

# LOS BALANCES HÍDRICO Y ENERGÉTICO EN EL SUELO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES DEL PROYECTO «PRUDENCE»: EVALUACIÓN Y PROYECCIONES CLIMÁTICAS

Nota técnica 1 de AEMET

---

**José María Sánchez-Laulhé Ollero**  
**María del Carmen Sánchez de Cos Escuín**  
**Carlos Jiménez Alonso**



GOBIERNO  
DE ESPAÑA

MINISTERIO  
DE MEDIO AMBIENTE  
Y MEDIO RURAL Y MARINO



Agencia Estatal de Meteorología



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

© Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino  
Agencia Estatal de Meteorología  
Madrid, 2010

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:  
<https://cpage.mpr.gob.es/>

NIPO: 784-10-004-1  
<https://doi.org/10.31978/784-10-004-1>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)  
C/ Leonardo Prieto Castro, 8  
28040 Madrid  
<http://www.aemet.es/>

 @Aemet\_Esp

 <https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia>

# LOS BALANCES HÍDRICO Y ENERGÉTICO EN EL SUELO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES DEL PROYECTO “PRUDENCE”: EVALUACIÓN Y PROYECCIONES CLIMÁTICAS

Nota técnica 1 de AEMET

---

**José María Sánchez-Laulhé Ollero**  
**María del Carmen Sánchez de Cos Escuín**  
**Carlos Jiménez Alonso**

---

Centro Meteorológico de Málaga  
Delegación en Andalucía, Ceuta y Melilla  
**Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)**

---

Abril de 2010

NIPO: 784-10-004-1



# ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN .....	4
1.1	Suelo y clima .....	5
1.2	El cambio climático global y el control de la superficie en su impacto en las escalas espaciales y temporales más cortas.....	9
1.3	Acoplamiento superficie tierra-atmósfera .....	12
1.3.1	El balance de energía en superficie .....	13
1.3.1.1	El balance sobre tierra.....	13
1.3.1.2	$SWW$ en superficie .....	13
1.3.1.3	$LWN$ en superficie .....	14
1.3.1.4	Acoplamiento de $LWN$ con el ciclo diurno y la capa límite nocturna.....	14
1.3.2	El papel de la disponibilidad de agua en superficie y de las nubes en el reparto de energía en superficie.....	14
1.3.2.1	El ciclo diurno .....	15
1.3.3	Disponibilidad de agua, evaporación y NCA.....	16
1.3.3.1	El acoplamiento superficie tierra-capa límite .....	16
1.3.3.2	Controles de nube y de superficie en el BES y en la $FE$ .....	16
1.3.3.3	Acoplamiento entre albedo de nube y flujos en superficie .....	17
1.3.4	Retroefectos hacia escalas mayores .....	18
1.3.4.1	Retroefecto evaporación-precipitación.....	18
1.3.4.2	Acoplamiento de la precipitación y la nubosidad al movimiento vertical .....	19
	Relación del forzamiento SW de la nubosidad con el forzamiento de la precipitación.....	19
1.4	Notas sobre la regionalización de modelos climáticos globales: downscaling.....	20
1.5	Notas sobre los esquemas suelo.....	24
2	OBJETIVOS Y DATOS UTILIZADOS .....	27
2.1	Objetivos.....	27
2.2	Los MCR del proyecto PRUDENCE .....	27
2.3	Interpolación a una rejilla común .....	32
3	COMPORTAMIENTO DE LOS MODELOS EN EL PERÍODO DE CONTROL 1961-1990 .....	34
3.1	Temperatura y humedad a dos metros, y nubosidad.....	34
3.2	Términos del balance energético en el suelo .....	36
3.2.1	Radiación de onda larga y radiación de onda corta .....	37
3.2.2	Intercambios de calor latente de vaporización y de calor sensible.....	40

3.3	Términos del Balance Hídrico en el suelo .....	42
3.4	Anomalías de P – E frente a las anomalías de escorrentía y almacenamiento .....	47
3.5	Comparaciones con ERA .....	48
4	PROYECCIONES CLIMÁTICAS (2071-2100) .....	57
4.1	Temperatura y humedad a dos metros, nubosidad y términos del balance de energía en el suelo .....	57
4.1.1	Anomalías mensuales medias promediadas en la Península Ibérica .....	57
4.1.2	Distribución geográfica de las anomalías estacionales y anuales.....	59
4.2	Balance hídrico.....	64
4.2.1	Anomalías mensuales medias promediadas en la Península Ibérica .....	64
4.2.2	Distribución geográfica de las anomalías estacionales y anuales.....	66
4.2.3	Nota sobre la influencia de las condiciones de contorno en los términos del balance hídrico .....	68
5	TEMPERATURA Y BALANCE HÍDRICO EN EL SUELO .....	69
5.1	Variaciones de fracción evaporativa y T2m .....	69
5.2	Razón de Bowen .....	70
6	CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS .....	72
6.1	Balance hídrico.....	72
6.2	Balance de energía en superficie. ....	72
6.3	Líneas futuras.....	73
	RECONOCIMIENTOS .....	74
	REFERENCIAS .....	74
	ANEXO I: MEDIAS ESTACIONALES Y ANUALES DE TODOS LOS PARÁMETROS Y SUS VARIACIONES PORCENTUALES Y SUS DESVIACIONES CUADRÁTICAS .....	81
	ANEXO II: ANOMALÍAS DE P – E FRENTE A LAS ANOMALÍAS DE ESCORRENTÍA Y ALMACENAMIENTO .....	118
	ACRÓNIMOS.....	131

# 1 INTRODUCCIÓN

Las interacciones entre la superficie continental y la atmósfera se producen a través de flujos de energía, flujos de masa y del ciclo de nutrientes. Los retroefectos entre la atmósfera y la superficie que afectan a estos flujos tienen efectos importantes en el sistema climático y hacen de la predicción del clima futuro un problema extraordinariamente complejo. Desde el siglo XIX, las actividades del hombre, además de estar liberando grandes cantidades de GEI en la atmósfera, provocando el cambio climático global, están cambiando la superficie tierra (vegetación, suelos, agua) lo cual puede provocar cambios climáticos no menos importantes a escala regional y local.

La necesidad de disponer de información relativa al cambio climático a escalas que van desde el ámbito regional al local constituye uno de los aspectos que centran el debate sobre el cambio global. Este tipo de información es necesario para evaluar los impactos del cambio climático sobre los seres humanos y los sistemas naturales, así como para desarrollar estrategias adecuadas de adaptación y mitigación a nivel nacional. 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, con un control de la superficie continental que varía según la estación del año y la geografía, así como en las escalas espaciales regional y local. La importancia de la resolución de los modelos se desprende del hecho de que detalles de las propiedades de la superficie a escalas tan pequeñas como unos cuantos kilómetros pueden ser importantes para las escalas más grandes. En consecuencia es muy importante, para que las proyecciones de los modelos climáticos tengan verosimilitud, que estos representen suficientemente los intercambios de energía y agua entre superficie tierra y atmósfera para lo cual es esencial que los retroefectos a las perturbaciones producidas por las actividades humanas estén reflejados.

Esta nota técnica pretende, en primer lugar, extraer información de las proyecciones climáticas para el período 2071-2100 de modelos climáticos regionales para la Península Ibérica y Baleares, analizando las variaciones proyectadas de los componentes del balance hidrológico y del balance energético en el suelo, y, en segundo lugar, tratar de imputar las incertidumbres de dichas predicciones a las distintas fuentes posibles: escenarios de emisión (IEEE), modelos climáticos globales (MCG) y modelos climáticos regionales (MCR). A este fin se han utilizado los nueve MCR que participan en el proyecto europeo PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>). Estos modelos se han validado de las proyecciones de ciertos MCG del Tercer Informe de Evaluación (TAR) del IPCC (Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático) para realizar simulaciones tanto para el período del denominado experimento de control (1961-1990), como para el período del denominado experimento de clima futuro (2071-2100), para dos escenarios de emisión antropogénica del IPCC (IEEE-IPCC): A2 y B2. Se han utilizado los datos de salida de los MCR PRUDENCE, previamente interpolados a una rejilla común, correspondiente a un dominio geográfico que comprende la Península Ibérica y el archipiélago balear.

También se comparan los resultados obtenidos en el período de control con datos obtenidos a partir del Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004),

y con datos obtenidos de la Base de Datos Climatológica Nacional a partir de la red radiométrica de AEMET (1992-2007).

### **1.1 Suelo y clima**

El sistema climático es muy complejo porque implica a cinco componentes principales del Sistema Tierra: la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la superficie sólida terrestre y la biosfera. Cada una de los componentes interactúa con los demás de forma no lineal y también con ciclos bioquímicos globales, que controlan la concentración de GEI en la atmósfera y, como resultado determinan el clima regional y global de la superficie de la Tierra (figura 1). Las interacciones se producen a través de flujos de energía: calor sensible, calor latente, radiación; de flujos de masa: de agua y de gases traza radiativamente importantes, entre los que figuran el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y el metano ( $\text{CH}_4$ ); y del ciclo de nutrientes.

El clima, por tanto, no solo depende de procesos atmosféricos, sino también de procesos físicos, químicos y biológicos, conectados entre sí, que implican a otros componentes del sistema Tierra, como son los ciclos del agua, del carbono y de oxígeno que han afectado a la formación y evolución de la atmósfera. Las propiedades radiativas de la atmósfera, un factor de control primordial del clima de la Tierra, están muy afectadas por el estado biofísico de la superficie de la Tierra y por la abundancia de un número de constituyentes traza, que incluyen los GEI y aerosoles. La composición de la atmósfera está determinada por procesos tales como emisiones naturales y antropogénicas de gases y aerosoles, transportes a diversas escalas, transformaciones químicas y microfísicas, deposición húmeda, y absorción superficial por la tierra y ecosistemas terrestres, y por el océano y sus ecosistemas. Estos procesos y, más generalmente las velocidades de los ciclos biogeoquímicos, están afectados por el cambio climático, e involucran interacciones entre y dentro de los distintos componentes del sistema Tierra. Estas interacciones son en general no lineales y pueden producir retroefectos o retroalimentaciones, negativos o positivos, en el sistema climático.

# El Sistema Climático de la Tierra

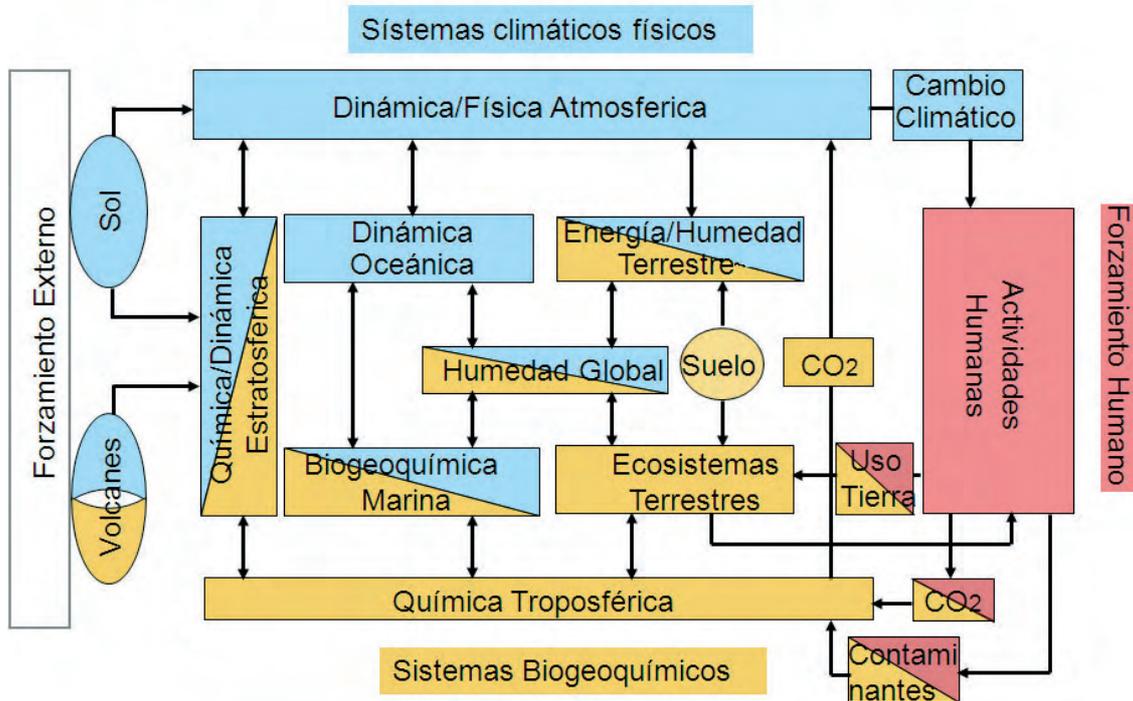


Figura 1. Los sistemas físicos y biogeoquímicos en el sistema climático (fuente: DONALD PERKEY, [http://space.hsv.usra.edu/TRESTE/teaching\\_resources.html](http://space.hsv.usra.edu/TRESTE/teaching_resources.html)).

La atmósfera juega el papel principal en el clima. La interacción entre la radiación y la convección atmosférica regula la temperatura en la superficie de la Tierra, imponiendo los límites para la nieve y la capa de hielo, y para las diversas zonas de vida en la biosfera. La capa de ozono estratosférica protege la biosfera de los efectos letales de la radiación solar ultravioleta. Los patrones de viento regulan las zonas de surgimientos oceánicos que suministran nutrientes a la biosfera marina e influyen en la temperatura superficial del mar, determinan la distribución de agua que sostiene la biosfera sobre tierra, transportan gases traza, humos, polvo, insectos, semillas y esporas a grandes distancias. La lluvia, el hielo y el viento erosionan la corteza terrestre, desgastan cordilleras, remodelan el paisaje, y reponen los suelos y el suministro de iones metálicos necesarios para el sostenimiento de la vida.

Los otros componentes del Sistema Tierra también juegan importantes papeles en el clima. Los océanos destacan por su gran inercia térmica y su papel central en el ciclo del carbono, que controla las concentraciones de dióxido de carbono. Las superficies extensas de hielo y nieve de la criosfera hacen la Tierra más reflectora, y en consecuencia más fría de lo que sería en su ausencia. Las plantas terrestres, por medio de la evaporación a través de sus hojas, ejercen una fuerte influencia que modera el clima de los trópicos y en verano de los extratropicos. Los organismos vivos terrestres y marinos han contribuido decisivamente a la liberación del oxígeno y el secuestro de carbono en la corteza terrestre, reduciendo por tanto la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub>. A escalas de tiempo de millones de años o mayores, la tectónica de

placas ejerce influencia sobre el clima por la deriva de los continentes, la orogénesis y el vulcanismo.

La superficie sobre tierra de interés para el clima es la biosfera terrestre, es decir, la estructura de los suelos, la vegetación y otros componentes biológicos, los procesos que los conectan, y el carbono, el agua y la energía que almacenan (IPCC, 2007). La mayoría de los impactos del clima sobre animales y humanos provienen de su papel regulador de la condición y distribución geográfica de los elementos de la biosfera terrestre: bosque, pradera, tundra, y desierto. El límite entre la tundra y el bosque se corresponde estrechamente con el límite de la zona del permafrost, que está determinado por la temperatura media anual. Los límites entre bosque y pradera, o entre desierto y pradera, están principalmente determinados por los requerimientos de agua de las plantas. Las plantas utilizan el agua para producir clorofila y mantener frescor en los días cálidos de verano. La demanda de agua de cualquier tipo de vegetación aumenta con la temperatura.

Los biomedios son regiones geográficas con climas que favorecen combinaciones distintas de plantas y especies animales. Por ejemplo, la tundra es la forma dominante de vegetación en regiones en que la temperatura media del mes más cálido es  $\leq 10$  °C, y la rala vegetación de desierto prevalece en regiones en que la evaporación potencial (proporcional a la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie) excede a la precipitación. La distribución global de biomedios está determinada por la insolación (i.e., la radiación solar incidente) en el tope de la atmósfera y por el clima de la superficie sobre tierra incluidas las características sistemáticas de los ciclos diario y estacional, es decir por:

- la temperatura media anual
- la oscilación de temperatura diaria y anual
- la precipitación media anual, y
- las distribuciones estacionales de precipitación y nubosidad

y además por la forma en que una serie de procesos físicos envueltos en la interacción superficie tierra-atmósfera están acoplados a la escala de tiempo diaria.

A su vez, la insolación y el clima en un lugar, están determinados por la latitud, la altitud, la posición con referencia a la configuración tierra-mar, y el terreno. La influencia combinada de la altitud sobre la temperatura, del terreno sobre la precipitación y de la pendiente local del terreno sobre la radiación solar incidente da lugar a una distribución variada de biomedios en las regiones montañosas.

El clima de la superficie interactúa con la cubierta de vegetación, los biomas, la productividad, la respiración de la vegetación y el suelo, y los incendios, todos los cuales son importantes para el ciclo del carbono (figura 2). Los ecosistemas terrestres influyen a través de diversos procesos en el flujo de carbono entre la tierra y la atmósfera. La productividad fotosintética de los ecosistemas terrestres cambia en respuesta a los cambios de temperatura, precipitación, CO<sub>2</sub> y nutrientes. Si el clima se vuelve más favorable para el crecimiento (por ejemplo, aumento de las precipitaciones en un sistema semiárido), la

productividad aumenta, y la absorción de carbono atmosférico se intensifica. Los compuestos de carbono orgánico en los suelos, originalmente procedentes de materia vegetal, son respirados (es decir, oxidados por comunidades microbianas) a diferentes tasas dependiendo de la naturaleza de los compuestos y de las comunidades microbianas. La tasa conjunta de la respiración depende de la temperatura del suelo y la humedad. Los desplazamientos en estructura de ecosistemas en respuesta a un cambio climático pueden alterar el reparto de carbono entre la atmósfera y la superficie terrestre. La migración hacia el norte del bosque boreal en la tundra podría inicialmente llevar a un aumento del almacenamiento de carbono en el ecosistema debido a la mayor biomasa de los árboles respecto a hierbas y arbustos, pero durante un tiempo más largo (por ejemplo, siglos), los cambios en el carbono del suelo tendrían que ser considerados para determinar el efecto neto. Un cambio de la selva tropical a sabana, por otra parte, daría lugar a un flujo neto de carbono desde la superficie terrestre a la atmósfera.

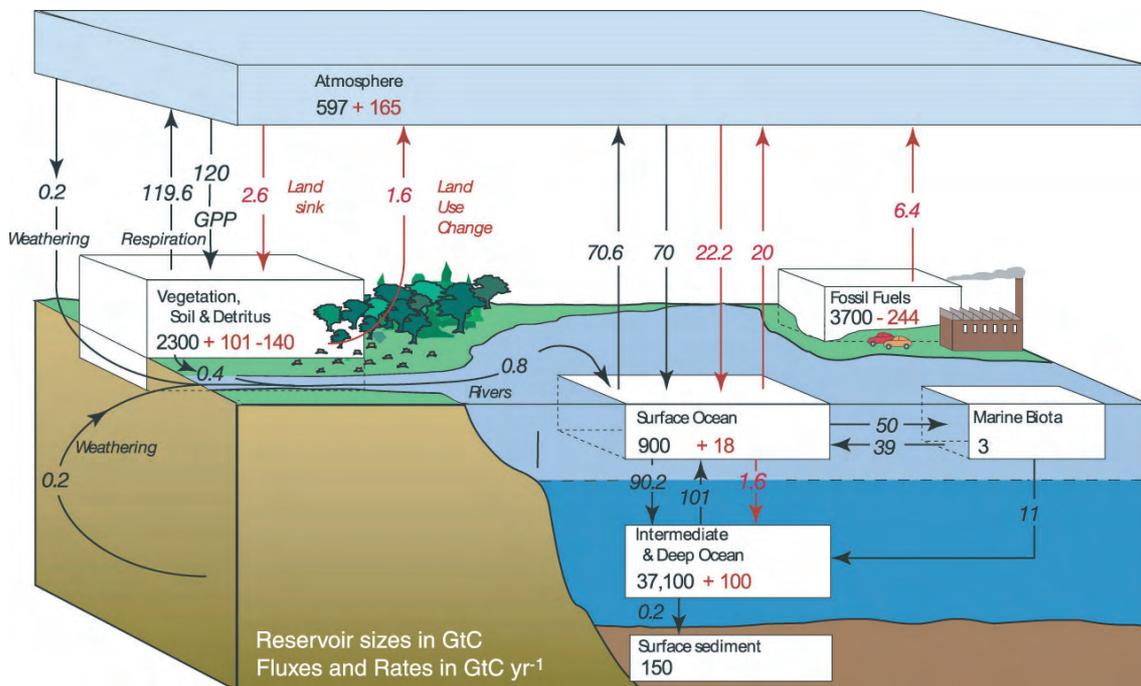


Figura 2. El ciclo global del carbono para la década de 1990, mostrando los flujos anuales principales en GtC año<sup>-1</sup>: los flujos preindustriales 'naturales' en negro y los flujos 'antropogénicos' en rojo (IPCC, 2007).

Toda esta interacción biosfera terrestre-clima, da lugar a retroefectos positivos y negativos debidos a procesos biogeofísicos y biogeoquímicos. Los procesos biofísicos involucran a los almacenamientos de energía y de agua en el suelo, y a los mecanismos que las acoplan a la atmósfera. Los intercambios de energía y agua están estrechamente acoplados como se aprecia en el balance de energía en superficie.

La superficie sobre tierra, en promedio, mantiene un equilibrio entre la radiación neta incidente y los flujos de calor sensible y latente con la atmósfera, conocido como "balance energético". El balance de energía en superficie, BES, tiene un fuerte impacto en el clima de equilibrio en superficie y en la oscilación diurna de la temperatura. De forma simplificada lo escribimos como:

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

donde la radiación neta en superficie,  $RN$ , es la suma de los flujos de onda corta neta,  $SWN$ , y de onda larga neta,  $LWN$ , (se consideran positivos los flujos de radiación hacia la tierra), que se equilibra por los flujos hacia arriba de calor sensible,  $SH$ , y de calor latente,  $LH$ , y el almacenamiento en tierra y cubierta vegetal,  $G$ . El calor sensible es la energía que intercambian suelo y atmósfera por la diferencia de temperatura, y el calor latente es la pérdida de energía de la superficie por la evaporación del agua de suelo. El calor latente del vapor de agua se transforma en calor sensible en la atmósfera al condensarse el vapor, que vuelve a la superficie como precipitación. La superficie tierra también mantiene un "balance de agua en superficie" medio. El agua que llega a la superficie por precipitación se pierde finalmente a través de flujo de vapor de agua o por escorrentía. Los flujos del balance y, por tanto, el clima de la superficie pueden cambiar por términos radiativos (e.g., albedo) o no radiativos (e.g., procesos relacionados con el ciclo del agua). Así la influencia de la biosfera sobre el clima se concretará por sus efectos sobre

- el ciclo hidrológico, por ejemplo controlando la temperatura los días cálidos por la evapotranspiración;
- el albedo local;
- la rugosidad de la superficie sobre tierra.

## **1.2 El cambio climático global y el control de la superficie en su impacto en las escalas espaciales y temporales más cortas**

En asuntos del clima se usa la palabra "regional" para indicar el ámbito total de escalas espaciales del orden de 10 000 km<sup>2</sup> o inferiores. Con esta consideración, la labor de generar proyecciones climáticas fiables a escala regional es extraordinariamente complicada, puesto que la señal de cambio climático regional está afectada por procesos de un amplio intervalo de escalas espaciales, desde la planetaria hasta la sinóptica y mesoesalar. Por ejemplo, el efecto del incremento de GEI afectará a la circulación general de la atmósfera y a la estructura de los sistemas dinámicos de la escala planetaria. Posteriormente esta marca climática a gran escala se modula a nivel regional y local a través de una multiplicidad de forzamientos, entre los que se incluyen la presencia de una topografía compleja, las líneas costeras y la distribución de los aerosoles.

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 sistema climático de la superficie sobre tierra 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 la 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. En estas condiciones, el crecimiento de la tensión de saturación del vapor al aumentar la temperatura disminuye la humedad relativa, aumentando la cantidad de flujo de agua hacia la atmósfera. Si la escala espacial en la que aumenta la temperatura de la superficie es suficientemente grande para que controle la temperatura de la atmósfera, ésta contendrá más vapor de agua y podrá proporcionar más precipitación con temperaturas más cálidas. Sin embargo, la correlación entre la temperatura del aire en la 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. Las nubes bajas, a su vez, controlan fuertemente las temperaturas de la superficie, mayor *LWN*, especialmente en las regiones frías donde hacen la superficie más cálida. En las regiones cálidas secas la superficie terrestre puede llegar a ser más cálida debido a falta de evaporación, y/o a falta de nubes, y estos cambios repercutirían de nuevo en los flujos de forma contraria: retroefecto negativo.

Según SCHAR (2004), GIORGI (2004) y otros, el aumento de las concentraciones de GEI se espera que extreme la variabilidad interanual del clima en verano en Europa y en otras regiones de latitudes medias, causando potencialmente olas de calor más frecuentes. SENEVIRATNE ET AL. (2006) indican que el aumento de esta variabilidad en la Europa central y oriental se debe principalmente a retroefectos entre la superficie tierra y la atmósfera. Además sugieren que las interacciones tierra-atmósfera aumentan la variabilidad climática en esta región debido a que los regímenes climáticos en Europa se desplazan hacia el Norte en respuesta al aumento de concentraciones de GEI, creando una nueva zona climática de transición con un fuerte acoplamiento tierra-atmósfera. Estos hallazgos enfatizan la importancia de la influencia de los retroefectos humedad del suelo-temperatura (además de los retroefectos humedad del suelo-precipitación, i. e. KOSTER ET AL., 2006) sobre la variabilidad climática en verano y sobre la migración potencial de las zonas climáticas con fuerte acoplamiento tierra-atmósfera como consecuencia del calentamiento global, resaltando el papel crucial de las interacciones tierra-atmósfera en el futuro cambio climático.

Los controladores del sistema climático superficie tierra (albedo superficial, albedo de nube, precipitación, ...) tienen mayores efectos a escala regional y local que en el clima mundial, que está controlado principalmente por los procesos de balance de radiación global. Según MYHRE ET AL. (2005) el albedo de los sistemas agrícolas es sólo ligeramente superior al de los bosques, y el impacto desde tiempos preagrícolas del paso del uso de la tierra a agricultura en el forzamiento radiativo mundial ha sido sólo  $-0,09 \text{ W m}^{-2}$ , es decir, alrededor del 5% del aportado por el  $\text{CO}_2$  al calentamiento desde la época

preindustrial. La superficie de tierra comprende alrededor del 30% de la superficie terrestre, pero puede tener efectos muy importantes sobre la reflexión global de la radiación solar en conjunción con los cambios en el hielo y la nieve, y el oscurecimiento de esta última por la vegetación.

En una escala regional y en superficie, además del forzamiento radiativo, hay otros procesos, más localizados y de menor escala de tiempo, que pueden afectar al clima regional y local de otras maneras y, posiblemente, ser de una importancia comparable a los efectos de los GEI. Los cambios en el suelo que modifican su enfriamiento por evaporación pueden causar grandes cambios en la temperatura de la superficie, tanto a nivel local como regional. La forma en que este cambio retroalimenta a la precipitación sigue siendo una importante cuestión de investigación. La superficie tierra tiene un fuerte control sobre la distribución vertical del calentamiento de la atmósfera, que determina la cantidad de  $RN$  que va al calentamiento de la atmósfera cerca de la superficie,  $SH$ ; en comparación con lo que se libera como  $LH$  alimentando la precipitación en los niveles superiores. Las nubes bajas están normalmente estrechamente acopladas a la superficie y sobre tierra pueden cambiar significativamente por modificaciones de la humedad o la temperatura de la superficie como consecuencia de los cambios en las propiedades del suelo. Por ejemplo, CHAGNON ET AL. (2004) encuentran un gran aumento en las nubes de la capa límite en la Amazonia en áreas de deforestación parcial. Detalles de las propiedades de la superficie a escalas tan pequeñas como unos cuantos kilómetros pueden ser importante para las escalas más grandes.

Las consecuencias de los cambios en el calentamiento de la atmósfera por los cambios de la tierra a escala regional son similares a los de los cambios de temperatura del océano, como por ejemplo el debido a El Niño, lo que podría producir patrones de reducción o aumento de la nubosidad y las precipitaciones en otros lugares para mantener el equilibrio energético global. Las temperaturas más cálidas a nivel local pueden llevar a la disminución más rápida en la vertical de la temperatura atmosférica, de manera que en un nivel por encima la temperatura sea más baja y se irradie menos. El efecto neto de esas compensaciones es que los promedios de las zonas más grandes o escalas de tiempo más largas comúnmente darán estimaciones de cambio más pequeñas. Así, por ejemplo, los cambios regionales son mejor descritos por métricas locales y regionales, o a mayor escala a través de medidas de cambios en la variabilidad espacial y temporal, que por una cantidad media mundial.

El calentamiento global se refleja en la amplitud de la variabilidad diurna y estacional que son consecuencia directa de la variación temporal de  $RN$ . De día durante la estación cálida se genera una gruesa capa de mezcla, CM (figura 3), con temperaturas relativamente insensibles a las perturbaciones durante el forzamiento radiativo diurno. Las temperaturas de la superficie de noche y de alta latitud en invierno, por otra parte, están acopladas mediante la mezcla a una fina capa de la atmósfera, y pueden ser más fácilmente alteradas por los cambios en la  $LWD$ . Así pues, la superficie tierra es más sensible a los cambios radiativos bajo condiciones estables frías y de vientos débiles que bajo condiciones inestables cálidas. Las temperaturas de invierno o las de la noche (y por lo tanto, la amplitud de la temperatura diurna) están fuertemente correlacionados con la  $LWD$  (por ejemplo, BETTS, 2006; DICKINSON ET AL.,

2006); en consecuencia, las temperaturas medias de la superficie pueden cambiar (por ejemplo, PIELKE Y MATSUI, 2005) con un cambio en *LWD*.

La modificación de la radiación de *LWD* por cambios en la nubosidad pueden afectar las temperaturas de la superficie tierra. Un aumento de aerosoles lleva aparejado en algunas zonas, un aumento de la nubosidad de noche y, por ende, de la *LWD* y de la  $T_{min}$ , y por tanto a una disminución de la oscilación de las temperaturas diurnas.

En regiones húmedas y cálidas, se pueden dar grandes cambios en la *fracción evaporativa*, definida como:  $FE = LH / (SH + LH)$ , por ejemplo, producidos por cambios en la cubierta vegetal o en la precipitación, y por lo tanto, en la humedad del suelo. BONAN (2001) y OLESON ET AL. (2004) indican que la conversión de los bosques de latitudes medias a la agricultura podría causar enfriamiento durante el día. Este enfriamiento sería aparentemente el resultado de un albedo más alto y del aumento de la transpiración. Los ciclos de precipitación, estacionales y diurnos, se volverían más pronunciados. Según BETTS (2004) los errores de un modelo en el ciclo diurno de la precipitación tropical continental, que está relacionado con los flujos de la superficie terrestre, pueden retroalimentarse en la dinámica del modelo con impactos globales.

La exposición anterior indica que es fundamental identificar los retroefectos potenciales superficie tierra-atmósfera y evaluar si se trata de retroefectos positivos, que amplifican las perturbaciones antropogénicas, o negativos.

- El aumento de los GEI, causante del calentamiento global, afecta al balance de energía en superficie, generando retroefectos positivos y negativos dependiendo de la localización geográfica y de la estación del año, afectando al clima regionalmente en todas las escalas temporales de variabilidad menores hasta la escala diaria.
- También los cambios en la superficie tierra (vegetación, suelos, agua) resultado de las actividades humanas pueden afectar al clima regional a través de variaciones en radiación, nubosidad y temperatura superficial.
- Los cambios en la cobertura de la vegetación afectan los balances de energía y agua en superficie a escala regional.
- El impacto del cambio de uso de la tierra en los balances de energía y agua puede ser muy significativo para el clima a escalas regionales sobre períodos de tiempo decenales o mayores.

### **1.3 Acoplamiento superficie tierra-atmósfera**

Los retroefectos entre la atmósfera y la superficie que afectan a los flujos de masa y energía, vapor de agua, y momento, que tienen lugar en la interfaz, tienen efectos importantes en el sistema climático (SENEVIRATNE ET AL., 2006). Al modelizar el clima y el cambio climático en superficie sobre tierra es crítico analizar cómo interaccionan las parametrizaciones, que necesariamente se han de introducir, para simular el ciclo diurno y el estado medio diario en la superficie sobre tierra. La precisión y la mínima deriva en el clima sobre la superficie tierra y en los flujos superficiales en los modelos inciden en la bondad de las predicciones en todas las escalas de tiempo, desde la diaria a la estacional. Además un aspecto fundamental de la investigación sobre el clima

es identificar los retroefectos potenciales y evaluar si producen respuestas grandes y no deseadas a las perturbaciones que resultan de las actividades humanas. Por ello a continuación se revisa sintéticamente, siguiendo a BETTS (2009), el conocimiento de los procesos físicos envueltos en la interacción superficie-tierra-atmósfera:

### 1.3.1 El balance de energía en superficie

La ecuación (1) del BES es un sistema muy acoplado, pero para su mejor entendimiento se divide en componentes:

- Procesos de onda corta,  $SW$ , y de onda larga,  $LW$ .
- Procesos de la superficie y atmosféricos.
- Procesos atmosféricos de cielo despejado y de nubes.
- Reparto de la  $RN$  en superficie en  $SH$  y  $LH$ , que está controlado principalmente por la disponibilidad de agua para evaporación y por la vegetación.

#### 1.3.1.1 El balance sobre tierra

Sobre la superficie tierra sólo una pequeña fracción de la radiación neta en superficie ( $< 20\%$ ) se transmite hacia abajo durante el día, o se almacena en la vegetación sobre la superficie. En consecuencia, la temperatura de la superficie tierra sube rápidamente al amanecer, hasta que casi se alcanza un balance entre  $RN$  y los flujos de  $SH$  y  $LH$  hacia la atmósfera. Si la superficie es un desierto entonces la elevación de la temperatura diurna es fuerte (y el descenso durante la noche), pero si el agua está fácilmente disponible para evaporación o transpiración, la elevación diurna de temperatura se reduce fuertemente, porque la mayoría de la  $RN$  se invierte en  $LH$ .

#### 1.3.1.2 $SWN$ en superficie

Los albedos de la superficie sobre tierra,  $\alpha_{sup}$ , y la nubosidad,  $\alpha_{nub}$ , son importantes en los flujos de onda corta y de onda larga, y los valores altos de ambos juegan también un papel importante en la reducción de la  $RN$  en superficie.

La  $SWN$  se puede escribir en función del flujo descendente en cielo despejado,  $SWD(desp)$ :

$$SWN = (1 - \alpha_{sup}) (1 - \alpha_{nub}) SWD(desp)$$

donde el albedo de la superficie es  $\alpha_{sup} = SWU/SWD$ , siendo  $SWU$  la radiación de onda corta ascendente en superficie, y el *albedo de nube efectivo* se define a partir del *forzamiento de nube de onda corta*,  $SWFN$ , como

$$\alpha_{nub} = - SWFN/SWD(desp)$$

(BETTS Y VITERBO, 2005), siendo

$$SWFN = SWD - SWD(desp),$$

$\alpha_{sup}$  es una función de las propiedades de la superficie y puede variar estacionalmente con la cubierta de la vegetación y, en su caso, tanto diariamente como estacionalmente con la nieve y la cubierta de hielo; mientras

que  $a_{nub}$  es una función de la capa límite y de los procesos nubosos atmosféricos con variabilidad en un amplio intervalo de escalas de tiempo.

El modelado del clima sobre la superficie de tierra depende críticamente de la exactitud de ambos albedos.

### 1.3.1.3 *LWN* en superficie

*LWN* juega un papel fundamental en el acoplamiento tierra-atmósfera. Los flujos *LWU* y *LWD* son muy dependientes de la temperatura. Sin embargo, *LWN* está principalmente determinada por la humedad y la cobertura nubosa en la escala de tiempo diaria media, porque típicamente hay un fuerte acoplamiento vertical de la temperatura atmosférica y la estructura de humedad. Por ejemplo, la profundidad de la capa de mezcla adiabática diurna, *CM*, es una función de la humedad relativa, *RH*. *LWN* crece cuando la *RH* cerca de la superficie aumenta (y la base de nube media desciende), y también aumenta cuando aumenta la cubierta de nube. Podemos, pues, separar conceptualmente el efecto invernadero *LW* de cielo claro, y el forzamiento por nube de *LW*, es decir, el calentamiento invernadero por la cubierta de nube.

### 1.3.1.4 Acoplamiento de *LWN* con el ciclo diurno y la capa límite nocturna

A su vez *LWN* juega un papel fundamental en el ciclo diurno sobre tierra. Cuando, por ejemplo, hay por encima una atmósfera despejada y seca, ocurre un gran enfriamiento de la superficie por *LWN*, que da lugar a una temperatura de superficie muy baja de noche —una capa límite nocturna más fuerte. En función del clima diario, la intensidad de la capa límite nocturna, está muy relacionada a la oscilación diurna de temperatura.

$$\Delta T = T_{max} - T_{min}$$

donde  $T_{max}$  y  $T_{min}$  son los valores máximo y mínimo de la temperatura a dos metros.

Desde esta perspectiva climática diaria, las capas límites de la noche y del día son un sistema totalmente acoplado. Cuando las condiciones son secas, la *FE* es baja, el flujo de *SH* alto y el de *LH* bajo, resultando una capa límite seca y profunda con poca nubosidad. La *LWN* saliente es grande y a la puesta de sol la superficie se enfría rápidamente hasta una  $T_{min}$  más baja a la salida del sol. La elevación de la temperatura después de la salida del sol es también rápida, pues *SH* es alto y además hay una capa residual de mezcla profunda desde el día previo.

## 1.3.2 El papel de la disponibilidad de agua en superficie y de las nubes en el reparto de energía en superficie

El papel del agua en el *BES* es importante, tanto por su impacto directo sobre la evapotranspiración en superficie y su impacto indirecto por medio de las nubes sobre los flujos radiativos en superficie, como también por la influencia de la precipitación en el acoplamiento entre la atmósfera y la capa límite.

Sobre tierra, al contrario que sobre mar, la disponibilidad de agua esencialmente determina la *FE*. En días despejados el agua del suelo es muy importante en la partición de energía en superficie, a igualdad de *RN*, la partición de *RN* en los flujos de *LH* y *SH*, y por tanto la *FE*, varía con la humedad del suelo. Las variaciones de estos flujos en superficie tienen un

fuerte impacto sobre el ciclo diario de la temperatura y la humedad relativa a dos metros,  $T_{2m}$  y  $RH_{2m}$ . Cuanto más secos los suelos, más alta es la  $T_{2m}$  máxima y más baja la  $RH_{2m}$  mínima.

En suelos secos, la humedad de la tarde disminuye bastante respecto a los suelos húmedos (de  $\approx 50\%$  a  $\approx 30\%$ ). Esto corresponde a un aumento por la tarde de la  $p_{NCA}$ , la altura en presión del nivel de condensación por ascenso,  $NCA$ , respecto a la superficie,

$$p_{NCA} = p - p^*$$

Sobre tierra, cuando hay nubes en la capa límite en la tarde, la  $p_{NCA}$  da una buena estima de la profundidad de la capa de mezcla.

La  $p_{NCA}$  y la  $RH_{2m}$  medias están estrechamente ligadas; sin embargo, la relación entre  $p_{NCA}$  y  $T_{2m}$  es mucho más débil.

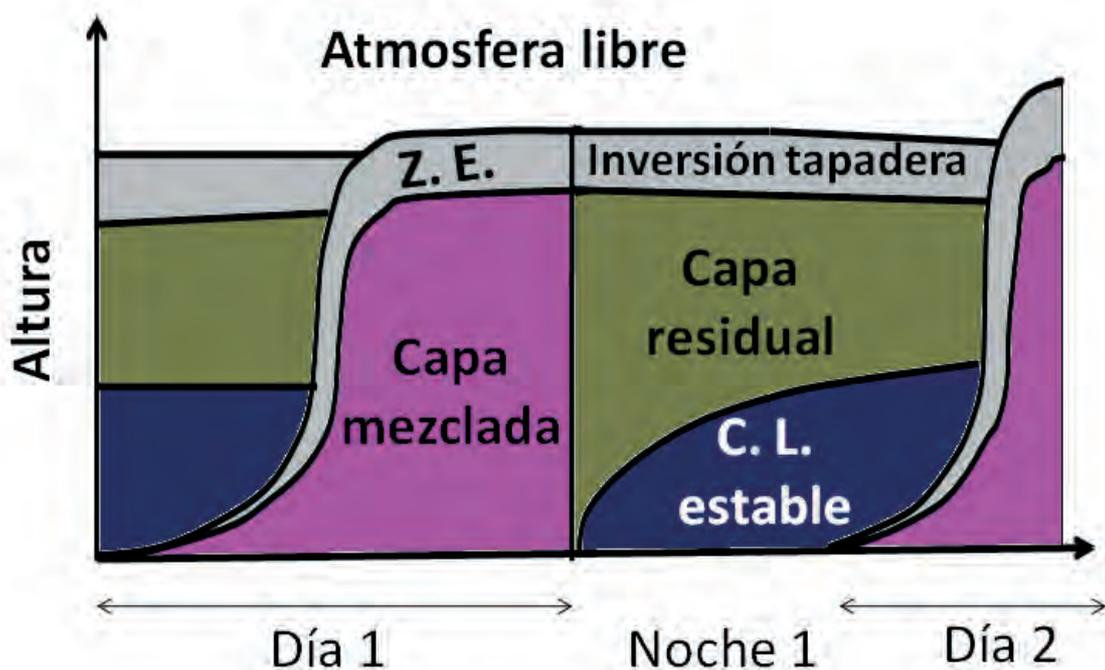


Figura 3. Estructura vertical de la capa límite atmosférica con buen tiempo. ZE es la zona de infiltración (entrainment) (STULL, 1988).

### 1.3.2.1 El ciclo diario

En el aumento diario del espesor de la capa límite (figura 3), además de los flujos superficiales de  $LH$  y  $SH$ , interviene de forma muy importante la infiltración (*entrainment*) de aire procedente de encima de la capa límite que la calienta y reseca. En un suelo con alta humedad los flujos de calor tenderían por sí solos a bajar la base de nubes. Estas infiltraciones son las responsables del ascenso del  $NCA$ . Para suelos secos, sin embargo, cuando la  $FE$  disminuye a lo largo del día, crece la *razón de Bowen*,  $\beta = SH/LH$ , lo cual contribuye a un ascenso del  $NCA$ , a lo que se suma el aumento de la infiltración de aire seco de encima de la CM con el aumento de su espesor.

### 1.3.3 Disponibilidad de agua, evaporación y NCA

El hecho de que el *NCA* esté más alto sobre tierra que sobre el océano se debe a la menor disponibilidad de agua para evaporación y al término fisiológico resistencia a la transpiración, que da lugar a una caída de *RH* a través de la hoja, que se traduce en una *RH* más baja en la *CM*. Las diferencias en la humedad del suelo cambian la *FE*, y el ciclo diario de *RH* con las correspondientes diferencias en la elevación diaria del *NCA*. Las parametrizaciones de los modelos que ligan la resistencia vegetativa y, por tanto, la evapotranspiración a la humedad del suelo, deben reproducir esta conducta en el clima de la superficie tierra.

La  $p_{NCA}$  se puede considerar un observable, puesto que se calcula a partir de  $p$ ,  $T2m$ , y  $RH2m$ , ligada a la disponibilidad de agua para la evaporación, que se puede usar para evaluar el impacto de la parametrización de un modelo sobre el clima en superficie del mismo.

#### 1.3.3.1 El acoplamiento superficie tierra-capa límite

En el sistema acoplado superficie tierra-capa límite, la evapotranspiración es solo un factor. Se observa que el *NCA* medio en 24 horas decrece con la mayor disponibilidad de agua para evaporación. Por tanto, es útil examinar las relaciones entre los parámetros medios diarios. Las capas límite del día y la noche difieren pero, en una secuencia de días sin perturbaciones, se establece un cuasi-equilibrio. El equilibrio de la capa límite en *RH* y *NCA* a escala diaria depende tanto de procesos atmosféricos como de procesos superficiales.

Cuando la humedad del suelo y *FE* aumentan, la base de nube media desciende y *RH* media crece (proceso superficial); pero *RH* también aumenta con la precipitación (proceso atmosférico). Este es un sistema altamente acoplado. Cuando el *NCA* es más bajo, es probable más precipitación; pero lo inverso también es cierto: la evaporación de la precipitación cuando cae atravesando la capa subnubosa bajará el *NCA*, y, por tanto, aumentará la humedad del suelo en escala diaria.

La  $p_{NCA}$  está relacionada en el acoplamiento superficie tierra-atmósfera a procesos importantes pero de pobre medición. En el ciclo diario de la capa límite, la atmósfera integra escalas espaciales mucho mayores, de modo que el ciclo diario de  $p_{NCA}$  y su media diaria representan procesos de escala horizontal del orden de la advección en un día (432 km a  $5 \text{ m s}^{-1}$ ). La humedad del suelo es un parámetro cuyas medidas tienen una representatividad muy local. Las medidas por microondas de satélites pueden darnos estimas útiles de la humedad del suelo cerca de la superficie. La *FE* se puede medir en torres, pero estas son representativas únicamente de lo local. A escalas de cuencas podemos hacer estimaciones de los flujos de la superficie tierra usando modelos hidrológicos. La evaporación de la precipitación es otro proceso de difícil medición que juega un papel fundamental debido a que la evaporación de agua por encima de la superficie enfría y humedece la capa límite, lo cual aumenta la  $\beta$  en superficie; mientras que la evaporación desde una cubierta vegetal húmeda reduce  $\beta$ .

#### 1.3.3.2 Controles de nube y de superficie en el BES y en la FE

Conceptualmente el balance de energía en superficie se puede considerar dividido en procesos atmosféricos y de nubes, que principalmente determinan

$RN$ , y procesos de superficie que principalmente determinan  $FE$  (la partición de  $RN$ ).

En cuanto a la  $RN$ , se puede considerar como la  $RN$  de cielo despejado,  $RN(desp)$  y forzada (disminuida) por la nubosidad,  $FN$  (forzamiento nuboso).

$$RN = RN(desp) + FN$$

donde

$$FN = SWFN + LWFN,$$

siendo

$$SWFN = SWD - SWD(desp), \text{ y}$$

$$LWFN = LWD - LWD(desp)$$

El  $FN$  no depende de la humedad del suelo; depende casi exclusivamente de  $\alpha_{nub}$ . Se puede considerar la  $RN$  como la suma del flujo con cielo despejado,  $RN(desp)$ , con poca dependencia de la humedad del suelo, dependiente de  $\alpha_{sup}$ , con variabilidad estacional, y del  $FN$ , de alta variabilidad, con una dependencia lineal de  $\alpha_{nub}$ .

La  $FE$ , que representa el reparto de  $RN$  en la superficie, tiene una fuerte dependencia de la humedad del suelo y de la temperatura. La dependencia de la temperatura se acerca a la relación de 'evaporación de equilibrio' clásica (PRIESTLEY Y TAYLOR, 1972; McNAUGHTON, 1976) definida como

$$FE^* = \beta / (1 + \beta)$$

Donde  $\beta(T) = (\lambda/C_p) (\partial q_s / \partial T)_p$  está relacionada con la pendiente de la ecuación de Clausius-Clapeyron a presión de saturación constante. Hay otros muchos procesos no lineales que influyen en los flujos de superficie, pero conceptualmente es suficiente diferenciar el impacto termodinámico sobre la  $FE$  de elevar la temperatura, del impacto de disminuir la humedad del suelo, e incrementar la resistencia vegetativa que por la caída de  $RH$  a través de la hoja, reduce la  $RH$  de la  $CM$  y la presión de saturación y aumenta  $p_{NCA}$  y la base media de nube.

### 1.3.3.3 Acoplamiento entre albedo de nube y flujos en superficie

Los flujos de radiación en la superficie,  $RN$ ,  $SWN$  y  $LWN$ , muestran una relación cuasilineal con  $\alpha_{nub}$ :  $SWN$  crece fuertemente con la disminución del  $\alpha_{nub}$  mientras que  $LWN$  aumenta más suavemente con  $\alpha_{nub}$  (decrece la radiación de onda larga neta hacia la atmósfera), de forma que  $RN$  también crece con la disminución de  $\alpha_{nub}$ . Por otra parte, cuanto más bajo es  $\alpha_{sup}$  mayor es el flujo de  $SWN$  cuando es pequeña la cubierta de nube, pero tanto los modelos como las observaciones demuestran que los flujos de radiación en superficie están primordialmente determinados por el forzamiento nuboso de la radiación de onda corta. La  $RH_{2m}$  aumenta con el  $\alpha_{nub}$ .

Con frecuencia, pero no siempre, la disminución de  $SH$  con el aumento de  $\alpha_{nub}$  es mucho mayor que la de  $LH$ , o sea, las variaciones en cubierta nubosa y  $RN$  se proyectan más en  $SH$  que en  $LH$ ; de modo que la  $FE$  aumenta con la cubierta nubosa reflectora. Los errores de los modelos en cobertura nubosa se proyectan mayoritariamente en  $SH$  (BETTS ET AL., 2006).

En cuanto a otros flujos de superficie parece que el flujo de  $\text{CO}_2$  neto en superficie también depende  $\alpha_{nube}$ , y parece mostrar un mínimo débil para un intermedio,  $\alpha_{nube} \approx 0,35$ , característico de una fracción de cúmulos típica. Esto se debe probablemente a una combinación de factores: déficit de presión de vapor bajo cielos despejados y la eficiencia fotosintética más alta para radiación difusa (dispersada bajo el campo de nubes). Claramente hay muchos procesos envueltos en el sistema acoplado, y se necesitan análisis integrados del acoplamiento de capa límite entre los ciclos del carbono y del agua.

### **1.3.4 Retroefectos hacia escalas mayores**

Aquí se trata de tres cuestiones importantes: retroefectos precipitación- evaporación; la partición de la convergencia de humedad en nubes, precipitación y vapor de agua en la columna atmosférica; y la relación entre dos términos de forzamiento diabático asociados a nubes, el forzamiento nuboso de SW y el forzamiento de la precipitación.

#### **1.3.4.1 Retroefecto evaporación-precipitación**

Uno de los temas fundamentales en el acoplamiento superficie-tierra-atmósfera es la magnitud del retroefecto evaporación-precipitación. El retroefecto tiene dos mecanismos, uno directo y otro indirecto. En el mecanismo directo, la precipitación adicional sobre suelos húmedos proviene directamente de la evapotranspiración dentro de la misma región (figura 4a). En contraste, en el indirecto, la precipitación adicional deriva de un lugar remoto y se transporta a grandes distancias por la circulación atmosférica, pero la eficiencia del proceso de precipitación está determinada por el estado del suelo (figura 4b). La distinción entre estos dos procesos depende de la escala horizontal.

Se han hecho muchos intentos de cuantificar estadísticamente este retroefecto usando modelos (véase KOSTER ET AL., 2006), pero ha sido difícil contrastarlos con las observaciones, debido a que no hay medidas rutinarias para los eslabones centrales de la cadena, humedad en el suelo y  $FE$ , que sean representativas a la escala de la rejilla de los modelos. El conocimiento se ha generado de la realización de numerosos experimentos de sensibilidad de modelos. Se cree que el acoplamiento tierra-atmósfera ha jugado un papel importante en las olas de calor en Europa (FISHER ET AL., 2007), y es un tema importante para evaluación de cambios en hidrología superficial con el calentamiento del clima global.

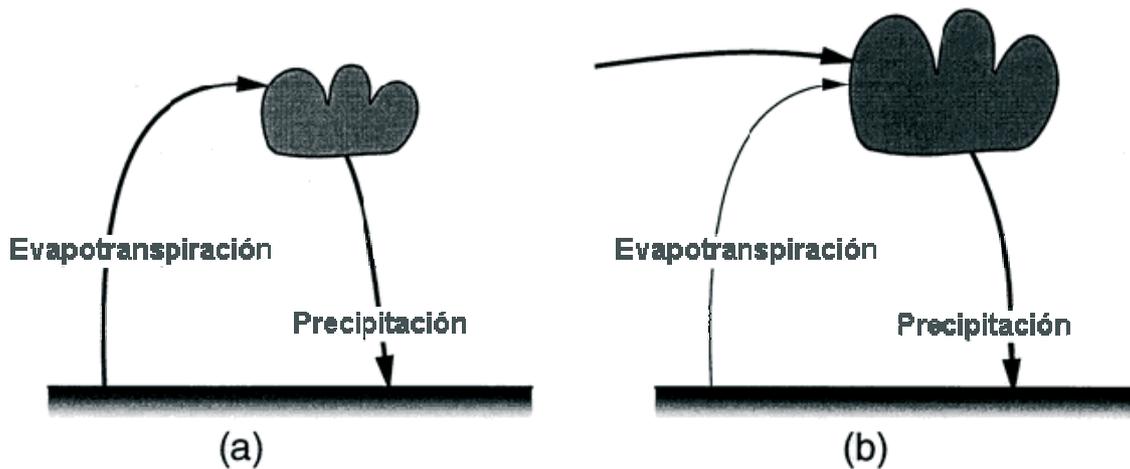


Figura 4. Los dos mecanismos posibles para el retroefecto suelo-precipitación: de acuerdo a la hipótesis de reciclado(a), la precipitación adicional deriva principalmente de la evaporotranspiración sobre la misma región. En contraste, en el mecanismo de amplificación (b) deriva del transporte atmosférico de agua, pero la eficiencia de la precipitación se controla por el estado del suelo. (SCHÄR ET AL., 1999).

#### 1.3.4.2 Acoplamiento de la precipitación y la nubosidad al movimiento vertical

Existe acoplamiento entre convergencia de humedad, precipitación, estructura atmosférica y cobertura de nubes con la dinámica a gran escala (movimiento vertical en niveles medios de la troposfera  $\Omega_{med}$ ). A escala de tiempo diaria, el vapor de agua total en la columna, y el albedo de nube aumentan de forma no lineal cuando aumenta el ascenso en niveles medios. Esto no es sorprendente: la convergencia en niveles bajos y el ascenso produce humedecimiento y más nubosidad. Significando que hay un fuerte acoplamiento entre el BES de onda corta y larga y el movimiento vertical en la troposfera media.

Cuando se mira la variación de la precipitación y la evaporación, respecto al movimiento vertical se observa que la evaporación tiene poca variabilidad en comparación con la precipitación. La precipitación está relacionada linealmente con  $\Omega_{med}$ .

Desde el punto de vista climático la convergencia de humedad se divide en almacenamiento de humedad, cobertura nubosa y precipitación.  $\alpha_{nub}$  es una medida del *SWFN*, el impacto en *SW* diabático de las nubes sobre la superficie; y el impacto de la precipitación en superficie es el calentamiento diabático de la atmósfera, por tanto sus relaciones reflejan una partición de energía fundamental que deben reflejar las parametrizaciones de modelo (BETTS, 2007; y BETTS ET AL., 2009).

#### 1.3.4.3 Relación del forzamiento SW de la nubosidad con el forzamiento de la precipitación

La razón del forzamiento de *SW* en la superficie por nubosidad al forzamiento diabático de la atmósfera por precipitación es crítica para el clima de un modelo climático pues es una medida del impacto de las nubes en la partición de la energía entre la atmósfera y la superficie, ya que la precipitación calienta la atmósfera mientras que el forzamiento de nubes de la *SW* enfría la superficie.

En los modelos hay que comparar desde una perspectiva climática, el enfriamiento *SW* de la superficie para un calentamiento dado de la atmósfera

por precipitación. En las observaciones el impacto radiativo de la nubosidad es comparable en magnitud al impacto diabático de la precipitación. Esto es cierto, en general, para todas las escalas de tiempo en la atmósfera; y significa que el campo de radiación está altamente acoplado a los transportes verticales por el campo de nubes. A menudo este acoplamiento no está propiamente representado en los modelos.

Para cerrar esta ilustración de algunos de los procesos y enlaces físicos básicos en la superficie tierra, hay que resaltar que los modelos numéricos tienen un valor limitado si no se tiene un profundo entendimiento de los acoplamientos de los procesos en los modelos, y que las observaciones son importantes tanto para la evaluación como para sugerir procesos importantes que pueden no estar reflejados en los modelos. Se hace necesario para cada ciclo de desarrollo de modelo un análisis de todas esas relaciones, diurnas, medias diarias y estacionales, tanto para estaciones secas como para las húmedas frente las observaciones para distintos regímenes climáticos; como una herramienta para evaluar los desarrollos de los modelos. (BETTS, 2004)

Hay muchos puntos que no se han tratado y se necesita mucha más investigación para entender los acoplamientos entre procesos locales (flujos de agua y carbón en superficie), el campo de nubes y la dinámica a gran escala. Pero está claro que la exactitud de la representación de procesos de superficie, capa límite y nube del modelo, y la relación entre procesos de nube y precipitación, son críticas para la interacción entre escalas y, por tanto, para el clima de un modelo.

#### **1.4 Notas sobre la regionalización de modelos climáticos globales: downscaling**

Para elaborar proyecciones sobre el impacto de las perturbaciones antropógenas del sistema climático es necesario calcular los efectos de todos los procesos clave que intervienen la atmósfera, los océanos, la biosfera terrestre, los glaciares y capas de hielo y la superficie terrestre, y las interacciones correspondientes. Estos 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 climáticos actuales constan de un sistema de componentes que interaccionan entre sí, cada uno de los cuales simula una componente diferente del sistema climático. Las partes individuales pueden, a menudo, ejecutarse independientemente para ciertas aplicaciones. Los modelos más complejos incluyen cuatro componentes primarios: atmósfera, superficie de la tierra, océano y hielo marino. Las componentes atmósfera y océano se conocen como “modelos de circulación general” o MCG porque ellos simulan explícitamente la circulación global a gran escala de la atmósfera y el océano. A los modelos climáticos más complejos se les denomina algunas veces como MCG acoplados atmósfera-océano (MCGAO: modelos de circulación general acoplados atmósfera-océano).

Hasta el presente, la mayor parte de la información regional relacionada con el cambio climático se ha basado en los MCGAO. Los MCGAO han demostrado ser las herramientas más valiosas para comprender los procesos que determinan la respuesta del sistema climático a los forzamientos antropogénicos, como son el incremento de GEI y los cambios en la utilización del terreno y en las concentraciones de aerosoles atmosféricos. Aunque últimamente ha habido notables mejoras en estos modelos, gracias a la mejor representación de los procesos atmosféricos y de la superficie de la Tierra y al aumento de la capacidad computacional, la resolución actual de la mayoría de los MCGAO sigue siendo de unos cuantos cientos de kilómetros, lo que impide que puedan considerar los efectos de los forzamientos a nivel local (la topografía compleja y las características de la superficie del terreno), que son los que modulan la señal climática para escalas pequeñas. El resultado directo de la pobre resolución espacial es un grave desajuste de escala espacial entre las predicciones climáticas disponibles y la escala de interés para los usuarios. La resolución de los MCGAO también los descarta para ofrecer una descripción precisa de los fenómenos extremos, que tienen una importancia fundamental para los impactos regionales y locales de la variabilidad del clima y del cambio climático. El rendimiento de los MCGAO suele deteriorarse al pasar de unos estadísticos climáticos de orden inferior hasta otros de orden superior, como ocurre por ejemplo con la variabilidad, los extremos y los regímenes meteorológicos. Además la variabilidad climática tiende a aumentar a medida que se afina la escala, lo que hace que la identificación de la señal del cambio climático a partir del ruido subyacente resulte más complicada. En consecuencia hay una brecha fundamental en términos de escala espacial entre la información climática ofrecida por los MCGAO y los datos que se requieren para la evaluación de impactos (GIORGI ET AL., 2009).

Con el fin de soslayar este problema se han desarrollado varias técnicas de regionalización o *downscaling* que tienen como objetivo dar valor añadido a la información regional dada por los MCG, tratando de obtener la respuesta a los forzamientos locales, normalmente procesos subrejilla en los MCG, por el uso explícito de parámetros locales que generan variabilidad meteorológica (orografía, máscaras tierra-mar, uso de la tierra, e información de suelo, etc.; GIORGI ET AL., 1998; CHRISTENSEN ET AL., 1998), para resaltar los detalles temporales y espaciales de los forzamientos meteorológicos relevantes.

El *downscaling* tiene dos diferentes metodologías principales: dinámica y estadística (i.e. CCSP, 2008). El *downscaling* dinámico emplea los modelos basados en las ecuaciones de la física, como por ejemplo modelos atmosféricos globales de alta resolución o con resolución variable y Modelos Climáticos Regionales (MCR), que son modelos numéricos meteorológicos de área limitada y alta resolución con condiciones de contorno laterales forzadas por la salida de un MCG.

Las técnicas estadísticas para producir estructuras a pequeña escala apropiadas se denominan de “*downscaling* estadístico”. En el *downscaling* estadístico se establecen relaciones empíricas entre observaciones a gran y a pequeña escala, que después se aplican a una salida de un MCG para conseguir detalles regionales. Pueden ser tan efectivas como las simulaciones numéricas en alta resolución para dar información sobre cambio climático a escalas no resueltas en los MCG. Debido a la eficiencia computacional de

estas técnicas, pueden ser utilizadas mucho más fácilmente en conjuntos de multimodelos.

Los métodos estadísticos son completamente dependientes de la bondad de los patrones de circulación regional producidos por los MCG; sin embargo, los métodos dinámicos, por su mayor resolución o mejor representación de procesos físicos importantes, pueden mejorar el realismo físico de las circulaciones regionales simuladas por los MCG. Así, la fortaleza y la debilidad de los métodos estadísticos y dinámicos son a menudo complementarias.

A pesar de que las técnicas de *downscaling* pueden mejorar la información que proporcionan los MCGAO en escalas finas si se tienen en cuenta los efectos de los forzamientos regionales, siguen viéndose afectadas por los errores sistemáticos de los datos de entrada procedentes de los MCG. La imperfección en nuestro conocimiento, así como en la representación de los procesos físicos por los modelos, supone una fuente importante de incertidumbre a la hora de llevar a cabo proyecciones climáticas, que tiende a crecer a medida que la escala a resolver se vuelve más pequeña. Por regla general, debido a dichas incertidumbres, diferentes modelos producen diferentes respuestas ante un mismo forzamiento climático (i. e., aumento de la concentración de GEI). Esta incertidumbre denominada de “configuración del modelo”, es una de las principales fuentes de incertidumbres en las proyecciones climáticas. Está asociada a otras fuentes de incertidumbre, como son las debidas a los escenarios de concentración y emisión de GEI, la variabilidad interna y no linealidad del sistema climático, y en su caso, la elección del método de *downscaling* (GIORGI, 2005). Ciertos estudios han puesto de relieve que las incertidumbres asociadas a la configuración y al escenario del MCGAO representan las principales fuentes de incertidumbre en las proyecciones del cambio climático, especialmente en las escalas temporales más largas, como las centenarias. La elección de la técnica de *downscaling* es también importante, mientras que la incertidumbre asociada a la variabilidad climática interna es importante en general en escalas temporales más cortas.

Con el fin de ofrecer información útil de cara a los estudios de evaluación de impactos, tienen que estimarse las incertidumbres totales asociadas a las proyecciones del cambio climático a escala regional y, en los casos que sea posible, reducirlas. Esto requiere la generación de conjuntos de simulaciones que analicen todas las dimensiones de la incertidumbre que procedan con el objetivo final de generar información probabilística acerca del cambio climático para las variables climáticas de interés. Sin embargo, un análisis completo del espacio de la incertidumbre constituye una tarea de enormes proporciones, puesto que requiere elaborar una matriz multidimensional de experimentos, cuyo número puede adquirir unas dimensiones gigantescas (GIORGI ET AL., 2008). El conjunto de áreas de incertidumbre que deben abarcarse a la hora de generar proyecciones del cambio climático regional basadas en productos de *downscaling* son:

1. Escenarios de emisión de GEI
2. Configuración del MCGAO
3. Variabilidad interna del MCGAO
4. Configuración del MCR

5. Variabilidad interna del MCR
6. Método de *downscaling*
7. Región de interés

La fuente 1 puede analizarse simulando diferentes escenarios de emisión de GEI; las fuentes 2 y 4, usando diferentes MCGAO y MCR o variando en un mismo modelo diferentes configuraciones (por ejemplo, parametrizaciones físicas); las fuentes 3 y 5, variando las condiciones iniciales de las ejecuciones de los modelos para un mismo escenario (en especial las condiciones oceánicas y las de la vegetación); la fuente 6, mediante el uso de diferentes métodos de *downscaling*; y la fuente 7, aplicando los modelos de *downscaling* a diferentes regiones.

Además, la fiabilidad de las proyecciones de cambio climático tiene que evaluarse a la vista de la credibilidad de los modelos. Esta credibilidad puede medirse por el rendimiento del modelo a la hora de reproducir los diferentes estados del clima observados en el pasado. Por tanto, para generar proyecciones se requiere un marco de gran alcance que, por una parte, ofrezca un punto de referencia para evaluar y mejorar los modelos y, por otra, un conjunto de experimentos que nos permita analizar en lo posible la aportación de las diferentes fuentes de incertidumbre.

Hay tres aproximaciones principales al *downscaling* dinámico:

- MCR o Modelos de área limitada (GIORGI Y MEARNS, 1991, 1999; MCGREGOR, 1997; WANG ET AL., 2004).
- Modelos con rejillas estiradas (e. g., DÉQUÉ Y PIEDELIEVRE, 1995; FOX-RABINOVITZ ET AL., 2001, 2006).
- MCG atmosféricos de alta resolución (MGCAR) (e. g., BRANKOVIC Y GREGORY, 2001; MAY Y ROECKNER, 2001; DUFFY ET AL., 2003; COPPOLA Y GIORGI, 2005).

Los MCR son los que tienen un uso más general. El tercer método se denomina algunas veces “simulación climática en una franja de tiempo” porque un MGCAR simula una parte del período representado por el MCG-nodrizo, de resolución menor, que facilita las condiciones de contorno del modelo. Los modelos de rejillas estiradas, como los MGCAR, son simulaciones globales pero con resoluciones espaciales que varían horizontalmente. La mayor resolución se puede enfocar en una región de interés.

Los tres métodos requieren condiciones de contorno inferiores dependientes del tiempo para la superficie de tierra y de mar. En la mayoría de ellos, la temperatura de la superficie del mar y la cantidad de hielo marino se toman de fuentes externas —normalmente una base de datos climatológica para simulaciones de tiempo presente— o de un MCGAO. Los tres métodos utilizan modelos de tierra interactivos.

En este trabajo nos centraremos en el *downscaling* dinámico con MCR. Como modelos de área limitada, los MCR cubren solo una parte del planeta, lo típico es un dominio continental o menor. Precisan condiciones de contorno apropiadas de la superficie del mar y de la atmósfera, cuyos valores están condicionados por las incertidumbres de las observaciones o de los modelos

globales. Con frecuencia las condiciones de contorno laterales (CCL) son ingestadas en los MCR amortiguando el estado del modelo hacia las CCL en una zona parachoques que rodea el dominio de interés. Si esta zona es solo de unos cuantos puntos de rejilla de anchura, la región interior puede sufrir errores de fase al simular ondas de escala sinóptica. También pueden ocurrir reflexiones espurias en las zonas límite. Los límites de los MCR deberían estar donde los datos sean de una exactitud óptima. Localizar la zona de amortiguamiento en una zona de fuerte variación de topografía (norte de África) puede inducir a errores de presión en superficie, resultado de disfunciones entre la suave topografía implícita en la baja resolución que generan los datos o los MCG y la topografía resuelta por el modelo de mayor variabilidad. El tamaño del dominio también puede tener influencia en los resultados de los MCR. Si un dominio es demasiado grande, el flujo interior del modelo puede desviarse del flujo a gran escala del modelo-nodriza. Por el contrario, un dominio demasiado pequeño restringe la dinámica interior, impidiendo al modelo generar respuestas apropiadas a las circulaciones mesoescalares interiores y a las condiciones de superficie. Los MCR parecen funcionar bien para dominios de aproximadamente el tamaño de Europa.

Cuando se inicializa un modelo el estado inicial prescrito no ha de ser necesariamente consistente con el clima del modelo. Los modelos tienen que soportar un tiempo de “spin-up” o de ajuste, durante el cual las inconsistencias se disipan. Debido a esto, el período inicial de cualquier simulación de un modelo climático se ignora para propósito de análisis de datos.

La atmósfera se ajusta en cuestión de días, así que un factor clave es el *spin-up* de la humedad y la temperatura del suelo, que evoluciona más lentamente. Igualmente importante es el hecho de que los datos para las condiciones iniciales a menudo faltan o tienen una baja resolución espacial, de modo que las condiciones iniciales pueden ser solo una pobre aproximación de la climatología del modelo. El *spin-up* es especialmente relevante para MCR porque estos modelos presumiblemente resuelven una escala más fina que los modelos más toscos, con la esperanza de que den una representación más ajustada de las características de superficie. La temperatura y la humedad en el suelo profundo, a profundidades de 1 a 2 metros, pueden necesitar varios años de *spin-up*. Sin embargo, estas capas profundas en general interactúan débilmente con el resto del modelo, de modo que se usan tiempos de *spin-up* más cortos. Para simulaciones de varios años parece que el mínimo requerido sea un período de 2 a 4 años (ROADS ET AL., 1999) para que la climatología del modelo de la capa superior del suelo pueda corresponder a la real.

### **1.5 Notas sobre los esquemas suelo**

El modelado de la superficie de la tierra ha estado sujeto a investigación intensa en las comunidades hidrológicas, atmosféricas y de teledetección. Los retroefectos entre la atmósfera y la superficie que afectan a estos flujos tienen efectos importantes en el sistema climático. Modelar los procesos que tienen lugar sobre tierra es particularmente complicado porque el suelo es muy heterogéneo y los mecanismos biológicos en las plantas son importantes. Las simulaciones de los modelos climáticos son muy sensibles a la elección del modelo de tierra (IRANNEJAD, HENDERSON-SELLERS, y SHARMEEN, 2003), o esquema de la superficie del suelo (ESS), que es parte de la denominada

parametrización física, que debe representar escalas espaciales que van desde el tamaño de la rejilla del modelo hasta los procesos biofísicos y de turbulencia que operan en escalas del tamaño de las hojas. La representación explícita de todas esas escalas en un modelo climático está más allá del panorama de los sistemas de cómputo actuales y de los sistemas de observación. Los flujos del modelo no representan un punto sino más bien la conducta de una celda de rejilla que puede tener un ancho de unas decenas de kilómetros. Inicialmente estas celdillas eran tratadas como unidades homogéneas pero actualmente muchos modelos de tierra han troceado una celdilla con parcelas de diferentes usos de la tierra y tipos de vegetación. Aunque estas parcelas puede que no interaccionen directamente con sus vecinas, están ligadas por sus acoplamientos a la columna atmosférica de la celdilla de la rejilla. Este acoplamiento no permite las circulaciones de pequeña escala que deberían ocurrir por las diferencias en los intercambios de energía superficie-atmósfera entre las parcelas. Bajo la mayor parte de las condiciones, sin embargo, la huella de tales heterogeneidades espaciales en la columna atmosférica de encima parece estar limitada a unos cuantos metros sobre la superficie.

En los primeros modelos climáticos globales, el modelado del suelo se realizó en gran medida para dar un límite inferior a la atmósfera que fuera consistente con los balances de energía, momento y humedad (e. g., MANABE, 1969). La superficie de la tierra estaba representada por un balance entre los flujos de energía entrante y saliente y un “cubo” que recibía precipitación de la atmósfera y evaporaba humedad a la atmósfera, con una parte del agua del cubo drenando del modelo como un tipo de escorrentía. La profundidad del cubo era igual a la capacidad de campo del suelo. Se le prestaba poca atención al conjunto de procesos biológicos, químicos y físicos ligados en la parte terrestre del sistema climático. Desde este simple punto inicial, el modelado de la superficie terrestre para simulaciones climáticas ha aumentado notablemente en sofisticación y realismo y la inclusión de procesos de superficie y sub-superficie.

En cada MCR los flujos de radiación, momento, y calor latente y sensible en la interfaz superficie de tierra-atmósfera vienen dados por su ESS. Estos flujos están controlados por las variables atmosféricas tales como temperatura, viento, y humedad así como también por el albedo de la superficie, longitud de rugosidad aerodinámica, y temperatura y humedad del suelo. Dichos parámetros dependen del tipo de suelo, tipo y densidad de vegetación, fracción de cubierta nivoso, y edad de la nieve. El ESS tiene una fuerte influencia en el ciclo del agua simulado a través de los flujos en la interfaz tierra-atmósfera. Una representación correcta del almacenamiento de agua terrestre en los ESS que se usan para la predicción del tiempo y el clima es esencial para simular con precisión los flujos de agua tanto hacia la atmósfera como hacia los ríos (VAN DEN HURK ET AL., 2005; HIRSCHI ET AL., 2006a). Además la partición de la energía en la superficie está muy determinada por la humedad del suelo que influye directamente en la razón de Bowen.

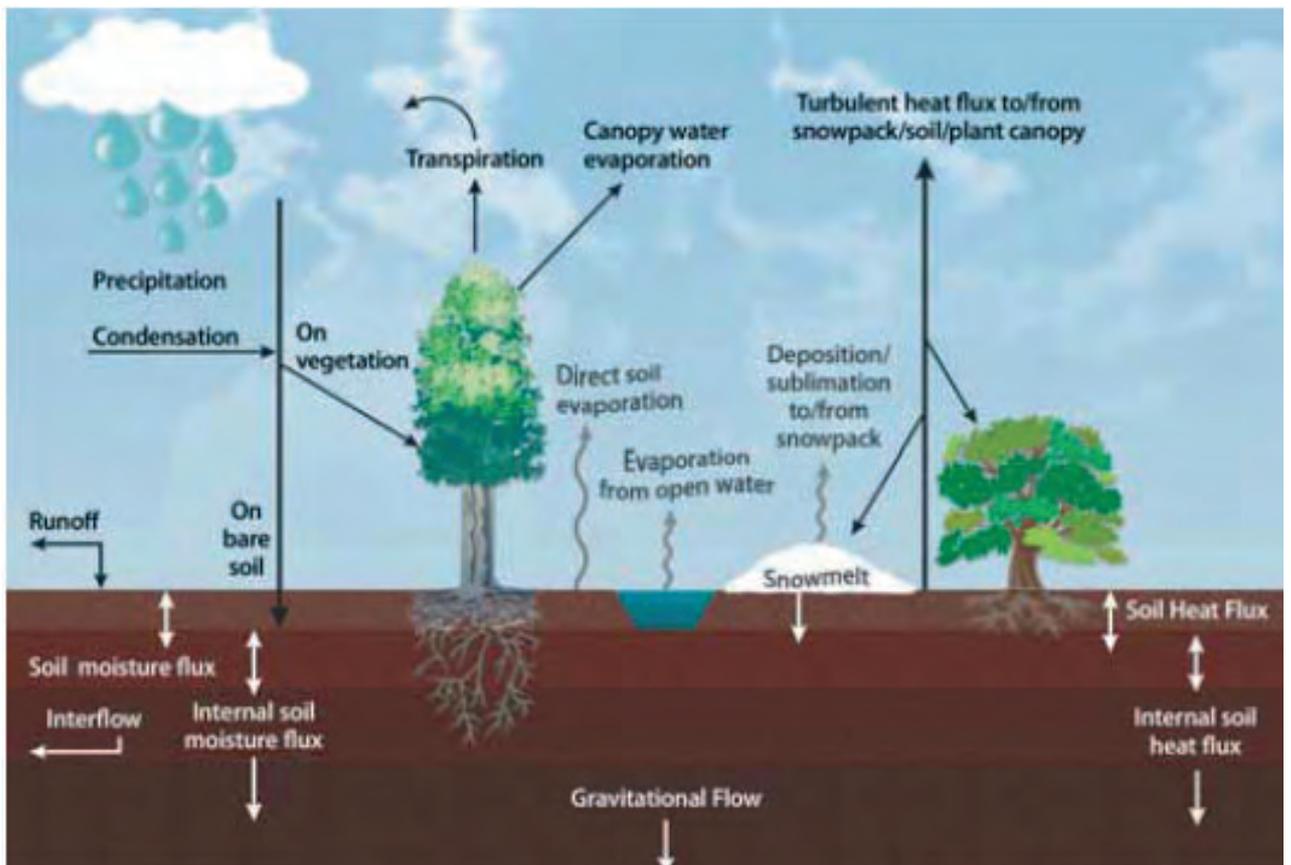


Figura 5. Esquema de los procesos físicos en un modelo de tierra actual [CCSP, 2008, adaptado de F. CHEN Y J. DUDHIA, 2001]: Describe un ESS usado tanto para predicción del tiempo como para simulación climática. También se muestran los importantes procesos biofísicos y biogeoquímicos que se han ido incorporando y continúan incorporándose a los modelos de suelo para simulación climática, tales como los controles biofísicos sobre la transpiración y la absorción de carbono.

## 2 OBJETIVOS Y DATOS UTILIZADOS

### 2.1 Objetivos

- Evaluar las componentes del balance hidrológico y del balance energético en el suelo de la Península Ibérica en el período de control (1961-1990). Para ello se analizan la dispersión de los diferentes MCR PRUDENCE y se comparan, con:
  - los reanálisis ERA-40 y ERA-interim del ECMWF,
  - con datos obtenidos a partir del Balance Hídrico Operativo de AEMET (años 1996-2004),
  - y con datos obtenidos de la Base de Datos Climatológica Nacional a partir de la red radiométrica de AEMET (años 1992-2007).
- Evaluar las componentes del balance hidrológico y del balance energético en el suelo de la Península Ibérica, en el período de experimento de clima futuro (2071-2100) para los escenarios de emisión A2 y B2, para los MCR PRUDENCE.
- Tratar de imputar las incertidumbres a algunas de las posibles fuentes de procedencia: escenario de emisión, modelo de circulación global (configuración y variabilidad interna del MCGAO), y modelo climático regional (configuración y variabilidad interna del MCR).

### 2.2 Los MCR del proyecto PRUDENCE

Los datos utilizados son los de los MCR de PRUDENCE. PRUDENCE es un proyecto financiado por la UE para realizar estimaciones de proyecciones climáticas a escala regional, por medio de regionalización dinámica sobre Europa. Dentro de sus objetivos también está la exploración de la incertidumbre asociada a estas proyecciones:

- Incertidumbre de muestreo, ya que el clima del modelo se estima con un número finito de años (30).
- Incertidumbre por el modelo regional.
- Incertidumbre por las emisiones de GEI.
- Incertidumbre por el contorno, de distintos MCG.

Se realizaron simulaciones climáticas correspondientes a dos períodos de 30 años. El llamado experimento de control o de clima actual abarca el período de 1961 a 1990 y durante este período se considera la evolución observada del contenido global de CO<sub>2</sub> y de aerosoles sulfato (SUL). El otro período es el experimento de escenario o de clima futuro (2071 a 2100), y se utilizan dos escenarios de emisión antropogénica A2 y B2. 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.

Tabla 1: Concentración de CO<sub>2</sub> y sulfatos correspondientes a los escenarios A2 y B2 en el experimento de clima futuro.

	SUSTANCIA	AÑO 2070	AÑO 2100
SRES-A2	CO <sub>2</sub> (ppm)	635	856
	SUL (TgS)	0,56	0,45
SRES-B2	CO <sub>2</sub> (ppm)	531	621
	SUL (TgS)	0,38	0,36

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.

Los datos se extraen de la base de datos donde se almacenan todos los resultados de las simulaciones realizadas con los modelos regionales de clima en el proyecto PRUDENCE, en este caso se han extraído los valores medios diarios de todas las variables climáticas en superficie proporcionadas por cada modelo en todos los nodos de su propio mallado.

En las simulaciones climáticas se suelen considerar los años compuestos por doce meses de 30 días de duración cada uno. Es decir, años regulares con 360 días. Esto es así en el caso de todos los modelos regionales usados en PRUDENCE, exceptuando el modelo CNRM. Este modelo simula años con la duración real del calendario, considerando también los años bisiestos.

En la tabla 2 se muestran los diez MCR con el nombre de sus respectivas instituciones y los modelos climáticos globales (MCG) que imponen las condiciones de contorno (CNRM no las tiene pues es global de rejilla variable). 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. Todos tienen una resolución horizontal de unos 50 km. Las condiciones de contorno inferiores (superficie del mar) se han tomado de las observaciones y del modelo Global HadCM3 (el HC usa condiciones de frontera laterales obtenidas con el HadAM3P, el cual es una versión ligeramente modificada del MCG HadAM3H).

Tabla 2. Salidas disponibles de los modelos incluidos en el proyecto PRUDENCE con el nombre de sus instituciones

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			

El Instituto Meteorológico de Dinamarca (DMI) utilizó el modelo regional HIRHAM. Este modelo fue desarrollado originalmente por CHRISTENSEN Y VAN MEIJGAARD (1992) y después reformado por CHRISTENSEN ET AL. (1996). Posteriormente se introdujeron mejoras usando nuevos datos fisiográficos de la topografía y de los usos de suelo con alta resolución (HAGEMANN ET AL., 1999; CHRISTENSEN ET AL., 2001). La habilidad de las diversas versiones de este MCR para simular el clima actual y futuro se describe en CHRISTENSEN ET AL. (1998) y en CHRISTENSEN Y CHRISTENSEN (2003; 2004).

El Centro Hadley (HC) del Reino Unido utilizó el modelo regional HadRM3H (HUDSON Y JONES, 2002b). La configuración de esta versión del modelo es muy similar a la del HadRM3P que fue desarrollado por BUONOMO ET AL. (2006). Los principales cambios de la nueva versión se relacionan con la parametrización de la nubosidad a gran escala y los efectos radiativos de las nubes convectivas. Tales actualizaciones han proporcionado una mejora sensible en los perfiles verticales de las nubes y en los campos de radiación.

La Escuela Superior Politécnica de Zurich (ETH) utilizó el modelo CHRM. La versión más actualizada de este modelo se describe en VIDALE ET AL. (2003). Se ha analizado la habilidad de este modelo para representar el ciclo hidrológico a escala continental y a escala regional en el área de los Alpes (FREI ET AL., 2003), y se ha utilizado para simular una gran variedad de procesos meteorológicos de mesoescala (SCHÄR ET AL., 1999, HECK ET AL., 2001) y en estudios de cambio climático (p. e. SCHÄR ET AL., 2004).

El Instituto de Investigaciones Costeras (GKSS) de Alemania utilizó el modelo CLM. Es la versión climática del modelo no hidrostático LM. Tiene la misma dinámica y similares parametrizaciones físicas que el modelo de predicción meteorológica LM del Servicio Meteorológico de Alemania (DWD). En STEPPELER ET AL. (2003) se describe de forma detallada este modelo.

El Instituto Max Planck (MPI) de Alemania utilizó el modelo REMO (JACOB, 2001). Se basa en el modelo EM/DM del Servicio Meteorológico de Alemania

con algunas modificaciones en las parametrizaciones físicas, tomadas del modelo global ECHAM4. Ha sido analizado en diversas simulaciones climáticas (SEMMLER ET AL., 2004; y ALDRIAN ET AL., 2004) y en simulaciones del ciclo hidrológico (p. e. FREI ET AL., 2003, HENNEMUTH ET AL., 2003; y LEHMANN ET AL., 2004).

El Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia (SMHI) utilizó el modelo RCO del Centro Rossby. Este modelo consta de una parte atmosférica RCA2 (JONES ET AL., 2004) y de otra oceánica (MEIER ET AL., 2003). El acoplamiento entre ambas se describe en DÖSCHER ET AL. (2003) y los resultados de las simulaciones se analizan en RÄISÄNEN ET AL. (2004).

La Universidad Complutense de Madrid (UCM) utilizó el modelo PROMES. Este modelo fue desarrollado originalmente por CASTRO ET AL. (1993) y la versión climática actual se ha utilizado en diversos experimentos (i. e. GALLARDO ET AL., 2001; GAERTNER ET AL., 2001; ARRIBAS ET AL., 2003). Algunos resultados parciales de las simulaciones realizadas con este modelo en el marco del proyecto PRUDENCE se presentan en SÁNCHEZ ET AL. (2004).

El Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) de Italia utilizó el modelo RegCM. Fue desarrollado originalmente por Giorgi et al. (1993a, b) y sus sucesivas actualizaciones y mejoras se describen en Giorgi et al. (1999) y PAL ET AL. (2000). Algunos resultados de simulaciones de clima actual y de escenarios de cambio climático con este modelo se presentan en GIORGI ET AL. (2004a, b).

El Real Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) utilizó el modelo RACMO2 (LENDERINK ET AL., 2003), que combina la dinámica y la parametrización de procesos superficiales del modelo de predicción meteorológica HIRLAM con las demás parametrizaciones físicas de la versión del modelo ECMWF usado en el reanálisis ERA40 del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio. Además se han reformado algunos aspectos del esquema superficial para incrementar la reserva de agua en el suelo e incrementar la sensibilidad de la evapotranspiración en condiciones de sequía.

El Centro Nacional de Investigaciones Meteorológicas de Francia (CNRM) no utilizó un modelo de área limitada como en los anteriores 9 MCR, sino el modelo global ARPEGE/IFS con resolución horizontal variable, siendo ésta máxima sobre la región del Mediterráneo (GIBELIN Y DÉQUÉ, 2003). No obstante, como su resolución es similar a la de los demás MCR, se ha incluido entre los modelos regionales pues puede considerarse como un modelo de área limitada con anidamiento bidireccional en el modelo global ARPEGE/IFS.

**Tabla 3:** Relación de centros y modelos regionales en el proyecto PRUDENCE, con las configuraciones de la malla (resolución horizontal y vertical) y las condiciones de contorno laterales usadas por cada modelo.

Centro	Modelo	Resolución horizontal y n.º de celdillas (nx × ny)	Puntos y esquemas de relajación	Niveles verticales
CNRM	ARPEGE	50-70 km (sobre Europa)	---	31
ETH	CHRM	0,5° (55 km) 81×91	8 Davies 1976	20
HC	HadRM	0,44° (50 km) 106×111	?	19
DMI	HIRHAM	0,44 (50 km) 110×104	10 Davies 1976	19
MPI	REMO	0,5° (55 km) 97×109	8 Davies 1976	19
ICTP	RegCM	50 km Lambert 119×98	11 Giorgi et al., 1993	16
UCM	PROMES	50 km Lambert 112×96	10 Davies 1976	28
GKSS	CLM	0,5° (55 km) 101×107	8 Davies 1976	20
SMHI	RCAO	0,44° (50 km) 90×86	8 Davies 1976	24
KNMI	RACMO	0,44° (50 km) 94×80	8 (16 u, v) Davies 1976	31

Las diferencias entre modelos se pueden agrupar en tres categorías

- Primera, los núcleos dinámicos (advección, etc.) y las resoluciones vertical y horizontal.
- Segunda, el número de procesos incorporados al modelo: especialmente en el modelado de aerosoles y de procesos de la superficie tierra y del hielo marino.
- Tercera, las parametrizaciones de procesos físicos.

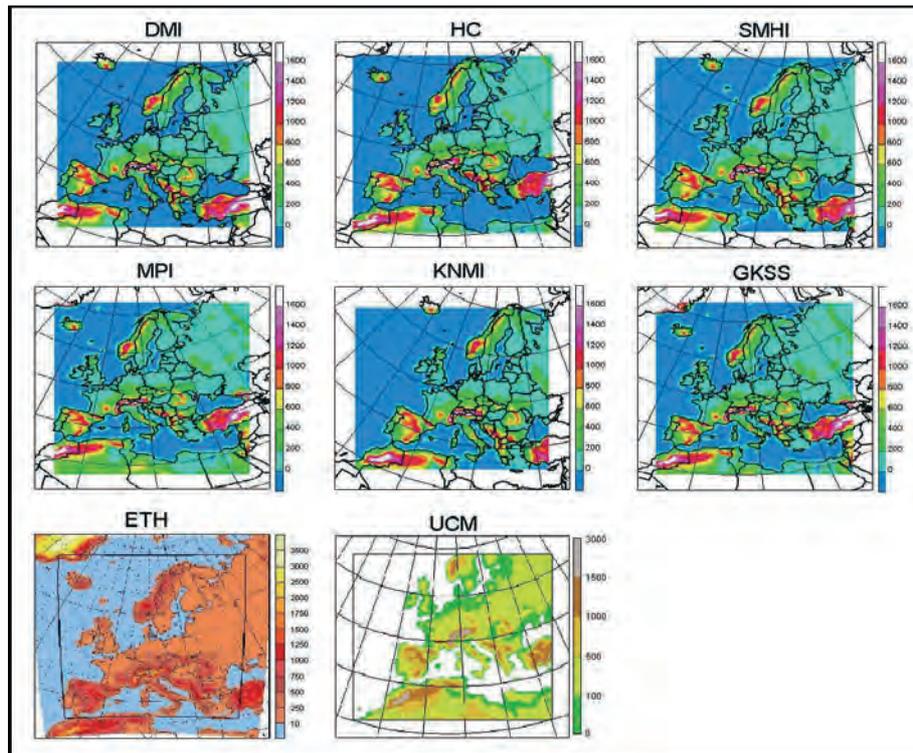


Figura 6. Dominio espacial de cada uno de los MCR PRUDENCE.

### 2.3 Interpolación a una rejilla común

De los diversos dominios considerados por los diferentes modelos regionales (figura 6) se han extraído los datos correspondientes a un dominio geográfico centrado en la Península Ibérica que incluye al archipiélago balear. Este trabajo ha sido realizado por CASTRO Y GALÁN en 2007, para ello:

- Han considerado una rejilla regular en latitud y longitud con un tamaño cercano al de la resolución horizontal usada por los modelos regionales. En concreto, una malla compuesta por  $38 \times 26$  celdillas, cada una con un tamaño de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (lat  $\times$  lon), cuyos puntos centrales están situados entre  $34,5^\circ$  y  $47^\circ$ N de latitud y entre  $12^\circ$ W y  $6,5^\circ$ E de longitud geográfica, (figura 7).

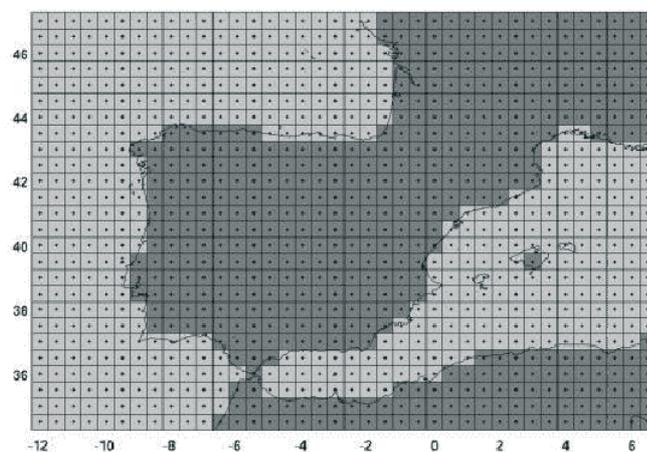


Figura 7. Rejilla común a la que se han interpolados todos los MCR de PRUDENCE (CASTRO Y GALÁN, 2007).

- Han interpolado horizontalmente los valores de los campos de variables climáticas de todos los modelos a dicha malla. El método elegido es el de la interpolación del punto más cercano. El método consiste simplemente en asignar el valor simulado en un determinado punto de la malla del modelo al punto de la malla común que esté situado a menor distancia.
- Además de las diversas variables climáticas, también han interpolado el campo de alturas topográficas para cada modelo. La matriz de alturas topográficas (en metros) para cada modelo fue obtenida mediante el mismo método de interpolación para obtener los valores correspondientes a la malla común. Es decir, cada modelo tiene un campo de topografía particular en la malla común. Obviamente, se asigna un valor cero a las celdillas de mar de la malla común.

Por consiguiente, se dispone de los resultados de un total de 31 simulaciones de clima actual y futuro, realizadas por diez modelos con resolución horizontal de aproximadamente 50 km y cubriendo un dominio geográfico que abarca la mayor parte de Europa.

### 3 COMPORTAMIENTO DE LOS MODELOS EN EL PERÍODO DE CONTROL 1961-1990

En este apartado se presenta la evolución anual de: temperatura, humedad absoluta, humedad relativa (todas a 2 metros) y nubosidad mensuales medias para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el período de control y se compara con los valores de ERA-40 y ERA-interim, curva de estimas de temperatura y humedad relativa del Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004).

#### 3.1 Temperatura y humedad a dos metros, y nubosidad

Como se observa en la figura 8, la mayor parte de los modelos PRUDENCE sobrestiman la amplitud del ciclo anual de la temperatura a dos metros ( $T2m$ ) respecto al estimado por el Balance Hídrico Operativo (BHO, en negro a trazos) con temperaturas más altas en verano y más bajas en invierno.

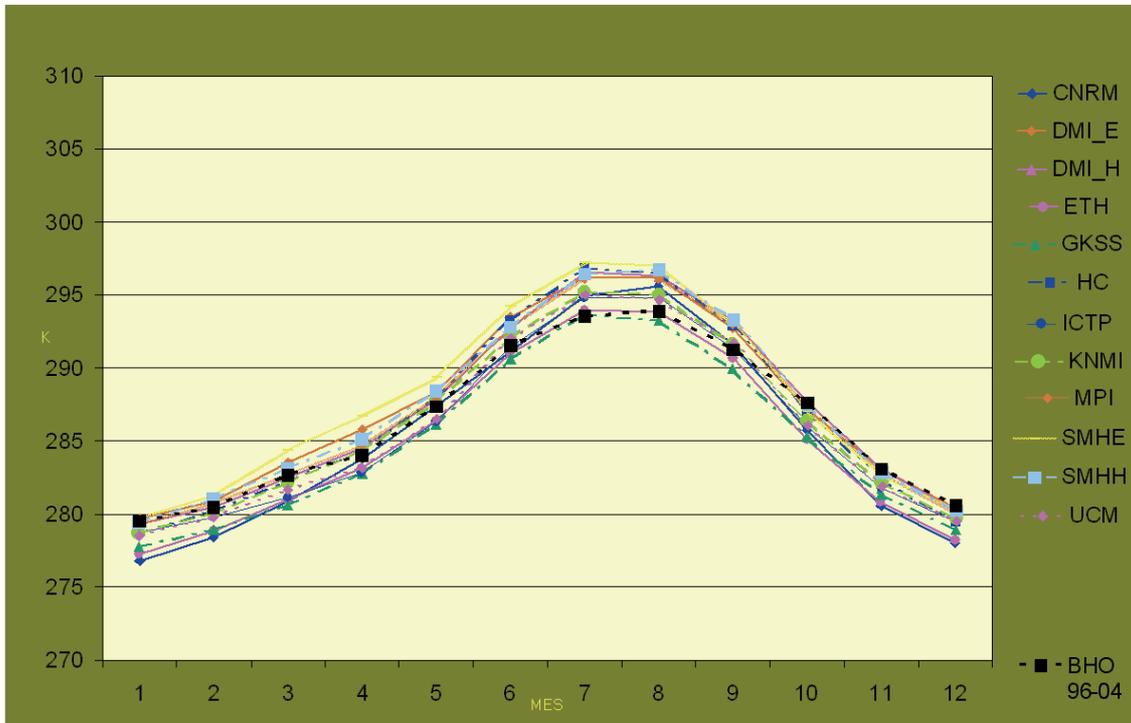


Figura 8. Evolución anual de la temperatura a dos metros,  $T2m$ , mensual media para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990) y curva de estima del Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004).

La humedad absoluta a dos metros ( $HA2m$ ) muestra en la figura 9 una mayor dispersión entre los modelos en los meses de mayo a septiembre, período en que domina la física propia de cada MCR. Consecuente con la  $T2m$ , los modelos subestiman en verano los datos de humedad relativa a dos metros ( $HR2m$ ) del BHO, figura 10.

En la figura 11 se muestra la evolución de la nubosidad media mensual en octas. 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 datos de humedad de MPI e ICTP no los consideramos buenos.

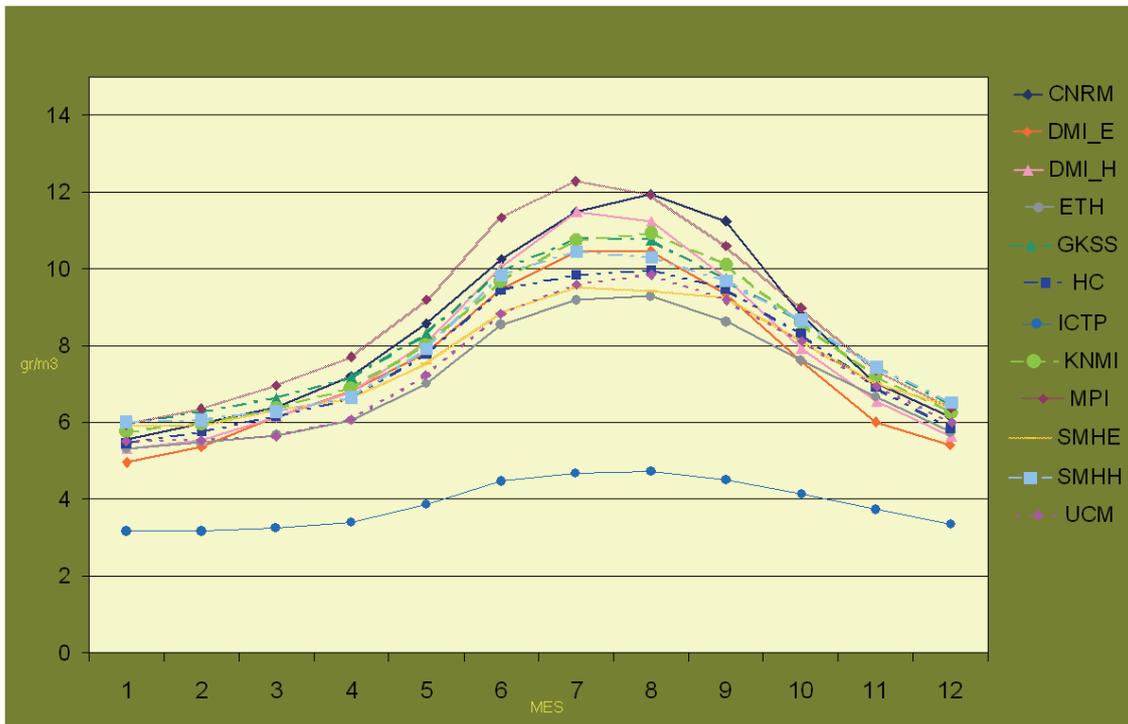


Figura 9. Evolución anual de la humedad absoluta a dos metros, *HA2m*, mensual media para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990).

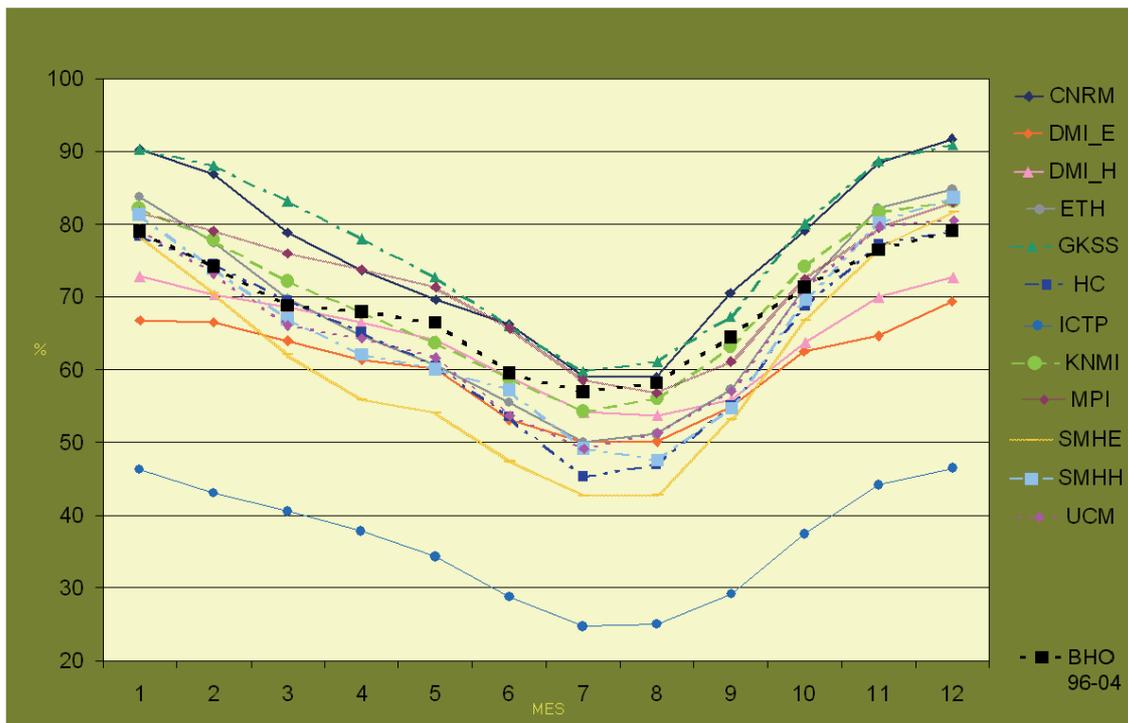


Figura 10. Evolución anual de la humedad relativa a dos metros, *HR2m*, mensual media para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990) y curva de estima del Balance Hídrico Operativo de AEMET (1996-2004).

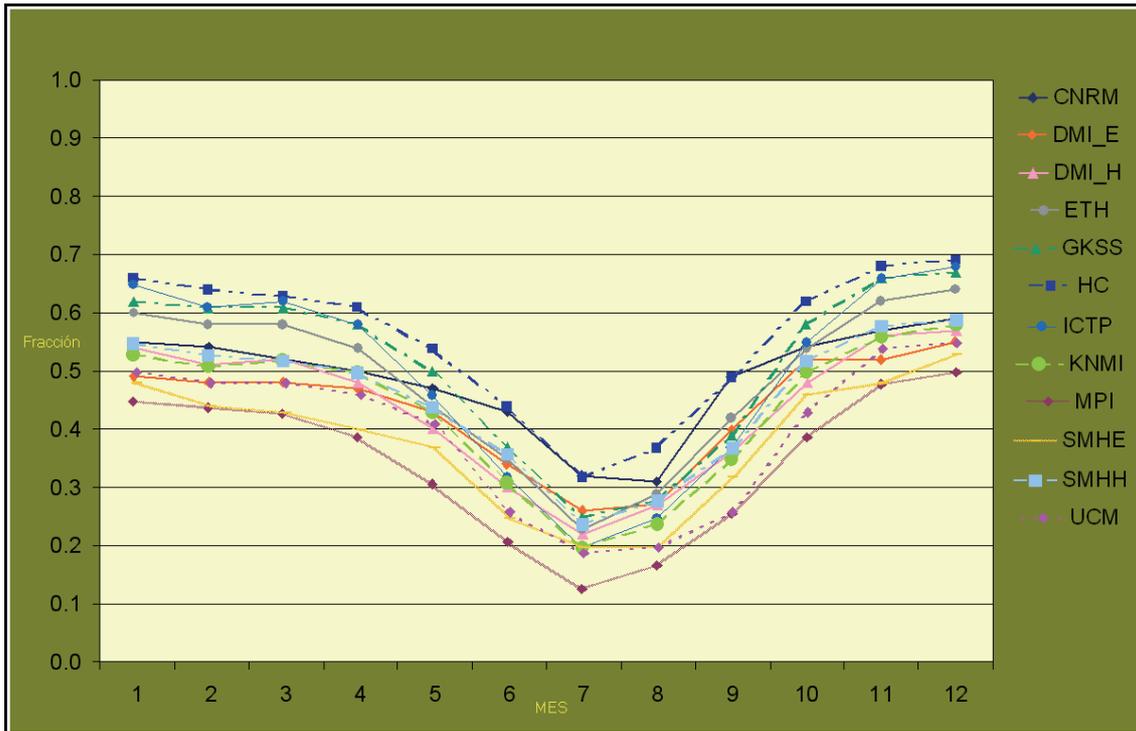


Figura 11. Evolución anual de la *nubosidad* mensual media para los MCR PRUDENCE promediados sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990).

### 3.2 Términos del balance energético en el suelo

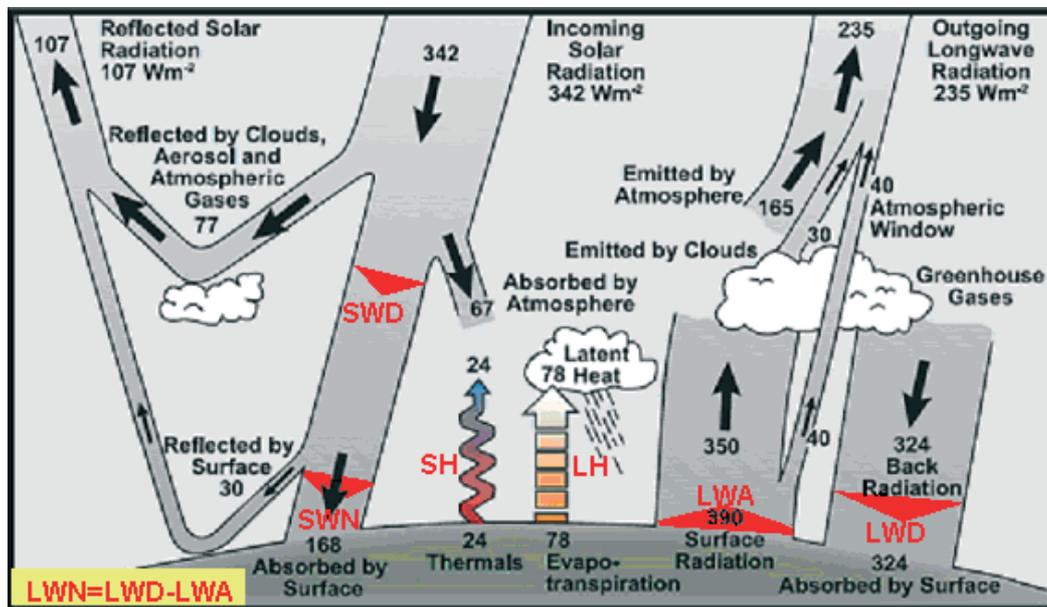


Figura 12. Esquema medio anual y global del balance de energía en la superficie y en la atmósfera (basada en KIEHL Y TRENBERTH, 1997).

En la figura (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 período inferior al año tiene que considerar el flujo medio de energía en el suelo  $G$ :

$$SWN + LWN = SH + LH + G \quad (2)$$

### 3.2.1 Radiación de onda larga y radiación de onda corta

La radiación de onda corta descendente en superficie (*SWD*) está condicionada por la nubosidad y el espesor óptico atmosférico. Este último es constante para todos los MCR excepto por la contribución del vapor de agua. De la figura 13 se desprende que los modelos subestiman la *SWD* en los meses de invierno respecto a los datos de AEMET; ésta puede ser la causa de la infravaloración de *T2m* por dichos modelos en estos meses. Además presentan mayor dispersión en los meses cálidos del año (de mayo a agosto) (figura 13) en forma consecuente con la variación de *HA2m*, presentando variaciones mensuales entre ellos de más de  $60 \text{ W/m}^2$ . Se han 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 excesivamente altos de ICTP parecen relacionados con la escasa humedad de este MCR.

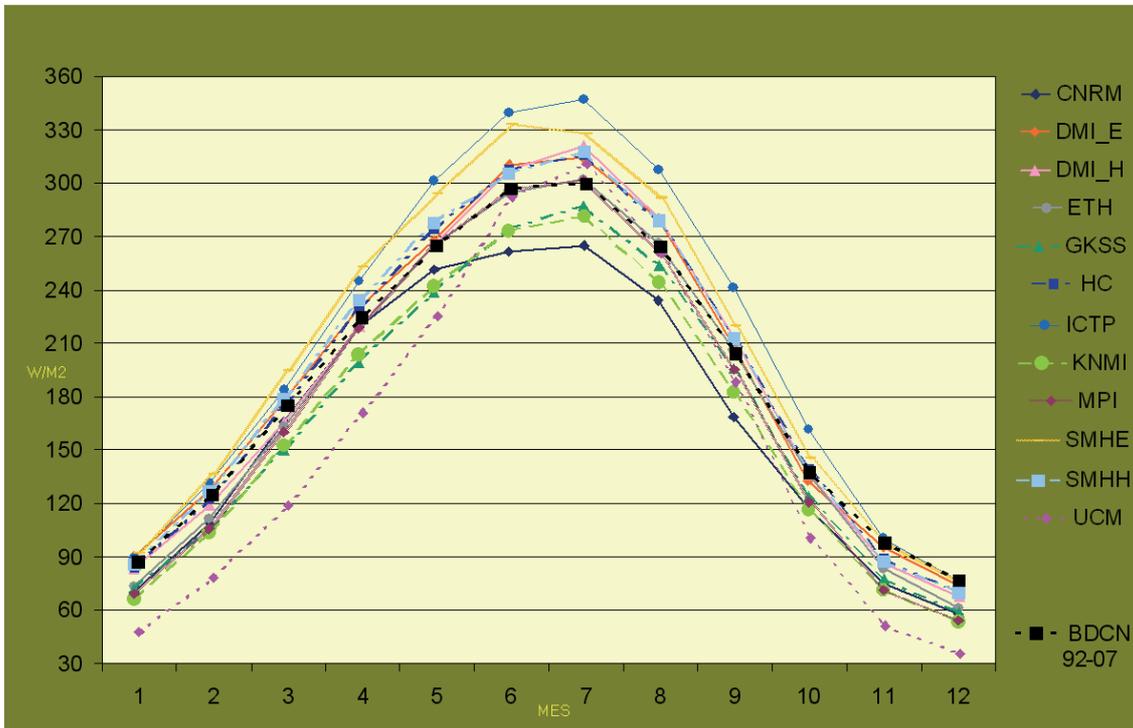


Figura 13. Ídem que figura 11 para radiación de onda corta descendente, *SWD*, incluida la evaluación de la observada por la red radiométrica de AEMET (1992-2007).

El comportamiento de los MCR para la radiación de onda corta neta (*SWN*), figura 14, es similar al comportamiento para *SWD*. Los modelos ICTP y UCM presentan los problemas vistos en *SWD*. CNRM mide menos que el resto, su suelo absorbe mucha radiación de onda corta.

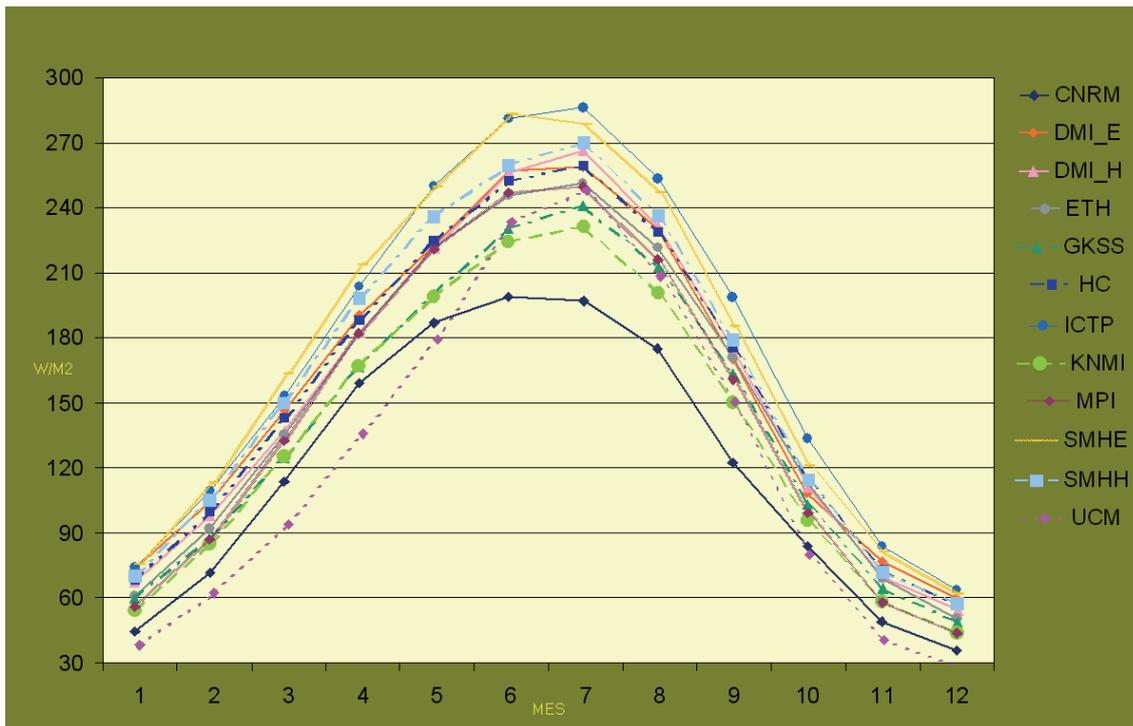


Figura 14. Evolución anual de la radiación de onda corta neta,  $SWW$ , media mensual para los MCR en el período de control.

Para la radiación de onda larga descendente ( $LWD$ ) (figura 15) existe una dispersión uniforme durante todo el año, si no se considera el modelo 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 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.

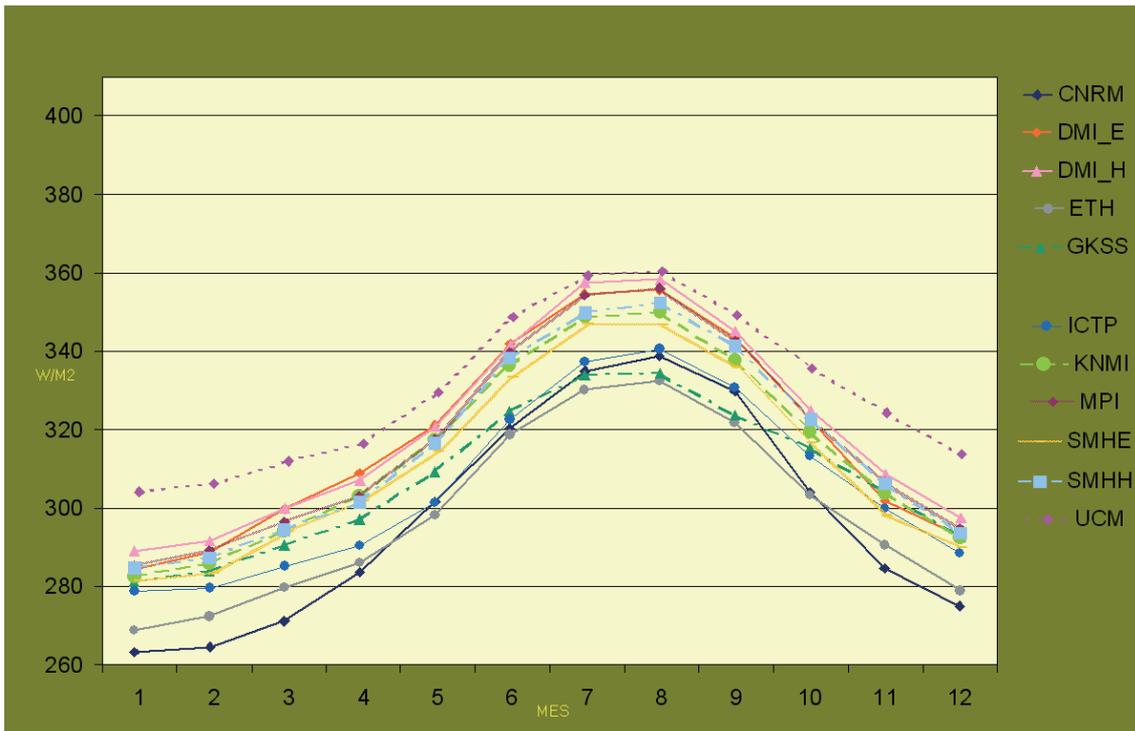


Figura 15. Ídem que figura 9 para radiación de onda larga descendente *LWD*

Para la radiación de onda larga neta (*LWN*), (figura 16), 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. El flujo de *LWN* hacia la atmósfera es máximo en julio para todos los MCR.

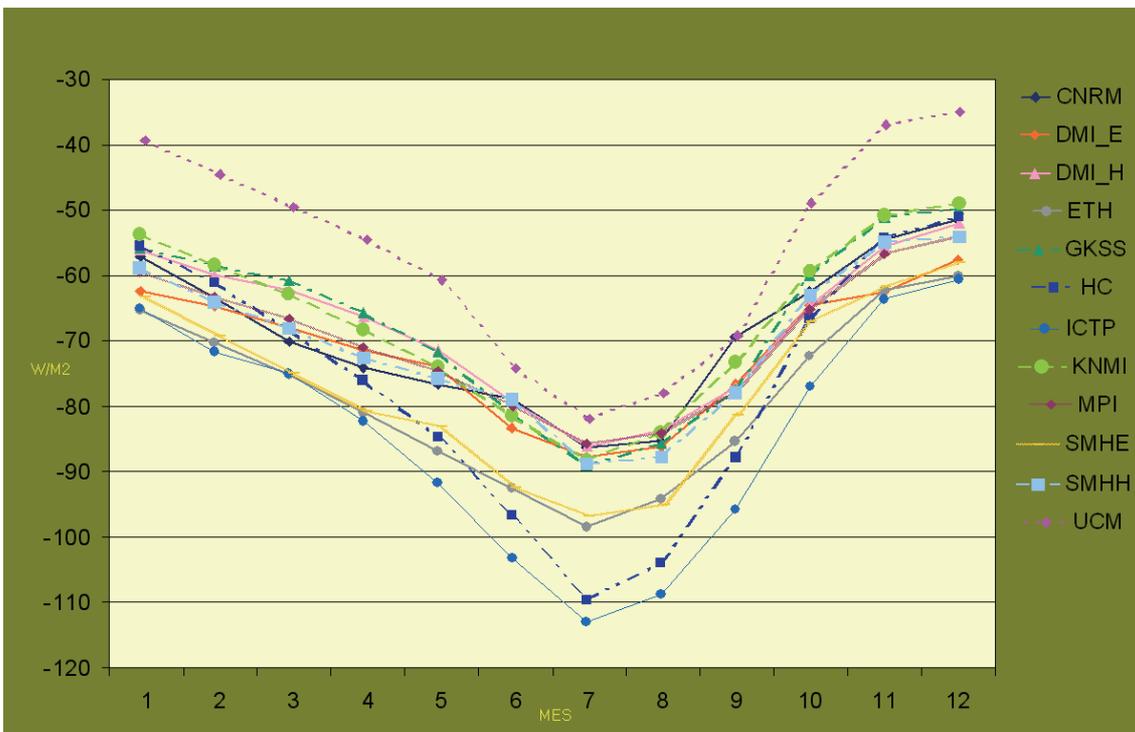


Figura 16. Ídem que figura 9 para radiación de onda larga neta *LWN*

En la figura 17 se muestra la radiación de onda larga ascendente (*LWA*) emitida por la superficie. El modelo UCM mantiene una *LWA* alta; sin embargo *LWN* negativa (ascendente) es muy pequeña sobre todo en invierno, lo que indica que *LWD* en este modelo es muy elevada. Dado que la nubosidad y *HA2m* en este modelo son pequeñas y que *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.

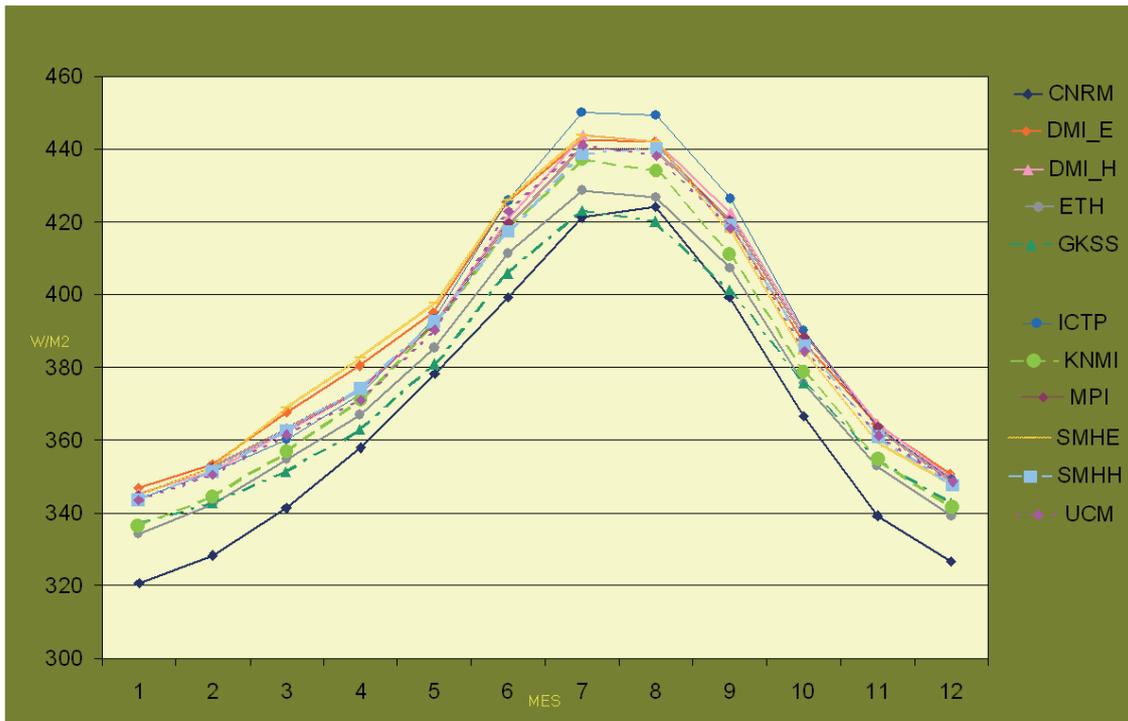


Figura 17. Ídem que figura 9 para radiación de onda larga ascendente *LWA*.

### 3.2.2 Intercambios de calor latente de vaporización y de calor sensible

El comportamiento del flujo de calor latente (*LH*) de la superficie a la atmósfera en los MCR se observa en la figura 18. 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 modelo MPI en verano. Se recuerda que este modelo presenta muy escasa nubosidad y muy altas 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 MCR 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.

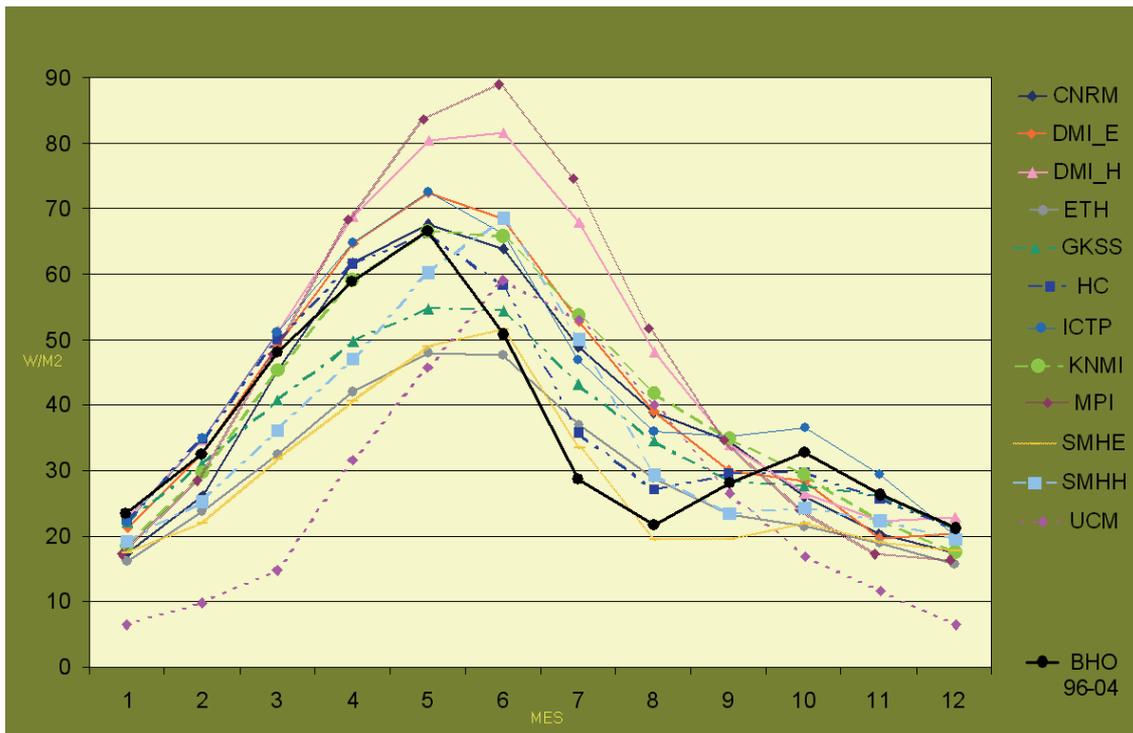


Figura 18. Ídem que figura 9 para calor latente  $LH$ .

El calor sensible ( $SH$ ) no se encuentra entre los campos disponibles de PRUDENCE.

Para los meses de julio y agosto en los que no varía la  $T$  media mensual, la suma del calor latente y el sensible debe ser aproximadamente igual a la radiación neta total en superficie ( $RN$ ) (figura 19):  $LH + SH \approx RN$ , 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 ( $RN$ ).

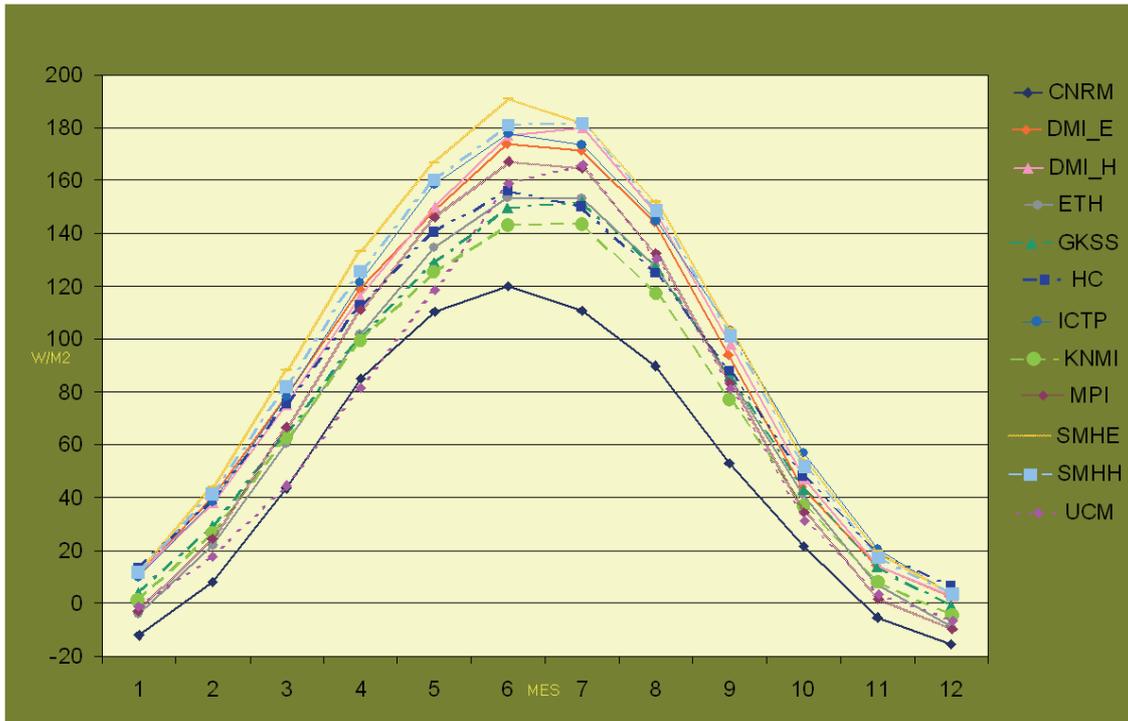


Figura 19. Ídem que figura 9 para radiación de onda neta total *RN*.

### 3.3 Términos del Balance Hídrico en el suelo

El balance hídrico en el suelo se puede expresar como:

$$\delta S / \delta t = P - E - R \quad (3)$$

Donde  $P$  es la precipitación,  $R$  la escorrentía,  $E$  la evaporación, y  $S$  el almacenamiento de agua en el suelo.

Las gráficas de las figuras 20 a 26 representan las curvas de evolución anual para cada MCR de distintos términos del balance hídrico 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 precipitación, evapotranspiración, temperatura, humedad y calor latente, evaluados a partir del Balance Hídrico Operativo (BHO) de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) en el período (1996-2004), y de radiación, evaluados a partir de datos de la red radiométrica de AEMET (1992-2007).

En la figura 20 se muestra el ciclo de la precipitación anual para los MCR y el observado (OBS en la figura con línea gruesa, evaluada por NIETO Y RODRÍGUEZ-PUEBLA (2006) y con línea gruesa intermitente la media (1996-2004), obtenida del balance hídrico operativo de AEMET (BHO)). Se aprecia una amplitud menor en los MCR: excesiva precipitación en verano y primavera, y demasiado baja desde otoño a enero.

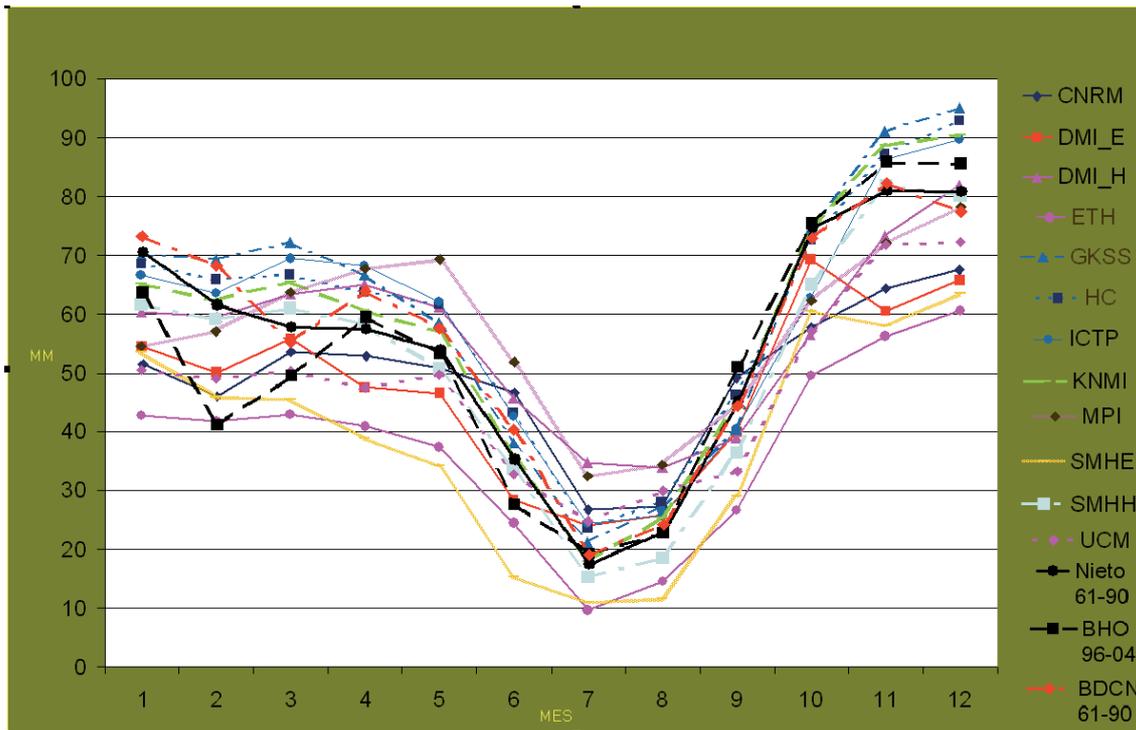


Figura 20. Evolución anual de la Precipitación promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE, y el observado (con línea gruesa, evaluada por NIETO Y RODRÍGUEZ-PUEBLA (2006) y con línea gruesa intermitente la media obtenida del balance hídrico operativo de AEMET (BHO) (1996-2004)).

Los demás términos del balance se comportan como sigue: Para la evapotranspiración, comparada con la evaluada por el BHO, todos los MCR generan un ciclo anual de amplitud excesiva, con valores excesivos en verano y en general valores inferiores los demás meses (figura 21). Hay fuertes divergencias entre los MCR en primavera y verano. En la estación invernal, casi todos los MCR tienen una evapotranspiración similar. La alta precipitación en verano en algunos modelos es compensada por altas pérdidas por evaporación, mostrando (figura 22) pequeñas divergencias en  $P - E$  (diferencia entre precipitación y evaporación).

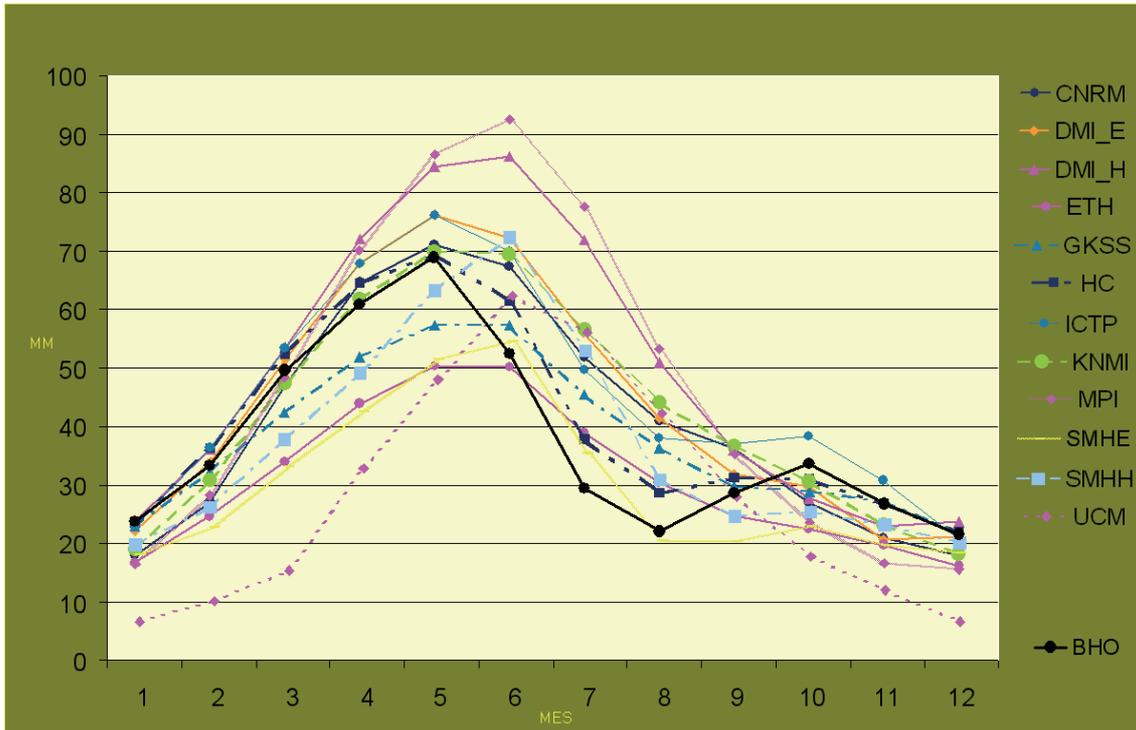


Figura 21. Evolución anual de la Evapotranspiración promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE, y el observado (con línea gruesa, la media (1996-2004), obtenida del balance hídrico operativo de AEMET (BHO)).

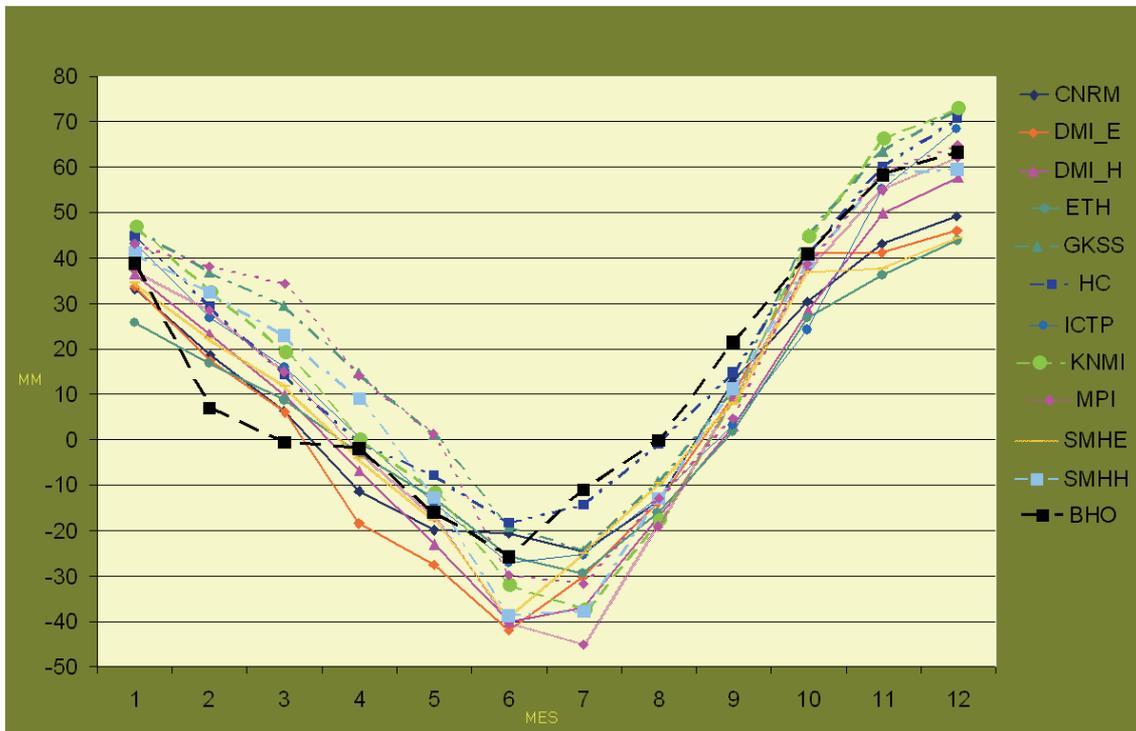


Figura 22. Evolución anual de la diferencia mensual  $P - E$  promediada para la Península Ibérica para 1961-1990, para los modelos PRUDENCE, y del estimado por el BHO (1996-2004) (con línea gruesa a trazos).

No se ha hecho una comparación con observaciones de la escorrentía (figura 23), ni del agua almacenada en el suelo, cuya anomalía media mensual se muestra en la figura 24 (aquí se denomina anomalía a la diferencia para cada uno de los doce meses del valor del mes para cada año menos la media

mensual). Estas gráficas no son muy informativas del papel de la memoria hidrológica del suelo en el proceso de reparto hidrológico pues no está reflejada la variabilidad interanual en la componente almacenamiento. No están representados los valores correspondientes a los modelos CNRM y HC. En la figura 25 está representada la variación mensual del agua contenida en el suelo.

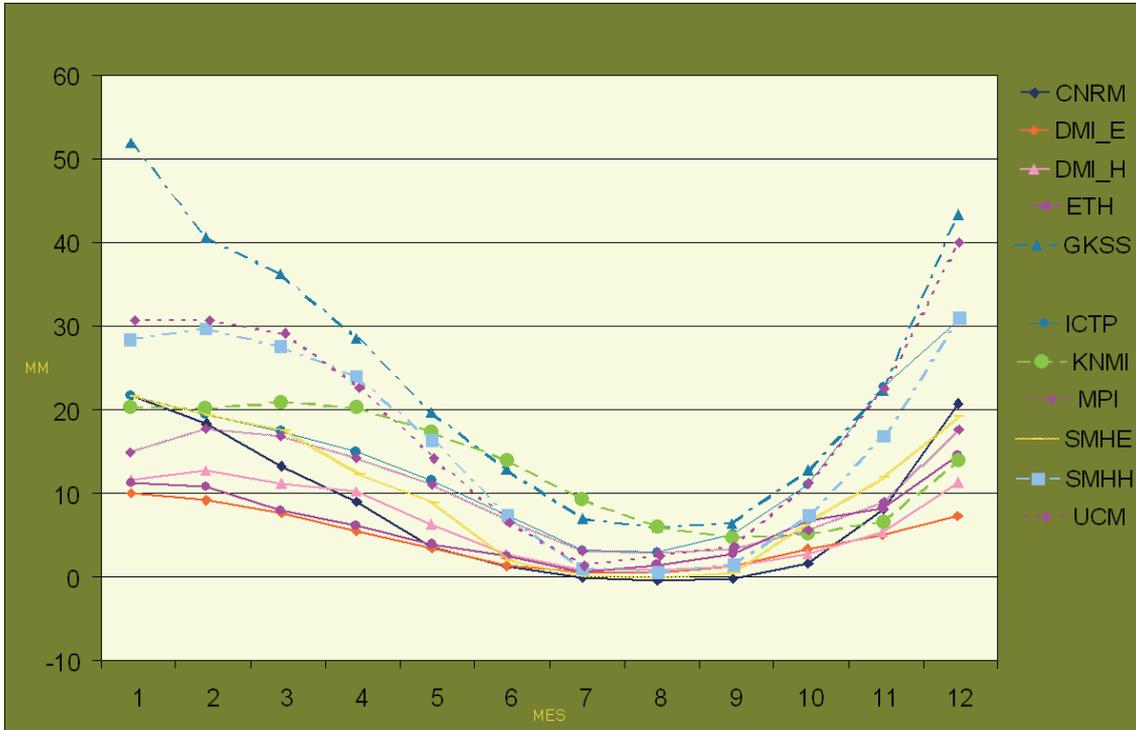


Figura 23. Evolución anual de la escorrentía mensual promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE.

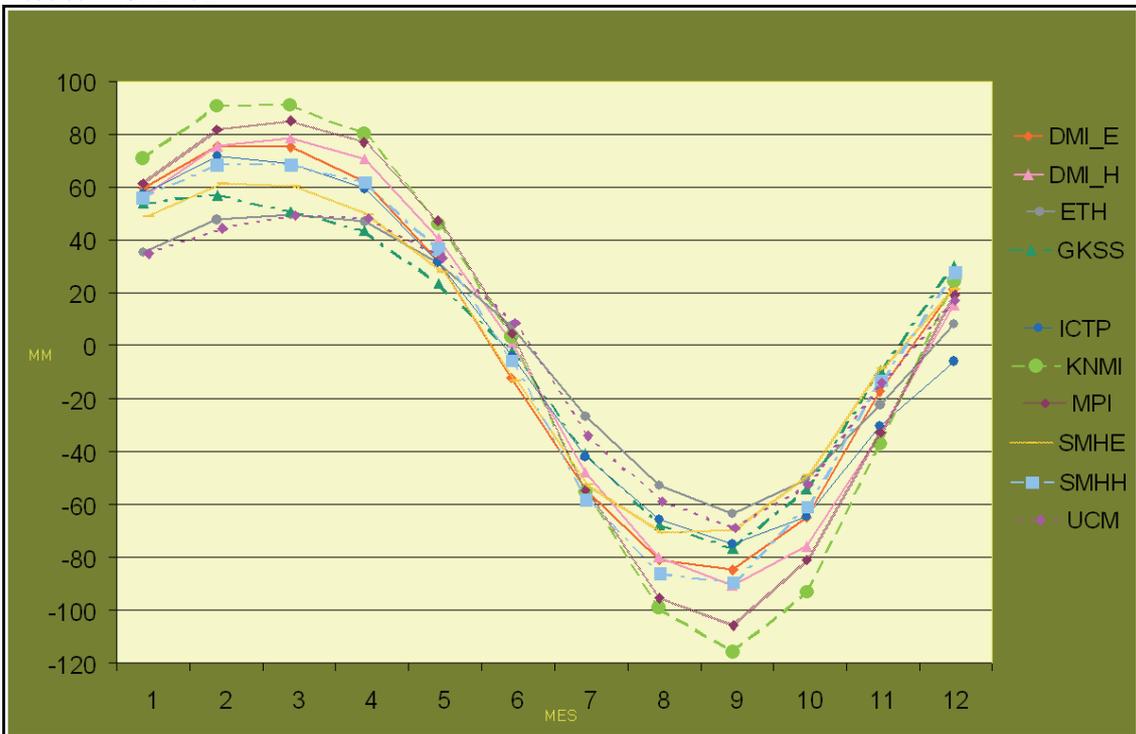


Figura 24. Evolución anual de la anomalía de agua en el suelo promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE. La anomalía en este caso es respecto a la media anual de cada uno de ellos.

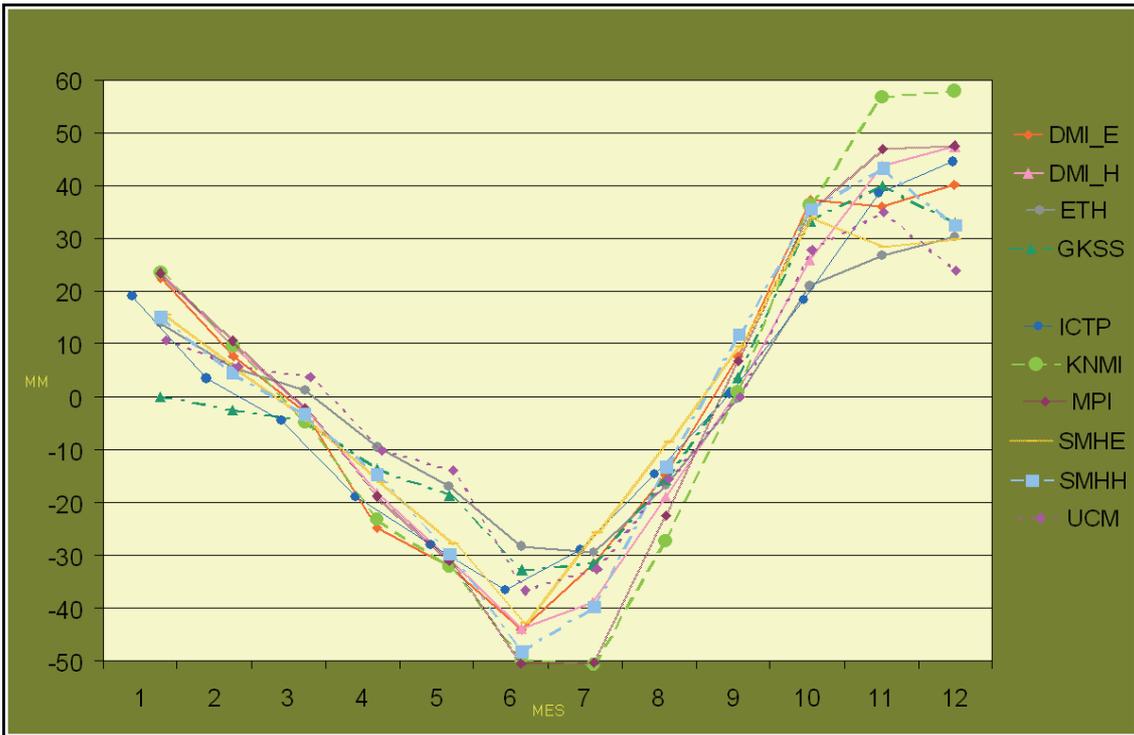


Figura 25. Evolución anual de la variación mensual de agua en el suelo promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE.

En la figura 26 se muestra el comportamiento medio mensual de la nieve en el suelo para el período de control. Las cantidades son poco importantes en el balance peninsular. No están los valores del modelo HC.

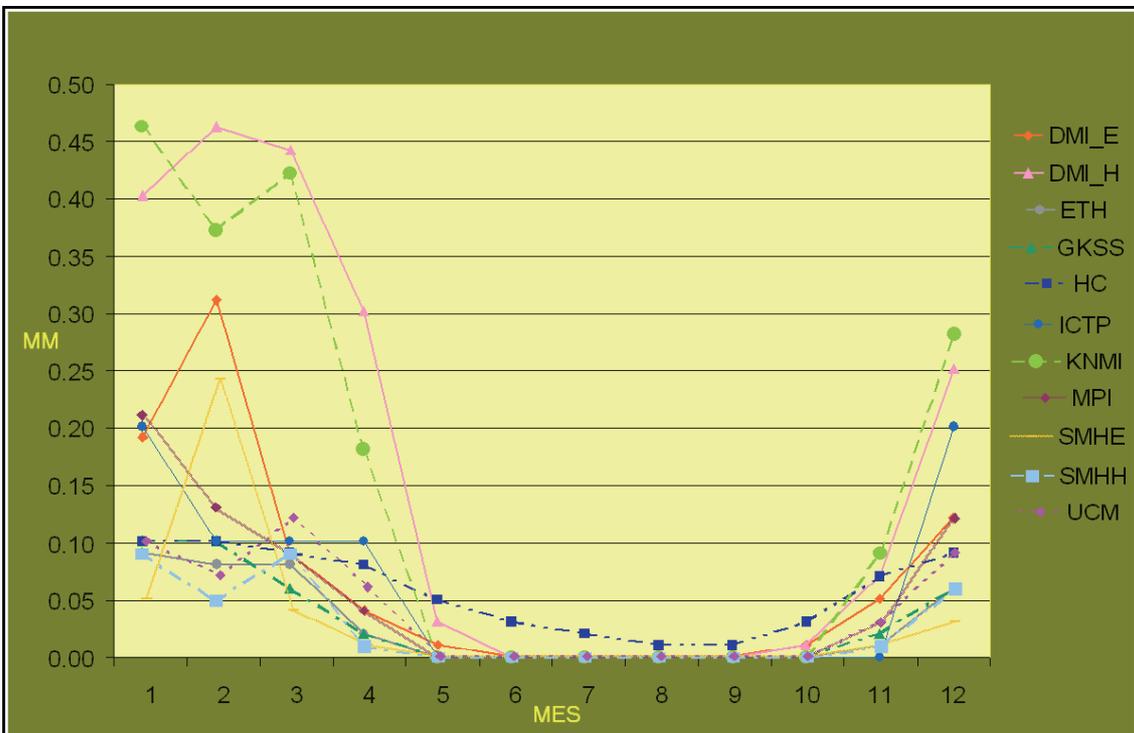


Figura 26. Evolución anual de la variación mensual de nieve promediada para la Península Ibérica (1961-1990) para los modelos PRUDENCE.

### **3.4 Anomalías de $P - E$ frente a las anomalías de escorrentía y almacenamiento**

El reparto de aporte neto de agua al suelo ( $P - E$ ) entre escorrentía y almacenaje de agua en el suelo es una importante propiedad del sistema hidrológico. Las anomalías en  $P - E$  deben inferir anomalías en escorrentía o en el almacenamiento para que se mantenga el ciclo hidrológico. El agua que va a escorrentía se pierde y no puede ser evaporada localmente, mientras que el contenido de agua en el suelo es un almacenamiento válido para posterior evaporación o escorrentía.

En la figura 27 se pone un ejemplo del distinto comportamiento de los modelos (siguiendo a VAN DEN HURK ET AL., 2005) mostrando para la Península Ibérica el reparto de las anomalías de  $P - E$  de los distintos años del período control en primavera e invierno entre las anomalías de escorrentía y almacenamiento de agua en el suelo para dos modelos de comportamiento dispar: KNMI y UCM.

En el modelo KNMI las anomalías del agua son principalmente guardadas en el suelo elevando sólo una pequeña cantidad el promedio anual del ciclo de la escorrentía. En verano hay mayor capacidad de almacenamiento y las anomalías en  $P - E$  son rápidamente absorbidas en el suelo. En invierno aumenta la escorrentía, aunque sigue siendo la componente más pequeña en la partición de las anomalías de  $P - E$ . En el modelo UCM, por el contrario, la escorrentía es el destino principal del suministro de las anomalías del agua.

Cada punto (cuadrados o triángulos) representa una anomalía del valor promediada para la primavera hidrológica (MAM) o el invierno (DEF), es decir, la diferencia entre el dato del mes en cada año menos la media de todos los años para ese mes, y después se calcula el promedio de estas diferencias para la primavera o el verano. En el anexo II se presentan el comportamiento de todos los modelos con respecto a las anomalías en el aporte de agua al suelo para primavera, verano e invierno.

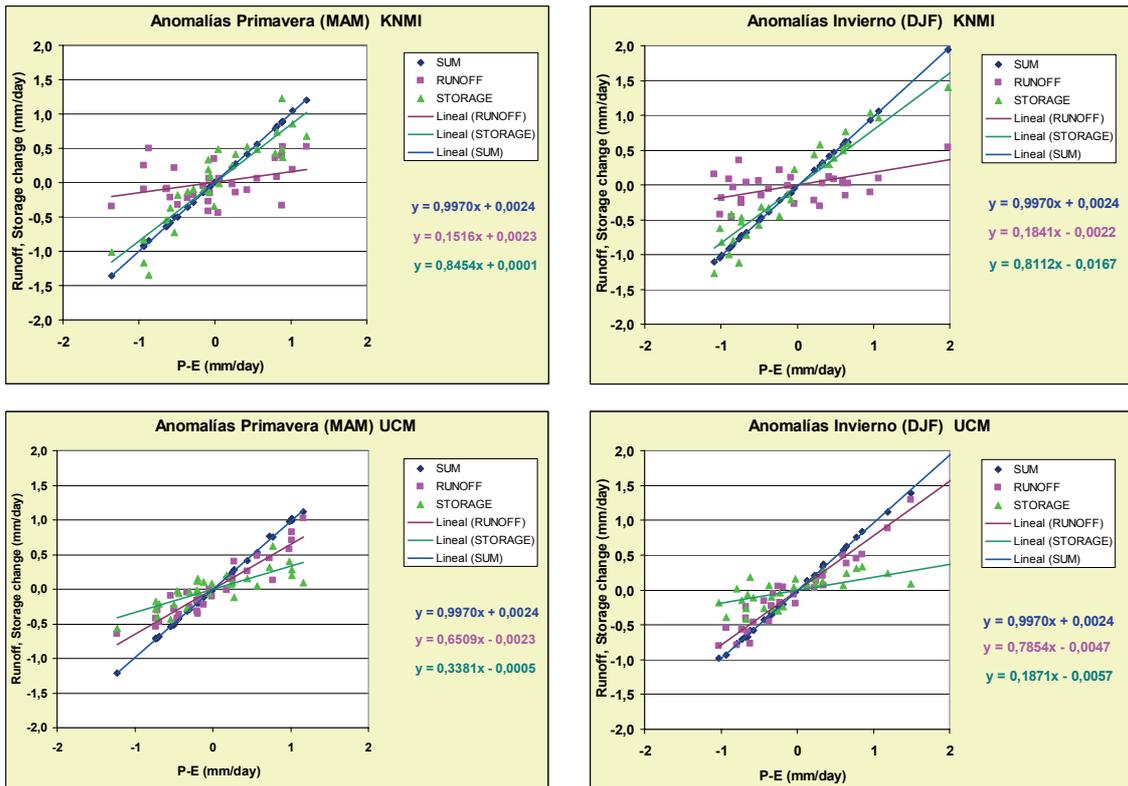


Figura 27. Anomalia del almacenaje de agua en el suelo (línea continua verde y triángulos) y escorrentía (línea fucsia a trazos y cuadrados) anuales de primavera (MAM) e invierno (DEF) como una función de las anomalías de  $P - E$  en Península Ibérica para el modelo KNMI, fila superior, y UCM, fila inferior, abajo (1961-1990). Suma de anomalías de escorrentía y agua almacenada en el suelo (línea continua azul).

### 3.5 Comparaciones con ERA

En este apartado los valores medios de las salidas de PRUDENCE del período de control, para los flujos de energía y de agua en la interfaz tierra-atmósfera, y los parámetros de la atmósfera en niveles bajos que gobiernan estos intercambios, se comparan con los valores correspondientes de los reanálisis ERA-40 (1961-1990) y ERA-interim (ERA-i) (1989-2005) del ECMWF y en algunos casos con observaciones (solo parte española) y con las estimaciones del BHO. Hay que advertir que el período de control de PRUDENCE (1961-1990) no coincide con el período disponible del BHO, ni el de las observaciones. Por otra parte hay que considerar las posibles diferencias entre los ERA y los MCR que llevan implícitas los procesos de interpolación y de la máscara usada para el cálculo de los valores promediados. En todas las gráficas están representadas además de los valores medios de los MCR, los valores medios más y menos la desviación cuadrática media.

Entre otros avances en la asimilación de datos de ERA-i en comparación con ERA-40 se encuentran la asimilación de datos variacional 4D de 12 horas (variacional 3D de 6h para ERA-40), la resolución horizontal T255 (T159 para ERA-40), un nuevo análisis de humedad y una física de modelo mejorada.

Seguidamente pasamos a comentar por parámetros las comparaciones:

- $T2M$  (figura 28)

La  $T2m$  de los MCR coincide bastante bien con la de ERA-40, quedando algo por debajo en los meses más fríos. ERA-i da temperaturas más altas, debido

probablemente al período más cálido correspondiente a este reanálisis. Los datos de temperatura de la estimación del BHO inexplicablemente están claramente por debajo en los meses cálidos, fuera del intervalo de los MCR, y por encima los fríos (esto admite la misma explicación que la desviación de ERA-i).

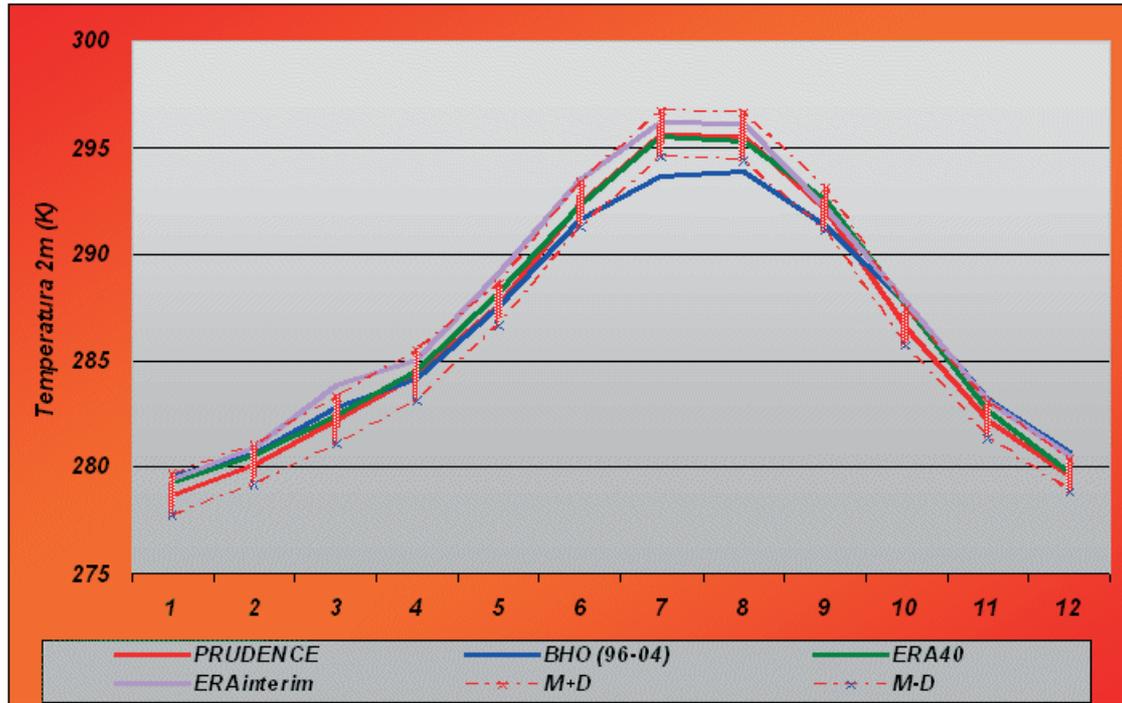


Figura 28. Comparación de la evolución anual de la  $T_{2m}$  media mensual, con el intervalo dado por su desviación cuadrática media sumado y restado, para los MCR PRUDENCE, promediadas sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990), con los valores correspondientes del modelo ERA-40 y ERA-interim y la curva de estima del BHO.

- SWD (figura 29)

La SWD de ERA-40 es inferior a la de la mayoría, inferior a  $M-D$ , de los MCR durante todo el año y a los derivados de las medidas contenidas en el BDCN. Esto no está muy claro puesto que no corresponde con el comportamiento de las  $T_{2m}$ . Sin embargo, los valores más altos en el ERA-i sí parecen conformes a la mayor  $T_{2m}$  en este reanálisis.

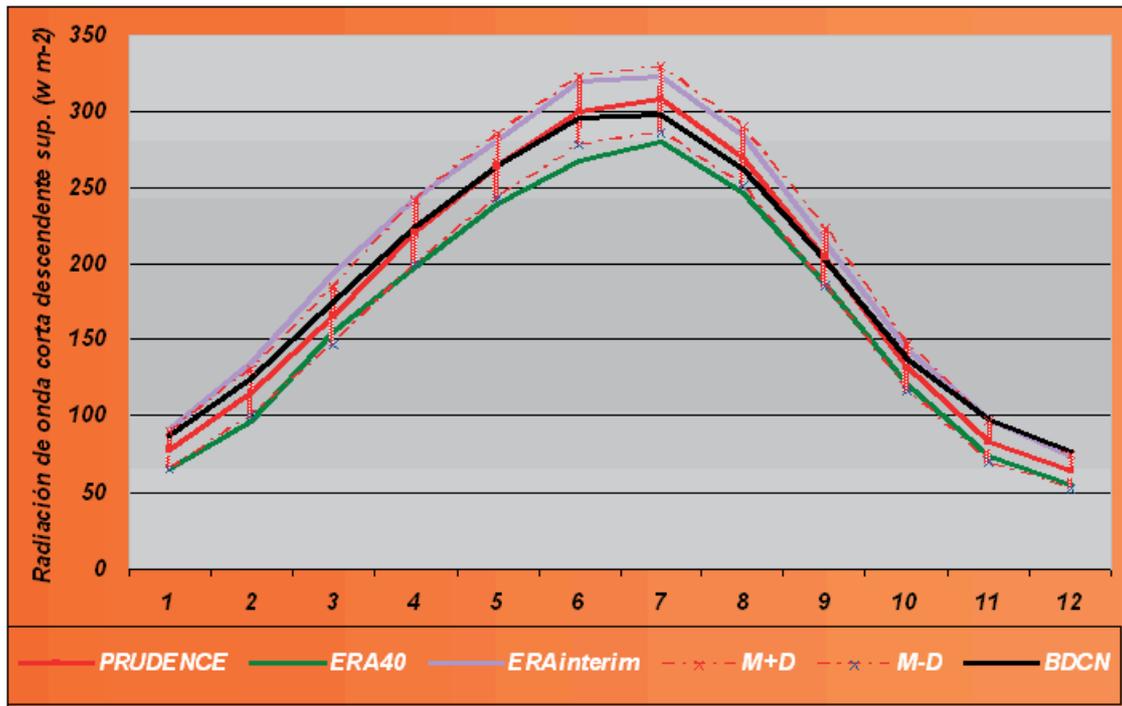


Figura 29. Comparación de la evolución anual de la radiación de onda corta descendente en superficie, *SWD*, para: la media de los MCR PRUDENCE, promediada sobre la Península Ibérica en el período de control (1961-1990), los valores correspondientes del modelo ERA-40 y ERA-i y los datos de observaciones del Banco de Datos Climatológicos Nacional (BDCN) de AEMET.

- *SWN* (figura 30)

Los valores medios de *SWN* de los MCR se mantienen igualmente por encima de los de ERA-40, mientras que se mantienen claramente por debajo de ERA-i. Se recuerda que los valores positivos indican una *SWN* hacia abajo.

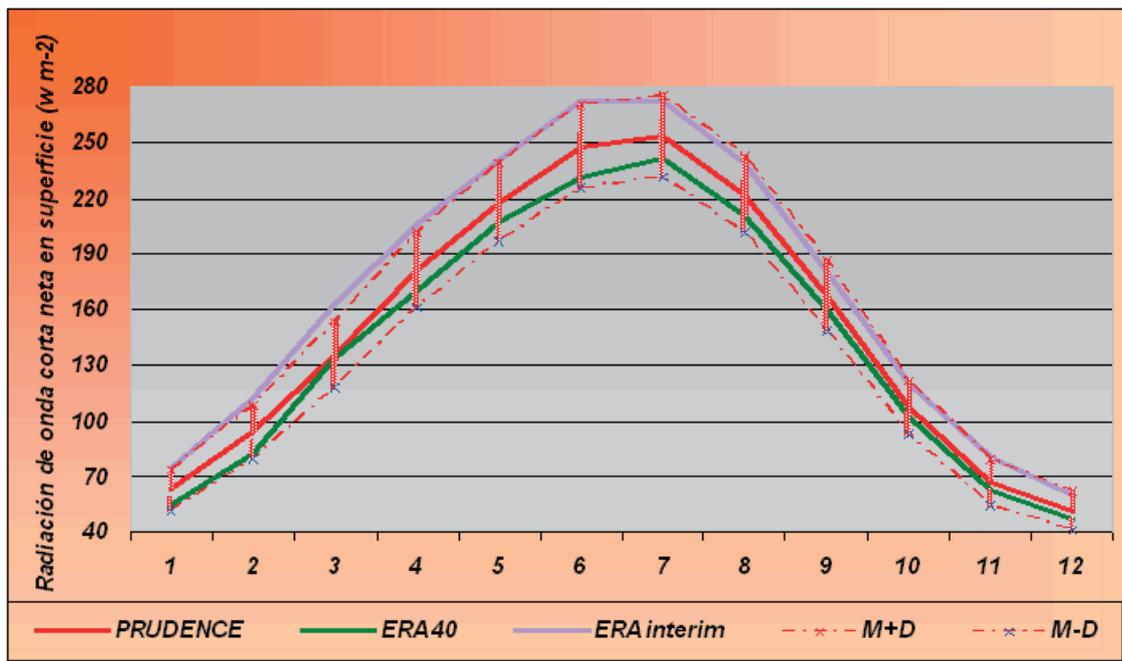


Figura 30. Ídem a figura 28 para radiación neta de onda corta en superficie, *SWN* (sin datos de observación).

- *LWN* (figura 31)

Se observa que los MCR tienen valores mensuales medios de *LWN* inferiores a los de ERA-40 salvo en noviembre y diciembre, mientras que tienen valores superiores a ERA-i en los meses más fríos.

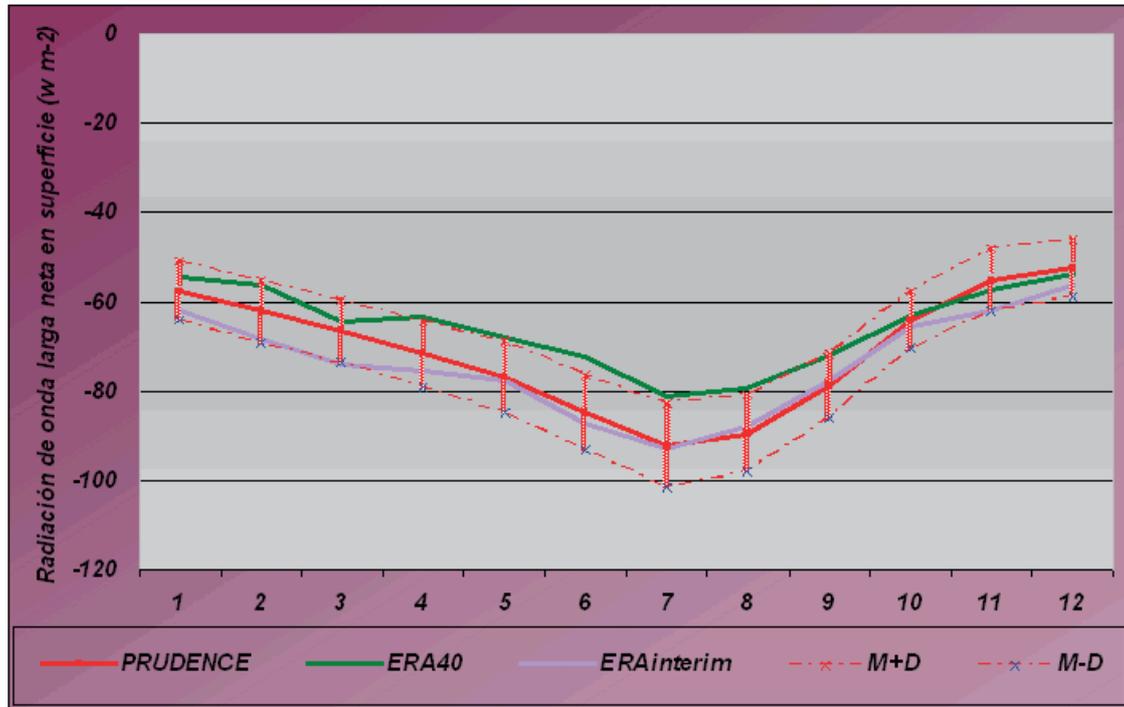


Figura 31. Ídem a figura 28 para radiación neta de onda larga en superficie, *LWN*, (sin datos de observación).

- *LWD* (figura 32)

Los MCR muestran valores medios de *LWD* inferiores a ERA-40 de abril a septiembre, inferiores de octubre a diciembre y similares de enero a marzo, mientras que sus valores son superiores a los de ERA-i en los meses más fríos y son similares en los más cálidos.

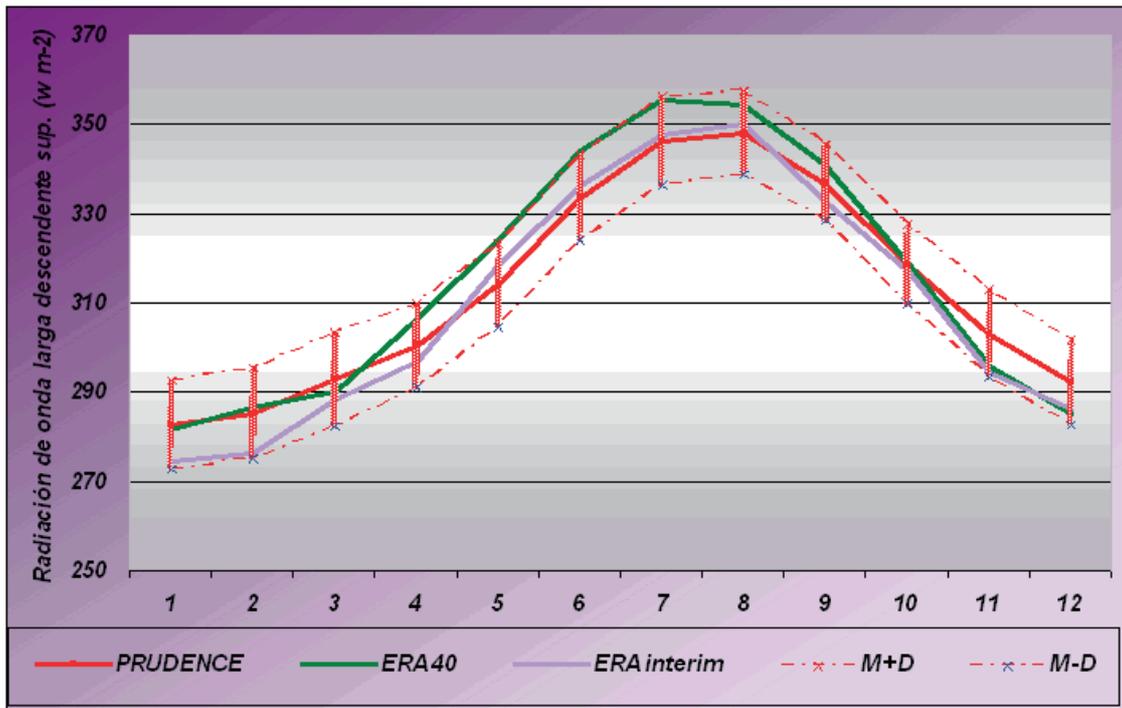


Figura 32. Ídem a figura 28 para radiación descendente de onda larga en superficie (sin datos de observación).

- *Nubosidad* (figura 33)

La nubosidad media (curva *M*) de los MCR es inferior los meses de enero a junio que la de ERA-40 mientras que es parecida pero algo inferior el resto del año. Sin embargo la de ERA-i es inferior y se sitúa sobre la curva *M-D* la mayor parte de año, lo cual podría explicar la mayor SWD en ERA-i.



Figura 33. Ídem a figura 28 nubosidad (sin datos de observación).

- *Precipitación (P)* (figura 34)

La precipitación media mensual de los MCR queda muy por encima de la de ERA-40 durante todo el año. ERA-i da una precipitación más alta de abril a mayo y septiembre a octubre. La precipitación extraída del BDCN es mayor que la de los ERA y en la mayor parte del año supera la media de los MCR. La estimada por el BHO se sale por debajo del intervalo que marcan los MCR en verano y por encima desde septiembre a enero; en la segunda mitad del año está también bastante por encima de las medias ERA. ERA-i marca un mínimo de precipitaciones en julio.

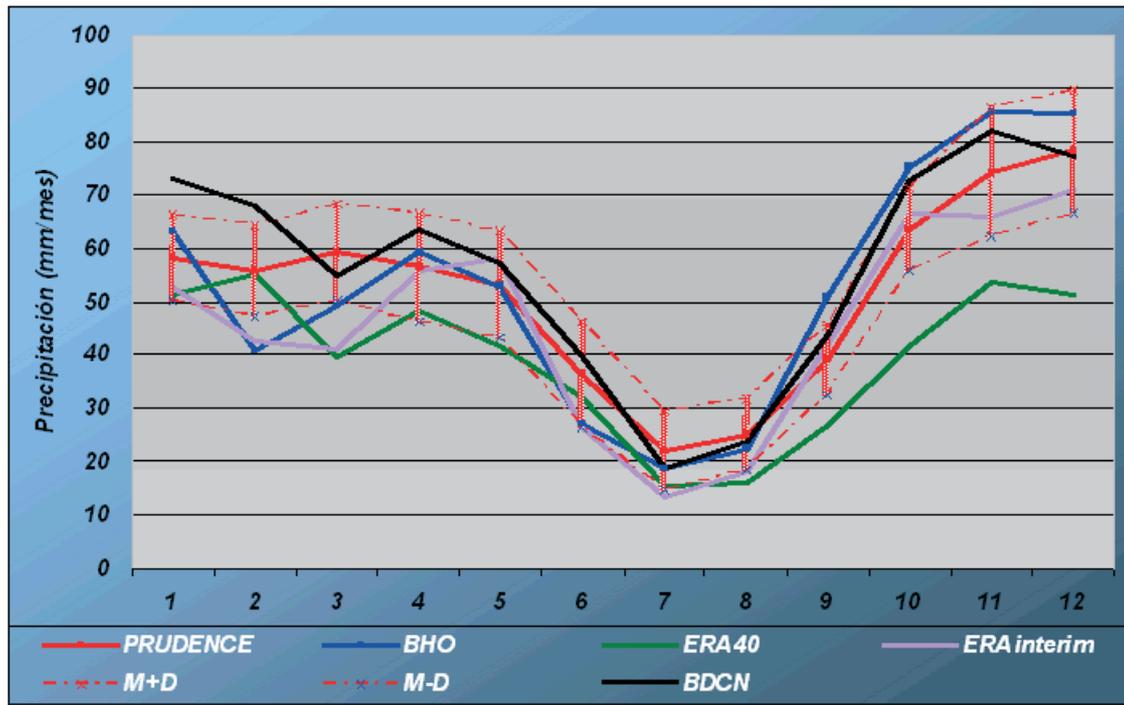


Figura 34. Ídem a figura 28 para precipitación,  $P$ , y además datos del Banco de Datos Climatológicos Nacional de AEMET.

- *Evapotranspiración (E)* (figura 35)

La evapotranspiración de ERA-i es muy superior a la de ERA-40 y en ambos casos superior a la de la media de los MCR. La diferencia es muy grande saliéndose del intervalo de los MCR de junio a noviembre, lo cual resulta difícil de acoplar con la disminución de la precipitación, sobre todo en el ERA-40. La diferencia es aún más notoria en los meses cálidos con las estimas del BHO.

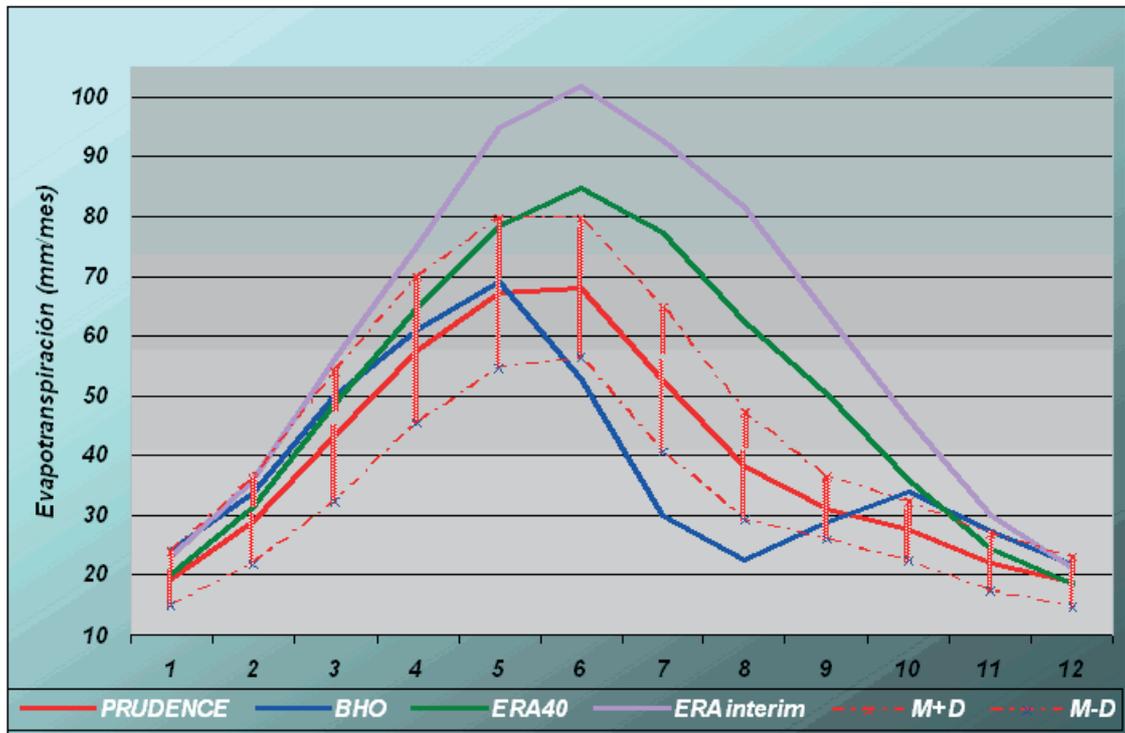


Figura 35. Ídem a figura 28 para evapotranspiración,  $E$ .

- $P - E$  (figura 36)

El flujo de agua hacia el suelo  $P - E$  es muy inferior en el ERA-40 y en el ERA-i durante casi todo el año siendo muy notorio el flujo de agua hacia la atmósfera calculada por el ERA-i.



Figura 36. Ídem a figura 28 para  $P - E$ , precipitación menos evapotranspiración.

- *Escorrentía* (figura 37)

La escorrentía de los MCR muestra una gran dispersión en los meses más fríos conforme al mayor aporte de agua al suelo, aunque esto es diferente si se observa porcentualmente, ya que la escorrentía en los meses de verano se acerca a cero. En el ERA-40 la escorrentía es bastante menor que la de los MCR de octubre a diciembre. La escorrentía del ERA-i se mantiene por debajo de la media MCR en la parte final del año y por encima en el principio de año. Es notoria la diferencia de ERA-i y ERA-40 en enero.

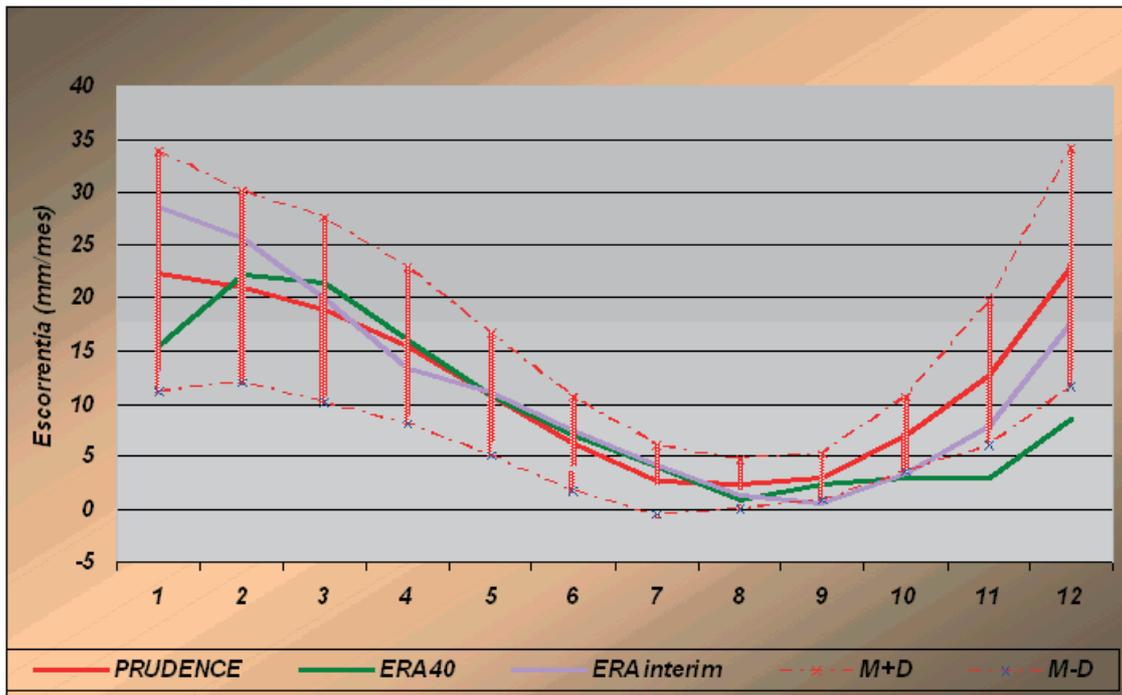


Figura 37. Ídem a figura 28 para escorrentía,  $E$  (sin datos de observación).

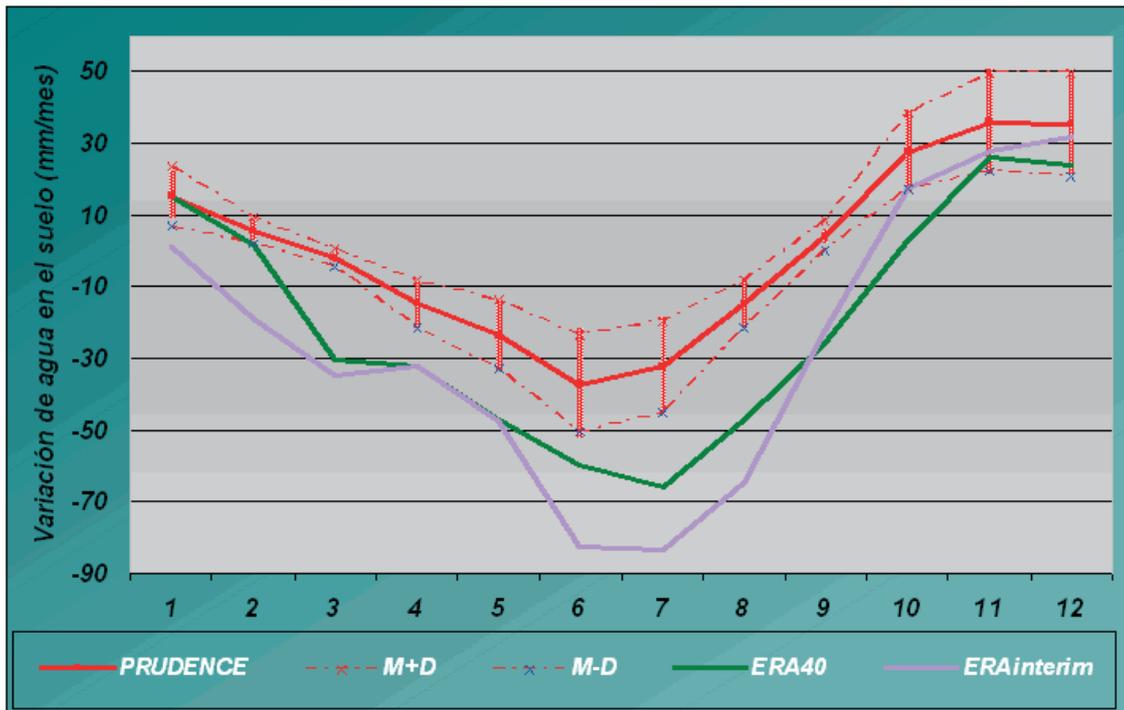


Figura 38. Ídem a figura 28 para la variación de agua almacenada en el suelo,  $S_t$  en un mes (s/d de observación).

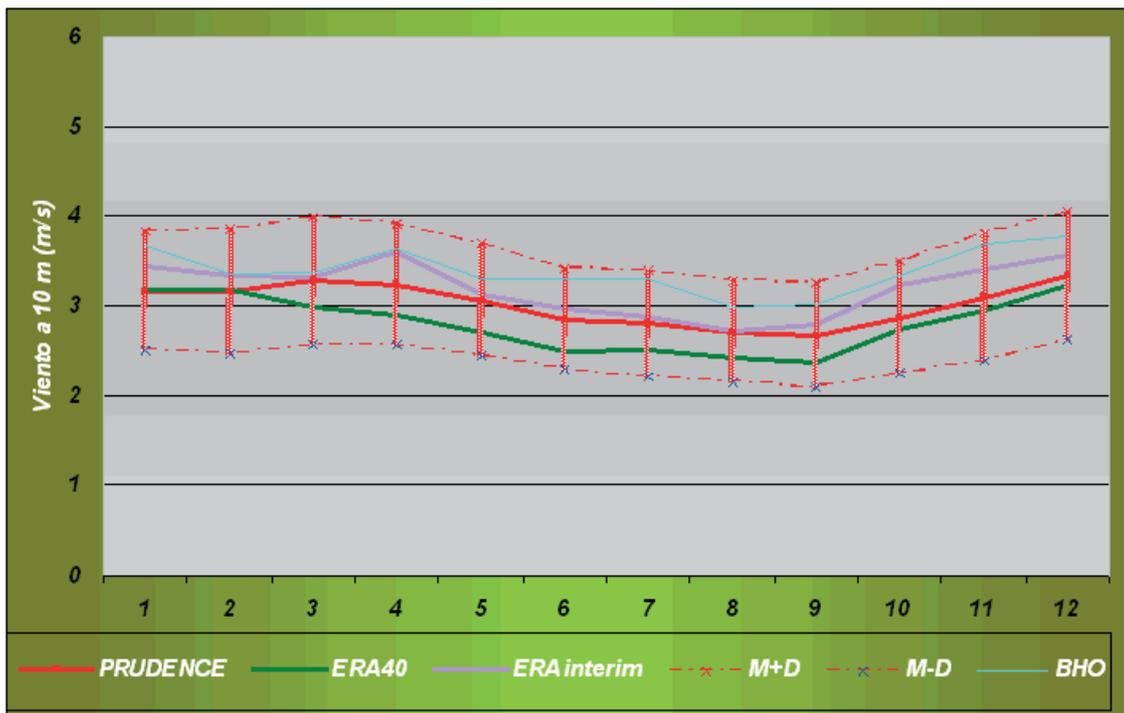


Figura 39. Ídem a figura 26 para velocidad del viento a 10 m.

## 4 PROYECCIONES CLIMÁTICAS (2071-2100)

En este capítulo se evalúan el comportamiento de las distintas variables en el período 2071-2100 para los escenarios A2 y B2 y calculamos la diferencia con el período de control (es lo que denominamos anomalías).

### 4.1 *Temperatura y humedad a dos metros, nubosidad y términos del balance de energía en el suelo*

Para las proyecciones futuras 2071-2100, en los dos escenarios de emisión A2 y B2, se presentan en la figura 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 denominamos anomalías A2-C y B2-C, así como sus incertidumbres, representadas por la desviación cuadrática media del conjunto.

#### 4.1.1 Anomalías mensuales medias promediadas en la Península Ibérica

Se observa para A2 un aumento de  $T2m$  de unos 3 °C en invierno y más de 5 °C en verano y para B2 de unos 2 °C en invierno y de más de 4 °C en verano de acuerdo con la mayor concentración de GEI en A2. Este aumento va acompañado de un incremento de  $SWD$  debido a la menor nubosidad (excepto en enero), más notorio en mayo, y el aumento de  $LWD$ , que corresponde al mayor efecto invernal.  $SWN$  aumenta correspondientemente (durante la primavera hay una diferencia significativa entre A2 y B2).  $LWA$ , que es dependiente únicamente de  $TS$ , 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 sólo parcialmente en la mayor parte del año el incremento en  $LWA$ . Por tanto,  $LWN$  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,  $RN$ , 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  $RN$  que presentaba el control en verano (figura 40). Estos dos máximos de aumento de  $RN$  coinciden con dos picos de disminución de la nubosidad y de aumento de  $SWD$ . Otro detalle a resaltar es que desde mayo a octubre el aumento de  $RN$  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,  $RN$  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 todos 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. En los meses de junio y julio la variación de  $HA2m$  es la misma en los dos escenarios a pesar de la diferencia de temperaturas entre ambos, lo cual podría ser consecuencia de la falta de humedad en el suelo que haría disminuir la evapotranspiración,  $E$ , fruto del menor aporte de agua al suelo,  $P - E$ , precipitación menos evaporación, en la primavera. La falta de agua en el suelo se hace patente también en la disminución del flujo de calor latente,  $LH$ , que es 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* debe aumentar 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.

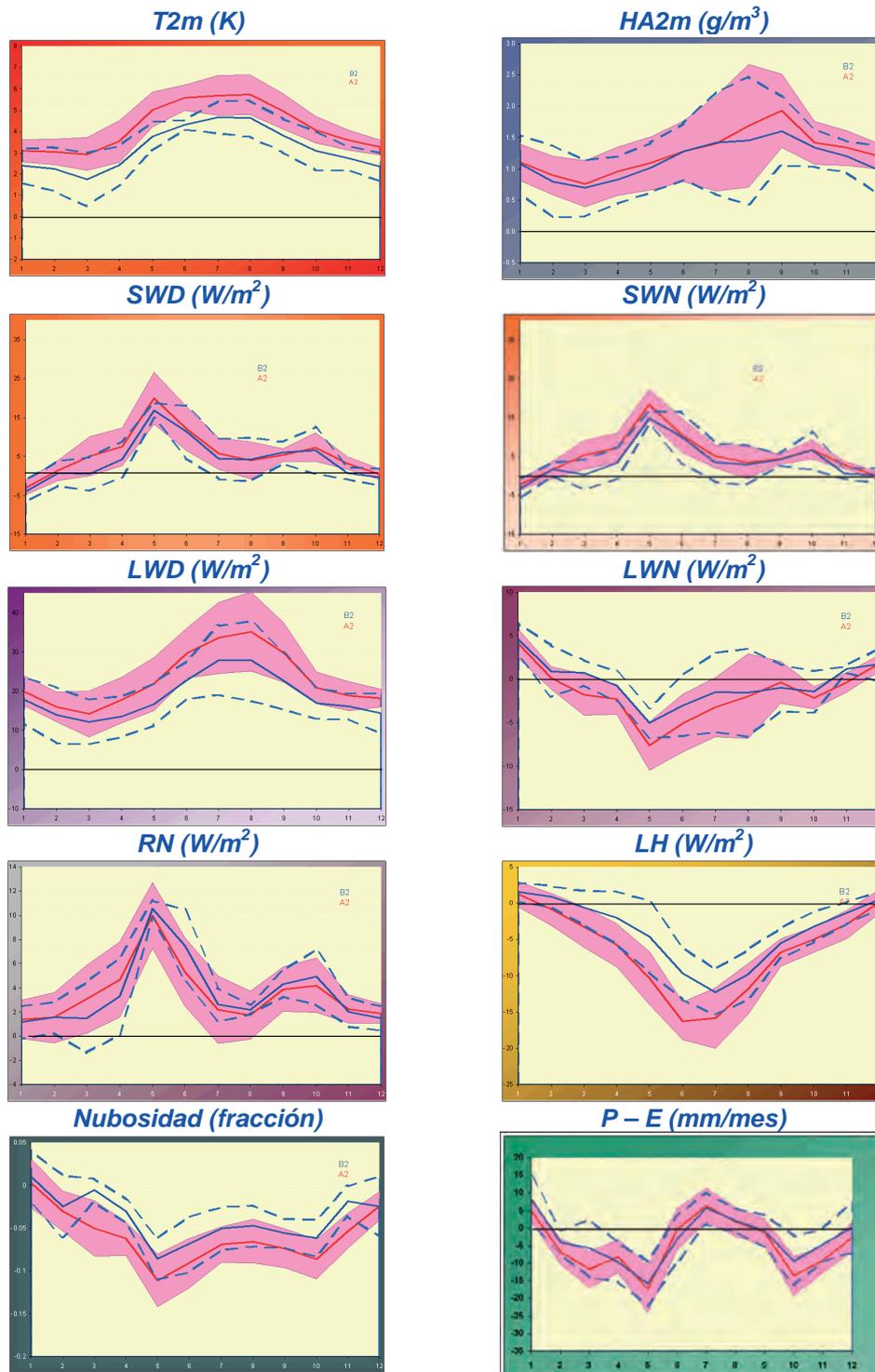


Figura 40. Evolución anual de anomalías medias para los términos del balance y otras cantidades que lo controlan, A2-Control (línea roja) y B2-Control (línea azul continua), para la Península Ibérica por meses y sus incertidumbres (definidas por franjas con valor medio  $\pm \sigma$ , A2 sombreada en fucsia; B2 rodeada por líneas discontinuas en azul).

#### 4.1.2 Distribución geográfica de las anomalías estacionales y anuales

- $T2m$  (figura 41)

En la figura 25 se muestra un aumento de la  $T2m$  media para el escenario A2 (B2) de más de 6 °C (5 °C) en el interior de la Península Ibérica en verano, de unos 3 °C (2,0-2,5 °C) en invierno y más de 4 °C (3 °C) en el interior para el promedio anual.

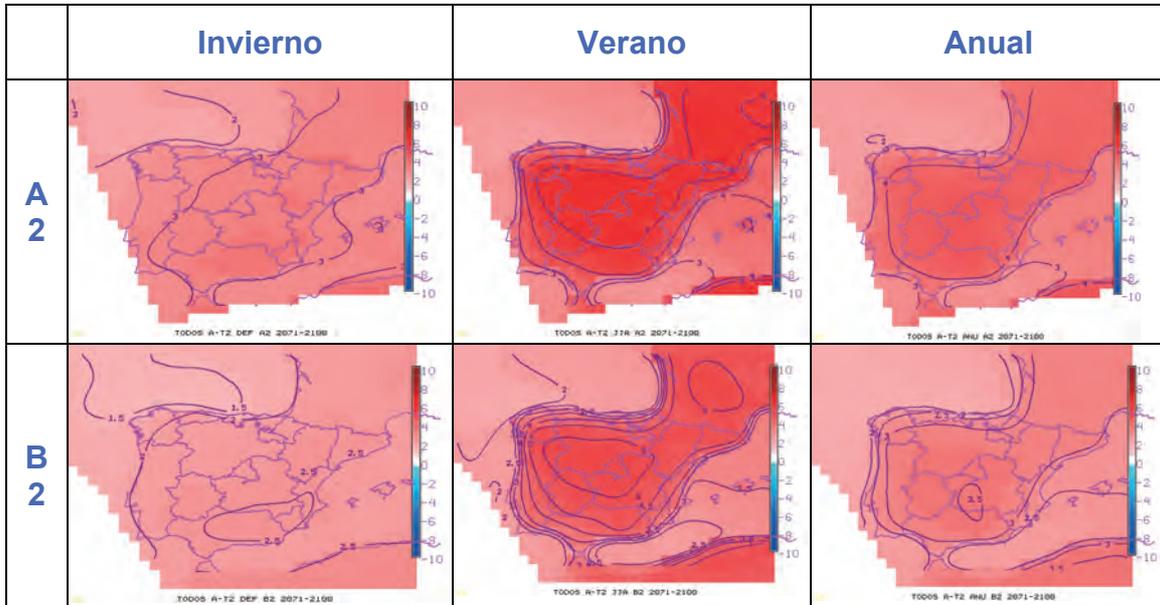


Figura 41. Diferencias medias de temperatura a 2 m ( $T2m$ ) entre las proyecciones para (2071-2100) para los escenarios de emisión IPCC A2 y B2 y para la simulación de control (1961-1990) promediadas sobre todos los MCR PRUDENCE para invierno, verano y anual.

- $HA2m$  (figura 42)

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

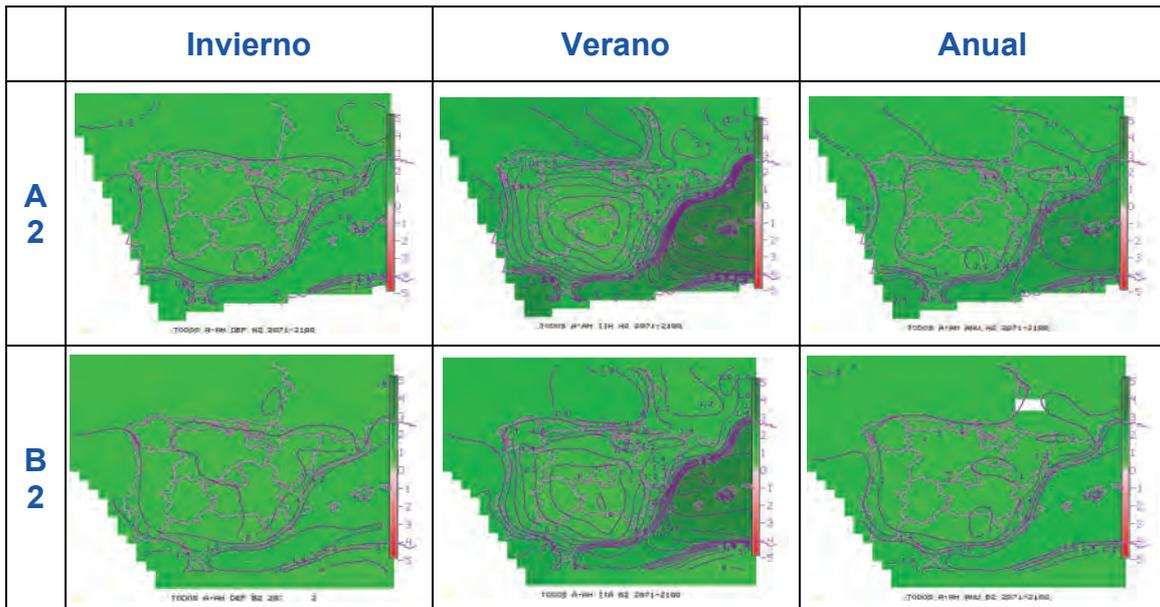


Figura 42. Ídem que la figura 41 para la humedad absoluta a dos metros (*HA2m*).

- *SWD* (figura 43)

Hay un aumento anual de *SWD* en toda la Península y mares circundantes salvo Alborán. 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 el escenario A2.

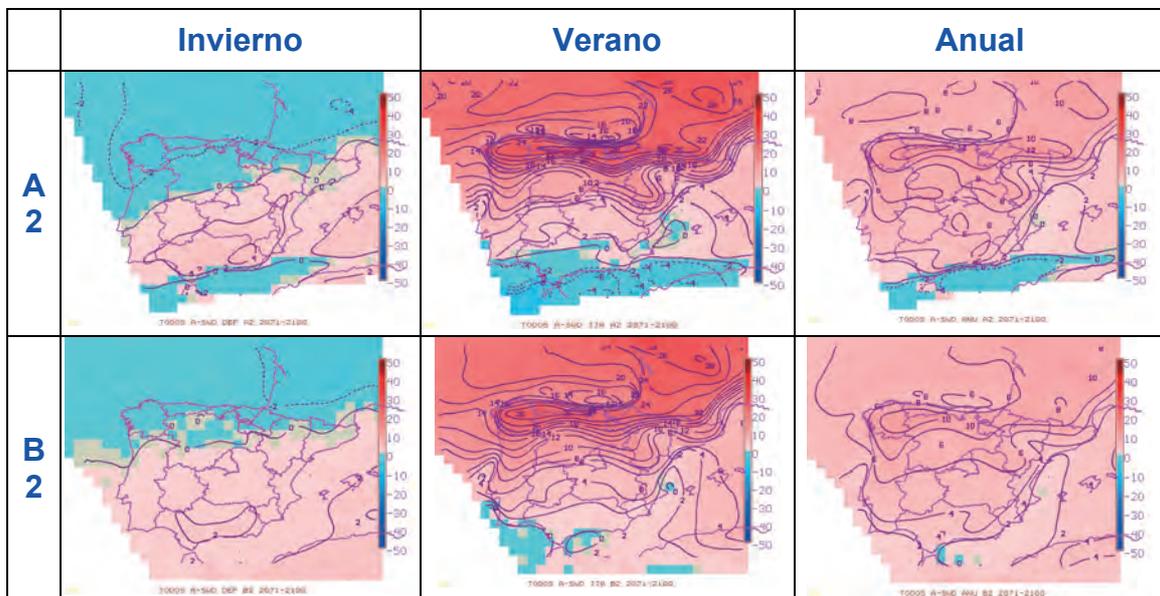


Figura 43. Ídem que la figura 41 para la radiación de onda corta descendente en superficie (*SWD*).

- *SWN* (figura 44)

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

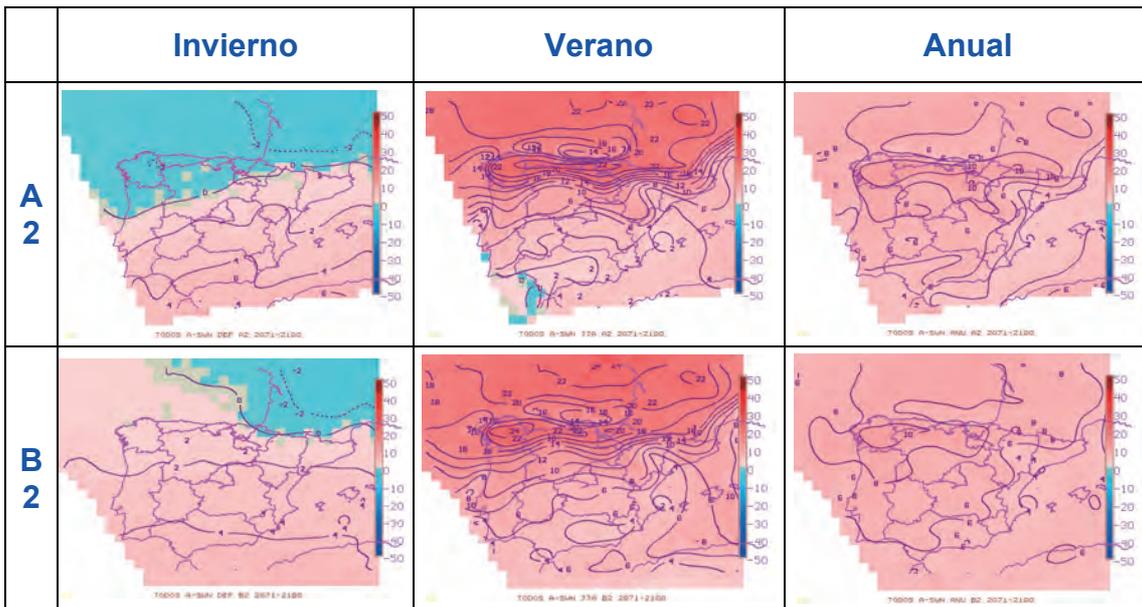


Figura 44. Ídem que la figura 41 para la radiación de onda corta neta (*SWR*).

- *LWD* (figura 45)

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

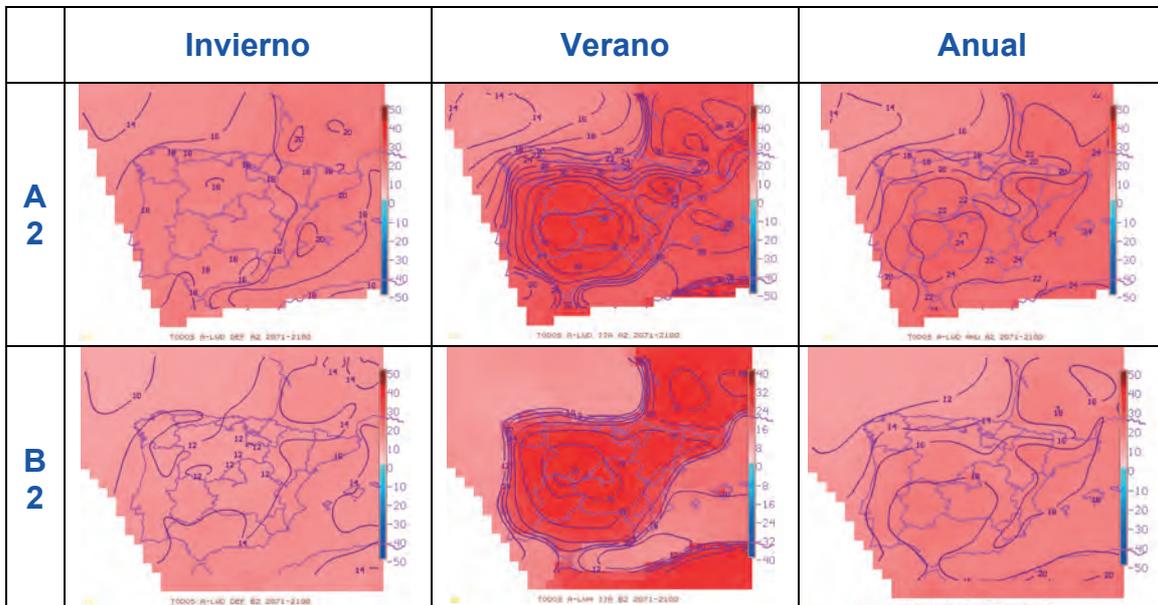


Figura 45. Ídem que la figura 41 para la radiación de onda larga descendente en superficie (*LWD*).

- *LWA* (figura 46)

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).

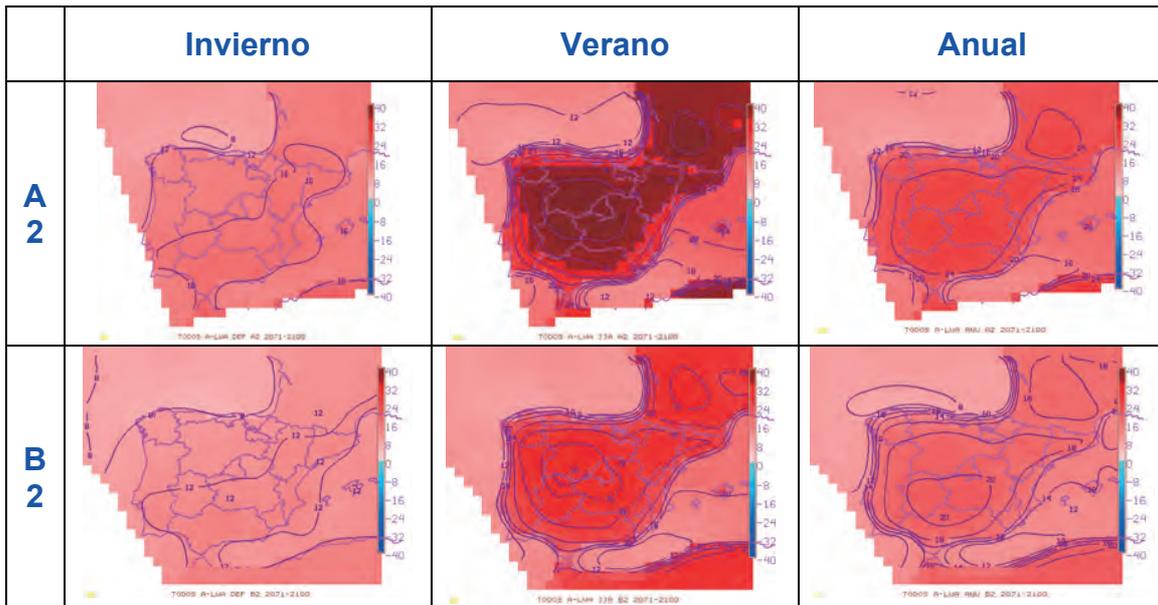


Figura 46. Ídem que la figura 41 para la radiación de onda larga ascendente emitida por el suelo (*LWA*).

- *LWN* ( $LWN = LWD - LWA$ ) (figura 47)

Los mapas anuales de *LWN* 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.

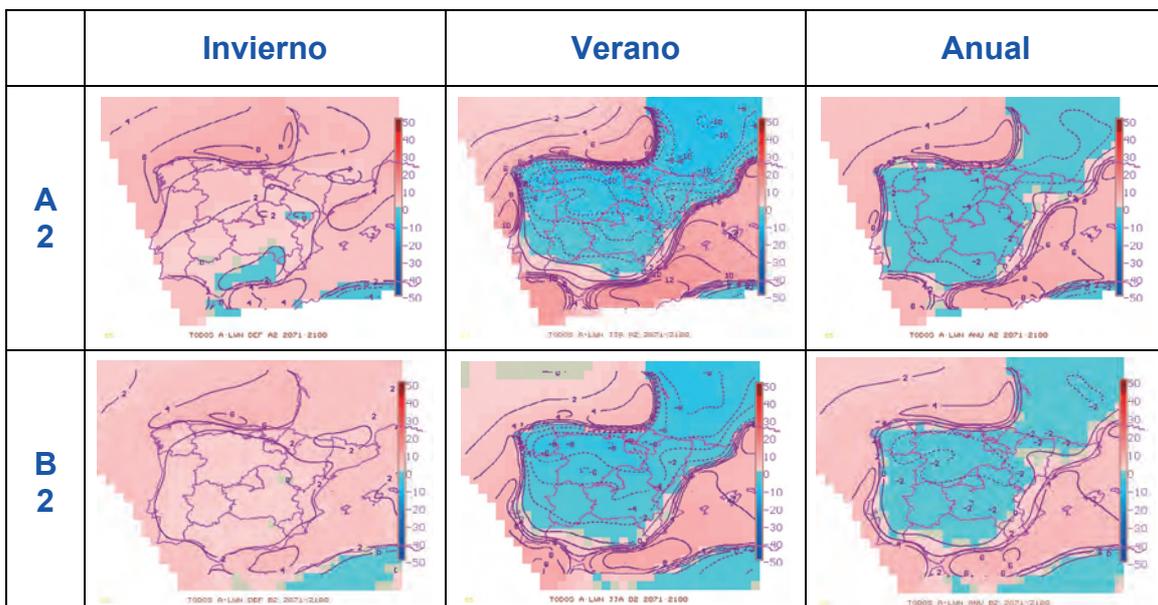


Figura 47. Ídem que la figura 41 para la radiación de onda larga neta (*LWN*).

- *RN* (figura 48)

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. En la costa las variaciones mayores se dan en verano en las costas 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.

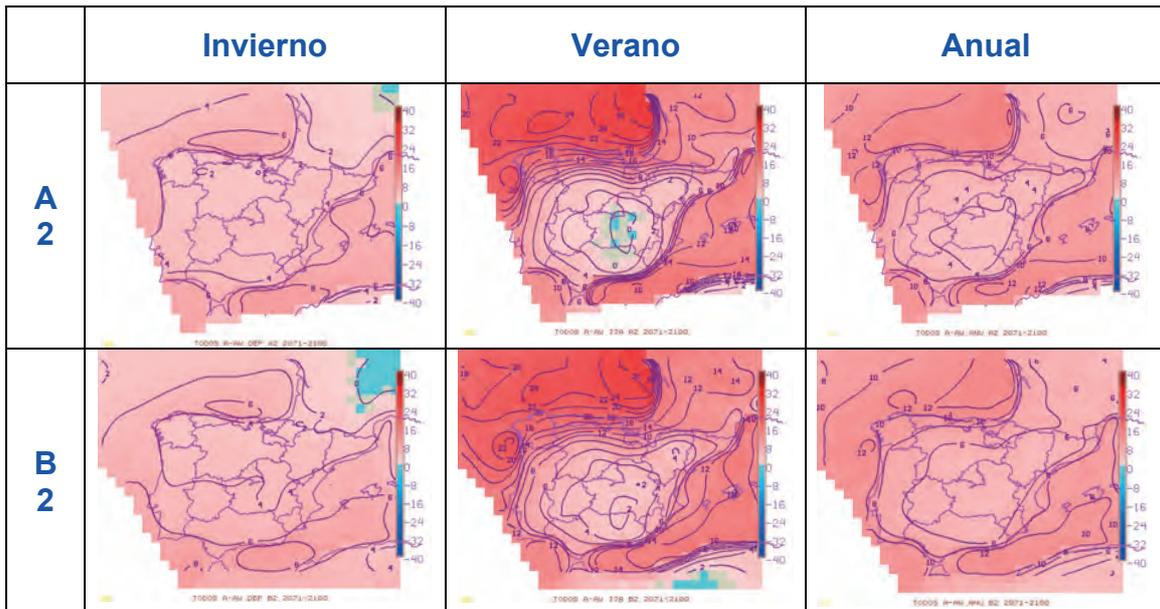


Figura 48. Ídem que la figura 41 para radiación neta total ( $RM$ ).

- $LH$  (figura 49)

En tierra, en invierno, aumenta en la mitad norte y disminuye en la mitad sur; en verano disminuye en toda la Península. 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 con las zonas donde  $LWA$  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  $LH$  sólo disminuye en el Cantábrico. Lo mismo ocurre en B2.

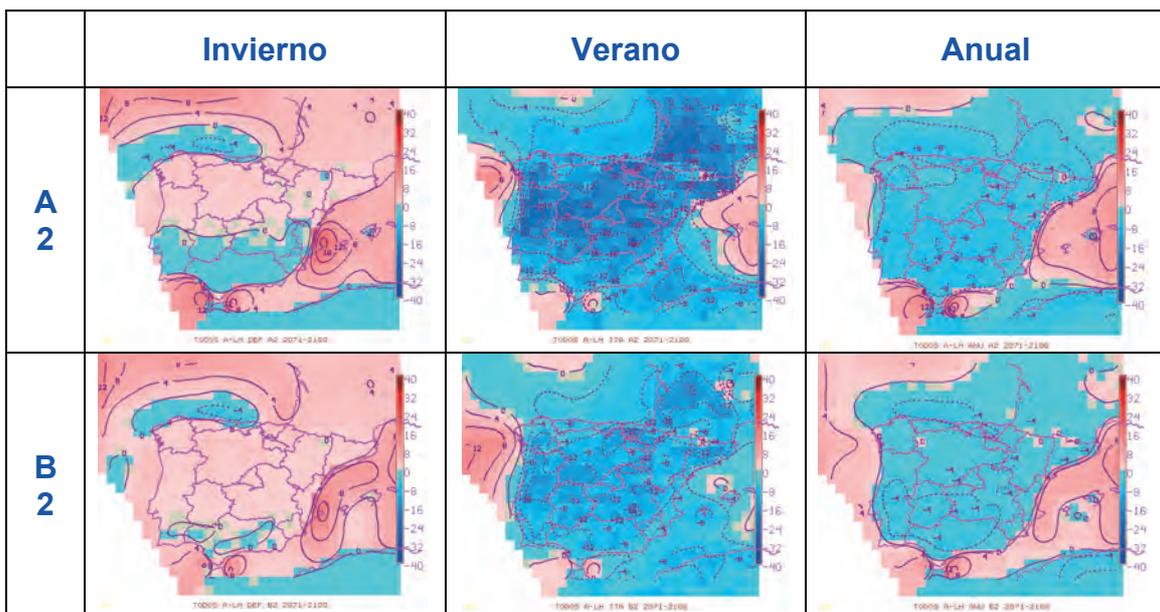


Figura 49. Ídem que la figura 41 para el flujo de calor latente ( $LH$ ).

- *SH*

Se podría 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 aumentar sobre la mayor parte de la Península y decrecer sobre el mar, y las gráficas de variación de la intensidad del viento (figura 50) sólo 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.

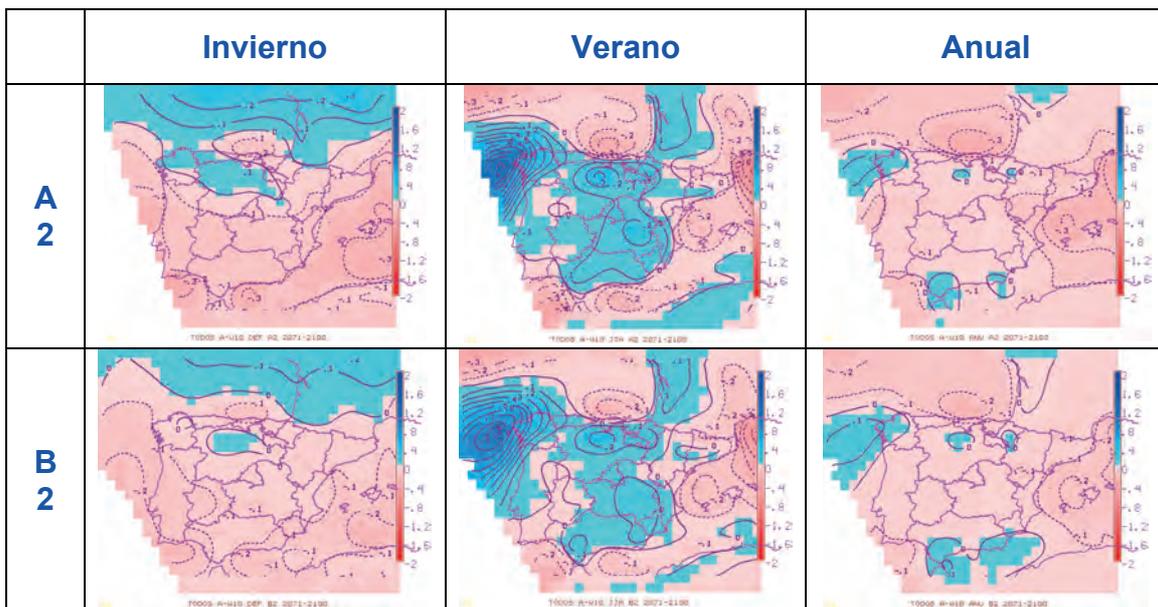


Figura 50. Ídem que la figura 41 para el viento a 10 m.

## 4.2 Balance hídrico

### 4.2.1 Anomalías mensuales medias promediadas en la Península Ibérica

En la figura 51, se muestran las evoluciones anuales de las anomalías medias mensuales de los términos del balance hídrico en el suelo, promediados para todos los MCR sobre la Península Ibérica, tanto para las proyecciones A2 (línea roja gruesa continua) como para las B2 (línea azul continua) respecto a las simulaciones de control, así como las respectivas incertidumbres de las anomalías caracterizadas por las desviaciones cuadráticas media mensuales. De la figura se deduce:

- Para el escenario **A2**: menor precipitación media mensual excepto en enero, particularmente importante en mayo, aumentando la amplitud del ciclo anual pese a la pequeña disminución en verano debida a la escasez de precipitaciones en grandes áreas de la Península. Disminución de la evapotranspiración en la mayoría de los meses, principalmente en verano por la fuerte reducción de almacenaje de agua en el suelo (no se

muestra), aminorando la amplitud del ciclo anual. Las diferencias entre modelos en la variación de la evapotranspiración son más pronunciadas en verano por la mayor incidencia de los procesos controlados por la parametrización del suelo. Todos los modelos muestran una notable disminución de  $P - E$  en mayo, otra más pequeña en octubre, y la mayoría de ellos muestran un incremento en verano debido a que la disminución de la evaporación es mayor que la de la precipitación (excepto para el UCM y el GKSS). La escorrentía muestra un decrecimiento casi todo el año pero, como era de esperar, la variación es muy pequeña en verano.

- Para el escenario **B2**: los cambios simulados tienen el mismo sentido siendo más pequeños para B2 que para A2.

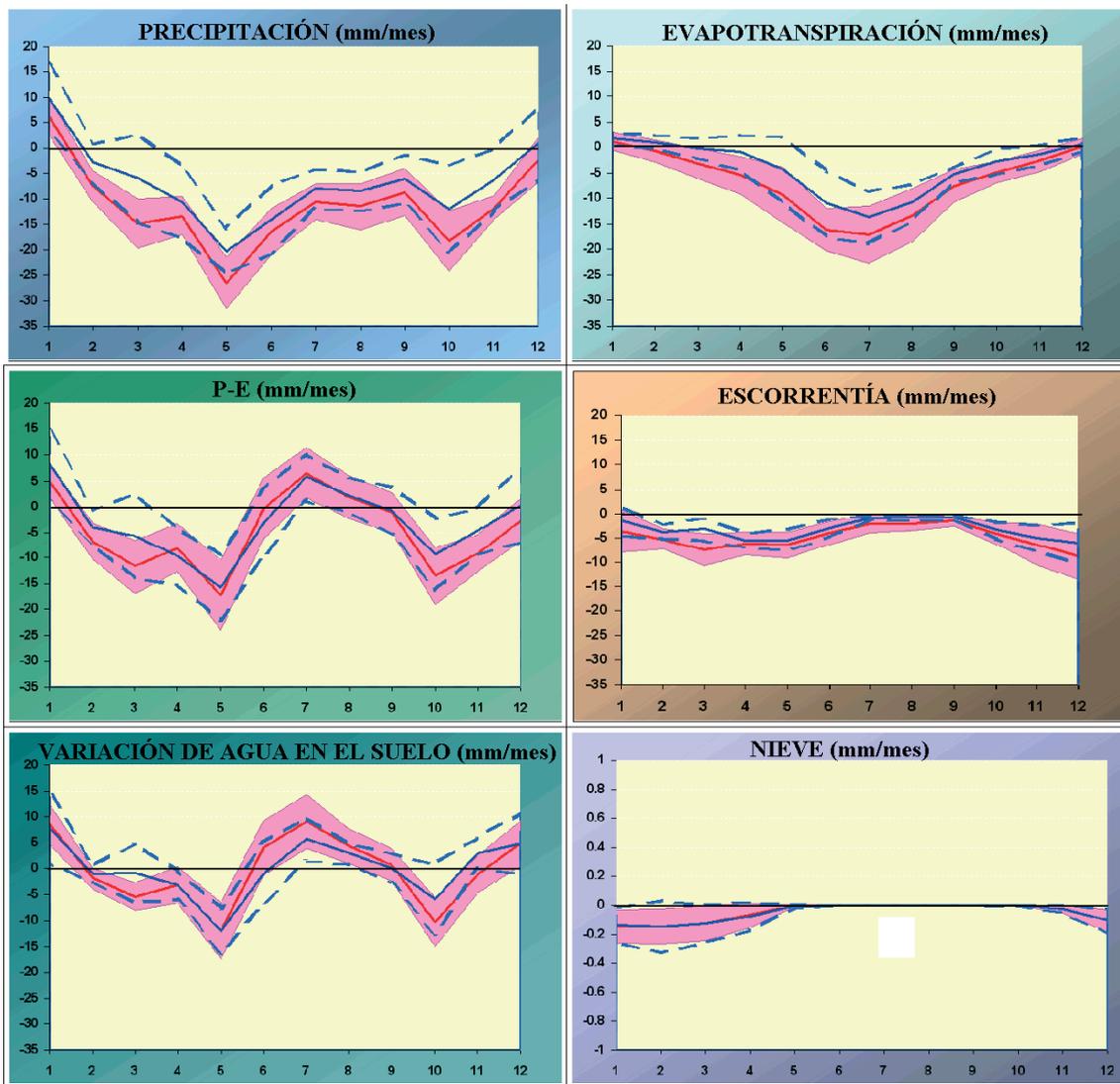


Figura 51. Anomalías medias mensuales de los términos del balance hídrico en el suelo, promediados para todos los MCR sobre la Península Ibérica, tanto para las proyecciones A2 (línea roja gruesa continua) como para las B2 (línea azul continua) respecto a las simulaciones de control, así como las respectivas incertidumbres de las anomalías caracterizadas por las desviaciones cuadráticas media mensuales,  $\sigma$  (definidas por franjas de anchura  $\pm \sigma$ , A2 sombreada en rojo; B2 rodeada por líneas azules discontinuas).

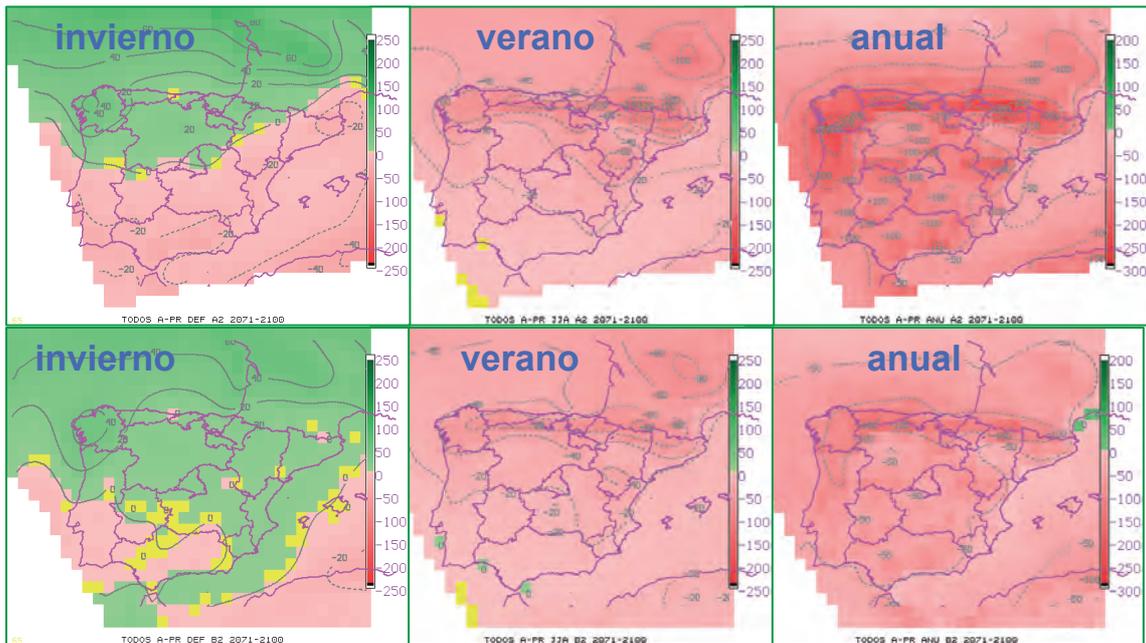


Figura 52. Diferencias medias en la precipitación,  $P$ , entre las proyecciones A2 (arriba), B2 (abajo) y las simulaciones de control, promediadas sobre todos los MCR para invierno, verano y media anual.

#### 4.2.2 Distribución geográfica de las anomalías estacionales y anuales

En cuanto a la variación espacial en la Península, se puede resaltar:

- Para el **escenario A2**: el debilitamiento del ciclo hidrológico sobre la Península Ibérica con disminuciones medias anuales para la precipitación ( $\sim 200$  mm en el norte y  $\sim 100-150$  mm en el sur; figura 52), evapotranspiración ( $\sim 50$  mm en el norte y  $\sim 100$  mm en el sur; figura 53) y escorrentía ( $\sim 100-150$  mm al norte y menor que  $50$  mm en el sur; figura 54). Como resultado, la amplitud del ciclo anual de: (i) la precipitación incrementa en el NW y disminuye en el sur, (ii) la evapotranspiración decrece en todas partes, (iii) la escorrentía cambia ligeramente en todo el territorio y (iv) la variación del almacenaje de agua en el suelo se incrementa en el norte y noroeste y decrece en el centro y en el suroeste.
- Para el **escenario B2**: Las distribuciones regionales son parecidas al escenario A2, pero el debilitamiento del ciclo hidrológico es menor.

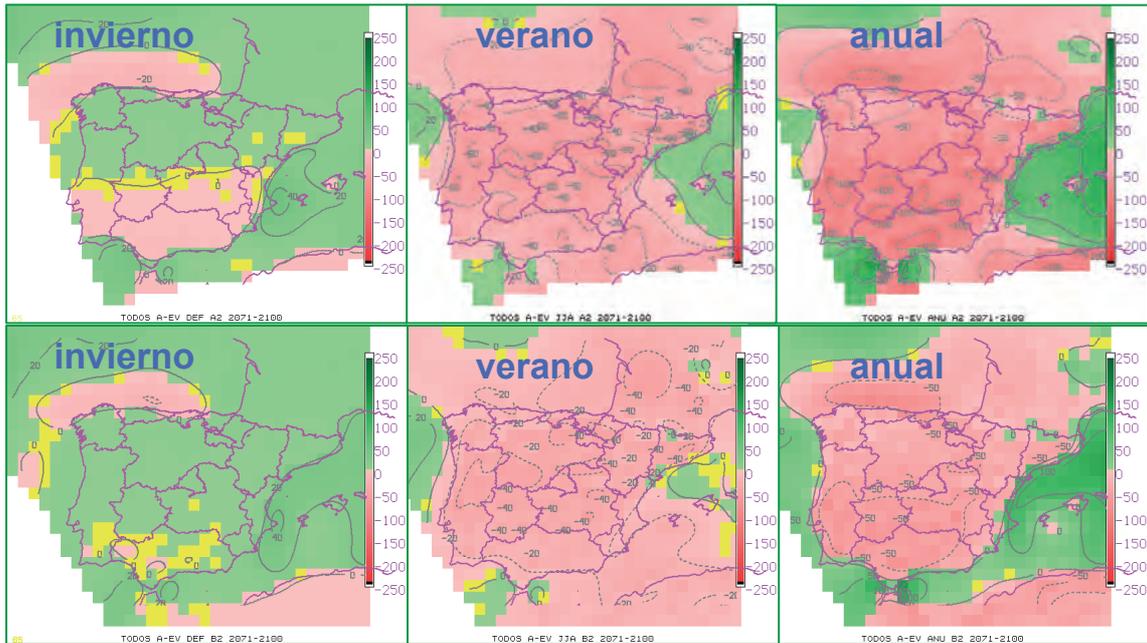


Figura 53. Ídem que figura 52 para anomalías de evapotranspiración,  $E$ .

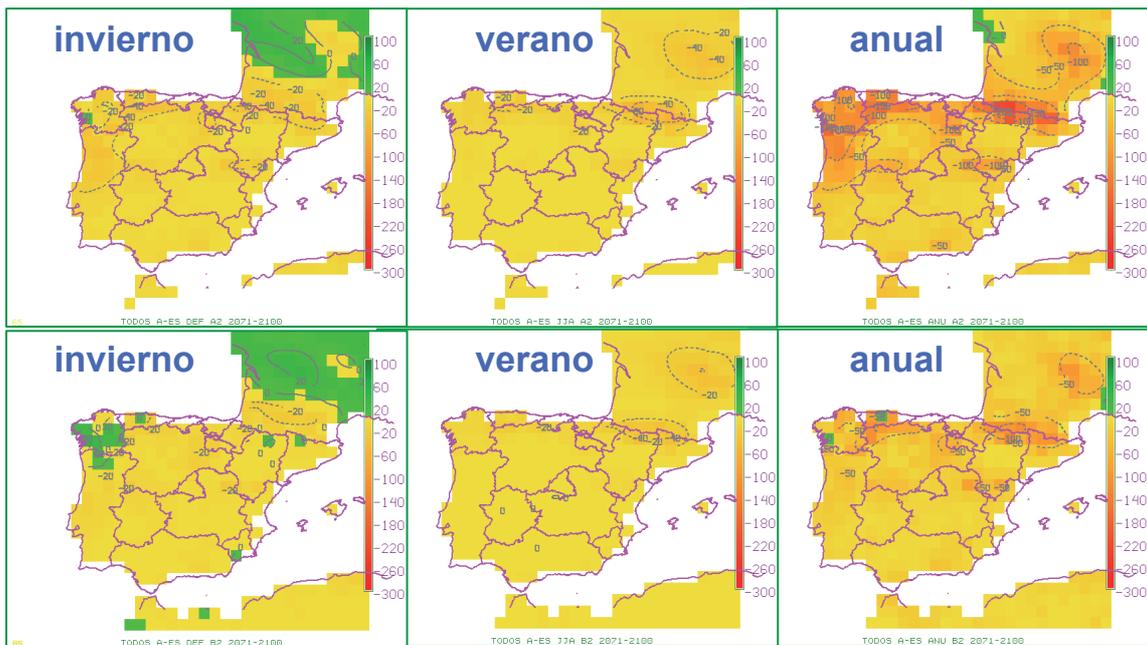


Figura 54. Ídem que figura 52 para escorrentía,  $R$ .

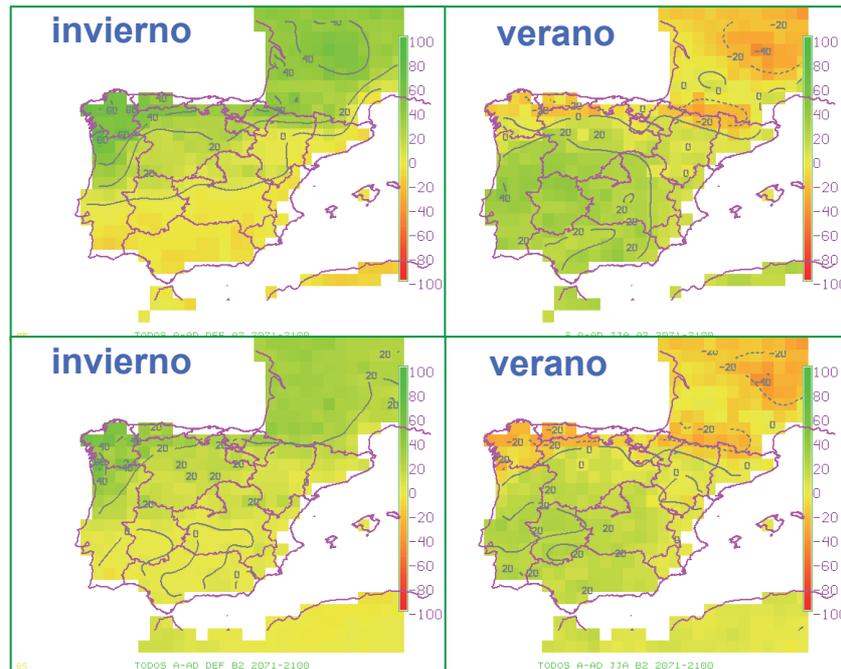


Figura 55. Ídem que figura 52 para la variación mensual de agua en el suelo, S.

### 4.2.3 Nota sobre la influencia de las condiciones de contorno en los términos del balance hídrico

Aunque solo dos de los MCR PRUDENCE (DMI y SMHI) han sido conducidos por dos diferentes MCG, la distinta influencia de los MCG en los parámetros se puede apreciar en la figura 56, donde se muestran las variaciones de precipitación y escorrentía entre el escenario A2 y el control: los modelos globales tienen gran influencia en la precipitación, mientras que la parametrización del suelo, propia de cada MCR, tiene una influencia principal en la escorrentía.

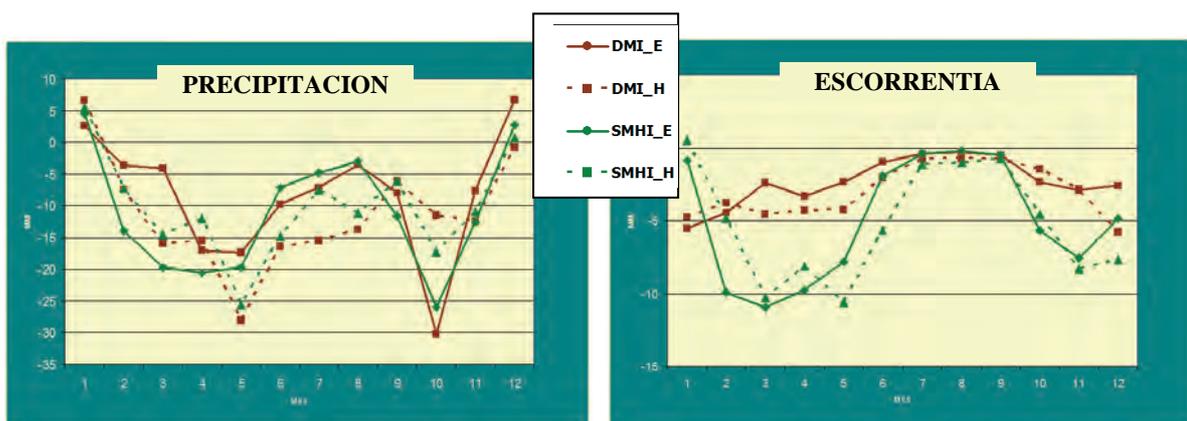


Figura 56. Diferencias en la precipitación y la escorrentía promediada sobre la Península Ibérica entre las simulaciones A2 y el control para los modelos DMI (líneas marrones) y el SMHI (líneas verdes) conducidos por dos MCG: HadAM3H (líneas a trazos) y ECHAM4 (líneas continuas).

## 5 TEMPERATURA Y BALANCE HÍDRICO EN EL SUELO

En la situación climática actual el interior de la Península tiene en verano una alta radiación neta (alta  $RN$ ) y baja evaporación. Valores altos de  $RN$  neta y bajos de evaporación están generalmente asociados con altas temperaturas cerca de la superficie. Para los escenarios futuros, como hemos visto, en general  $RN$  crece y  $LH$  decrece en todas partes a lo largo del año excepto en invierno;  $RN$  crece menos en el interior de la Península, incluso hay zonas donde no aumenta en verano en el escenario A2, y en el promedio anual se observa que crece menos en A2 que en B2. También parece proyectarse un gran incremento de la temperatura del suelo, como indica el fuerte aumento de  $LWA$  en toda la Península para el escenario futuro en el que parece decisiva la falta de humedad en el suelo. La sequedad del suelo es tan grande que hace disminuir el flujo de calor latente de evaporación.

### 5.1 Variaciones de fracción evaporativa y $T2m$

La fracción evaporativa se define como:  $FE = LH/(SH + LH)$ , que se puede aproximar en un período en que  $G$  (el flujo de calor hacia abajo en el suelo) varíe poco, por el flujo de calor latente dividido por radiación neta.

La relación entre fracción evaporativa y temperatura es más clara que la relación entre evaporación y temperatura;  $T2m$  y  $FE$  están correlacionadas negativamente, con un intervalo de valores de  $\delta T2m/\delta FE$  entre  $-25$  y  $-91$  K para las simulaciones de modelos.

En la figura 57 se muestra la media multianual de  $T2m$  para los meses de julio y agosto, 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, la importancia de la humedad disponible en el suelo cuya escasez impide la evapotranspiración. En el escenario futuro la  $FE$  en verano se reduce más fuertemente en los modelos que tienen una  $FE$  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 y 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 período de control la  $HA_{2m}$  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.

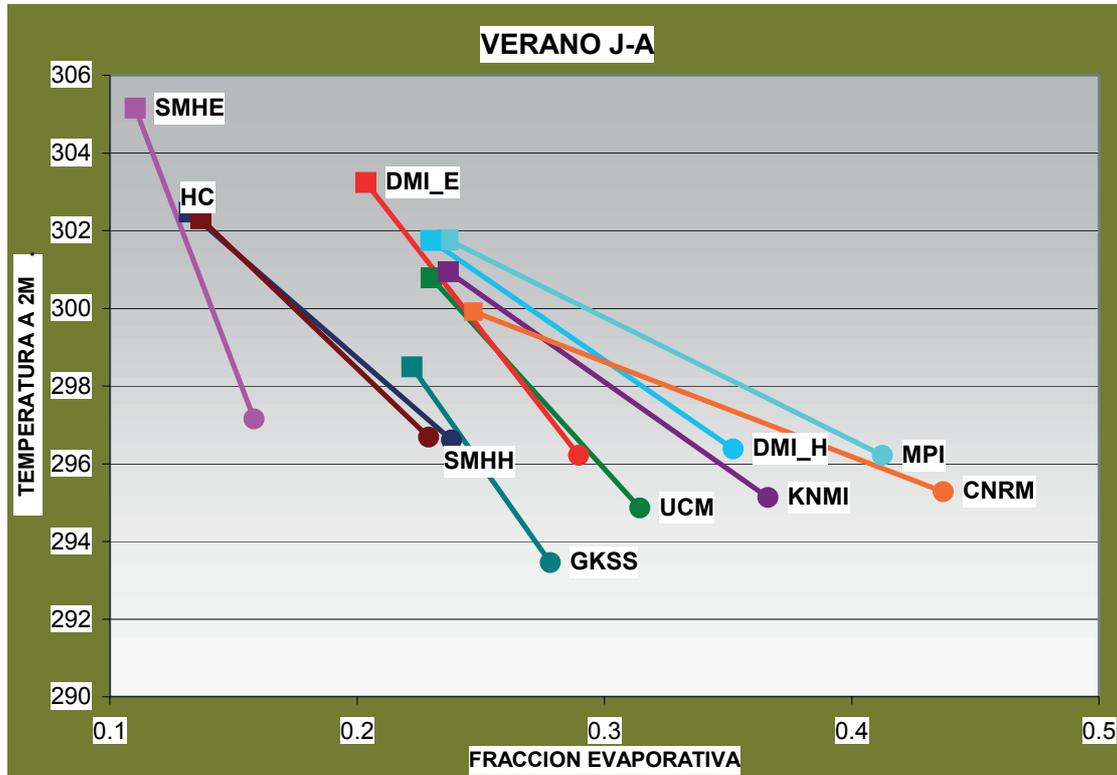


Figura 57. Promedio de la  $T_{2m}$  en verano como función de la fracción evaporativa ( $FE$ ) para las simulaciones de los modelos en los escenarios A2 (cuadrados) y Control (círculos).

## 5.2 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 período 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).

En los escenarios futuros 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 58.



65

TODOS A-BOW JJA A2 2071-2100

Figura 58. Diferencias medias de razón de Bowen entre las proyecciones A2 y la simulación de control promediada sobre todos los MCR para verano.

En los escenarios futuros en verano disminuye la humedad en el suelo, con un consiguiente aumento en la proporción de Bowen, y por tanto, de la conversión de radiación neta superficial en calor sensible a costa de la disminución de evapotranspiración, que se hace casi nula. 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 Y LÍNEAS FUTURAS

### 6.1 Balance hídrico

Para el período de control de clima (1961-1990): la mayoría de los modelos reproducen aceptablemente bien el ciclo anual observado de la precipitación y la evapotranspiración, excepto notables discrepancias en primavera y verano en evapotranspiración. El reparto del flujo neto de agua en escorrentía y almacenaje en el suelo depende de la parametrización de la superficie en cada RCM.

Para las proyecciones 2071-2100: todos los términos del ciclo del agua (precipitación, evapotranspiración, escorrentía y almacenamiento de agua en el suelo) promediados sobre todos los RCM muestran un notable decrecimiento, con importantes diferencias entre el Atlántico Norte y otras regiones de la Península Ibérica. Las magnitudes de estos cambios de los términos del ciclo hidrológico dependen de:

- a) el escenario de emisión seguido, siendo mayores para el A2 que para el B2;
- b) el GCM conductor, que muestra gran influencia sobre la precipitación;
- c) la parametrización de la superficie de cada RCM, controlando principalmente el cambio de almacenamiento de agua en el suelo, la escorrentía y la evaporación de verano; la parametrización de la convección, controlando la precipitación en verano.

### 6.2 Balance de energía en superficie

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 período 2071-2100 respecto al período 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 período futuro en ascenso de *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 *RN* 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: *RN*, *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 período futuro respecto a la *FE* 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 la *FE* en verano se reduce más fuertemente en los modelos que tienen una *FE* más alta, que son al mismo tiempo los que experimentan un menor aumento de *T2m*. Se observa que la *FE* 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 período de control, aunque la *HR2m* 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 período 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.

### **6.3 Líneas futuras**

Se quieren obtener relaciones en algunas cuencas hidrográficas a partir de datos ERA-Interim para evaluar y comparar los modelos climáticos regionales que participan en el proyecto ENSEMBLES, siguiendo el trabajo de BETTS (2004) que evalúa las componentes en superficie de los modelos climáticos globales como un sistema de componentes muy interrelacionadas. De este modo los modelos podrán ser comparados entre ellos y con datos de observaciones. Nos interesa la bondad de la representación de los procesos físicos en superficie y sus realimentaciones. Las relaciones que se obtengan entre los diferentes parámetros que intervienen en los balances de agua y energía en superficie a partir de los datos ERA-Interim serán consideradas como restricciones impuestas por los procesos físicos y podrán usarse para evaluar los MCR.

## RECONOCIMIENTOS

Los autores están especialmente agradecidos a Ernesto Rodríguez Camino, Jefe de Área de Evaluación y Modelización del Clima de AEMET por la orientación y múltiples sugerencias de este trabajo, y a José Juan Juega Uruñuela, en la actualidad Jefe de Servicio de Equipamiento Informático de AEMET, por el apoyo informático prestado en la ingestión de datos.

## REFERENCIAS

ALDRIAN, E., L. DÜMENIL GATES, D. JACOB, R. PODZUN y D. GUNAWAN, 2004: Long term simulation of the Indonesian rainfall with the MPI Regional Model. *Climate Dynamics*, 22, 795-814.

ARRIBAS, A., C. GALLARDO, M. A. GAERTNER y M. CASTRO, 2003: Sensitivity of Iberian Peninsula climate to land degradation. *Climate Dynamics*, 20, 477-489.

BETTS, A. K., 2006: Radiative scaling of the nocturnal boundary layer and the diurnal temperature range. *J. Geophys. Res.*, 111, D07105, doi:10.1029/2005JD006560.

BETTS, A. K., 2007: Coupling of water vapor convergence, clouds, precipitation, and land-surface processes. *J. Geophys. Res.*, 112: D10108, doi:10.1029/2006JD008191.

BETTS, A. K., M. KÖHLER y Y. ZHANG, 2009: Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations. *J. Geophys. Res.*, 114, D02101, doi:10.1029/2008JD010761.

BETTS, A. K., 2009: Land-Surface-Atmosphere Coupling in Observations and Models. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, Vol. 1, Art. #4, 18 pp.

BETTS, A. K., 2004: Understanding hydrometeorology using global models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 1673-1688.

BETTS, A. K. y P. VITERBO, 2005: Land-surface, boundary layer and cloud-field coupling over the south-western Amazon in ERA-40. *J. Geophys. Res.*, 110: D14108, doi:10.1029/2004JD005702.

BONAN, G. B., 2001: Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the midwest United States. *J. Clim.*, 14, 2430-2442.

BRANKOVIC, T. y D. GREGORY, 2001: Impact of horizontal resolution on seasonal integrations. *Climate Dynamics*, 18, 123-143.

BUONOMO, E., R. G. JONES, C. HUNTINGFORD y J. HANNAFORD, 2006: The robustness of high resolution predictions of changes in extreme precipitation for Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133 (622): 65.

CASTRO, M., C. FERNÁNDEZ y M. A. GAERTNER, 1993: Description of a meso-scale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment*. J. I. Díaz y J. L. Lions (eds.), Masson.

CCSP, 2008: *Climate Models: An Assessment of Strengths and Limitations*. A Report by the U. S. Climate Change Science Program and the Subcommittee

on Global Change Research [D. C. BADER, C. COVEY, W. J. GUTOWSKI JR., I. M. HELD, K. E. KUNKEL, R. L. MILLER, R. T. TOKMAKIAN y M. H. ZHANG (Autores)]. Department of Energy, Office of Biological and Environmental Research, Washington, D. C., USA, 124 pp.

CHAGNON, F. J. F., R. L. BRAS y J. WANG, 2004: Climatic shift in patterns of shallow clouds over the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, 31(24), L24212, doi:10.1029/2004GL021188.

CHEN, F. y J. DUDHIA, 2001: Coupling an advanced land surface—hydrology model with the Penn State—NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569-585.

CHRISTENSEN, J. H. y E. VAN MEIJGAARD, 1992: On the construction of a regional atmospheric climate model. *DMI Technical Report 92-14*. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.

CHRISTENSEN, J. H., O. B. CHRISTENSEN, P. LÓPEZ, E. VAN MEIJGAARD y M. BOTZET, 1996: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. *DMI Technical Report 96-4*. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.

CHRISTENSEN, O. B., J. H. CHRISTENSEN, B. MACHENHAUER y M. BOTZET, 1998: Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia—present climate. *Journal of Climate*, 11, 3204-3229.

CHRISTENSEN, J. H., O. B. CHRISTENSEN y J. P. SCHULTZ, 2001: High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe. *DMI Technical Report 01-15*. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.

CHRISTENSEN, J. H. y O. B. CHRISTENSEN, 2003: Climate modelling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, 421, 805-806.

CHRISTENSEN, O. B. y J. H. CHRISTENSEN, 2004: Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global and Planetary Change*, 44, 107-117.

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

COPPOLA, E. y F. GIORGI, 2005: Climate change in tropical regions from high-resolution time-slice AGCM experiments. *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 131, 3123-3145.

DÉQUÉ, M. y J. P. PIEDELIEVRE, 1995: High-resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, 11, 321-339.

DICKINSON, R. E., K. W. OLESON, G. BONAN, F. HOFFMAN, P. THORNTON, M. VERTENSTEIN, Z.-L. YANG y X. ZENG, 2006: The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model. *J. Clim.*, 19, 2302-2324.

DÖSCHER, R., U. WILLÉN, C. G. JONES, A. RUTGERSSON, H. MEIER, E. HANSSON y M. GRAHAM, 2002: The development of the coupled regional ocean-atmosphere model RCAO. *Boreal Environment Research*, 7, 183-192.

- DUFFY, P. B., B. GOVINDASAMY, J. MILOVICH, K. TAYLOR y S. THOMPSON, 2003: High-resolution simulations of global climate. Part 1: Present climate. *Climate Dynamics*, 21, 371-390.
- FOX-RABINOVITZ, M. S., L. L. TAKACS, R. C. GOVINDARAJU y M. J. SUÁREZ, 2001: A variable-resolution stretched-grid general circulation model: Regional climate simulation. *Monthly Weather Review*, 129, 453-469.
- FOX-RABINOVITZ, M. S., J. COTE, M. DÉQUÉ, B. DUGAS y J. MCGREGOR, 2006: Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison project (SGMIP). *J. Geophysical Research*, 111(D16), Art. No. D16104.
- FREI, C., J. H. CHRISTENSEN, M. DÉQUÉ, D. JACOB, R. G. JONES y P. L. VIDALE, 2003: Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D3), 4124, doi:10.1029/2002JD002287.
- GAERTNER, M. A., O. B. CHRISTENSEN, J. A. PREGO, J. POLCHER, C. GALLARDO y M. CASTRO. 2001: The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models. *Climate Dynamics*, 17, 857-873.
- GALLARDO, C., A. ARRIBAS, J. A. PREGO, M. A. GAERTNER y M. CASTRO, 2001: Multi-year simulations with a high resolution regional climate model over the Iberian Peninsula: Current climate and 2×CO<sub>2</sub> scenario. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 1659-1682.
- GIBELIN, A. L. y M. DÉQUÉ, 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20, 327-339.
- GIORGI, F., M. R. MARINUCCI y G. T. BATES, 1993a: Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 121, 2794-2813.
- GIORGI, F., M. R. MARINUCCI, G. T. BATES y G. DECANIO, 1993b: Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 21, 2814-2832.
- GIORGI, F., Y. HUANG, K. NISHIZAWA y C. FU, 1999: A seasonal cycle simulation over eastern Asia and its sensitivity to radiative transfer and surface processes. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6403-6423.
- GIORGI, F. y R. FRANCISCO, 2000: Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 27, 1295-1298.
- GIORGI, F. y L. O. MEARNs, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change—A review. *Reviews Geophysics*, 29, 191-216.
- GIORGI, F. y L. O. MEARNs, 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophysical Research*, 104(D6), 6335-6352.
- GIORGI, F., X. BI y J. S. PAL, 2004b: Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part II: Future climate scenarios (2071-2100). *Climate Dynamics*, 23, 839-858.

- GIORGI, F., X. BI y J. S. PAL, 2004a: Interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II. Climate change scenarios (1971-2100). *Climate Dynamics*, 23, 839-858.
- GIORGI, F., C. JONES y G. R. ASRAR, 2009: Cómo abordar las necesidades de información climática a nivel regional: el marco del CORDEX. *Boletín OMM*, 58, 175-184.
- HECK, P., D. LÜTHI, H. WERNLI y C. SCHÄR, 2001: Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 106(D8), 7817-7835.
- HENNEMUTH, B., A. RUTGERSSON, K. BUMKE, M. CLEMENS, A. OMSTEDT, D. JACOB y A. S. SMEDMAN, 2003: Net precipitation over the Baltic Sea for one year using models and data-based methods. *Tellus*, 55A, 352-367.
- HIRSCH, A. I., A. M. MICHALAK, L. M. BRUHWILER, W. PETERS, E. J. DLUGOKENCKY y P. P. TANS, 2006: Inverse modeling estimates of the global nitrous oxide surface flux from 1998-2001. *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB1008, doi: 10.1029/2004GB002443.
- HUDSON, D. A. y R. G. JONES, 2002b: Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, Hadley Centre Technical Note No. 39, Met Office, Exeter, UK. IPCC: 2001, Climate Change. The scientific basis, Cambridge Univ. Press, 881 pp.
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [S. SOLOMON, D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR y H. L. MILLER (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA.
- IRANNEJAD, P., A. HENDERSON-SELLERS y S. SHARMEEN, 2003: Importance of land-surface parameterization for latent heat simulation. *Geophysical Research Letters*, 30, 1904.
- JACOB, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, 61-73.
- JONES, C. G., A. ULLERSTIG, U. WILLÉN y U. HANSSON, 2004: The Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA). Part I: Model climatology and performance characteristics for present climate over Europe. *Ambio*, 33(4-5), 199-210.
- KIEHL, J. T. y K. E. TRENBERTH, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 78, 197-208.
- KOSTER, R. D. et al., 2006: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. 1. Overview. *J. Hydrometeorol.*, 7, 590-610.
- KOSTER, R. D., P. A. DIRMEYER y Z. C. GUO, 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138-1140.
- LEHMANN, A., P. LORENZ y D. JACOB, 2004: Exceptional Baltic Sea inflow events in 2002-2003. *Geophysical Research Letters*, 31, L21308, doi: 10.1029/2004GL020830.

- LENDERINK, G., B. VAN DEN HURK, E. VAN MEIJGAARD, A. VAN ULDEN y H. CUIJPERS, 2003: Simulation of present day climate in RACMO2: first results and model developments. *KNMI Technical Report 252*, 24 pp.
- MANABE, S., 1969: Climate and the ocean circulation. 1: The atmospheric circulation and hydrology of the Earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97, 739-774.
- MAY, W. y E. ROECKNER, 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Climate Dynamics*, 17(5-6), 407-420.
- MCGREGOR, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology Atmospheric Physics*, 63, 105-117.
- MCNAUGHTON, K. G., 1976: Evaporation and Advection I: Evaporation from Extensive Homogeneous Surfaces. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 102, 181-191, doi:10.1256/smsj.43114.
- MEIER, H. E. M., R. DÖSCHER y T. FAXÉN, 2003: A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea. Application to the salt inflow. *Journal of Geophysical Research*, 108, C8:3273.
- MYHRE, G., M. M. KVALEVAG y C. B. SCHAAF, 2005: Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21410, doi:10.1029/2005GLO24004.
- NAKIČENVIČ, N. y R. SWART (directores de la publicación), 2000: *Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos, págs. 599.
- NIEHÖRSTER, F., I. FAST, H. HUEBENER, U. CUBASCH, 2008: The stream one ENSEMBLES projections of future climate change. ENSEMBLES Technical Report No. 3, April 2008.
- NIETO, S. y C. RODRÍGUEZ PUEBLA, 2006: Comparison of Precipitation from Observed Data and General Circulation Models over the Iberian Peninsula. *J. Climate*, 18: 4254-4275.
- OLESON, K. W., G. B. BONAN, S. LEVIS, y M. VERTENSTEIN, 2004: Effects of land use change on North American climate: impact of surface datasets and model biogeophysics. *Clim. Dyn.*, 23, 117-132, doi:10.1007/s00382-004-0426-9.
- PAL, J. S., E. E. SMALL y E. A. B. ELTAHIR, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal of Geophysical Research*, 105, 29579-29594.
- PIELKE, R. A. Sr. y T. MSTSUI, 2005: Should light wind and windy nights have the same temperature trends at individual levels even if the boundary layer averaged heat content change is the same? *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21813, doi:10.1029/2005GL024407.
- PRIESTLEY, C. H. B. y TAYLOR, R. J., 1972: On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation. *Mon. Wea. Rev.* 106, 81-92, doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.

- RÄISÄNEN, J., U. HANSSO, A. ULLERSTIG, R. DÖSCHER, L. P. GRAHAM, C. JONES, H. E. M. MEIER, P. SAMUELSSON y U. WILLÉN, 2004: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13-31.
- ROADS, J. O., S.-C. CHEN, M. KANAMITSU y H. JUANG, 1999: Surface water characteristics in NCEP global spectral model and reanalysis. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16), 19307-19327.
- SÁNCHEZ, E., C. GALLARDO, M. A. GAERTNER, A. ARRIBAS y A. CASTRO, 2004: Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global and Planetary Change*, 44, 163-180.
- SCHÄR, C., D. LÜTHI, U. BEYERLE y E. HEISE, 1999: The Soil-Precipitation Feedback: A process Study with a Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 12, 722-741.
- SCHÄR, C. P., L. VIDALE, D. LÜTHI, C. FREI, C. HÄBERLI, M. A. LINIGER and C. APPENZELLER, 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.
- SEMMLER, T., D. JACOB, K. H. SCHLÜNZEN y R. PODZUN, 2004: Influence of sea ice treatment in a regional climate model on boundary layer values in the Fram Strait region. *Monthly Weather Review*, 132, 985-999.
- SENEVIRATNE, S. I., J. S. PAL, E. A. B. ELTAHIR y C. SCHÄR, 2002: Summer dryness in a warmer climate: a process study with a regional climate model. *Clim. Dyn.*, 20, 69-85.
- SENEVIRATNE, S. I., D. LUETHI, M. LITSCHI y C. SCHÄR, 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, 205-209.
- STEPPELER, J., G. DOMS, U. SCHÄTTLER, H. W. BITZER, A. GASSMANN, U. DAMRATH y G. GREGORIC, 2003: Mesogamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 75-96.
- STULL, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Springer. ISBN: 978-90-277-2769-5.
- TRENBERTH, K. E. y D. J. SHEA, 2005: Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14703, doi:10.1029/2005GL022760.
- VAN DEN HURK, B., 2004. A report on the progress in ELDAS, in Proceedings of the 2nd international CAHMDA workshop on: The Terrestrial Water Cycle: Modelling and Data Assimilation Across Catchment Scales, edited by A. J. TEULING, H. LEIJNSE, P. A. TROCH, J. SHEFFIELD and E. F. WOOD, pp. 136, Princeton, NJ, October 25-27.
- VAN DEN HURK, B., M. HIRSCHI, C. SCHÄR, G. LENDERINK, E. VAN MEIJGAARD, A. VAN ULDEN, B. ROCKEL, S. HAGEMANN, P. GRAHAM, E. KJELLSTRÖM y R. JONES, 2005: Soil Control on Runoff Response to Climate Change in Regional Climate Model Simulations. *J. Climate*, 18, 3536-3551.
- VIDALE, P. L., D. LÜTHI, C. FREI, S. SENEVIRATNE y C. SCHÄR, 2008: Predictability and uncertainty in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D18), 4586, doi: 10.1029/2002JD002810.

WANG, Y., Y. DING, F. KIMURA, 2004: Regional climate modeling: Progress, challenges, and prospects. *J. Meteorological Society Japan*, 82, 1599-1628.

## **ANEXO I**

### **MEDIAS ESTACIONALES Y ANUALES DE TODOS LOS PARÁMETROS Y SUS VARIACIONES PORCENTUALES Y SUS DESVIACIONES CUADRÁTICAS**

ANOMALÍAS DE TEMPERATURA A 2 m — Escenario A2

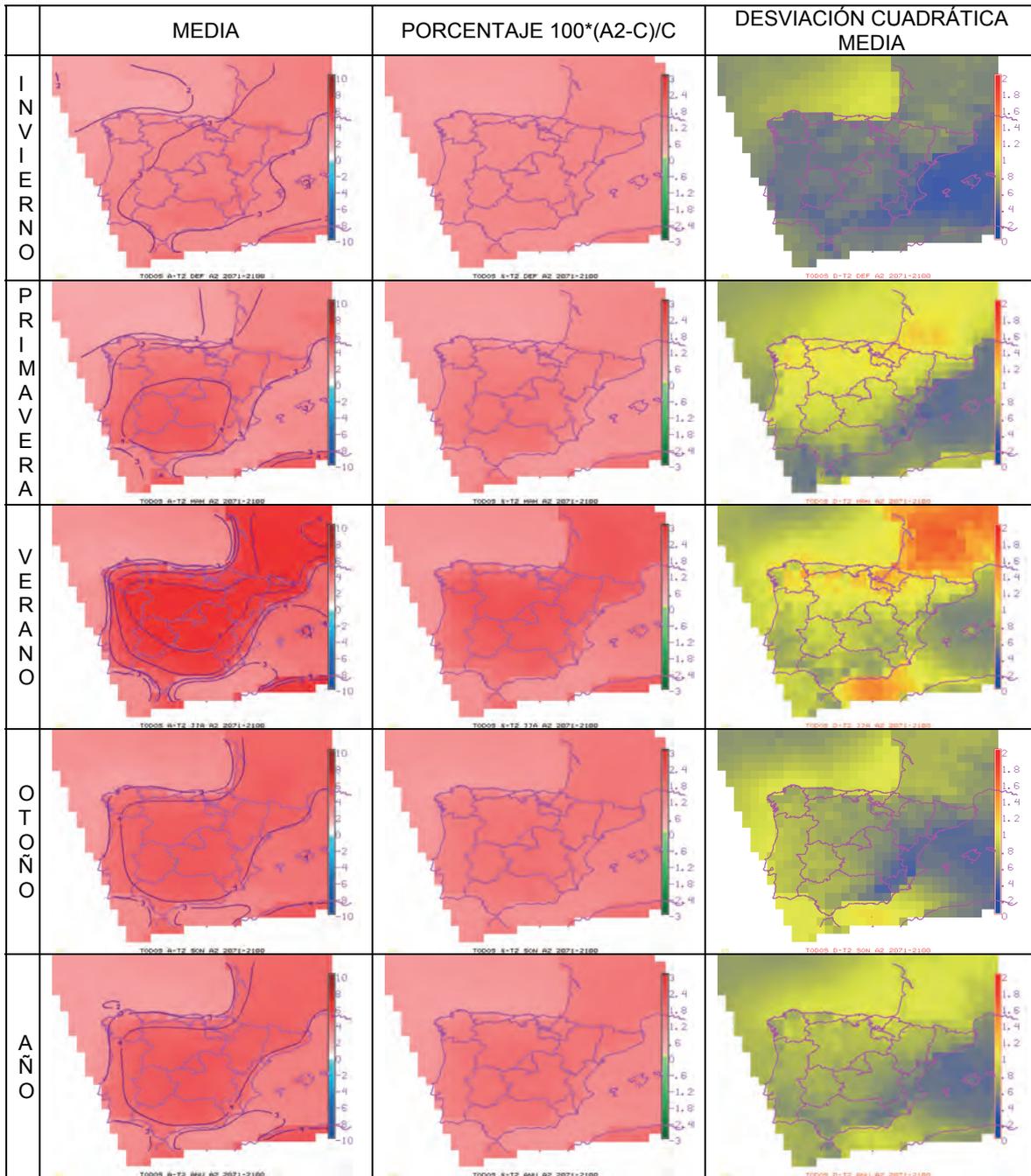


Figura 59

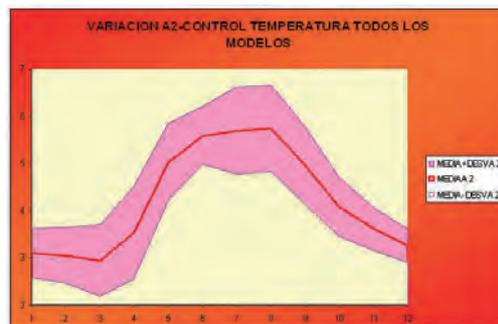


Figura 60

ANOMALÍAS DE TEMPERATURA A 2 m — Escenario B2

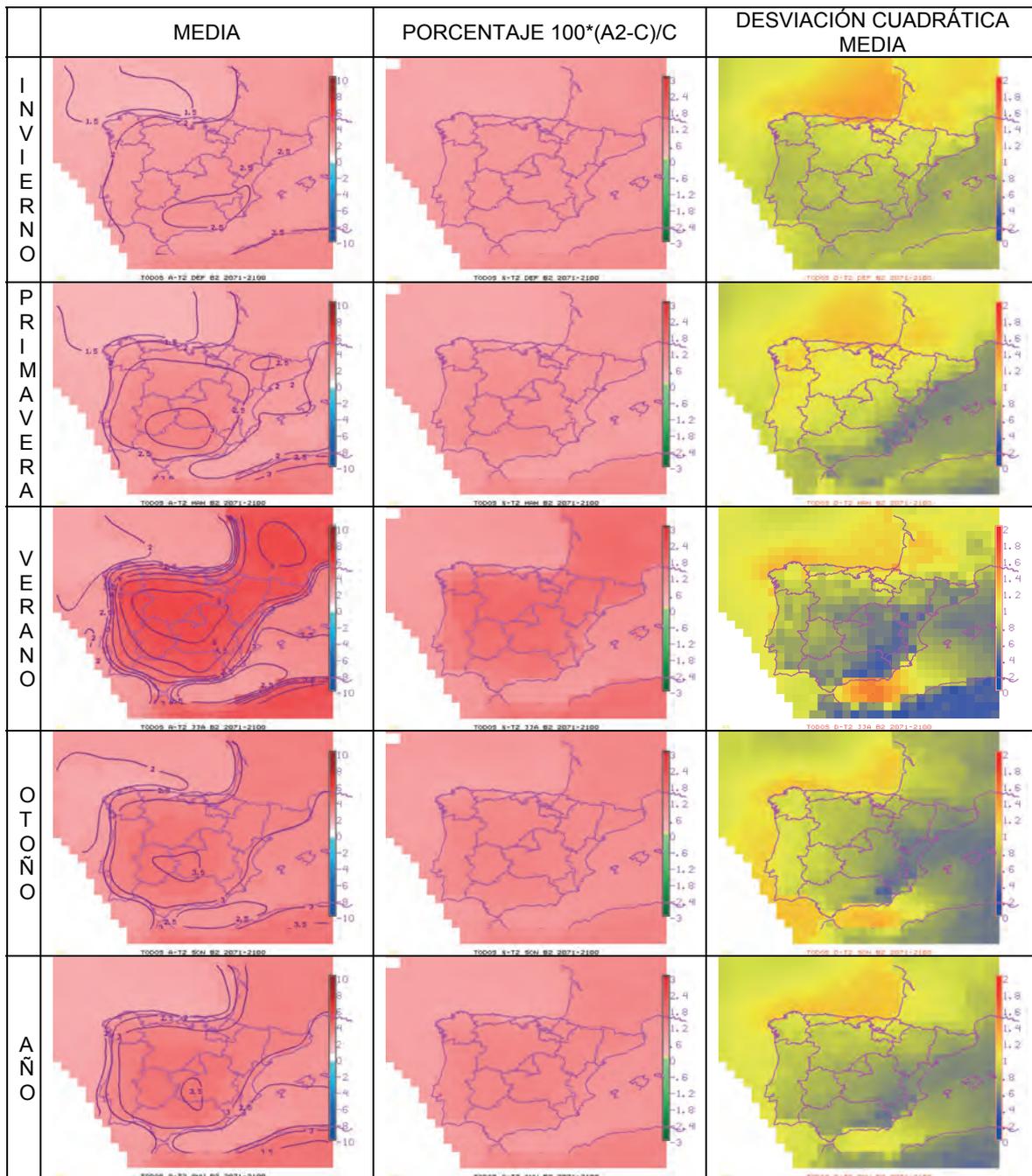


Figura 61

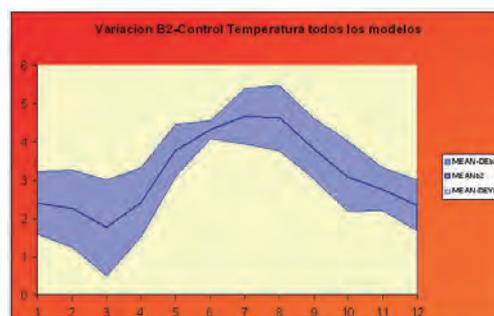


Figura 62

ANOMALÍAS DE HUMEDAD ABSOLUTA A 2 m — Escenario A2

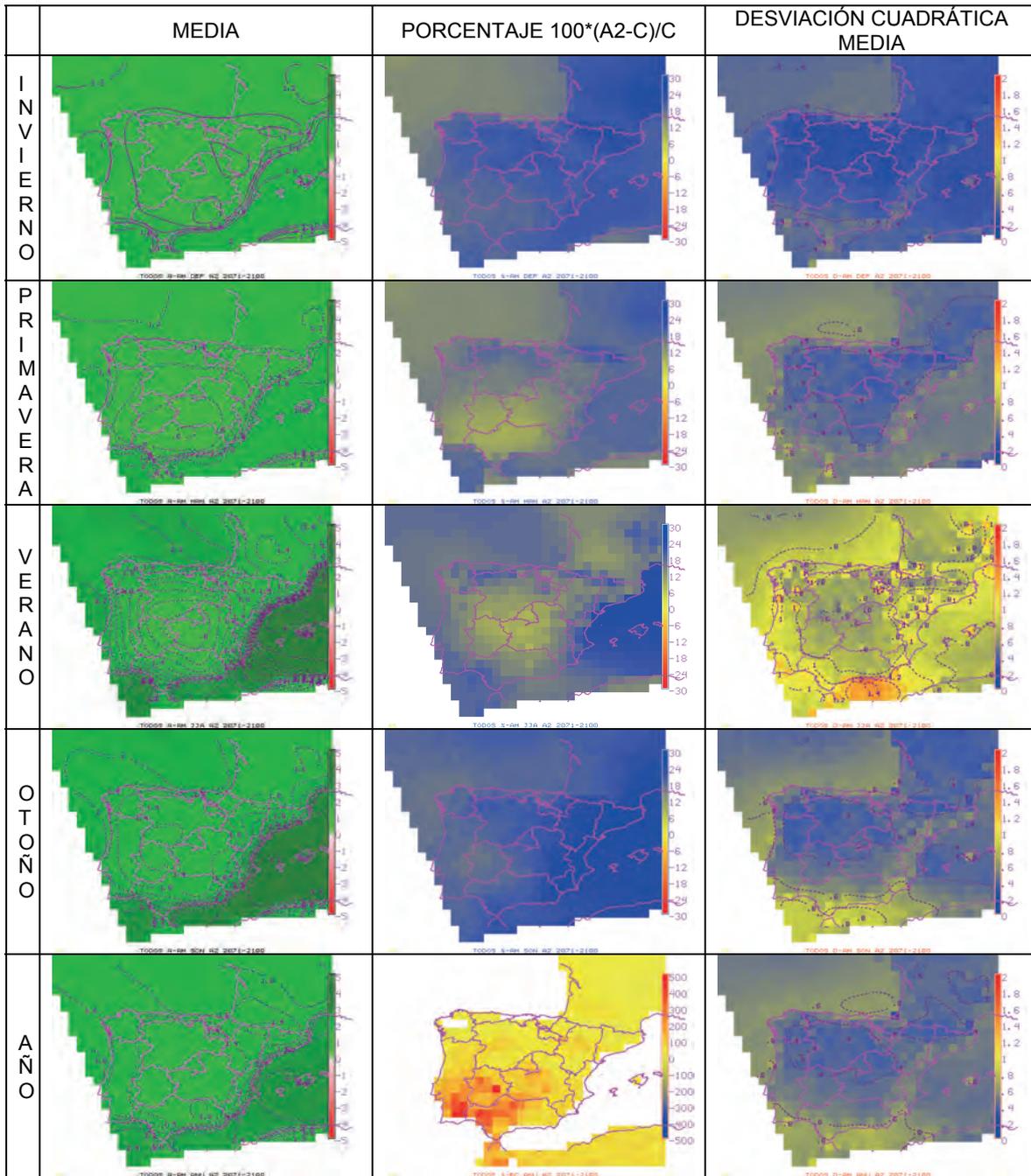


Figura 63

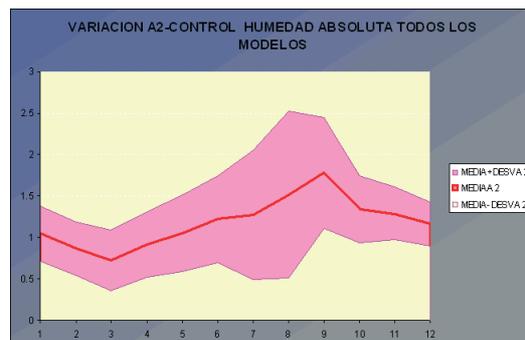


Figura 64

ANOMALÍAS DE HUMEDAD ABSOLUTA A 2 m — Escenario B2 (todos los modelos)

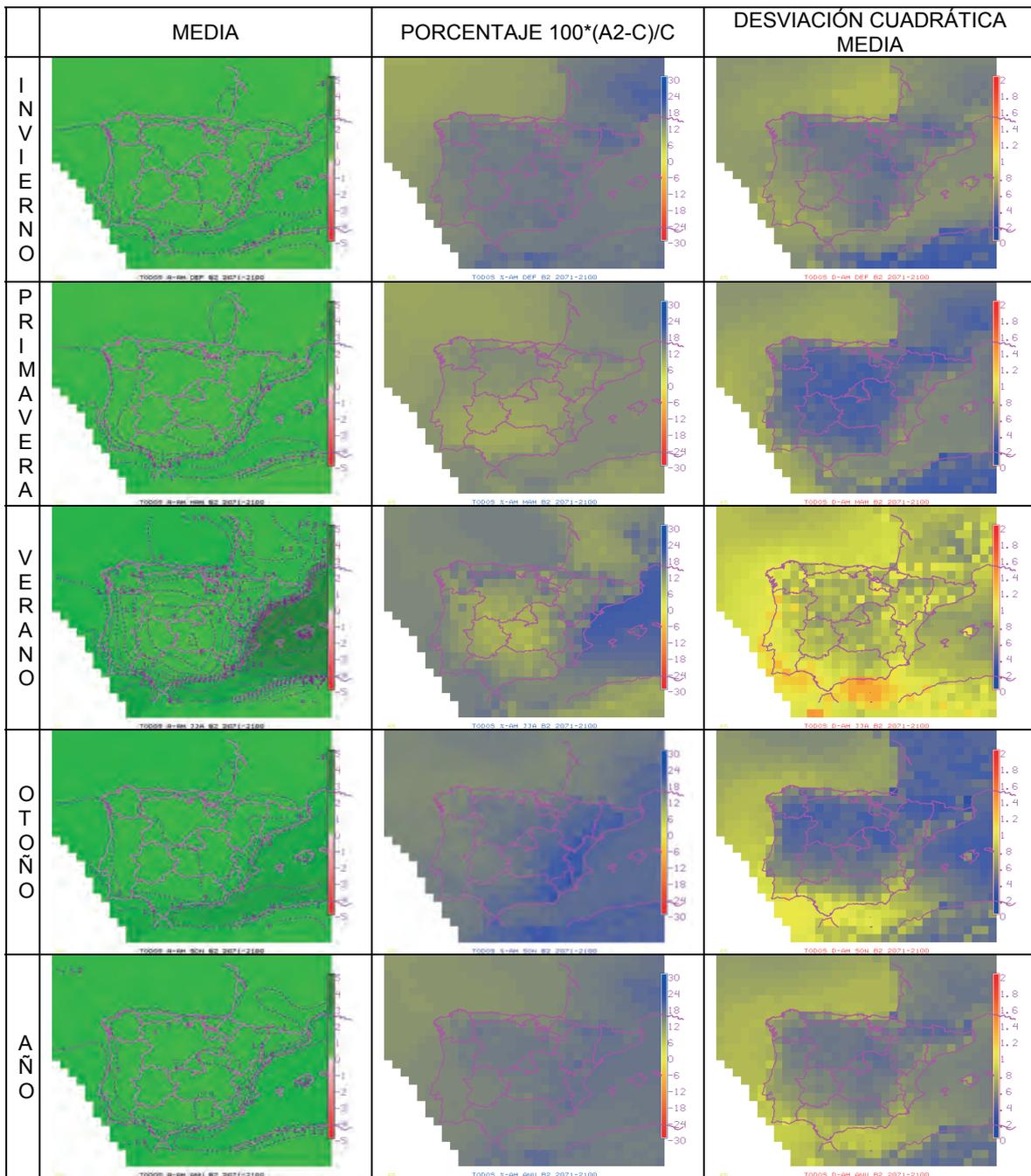


Figura 65

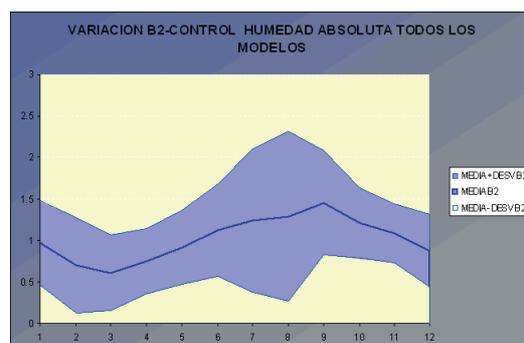


Figura 66

ANOMALÍAS DE HUMEDAD RELATIVA A 2 m — Escenario A2 (todos los modelos)

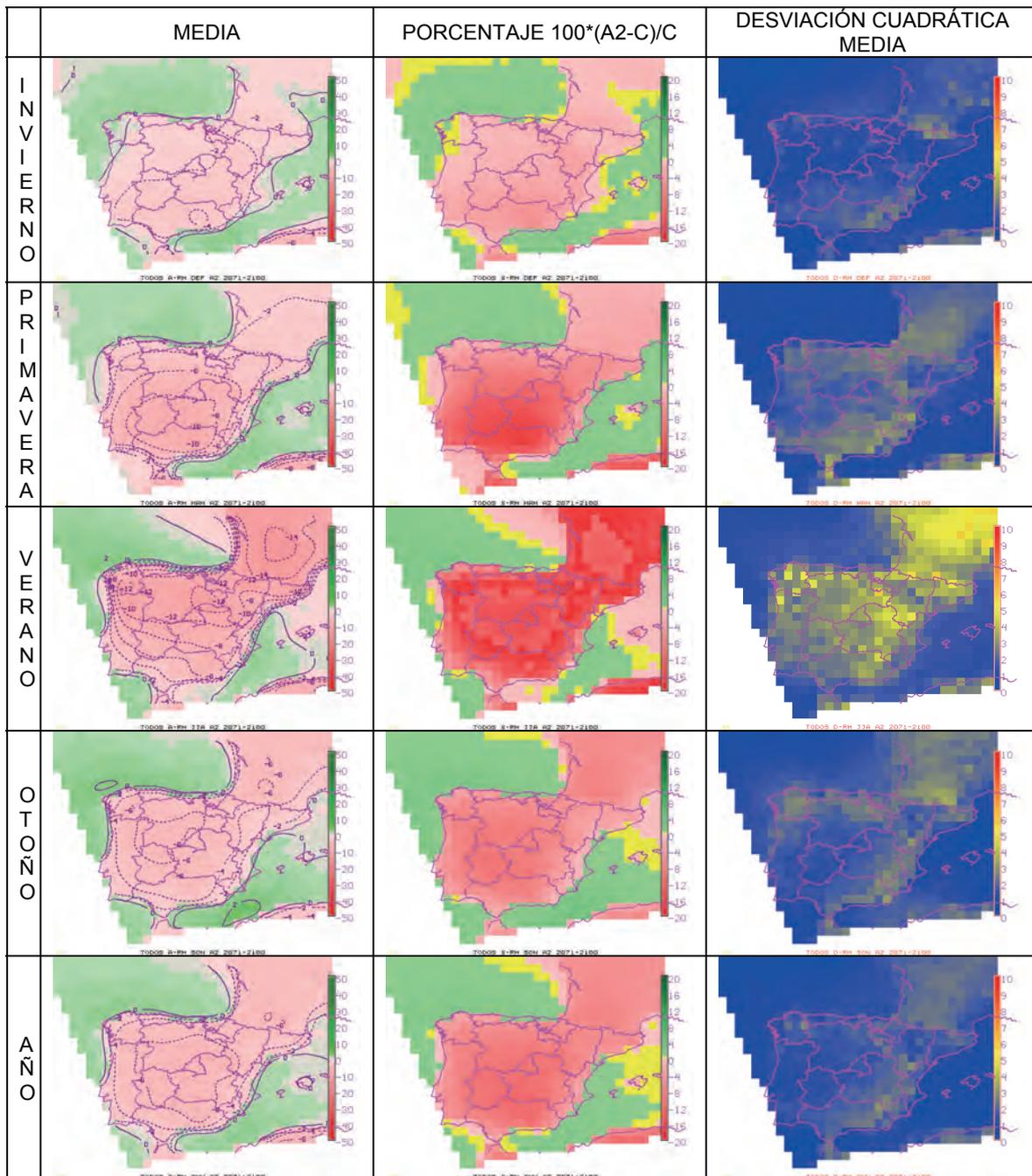


Figura 67

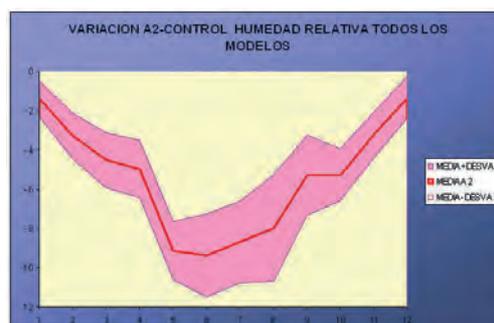


Figura 68

ANOMALÍAS DE HUMEDAD RELATIVA A 2 m — Escenario B2 (todos los modelos)

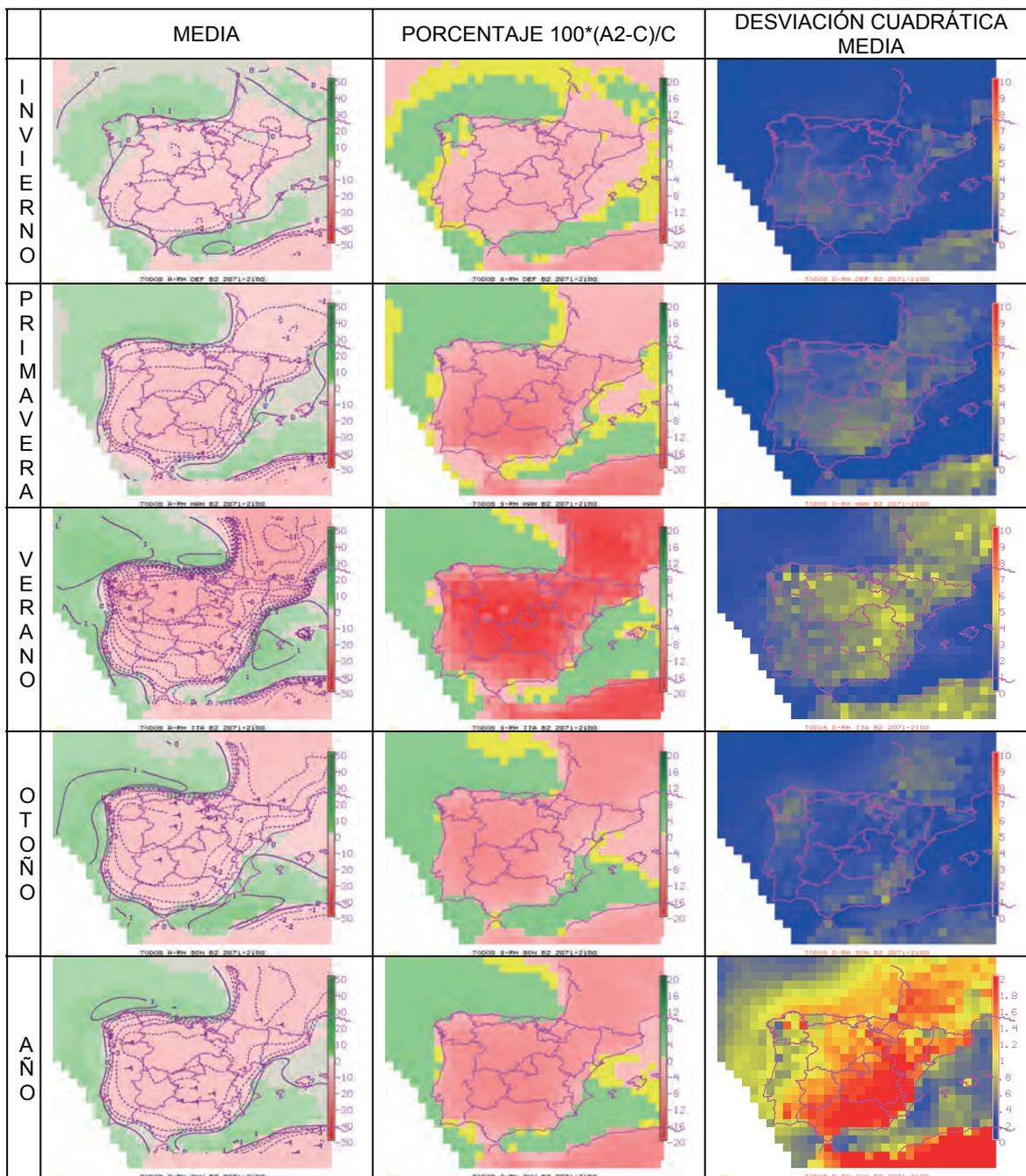


Figura 69

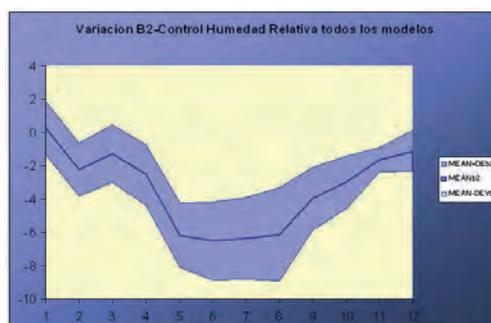


Figura 70

ANOMALÍAS DE EVAPORACIÓN — Escenario A2 (todos los modelos)

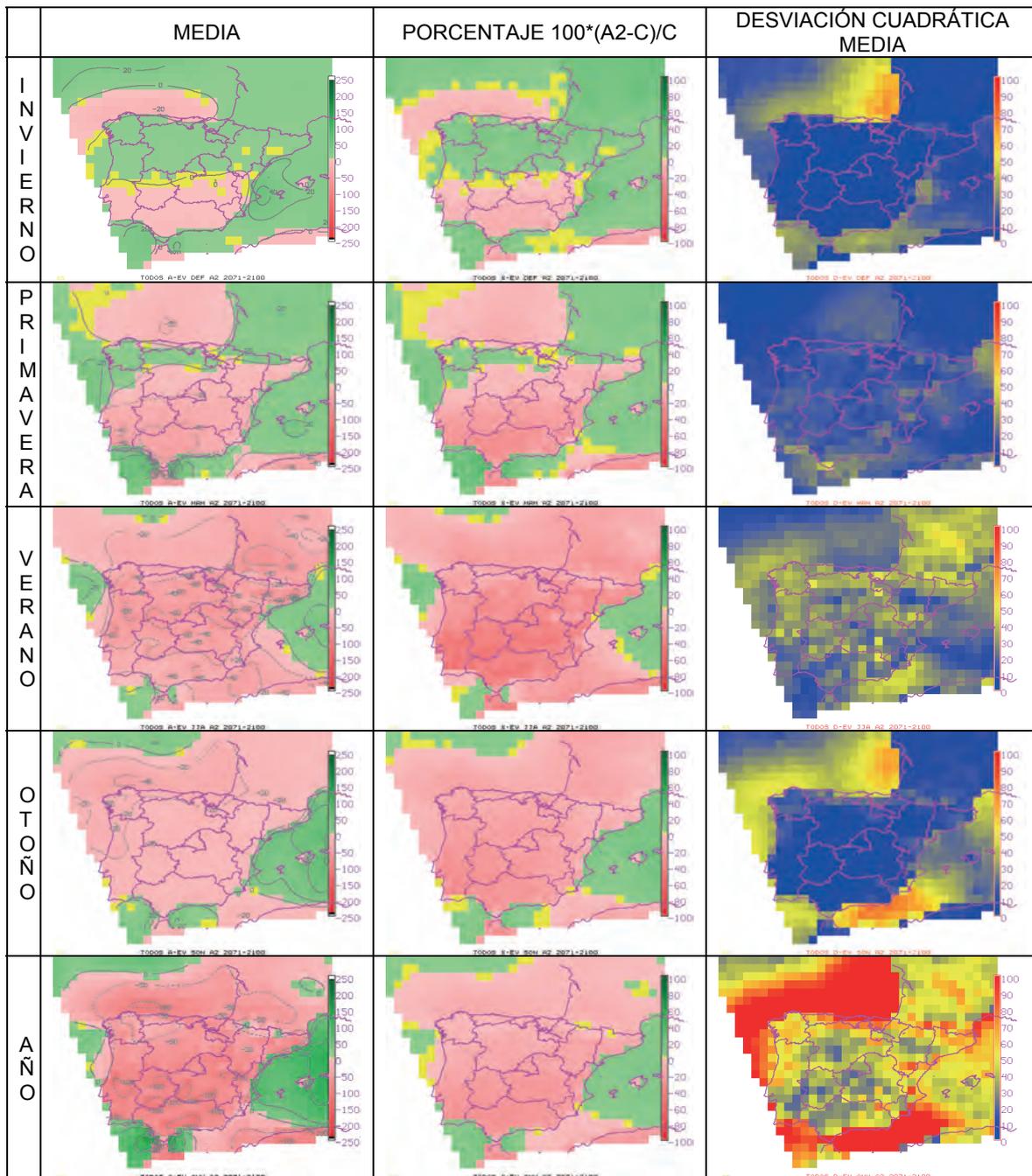


Figura 71

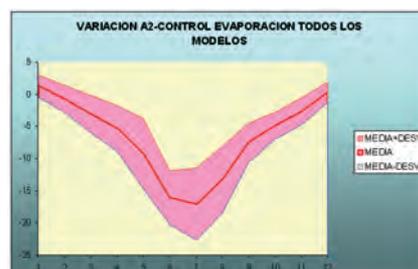


Figura 72

ANOMALÍAS DE EVAPORACION — Escenario B2 (todos los modelos)

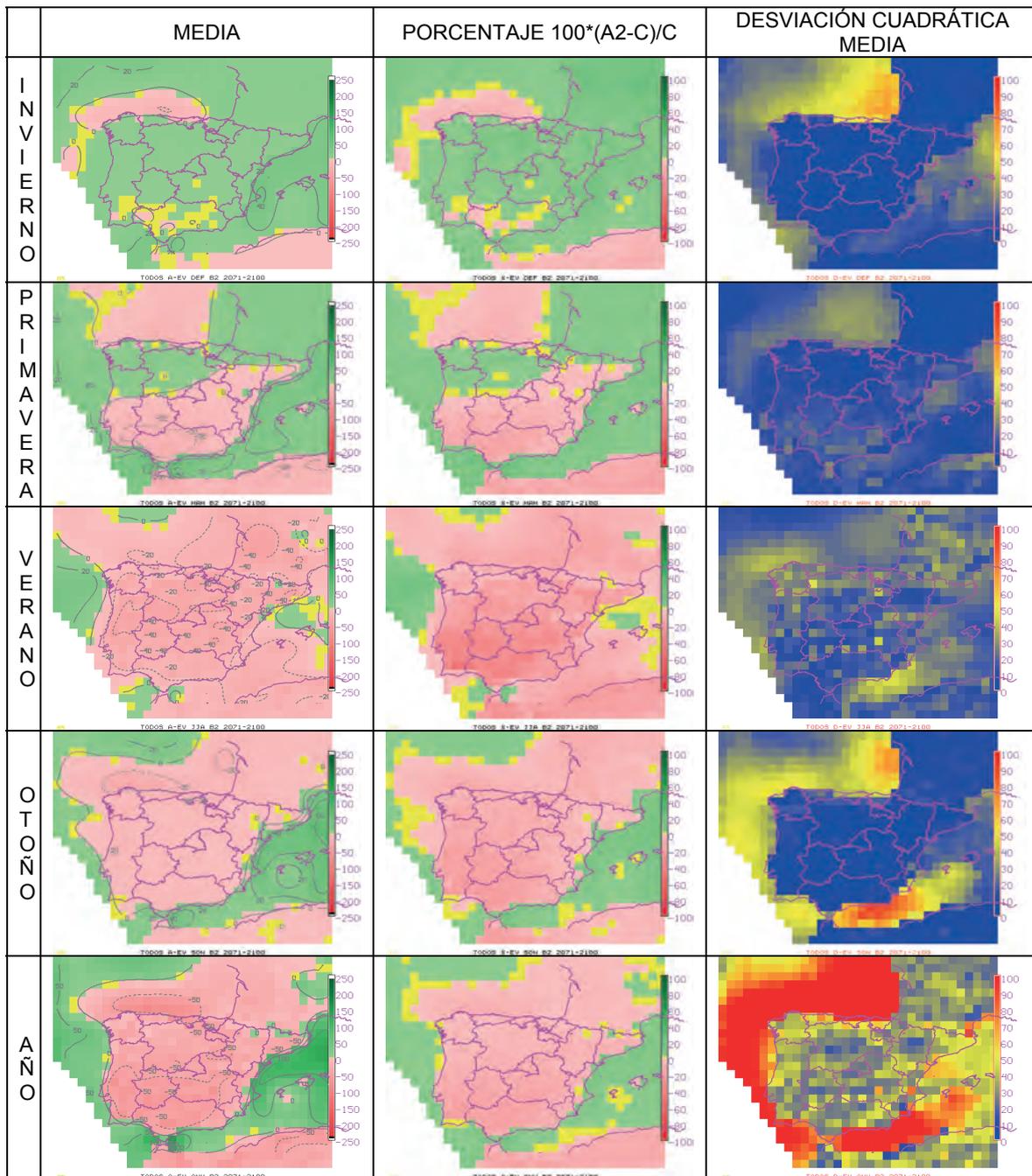


Figura 73

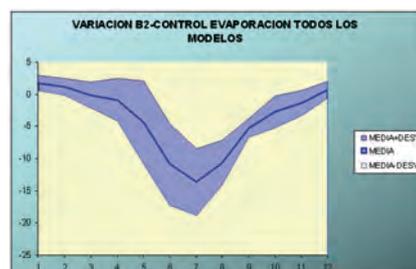


Figura 74

ANOMALÍAS DE PRECIPITACION — Escenario A2 (todos los modelos)

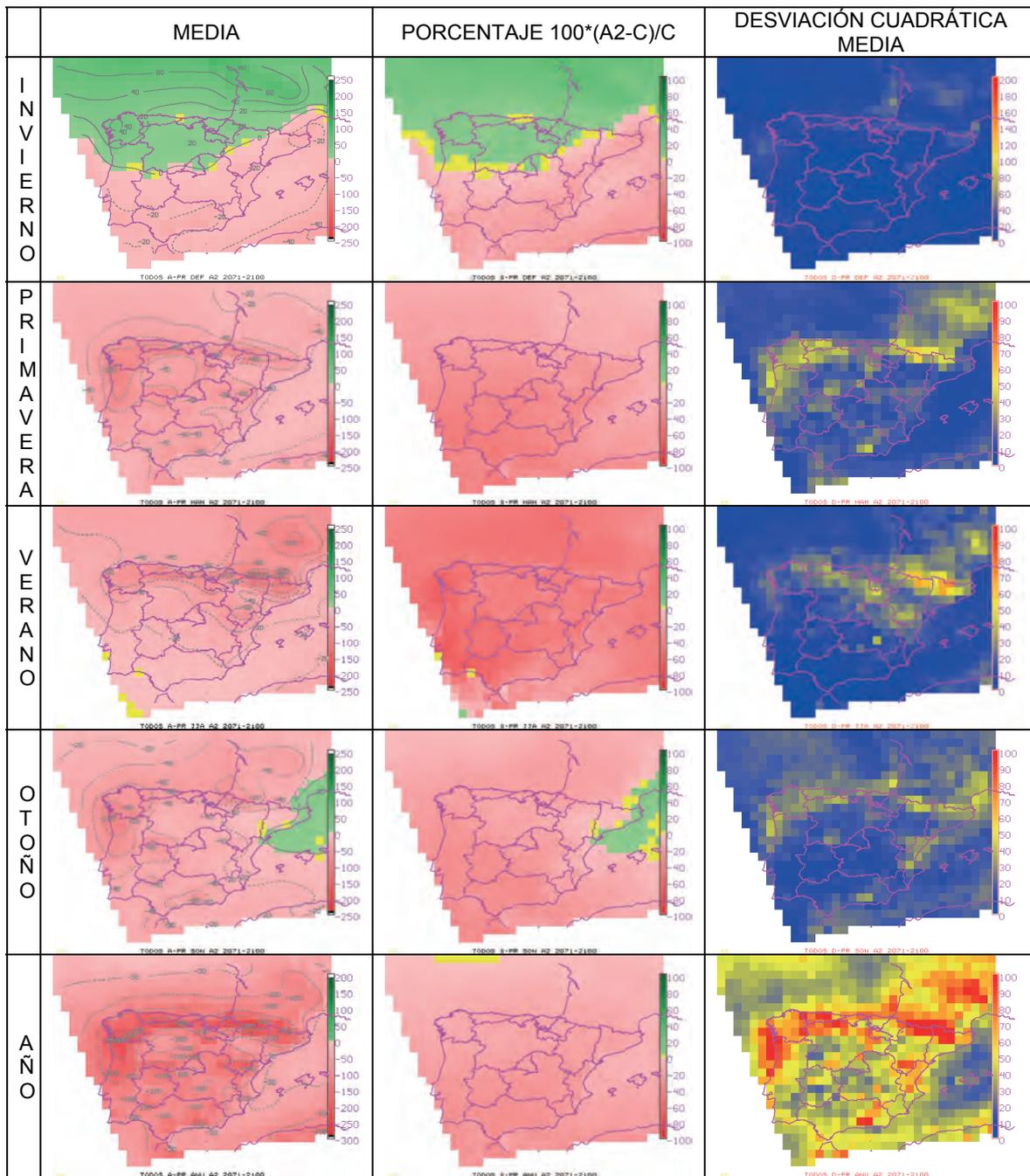


Figura 75

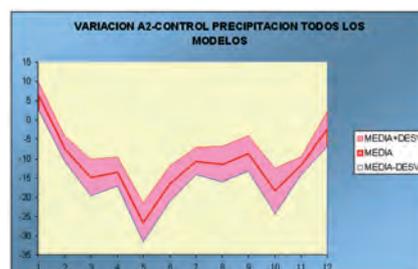


Figura 76

ANOMALÍAS DE PRECIPITACION — Escenario B2 (todos los modelos)

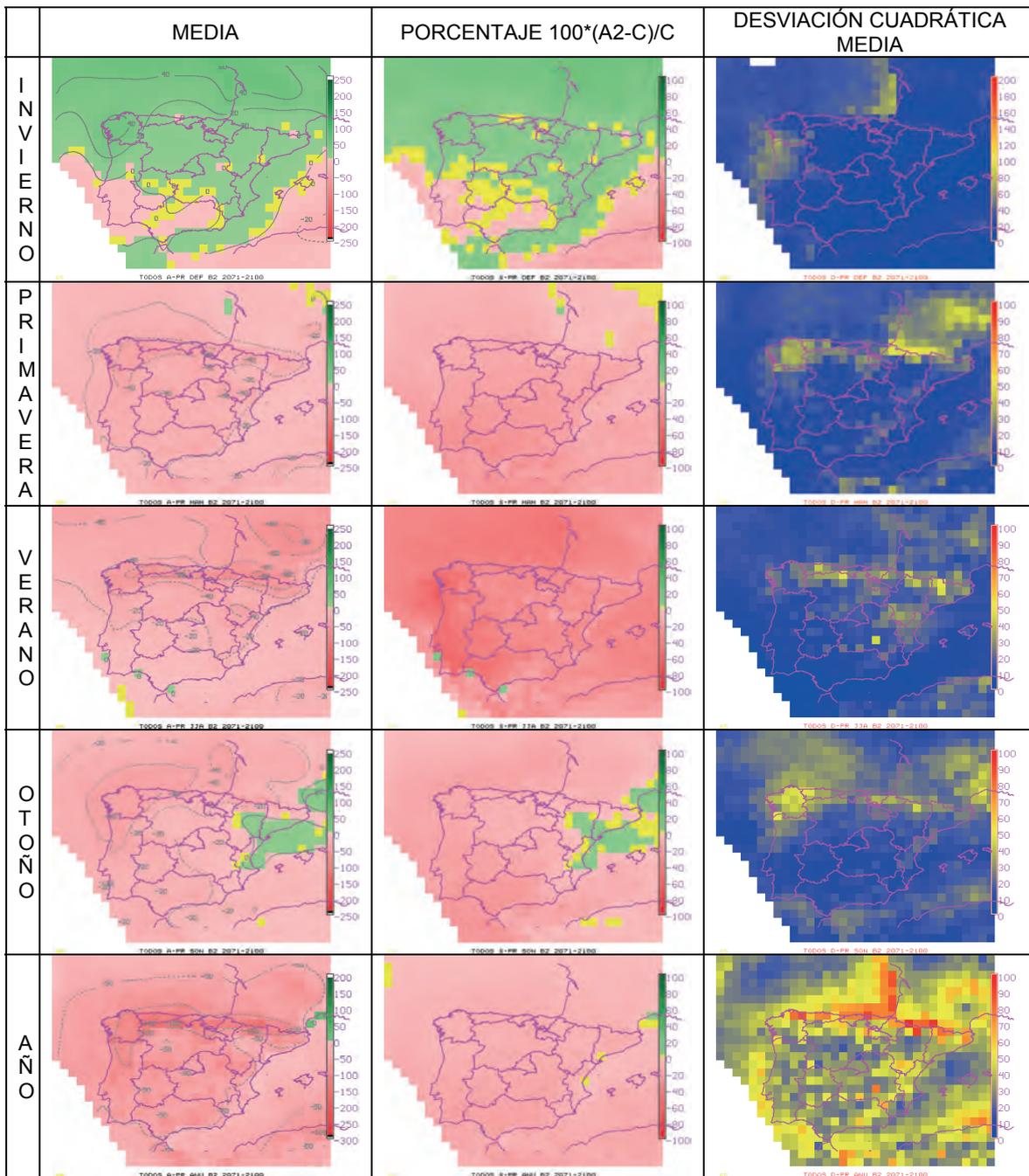


Figura 77

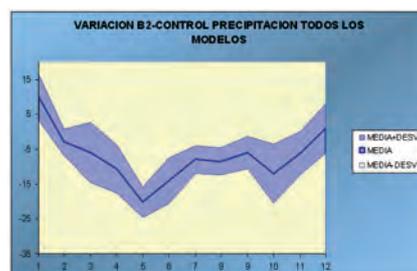


Figura 78

ANOMALÍAS DE NIEVE — Escenario A2 (todos los modelos)

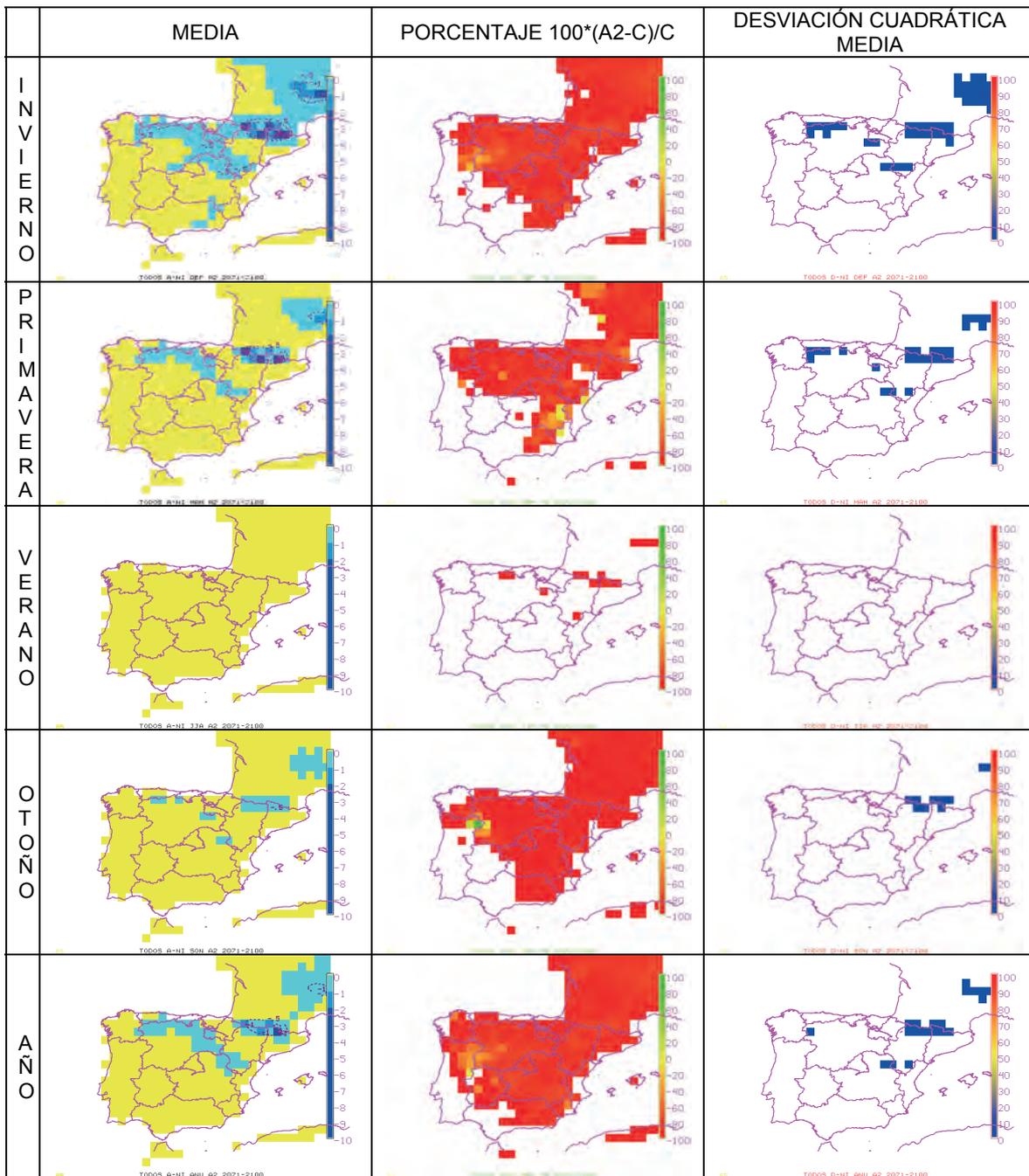


Figura 79

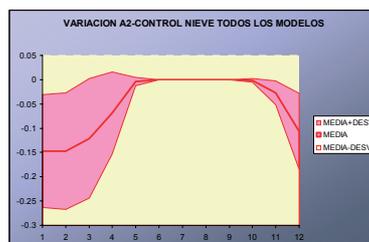


Figura 80

ANOMALÍAS DE NIEVE — Escenario B2 (todos los modelos)

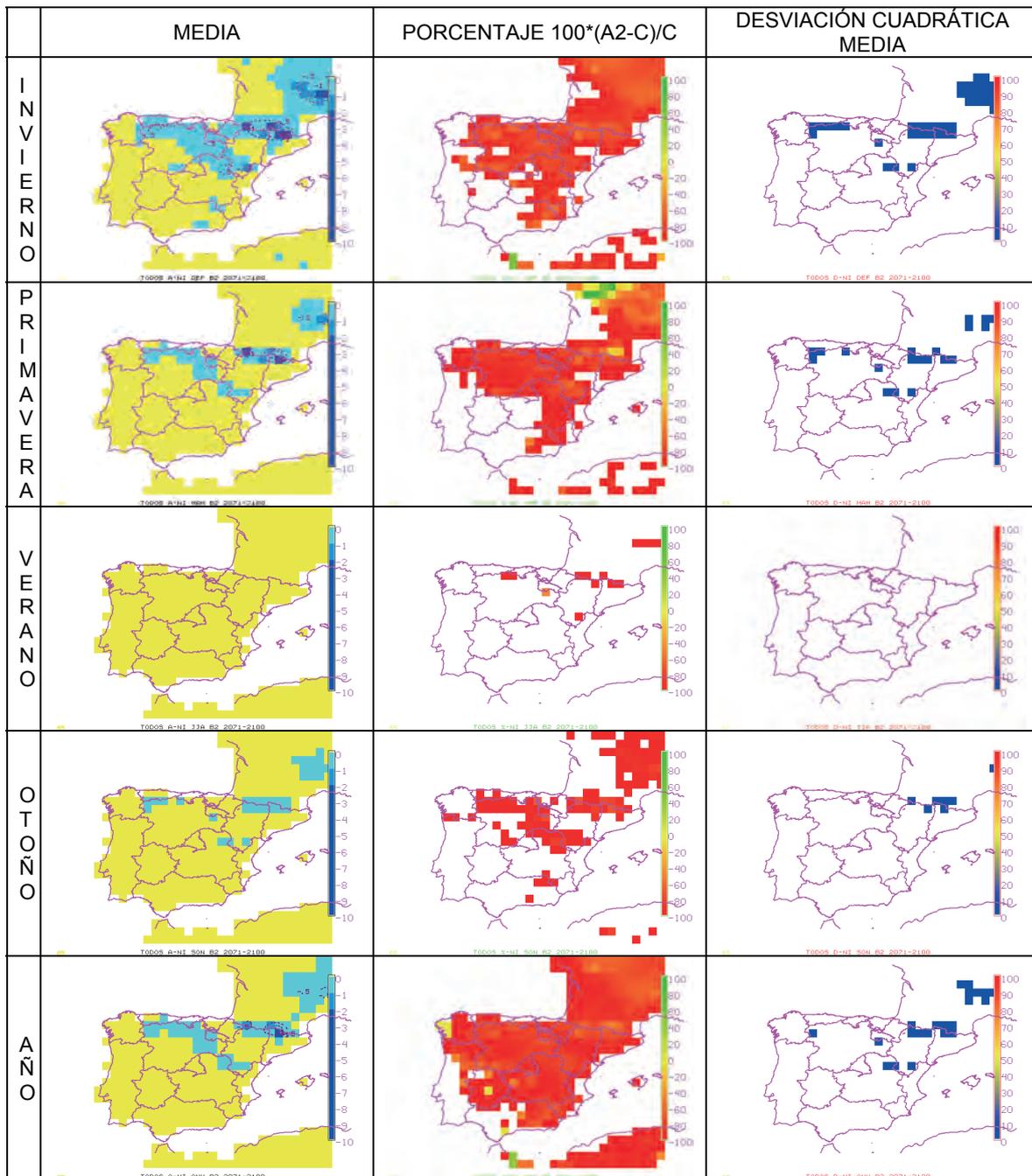


Figura 81

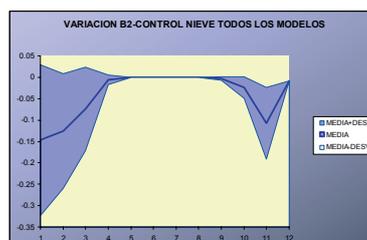


Figura 82

ANOMALÍAS DE ESCORRENTÍA — Escenario A2 (todos los modelos)

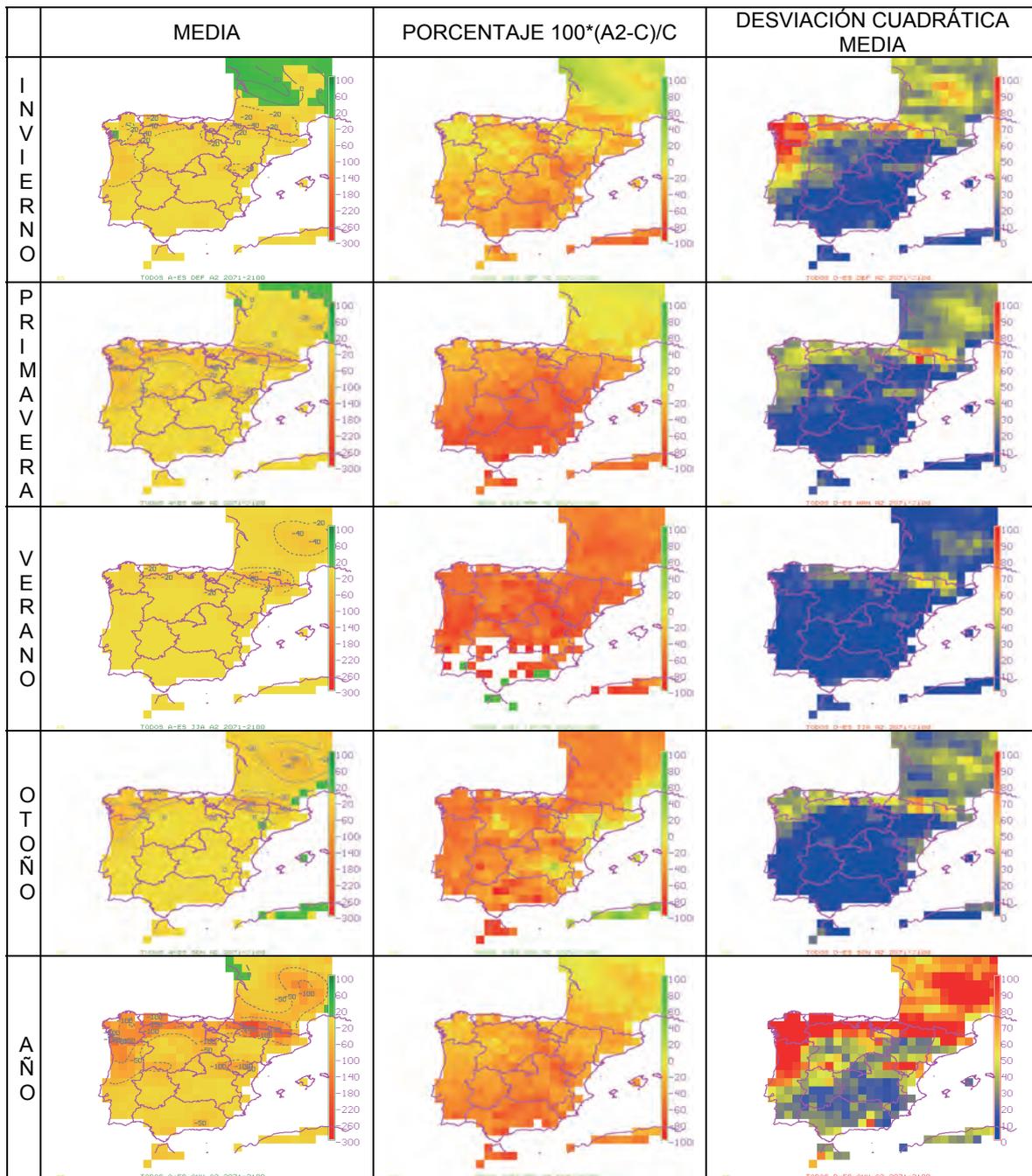


Figura 83

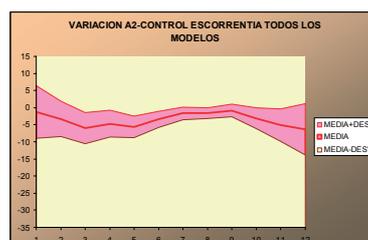


Figura 84

ANOMALÍAS DE ESCORRENTÍA — Escenario B2 (todos los modelos)

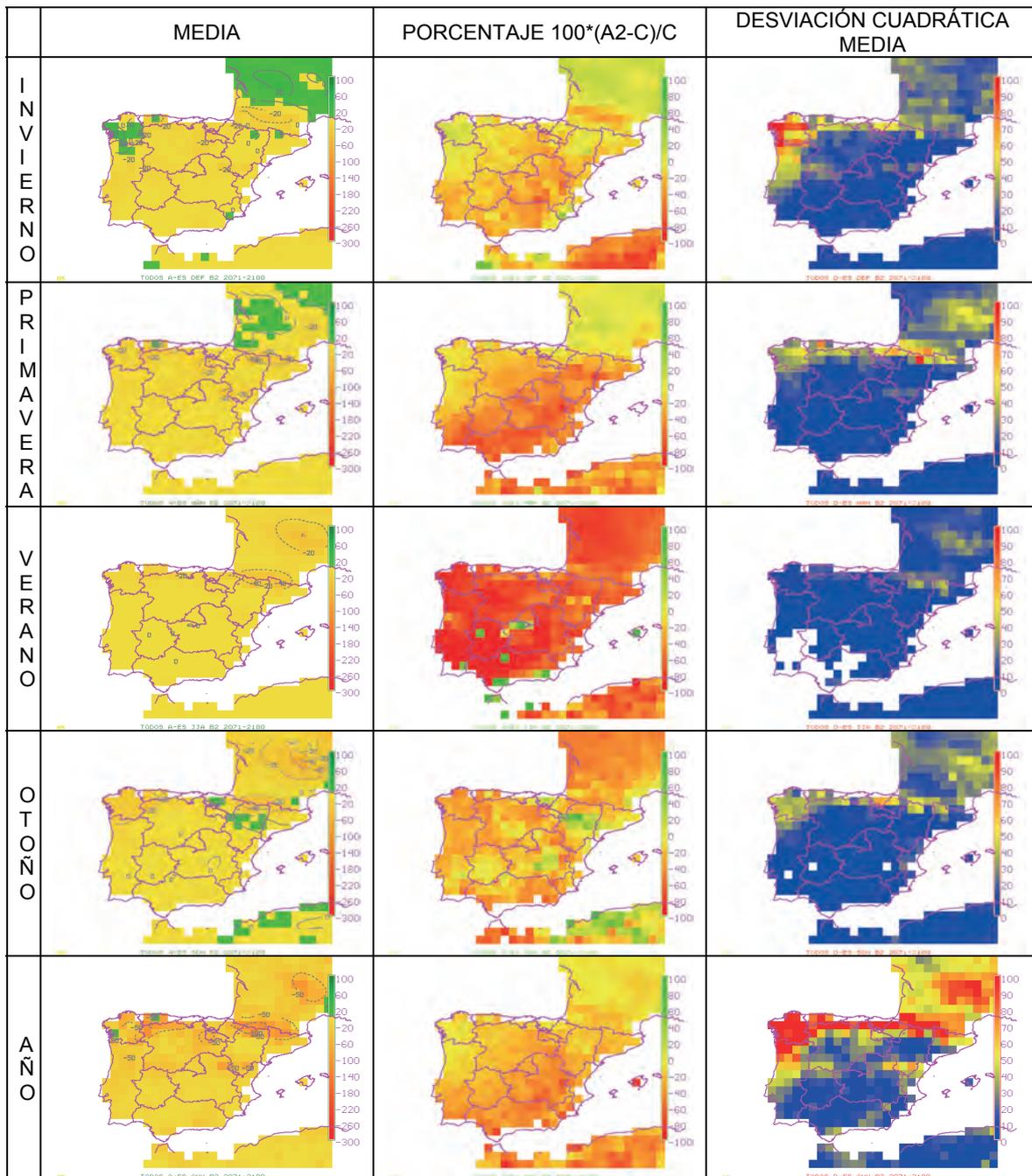


Figura 85

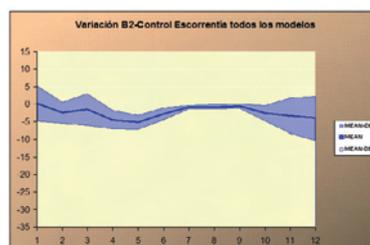


Figura 86

ANOMALÍAS DE VARIACIÓN AGUA EN EL SUELO — Escenario A2  
(todos los modelos)

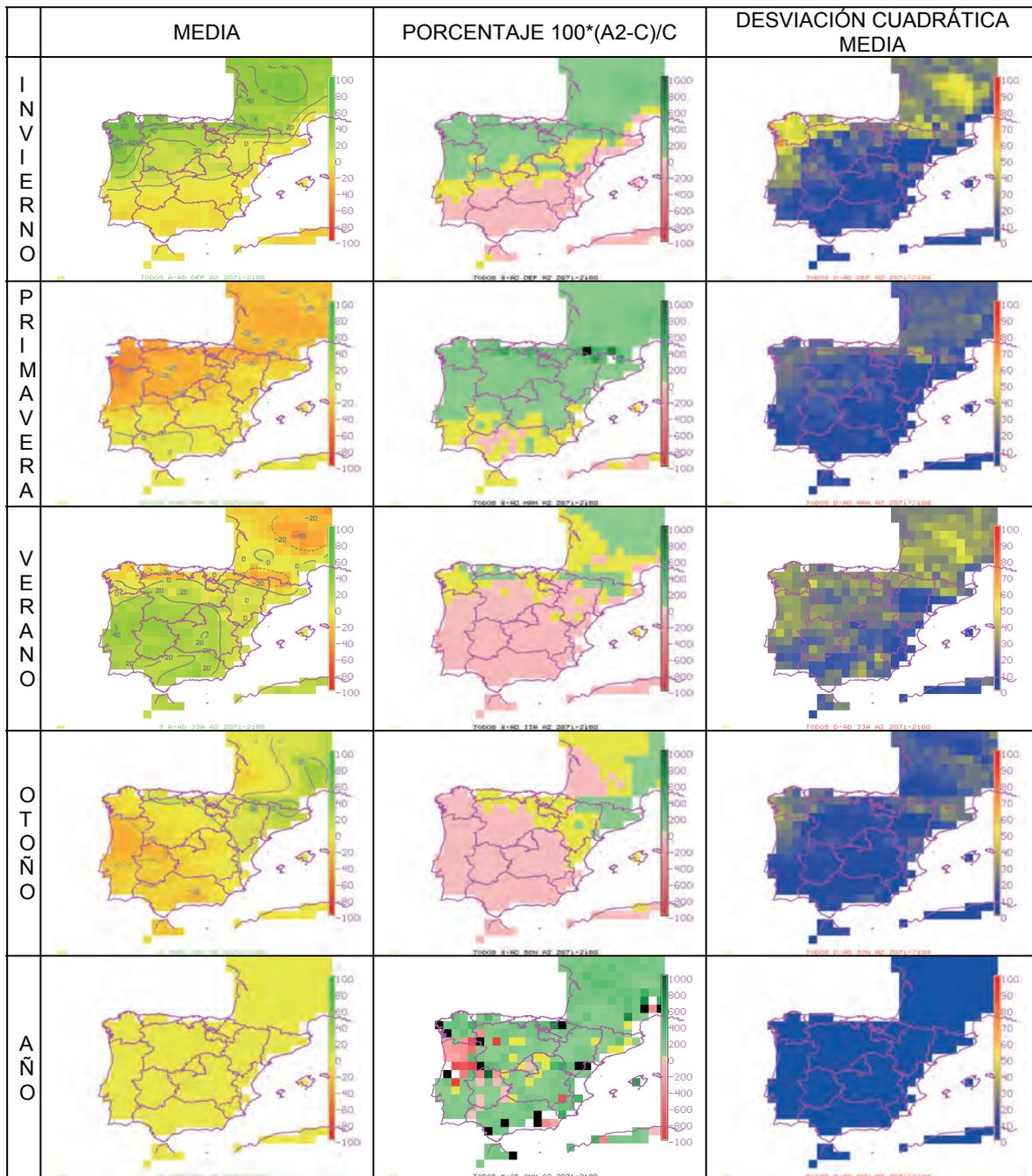


Figura 87

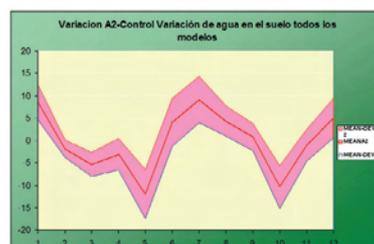


Figura 88

ANOMALÍAS DE VARIACIÓN DE AGUA EN EL SUELO — Escenario B2  
(todos los modelos)

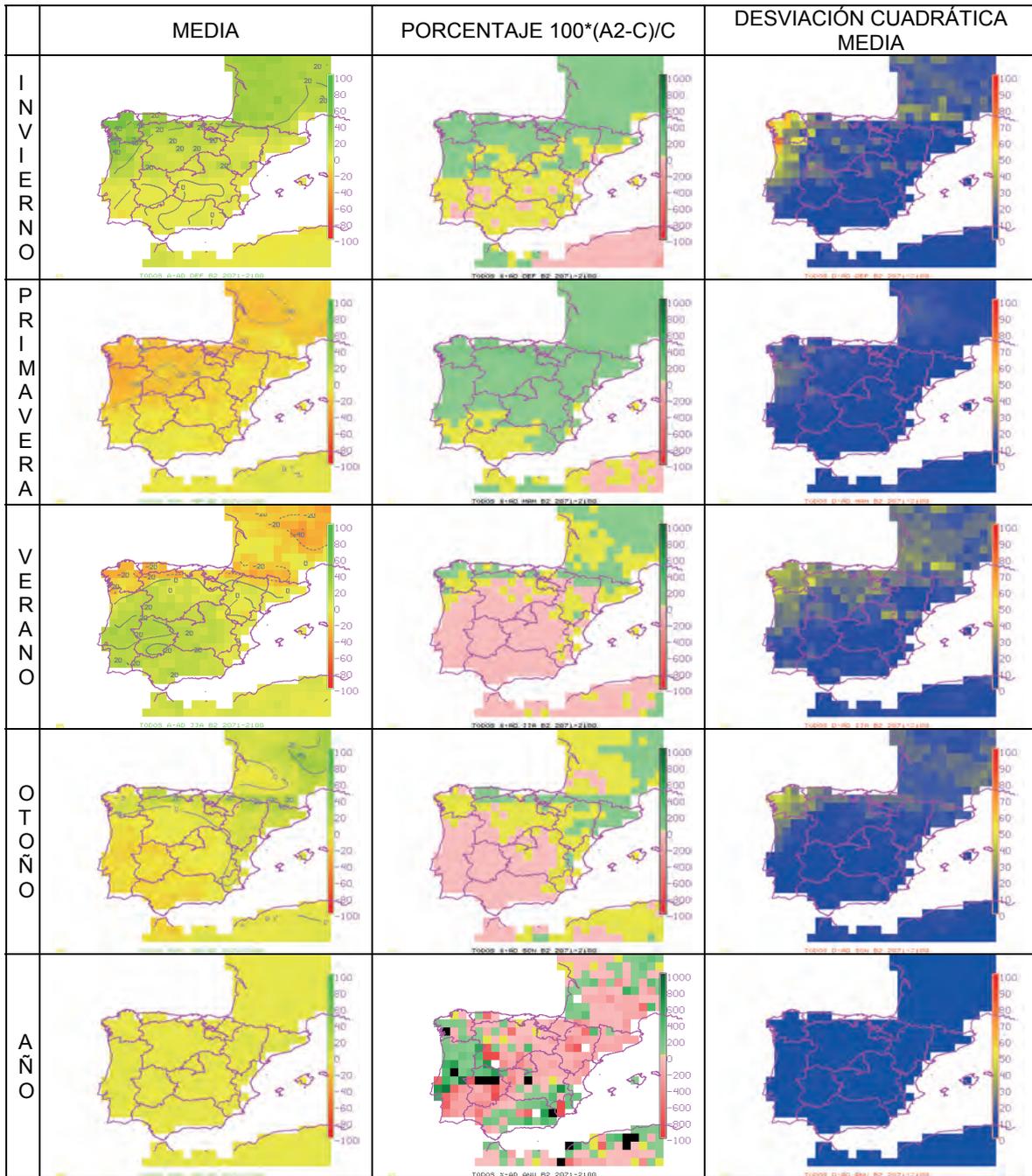


Figura 89

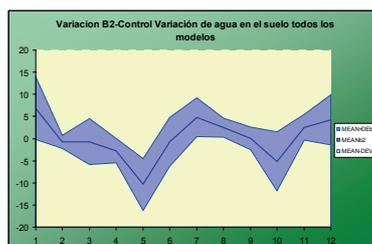


Figura 90

ANOMALÍAS DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA NETA — Escenario A2  
(todos los modelos)

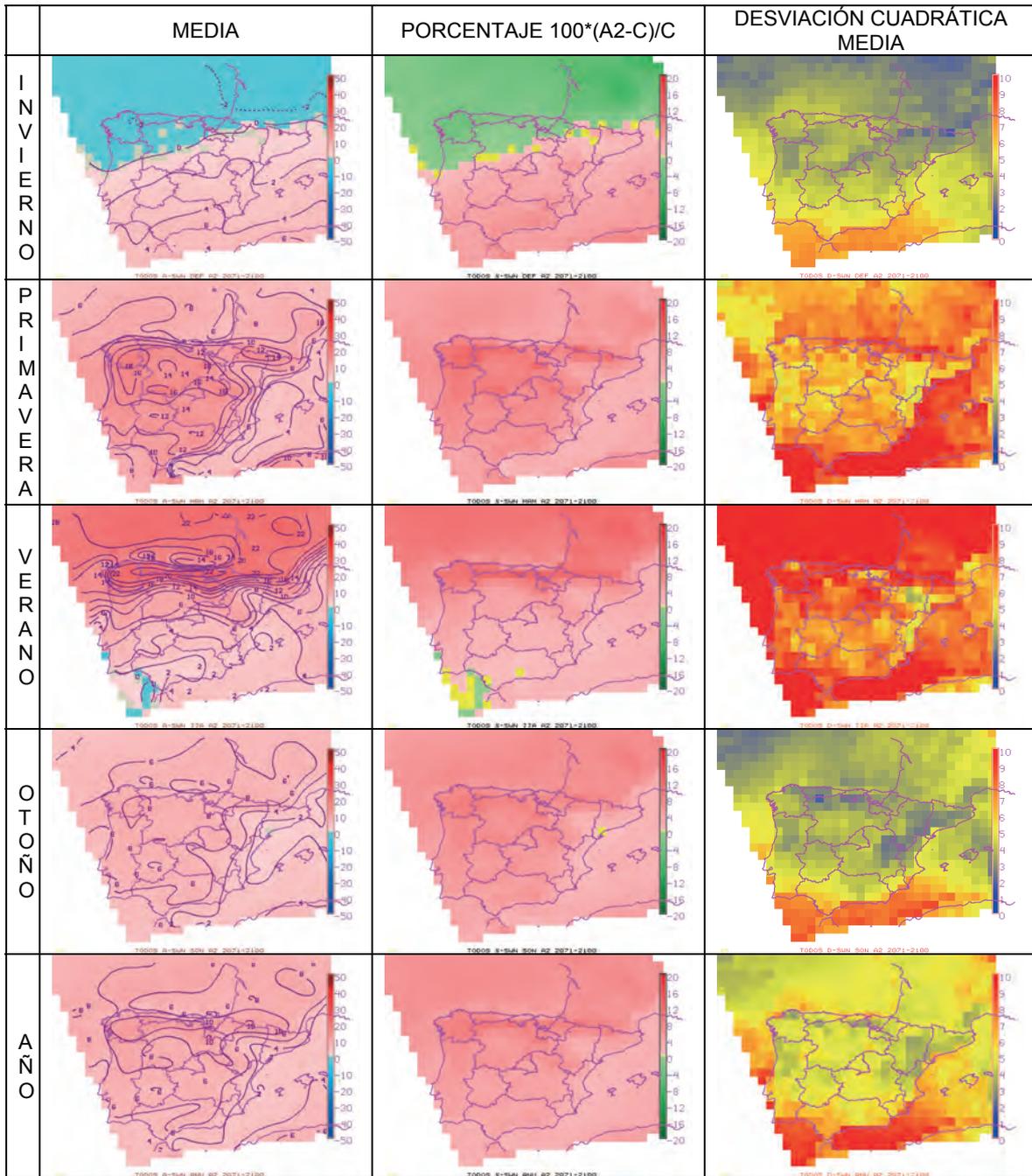


Figura 91

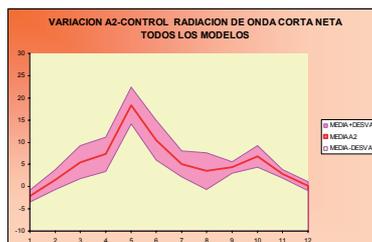


Figura 92

ANOMALÍAS DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA NETA — Escenario B2  
(todos los modelos)

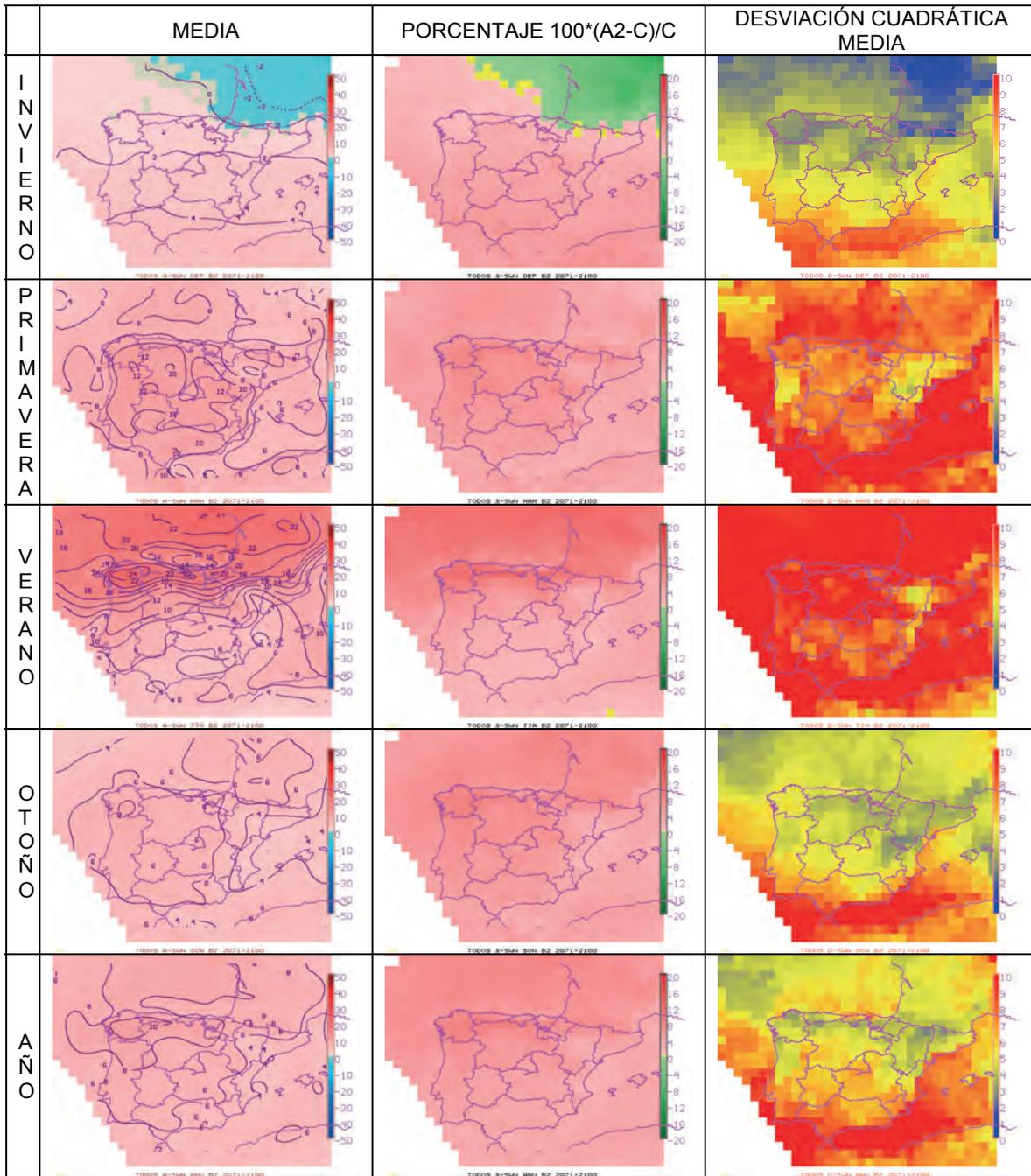


Figura 93

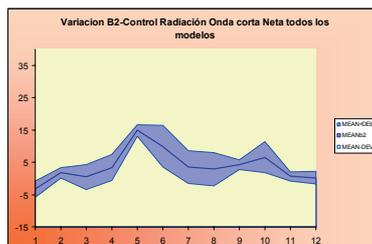


Figura 94

ANOMALÍAS DE RAD. ONDA CORTA DESCENDENTE — Escenario A2  
(todos los modelos)

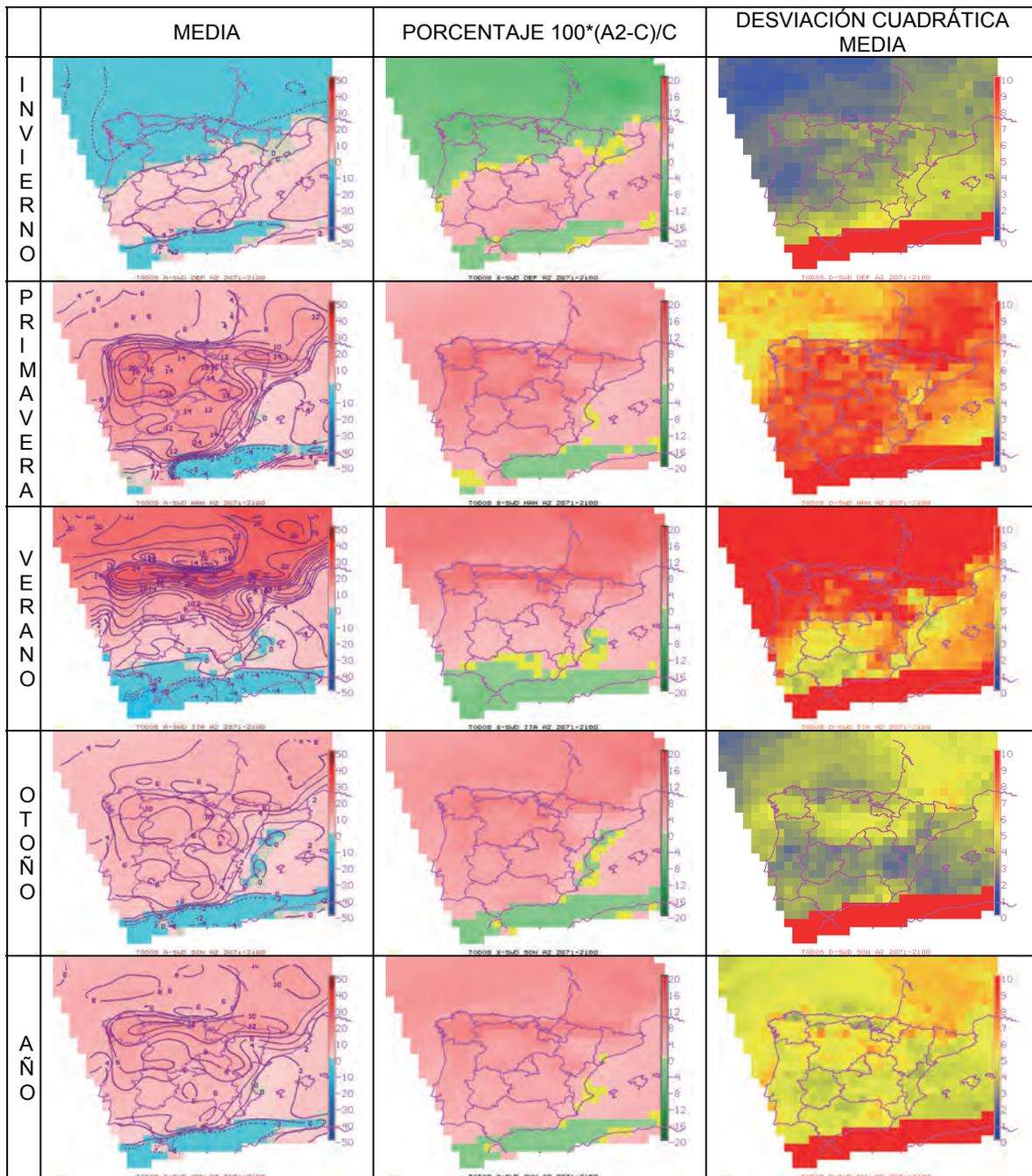


Figura 95

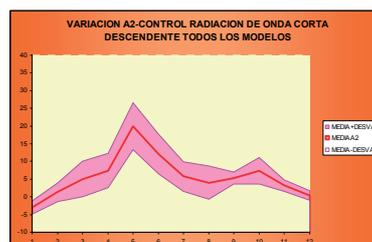


Figura 96

ANOMALÍAS DE RAD. ONDA CORTA DESCENDENTE — Escenario B2  
(todos los modelos)

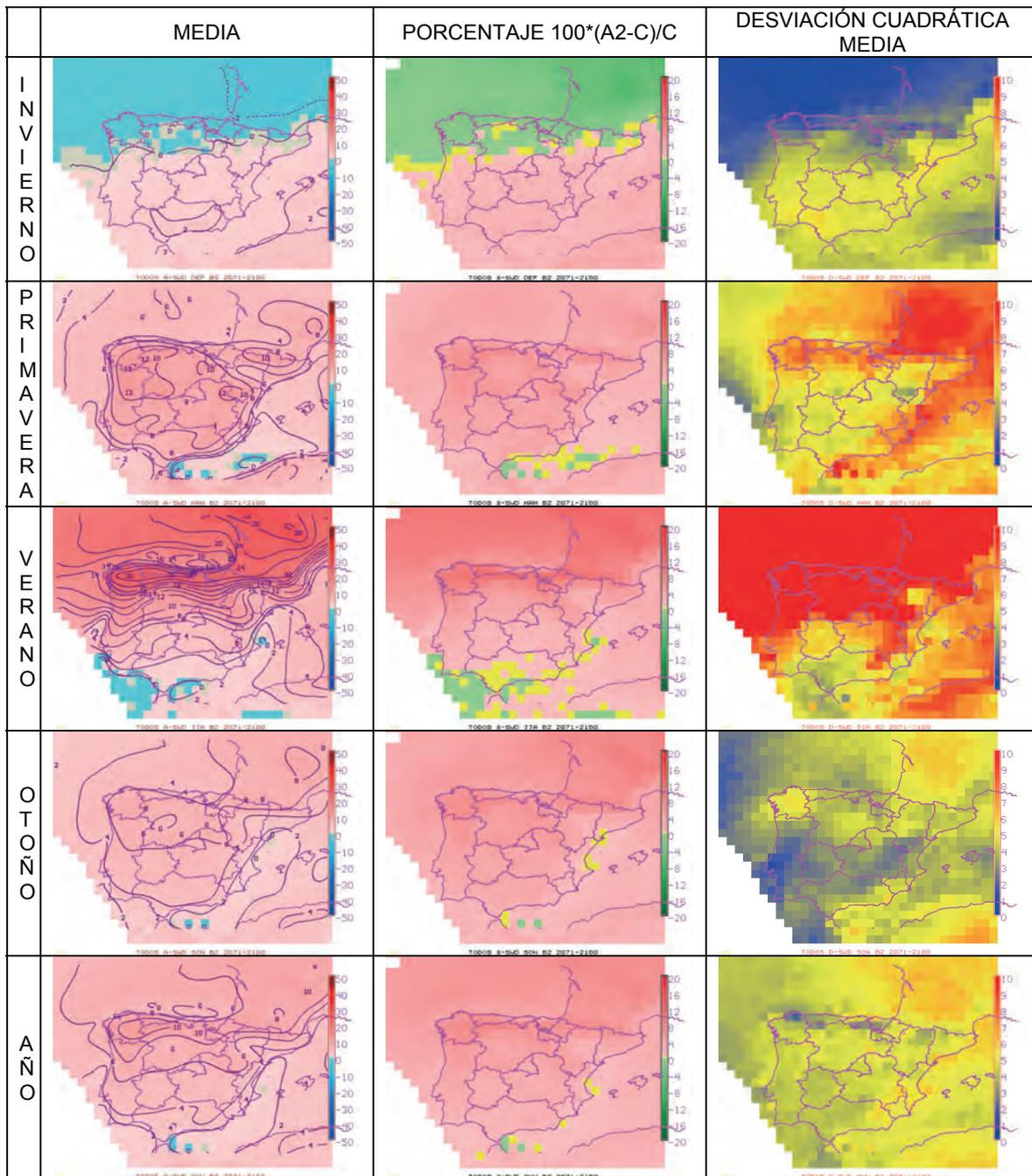


Figura 97

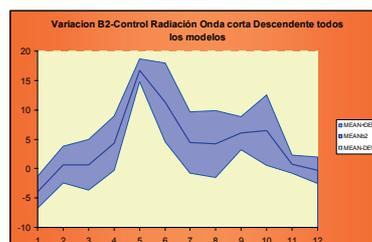


Figura 98

ANOMALÍAS DE RAD. DE ONDA LARGA NETA — Escenario A2 (todos los modelos)

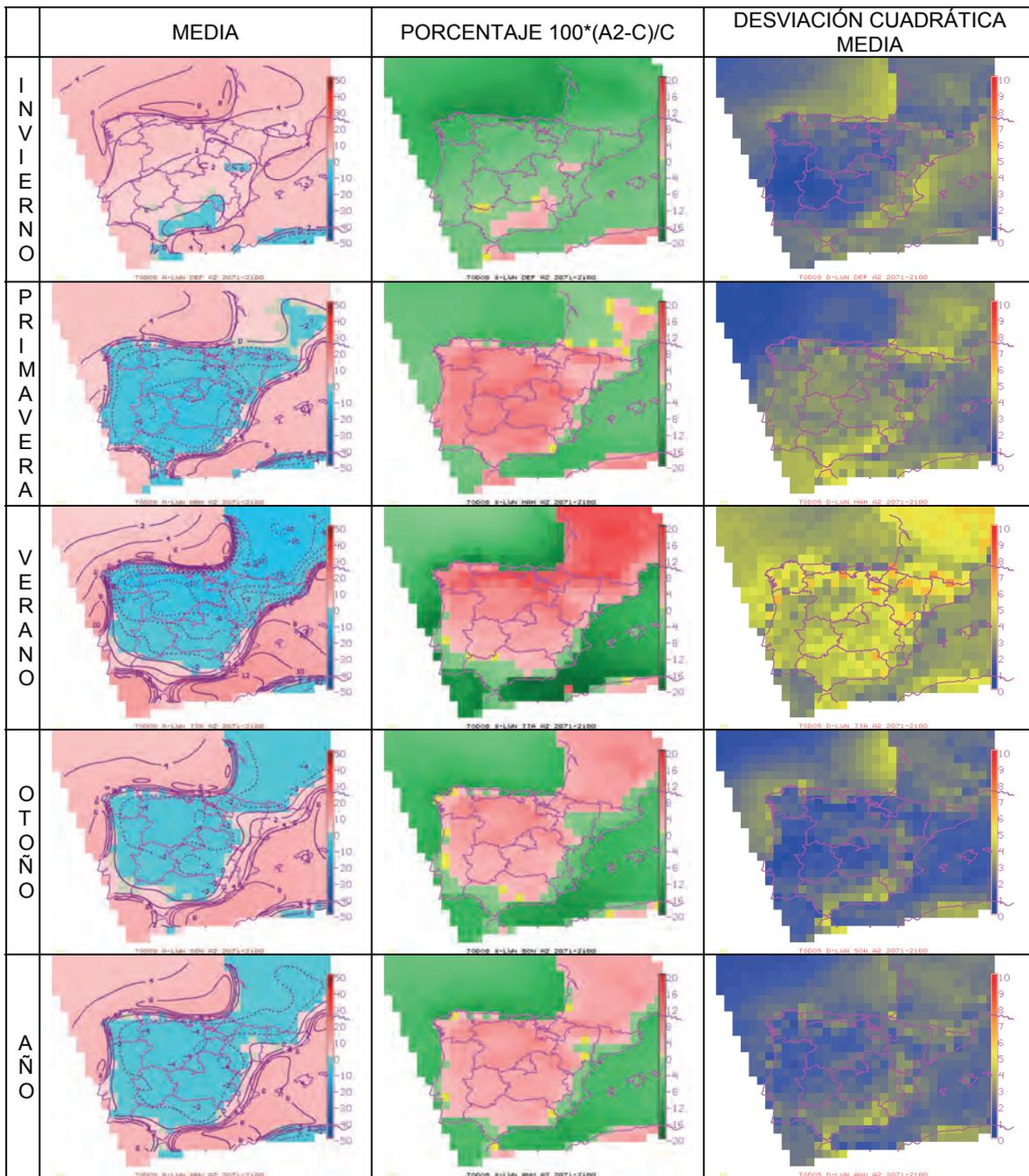


Figura 99



Figura 100

ANOMALÍAS DE RAD. DE ONDA LARGA NETA — Escenario B2 (todos los modelos)

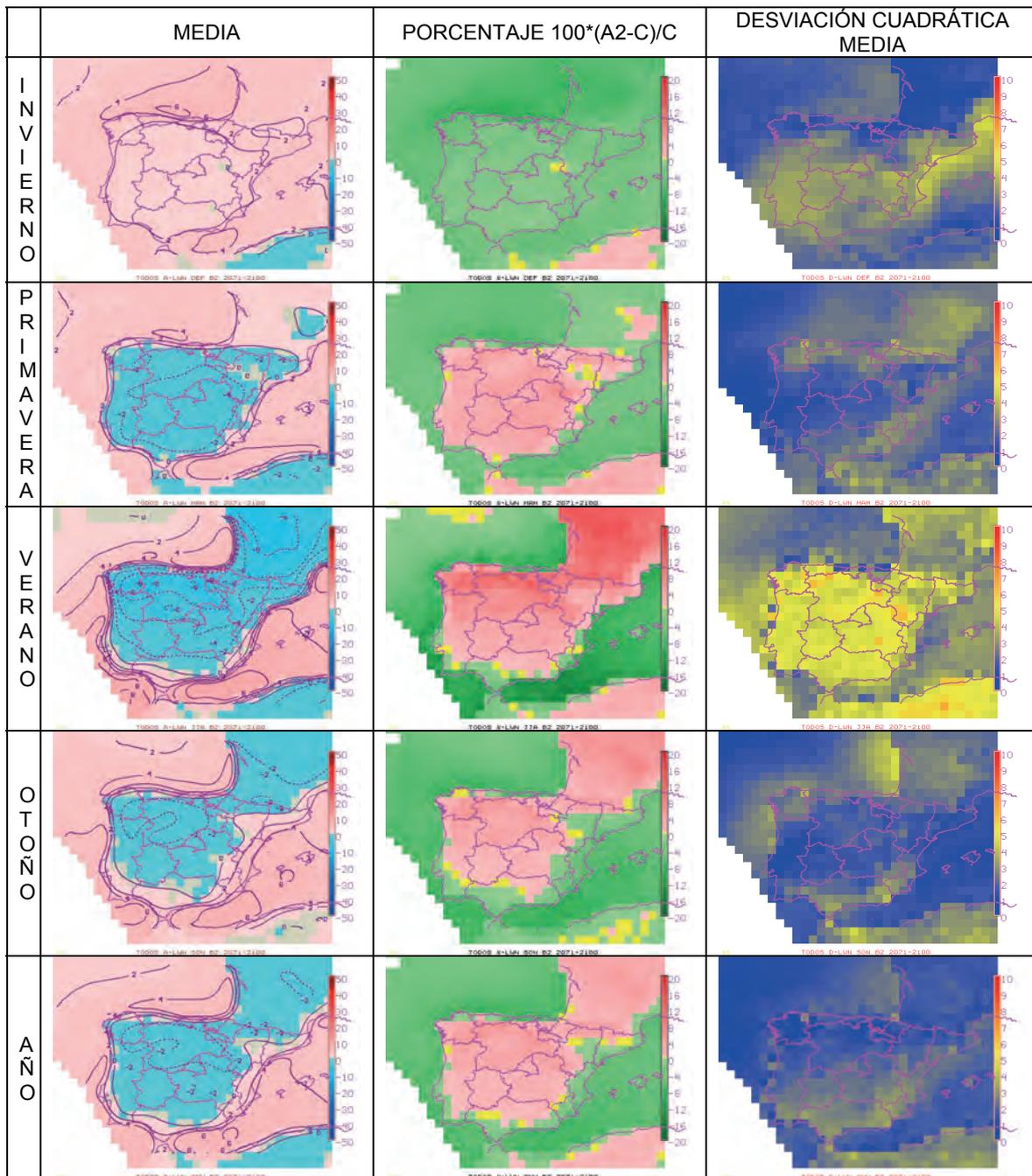


Figura 101

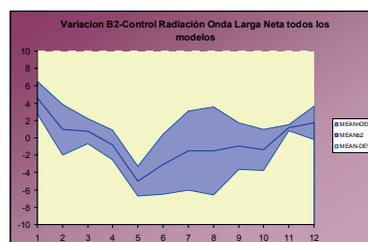


Figura 102

ANOMALÍAS DE RAD. DE ONDA LARGA DESCENDENTE — Escenario A2  
(todos los modelos)

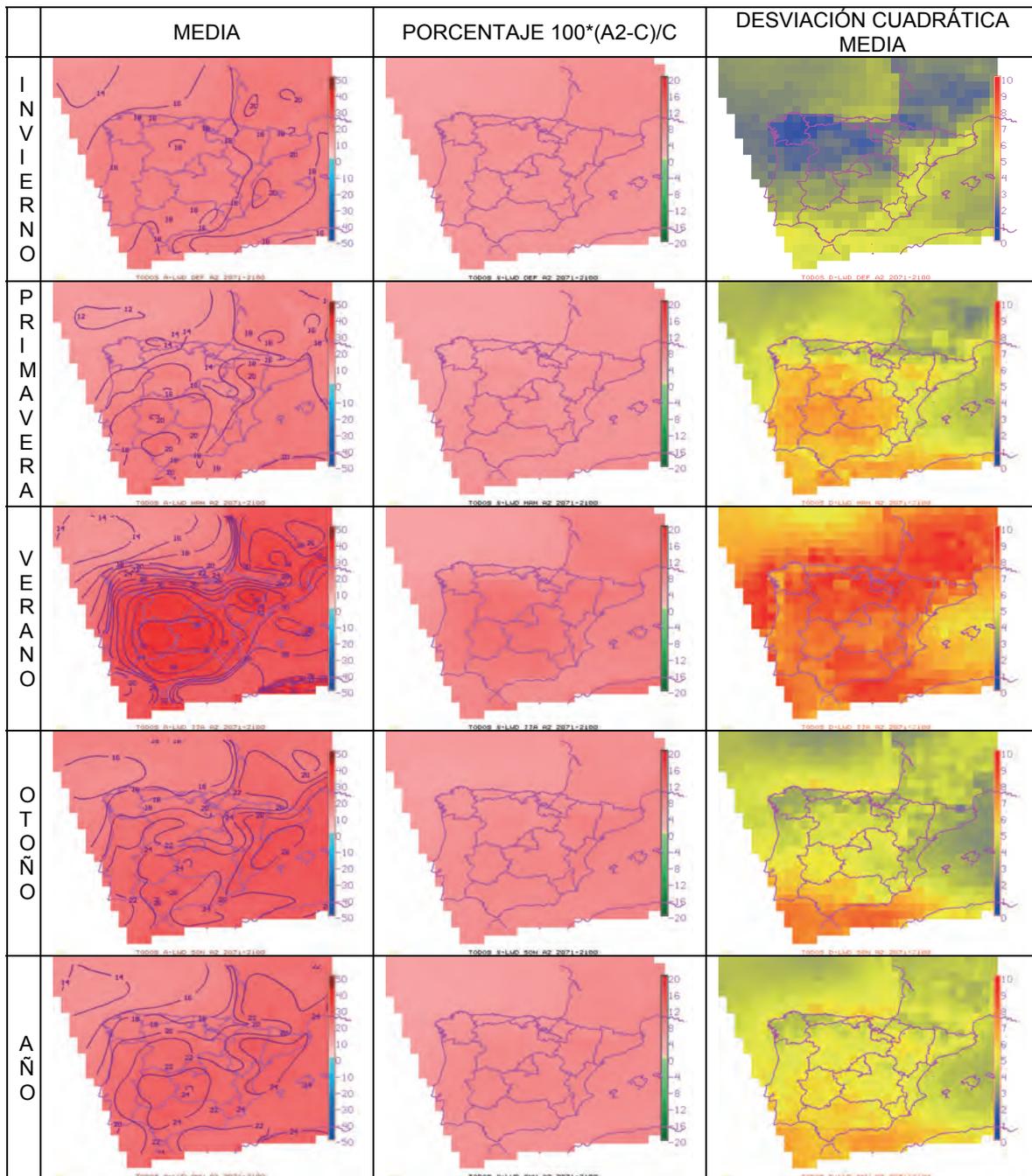


Figura 103

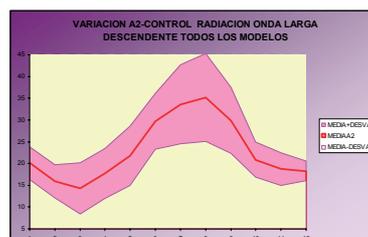


Figura 104

ANOMALÍAS DE RAD. DE ONDA LARGA DESCENDENTE — Escenario B2  
(todos los modelos)

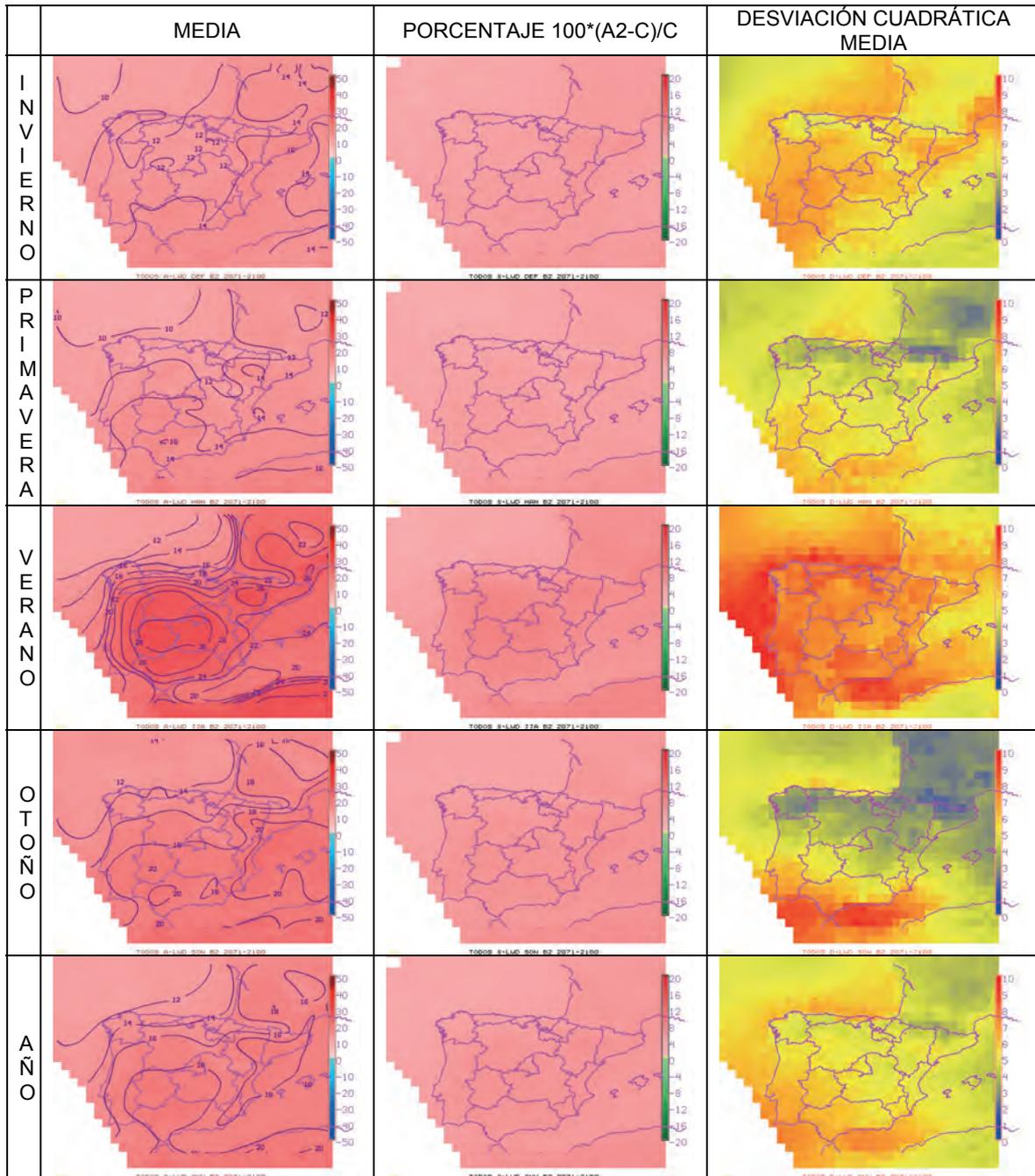


Figura 105

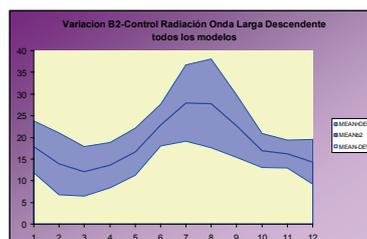


Figura 106

ANOMALÍAS DE RAD. NETA TOTAL — Escenario A2 (todos los modelos)

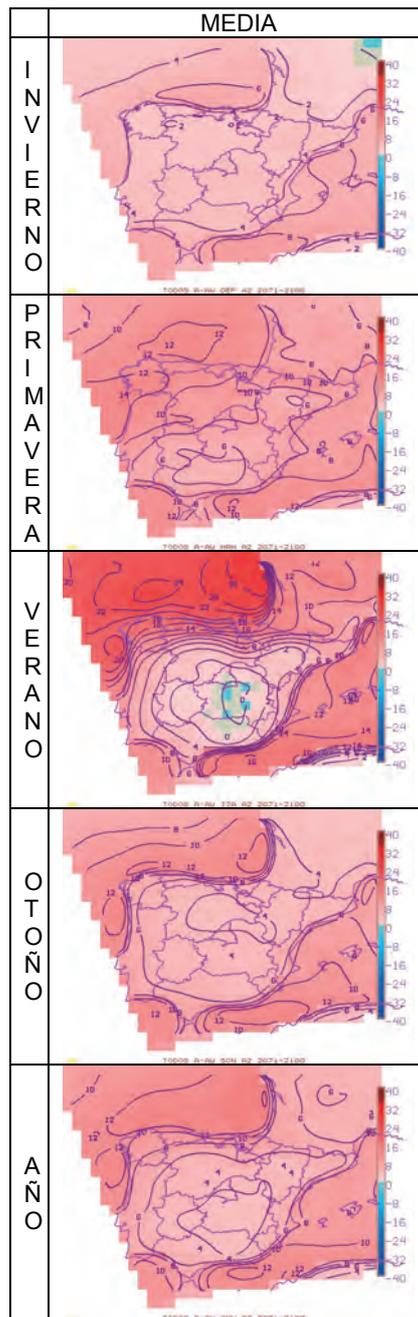


Figura 107

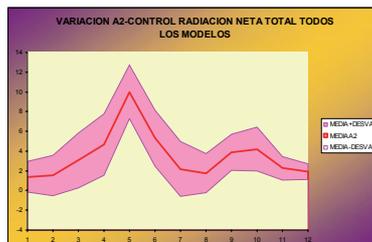


Figura 108

## ANOMALÍAS DE RAD. NETA TOTAL — Escenario B2 (todos los modelos)

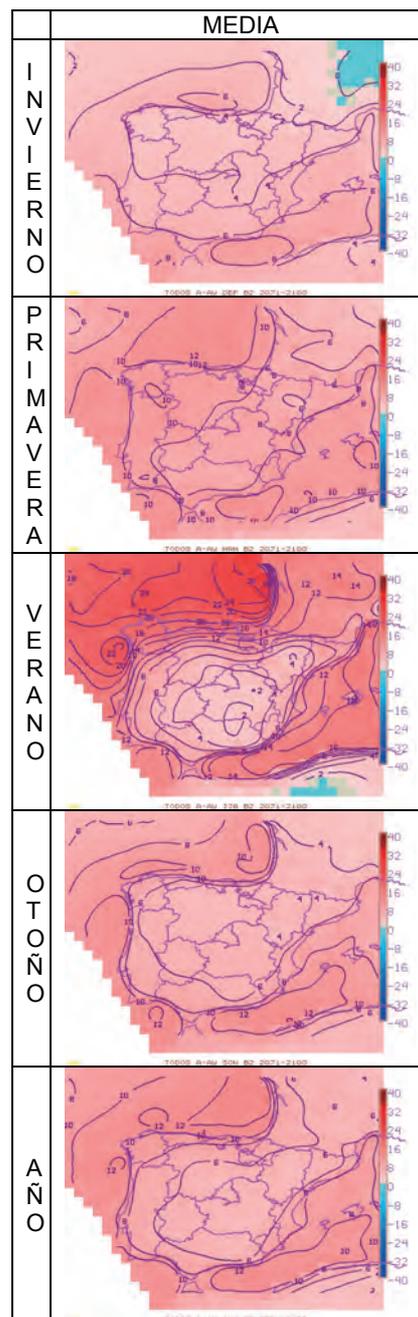


Figura 109

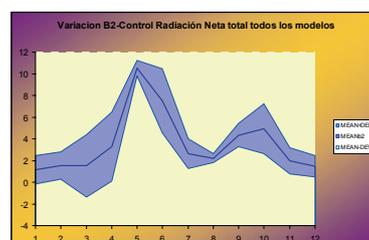


Figura 110

ANOMALÍAS DE RAD. ONDA LARGA EMITIDA POR EL SUELO — Escenario A2  
(todos los modelos)

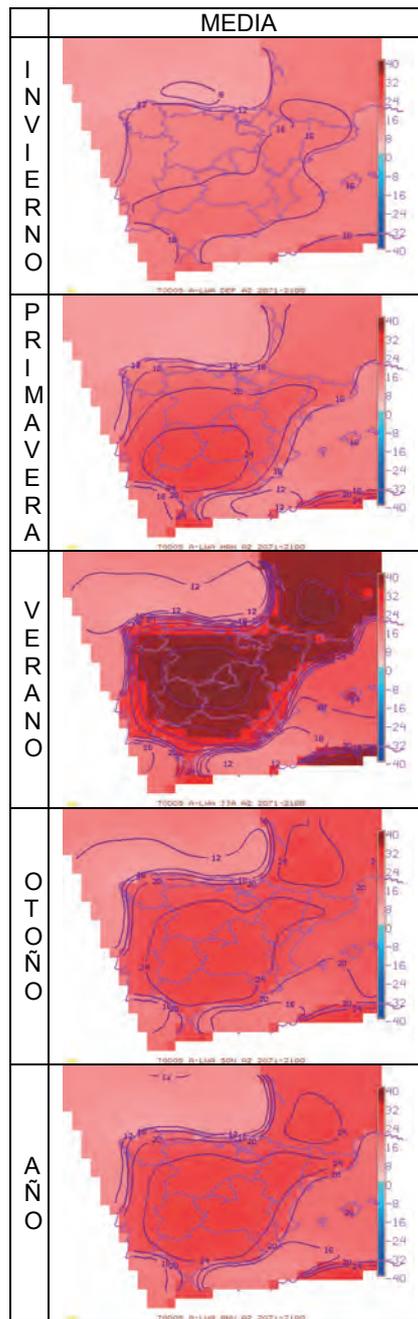


Figura 111

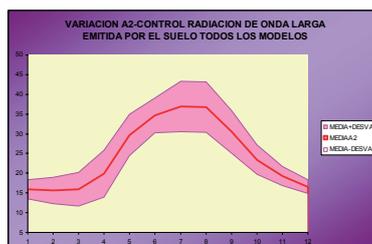


Figura 112

ANOMALÍAS DE RAD. ONDA LARGA EMITIDA POR EL SUELO — Escenario B2  
(todos los modelos)

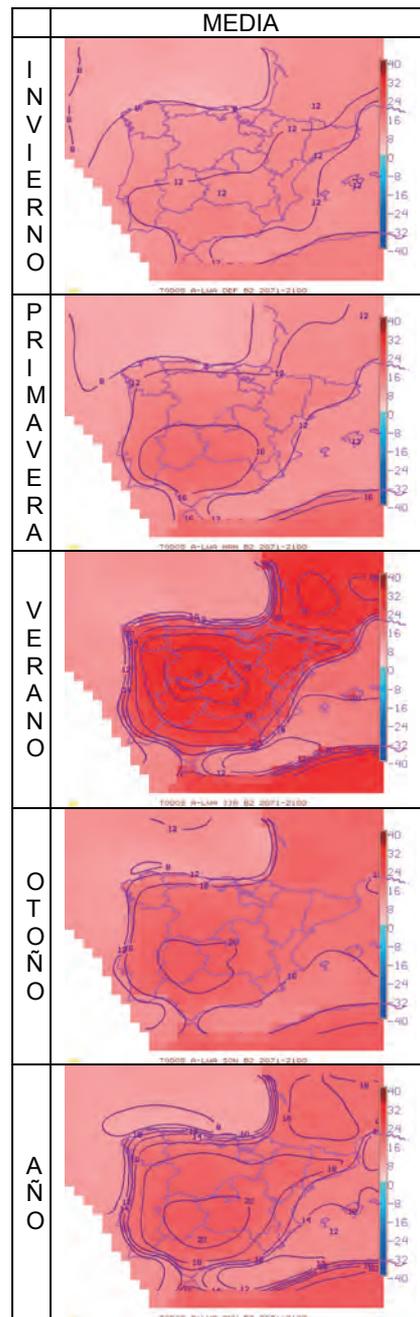


Figura 113

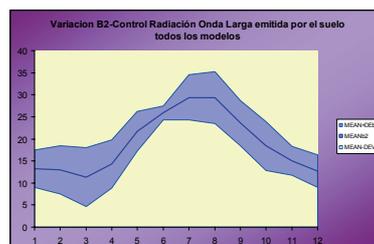


Figura 114

ANOMALÍAS DE NUBOSIDAD — Escenario A2 (todos los modelos)

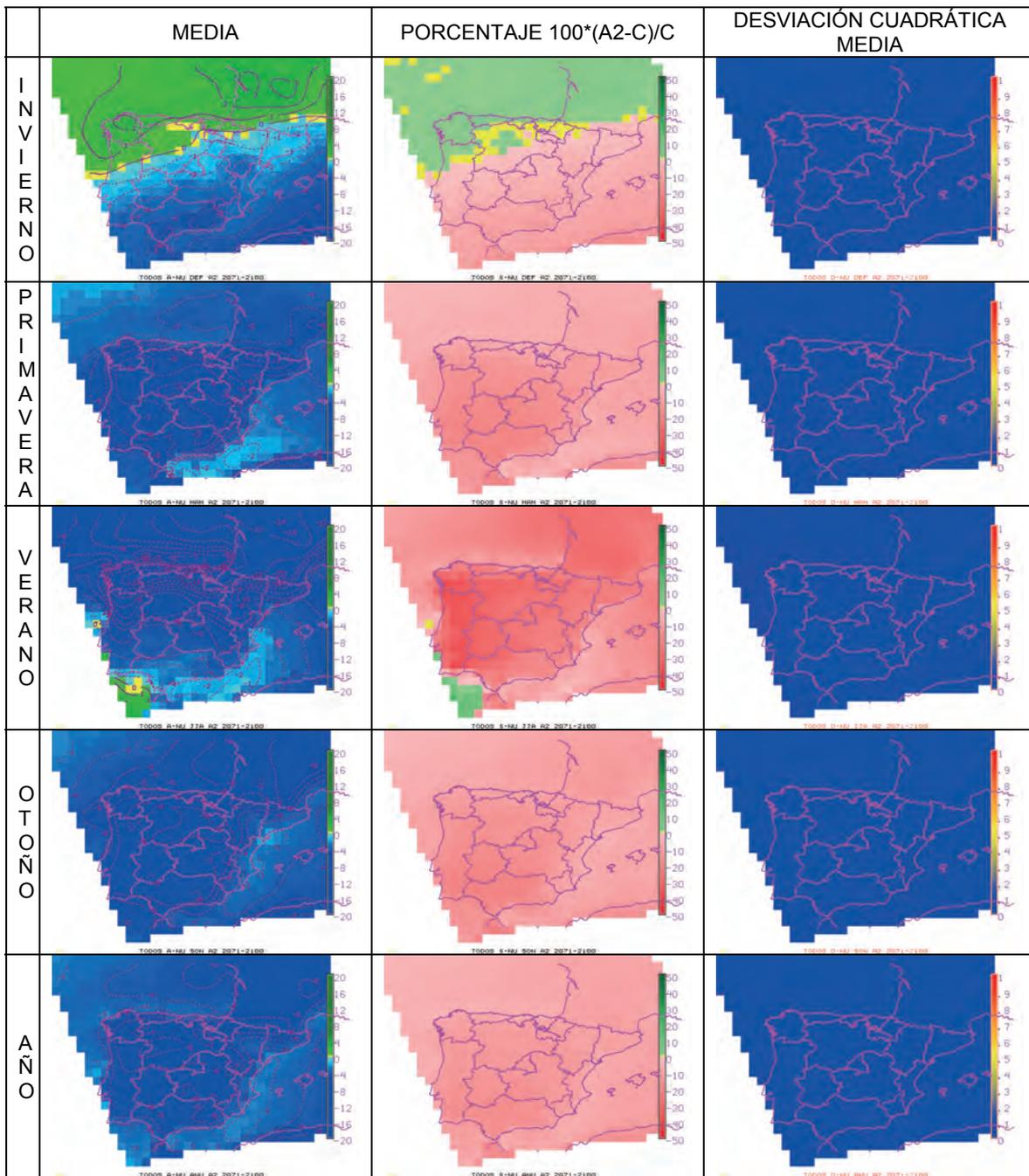


Figura 115

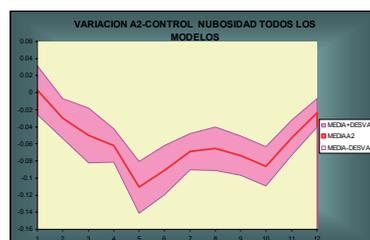


Figura 116

ANOMALÍAS DE NUBOSIDAD — Escenario B2 (todos los modelos)

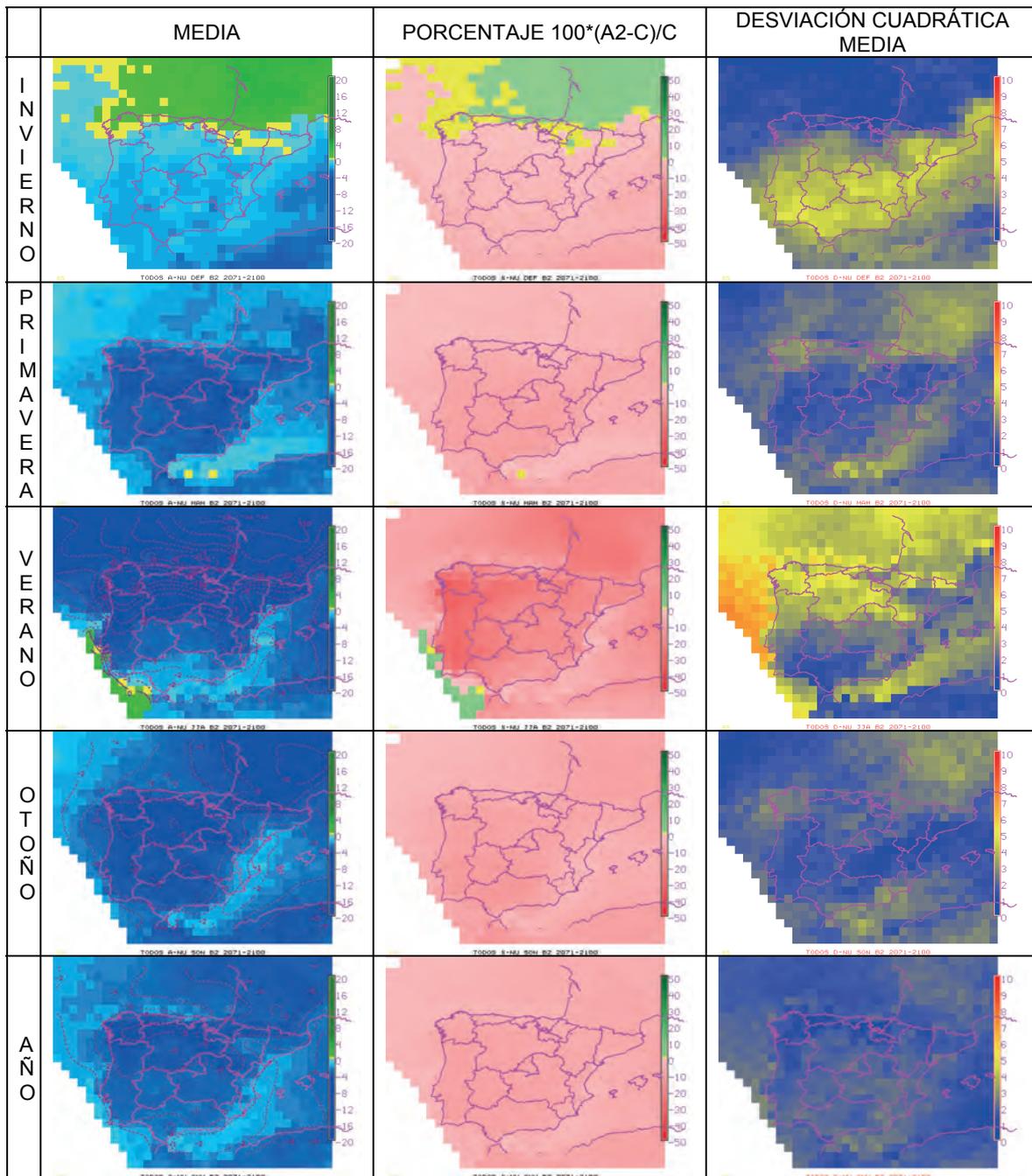


Figura 117

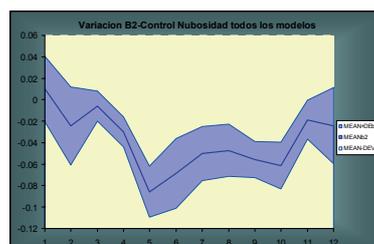


Figura 118

ANOMALÍAS DE VIENTO A 10 m — Escenario A2 (todos los modelos)

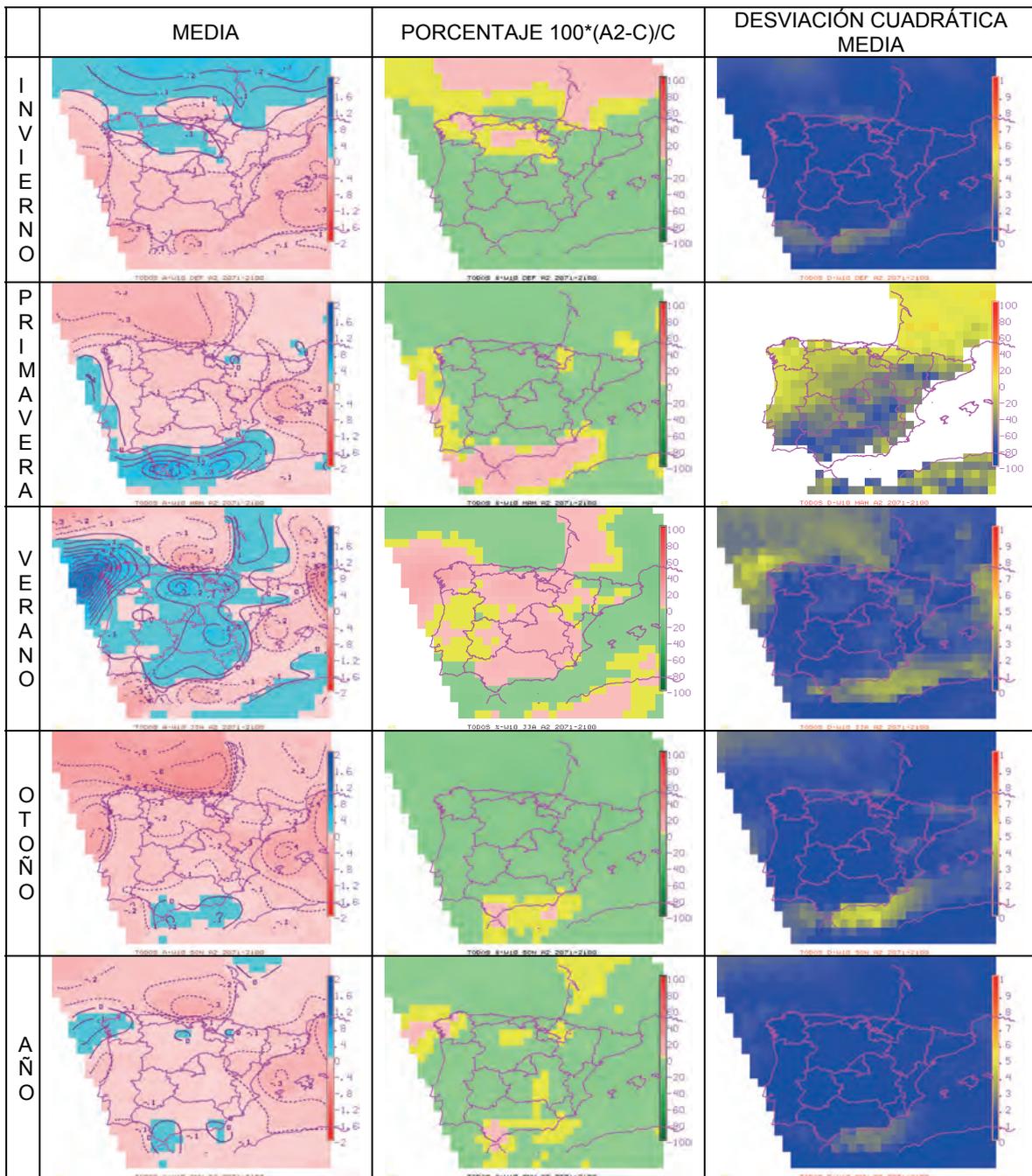


Figura 119



Figura 120

ANOMALÍAS DE VIENTO A 10 m — Escenario B2 (todos los modelos)

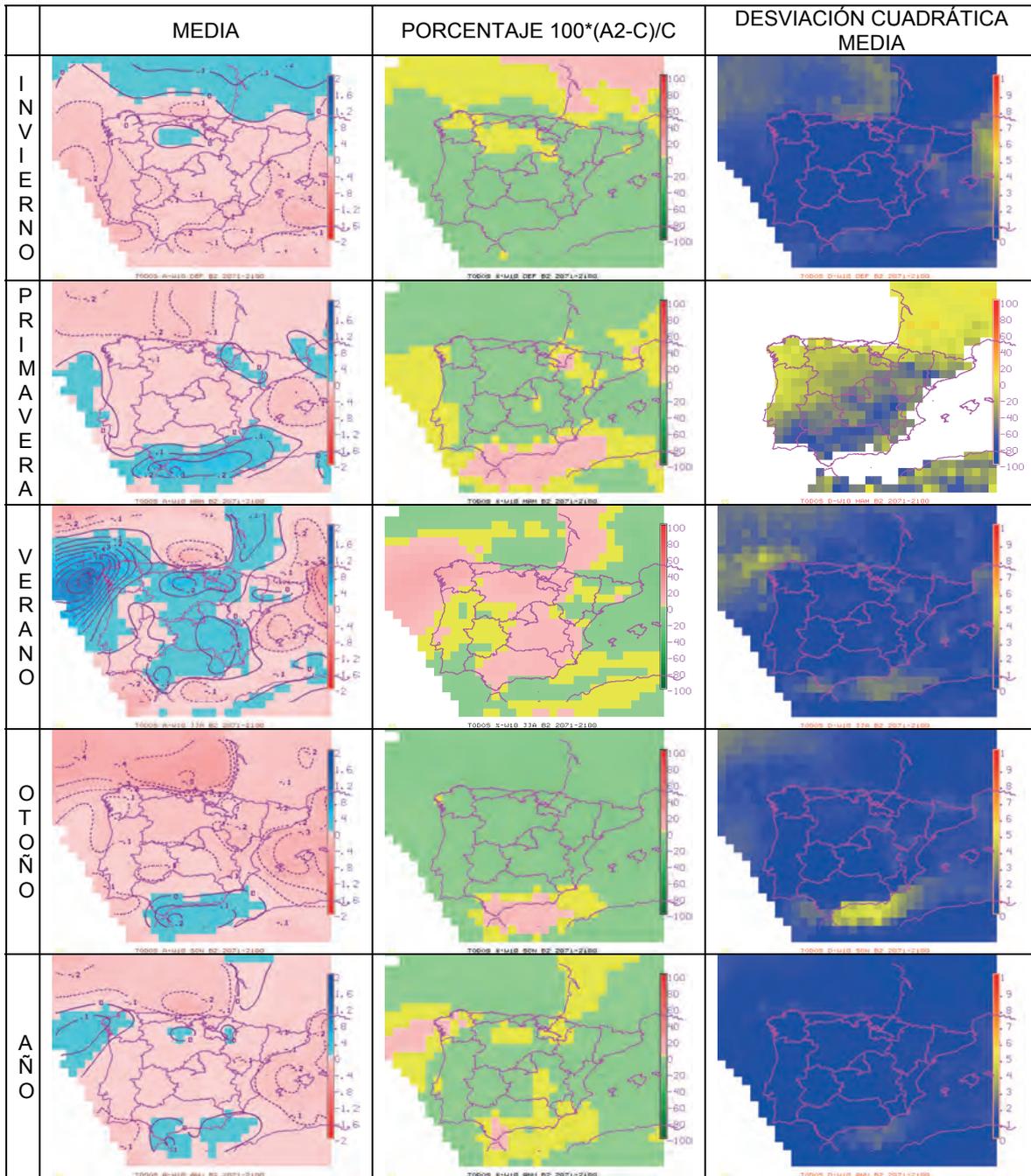


Figura 121

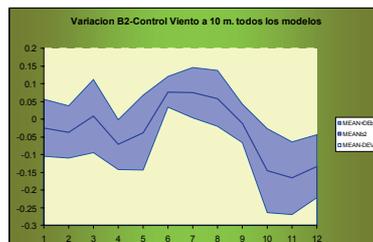


Figura 122

ANOMALÍAS DE PRESION A NIVEL DEL MAR — Escenario A2 (todos los modelos)

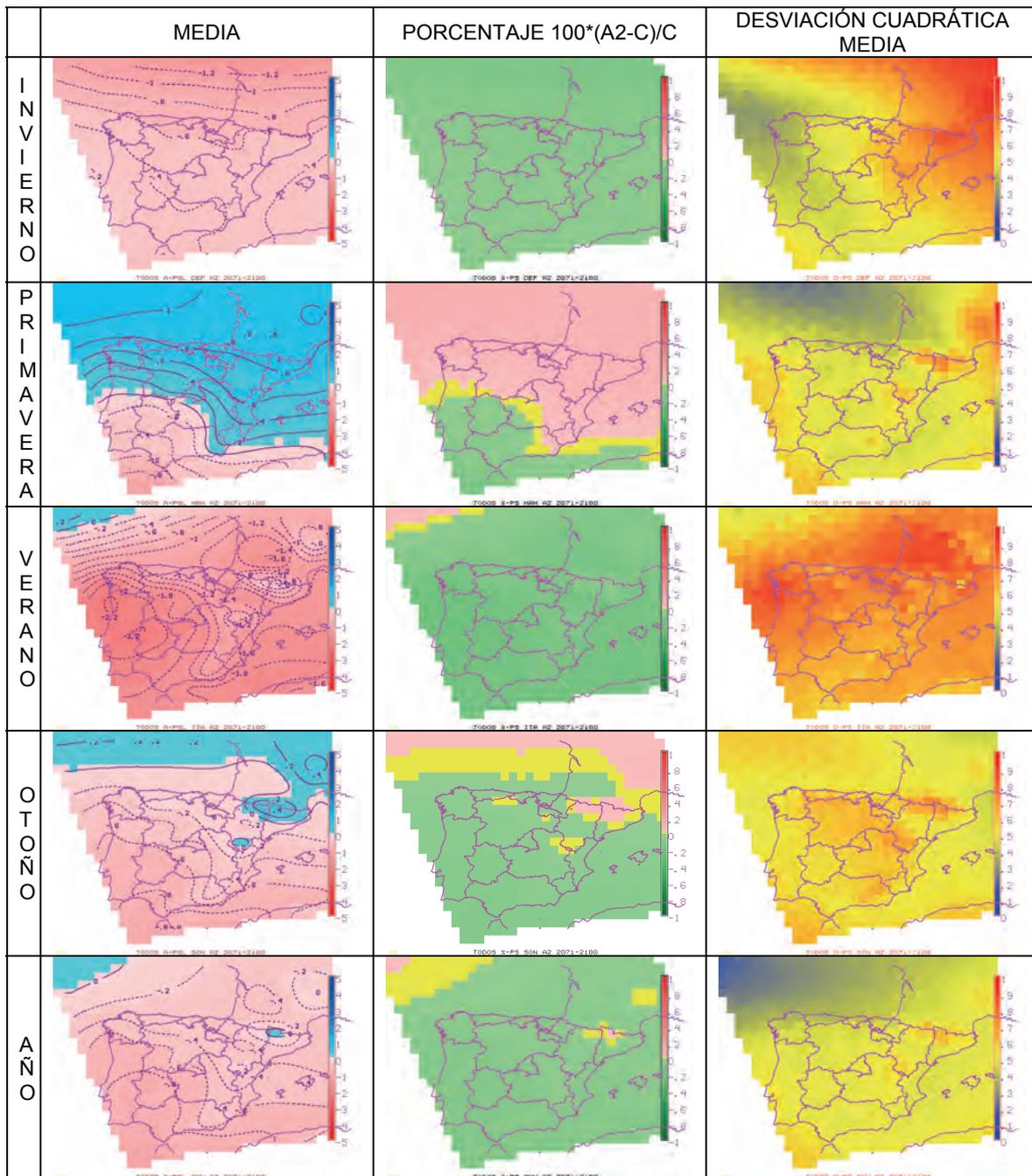


Figura 123

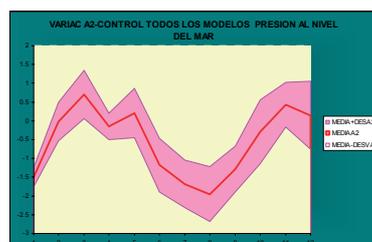


Figura 124

ANOMALÍAS DE PRESION A NIVEL DEL MAR — Escenario B2 (todos los modelos)

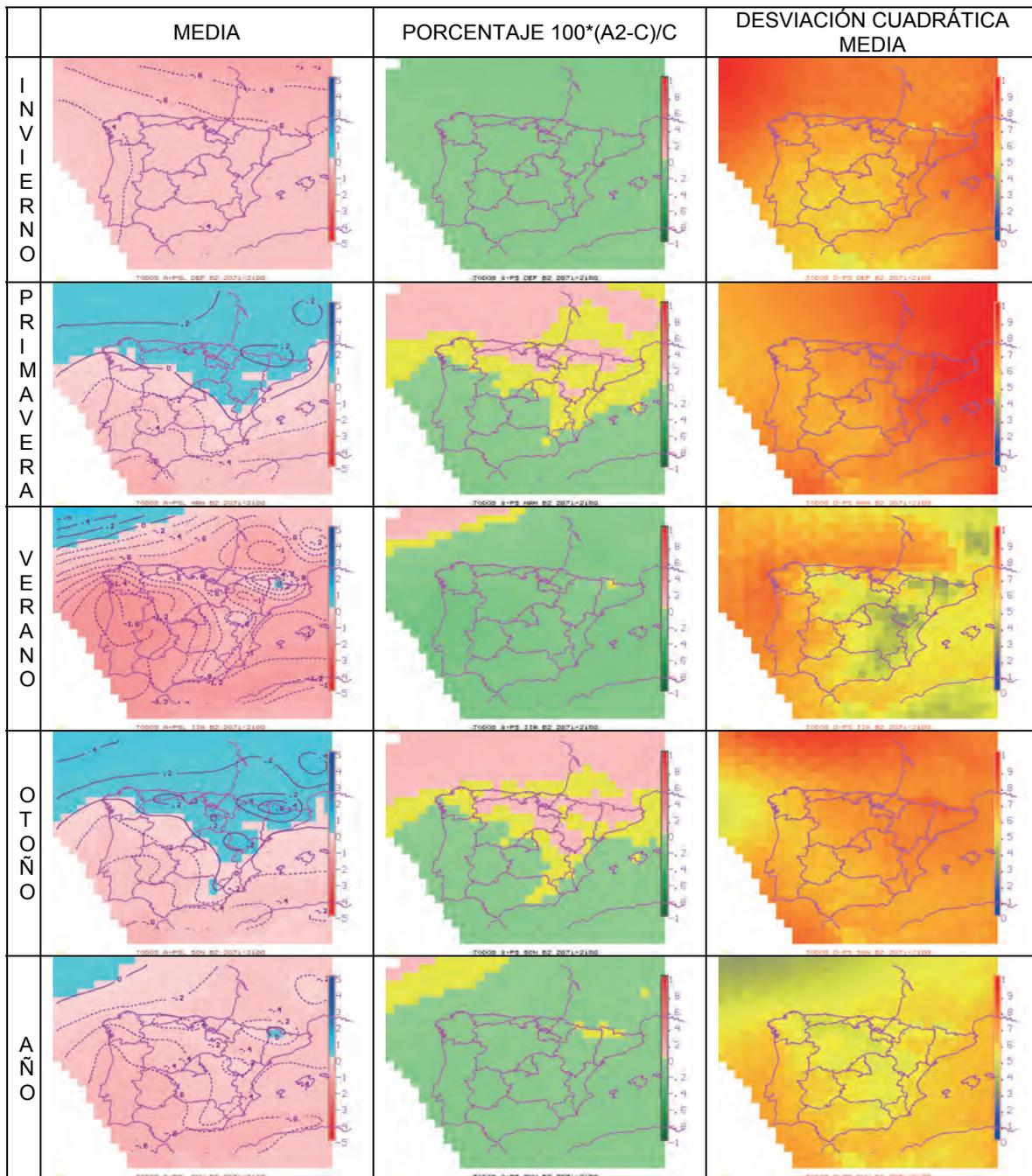


Figura 125

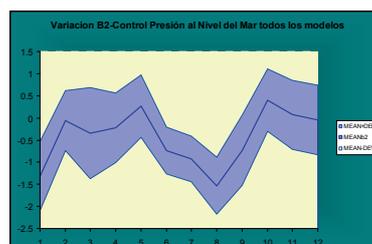


Figura 126

ANOMALÍAS DE CALOR LATENTE DE VAPORIZACIÓN — Escenario A2  
(todos los modelos)

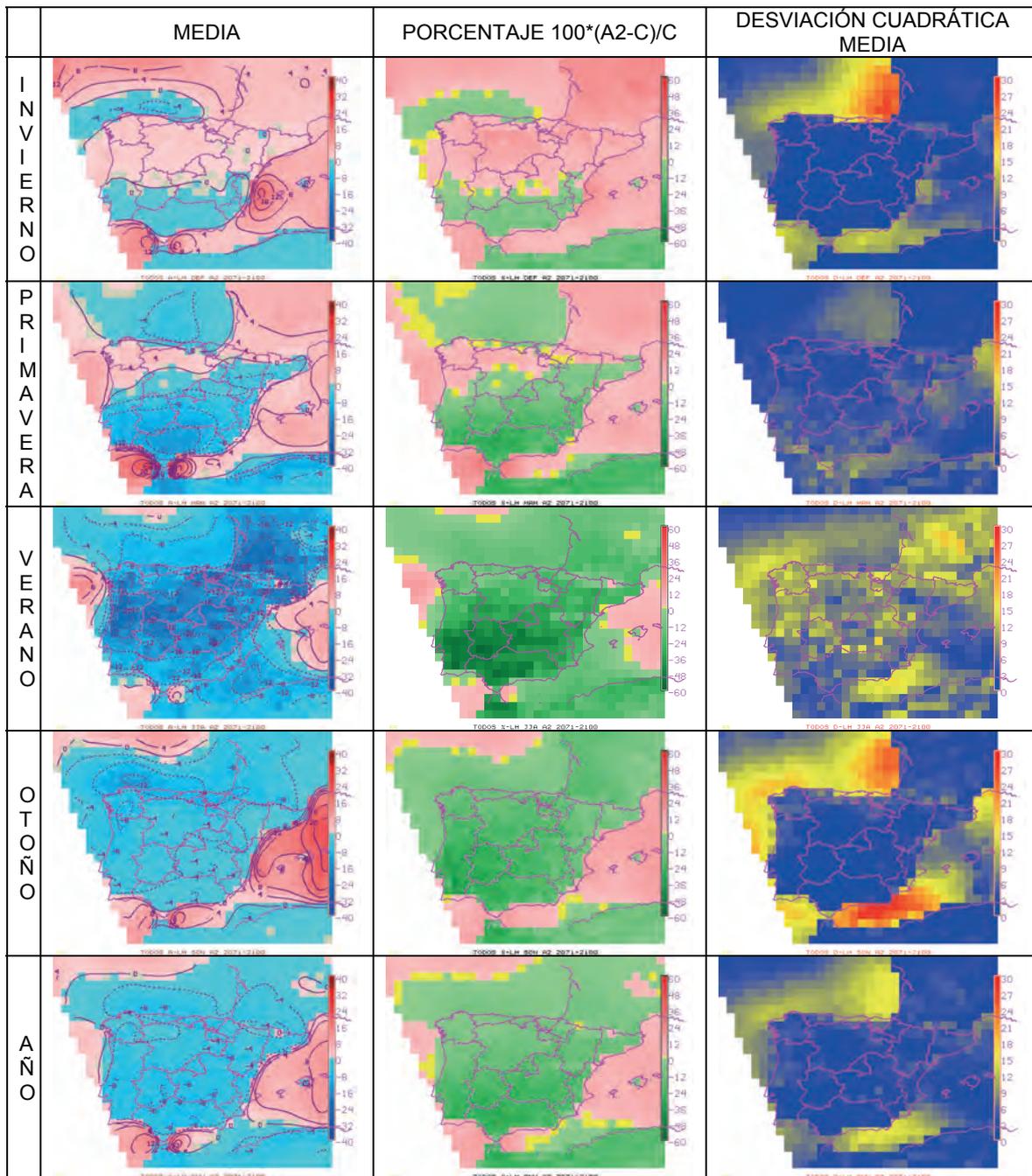


Figura 127

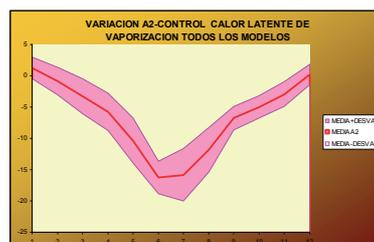


Figura 128

ANOMALÍAS DE CALOR LATENTE DE VAPORIZACIÓN — Escenario B2  
(Todos los modelos)

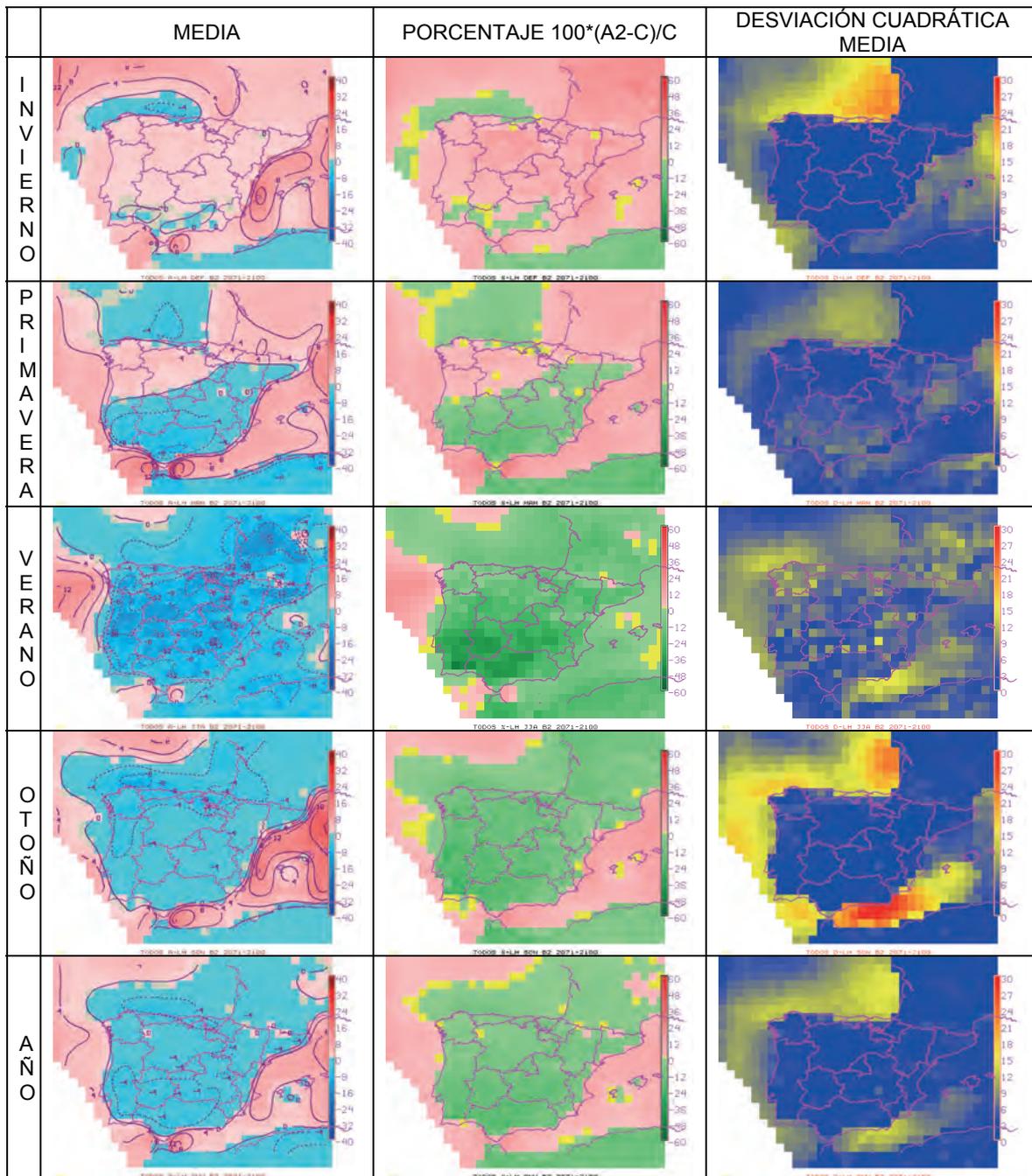


Figura 129

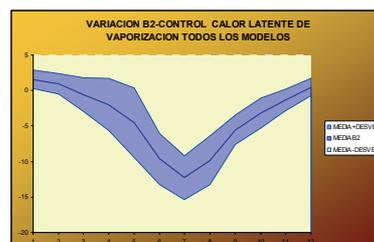


Figura 130

## ANEXO II

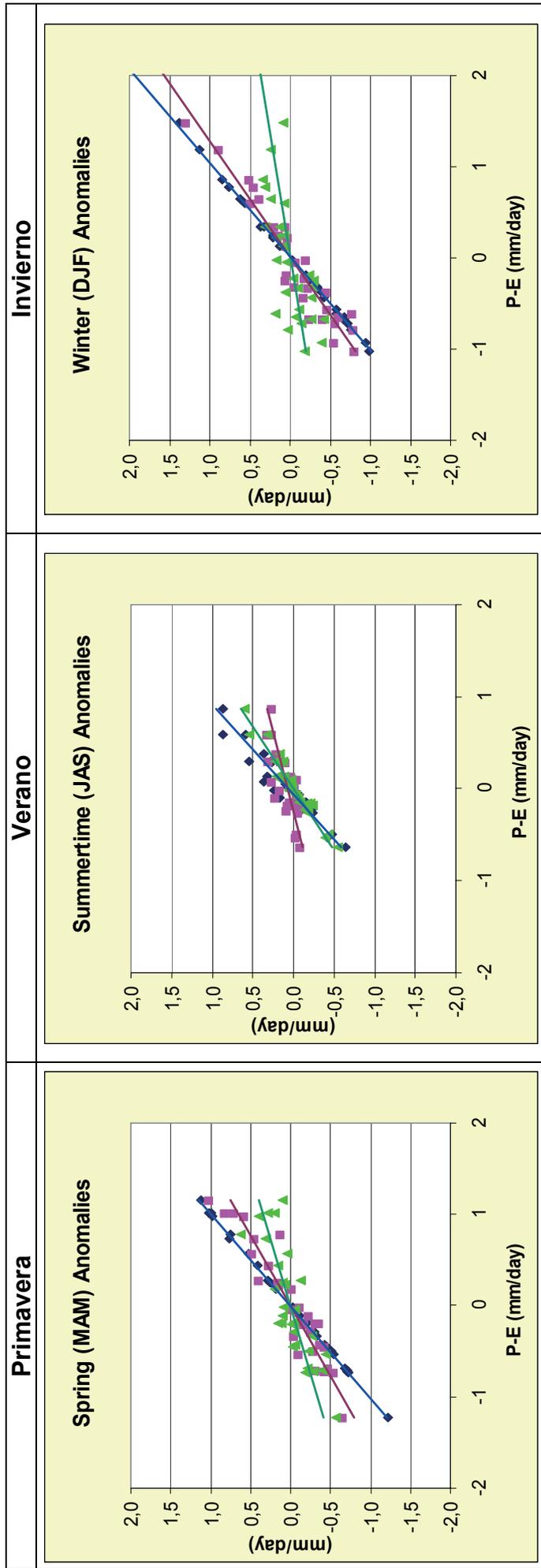
### ANOMALÍAS DE $P - E$ FRENTE A LAS ANOMALÍAS DE ESCORRENTÍA Y ALMACENAMIENTO

El reparto de aporte neto de agua al suelo ( $P - E$ ) entre escorrentía y almacenaje de agua en el suelo es una importante propiedad del sistema hidrológico. Las anomalías en  $P - E$  deben inferir anomalías en escorrentía o en el almacenamiento para que se mantenga el ciclo hidrológico. El agua que va a escorrentía se pierde y no puede ser evaporada localmente, mientras que el contenido de agua en el suelo es un almacenamiento válido para posterior evaporación o escorrentía.

En las páginas siguientes se muestra el comportamiento de los MCR PRUDENCE (siguiendo a VAN DEN HURK ET AL., 2005) mostrando para la Península Ibérica el reparto de las anomalías de  $P - E$  de los distintos años del período control en primavera e invierno entre las anomalías de escorrentía y de almacenamiento de agua en el suelo.

Cada punto (cuadrados o triángulos) representa una anomalía del valor promediada para la primavera hidrológica (MAM) o el invierno (DEF), es decir, la diferencia entre el dato del mes en cada año menos la media de todos los años para ese mes, y después se calcula el promedio de estas diferencias para la primavera o el verano.

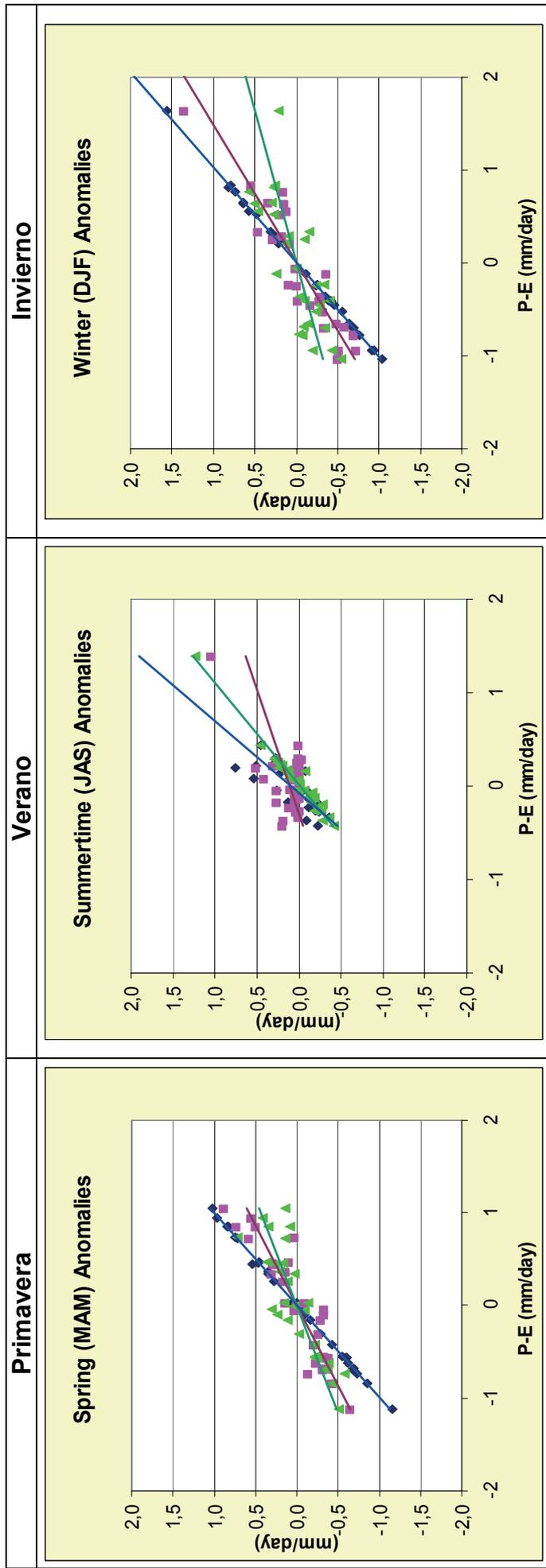
Resumen de Anomalías para el periodo de control: modelo UCM



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrentía	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,65	0,34	0,99
Verano	0,28	0,76	1,04
Invierno	0,80	0,18	0,98

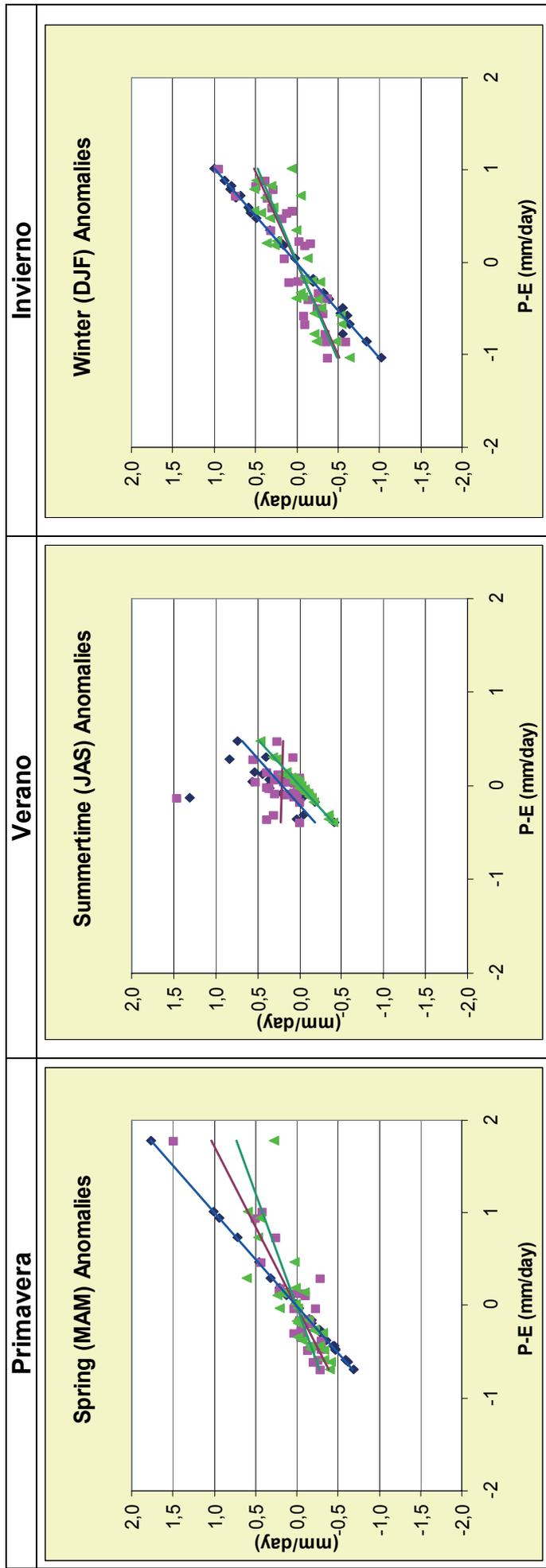
Resumen de Anomalías para el período de control: modelo SMHI\_H



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrenría	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,58	0,43	1,01
Verano	0,38	0,94	1,32
Invierno	0,68	0,30	0,98

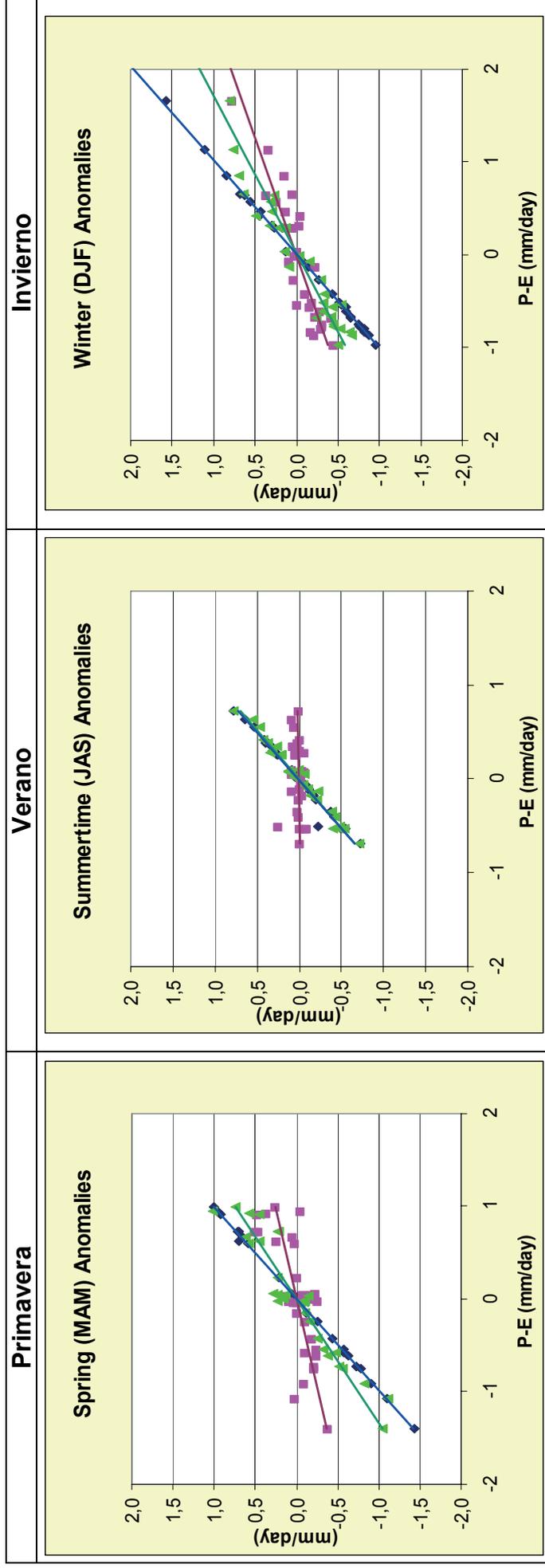
Resumen de Anomalías para el periodo de control: modelo SMHI\_E



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrentía	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,58	0,41	0,99
Verano	-0,02	0,94	0,92
Invierno	0,51	0,47	0,97

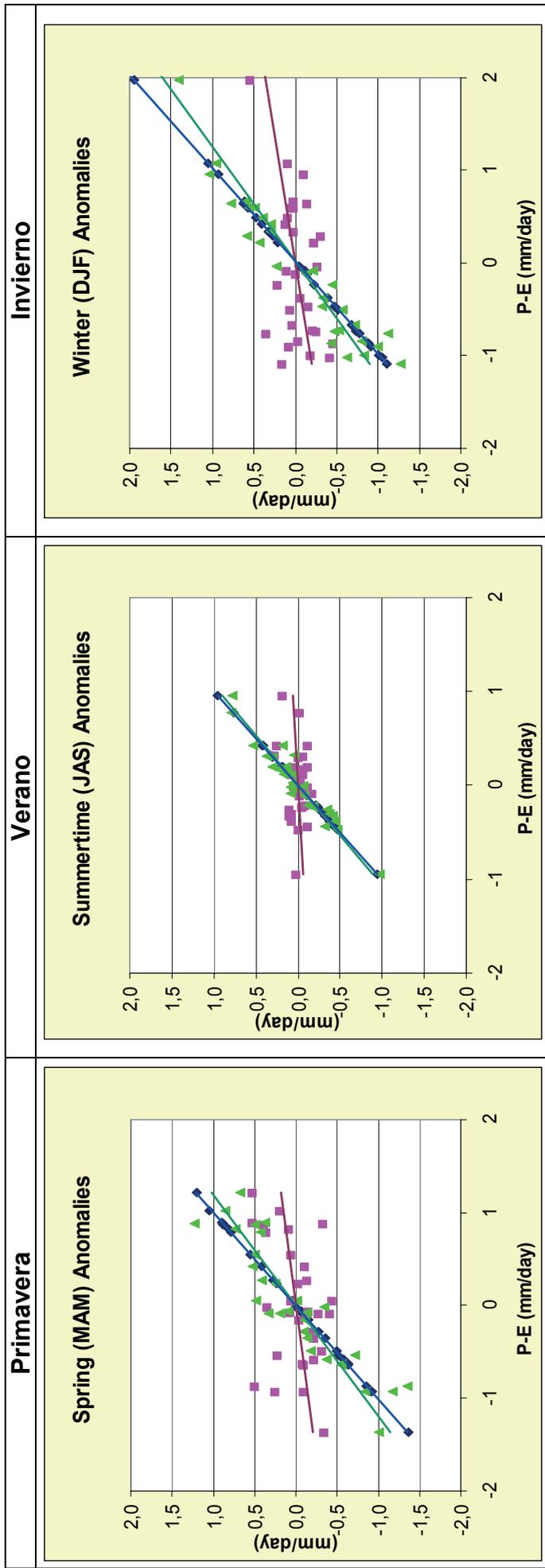
Resumen de Anomalías para el período de control: modelo MPI



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrenría	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,26	0,75	1,01
Verano	0,02	0,96	0,98
Invierno	0,39	0,59	0,98

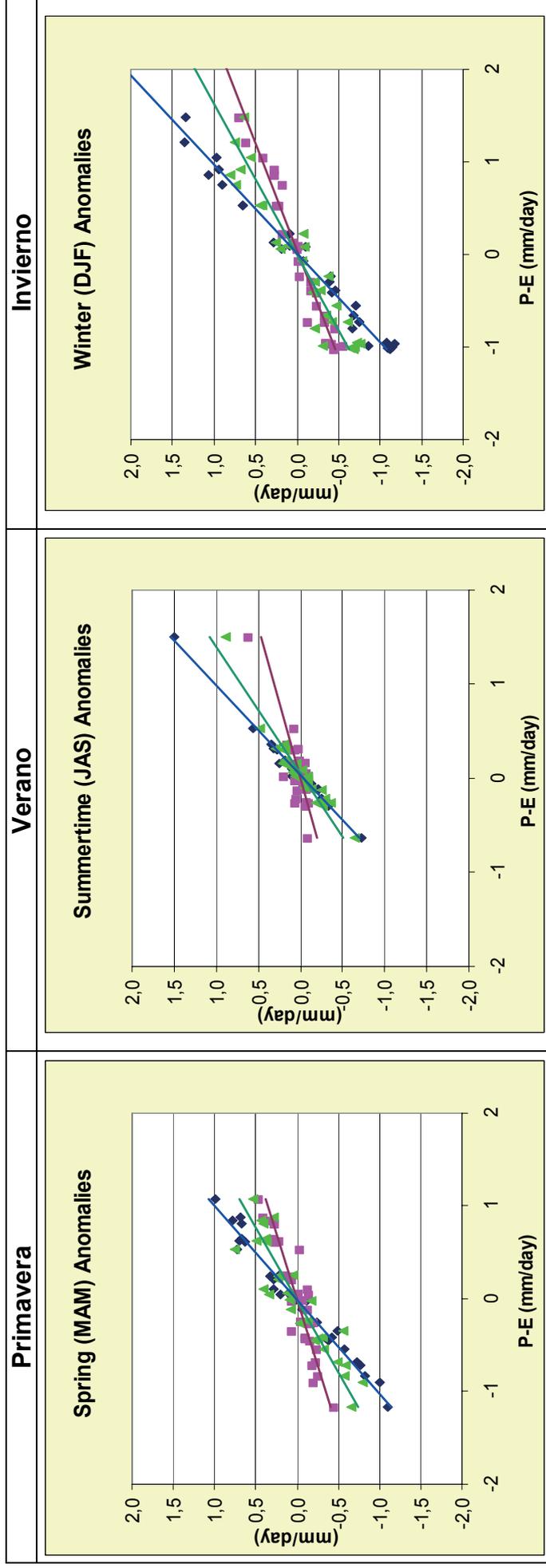
Resumen de Anomalías para el período de control: modelo KNMI



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrenría	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,15	0,85	1,00
Verano	0,06	0,94	1,00
Invierno	0,18	0,81	1,00

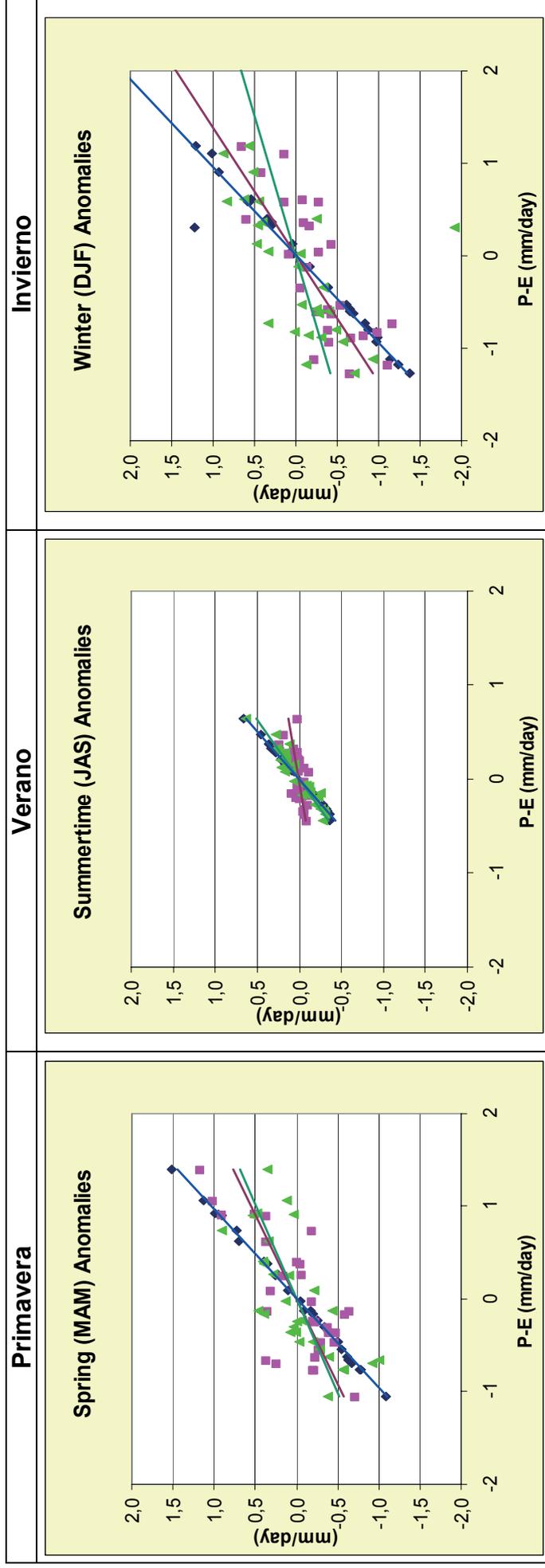
Resumen de Anomalías para el período de control: modelo ICTP



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrenría	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,35	0,64	0,98
Verano	0,31	0,74	1,05
Invierno	0,43	0,61	1,04

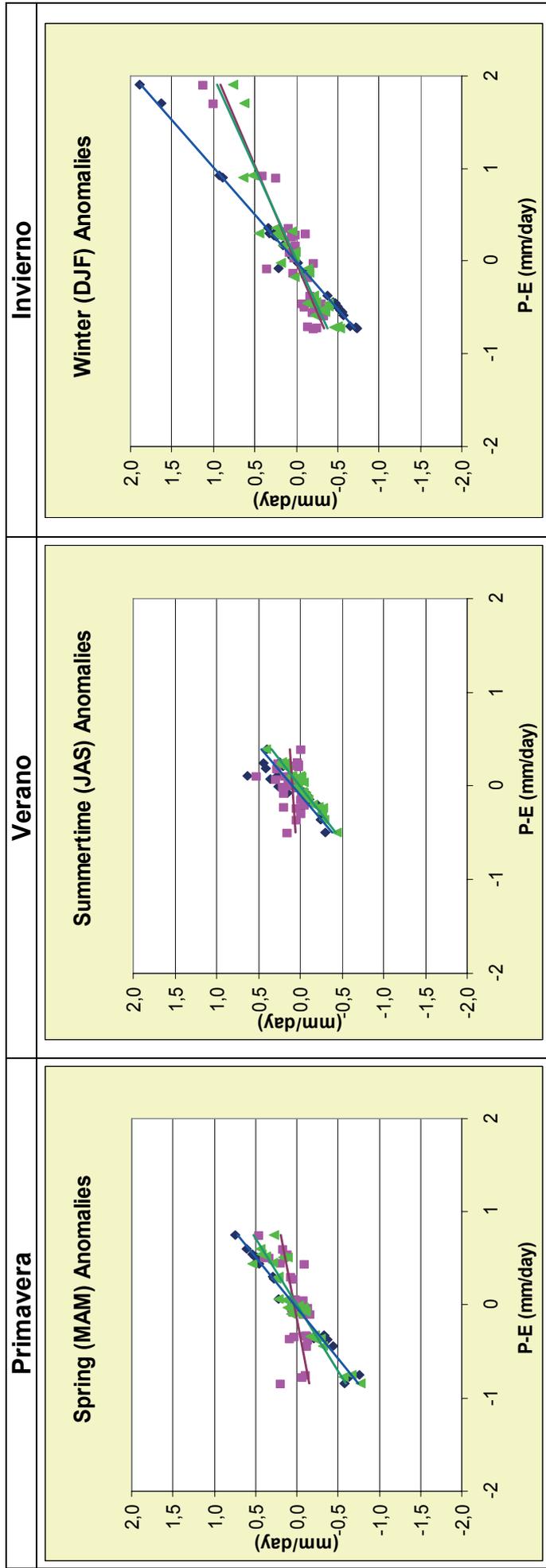
**Resumen de Anomalías para el período de control: modelo GKSS**



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrenría	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,55	0,49	1,04
Verano	0,19	0,79	0,98
Invierno	0,73	0,33	1,06

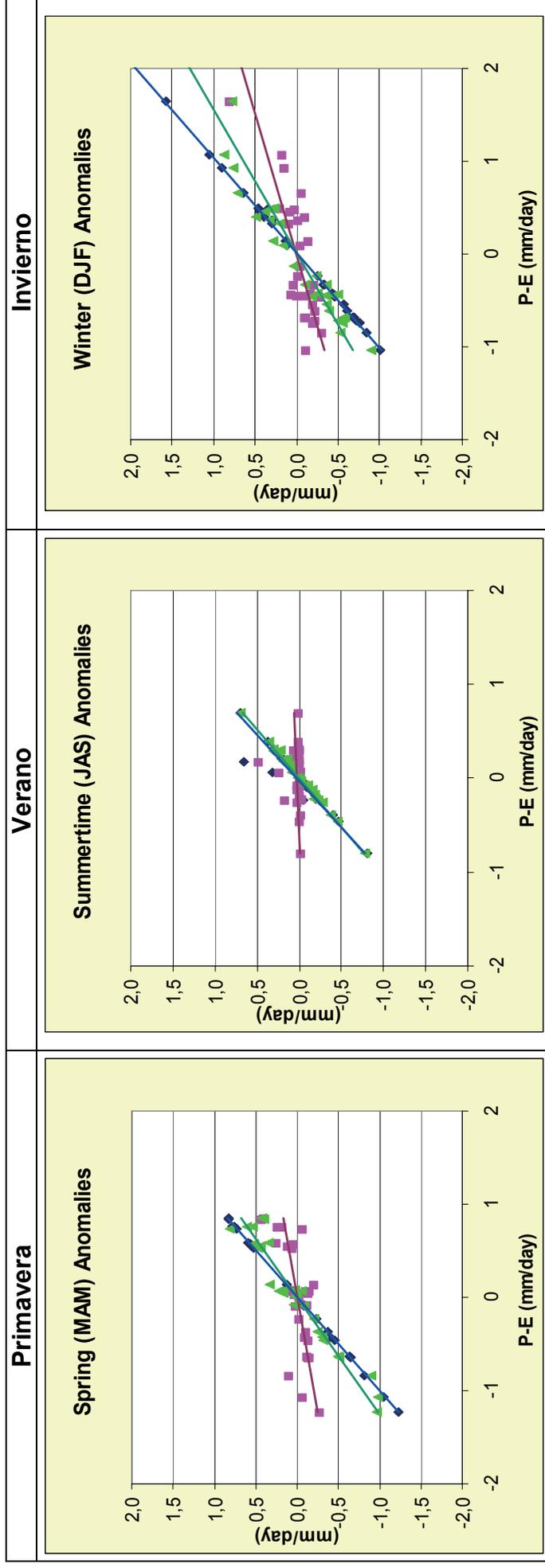
Resumen de Anomalías para el período de control: modelo ETH



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrentía	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,22	0,70	0,92
Verano	0,09	0,86	0,96
Invierno	0,47	0,51	0,98

Resumen de Anomalías para el período de control: modelo DMI\_H



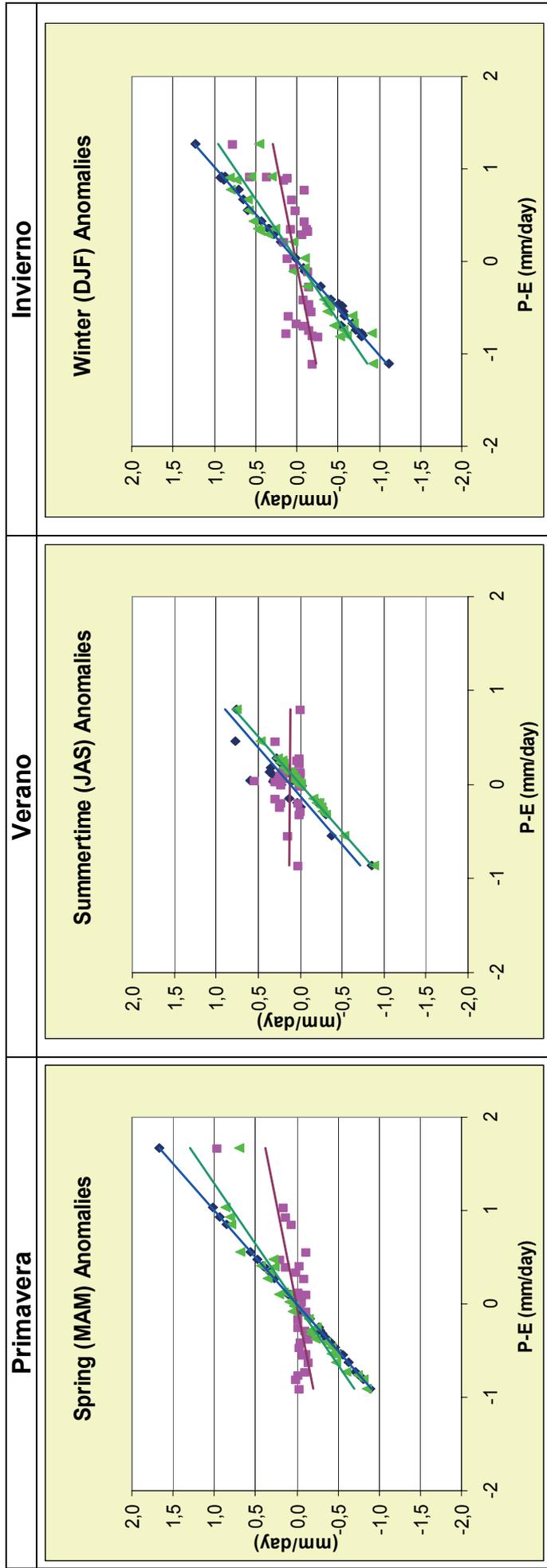
◆ SUMA

■ ESCORRENTIA

▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrentía	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,20	0,79	0,99
Verano	0,05	0,96	1,01
Invierno	0,33	0,65	0,98

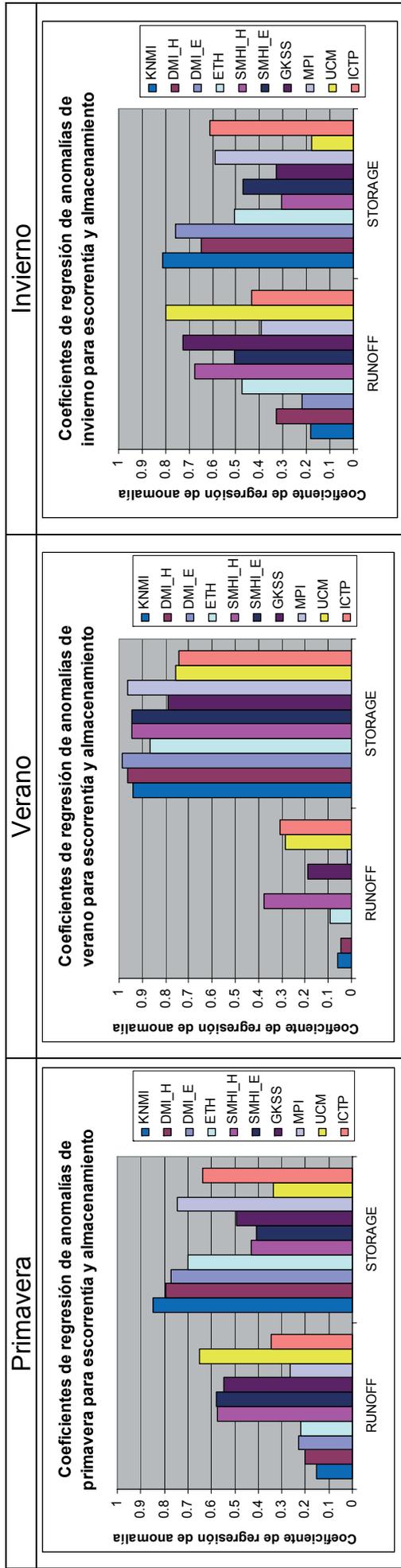
**Resumen de Anomalías para el período de control: modelo DMI\_E**



- ◆ SUMA
- ESCORRENTIA
- ▲ ALMACENAMIENTO

Pendiente Regresión	Escorrentía	Almacenamiento	Suma
Primavera	0,23	0,77	1,00
Verano	-0,01	0,99	0,98
Invierno	0,22	0,76	0,98

	Coeficientes Regresión Anomalías											
	PRIMAVERA (MAM)				VERANO (JAS)				INVIERNO (DJF)			
	ESCORRENTÍA	ALMACENADA	SUMA	ESCORRENTÍA	ALMACENADA	SUMA	ESCORRENTÍA	ALMACENADA	SUMA			
DMI_E	0,2271	0,7696	1,00	-0,0102	0,9870	0,98	0,2212	0,7599	0,98			
DMI_H	0,2009	0,7935	0,99	0,0463	0,9630	1,01	0,3290	0,6479	0,98			
CNRM	0,3376	0,0010	0,34	0,0882	-0,0002	0,09	0,4730	0,0020	0,48			
ETH	0,2177	0,6975	0,92	0,0911	0,8649	0,96	0,4736	0,5060	0,98			
GKSS	0,5457	0,4942	1,04	0,1873	0,7903	0,98	0,7280	0,3289	1,06			
ICTP	0,3475	0,6365	0,98	0,3085	0,7413	1,05	0,4317	0,6118	1,04			
KNMI	0,1516	0,8454	1,00	0,0591	0,9385	1,00	0,1841	0,8112	1,00			
MPI	0,2633	0,7464	1,01	0,0164	0,9634	0,98	0,3946	0,5902	0,98			
SMHI_E	0,5796	0,4072	0,99	-0,0198	0,9437	0,92	0,5053	0,4690	0,97			
SMHI_H	0,5753	0,4308	1,01	0,3780	0,9437	1,32	0,6762	0,3040	0,98			
UCM	0,6509	0,3381	0,99	0,2823	0,7588	1,04	0,7982	0,1789	0,98			



## ACRÓNIMOS

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AR4	Fourth Assessment Report (IPCC)
<i>AH2M</i>	Humedad absoluta a dos metros
BDCN	Banco de Datos Climatológico Nacional
BES	Balance de Energía en Superficie
BHO	Balance Hídrico Operativo
CM	Capa de mezcla
CNRM	Centro Nacional de Investigaciones Meteorológicas de Francia
DMI	Instituto Meteorológico de Dinamarca
<i>E</i>	Evapotranspiración
ECHAM4	European Center Hamburg Model 4
ECMWF	Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio
ETH	Escuela Superior Politécnica de Zurich
ERA	Reanálisis del ECMWF
ESS	Esquema de la superficie del suelo
<i>FE</i>	Fracción Evaporativa
GEI	Gases de Efecto Invernadero
GKSS	Instituto de Investigaciones Costeras de Alemania
HadAM3H	Hadley Centre Atmospheric Model 3
HC	Centro Hadley
HN	Hemisferio Norte
<i>HR2m</i>	Humedad Relativa a dos metros
ICTP	Centro Internacional de Física Teórica de Italia
IPCC	Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático
IEEE	Informe Especial sobre Escenarios de Emisión del IPCC
KNMI	Real Instituto Meteorológico de Holanda
<i>LH</i>	Flujo de Calor Latente en superficie
<i>LWA</i>	Radiación de onda larga ascendente en superficie
<i>LWD</i>	Radiación de onda larga descendente en superficie
<i>LWN</i>	Radiación de onda larga neta en superficie

MCG	Modelo Climático de Circulación General
MCGAO	Modelo Climático Global Atmósfera-Océano
MCR	Modelo Climático Regional
MPI	Instituto Max Planck
NCA	Nivel de condensación por ascenso
$P$	Precipitación
PCMDI	Programa para la Diagnósis e Intercomparación de Modelos Climáticos
$p_{NCA}$	Presión del nivel de condensación por ascenso
PRUDENCE	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
$R$	Escorrentía (Runoff)
$RN$	Radiación neta total en superficie
$S$	Almacenamiento de agua en el suelo
$SH$	Flujo de Calor Sensible en superficie
SMHI	Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia
SRES	Special Report on Emission Scenarios (Informe Especial sobre Escenarios de Emisión del IPCC)
SUL	aerosoles sulfato
$SWD$	Radiación de onda corta descendente en superficie
$SWN$	Radiación de onda corta neta en superficie
$T2m$	Temperatura a dos metros
$TS$	Temperatura de la superficie
UCM	Universidad Complutense de Madrid
$\alpha_{nub}$	Albedo nubosidad
$\alpha_{sup}$	Albedo de la superficie
$\beta$	Relación de Bowen