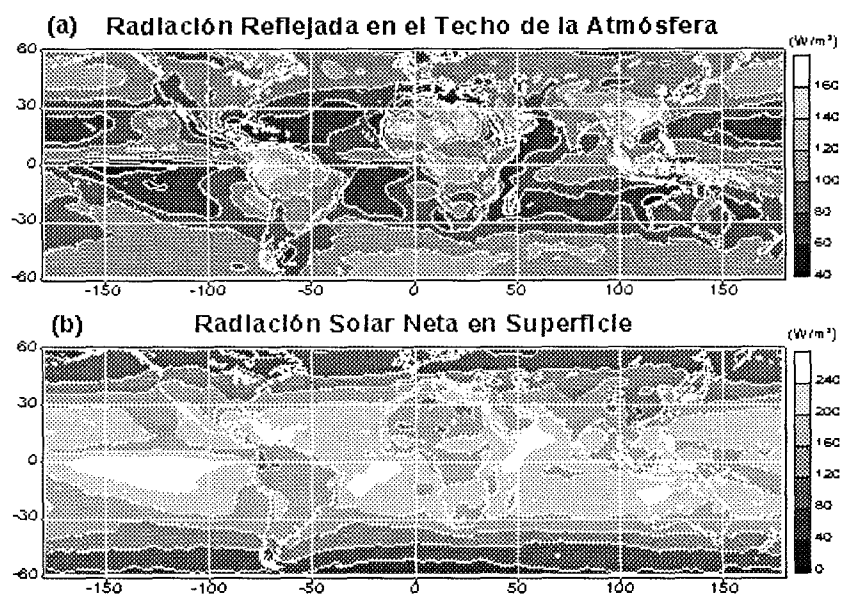


Figura 1. Promedios anuales (marzo 1994 - febrero 1995) del flujo de radiación solar reflejada el techo de la atmósfera (a) y absorbida por la superficie (b).

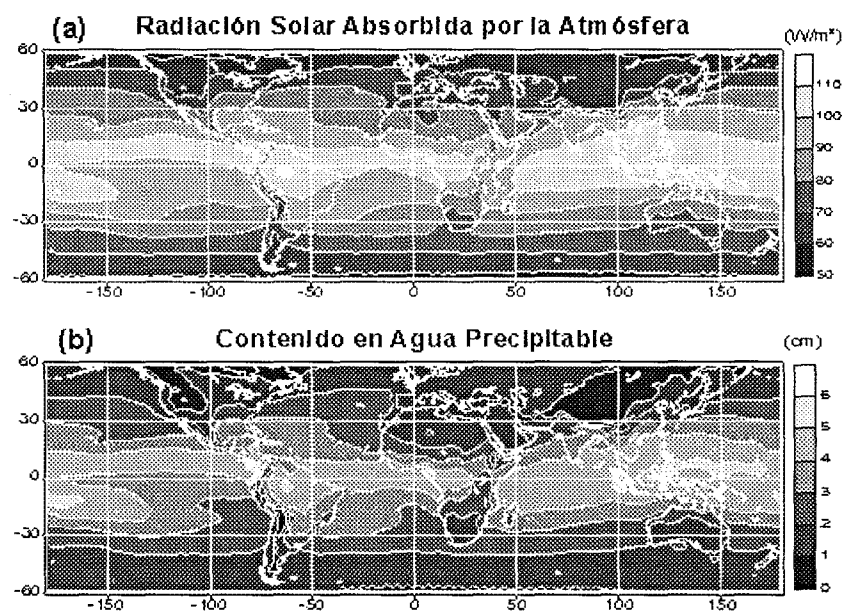


Figura 2. Promedios anuales (marzo 1994 - febrero 1995) del flujo de onda corta absorbido por la atmósfera (a) y del contenido en agua precipitable (b).

Dado que la escala temporal básica de trabajo es mensual, mapas análogos se han obtenido en promedios mensuales y estacionales. Si bien no los discutiremos aquí, un análisis más detallado puede consultarse en BODAS (2000) y HOLLMANN *et al.* (2000).

4.2 Perfiles latitudinales

Si bien es interesante desde el punto de vista cualitativo el análisis visual de los mapas globales, la información cuantitativa y la posibilidad de comparación de resultados a partir de estos mapas es difícil y no muy fiable. Uno de los métodos habituales de estudio de estos resultados es la realización de perfiles latitudinales o medias zonales, los cuales muestran las variaciones de la distribución de la magnitud considerada latitudinalmente, tras realizar el correspondiente promedio longitudinal.

La Figura 3 muestra las variaciones de la distribución de energía solar en forma de perfiles latitudinales para los resultados anuales. Esta distribución de energía significa cuantificar la fracción de la energía solar incidente en el techo de la atmósfera que se refleja hacia el espacio, la fracción que se absorbe en la atmósfera y la fracción que se absorbe en la superficie.

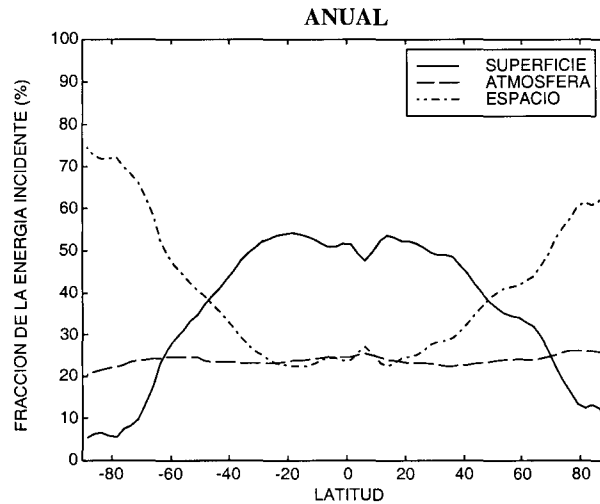


Figura 3. Perfiles latitudinales de la distribución de radiación solar incidente en el techo de la atmósfera. Promedio anual.

Como se aprecia, la fracción de la radiación incidente que se absorbe en la atmósfera es casi independiente de la latitud en una base anual, estando en un rango entre el 20 y el 25%. Sin embargo, las fracciones absorbidas en superficie y reflejada al espacio muestran grandes variaciones latitudinales, con mínimos y máximos locales respectivamente sobre la zona de convergencia intertropical debido a la presencia de nubes de forma casi perenne sobre estas regiones. Los valores máximos de la fracción absorbida en superficie corresponden a regiones tropicales, donde al mismo

tiempo se obtienen los mínimos en la fracción de radiación reflejada al espacio. Conforme nos desplazamos a latitudes más altas, esta fracción de la energía reflejada se incrementa debido a que la iluminación es más horizontal, lo que conlleva también un descenso paralelo de la fracción absorbida. Cabe destacar también la asimetría de estas curvas debido a la asimetría N-S continental y de hielos. Así, el continente antártico y sus hielos perpetuos se hacen notar, provocando que la fracción de energía absorbida disminuya hasta casi un 5%, mientras que la reflejada asciende a más del 70%, valores mucho más extremos que en el Polo Norte.

4.3 Valores medios globales

Para tener una interpretación más cuantitativa de los resultados obtenidos, se han calculado promedios globales de las diferentes magnitudes de interés, esto es, el flujo reflejado en el techo de la atmósfera, el balance de onda corta en superficie y el flujo absorbido por la atmósfera.

Podemos establecer otra comparación interesante con estos valores globales, y es la de la distribución de la energía disponible en el techo de la atmósfera. Estos valores son los valores medios, correctamente pesados, de los perfiles latitudinales presentados anteriormente. Esta comparación se muestra en la Tabla 2, donde en las diferentes filas aparecen los valores medios globales de esta distribución dados por diferentes fuentes, siendo la primera fila los obtenidos en el presente trabajo. De esta tabla cabe destacar varios puntos importantes. En primer lugar vemos que los cálculos realizados a partir de datos ScaRaB están en perfecta concordancia con los realizados con datos ERBE por LI y LEIGHTON (1993).

Tabla 2. PROMEDIO ANUAL Y GLOBAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE ENERGÍA NORMALIZADA POR LA RADIACIÓN INCIDENTE EN EL TECHO DE LA ATMÓSFERA.

Fuente	Espacio (%)	Atmósfera (%)	Superficie (%)
ScaRaB	29.9	23.9	46.2
ERBE (LI y LEIGHTON, 1993)	29.7	24.3	46.0
WITMANN (1978)	31	26	43
U.S. N.A.S. (1975)	30	19	51
LONDON (1971)	33	22	45

5. CONCLUSIONES

Se ha aplicado el modelo de LI *et al.* (1993) a datos ScaRaB con el fin de obtener una climatología global del balance de radiación solar, para lo cual se han calculado tanto mapas globales como valores medios y perfiles latitudinales correspondientes a la distribución de radiación de onda corta en la atmósfera y en superficie. Estos mapas y perfiles son comparables a los valores obtenidos por otros autores con diferentes métodos y datos, lo que indica una buena calidad de los datos y robustez del método.

6. REFERENCIAS

BODAS, A., (2000): “*Balance de radiación solar en superficie. Aplicación regional mediante datos METEOSAT y global mediante datos ScaRaB*”. Trabajo de Investigación, Departamento de Termodinámica, Universidad de Valencia.

BODAS, A., E. LÓPEZ-BAEZA, R. IRURZUN y J. MELIÁ, (1999): “Estimación operacional del flujo de onda corta absorbido por la superficie en la cuenca del Mediterráneo”, *VIII Congreso Nacional de Teledetección*, 22-24 Sep., Albacete, España.

CESS, R. D. y I. L. VULIS, (1989): “Inferring surface solar absorption from broadband satellite measurements”. *J. Climate*, 2, 974-985.

CESS, R. D., E. G. DUTTON, J. J. DELUISI y F. JIANG, (1991): “Determining surface solar absorption from broadband satellite measurements for clear skies: Comparison with surface measurements”. *J. Climate*, 4, 236-247.

HOLLMANN, R., A. BODAS, A. GRATZKI, K. DAMMANN y R. STUHLMANN, (2000): “The Surface Shortwave Net Flux from the Scanner for Radiation Budget (ScaRaB)”. *33rd COSPAR Scientific Assembly*, Varsovia, Polonia.

KANDEL, R., M. VIOLLIER, P. RABERANTO, J. PH. DUVEL, L. A. PAKHOMOV, V. A. GOLOVKO, A. P. TRISHCHENKO, J. MUELLER, E. RASCHKE, R. STUHLMANN y EL ISSWG, (1998): “The ScaRaB Earth Radiation Budget Dataset”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 765-783.

LI, Z. y H. G. LEIGHTON, (1993): “Global Climatologies of Solar Radiation Budgets at the Surface and in the Atmosphere from 5 Years of ERBE Data”. *J. Geophys. Res.*, 98, 4919-4930.

LI, Z., H. G. LEIGHTON, K. MASUDA y T. TAKASHIMA, (1993): “Estimation of SW Flux Absorbed at the Surface from TOA Reflected Flux”. *J. Climate*, 6, 317-330.

LONDON, J. y T. SASAMORI, (1971): “Radiative budget of the atmosphere”. In *Man's Impact on the Climate*, W. H. Mathews, W. W. Kellog, and G. D. Robinson (eds.), M.I.T. Press.

LÓPEZ-BAEZA, E., BODAS, A., IRURZUN, R., FORTEA, J.C. y DEL RÍO, P. (1999): “Desarrollos metodológicos para el análisis de largas series de datos sobre zonas extensas. Aplicación al cálculo del balance de la radiación solar en la Cuenca del Mediterráneo”. En RASO, J.M. y MARTÍN-VIDE, J. (Eds.): *La Climatología española en los albores del siglo XXI*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, nº 1, pp. 289-296.

MUELLER, J., R. STUHLMANN, R. BECKER, E. RASCHKE, J. J. MONGE y P. BURKERT, (1995): “Ground-based calibration facility for the Scanner Radiation Budget in solar spectral domain”, *Metrologia*, 32, 657-660.

U. S. NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, (1975): “*Understanding Climatic Change*”. Washington, D. C..

VIOLLIER, M., R. KANDEL y P. RABERANTO, (1995): “Inversion and space-time-averaging algorithms for ScaRaB (Scanner for the Earth Radiation Budget). Comparison with ERBE”. *Ann. Geophysicae*, 13, 959-968.

WITTMAN, G. D., (1978): “*Parameterization of the solar and infrared radiative properties of clouds*”. M. S. Thesis, Dep. of Meteorology. Univ. Of Utah, Salt Lake City.