

ESTUDIO DE LA RELACIÓN ENTRE LOS BALANCES EN SUPERFICIE DE ONDA LARGA Y ONDA CORTA UTILIZANDO DATOS DEL PROYECTO SRB (*SURFACE RADIATION BUDGET*)

J.A. LLÁCER GARCÍA, A. BODAS SALCEDO y E. LÓPEZ-BAEZA

Grupo de Climatología desde Satélites. Unidad de Investigación de Teledetección. Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València. c/Dr Moliner, 50. Burjassot. 46100 València Tel.: 96.3983118. Fax: 96.3983385. E-mail: Ernesto.Lopez@uv.es

RESUMEN

En este trabajo se muestra la influencia de diferentes regímenes climáticos en el balance de radiación en superficie, a través de las comparaciones entre los balances de onda larga y onda corta en diferentes regiones del globo. Las regiones estudiadas son cuatro zonas desérticas o semidesérticas, seis oceánicas y dos localizadas en el Mediterráneo. Se observa una gran influencia de la cobertura nubosa en los balances de radiación de onda corta y larga, así como el efecto estacional en ambos hemisferios. Asimismo, aparecen diferencias claras si comparamos regiones del Mar Mediterráneo con regiones centrales del Océano Pacífico o el Atlántico.

Palabras clave: SRB, balance de radiación en superficie, nubes.

ABSTRACT

In this work we show the influence of different climatic regimes on the surface radiation balance through the comparisons between the long wave balance and the short wave balance over different regions in the globe. The studied regions are four deserted or semi-deserted areas, six ocean areas and two areas located in the Mediterranean basin. A large influence of cloud cover is observed in both short wave and long wave balances, as well as the seasonal effect in both hemispheres. Likewise, remarkable differences appear if we compare Mediterranean Sea regions with central regions of the Pacific or Atlantic Oceans.

Keywords: SRB, surface radiation budget, clouds.

1. INTRODUCCIÓN

Los flujos radiativos en la superficie de la Tierra son elementos clave en el intercambio total de energía entre la atmósfera y las superficies terrestres, costeras u oceánicas, así como también en la circulación atmosférica y oceánica. La capacidad de la ciencia actual para estimar los flujos de radiación en superficie a partir de datos de satélite ha evolucionado notablemente en los últimos años, debido principalmente, tanto a la mejora en la adquisición de datos como a la mejora en las técnicas de estimación de dichos flujos.

Proyectos como el WCRP/GEWEX SRB (*World Climate Research Program / Global Energy and Water Cycle Experiment Surface Radiation Budget*) muestran, mediante diferentes algoritmos, valores desde satélite de registros para todo el globo terrestre de múltiples parámetros de vital interés en meteorología y climatología, con diferente resolución, tanto espacial como temporal.

Los flujos radiativos en las superficies oceánicas proporcionan un importante factor limitante en el estudio de la circulación general oceánica. Además, dichos flujos vienen modulados de forma significativa por diversos parámetros atmosféricos, tales como las nubes, la humedad atmosférica o la temperatura.

En relación con las superficies terrestres, el balance de radiación neta gobierna los flujos turbulentos de calor latente y sensible de la superficie a la atmósfera. Asimismo, los flujos radiativos también son necesarios para estudiar la relación existente entre la energía y el balance hídrico en superficies cubiertas de vegetación. Por ello, el proyecto SRB puede ser de gran ayuda en el estudio de las interacciones superficie-atmósfera y del balance hídrico. Además, el balance de radiación en superficie puede ser una herramienta útil en la clasificación climática de las diferentes regiones (WILBER *et al.*, 1998).

En este trabajo mostramos la influencia de diferentes regímenes climáticos en el balance de radiación en superficie, a través de las comparaciones entre los balances de onda larga y onda corta en doce regiones del globo. Las regiones estudiadas son cuatro zonas desérticas o semidesérticas, seis oceánicas y dos localizadas en la cuenca del Mediterráneo. En primer lugar, en la sección 2, se presenta un breve estudio del balance de radiación en superficie. En la sección 3, se describen los datos SRB, usados para realizar este estudio, y la sección 4 se dedica a la presentación y análisis de resultados, finalizando con una recapitulación y conclusiones en la sección 5.

2. EL BALANCE DE RADIACIÓN EN SUPERFICIE

La radiación neta en superficie, expresada como Q^* y medida en W/m^2 , es la suma algebraica de las radiaciones netas de onda corta (K^*) y de onda larga (L^*):

$$Q^* = K^* + L^*$$

siendo

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow \quad \text{y} \quad L^* = L \downarrow - L \uparrow$$

y considerando $\alpha_s = K \uparrow / K \downarrow$ como el albedo de la superficie. Por tanto,

$$Q^* = K \downarrow (1 - \alpha_s) + L \downarrow - L \uparrow$$

Las flechas indican el sentido del flujo de radiación, ascendente (\uparrow) o descendente (\downarrow). Así pues, Q^* proporciona la cantidad fundamental de energía disponible en superficie para gobernar, entre otros, los procesos de evaporación, calentamiento del aire y de la superficie del suelo, así como la fotosíntesis (fig. 1).



Figura 1: Flujos de radiación presentes en el balance neto de superficie (adaptada de http://asd-www.larc.nasa.gov/ceres/brochure/clouds_and_energy.html).

2.1. Efecto de la nubosidad

Las nubes, con su altura, grosor y su localización, influyen poderosamente en el balance radiativo. Las nubes bajas actúan sobre el albedo y las nubes altas afectan, sobre todo, a la absorción de la radiación infrarroja, en especial, durante la noche y durante el invierno.

Las nubes juegan un papel vital en el destino final del balance neto Q^* . De hecho, la casi totalidad de las densidades de flujo representadas en ambos balances depende de la influencia de la nubosidad.

La radiación global ($K \downarrow$), flujo descendente de onda corta, disminuye su valor en función de la cobertura nubosa existente sobre la superficie de estudio. Además, este flujo depende de factores astronómicos (declinación, distancia Tierra-Sol, altura solar, horas de sol), factores geográficos (latitud, longitud, altitud, tipo de superficie), y factores meteorológicos como la masa atmosférica, el coeficiente de turbiedad, el espesor de ozono y el contenido en vapor de agua, etc.

Por su parte, el flujo reflejado de onda corta ($K \uparrow$) contiene aportaciones debidas, tanto a la reflexión de la superficie, como a la producida en el techo de las nubes. Un aumento de la nubosidad disminuiría la primera contribución aumentando la segunda. Además, también existe una aportación de radiación reflejada por los aerosoles y por la propia atmósfera.

Pero, sin ninguna duda, es precisamente en los flujos de onda larga ascendentes ($L \uparrow$) y descendentes ($L \downarrow$) donde las nubes desempeñan un papel fundamental. La radiación emitida por la superficie, $L \uparrow$, es función de la emisividad y de la temperatura de la superficie. La presencia masiva de nubes provoca un desacople entre ambas radiaciones de onda larga.

La llamada radiación del cielo o radiación atmosférica incidente sobre la superficie, $L \downarrow$, es función de gases atmosféricos como el vapor de agua y de los aerosoles. Pero su mayor contribución procede de la radiación emitida por las nubes. Además, el tipo de nube también es un factor influyente, ya que a mayor grosor, mayor será la contribución de dicha radiación.

2.2. Influencia del tipo de superficie y de la época del año

A menudo encontramos una íntima relación causa-efecto entre el tipo y las condiciones del suelo y la época estacional del año.

El balance neto de radiación, Q^* , suele tener valores positivos durante el día y en épocas estivales, y valores negativos desde el anochecer hasta el amanecer y para meses fríos, ya que durante un día invernal, la cantidad de energía solar que llega a la superficie suele ser relativamente baja y las noches relativamente largas. Además, la radiación neta diaria suele alcanzar valores máximos (más positivos) en la época del solsticio de verano.

Los suelos húmedos suelen tener generalmente albedos más bajos ($K \uparrow$ menor) que en estado seco ($K \uparrow$ mayor) y además, en este tipo de suelo, $L \uparrow$ también se reducirá. Este efecto todavía sería mayor en presencia de vegetación.

Para situaciones nocturnas y en superficies frías, L^* puede llegar a alcanzar valores nulos e incluso positivos. Para situaciones calurosas (mediodía del verano), un suelo húmedo tiene una capacidad calorífica mayor que seco, por lo que acumularía más calor. En verano, esta acumulación sería creciente por la mayor presencia de $K \downarrow$. Esto podría compensar la menor radiación incidente del otoño. En una zona más húmeda, por tanto, la amplitud estacional de la temperatura será menos pronunciada debido al almacenamiento de calor durante el verano y su liberación en otoño.

La distribución geográfica de los océanos y los continentes, es decir, los contrastes tierra-mar, también influyen en el balance radiativo. Para onda corta, el albedo es muy pequeño en mares (5-10 %), muy elevado en las superficies nevadas y en hielos marinos (60-85 %), mientras que en las tierras los valores van del 10 al 15 % en bosques y del 30 al 50 % en los desiertos.

2.3. Variación latitudinal

La latitud es un parámetro geográfico que influye de forma interesante en el balance de estudio ya que ejerce un control muy importante sobre la insolación, pues la situación geográfica de una región determina la duración del día, así como la distancia que los rayos oblicuos del sol tienen que recorrer a través de la atmósfera. La latitud, junto con el día del año determina la dirección de la radiación solar incidente en el Techo de la Atmósfera (TOA), y por tanto la energía disponible.

3. DATOS UTILIZADOS

Los datos del balance de radiación, tanto de onda corta como de onda larga, usados en este trabajo, proceden del proyecto SRB (*Surface Radiation Budget*). Los flujos de onda corta del proyecto SRB se generan mediante el algoritmo de DARNELL *et al.* (1992), mientras que los de onda larga hacen uso del algoritmo desarrollado por GUPTA *et al.* (1992). Ambos modelos se comparan en HABA (1998) y HABA *et al.* (1998), aplicados sobre la misma zona del Mediterráneo.

La primera versión de los productos SRB se obtuvo a partir de datos ISSCP C1 (ROSSOW y SCHIFFER, 1991), complementados con datos ERBE. Los datos SRB Release 1 (WHITLOCK *et al.*, 1995) se organizan en medias mensuales, sobre una rejilla espacial en celdas de igual área, con una resolución de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ en el Ecuador, cubriendo así todo el globo con 6596 celdas. Sin embargo, el WCRP/GEWEX SRB Release 2 (STACKHOUSE *et al.*, 1999), segunda versión de este proyecto SRB, se basa en datos ISCCP DX (ROSSOW y SCHIFFER, 1999). Las series de datos ISCCP DX representan una mejora frente a las series ISCCP C1, tanto por la actualización de los algoritmos, como por el aumento de resolución espacial. El incremento en la resolución espacial de los datos de entrada ha supuesto una mejora también en la resolución de los datos SRB versión 2, siendo ahora celdas de igual área con resolución de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ en el Ecuador. Este incremento es muy relevante a la hora de estudiar regiones con tipos de superficie similares al incrementarse notablemente el poder de discriminación.

Los ficheros SRB Versión 2 analizados en este trabajo proporcionan promedios mensuales en cada una de las celdas de los siguientes parámetros:

- Flujo de onda larga descendente en superficie ($L \downarrow$)
- Flujo neto de onda larga en superficie (L^*)
- Forzamiento radiativo de onda larga de las nubes
- Insolación en el TOA
- Insolación en superficie para cielo despejado
- Insolación en superficie (“All-sky”)
- Flujo de onda corta absorbido por la superficie (K^*)
- Flujo de onda corta en superficie de radiación directa
- Flujo de onda corta en superficie de radiación difusa
- Flujo de radiación activa fotosintética en superficie PAR (*Photosynthetically Active Radiation*)
- Albedo de la superficie (“All-sky”) (fracción)
- Cantidad total de nubes (%)
- Columna de vapor de agua (g/cm^2)

Todos estos parámetros son densidades de flujo y por lo tanto sus unidades son W/m^2 , excepto los tres últimos cuyas unidades vienen especificadas entre paréntesis. De estos trece productos, nuestro interés se centra en los balances de radiación en superficie de onda corta y onda larga, K^* y L^* , respectivamente.

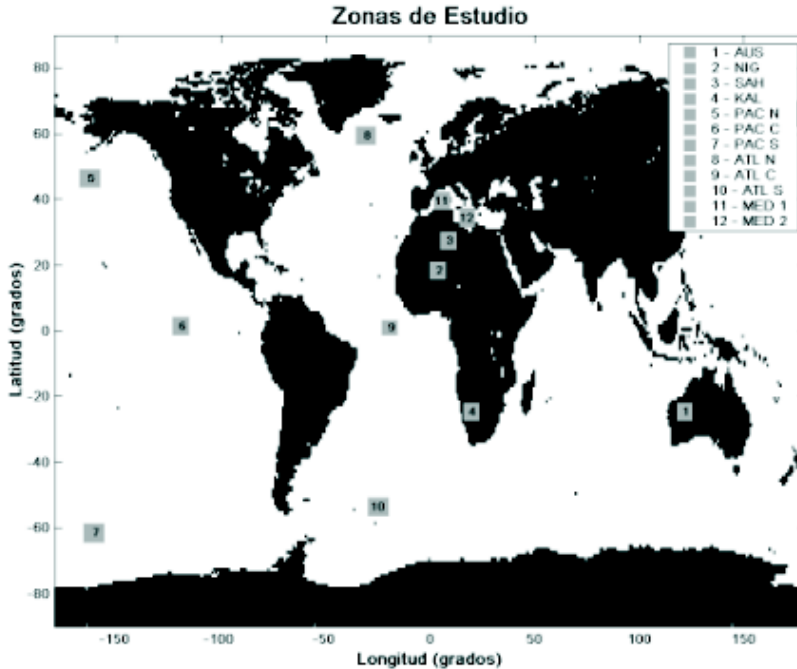


Figura 2: Localización geográfica de las zonas de estudio.

4. RESULTADOS DE LA COMPARACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS FLUJOS DE ONDA LARGA Y ONDA CORTA

La figura 2 muestra las zonas que se han comparado. Las cuatro primeras son zonas desérticas o semidesérticas, como el desierto de Gibson (AUS), una zona cercana al río Níger (NIG), el Sahara (SAH), y el desierto de Kalahari (KAL). El resto de localizaciones son marinas, seis oceánicas y las dos últimas situadas en la cuenca del Mediterráneo. Tanto en el Pacífico como en el Atlántico hay tres zonas de estudio, con variación latitudinal acusada, en las zonas norte (PAC N y ATL N), ecuatorial o central (PAC C y ATL C), y sur (PAC S y ATL S). Las zonas mediterráneas han sido denominadas como MED 1 y MED 2.

Los valores medios de cobertura nubosa en estas localizaciones durante los meses de estudio, enero, abril, julio y octubre de 1986, se muestran en la tabla 1.

4.1. Desiertos y semidesiertos

La figura 3 muestra las comparaciones para las zonas desérticas y semidesérticas, en los meses centrales de cada estación, enero, abril, julio y octubre. Los datos analizados son de 1986.

Tabla 1: Cobertura nubosa media (%) en las doce regiones para los meses estudiados.

	ENE	ABR	JUL	OCT
AUS	60	27	20	21
NIG	20	37	48	29
SAH	18	56	16	48
KAL	57	30	14	51
PAC N	74		91	
PAC C	57		39	
PAC S	83		78	
ATL N	85		82	
ATL C	51		20	
ATL S	96		85	
MED 1	63	70	39	63
MED 2	63	45	27	54

Para el mes de enero se observa, por un lado, una agrupación de valores K^* pequeños en NIG y SAH. A medida que aumentamos en latitud hacia el Norte, se obtienen valores en L^* cada vez menos negativos. Por su parte, K^* es cada vez menor. Un valor menos negativo en L^* podría ser provocado por una mayor presencia de vegetación de las praderas tropicales existentes en el sur sahariano; es por ello, por lo que NIG podría ser considerado como un semidesierto. Por otro lado, SAH y AUS aparecen ambas con similar L^* , pero nótese el hecho del mayor K^* en Australia, debido a que ambas zonas se encuentran en estaciones antagónicas, a causa de sus latitudes geográficas opuestas. Si además comparamos dos regiones desérticas con idéntica latitud se advierte como KAL posee ligeramente mayor L^* y menor K^* frente a AUS. Esto sería debido a que realmente en el desierto surafricano de Kalahari, donde abundan los arbustos espinosos, que harían disminuir por un lado K^* , y por el otro $L \uparrow$, lo cual conllevaría un aumento en L^* . El resultado final es el mismo que el debido a la existencia de cobertura nubosa, aunque el mecanismo que nos lleva a dicho aumento sea diferente.

Para abril se advierte como los datos tienden a agruparse en una misma zona, al ser un mes medio en la evolución anual y no haber grandes diferencias en cobertura nubosa, excepto en el Sahara, donde la cobertura es mayor, aunque no se aprecia un gran impacto por este hecho. En julio se aprecia la inversión en la posición de las regiones boreales y australes respecto a las gráficas anteriores. Las regiones del Hemisferio Norte han aumentado en K^* , mientras que las australes han hecho lo contrario (invierno). Se advierte, por tanto, la influencia de las estaciones en ambos hemisferios. Además, nótese el bajo valor en L^* para SAH que, acompañado de un alto K^* , denota la presencia de unas condiciones extremas. La zona de mayor nubosidad, NIG, posee los registros menos negativos en L^* (como cabría esperar), además de provocar en dichos valores una disminución en los máximos para K^* , lo que provoca que la nube de puntos esté más hacia la izquierda que la de SAH.

Si analizamos el mes de octubre, se observa como en KAL, la primavera austral genera menores valores para K^* que en enero, probablemente a causa de una mayor capa de vegetación. Obsérvese como las dos regiones con mayor nubosidad, SAH y KAL, son las que presentan L^* menos negativas.

4.2. Océanos Pacífico y Atlántico

En la figura 4 se comparan enero y julio de 1992 para las seis zonas situadas en los océanos Pacífico y Atlántico. En el caso del Pacífico, para latitudes ecuatoriales, julio y enero presentan muy poca variación en K^* y sí una clara mayor variación en L^* . Sin embargo, para latitudes altas, existe una clara separación entre julio y enero. Obsérvese como las latitudes N y S tiene invertidos sus nubes de puntos por estar en hemisferios opuestos.

Teniendo la cobertura nubosa registrada en dichas regiones del Pacífico (tabla 1), observamos como un nivel alto de nubosidad (cerca del 90 %) induce a una horizontalidad en la nube de puntos, estabilizando los valores en L^* , mientras que la K^* presenta una leve oscilación. Todo lo contrario ocurre si la nubosidad decrece, ya que entonces la oscilación de registros pasa a L^* , mientras que K^* tiende a estabilizarse. No obstante, esto no ocurre en regiones cercanas a los círculos polares, como puede verse en JUL S. Este hecho se debe al efecto de la noche polar, que al disponer de poca radiación solar hace que K^* permanezca muy constante y con valores casi nulos.

En el caso del Atlántico, el comportamiento es muy similar al del Pacífico, con la única diferencia notable de valores en L^* para JUL N y K^* en ENE N. La diferencia en K^* es fácilmente explicable debido a la mayor latitud de la región atlántica, lo que se traduce en menor insolación en enero. Sin embargo, las diferencias en L^* no son tan simples de explicar, y probablemente tengan que ver con las corrientes superficiales oceánicas.

4.3. La Cuenca Mediterránea

Finalmente centremos nuestro interés en la relación entre balances radiativos en el Mar Mediterráneo. La figura 5 muestra estas relaciones para las zonas denominadas MED 1 y MED 2.

Puede verse, para cada uno de los cuatro meses de estudio, como los valores de K^* son siempre superiores en MED 2 (sur del Peloponeso) que en MED 1 (cerca de Baleares y Sassari). Por otro lado, se advierte mayor dispersión de registros para MED 1 en L^* , exceptuando el mes de abril.

La presencia nubosa en MED 1 es generalmente elevada en los cuatro meses (tabla 1). Vemos como los valores con mayor dispersión en L^* son los pertenecientes al mes menos nuboso de los cuatro, julio.

La región MED 2 muestra un mayor agrupamiento en los valores, sobre todo en julio, respecto a MED 1, hecho que podría deberse a la menor nubosidad registrada en MED 2 durante 1986.

Es notable el hecho de valores de L^* más negativos que los de océanos ecuatoriales, debido a las altas temperaturas alcanzadas en el Mediterráneo al ser un mar casi cerrado.

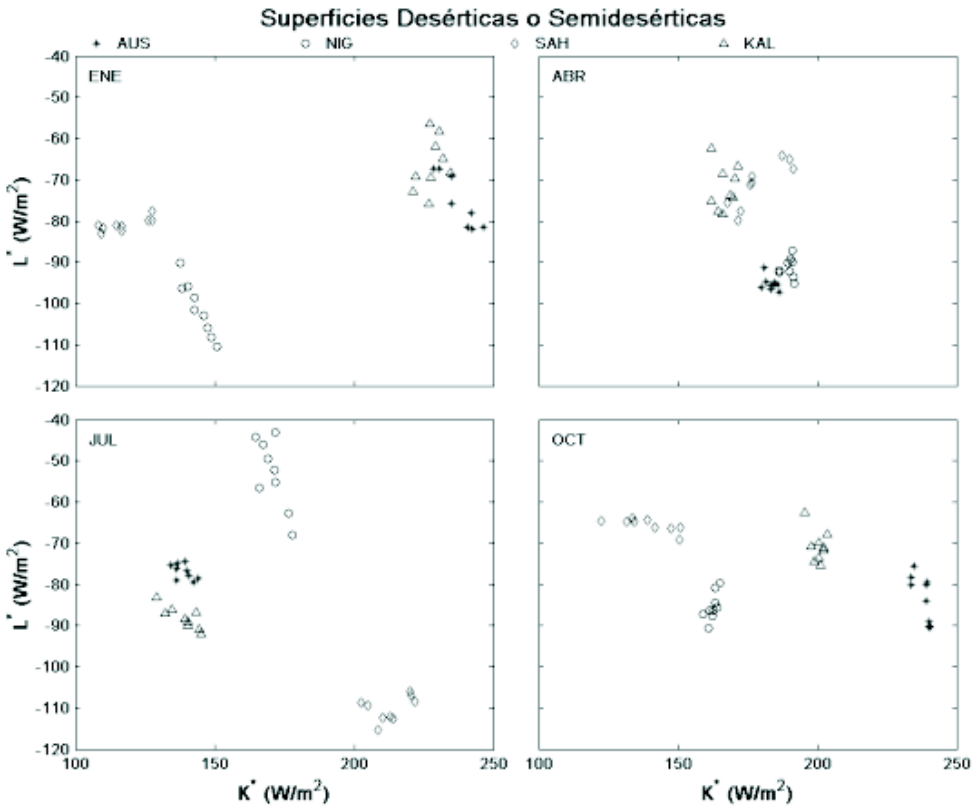


Figura 3: Comparación L^* vs K^* en las zonas desérticas y semidesérticas para enero, abril, julio y octubre de 1986.

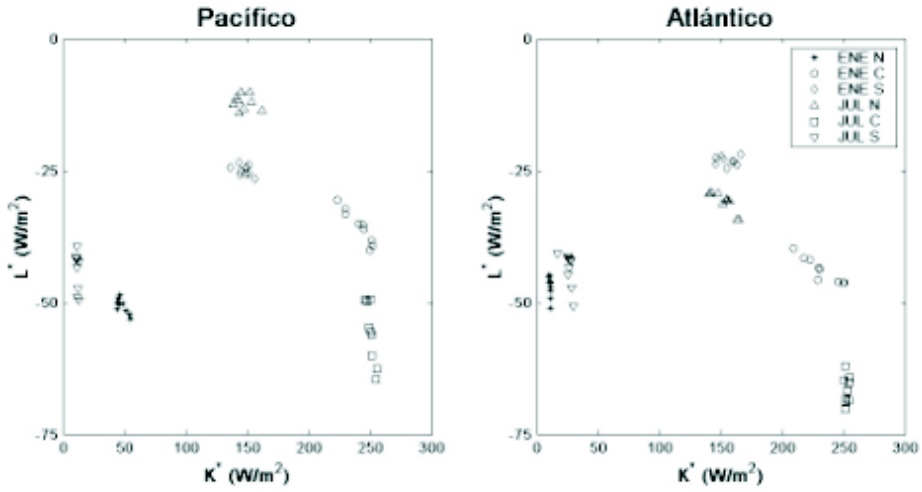


Figura 4: Comparación L^* vs K^* en las zonas del Pacífico y Atlántico para enero y julio de 1992.

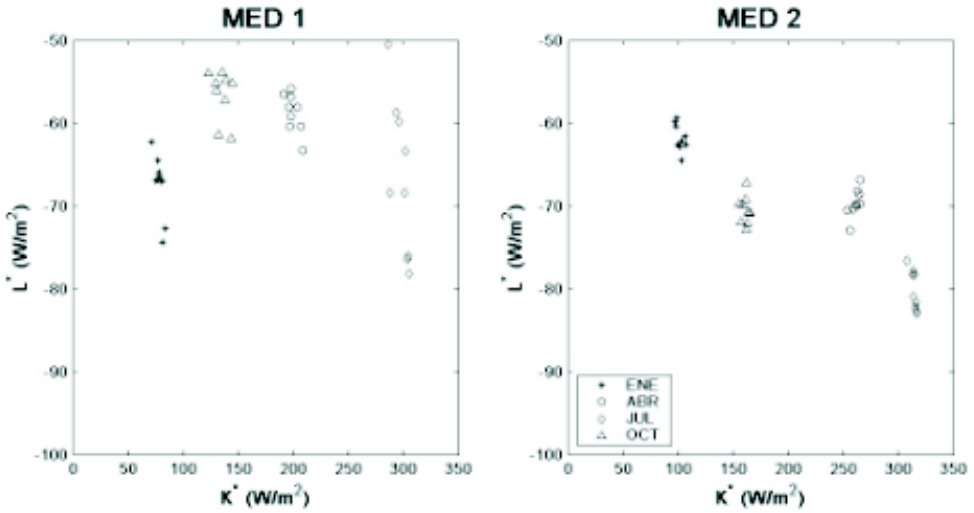


Figura 5: Comparación L^* vs K^* en las zonas del Mediterráneo para 1986.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo hemos mostrado la influencia de diferentes regímenes climáticos en el balance de radiación en superficie, a través de las comparaciones entre los balances de onda larga y onda corta en diferentes regiones del globo. Hemos visto la gran influencia que infunde la cobertura nubosa en los balances de radiación de onda corta y onda larga, y por ende en el balance neto de radiación Q^* , con independencia de la influencia adicional de cualquier otro parámetro. Una mayor presencia de nubes irá acompañada de una disminución en $K \downarrow$ y en $L \uparrow$, así como un aumento en $L \downarrow$. Ello conllevaría un aumento del balance L^* y una disminución en K^* .

En segundo lugar, tanto para superficies desérticas como oceánicas, ambos balances en los meses invernales y estivales se comportan de formas inversas en hemisferios opuestos, tal y como era de esperar a causa de la cantidad de radiación solar recibida en su caso. Aparece una compensación parcial en los meses de abril y octubre ya que las características de iluminación en ambos hemisferios son similares.

En los meses invernales, el aumento de latitud viene determinado mediante el desplazamiento de L^* hacia valores menos negativos, acompañado de una disminución en K^* hacia valores menos positivos. Sin embargo, para meses estivales, como junio, los valores en desiertos como NIG y SAH invierten esta relación, debido a la mayor influencia de la escasa vegetación influyente (estepa) en NIG, que provoca también valores mucho más oscilantes en L^* que en K^* , situación inversa a la de SAH.

Por último, destaquemos la diferencia clara de oscilación para ambos balances, si comparamos regiones del Mar Mediterráneo con regiones centrales del Océano Pacífico o el Atlántico. Los registros en K^* para el primero son mucho más elevados en meses calurosos, mientras que los valores en L^* suelen ser más negativos que en los océanos.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr Paul W. Stackhouse (NASA Langley Research Center) la utilización de los datos WCRP/GEWEX Surface Radiation Budget Project Release 2.

7. REFERENCIAS

DARNELL, W. L. STAYLOR, W. F., RITCHEY, N. A., GUPTA, S. K. and WILBER, A. C. (1992): Seasonal Variation of surface radiation budget derived from ISCCP-C1 data. *J. Geophys. Res.*, 97, 15471-15760.

GUPTA, S. K., DARNELL, W. L. and WILBER, A. C. (1992): A parameterization for long.- wave surface radiation from satellite data. Recent improvements, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1361-1367.

HABA, G. (1998): *Comparación de los algoritmos de Pinker y Staylor para la estimación de flujos de onda corta. Aplicación de los productos del programa SRB a la Cuenca Mediterránea.* Proyecto fin de carrera, Universitat Politècnica de València.

HABA, G., LÓPEZ-BAEZA, E. y FUSTER, J.M. (1998): Analysis of SRB Data over the Mediterranean Basin as a Preliminary Study in the RESMEDES (Remote Sensing of Mediterranean Desertification and Environmental Stability) Project Context. *The 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, Paris (Francia), 24-29 May 1998.

ROSSOW, W. B. and SCHIFFER, R. A. (1991): ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 2-20.

ROSSOW, W. B. and SCHIFFER, R. A. (1999): Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2287.

STACKHOUSE, P.W., JR., S.J. COX, S.K. GUPTA, R.C. DIPASQUALE, AND D.E. BROWN, (1999): The WCRP/GEWEX Surface Radiation Budget Project Release 2: first results at 1 degree resolution. *10th Conference on Atmospheric Radiation: A Symposium with tributes to the works of Verner E. Suomi.* American Meteorological Society, Madison, Wisconsin, 28 June-2 July.

WILBER, A. C., SMITH, G. L. AND STACKHOUSE JR, P. W. (1998): Regional Climatology and Surface Radiation Budget. *Proc. 9-th Conf. Of Global Change, Amer. Met. Soc.*, Phoenix, Arizona, 11-16 Jan, 1998.

WHITLOCK, C.H. *et al.* (1995): First global WCRP shortwave surface radiation budget data set, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 905-922.