

Evaluación y comparación de modelos climáticos regionales en la Península Ibérica

M^a del Carmen Sánchez de Cos Escúin ⁽¹⁾ csanchez@inm.es

Jose M^a Sánchez-Laulhé Ollero ⁽¹⁾ slaulhe@inm.es

Carlos Jiménez Alonso ⁽¹⁾ cjimenez@inm.es

Juan Manuel Sancho Ávila ⁽¹⁾ jsancho@inm.es

(1) Centro Meteorológico de Málaga (AEMET)

Resumen

Se han calculado las relaciones entre los diferentes parámetros que intervienen en los balances de agua y energía en superficie con datos diarios ERA-Interim para los meses de Julio (representativo de la estación seca) y Noviembre (representativo de la estación húmeda) durante el período 1989-2008 sobre un área de la Península Ibérica que cubre la mayor parte de las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana (desde 40.5N a 37.5N y 7.0W a 2.0W).

El principal objetivo de este trabajo es utilizar las relaciones obtenidas para evaluar y comparar los modelos climáticos regionales (RCMs) que participan en el proyecto ENSEMBLES. Este enfoque fue propuesto en primer lugar por Betts (2004) comparando y evaluando los modelos climáticos globales. El planteó la evaluación de las componentes en superficie de un modelo como un sistema con componentes muy interrelacionadas. De este modo, los modelos son comparados entre ellos y evaluados con datos de observación. El trabajo se centra principalmente en la bondad de la representación de los procesos físicos en superficie y sus realimentaciones. Las relaciones obtenidas entre los diferentes parámetros son por tanto consideradas como restricciones impuestas por los procesos físicos y pueden usarse para evaluar los RCMs.

Evaluation and comparison of regional climate models over the Iberian Peninsula

Abstract

Different relations between parameters involved in both water and energy land surface budgets are computed from daily ERA-Interim data for the months of July (representative of the dry season) and November (representative of the wet season) in the period 1989-2008 over an area within the Iberian Peninsula covering most of Tajo and Guadiana basins (from 40.5N to 37.5N, and from 7.0W to 2.0W).

The main objective of this work is to use the obtained relations for the evaluation and comparison of regional climate models (RCMs) participating in the ENSEMBLES project. This approach was first proposed by Betts (2004) for comparing and evaluating global climate models. He proposed the assessment of model surface components as a system with widely connected components. In this way, models are compared among themselves and evaluated against observational data. The work is mainly focused on the goodness of the representation of physical surface processes and their feedbacks. The obtained relationships among different parameters are therefore considered as imposed restrictions by physical processes which can be used to evaluate RCMs.

1. Introducción

- Los procesos climáticos se pueden representar en términos matemáticos basados en leyes físicas, como la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación de la energía. Ahora bien, la complejidad del sistema hace que, en la práctica, los cálculos con esas ecuaciones matemáticas sólo se puedan realizar mediante ordenadores. Por consiguiente, la formulación matemática se realiza en un programa informático, al que se denomina "modelo". Cuando el modelo

contiene los componentes del sistema climático que bastan para simular el clima se le denomina "modelo climático".

Los modelos presentan incertidumbres: Aunque sean impresionantes y puedan dar aproximaciones bastante buenas del comportamiento de la atmósfera no son completos y no dan representaciones verdaderas de la física que los gobierna (Wilks, D.S.2006). Una causa esencial de este problema es que algunos procesos físicos fundamentales operan en escalas demasiado pequeñas para ser representados explícitamente por estos modelos y sus efectos en escalas más grandes deben ser aproximados de alguna manera usando solo información de gran escala. La otra causa es la incertidumbre debida a lo que se conoce como el *caos dinámico* (Lorenz, 1963): "La evolución en el tiempo de un sistema dinámico determinista no lineal (por ejemplo las ecuaciones del movimiento atmosférico), depende en gran parte de las condiciones iniciales del sistema". Por otra parte, los cambios de larga duración del calentamiento global producen cambios en las amplitudes de las variaciones climáticas de escalas temporales más cortas, que se extienden desde la decenal hasta la diaria. El hecho de que la atmósfera presente una dinámica caótica ha acabado con el sueño de una predicción de tiempo perfecta (libre de incertidumbres). Conjuntamente el *caos dinámico* y los errores inevitables en las representaciones matemáticas de la atmósfera implican que "todos los problemas de predicción meteorológica, desde predicción del tiempo a proyección de cambio climático, son esencialmente probabilísticas" (Palmer,2001).

- El sistema climático de la superficie continental ejerce controles sobre las amplitudes de las variables en todas esas escalas de tiempo, que varían según la estación del año y la geografía (IPCC, 2007). Por ejemplo, según Trenberth y Shea (2005) la correlación entre la temperatura del aire en superficie y la precipitación es fuerte y positiva sobre la mayoría de las zonas terrestres de invierno (hacia el polo desde 40°N), cuando la pérdida de agua (evaporación de los suelos o transpiración de las plantas) no está limitada por la disponibilidad de agua en el suelo. Sin embargo la correlación entre la temperatura del aire en superficie y la precipitación es fuerte pero negativa en la mayor parte de las tierras tropicales y en verano. Estas diferencias se derivan de la competencia entre retroefectos con el ciclo del agua. Los procesos de realimentación entre el suelo y la atmósfera son de gran importancia para nuestro sistema climático. En el extratropical el papel de los suelos es comparable al de los océanos. Mientras los océanos almacenan la energía solar que reciben en verano y la usan para calentar la atmósfera en invierno, los suelos almacenan la precipitación que reciben en invierno y la usan para humedecer y enfriar la atmósfera en verano, Schär et al. (1999). Consecuentemente hay que reconocer dichos procesos de realimentación y examinar si están correctamente representados en los modelos y éste es el objetivo con el que se ha iniciado este trabajo focalizado en la Península Ibérica. La representación de estos procesos en los modelos depende de numerosas parametrizaciones incluidas en los modelos.
- En la figura 1 representamos la cadena de procesos relacionados con el agua y las distintas implicaciones de estos procesos en el suelo, nubes y aire cercano a tierra.

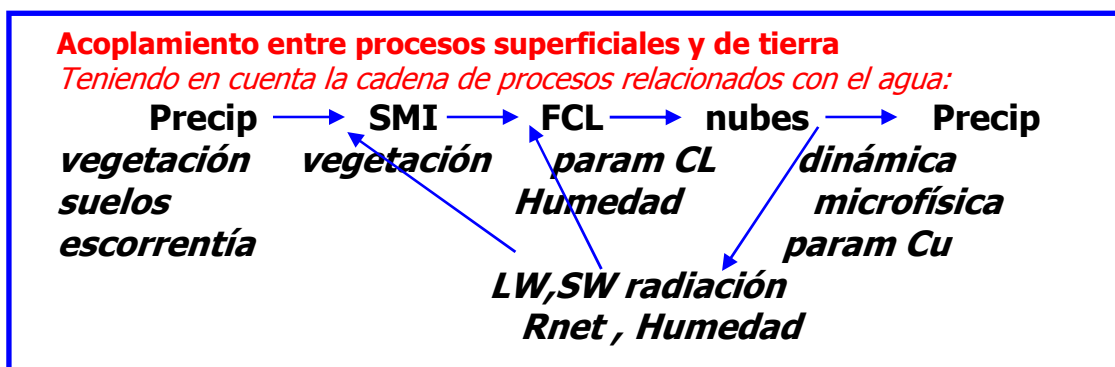


Figura 1.-Basada en Koster et al., Science, 2004 (SMI : índice humedad del suelo [$0 < \text{SMI} < 1$ si $\text{PWP} < \text{SM} < \text{FC}$], PWP (punto de marchitamiento), FC (capacidad de campo), SM (contenido de

agua en el suelo)

- Las observaciones y los modelos indican que los cambios en los flujos radiativos en la superficie de la Tierra afectan a los balances de calor y humedad en superficie, lo que influye en el ciclo hidrológico. Estudios recientes indican que algunos agentes de forzamiento pueden influenciar en el ciclo hidrológico de manera diferente a los demás a través de sus interacciones con las nubes. En particular, cambios en los aerosoles, pueden afectar a la precipitación y otros aspectos del ciclo hidrológico más fuertemente que otros agentes de forzamiento antropogénico. La energía depositada en la superficie afecta directamente a la evaporación y a la transferencia de calor sensible. El cambio de flujo radiativo instantáneo en superficie (también denominado "forzamiento en superficie") es una herramienta de diagnóstico útil para la comprensión de los cambios en los balances de calor y humedad en superficie y los cambios en el clima que se derivan de éstos. (IPCC, 2007)
- La comparación de predicibilidad e incertidumbres de los modelos derivadas de las diferentes formulaciones de los modelos indica que estas últimas son relativamente más importantes en la mayor parte de la región europea. La relevancia de los procesos físicos locales es mayor en las ocasiones en que los flujos a gran escala tienen menos influencia, sobre todo en verano (Vidale et al., 2003). En consecuencia, se intenta utilizar metodologías que permitan estimar las incertidumbres asociadas a : escenarios de emisión, dependencia de las concentraciones de gases de efecto invernadero con la evolución futura de emisiones, distintas técnicas de regionalización. El referente internacional actual de este tipo de aproximación probabilística al cambio climático lo constituye el proyecto integrado ENSEMBLES <http://ensembles-eu.metoffice.com/> (del 6º programa marco de la UE) que comenzó en 2004, y que tiene entre otros objetivos el de acotar las incertidumbres en las predicciones seculares de cambio climático mediante integraciones con diferentes escenarios de emisión, diferentes modelos globales, diferentes modelos regionales y diferentes técnicas estadísticas de regionalización, proporcionando también métodos de pesado y de combinación (por ejemplo métodos estadísticos Bayesianos) para aglutinar los distintos resultados individuales en una única predicción probabilística más robusta que las basadas en un único modelo global y en una única técnica de regionalización. (Brunet M. et al.,2007)
- La tarea de construcción de escenarios probabilísticas a partir de los conjuntos de predicciones requiere el desarrollo de técnicas de combinación apropiadas que tengan en cuenta la bondad de los distintos modelos para reproducir el clima de referencia en distintas regiones y para distintas variables como se ha indicado antes, y es la búsqueda de esta bondad lo que nos planteamos aquí.

2. Objetivos

El objetivo propuesto se puede desdoblar en dos:

- 1) Por una parte analizamos en una zona de la Península Ibérica el comportamiento del modelo ERA-Interim en términos del balance hídrico y del balance de energía superficial diario para establecer algunas relaciones que deben cumplir los modelos climáticos en esta zona.
- 2) En segundo lugar, una vez obtenidas estas relaciones y en una próxima etapa comprobaremos si están bien representadas en los modelos del proyecto ENSEMBLES, para así asegurar la fiabilidad de cada uno de los modelos en la zona. Con los modelos que verifiquen estas relaciones calcularemos los balances hídricos y de energía en superficie en un período de control 1961-1990 y las proyecciones para el escenario SRES A1B durante el período 2001-2050 en la zona HYMEX (HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment). <http://www.hymex.org/>

3. Metodología

- Seguimos la metodología que utiliza Alan K. Betts (2004) para el entendimiento de las conexiones y realimentaciones entre los procesos físicos en los modelos, de modo que diferentes modelos puedan compararse entre sí y con datos.
- Tomamos datos del modelo ERA-Interim durante el período 1989-2008, en una zona del interior de la Península Ibérica que abarca aproximadamente las cuencas del Tajo y Guadiana.
- Elegimos datos diarios ya que las variaciones del clima en superficie pueden ser representadas con notable precisión por medio de las variables de estado medias diarias y los promedios de flujos diarios, Betts (2004).

Para nuestro estudio tomamos datos de ERA-Interim en una zona que abarca aproximadamente las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana (figuras 2 y 3 respectivamente):

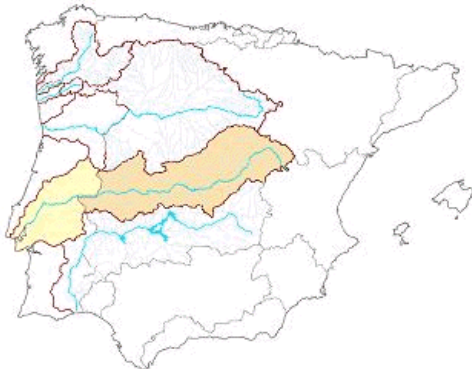


Figura 2.-Cuenca del río Tajo (en beige)



Figura 3.-Cuenca del río Guadiana (en beige)

Siendo la zona seleccionada la comprendida entre 40.5N y 37.5N de latitud, 7.0W y 2.0W de longitud. (Ver figura 4):



Figura 4.-Zona seleccionada

Los procesos físicos asociados con transferencia radiativa, mezcla turbulenta, arrastre orográfico a escala subgrid, convección húmeda, nubes y procesos superficie/suelo tiene un fuerte impacto en el flujo de larga escala de la atmósfera. Sin embargo, estos mecanismos también actúan en escalas más pequeñas que el tamaño horizontal de grid. Los esquemas de parametrización son entonces necesarios para describir propiamente el impacto de los mecanismos de la escala subgrid en el flujo de larga escala de la atmósfera. Las distintas parametrizaciones utilizadas en los modelos da lugar a las amplias diferencias existentes entre modelos. En la figura 5 se representa un diagrama esquemático de los

diferentes proceso físicos representados en el modelo IFS (Sistema Integrado de Predicción) del ECMWF.

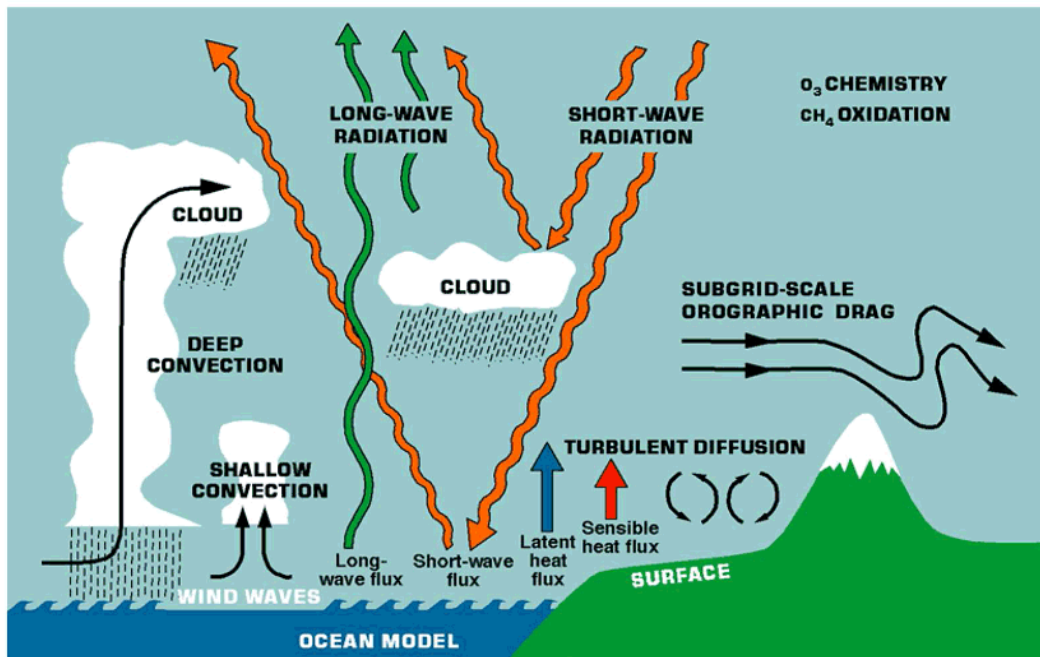


Figura 5.-Diagrama esquemático de los diferentes proceso físicos representados en el modelo IFS.(IFS Documentation)

Para el estudio de conexiones y realimentaciones entre superficie y atmósfera vamos a utilizar variables y flujos que están incluidos en los balances hídrico y energético en superficie. De una forma muy esquemática se pueden representar el balance de energía en superficie y el balance hídrico (ver figura 6):

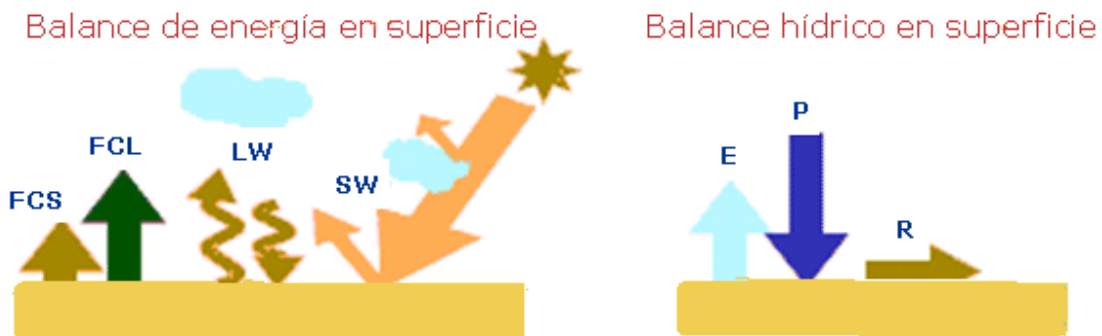


Figura 6.-Basada en Viterbo (ECMWF, 2002). Flujos esquemáticos de energía y agua en superficie. Para el balance de energía : flujo de calor sensible, FCS, flujo de calor latente, FCL, radiación de onda larga neta, LW, radiación de onda corta neta, SW. Para el balance hídrico: Evaporación, E, precipitación, P, y escorrentía R.

La variación de agua en el suelo $\delta S/\delta t$ viene dada por la expresión:

$$\delta S/\delta t = P - E - R \quad (1)$$

La expresión (1) se denomina Ecuación del balance hídrico

S es el almacenamiento de agua en el suelo

P es la precipitación

E es la evaporación

R es la escorrentía.

La radiación neta cerca del suelo R_{net} la podemos escribir de dos formas distintas:

$$R_{net} = SW_{net} + LW_{net} = FCS + FCL + G \quad (2)$$

La ecuación (2) se denomina Ecuación del balance de energía, siendo:

SW_{net} radiación de onda corta neta

LW_{net} radiación de onda larga neta

FCS flujo de calor sensible

FCL flujo de calor latente

G flujo de calor en el suelo, se desprecia en escalas de tiempo diarias.

4. Resultados

Utilizamos datos diarios del modelo ERA-Interim durante el período 1989-2008 en la zona seleccionada para los meses de Julio y Noviembre para que sean representativos de la estación seca y húmeda respectivamente.

- *Relación entre índice de humedad del suelo y altura de base de nubes*

La altura media del nivel de condensación por elevación es una buena aproximación de la altura media de la base de nubes durante el día.

Calculamos la altura media de la base de nubes mediante la fórmula de Schubert:

$$H_{nubes} = 122(T - T_d) \quad (3)$$

Siendo T la temperatura del aire a 2m. expresada en K y T_d la temperatura de rocío a 2m expresada en K, la altura media de base de nubes H_{nubes} de la fórmula (3) vendrá expresada en m.

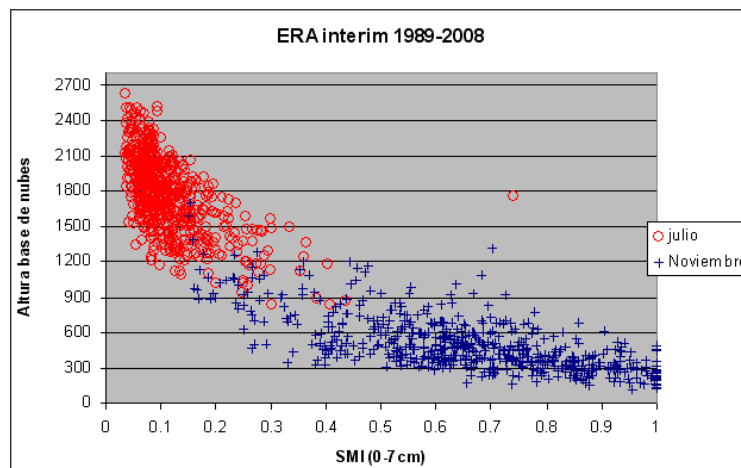


Figura 7.-Índice de humedad del suelo en la capa (0-7cm) frente a altura media de la base de nubes expresada en m para los meses de Julio (círculos rojos) y Noviembre (cruces azules).

El índice de humedad del suelo de la capa 1 (0-7cm), SMI, viene dado por la expresión (4):

$$SMI = (SM - 0.171) / (0.323 - 0.171) \quad (4)$$

Donde SM es la fracción de agua en el suelo del modelo en la capa 1 (0-7cm), 0.171 es el punto de marchitamiento permanente del suelo del modelo y 0.323 es la capacidad de campo del modelo. SMI no es sólo un índice útil, en la escala de tiempo diaria, para la disponibilidad de agua para evaporación sino que también responde a la precipitación en escalas de tiempo diarias. Alan K. Betts(2009).

SMI varía normalmente entre 0 y 1, pero SMI puede ser mayor que 1, ya que el valor de saturación del suelo, puede exceder la capacidad de campo. (Dirimeyer et al., 2000)

Los resultados de índice de humedad del suelo se han modificado de manera que $0 \leq SMI \leq 1$, esta modificación se ha hecho tomando simplemente para $SMI > 1 \rightarrow SMI = 1$

La fracción evaporativa la escribimos como:

$$Fracción\ evaporativa = FCL / (FCL + FCS) \quad (5)$$

FCL y FCS ya se definieron en la ecuación (2).

- *Índice de humedad del suelo, altura de base de nubes fracción evaporativa y radiación neta*

En la figura 7 vemos que al aumentar el índice de humedad del suelo disminuye la altura media de base de nubes y eso ocurre tanto en Julio como en Noviembre aunque la pendiente es mayor en Julio.

Como queremos comprobar la influencia de la radiación neta en el índice de humedad del suelo, altura de base de nubes y fracción evaporativa, hemos seleccionado datos del mes de Julio y dividimos la radiación neta de ese mes en dos rangos, $120 < R_{net} < 165 \text{ W/m}^2$ y $165 < R_{net} < 190 \text{ W/m}^2$.

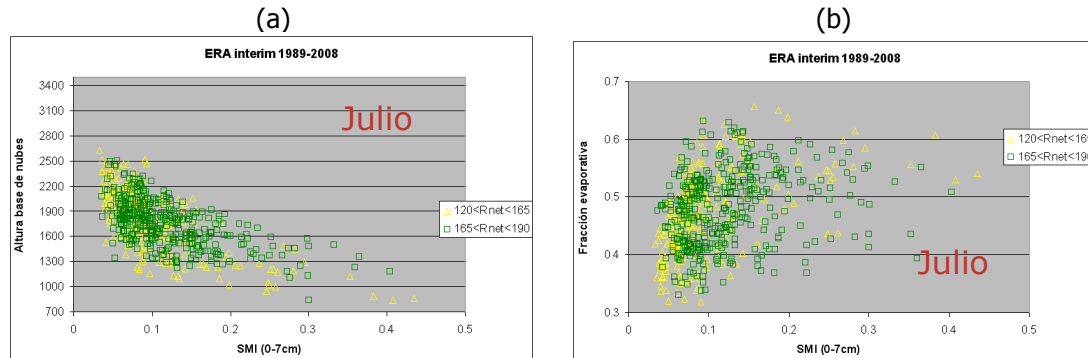


Figura 8.-La figura (a) representa el índice de humedad del suelo frente a la altura media de base de nubes para el mes de Julio y la figura (b) frente a la fracción evaporativa para valores de radiación neta entre 120 y 165 W/m^2 (triángulos amarillos), y entre 165 y 190 W/m^2 (cuadrados verdes).

Se puede observar en la figura 8 que la altura media de la base de nubes aumenta sobre suelos más secos y con mayor radiación neta, mientras que la fracción evaporativa aumenta sobre suelos más húmedos y con menor radiación neta.

Es decir, si aumenta el índice de humedad del suelo aumentará la fracción evaporativa y disminuirá la altura media de base de nubes, y para un mismo índice de humedad del suelo al aumentar la radiación neta aumentará la altura media de base de nubes y disminuirá la fracción evaporativa. Para valores de SMI muy cercanos a 0 no se puede decir nada.

Las nubes son un eslabón crucial en los retroefectos superficie-tierra:

- Los campos de nubes afectan al ciclo de energía superficial y a la evaporación.
- Están en parte ligados localmente al agua del suelo, el cual influye en la evaporación y en la altura media de la base de nubes y en parte ligados a dinámicas a mayor escala.
- La altura media de la base de nubes desciende cuando aumentan el índice de humedad del suelo (SMI) y la precipitación
- Aumenta la precipitación, aumenta SMI, suelos más húmedos, $> \text{SMI}$, aumenta la evaporación desde la superficie, cae la precipitación, parte se evapora y disminuye la altura media de la base de nubes.

- *Radiación de onda larga neta, LW_{net}*

La radiación de onda larga neta LW_{net} , juega un papel fundamental en el acoplamiento tierra-atmósfera. Los flujos hacia arriba y hacia abajo de LW_{net} son funciones fuertemente dependientes de la temperatura. Sin embargo, LW_{net} está muy determinada por la humedad y cubierta nubosa en escalas de tiempos medio diarios, debido a que hay una gran relación en la estructura diaria de temperatura atmosférica y humedad.

La radiación de onda larga neta LW_{net} depende de:

- Altura media de base de nubes, H_{nub}
- Cubierta total de nubes, TCC
- Rango de temperatura diario, $T_{smax} - T_{smin}$
- Índice de humedad del suelo, SMI

La variable T_s es la temperatura del suelo T_{skin} , la capa skin representa la capa de vegetal, la capa superior del suelo desnudo, o la capa superior de nieve, no tiene capacidad calorífica y por lo tanto responde instantáneamente a los cambios en, por ejemplo, el forzamiento radiativo.

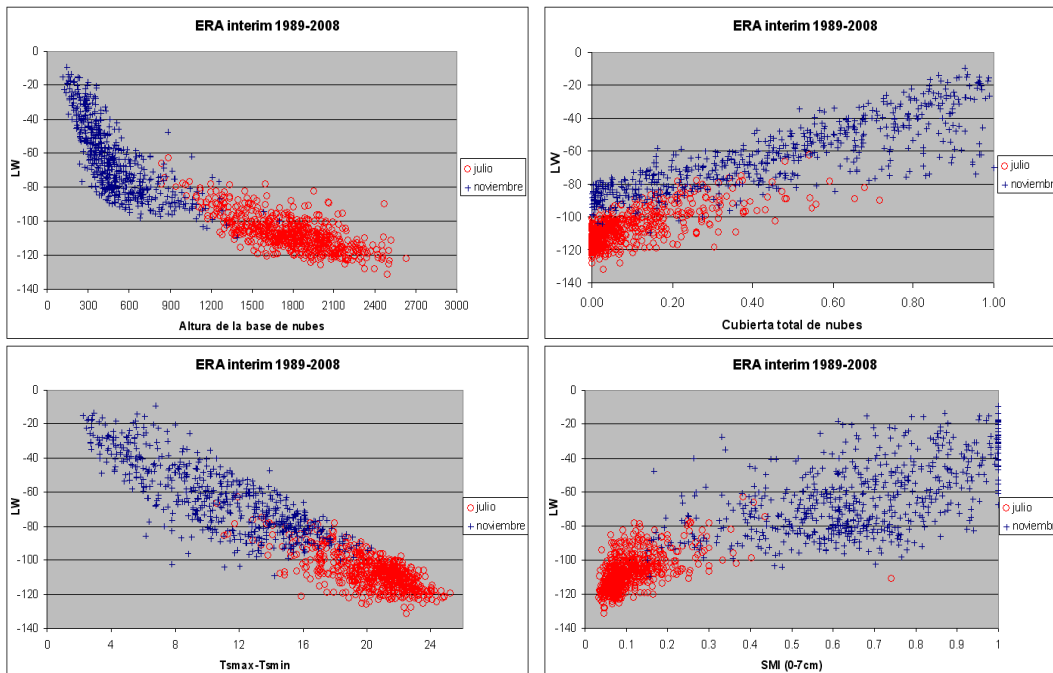


Figura 9.- Radiación de onda larga neta en superficie (en W/m^2) como función de la altura media de base de nubes (en m.) para los meses de Julio (círculos rojos) y Noviembre (cruces azules); como función de cubierta total de nubes, de Tsmax-Tsmin (en K) y de SMI.

Hnub	↓	LWnet	↓
Tsmax-Tsmin	↓	LWnet	↓
SMI	↑	LWnet	↓
TCC	↑	LWnet	↓

Tabla 1.- Comportamiento de las variables de la izquierda (H_{nub} , $T_{smax}-T_{smin}$, SMI, TCC), frente a LW_{net} .

Las 5 variables de las figuras 9 están acopladas la una a la otra sobre tierra en el modelo Era-Interim. En términos físicos estos acoplamientos tienen sentido, capas límites más cercanas a tierra y más nubosas ocurren sobre suelos húmedos y tienen más pequeña radiación de onda larga neta y más reducido rango de temperatura diurno.

- *Los términos del BES (balance de energía superficial) medio diario y la nubosidad*

Representamos los flujos en superficie como función de la altura media de la base de nubes y de la cubierta total de nubes.

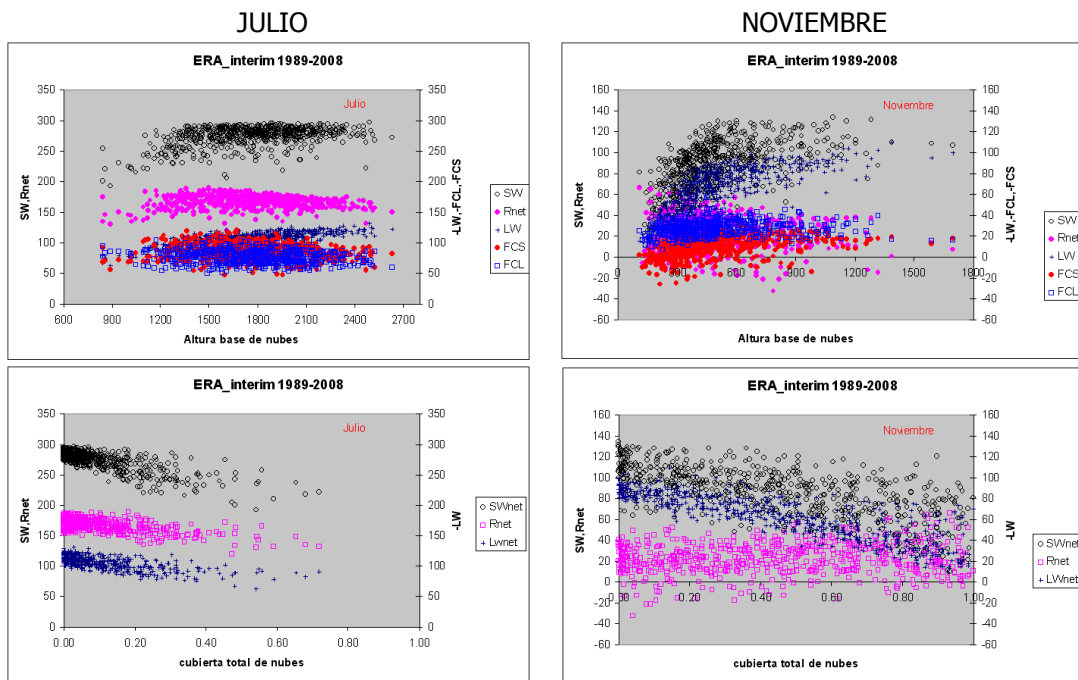


Figura 10.-Términos del balance de energía en superficie SW_{net} , R_{net} , LW_{net} , calor sensible FCS y calor latente FCL como función de la altura media de base de nubes para Julio y Noviembre (figuras superiores). Flujos de radiación como función de la cubierta total de nubes (figuras inferiores)

Las escalas del lado derecho e izquierdo de las figuras 10 son las mismas, pero para poder comparar los flujos les hemos cambiado el signo a los que aparecen en la escala izquierda de las figuras.

- En la estación seca, en Julio, (fig. 10 superior), el rango de altura de la base de nubes es mayor que en Noviembre, cuando la capa de mezcla está más cercana a la saturación y la cubierta total de nubes es, en promedio, mayor. La inclinación de FCS con la altura de la base de nubes es mayor en la estación lluviosa, Noviembre, (fig. 10 superior), lo mismo ocurre con LW y SW.
- En Noviembre hay un gran ajuste entre FCS, FCL y R_{net} (fig.10 superior), y en Julio el mayor ajuste es entre FCS, FCL y LW, ya que SW es mucho mayor en Julio que en Noviembre.
- En Julio (fig.10 inferior): Conforme aumenta la cubierta total de nubes disminuyen algo los valores R_{net} , SW_{net} y LW_{net} (el rango de valores de estas tres variables vemos que aumenta al disminuir la cubierta total de nubes), y van disminuyendo en una forma casi idéntica el número de días con esas R_{net} , SW_{net} y LW_{net} . Se cumple $LW < R_{net} < SW$.
- En Noviembre (fig.10 inferior): Con un mayor rango de cubierta total de nubes la R_{net} se mantiene independiente respecto al aumento de cubierta total de nubes, pero disminuyen SW_{net} y LW_{net} . El rango de la cubierta total de nubes es mucho mayor que en Julio. Se cumple $R_{net} < LW_{net} \leq SW_{net}$

"Sobre tierra sólo una pequeña fracción (<20%) de la radiación neta en superficie es conducida hacia abajo durante el día o almacenada en la superficie. Como resultado la temperatura superficial se eleva rápidamente después de la salida del sol hasta que se alcanza el balance entre la radiación neta y los flujos de calor sensible y latente hacia la atmósfera. Si la superficie es un desierto la elevación de temperatura durante el día (y la disminución durante la noche) es grande, pero si hay agua fácilmente disponible para evaporación o transpiración la elevación de la temperatura durante el día está muy reducida debido a que la mayor parte de la radiación neta se emplea en calor latente de vaporización. Mayores albedos superficiales sobre tierra así como mayores cubiertas nubosas juegan así un importante papel en la reducción de la radiación neta en superficie." Betts (2009).

- *Radiación solar en superficie SW_{net}*
La radiación de onda corta neta depende de:

- La radiación de onda larga neta, LW_{net}
- La cubierta total de nubes, TCC
- El flujo de calor sensible, FCS
- La altura media de base de nubes, H_{nub}

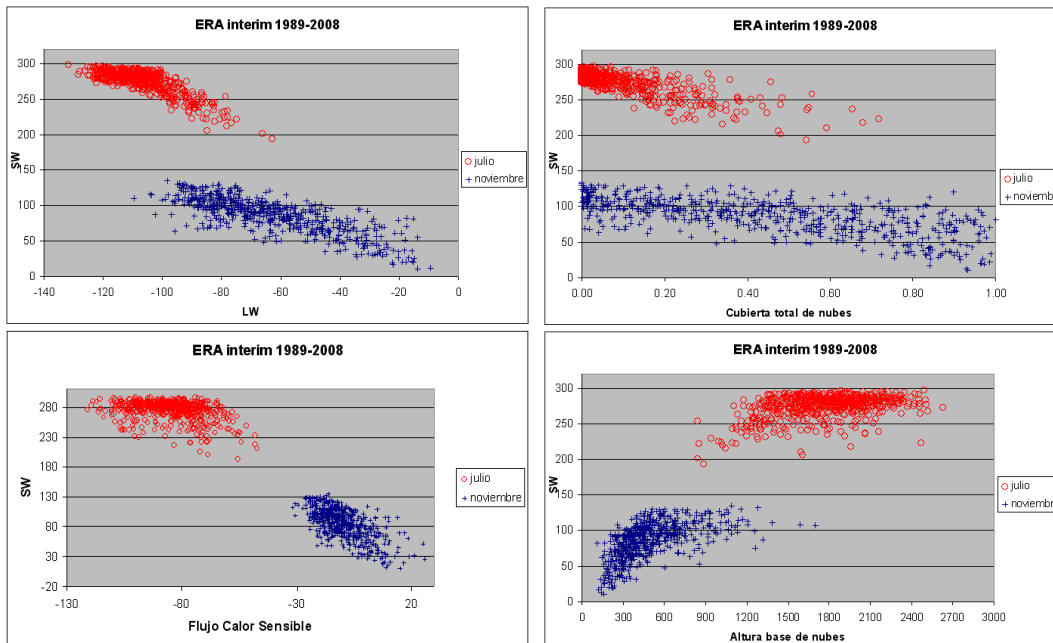


Figura 11.- Lo mismo que la figura 9 con SW_{net} como función de LW_{net} , Cubierta total de nubes, Flujo de calor sensible y Altura media de base de nubes.

Hnub	↓	SWnet	↓
LWnet	↓	SWnet	↓
FCS	↓	SWnet	↓
TCC	↑	SWnet	↓

Tabla 2.- Lo mismo que la tabla 1 con H_{nub} , LW_{net} , FCS, TCC frente a SW_{net}

En la figura 11 observamos que:

- La dependencia de SW_{net} con la cubierta nubosa es distinta para cada mes.
- En Noviembre la cubierta nubosa es mayor que en Julio, la radiación SW_{net} es menor, y la altura de la base de nubes también es menor.
- Mayor cubierta nubosa y menor altura de base de nubes reducen la radiación de onda larga neta LW_{net} , la radiación de onda corta neta SW_{net} , y el flujo de calor sensible FCS (tabla 2).

- Relaciones del Flujo de calor latente en superficie, FCL

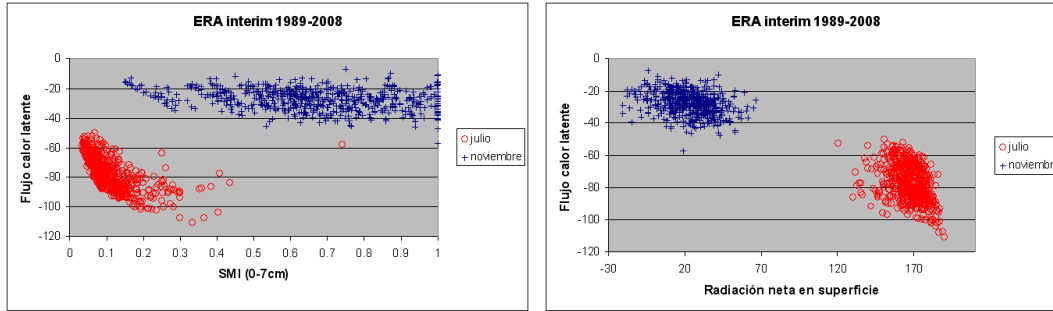


Figura 12.- Lo mismo que la figura 11 para flujo de calor latente como función de SMI y R_{net} .

La radiación neta es mayor en Julio y el flujo de calor latente también, al aumentar la radiación neta aumenta el flujo de calor latente tanto en Julio como en Noviembre, aunque la pendiente es mucho más acusada en Julio.

En Noviembre el FCL es casi independiente del índice de humedad del suelo, mientras que en Julio hay una gran dependencia, (parece que a partir de un cierto valor de SMI el flujo de calor latente se hace independiente de él). Sería conveniente comprobar su comportamiento en primavera.

- Relación de la temperatura del suelo (T_{smax} , T_{smin} , $T_{smax}-T_{smin}$) con LW_{net}

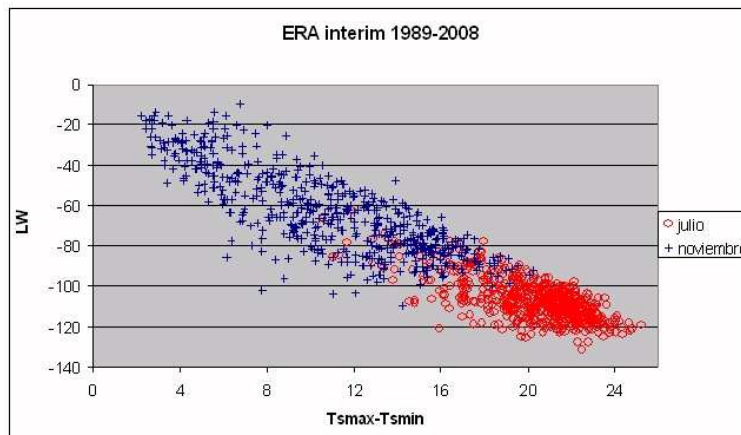


Figura 13.- Radiación de onda larga neta en superficie frente a Rango diario de temperatura skin.

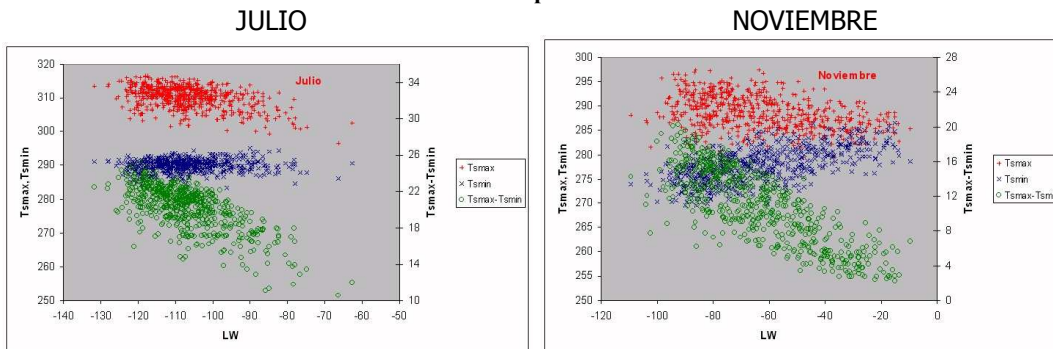


Figura 14.- Para los meses de Julio y Noviembre representamos en un eje la T_{smax} y la T_{smin} y en el otro eje vertical el rango diario de temperatura $T_{smax}-T_{smin}$ frente a LW_{net} , en el eje horizontal.

En Julio la radiación de onda larga neta aumenta fundamentalmente con el aumento del rango diario de temperatura, algo menos con el aumento de la temperatura máxima y su variación es independiente de la temperatura mínima

En Noviembre la radiación de onda larga neta aumenta también principalmente con el aumento del rango diario de temperatura, algo menos con el aumento de la temperatura

máxima, y disminuye con el aumento de la temperatura mínima probablemente debido a que el aumento de la temperatura mínima en Noviembre se deba a un mayor aumento de la nubosidad y como ya vimos en la tabla 1 al aumentar la nubosidad disminuye LW_{net} .

5. Conclusiones

- Se han obtenido una serie de relaciones que cumple el modelo ERA-Interim en el interior de la Península Ibérica. Algunas de ellas coinciden con los trabajos de algunos autores: Existe un control del flujo de onda larga por la altura de la base de nubes (sobre suelos húmedos, la base de nubes es más baja y el flujo de radiación de onda larga saliente es menor) (figura 9). Y esto es un importante retroefecto entre el campo de nubes y el balance de energía en superficie, Schär et al. (1999). Otras, sin embargo, no están claras (figuras 10 superiores). Debemos profundizar algo más en los flujos de energía desde superficie, especialmente en la época de verano (escasa disponibilidad de agua en la zona de estudio): "La partición de la R_{net} en superficie en calor latente y sensible está en gran manera controlada por la disponibilidad de agua para la evaporación y por la vegetación". Betts (2004).
- Las conclusiones para nuestra zona de trabajo con datos ERA-Interim coinciden en gran parte con las obtenidas por Betts para la cuenca del río Madeira en Rondonia (Brasil) con datos de ERA40.

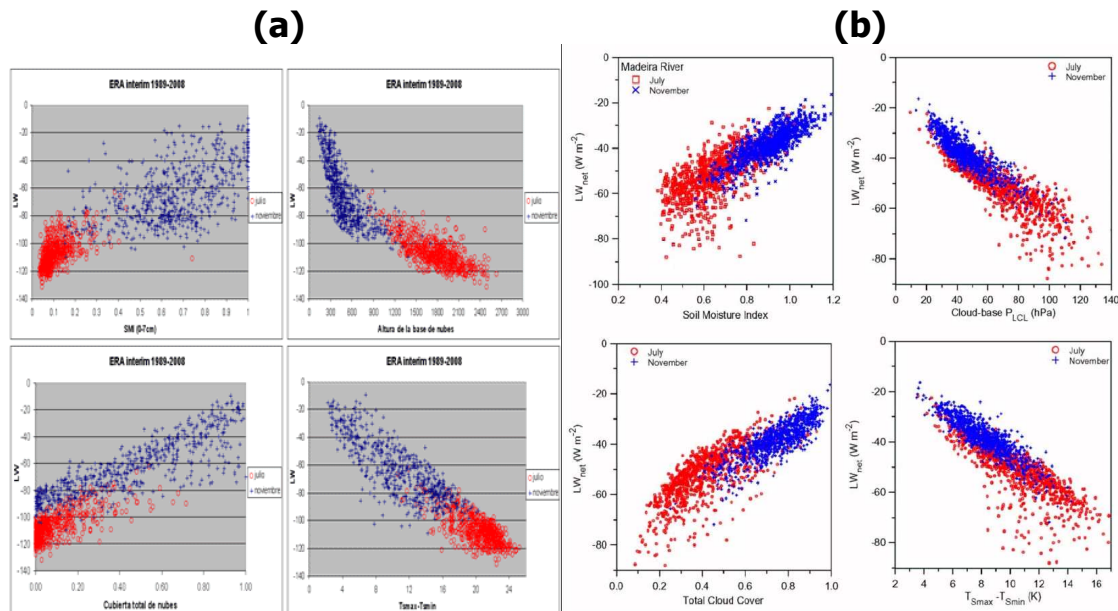


Figura 15.-Gráficas obtenidas en la zona seleccionada de la Península Ibérica (aproximadamente las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana) con datos ERA-Interim 1989-2008 fig.(a) y gráficas obtenidas por Betts en la cuenca del río Madeira con datos ERA40 1972-2002 fig.(b).

- Se ha comprobado que efectivamente las variables y los flujos están interconectados (figura 16).

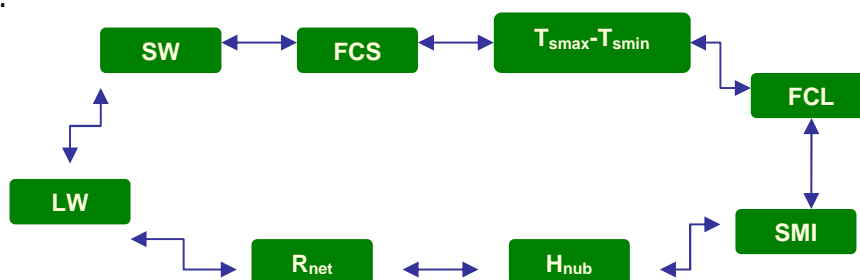


Figura 16.- Flujos y variables de estudio y su interrelación.(Ver figuras 7, 10, 11, 12, otras sin representar)

Para la futura comprobación del cumplimiento de estas relaciones obtenidas en otros modelos, por ejemplo, los modelos climáticos regionales del proyecto ENSEMBLES, se propone tomar como referencia las gráficas SW-LW, LW-H_{nub}, H_{nub}-SMI, (figura 17), así estaremos relacionando las características del suelo con el aire por encima de él.

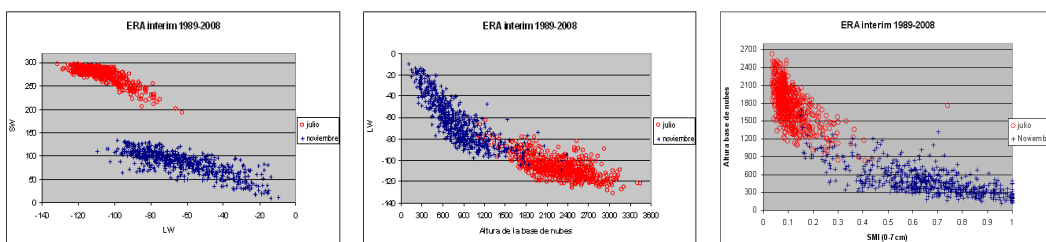


Figura 17.- Gráficas propuestas para la comprobación de los modelos climáticos regionales

- Con los datos ERA-Interim 1989-2008 en la zona de la Península Ibérica seleccionada se verifica que un aumento de la radiación de onda larga neta LW_{net} llevaría consigo los aumentos y disminuciones de las siguientes variables expresadas en la tabla 3 :

Hnub	↑	SWnet	↑
Rnet	↑	FCL	↑
FCS	↑	Tsmax	↑
TCC	↓	Tsmax-Tsmin	↑
SMI	↓	Fracción Ev.	↓

Tabla 3.- Variables que aumentarían o disminuirían al experimentar un aumento la radiación de onda larga neta (decrecimientos en azul, aumentos en rojo).

Referencias

- Barker T., I. Bashmakov, L. Bernstein, J. E. Bogner, P. R. Bosch, R. Dave, O. R. Davidson, B. S. Fisher, S. Gupta, K. Halsnæs, G.J. Heij, S. Kahn Ribeiro, S. Kobayashi, M. D. Levine, D. L. Martino, O. Masera, B. Metz, L. A. Meyer, G.-J. Nabuurs, A. Najam, N. Nakicenovic, H. -H. Rogner, J. Roy, J. Sathaye, R. Schock, P. Shukla, R. E. H. Sims, P. Smith, D. A. Tirpak, D. Urge-Vorsatz, D. Zhou, 2007: TECHNICAL SUMMARY. IN: CLIMATE CHANGE 2007: MITIGATION. CONTRIBUTION OF WORKING GROUP III TO THE FOURTH ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE [B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, L. A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Betts Alan K., UNDERSTANDING HYDROMETEOROLOGY USING GLOBAL MODELS, 2004, DOI: 10.1175/BAMS-85-11-1673.
- Betts Alan K., LAND-SURFACE-ATMOSPHERE COUPLING IN OBSERVATIONS AND MODELS, 2009, DOI: 10.3894/JAMES.2009.1.4

- Brunet, M.; Casado, M.J.; Castro, M.; Galán, P.; López, J.A.; Martín, J.M.; Pastor, A.; Petisco, E.; Ramos, P.; Ribalaygua, J.; Rodríguez, E.; Sanz, I.; Torres, L., 2008: GENERACIÓN DE ESCENARIOS REGIONALIZADOS DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA ESPAÑA. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. ISBN: 978-84-8320-470-2.
- Christoph Schär, Daniel Lüthi, and Urs Beyerle, THE SOIL-PRECIPIATION FEEDBACK: A PROCESS STUDY WITH A REGIONAL CLIMATE MODEL, *Journal of Climate*, 1998, Volume 12, 722-741.
- Dirmeyer Paul A. and Fanrong J. Zeng, THE SENSITIVITY OF SURFACE FLUXES TO SOIL WATER CONTENT IN THREE LAND SURFACE SCHEMES, 2000, *Journal of Hydrometeorology*, volume 1, 121-134.
- IFS DOCUMENTATION - CY33R1 OPERATIONAL IMPLEMENTATION, 3 June 2008.
- Koster RD, Dirmeyer PA, Guo Z, Bonan G, Chan E, Cox P, Gordon CT, Kanae S, Kowalczyk E, Lawrence D, Liu P, Lu CH, Malyshev S, McAvaney B, Mitchell K, Mocko D, Oki T, Oleson K, Pitman A, Sud YC, Taylor CM, Verseghy D, Vasic R, Xue Y, Yamada T; GLACE Team, REGIONS OF STRONG COUPLING BETWEEN SOIL MOISTURE AND PRECIPITATION, *Science* 20 August 2004: Vol.305.no.5867, pp. 1138-1140, DOI: 10.1126/science.1100217.
- Lorenz, E.N., 1963, DETERMINISTIC NONPERIODIC FLOW. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130-141.
- Niehörster F., Fast I., Huebener H., Cubasch U., THE STREAM ONE ENSEMBLES PROJECTIONS OF FUTURE CLIMATE CHANGE, ENSEMBLES Technical Report No.3, April, 2008.
- Palmer, T.N., 2001, A NONLINEAR DYNAMICAL PERSPECTIVE ON MODEL ERROR: A PROPOSAL FOR NON-LOCAL STOCHASTIC-DYNAMIC PARAMETRIZATION IN WEATHER AND CLIMATE PREDICTION MODELS. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 279-304.
- Trenberth, K.E., y D.J. Shea, 2005, RELATIONSHIPS BETWEEN PRECIPITATION AND SURFACE TEMPERATURE. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14703, DOI: 10.1029/2005GL022760.
- Viterbo P., THE ROLE OF THE LAND SURFACE IN THE CLIMATE SYSTEM, ECMWF2002, Meteorological Training Course Lecture Series.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, C. Frei, S. I. Seneviratne, and C. Schär, PREDICTABILITY AND UNCERTAINTY IN A REGIONAL CLIMATE MODEL, *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 4586, DOI: 10.1029/2002JD002810, 2003.
- Wilks, D.S., 2006, STATISTICAL METHODS IN THE ATMOSPHERIC SCIENCES, ISBN 13: 978-0-12-751966-1.