

# EVALUACIÓN DE LAS COMPONENTES DEL CICLO ENERGÉTICO EN EL SUELO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA USANDO SIMULACIONES DE MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES DEL PROYECTO PRUDENCE

M<sup>a</sup> Carmen Sánchez de Cos, J.M. Sánchez-Laulhé, C.Jiménez  
 Agencia Estatal de Meteorología, C/Demóstenes n<sup>o</sup>4, Málaga, España, [csanchez@inm.es](mailto:csanchez@inm.es)

## 1.-Introducción

En este trabajo se evalúan las componentes del ciclo de la energía en el suelo sobre la Península Ibérica para un período de control de clima (1961-1990) y para escenarios futuros (2071-2100) usando simulaciones de modelos climáticos regionales (MCR) integradas en el proyecto europeo PRUDENCE. El objeto es analizar las componentes e incertidumbres que afectan al ascenso de temperatura previsto de forma general por todos los modelos climáticos, y en particular por todos los MCR de PRUDENCE para los escenarios futuros que se muestra en la figura 1

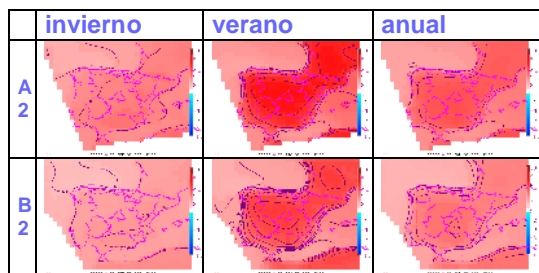


Figura 1.- Diferencias medias de temperatura a 2 metros ( $T_{2m}$ ) entre las proyecciones para (2071-2100) para los escenarios de emisión IPCC A2 y B2 y para la simulación de control (1961-1990) promediadas sobre todos los MCR PRUDENCE para invierno, verano y anual.

En la figura 2 (basada en Kiehl y Trenberth, 1997) se muestra un esquema medio anual y global del balance de energía en la superficie y en la atmósfera. La ecuación del balance de energía en superficie para un periodo inferior al año tiene que considerar el flujo medio de energía en el suelo  $G$ :

$$SWN+LWN = SH+LH+G \quad (1)$$

- $SWN$ : Radiación de onda corta neta
- $LWN$ : Radiación de onda larga neta
- $SH$ : Flujo de calor sensible
- $LH$ : Flujo de calor latente
- $G$ : Flujo de calor en el suelo

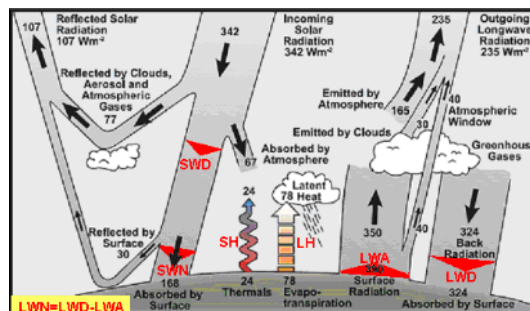


Figura 2.- Esquema del balance de energía medio anual y global de la tierra (basada en Kiehl y Trenberth, 1997).

## 2.- Las simulaciones PRUDENCE

Todos los MCR han realizado las simulaciones de clima actual (1961-1990) y de clima futuro (2071-2100) con el escenario de emisión A2 del IPCC utilizando las condiciones iniciales y de contorno proporcionadas por el modelo global atmosférico HadAM3H.

Además cinco MCR han realizado simulaciones de clima futuro bajo el escenario de emisión B2 del IPCC utilizando también las condiciones iniciales y de contorno del modelo HadAM3H. Finalmente, dos MCR han llevado a cabo los tres experimentos (control y escenarios A2 y B2) utilizando valores iniciales y de contorno proporcionados por el modelo global acoplado ECHAM4/OPYC.

En la **Tabla 1** se muestran los 10 MCR con el nombre de sus respectivas instituciones y los modelos climáticos globales (MCG) que imponen las condiciones iniciales y de contorno. Para los modelos de SMHI y DMI, se les añade una E o una H para distinguir sus resultados con el contorno ECHAM4 o HadAM3H respectivamente. El modelo CNRM es global y por tanto no utiliza condiciones de contorno laterales

Los datos utilizados han sido interpolados a una rejilla común de 0.5° centrada en la Península por Castro y Galán, (2007).

MCR	MCG					
	HadAM3H			ECHAM4		
	Control	A2	B2	Control	A2	B2
DMI	X	X	X	X	X	X
ETH	X	X				
GKSS	X	X				
HC	X	X				
ICTP	X	X	X			
KNMI	X	X				
MPI	X	X				
SMHI	X	X	X	X	X	X
UCM	X	X	X			
CNRM	X	X	X			

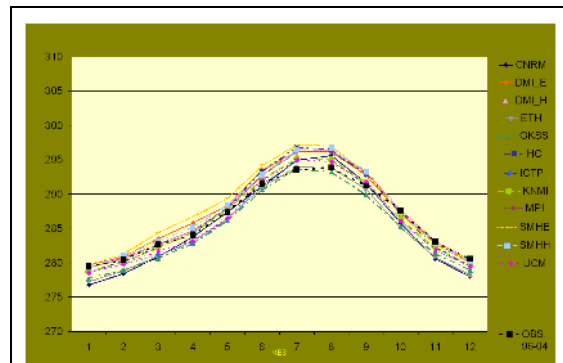
**Tabla 1** Salidas disponibles de los modelos incluidos en el proyecto PRUDENCE con el nombre de sus instituciones

### 3.- Comportamiento de los modelos en el período de control de clima (1961-1990)

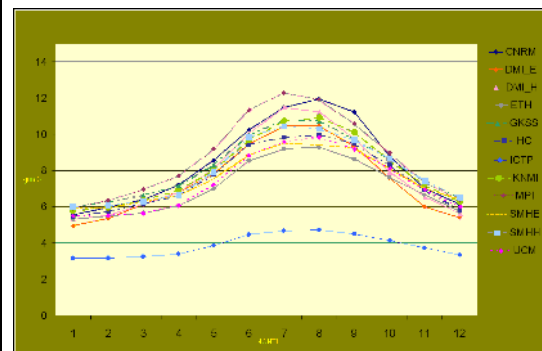
Las gráficas de las figuras 3, 4 y 5 representan las curvas de evolución anual para cada MCR de distintos parámetros medios mensuales promediados sobre la Península Ibérica para el escenario de control (1961-1990) que se analizan a continuación. En estas gráficas están incorporados los valores mensuales medios de temperatura, humedad y calor latente, evaluados a partir del Balance Hídrico Operativo (BHO) de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) en el periodo (1996-2004), y de radiación, evaluados a partir de datos de la red radiométrica de AEMET (1992-2007).

#### a) Temperatura a 2metros, humedad y nubosidad

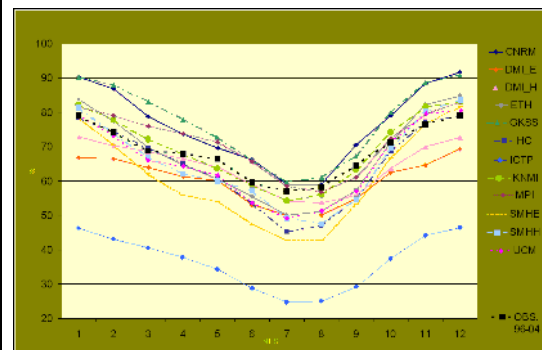
La mayor parte de los modelos sobrestiman la amplitud del ciclo anual estimado por el BHO de la temperatura a 2 metros ( $T2m$ ) con temperaturas más altas en verano y más bajas en invierno. La humedad absoluta a 2 metros ( $HA2m$ ) muestra una mayor dispersión entre los modelos en los meses de Mayo a Septiembre, periodo en que domina la física propia de cada MCR. Consecuente con la  $T2m$ , los modelos subestiman en verano los datos de humedad relativa a 2 metros ( $HR2m$ ) del BHO. En verano la nubosidad debe estar relacionada con la humedad absoluta en superficie. Sin embargo, MPI presenta una alta humedad absoluta y poca nubosidad durante todo el año, así como, por el contrario ICTP genera muy poca humedad y alta nubosidad. La alta nubosidad de HC también es discordante. Los campos de humedad de MPI e ICTP no los consideramos buenos



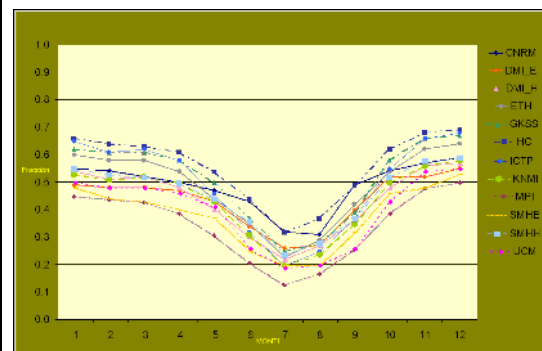
(a)  $T2m$



(b)  $HA2m$



(c)  $HR2m$



(d) Nubosidad

Figura 3.- Evolución anual de: (a) temperatura, (b) humedad absoluta, (c) humedad relativa (todas a 2 metros) y nubosidad mensuales medias para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el periodo de control (1961-1990) y curva de estimas de temperatura y humedad relativa del Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004)

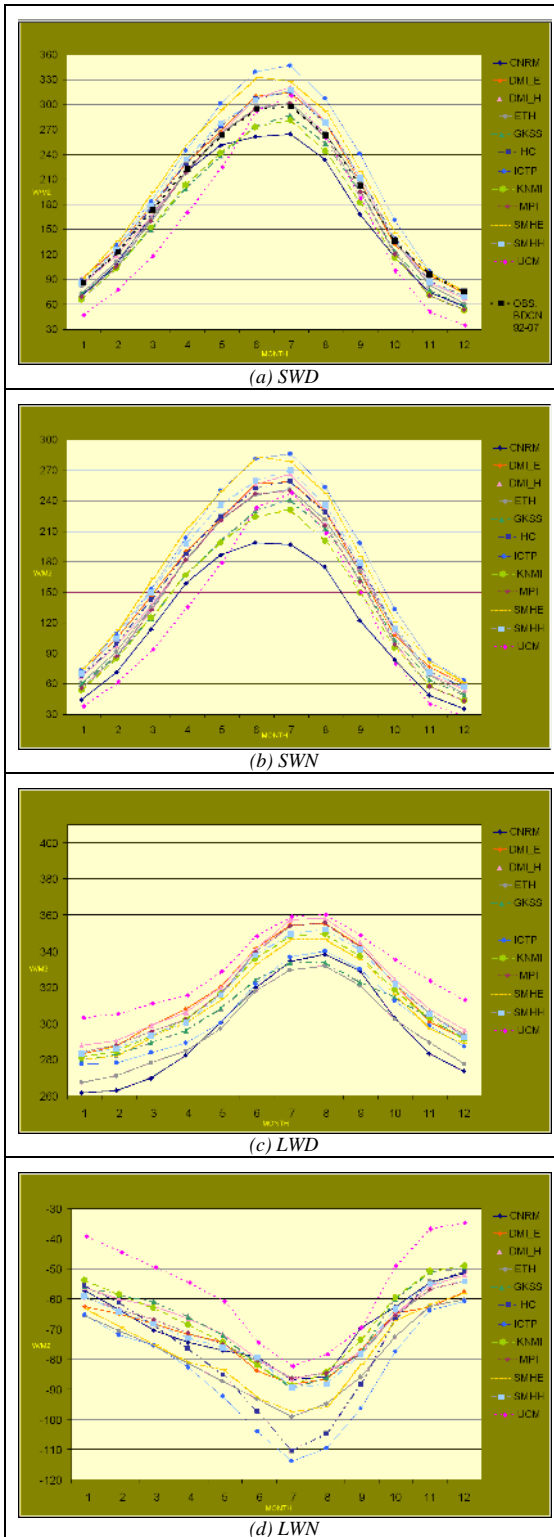


Figura 4.- Ídem que figura 3 para (a) radiación de onda corta descendente, incluida la evaluación de la observada por la red radiométrica de AEMET (1992-2007) (b) radiación de onda corta neta, (c) radiación de onda larga descendente y (d) radiación de onda larga neta en superficie.

### b) Radiación de onda larga y radiación de onda corta

La radiación de onda corta descendente en superficie (*SWD*) está condicionada por la nubosidad y también por el espesor óptico. Este último es constante para todos los MCR excepto por la contribución del vapor de agua. Los modelos la subestiman en los meses de invierno respecto a los datos de AEMET ésta puede ser la causa de la subestimación de la *T2m* en estos meses. Además presentan mayor dispersión en los meses cálidos del año (de Mayo a Agosto) (figura 4a) en forma consecuente con la variación de la *HA2m* presentando variaciones mensuales entre ellos de más de  $60 \text{ W/m}^2$ . Hemos considerado erróneos los valores de *SWD* que resultan del modelo UCM ya que presenta una curva anual media propia de latitudes más altas. Los valores de ICTP excesivamente altos parecen relacionados a la escasa humedad de este MCR.

El comportamiento de los modelos para la radiación de onda corta neta (*SWN*) (figura 4b) es similar al de la *SWD*. Los modelos ICTP y UCM presentan los problemas vistos en la *SWD*. CNRM mide menos que el resto, su suelo absorbe mucha radiación de onda corta.

Para la radiación de onda larga descendente (*LWD*) (figura 4c) existe una dispersión uniforme durante todo el año si no se considera el UCM. La amplitud de la oscilación media anual varía apreciablemente entre los modelos desde unos  $60 \text{ W/m}^2$  en el UCM a unos  $80 \text{ W/m}^2$  en el CNRM. Esta radiación hacia la superficie, depende de la nubosidad, de la concentración de gases de efecto invernadero (GEI), que suponemos constante salvo el vapor de agua, y de la temperatura del aire. La menor cantidad de nubes en verano hace suponer que la variabilidad en esta estación dependerá principalmente de la humedad y de la temperatura del aire. Esto no parece cumplirse en el UCM (*T2m* intermedia y *AH2M* más bien baja para una *LWD* muy alta) y el CNRM (*LWD* baja para *T2m* y *AH2M* altas y nubosidad alta en verano). No se tienen los datos de *LWD* para el modelo HC.

Para la radiación de onda larga neta (*LWN*), (figura 4d), los modelos ICTP y UCM discrepan del resto durante todo el año, mientras que HC lo hace en los meses cálidos. Los valores negativos indican que el flujo de *LWN* va de la superficie a la atmósfera.

En la figura 5a se muestra la radiación de onda larga ascendente emitida por la superficie (*LWA*) y en la figura 5b la temperatura de la superficie (*TS*) calculada a partir de la ley de Stefan-Boltzman suponiendo una emisividad de 0.95. El modelo UCM mantiene una *TS* y una *LWA* alta. Sin embargo la *LWN* negativa (ascendente) es muy pequeña sobre todo en invierno. Esto indica que la *LWD* en este modelo es muy alta. Dado que la

nubosidad y la  $HA2m$  en este modelo son pequeñas y que la  $T2m$  no es alta, no se explica que la radiación  $LWD$  sea tan alta. Los valores altos de  $LWA$  en ICTP son lógicos por las particularidades de este modelo.

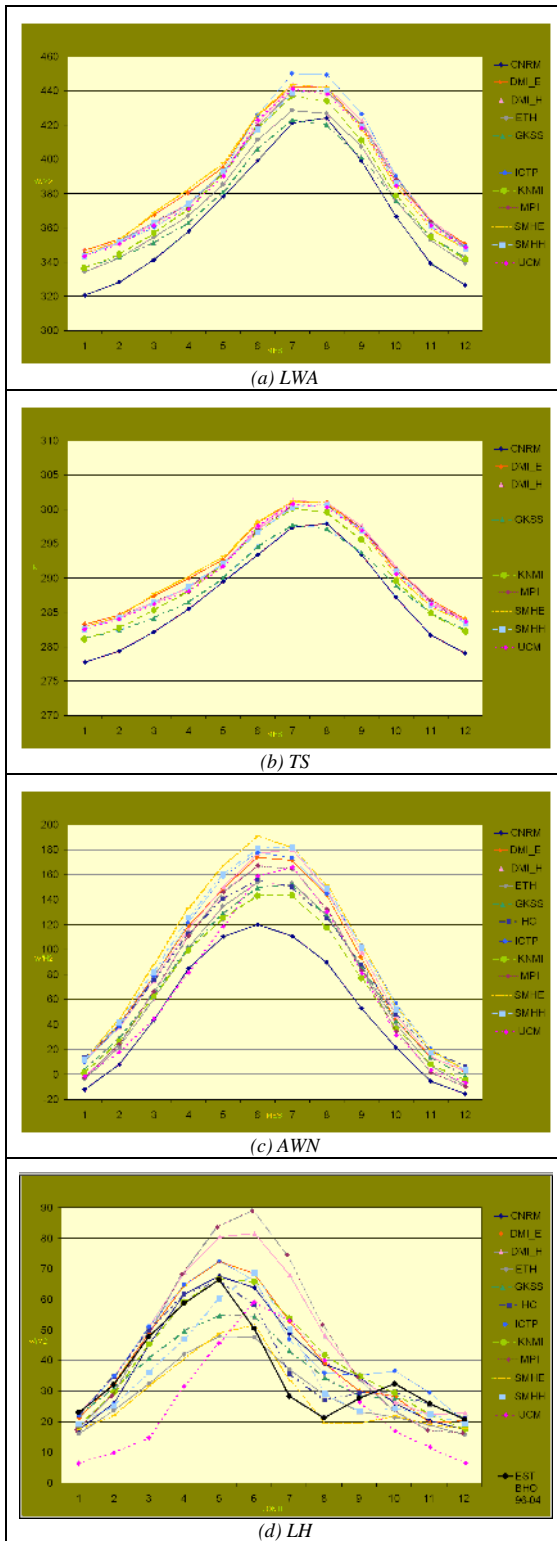


Figura 5.- Ídem que la figura 3 para: (a) radiación de onda larga ascendente emitida por la superficie, (b) temperatura en superficie, (c) radiación neta total (positiva hacia abajo), (d) calor latente desde la superficie a la atmósfera incluido el calor latente evaluado por el Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004)

### c) Intercambios de calor latente de vaporización y de calor sensible

El comportamiento del flujo de la superficie a la atmósfera de calor latente ( $LH$ ) de los MCR se observa en la figura 5d. El modelo UCM presenta discrepancia en los meses de invierno respecto al resto de los modelos. El escaso  $LH$  parece una consecuencia de la anomalía que este modelo presenta en la radiación de onda corta. Por otra parte destacan como excesivos los valores que presenta el MPI en verano. Se recuerda que este modelo presenta muy escasa nubosidad y muy alta humedad absoluta y radiación de onda larga descendente por lo que podría tener problemas con la parametrización de la condensación. El  $LH$  presenta una gran dispersión en los meses centrales del año (desde Abril a Septiembre) indicativo de la gran influencia de la parametrización del suelo propia de cada modelo. Si se toma como bueno el calor latente medio mensual obtenido de la evapotranspiración evaluada por el BHO, los MCR la subestiman en los meses más fríos pero la sobrestiman en los más cálidos. La acusada disminución del  $LH$  a partir de junio en la mayoría de los RCM y a partir de mayo en el BHO parece consecuencia de la escasez de agua disponible en el suelo en la mayor parte de la Península.

El calor sensible ( $SH$ ) no se encuentra entre los campos disponibles de PRUDENCE. Se ha evaluado por medio de una fórmula aerodinámica de la forma

$$SH = c_{ds} v \rho C_p (T_s - T_{2m}) \quad (2)$$

$c_{ds}$ : coeficiente de arrastre

$v$ : velocidad del viento

$\rho$ : densidad de la atmósfera estándar

$C_p$ : calor específico a presión constante

$T_s$ : temperatura del suelo

$T_{2m}$ : Temperatura del aire a 2m.

usando un coeficiente de arrastre fijo para cada modelo evaluado de manera que se cierre el balance energético anual. Los resultados obtenidos presentan una gran dispersión entre los MCR por lo que no se presentan aquí. Sin embargo sí son utilizables las anomalías de los previstos respecto al control que se muestran más adelante.

Para los meses de julio y agosto en los que no varía la  $TS$  media mensual, la suma del calor latente y el sensible debe ser aproximadamente igual a la radiación neta total en superficie ( $AWN$ ) (figura 5c):  $LH + SH \approx AWN$ , que dados los bajos valores de  $LH$

indica la preponderancia del *SH* en estos meses. Altas temperaturas en superficie y alto calor sensible se asocian a baja humedad relativa y bajo flujo de calor latente.

Se observa como algunos MCR compensan la radiación de onda corta con la radiación de onda larga convergiendo con los demás (excepto CNRM) en la radiación total neta (*AWN*) (figura 5c).

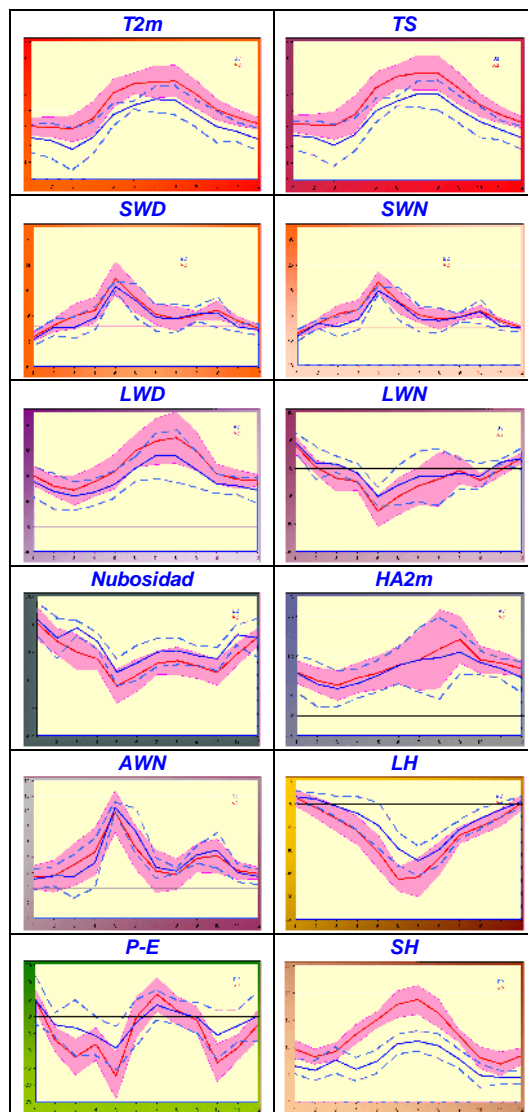


Figura 6.- Evolución anual de anomalías A2-Control (línea roja) y B2-Control (línea azul continua) para la Península Ibérica por meses y sus incertidumbres (definidas por franjas con valor medio  $\pm$ , A2 sombreada en fucsia; B2 rodeada por líneas discontinuas en azul)

#### 4.- Proyecciones climáticas (2071-2100)

Para las proyecciones futuras para 2071-2100, en los dos escenarios de emisión A2 y B2, se presentan en la figura 6 las diferencias entre los valores medios mensuales de los distintos parámetros promediados para todos los modelos y sus respectivos valores medios del período de control que de nominamos

anomalías A2-C y B2-C, así como sus incertidumbres, representadas por la desviación cuadrática media del conjunto

#### a) Anomalías mensuales medias promediadas en la Península Ibérica.

Se observa para A2 un aumento de *T2m* de unos 3° en invierno y más de 5° en verano y para B2 de unos 2° en invierno y de más de 4° en verano de acuerdo con la mayor concentración de GEI en A2. Este aumento va acompañado de un incremento de la *SWD* debido a la menor nubosidad, (excepto en enero), más notorio en mayo, y el aumento de *LWD*, correspondiente al mayor efecto invernadero. La *SWN* aumenta correspondientemente (durante la primavera hay una diferencia significativa entre A2 y B2). La *LWA*, que es dependiente únicamente de la *TS* aumenta durante todo el año y más en los meses de verano, en los que el aumento de *TS* es más fuerte. La *LWD* crece más en el escenario A2 que en el B2 contrarrestando solo parcialmente en la mayor parte del año el incremento en *LWA*. Por tanto la *LWN* que en el control ya era negativa (o sea hacia la atmósfera), se hace aún más negativa (lo cual es indicativo de una mayor diferencia *TS - T2m*), salvo en invierno que aumenta. La disminución de *LWN* es más fuerte en mayo y en el escenario A2. La radiación neta total hacia la superficie *AWN* aumenta todos los meses del año en ambos escenarios con un máximo principal en mayo y otro secundario en octubre que tiende a ensanchar el máximo de *AWN* que presentaba el control en verano (figura 5c). Estos dos máximos de aumento de *AWN* coinciden con dos picos de disminución de la nubosidad y de aumento de la *SWD*. Otro detalle a resaltar es que desde mayo a octubre el aumento de *AWN* es mayor en B2 que en A2, y el resto de los meses sobre todo en marzo y abril el aumento es mayor para el escenario A2. En promedio anual, la *AWN* es compensada por los flujos de *SH* y *LH* desde el suelo a la atmósfera. Sobre el mar el balance es más complejo por la advección de energía por las corrientes

La humedad absoluta (*HA2m*) crece durante todo los meses del año para los dos escenarios, y más para el escenario A2, aunque la variación de humedad presenta una gran dispersión entre los modelos, y en los meses de junio y julio la variación es la misma en ambos escenarios a pesar de la diferencia de temperaturas entre ambos. Esto podría ser consecuencia de la falta de humedad en el suelo que haría disminuir la evapotranspiración fruto del menor aporte de agua al suelo, *P-E*, precipitación menos evaporación, en la primavera, que se hace patente en la disminución del flujo de *LH*, mayor para A2 que para B2, máxima para A2 en junio y para B2 en julio. En consecuencia energía que antes se invertía en la evaporación ahora se invierte en el aumento de la temperatura del suelo. El *SH* aumenta notablemente en primavera y verano en el escenario

A2 (mucho menos en el B2), llegando a superar al *LH* en verano en el promedio de la Península. Por tanto parece que el aumento de temperaturas está ligado estrechamente a la variación del ciclo hidrológico.

*b) Distribución geográfica de las Anomalías estacionales y anuales*

En las figuras 1 y 7 a 16 se presentan la distribución geográfica de las anomalías de las distintas variables climáticas anuales para A2 y B2.

- *T2m*

En la figura 1 se muestra un claro aumento de la *T2m* media para el escenario A2 (B2) de más de 6° (5°) en el interior de la Península Ibérica en verano, de unos 3° (2.0-2.5°) en invierno y más de 4° (3°) en el interior para el promedio anual.

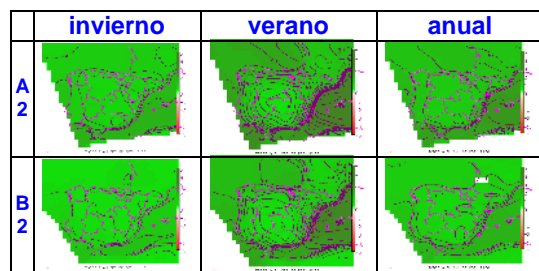


Figura 7.- Ídem que figura 1 para la humedad absoluta a 2 metros (*HA2m*).

- *HA2m*

Aumenta siempre en los escenarios futuros (figura 7), debido a la mayor temperatura (más en A2 que en B2). El aumento es mayor en verano, aunque disminuye fuertemente hacia el interior este aumento por la falta de humedad en el suelo debido a la disminución de aporte neto de agua al suelo, fundamentalmente en primavera

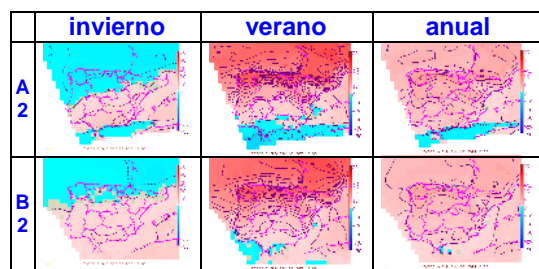


Figura 8.- Ídem que figura 1 para la radiación de onda corta descendente en superficie (*SWD*)

- *SWD*

Hay un aumento anual de la *SWD* en toda la Península y mares circundantes salvo Alborán (figura 8). El mayor incremento del flujo de *SWD* ocurre en el norte por la disminución de nubosidad en primavera y verano. En invierno disminuye en el norte y noroeste, y en verano en zonas del sur, más en A2.

- *SWN*

La variación de la *SWN* (figura 9), aumento de la radiación de onda corta absorbida en el suelo, refleja el aumento de la *SWD*.

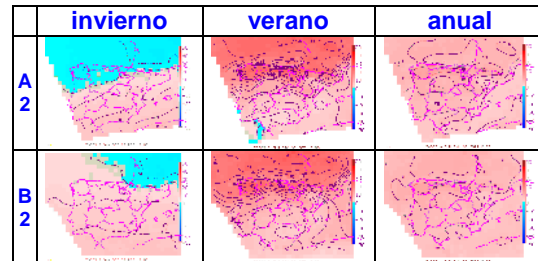


Figura 9.- Ídem que figura 1 para la radiación de onda corta neta (*SWN*)

- *LWD*

La distribución geográfica (figura 10) muestra un aumento general de la *LWD* producto del fuerte incremento de la temperatura en los niveles bajos de la atmósfera, (que es consecuencia del aumento de la absorción de energía por los GEI...).

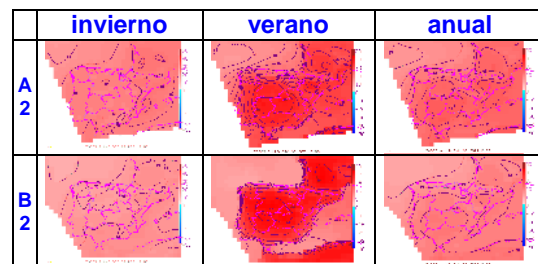


Figura 10.- Ídem que figura 1 para la radiación de onda larga descendente en superficie (*LWD*)

- *LWA*

Como se observa en la figura 11 la radiación de onda larga emitida por el suelo crece en los dos escenarios, mucho más en el interior en los meses cálidos y en el sur y este de la Península en invierno, debido al incremento de la temperatura en el suelo (mayor en A2)

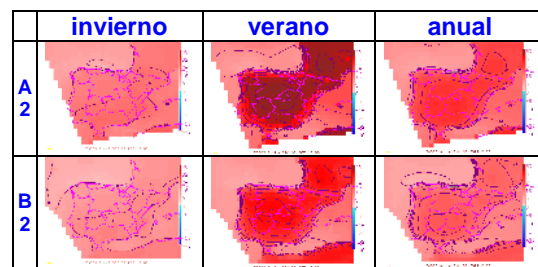


Figura 11.- Ídem que figura 1 para la radiación de onda larga ascendente emitida por el suelo (*LWA*)

- *LWN (LWN=LWD-LWA)*

Los mapas anuales de *LWN* (figura 12) muestran un aumento hacia la atmósfera en toda la Península excepto en zonas de las costas. En invierno sin

embargo hay una disminución de  $LWN$  en toda la Península salvo en zona del sur para A2.

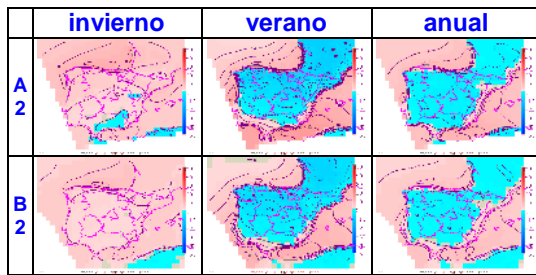


Figura 12.- Ídem que en figura 1 para radiación de onda larga neta ( $LWN$ ).

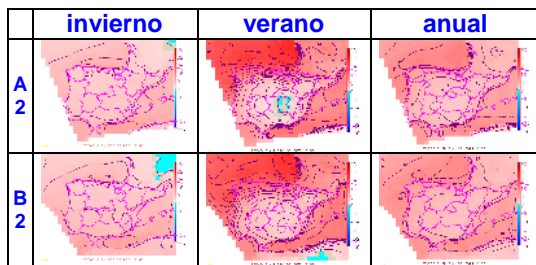


Figura 13.- Ídem que en figura 1 para radiación de onda larga neta ( $AWN$ ).

- $AWN$

La radiación neta total que recibe la superficie de la Península Ibérica crece en los dos escenarios futuros, más en la costa que en el interior (figura 13). En la costa las variaciones mayores se dan en verano en la costa cantábrica y gallega. En el interior el mayor incremento se da en primavera, y el menor en verano llegando a hacerse nulo en zonas de la Meseta Central Sur para el escenario A2.

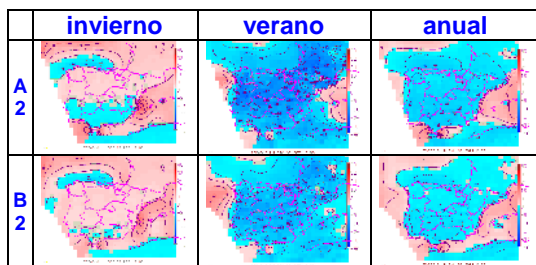


Figura 14.- Ídem que en figura 1 para el flujo de calor latente ( $LH$ )

- $LH$

En tierra, en invierno, aumenta en la mitad norte y disminuye en la mitad sur; en verano disminuye en toda la Península (figura 14). Sobre el mar, en invierno el  $LH$  aumenta salvo en la mayor parte de la costa norte y en verano aumenta al oeste de Galicia, en el litoral catalán y al este de Baleares, que coinciden en las zonas donde la  $LWA$  aumenta más fuertemente, o sea donde la temperatura de la superficie del mar aumenta más, lo cual implica que la tensión de saturación se incrementa, y también en zonas donde aumenta el viento. En el promedio

anual sobre el mar el  $LH$  solo disminuye en el Cantábrico. Lo mismo ocurre en B2.

- $SH$

Se puede evaluar este término sobre tierra, no así sobre mar debido a que no se puede ignorar el papel de las corrientes marinas, por lo cual no se exponen las gráficas. El calor sensible depende de la diferencia entre  $TS$  y la temperatura de la atmósfera inmediata ( $T2m$ ), y del viento. De las gráficas de diferencias de  $LWN$  se deduce que la diferencia de temperaturas debe crecer sobre la mayor parte de la Península y decrecer sobre el mar, y las gráficas de variación de la intensidad del viento solo indican un aumento significativo al oeste de Galicia. De lo que se deduce que el flujo de calor sensible a la atmósfera aumentará en la mayor parte de la península y disminuirá en la costa salvo en la costa de Galicia.

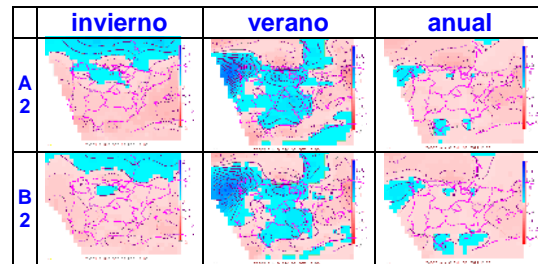


Figura 15.- Ídem que en figura 1 para viento a 10 metros

## 5. Temperatura y ciclo hidrológico

Valores altos de radiación neta y valores bajos de evaporación están generalmente asociados con altas temperaturas cerca de la superficie. En la situación climática actual el interior de la Península tiene en verano una alta radiación neta y baja evaporación. Para los escenarios futuros  $AWN$  crece y  $LH$  decrece en todas partes excepto en invierno;  $AWN$  crece menos en el interior de la Península, incluso hay zonas donde no crece en verano en el escenario A2, y en el promedio anual se observa que crece menos en A2 que en B2. En el gran crecimiento de la temperatura del suelo interviene la falta de humedad en el suelo que hace disminuir el calor latente de evaporación.

### a) Variaciones de fracción evaporativa y $T2m$

La fracción evaporativa se define como  $\Lambda = SH / (LH + SH)$ : flujo de calor latente dividido por radiación neta, ignorando el flujo de calor del suelo.

La relación entre fracción evaporativa y temperatura es más clara que la relación entre evaporación y temperatura,  $T2m$ . y están correlacionadas negativamente, con un rango de valores de  $T2m$  entre  $-25$  y  $-91$  K para las simulaciones de modelos. En la figura 16 se muestra la media multianual en verano de  $T2m$ . para A2 y control, agrupadas por MCR. Se observa en la gráfica la sensibilidad de la

variación prevista de temperatura respecto a la fracción evaporativa del modelo en el control y por tanto de la importancia de la humedad disponible en el suelo cuya escasez impide la evapotranspiración. En el escenario futuro A en verano se reduce más fuertemente en los modelos que tienen una  $\Lambda$  más alta, que son al mismo tiempo los que experimentan un menor aumento de  $T2m$  (4.8 K en CNRM y 7.8 para SMHI\_E). Como se observa además la fracción evaporativa en verano es dependiente tanto de la representación del ciclo hidrológico propia de cada MCR como del MCG en el que están anidados. Este resultado está de acuerdo con Van den Hurk, et al. (2004) y Schär et al. (2004) entre otros, que afirman que los cambios de temperatura simulados en verano sobre tierra para los escenarios futuros de cambio climático dependen de muchos procesos interactivos que están incluidos en los códigos de los MCR y en particular de la modelización del ciclo hidrológico. También concluyen que es bastante común que muchos MCR simulen el clima actual como excesivamente seco centrando el problema en el rango de profundidad de agua en el suelo que juega un papel importante en el ciclo anual de evaporación que tiene un claro impacto en la respuesta de la temperatura cerca de la superficie. Dado que aparentemente las simulaciones de los modelos son excesivamente secas en verano, las predicciones de incremento de temperatura podrían estar sobredimensionadas. En nuestro caso esta diagnosis no está clara porque aunque en verano en el periodo de control la  $HA2m$  es inferior a la estimada por el BHO, el flujo de  $LH$  es superior al estimado por el BHO por lo que no parece evidente que se subestime el agua contenida en el suelo.

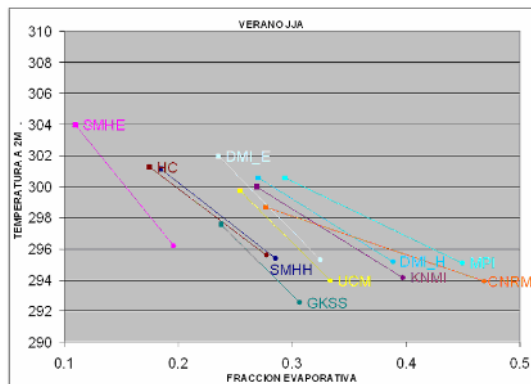


Figura 16.- Promedio de la  $T2m$  en verano como función de la fracción evaporativa ( $\Lambda$ ) para las simulaciones de los modelos en los escenarios A2 y Control

b) *Razón de Bowen*

Se define como  $\beta = SH/LH$ ,  $\beta$  es pequeña para superficies húmedas, donde hay mayor evaporación, y grande para superficies secas. Típicamente tiene valores de 10 para zonas desérticas, 5 para semiáridas, 0,5 para prado y bosques, 0,2 sobre zonas de riego y 0,1 sobre el océano.

Para los meses de verano en el periodo de control para la Península Ibérica  $\beta$  varía entre 0,34 para CNRM y 2.31 para SMHI\_E y para los MCR anidados en el modelo global HadAM3H entre 0,48 para MPI y 1,32 para SMHI\_H, resultados que coinciden con los obtenidos por Sánchez et al. (2007).

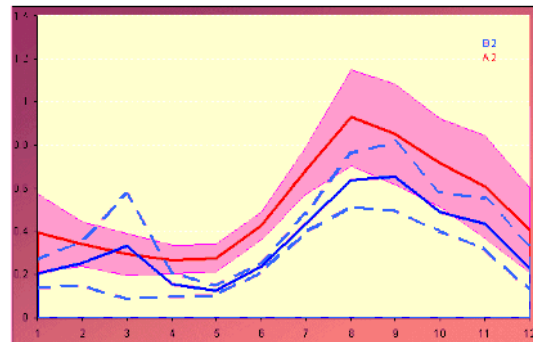


Figura 17.- Anomalías de Razón de Bowen. Promedio anual de anomalías A2-Control (línea roja) y B2-Control (línea azul continua) para la Península Ibérica y sus incertidumbres (definidas por franjas con valor medio  $\pm$ , A2 sombreada en fucsia; B2 rodeada por líneas discontinuas en azul)

Como se muestra en la figura 17 tanto para A2 como para B2,  $\beta$  crece para el conjunto de los MCR en toda la Península y particularmente en verano debido a la disminución de  $LH$  y al aumento de  $SH$ , aunque presenta una gran incertidumbre. Este aumento es particularmente notorio en el sudoeste en verano como se muestra en la figura 18.

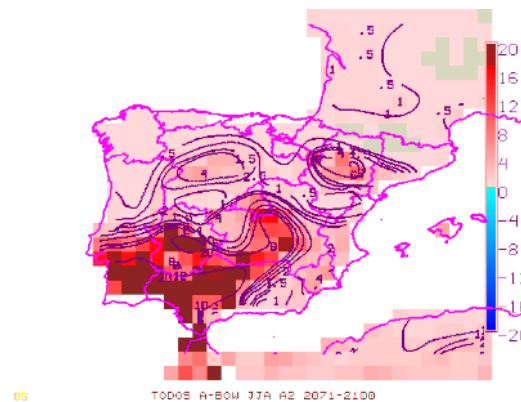


Figura 18. - Diferencias media de razón de Bowen entre las proyecciones A2 y la simulación de control promediada sobre todos los MCR para verano .

El incremento en  $\beta$  se acompaña de la generación de una capa límite convectiva más profunda y una reducción del flujo de humedad superficial. Además la humedad superficial es difundida en una capa más profunda, situación que potencialmente inhibe el desarrollo de convección húmeda. Se puede decir que esto fomenta una realimentación positiva entre la humedad del suelo y la precipitación: la degradación de la tierra reduce la humedad del suelo



y, como consecuencia de esto, la precipitación podría ser también reducida fomentando una mayor reducción de la humedad del suelo.

## 6.- Conclusiones

En el **período de control (1961-1990)** se ha analizado el comportamiento de los parámetros relacionados con el balance energético sobre la Península Ibérica de los diversos RCM y aparte de la evidencia de datos discordantes en algunos modelos ICTP y MPI respecto a la humedad, UCM, ICTP y CNRM respecto a la radiación y UCM respecto al calor latente, la comparación con los datos disponibles de *SWD* indican que los RCM la infravaloran en los meses fríos, la comparación con los datos estimados del BHO de AEMET muestra que: (a) los RCM subestiman la *T2m* en invierno y por el contrario la sobrestiman en verano; (b) subestiman la *HR2m* en verano; y (c) sobrestiman el *LH* en verano y lo subestiman en invierno.

Se han analizado las variaciones o anomalías mensuales de los **escenarios futuros A2 y B2** para el periodo 2071-2100 respecto al periodo de control. Para ambos escenarios cabe destacar la disminución del *LH* sobre todo en los meses más cálidos fruto de la disminución del agua disponible en el suelo en los modelos, lo cual es a su vez consecuencia de la disminución del aporte de agua (*P-E*). La disminución de la energía que se invertía en evaporación se invierte en el periodo futuro en ascenso de la *TS* y como consecuencia en un ascenso superior en *T2m* al que correspondería con agua en el suelo disponible suficiente. También influye el aumento de *AWN* en primavera consecuencia de una significativa pérdida de nubosidad en esta estación, en particular en el mes de mayo. La distribución geográfica de estas variaciones en muchos de los parámetros no es homogénea sobre la Península, con diferencias entre la costa y el interior: *T2m*, *HA2m*, *LWA*; entre el norte y noroeste y el resto: *SWD*, *SWN*; o mezclándose ambos en otros parámetros: *AWN*, *LWD*. En otros como *LWN* y *LH* la distribución de sus anomalías es bastante homogénea.

Se ha comprobado la dependencia de la variación prevista de *T2m* en el periodo futuro respecto a la fracción evaporativa del modelo  $\Lambda$  en el control y por tanto de la importancia de la humedad disponible en el suelo cuya escasez impide la evapotranspiración. En el escenario futuro  $\Lambda$  en verano se reduce más fuertemente en los modelos que tienen una  $\Lambda$  más alta, que son al mismo tiempo los que experimentan un menor aumento de *T2m*. Se observa que la fracción evaporativa en verano es dependiente tanto de la representación del ciclo hidrológico propia de cada MCR como del MCG en el que están anidados

Es inquietante que, en verano en el periodo de control, aunque la *HA2m* en los RCM sea inferior a

la estimada por el BHO, el flujo de *LH* sea superior al estimado por el BHO, por lo que el notable aumento de temperatura previsto podría aumentar al extenderse el periodo de escasez de agua disponible en el suelo para la evaporación. Además todos los modelos muestran un crecimiento del parámetro de Bowen, particularmente importante en verano y en el suroeste de la Península.

## Referencias

Brunet M., M. Jesús Casado, Manuel de Castro, Pedro Galán, José A. Lopez, José M. Martín, Asunción Pastor, Eduardo Petisco, Petra Ramos, Jaime Ribalaygua, Ernesto Rodríguez, Luis Torres : “Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España primera fase”. Informe INM Febrero 2007.

Castro M. y Pedro Galán: “Extracción y adaptación de datos de escenarios regionalizados de cambio climático procedentes del proyecto “Prudence” para su utilización por la comunidad de usuarios de impactos”. Informe para INM de la Universidad de Castilla- La Mancha (2007).

Christensen, J. H., y O. B. Christensen: “A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century (2007)”. Climatic Change 81, Special Issue: PRUDENCE: 31-52

Jacob, D., L. Bärring, O. B. Christensen, J. H. Christensen, M. Castro, M. Déqué, F. Giorgi, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones, E. Kjellström, G. Lenderink, B. Rockel, E. Sánchez, C. Schär, S. I. Seneviratne, S. Somot, A. van Ulden, B. van den Hurk (2007): “An inter-comparison of regional climate models for Europe: Model performance in Present-Day” Climate. Climatic Change 81, Special Issue: PRUDENCE: 7-30

Kiehl, J., and K. Trenberth, 1997: Earth’s annual global mean energy budget. Bull. Am. Meteorol. Soc., 78, 197–206.

Sánchez E., C.Yagüe, and M.A.Gaertner: “Planetary Boundary layer energetics simulated from a regional climate model over Europe for present climate and climate change conditions”. Geophysical Research letters, Vol 34 L01709, 2007.

Van den Hurk B, Hirschi M, Schär C, Lenderink G, van Meijgaard E, van Ulden A, Rockel B, Hagemann S, Graham P, Kjellström E, Jones R (2005): “Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations”. J Climate 18:3536–3551.