

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
DPTO. ASTROFÍSICA Y CC. DE LA ATMÓSFERA

TESIS DOCTORAL

**Análisis de las fuentes de
humedad en la cuenca
Mediterránea en el período
1980-2000**

Mar Gómez Hernández

DIRIGIDA POR: LUIS GIMENO Y RICARDO GARCÍA

DICIEMBRE 2013

© Derechos de Mar Gómez Hernández, 2013.

Todos los derechos reservados.

Ricardo García y Luis Gimeno

CERTIFICAN:

Que la presente memoria Análisis de las fuentes de humedad en la cuenca Mediterránea en el período 1980-2000 ha sido realizada bajo nuestra supervisión en el Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid y el Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo por Ricardo García y Luis Gimeno y que constituye su tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y para que conste, firmamos la presente certificación en Madrid, a 12 de diciembre de 2013.

Fdo.: Ricardo García y Luis Gimeno

Resumen

En esta tesis se han analizado las principales fuentes de humedad en ocho regiones de la cuenca Mediterránea a escala anual y estacional en un período de 21 años (1980-2000), así como la variabilidad interanual de estas. Para ello se ha utilizado el modelo de dispersión lagrangiano FLEXPART desarrollado por Stohl y James (2004, 2005) con datos del reanálisis del Centro de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) ERA-40 cada seis horas. Esta metodología se ha aplicado para calcular el balance de evaporación menos precipitación a través del cálculo de los cambios en la humedad específica a lo largo de diez días de retrotrayectorias. Este estudio constituye el primer análisis con validez climatológica de las fuentes de humedad en esta región. El estudio anual de las fuentes mostró que si se consideran aportes normalizados, el Mediterráneo Occidental es la principal fuente de humedad para la Península Ibérica y Francia y los procesos de evaporación local para el resto de regiones excepto para África Occidental donde la fuente dominante corresponde a la parte central del Mediterráneo. Si se considera el aporte total de humedad, los resultados también muestran una clara diferencia entre la estación húmeda y seca. El Mediterráneo Occidental aparece como la fuente dominante al normalizar los valores de contribución en prácticamente todas las regiones de la cuenca Mediterránea durante la estación húmeda mientras que los procesos de evaporación local dominan durante la seca. La mayor variabilidad interanual se encuentra en las contribuciones de humedad para la Península Ibérica, Italia y Oriente Medio. Por último se investigó la variabilidad de las fuentes con los principales patrones de teleconexión obteniéndose relaciones lineales significativas entre el monzón africano y el aporte de humedad desde el Mar Mediterráneo y el océano Atlántico durante la estación húmeda, mientras que durante la estación seca estas aparecen para el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Un análisis detallado de composites mostró que existen relaciones no lineales entre determinadas fuentes y la NAO, el monzón asiático y africano y el ENSO.

Agradecimientos

Siempre que leo un libro me gusta dedicar unos minutos a las páginas en las que los autores presentan sus agradecimientos a todos aquellos que les han apoyado. Esta es la primera vez que hago un trabajo tan extendido y que representa el fin-comienzo de una nueva etapa de mi vida, y por ello me gustaría expresar mi gratitud a todos quienes, de una u otra manera, me han acompañado en este largo período de mi vida.

En primer lugar quería agradecer de todo corazón la oportunidad que me brindó Emiliano para iniciarme en el mundo de la ciencia, un mundo en el que siempre había tenido claro que quería trabajar, y que me llegó gracias a su propuesta de desarrollar mi tesis en el estudio de las fuentes de humedad. No sólo tengo que agradecerle esta oportunidad que me ha permitido conseguir uno de mis principales objetivos, ser doctora, sino también su apoyo incansable durante los primeros y duros meses de inicio en los que intentaba buscar mi sitio, por sus palabras de ánimo y apoyo y por su confianza depositada en mí. A Ricardo, porque sin él esta tesis no habría sido posible, por motivarme y devolverme al mundo de la ciencia en los momentos más difíciles, por su paciencia y por su apoyo constante durante estos años. Gracias por tantas horas de correcciones y discusiones científicas para que el trabajo siempre quedara inmejorable. A Luis por guiarme y aconsejarme en el desarrollo de este trabajo y por sus conocimientos en fuentes de humedad gracias a los cuales he podido concluir esta tesis exitosamente. A Raquel y a Anita, por su optimismo que siempre supieron transmitirme y por ayudarme a resolver los problemas del universo de IDL en los que yo misma me había metido. Al grupo STREAM porque durante estos años, que han sido varios, siempre ha habido una respuesta para cualquier duda que surgiera y al Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Complutense.

Pero sin duda haber llegado hasta aquí no habría sido posible sin mi familia y amigos. A mi padre porque siempre creyó en mi y en que lo conseguiría, por su "tu puedes con esto y con más" durante estos años y por no dejar que el ánimo se viniera abajo. A mi madre porque siempre fue mi modelo de disciplina y responsabilidad, por inculcarme esos valores que han hecho posible que durante estos años todo este trabajo duro llegue a buen puerto y a mis hermanas por siempre provocar unas risas en los momentos de más estrés. Durante todos estos años, hay una persona que especialmente siempre me ha apoyado, desde que decidí estudiar físicas hasta este mismo momento. Gracias Jose, por no dudar ni un momento en que lo conseguiría, por siempre ser a tus ojos la mejor y por siempre apoyarme en todo. Parte de esta tesis es también tuya. A mis amigas: Patricia,

Consuelo, Cristina y Maribel, gracias a vosotras por esas cenas de viernes después de un día de intenso trabajo, por vuestro interés y palabras de apoyo que han hecho posible que durante estos años pueda lograr mis objetivos. A Susana, por su interés diario y motivación incondicional y a Almudena que a pesar de la distancia siempre me apoyó. Aunque es difícil plasmar todo lo que hay que agradecer en una hoja de papel espero que sintáis esta tesis no solo como parte mía sino también vuestra. A todos vosotros, gracias.

A familia y amigos.

Todo parece imposible hasta que se hace
Nelson Mandela (1918-2013)

Índice general

Resumen	V
Agradecimientos	VII
1. Introducción	1
1.1. Marco climático	1
1.2. La importancia del vapor de agua en el clima del Mediterráneo	5
1.2.1. El vapor de agua y su distribución en la atmósfera	5
1.2.2. El vapor de agua y el ciclo hidrológico	7
1.3. Transporte de humedad	12
1.4. Objetivos	15
2. Datos y Metodología	17
2.1. Identificación de las fuentes de humedad	18
2.1.1. Modelo lagrangiano FLEXPART (versión 8.0)	21
2.1.2. Aplicación de FLEXPART a la identificación de fuentes de humedad	26
2.1.3. Limitaciones del modelo FLEXPART	32
2.2. Índices de los principales patrones de teleconexión	33
3. Identificación climática de las fuentes de humedad	35
3.1. Análisis del flujo de humedad y su divergencia	35
3.2. Determinación de las fuentes de humedad	36
3.2.1. Península Ibérica	37
3.2.2. Francia	39
3.2.3. Italia	40
3.2.4. Balcanes	42
3.2.5. Oriente Medio	43
3.2.6. África Oriental	45

3.2.7. África Central	46
3.2.8. África Occidental	48
3.2.9. Comparación de las fuentes de humedad	49
4. Estacionalidad de las fuentes de humedad: la estación húmeda y seca	55
4.1. Análisis del flujo de humedad y su divergencia	55
4.2. Estacionalidad de las fuentes de humedad	56
4.2.1. Península Ibérica	57
4.2.2. Francia	59
4.2.3. Italia	62
4.2.4. Balcanes	64
4.2.5. Oriente Medio	67
4.2.6. África Oriental	69
4.2.7. África Central	72
4.2.8. África Occidental	74
4.2.9. Comparación de las fuentes de humedad	77
5. Variabilidad de las fuentes de humedad con los patrones de te- leconexión	85
5.1. Estudio de variabilidad lineal con los patrones de teleconexión . .	85
5.2. Análisis de composites	88
6. Conclusiones y trabajos futuros	93
6.1. Conclusiones	93
6.2. Estudios futuros	95
7. Apéndice I	97
8. English Summary	111
8.1. Introduction	111
8.2. Data and Methodology	113
8.3. Results 1: Annual analysis of the moisture sources in the Mediter- ranean basin	114
8.4. Results 2: Seasonal analysis of the moisture sources in the Medi- terranean basin	115

8.5. Results 3: Variability of moisture sources with the main telecon- nection patterns	115
Bibliografía	117

Capítulo 1

Introducción

1.1. Marco climático

El Mar Mediterráneo se encuentra entre el norte de África y Europa y se extiende desde el estrecho de Gibraltar (el cual lo comunica con el océano Atlántico) hasta Turquía. Presenta un área de 2.5 millones de km^2 (excluyendo el Mar Negro) con 3.700 km en longitud (desde 5°W a 37°E) y 1.600km en latitud (desde 29°N a 48°N).

Según el criterio de clasificación del clima de Koppen, el norte del Mediterráneo presenta un clima marítimo, caracterizado por temperaturas suaves, abundantes precipitaciones e inviernos suaves y veranos frescos. En cambio, el sur está caracterizado por uno desértico subtropical en el que escasean las lluvias y predominan las altas temperaturas. En general se puede decir que presenta inviernos húmedos y veranos secos y calurosos.

Debido a su localización geográfica, está muy influenciado por la variabilidad tropical y de latitudes medias (Alpert et al., 2006) que se manifiestan sobre todo a partir de la influencia de dos fenómenos atmosféricos de circulación a gran escala: la subsidencia de la célula de Hadley y el efecto directo de las masas de aire conducidas por la corriente en chorro subtropical Atlántica (Xoplaki et al., 2003; Alpert et al., 2006). En el primero el movimiento descendente reduce la humedad del aire y el segundo gobierna el transporte de vapor de agua desde y hacia la región Mediterránea (Gimeno et al., 2010b; Schicker et al., 2010), de tal manera que los cambios estacionales en el transporte de humedad son directamente dependientes de la variabilidad de la circulación a gran escala (Millán et al., 2002; Josey et al., 2011).

Por otro lado, el Mar Mediterráneo juega un papel muy activo en el clima regional a través del intercambio de humedad y calor entre la atmósfera y el agua del mar (Mariotti et al., 2002; Sanchez-Gómez et al., 2011).

La complicada orografía de la región, con diferentes cuencas, golfos, islas y penínsulas de varios tamaños (figura 1.1), junto con un complejo patrón de distribución tierra-océano, juega un papel crucial en los flujos de aire de la región que generan sistemas y regímenes de vientos locales (como el Siroco procedente del Sahara, el Bora presente en el Adriático, la Tramontana en Cataluña o el Mistral en el Golfo de León) e influye de manera determinante en el transporte de las masas de aire húmedo (Fernández et al., 2003). En el caso de los Alpes y los Pirineos, la precipitación se produce por un forzamiento del ascenso de aire húmedo en su encuentro con estas cadenas montañosas, de tal modo que el flujo de humedad en el Mediterráneo se ve reducido (Fernández et al., 2003; Sodemann y Zubler, 2010). De esta manera, se genera un gradiente norte-sur en el régimen hidrológico que está conectado con las masas de aire atlánticas y mediterráneas respectivamente (Sodemann y Zubler, 2010).



Figura 1.1: Mapa de la cuenca Mediterránea en el que se ha resaltado la orografía.

Esta complejidad se ve acentuada por el papel que juegan las diferentes teleconexiones que modulan tanto la temperatura como la precipitación de la región (Alpert et al., 2006). Los patrones de mayor relevancia en el Mediterráneo son:

Oscilación del Atlántico Norte

La oscilación del Atlántico Norte (NAO) es uno de los patrones de mayor variabilidad atmosférica en el Hemisferio Norte (Walker, 1924). Es una oscilación en el océano Atlántico, caracterizada por la diferencia de presión atmosférica entre la baja islandesa y el anticiclón de las Azores. En la fase positiva hay una

intensificación la alta subtropical y de la baja polar. Este aumento en la diferencia de presión da lugar a un incremento en el número e intensidad de las tormentas invernales, que, con dirección nordeste, cruzan el Océano Atlántico. En la fase negativa, el alta subtropical y la baja islándica se atenúan. El gradiente reducido de la presión da lugar a una disminución de las tormentas. Su trayectoria se desplaza además hacia el sur. Este aire húmedo desplazado hacia el Mediterráneo trae al sur de Europa un aumento de la precipitación, y frío a la Europa del norte.

Existe una gran cantidad de estudios que indican una robusta y sólida señal de la NAO durante la precipitación de invierno, que está anticorrelacionada con la mayor parte del Mediterráneo Occidental (Hurrell, 1995; Dai et al., 1997; Rodó et al., 1997; Xoplaki, 2002; Trigo et al., 2004). Los eventos NAO con índice alto (bajo) están asociados a unas condiciones más húmedas (secas) en el norte de Europa y más secas (húmedas) de lo normal en el resto de la región Mediterránea (Hurrell, 1995, 1996; Trigo et al., 2000, 2002; Tan y Unal., 2003).

El Niño-Oscilación del Sur

El fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno natural que se desarrolla en el océano Pacífico ecuatorial central. Su fase cálida conocida como El Niño se manifiesta, principalmente, por un aumento de la temperatura superficial del mar (SST) y una disminución de los vientos alisios en el este del océano Pacífico. Estas condiciones anómalas generan fuertes precipitaciones y cambios notables en el clima, tanto en los países ribereños del Pacífico sudoriental, como en otras partes del mundo. La fase opuesta o fría de ENSO, conocida como La Niña, se caracteriza por presentar SST más frías de lo normal, intensificación de los vientos alisios en el este del océano Pacífico.

Diversos estudios han relacionado el ENSO con la variabilidad climática sobre Europa y África, así como en determinados países de la cuenca Mediterránea (Rodó et al., 1997; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Diaz et al., 2001; Giorgi et al., 2002). Pero sobre todo, ENSO juega un papel importante en la precipitación de invierno de la parte oriental del Mediterráneo, donde el papel de la NAO es bastante débil (Price et al., 1998; Yakir et al., 1996). En concreto el Mediterráneo Oriental registra precipitaciones más altas/bajas de lo normal durante años de El Niño/La Niña. Este hecho está asociado al desplazamiento meridional de la corriente en chorro en esta parte de la cuenca. En el Mediterráneo Occidental es difícil identificar la señal del ENSO.

Monzones

Los monzones son perturbaciones de gran escala del flujo tropical atmosférico, inducidas por el contraste de las temperaturas tierra-océano, lo que produce cambios en la dirección del viento. Este transporta la humedad desde los océanos hacia el continente y produce, en consecuencia, abundante precipitación.

En verano, cuando la advección de humedad del Atlántico es más débil y la célula de Hadley se mueve hacia el norte y se debilita, se observan conexiones (más intensas en el Mediterráneo Oriental y en el norte de África) con el monzón de verano (africano y del sur de Asia) (Rodwell et al., 1996).

El monzón de verano del África Occidental (WASM) se origina en el Golfo de Guinea, produciendo abundante precipitación en África Occidental durante la primavera y el verano, con un máximo en agosto (Hasternrath et al., 1995) y que coincide con la época más lluviosa en la región del Sahel. El WASM está fuertemente ligado a la circulación atmosférica del sur de la cuenca Mediterránea (Chen et al., 2002; Semazzi y Sun, 1997), existiendo un acoplamiento entre el WASM y el clima del Mediterráneo durante el verano. Además este monzón afecta a la circulación de la célula de Hadley en el norte de África, influyendo en la frecuencia de olas de calor en el Mediterráneo (Gaetani, 2010).

El Monzón del sur de Asia (SAM) juega un papel clave en el clima en el Mediterráneo Oriental y Central (Reddaway y Bigg, 1996). Rodwell y Hoskins (1996) demostraron que este monzón domina no sólo en Asia central, sino también en la parte oriental del Mediterráneo durante el verano.

Patrón Escandinavo

El patrón de Escandinavia (SCAND) consiste en un centro de circulación primaria sobre Escandinavia, con los centros más débiles y de signo contrario sobre Europa occidental y el este de Rusia/Mongolia occidental (Xoplaki et al., 2002). Su fase positiva se asocia con anomalías positivas de altura geopotencial correspondientes a grandes anticiclones de bloqueo sobre Escandinavia y el oeste de Rusia, así como con temperaturas por debajo de la media en el centro de Rusia y Europa Occidental. También se asocia con precipitaciones superiores a la media en Europa central y meridional, y precipitación por debajo del promedio en los países escandinavos (CPC, 2005). Por otro lado, su fase negativa se asocia con anomalías negativas de altura geopotencial en Escandinavia y Rusia Occidental.

Este patrón es más intenso durante el invierno. En esta estación, la fase positiva del patrón provoca la acumulación de aire frío sobre un área que se extiende desde el oeste de Siberia a las regiones en torno a los lagos Baikal y

Balkhash, mientras que a la vez da lugar a una disminución de las precipitaciones en el noreste de Europa, Siberia occidental y parte del Ártico.

En la cuenca Mediterránea, el SCAND está asociado con importantes anomalías de precipitación tanto en la parte occidental como oriental (Corte-Real et al., 1995; Xoplaki et al., 2002; Quadrelli et al., 2001). Cuando se produce una anomalía de presión positiva en la zona de Escandinavia y oeste de Rusia y una negativa sobre la Península Ibérica, se registra un flujo de aire anómalo desde el este al sureste en la parte oriental del Mediterráneo y del suroeste al oeste en la parte central. Al combinarse este movimiento de las masas de aire con la temperatura cálida del Mar Mediterráneo se generan procesos de ciclogénesis que dan lugar a precipitaciones más altas de lo normal en Italia, costa del Adriático y sur de los Alpes.

1.2. La importancia del vapor de agua en el clima del Mediterráneo

1.2.1. El vapor de agua y su distribución en la atmósfera

El vapor de agua es un gas absorbente, emisor de radiación de onda larga y el trazador atmosférico de mayor importancia. Además, a pesar de su relativa poca abundancia, juega un papel crucial en el balance químico y de energía en la atmósfera.

Se distribuye en la atmósfera decreciendo con la latitud y la altitud, de manera consistente con los cambios en la temperatura. Su concentración decrece rápidamente con la altura, variando en torno a cuatro órdenes de magnitud, desde un pequeño porcentaje cerca de la superficie terrestre a unas pocas partes por millón en la baja estratosfera y generalmente permanece no saturado (excepto en los vórtices polares). Aproximadamente la mitad de todo el vapor de agua se encuentra por debajo de 1.5 km, menos del 5% en la baja troposfera (5km) y menos del 1% en la estratosfera (normalmente por debajo de 12 km).

La distribución del vapor de agua con la latitud se puede apreciar en la figura 1.2, donde se ve que existen grandes diferencias entre el contenido de vapor de agua en los trópicos (máximas) y los polos (mínimas). Estas son debidas al hecho de que el aire frío admite muy poco vapor de agua (Pierrehumbert et al., 2008) y a la mayor evaporación que se produce en las aguas tropicales debido a la mayor incidencia de radiación solar. Además la distribución horizontal del vapor de

agua en la alta troposfera tiende a reflejar las circulaciones de Hadley y Walker (Gettelman et al., 2000).

Por otro lado, las variaciones en el vapor de agua atmosférico ocurren en escalas de tiempo de milisegundos a décadas. Las fluctuaciones más rápidas se producen por turbulencia atmosférica cerca de la superficie y están asociadas a cambios en la componente vertical del viento y a la evaporación. En las zonas más altas, las corrientes de aire generan inestabilidad atmosférica que redistribuye el vapor de agua e influye en la formación de nubes durante períodos de tiempo de minutos a horas.

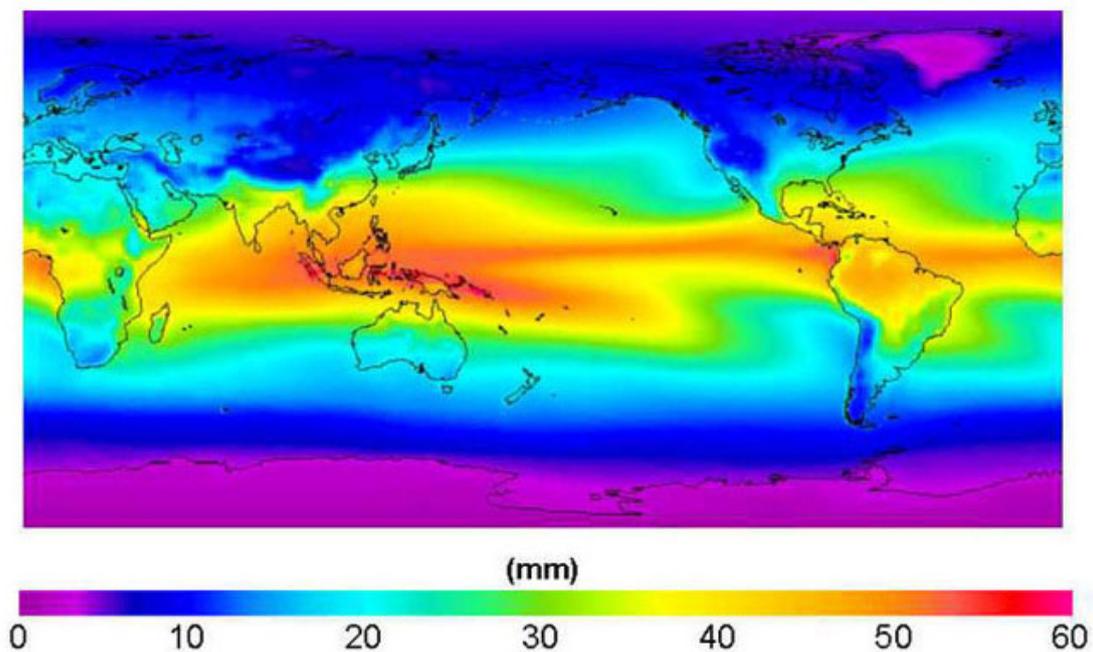


Figura 1.2: Distribución global del agua precipitable total sobre la superficie terrestre. Datos obtenidos de satélites y medidas de globosonda para el período 1988-1997 (Seidel, 2002).

Del mismo modo que la temperatura, los cambios estacionales de vapor de agua son más intensos en el hemisferio norte que en el sur, debido a la mayor continentalidad y contraste térmico tierra-océano el contenido de vapor de agua atmosférico es mayor.

En escalas de tiempo superiores a décadas, los campos de vapor de agua contribuyen a un importante mecanismo de retroalimentación para el cambio climático basado en un calentamiento de la superficie oceánica que lleva a un aumento de la evaporación. Por lo tanto, el aire más cálido requiere más humedad para alcanzar la saturación, las temperaturas en la atmósfera se incrementan, produciéndose un aumento de la concentración de vapor de agua, lo que origina una retroalimentación positiva (Seidel, 2002).

1.2.2. El vapor de agua y el ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico se define como la secuencia de fenómenos por medio de los cuales el agua pasa de la superficie terrestre a la atmósfera en fase de vapor y regresa en sus fases líquida y sólida. Este ciclo comienza con la evaporación del agua desde los océanos (los cuales contienen un 97 % del agua global y son un elemento clave del sistema climático) hacia la atmósfera. Este vapor de agua se condensa y produce precipitación sobre la superficie terrestre. La importancia de los océanos en este proceso es tal que se estima que aproximadamente un tercio de la precipitación que se produce sobre los continentes tiene su origen en el agua evaporada de los océanos. El vapor de agua, resultante del proceso de evaporación, es el único gas en la atmósfera capaz de transformarse en tres fases a temperaturas terrestres, produciendo así una gran reserva de calor (Getteman et al., 2000) y actuando como un conductor en la circulación troposférica. Estos cambios de fase implican intercambios de calor latente que afectan a la estabilidad vertical de la atmósfera, a la estructura y evolución de tormentas y al balance de energía del sistema climático global (Chanine, 1992). Por otra parte, el vapor de agua juega un papel clave en el sistema climático, modificando el balance de radiación terrestre e influyendo en la precipitación en la circulación termohalina y flujos de agua (Chanine, 1992).

1.2.2.1. Evaporación, Precipitación y Recycling

Entre los componentes del ciclo hidrológico cabe destacar:

- La **evaporación**, que es básicamente el proceso por el cual el agua se convierte en gas. Como componente del ciclo hidrológico, la evaporación de la superficie de los océanos es de especial interés ya que representa aproximadamente un 80 % del agua total evaporada de todo el globo. Sus principales factores condicionantes son el aumento de la temperatura, las diferencias de humedad entre atmósfera y océano y el viento (Trenberth et al., 2007; Yu y Weller, 2007).

A la hora de determinar una expresión para la evaporación, los flujos turbulentos que transportan humedad desde la superficie terrestre pueden simplificarse mediante el uso de coeficientes que relacionen los flujos con las propiedades del fluido. De este modo se obtiene que la evaporación puede ser expresada:

$$E = c_e U dq = c_e U (q_s - q_a) \quad (1.1)$$

donde U es la velocidad del viento cerca de la superficie terrestre, c_e es un coeficiente de intercambio turbulento, q es la humedad específica, q_s es la saturación

de la humedad específica en la superficie de evaporación y q_a es la humedad específica atmosférica cerca de la superficie. Sin embargo, esta ecuación puede modificarse para reflejar la naturaleza de la superficie sobre la cual se produce la evaporación. Por ejemplo, sobre los océanos se utiliza la siguiente parametrización (Fairrall et al., 2003):

$$E = c_e U dq = c_e U (q_s(SST) - q_a(T_a, RH)) \quad (1.2)$$

donde q_s es la saturación de la humedad específica para una determinada temperatura de la superficie del mar (SST), q_a es la humedad específica atmosférica cerca de la superficie, T_a la temperatura atmosférica y RH la humedad relativa atmosférica.

En los continentes la ecuación (1.1) se puede expresar como:

$$E = \frac{0,622\rho(e_s(T_0) - e(T))}{p_s r_a} \quad (1.3)$$

en la cual se asume que $q \approx 0,622e/p$, donde 0.622 es la relación entre el peso molecular del vapor de agua y el peso molecular efectivo del aire seco, $r_a = (c_e U)^{-1}$ es una resistencia aerodinámica, $e_s(T_0)$ es la tensión de saturación del vapor para una superficie de temperatura T_0 , e es la tensión de vapor sobre la superficie, T es la temperatura cerca de la superficie y p_s es la presión atmosférica en la superficie.

Sin embargo, las observaciones meteorológicas sobre los continentes generalmente utilizan la temperatura a 2 metros de la superficie. Por ello de la ecuación 1.3 y de la expresión para el flujo de calor sensible (ver desarrollo de Shuttleworth, 2012), puede obtenerse una expresión para la evaporación que sólo requiere observaciones de temperatura, humedad y velocidad del viento:

$$L_v E = \frac{\nabla(R_n) + \frac{\rho c_p}{r_a}(e_s(T) - e(T))}{\nabla + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (1.4)$$

donde L_v es el calor latente de vaporización, ∇ es la pendiente de la tensión de saturación del vapor frente a la curva de la temperatura T, R_n es la radiación neta incidente, ρ es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire, $\gamma = \frac{c_p p}{0,622 L_v}$ y r_s es la resistencia del aire. Esta expresión de Penman-Monteith es la más adecuada para la evaporación sobre los continentes.

- La **precipitación** es el principal componente del ciclo hidrológico. Se produce cuando las gotas de agua que forman las nubes se enfrían, acelerándose la condensación y uniéndose las gotas de agua para formar gotas mayores que terminan por precipitarse a la superficie terrestre en razón a su mayor peso. La precipitación puede ser sólida (nieve o granizo) o líquida (lluvia). Además la orografía del terreno influye fuertemente en las precipitaciones. Una elevación del terreno origina muy frecuentemente un aumento local de las precipitaciones, al provocar el ascenso de las masas de aire saturadas de vapor de agua (lluvias orográficas).

-El **recycling**, el cual se define como la generación de precipitación a partir de la humedad procedente de la evapotranspiración desde la misma superficie sobre la cual llueve. Representa además una medida de las interacciones entre los flujos hidrológicos en la superficie terrestre y el clima regional. Contribuye significativamente al balance de humedad y calor de las nubes (Worden et al., 2006) y los factores que más le influyen son el viento, la topografía y el terreno. El *recycling* aumenta a medida que el área de la región es mayor, ya que la probabilidad de que una partícula que se evapora precipite en esa región aumenta (Brubaker et al., 2001; Dominguez et al., 2006; Dirmeyer y Brubaker, 2007).

Fue cuantificado y desarrollado teóricamente por Budyko y Drozdov (1953) y Budyko (1974). Su modelo analítico para estimarlo asumía una atmósfera bien mezclada así como pequeñas variaciones en el almacenamiento de vapor de agua en la atmósfera a grandes escalas de tiempo. Domínguez y Kumar (2008) y Trenberth (1999) presentaron una formulación del *recycling* en relación con la intensidad del ciclo hidrológico, en el cual aparecía un gran *recycling* sobre las principales cuencas de los ríos y el transporte de humedad mostraba ser determinante. Dominguez et al. (2006) desarrollaron un nuevo modelo dinámico para estimar a escala diaria el *recycling*. En este modelo se considera el *recycling* como:

$$R = 1 - \exp\left(-\int_0^\tau \frac{E}{w} d\tau'\right) \quad (1.5)$$

donde E es la evaporación, W el agua precipitable y τ el tiempo. Cuando se aplica una escala superior (mensual) la estimación del *recycling* con este modelo obtiene resultados similares a los obtenidos por Brubaker et al. (1993) y Eltahir y Bras (1996). Además este modelo dinámico del *recycling* se puede utilizar para calcular las regiones fuente y sumidero de precipitación (Dominguez et al., 2008).

1.2.2.2. Componentes del ciclo hidrológico en el Mediterráneo

Los principales componentes del ciclo hidrológico en el Mediterráneo se pueden resumir en el esquema que se muestra en la siguiente figura (figura 1.3):

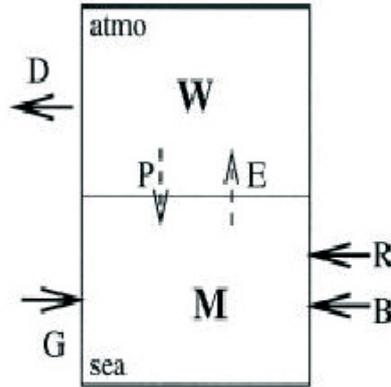


Figura 1.3: Diagrama esquemático que ilustra los componentes del ciclo hidrológico en el Mediterráneo (Mariotti et al., 2002).

donde M y W son respectivamente el contenido total de agua del Mar Mediterráneo y de la atmósfera, P es la precipitación, E la evaporación, D la divergencia del flujo de humedad atmosférica, R la descarga de los ríos en el Mediterráneo, B y G los flujos de agua del Mar Negro y del Estrecho de Gibraltar respectivamente.

La ecuación que refleja el balance de agua integrado verticalmente en la atmósfera viene dada por el principio de conservación de la masa, que establece que la tasa de cambio del contenido total de agua en la atmósfera, (W), debe ser compensada por la divergencia del flujo de humedad integrado verticalmente (D) y la diferencia entre la evaporación (E) y la precipitación (P), de modo que la ecuación queda como:

$$\frac{dW}{dt} = E - P - D \quad (1.6)$$

Considerando Q como el flujo de humedad integrado verticalmente, q la humedad específica, $V_{x,y}$ el campo horizontal de viento, H la altura (en metros) y g la aceleración de la gravedad, el transporte puede ser estimado como:

$$D = \nabla \cdot Q \implies Q = \int_0^H V q dz \quad (1.7)$$

En términos de medias anuales la ecuación queda simplificada como:

$$E - P \approx D \quad (1.8)$$

En lo referente al contenido de agua total del Mar Mediterráneo la ecuación se expresa como: $\frac{dM}{dt} = G + B + R - D$.

La evaporación sobre el mar Mediterráneo tiene un ciclo anual, con un máximo en septiembre y noviembre y un mínimo en mayo. Esta continua evaporación, que supera a la precipitación, provoca un descenso del nivel de las aguas del Mediterráneo que es parcialmente compensado por la entrada de agua Atlántica y del Mar Negro. Según las medidas de Lacombe y Tchernia (1972), el flujo de agua que entra y sale del Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar se encuentra entre $1,20$ y $1,15 \times 10^6 m^3 s^{-1}$ mientras que el intercambio de agua entre el Mar Negro y el Mediterráneo es mucho más pequeño, entre $1,27$ y $0,67 \times 10^4 m^3 s^{-1}$.

Por su parte la precipitación presenta un acusado ciclo estacional (figura 1.4), registrándose su máximo durante el invierno en la ribera norte. Según Xoplaki et al. (2004) para el período comprendido entre 1950-1999, el 80 % de la precipitación en el sur de Europa y la cuenca Mediterránea se registra entre los meses de octubre a marzo, considerada como la estación húmeda. La estación seca por el contrario se define entre los meses de abril a septiembre. Esta misma estacionalidad fue también aplicada en otros trabajos como el de Mariotti y Struglia (2002) o el de Eshel y Farrell (2000).

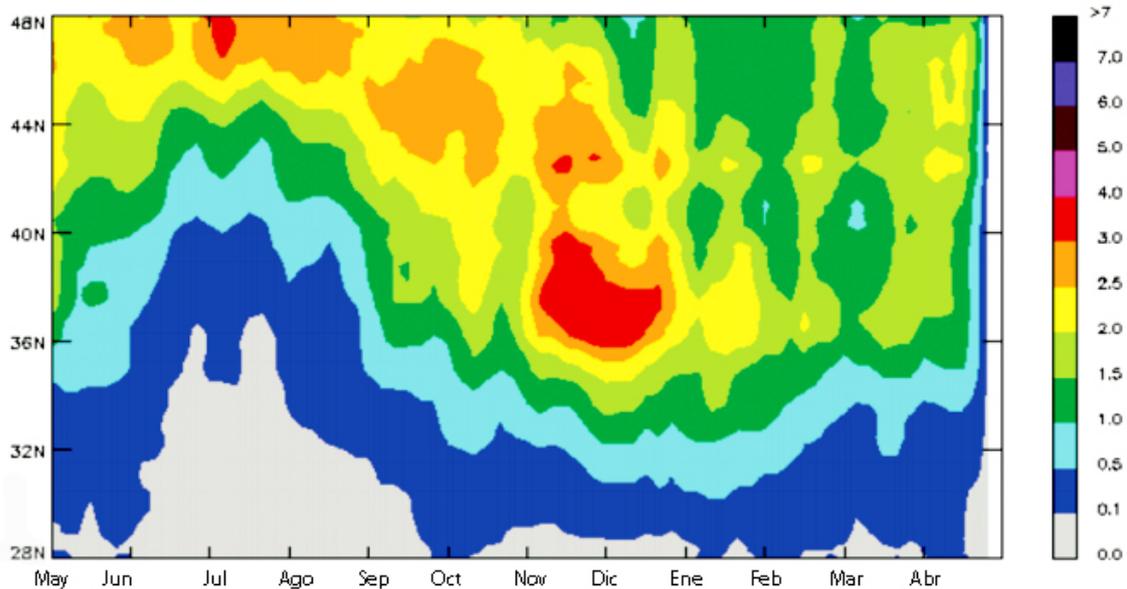


Figura 1.4: Precipitación media mensual en el período 1998-2007 entre las longitudes de $5^{\circ}W$ y $35^{\circ}E$ sobre la región Mediterránea (Metha et al., 2008).

El *recycling* también juega un papel destacable. Dirmeyer y Brubaker (2009) estimaron el *recycling* de la mayoría de los países del globo, entre ellos los que

están incluidos en la cuenca Mediterránea. De forma general encontraron que aquellos que presentaban un *recycling* alto son los que tienen un clima húmedo, terreno montañoso y se encuentran en latitudes altas, mientras que los valores más bajos están asociados a climas más áridos y zonas costeras. En la cuenca Mediterránea encontraron que los países que presentan mayores valores de *recycling* en relación a su área son los Balcanes, el Mediterráneo Oriental e Italia, mientras que, los valores más bajos se encuentran en los países del norte de África. Schar et al. (1999) consideraron diferentes regiones en la cuenca Mediterránea para las cuales determinaron la tasa del *recycling*, obteniendo que esta es muy sensible al contenido de humedad existente en el suelo. Zangvil et al. (2010) realizaron un estudio comparativo del balance de vapor de agua entre la parte central de Estados Unidos y el Mediterráneo Oriental (considerando dos áreas: oceánica y continental). Obtuvieron que la tasa del *recycling* en el Mar Mediterráneo Oriental era el doble respecto a su parte continental.

1.3. Transporte de humedad

Actualmente el conocimiento del funcionamiento del ciclo hidrológico, sus flujos asociados de humedad y sus fuentes de variabilidad es una cuestión de máxima relevancia. Además de su importancia en el balance de calor en la tierra (a través del vapor de agua que modera los cambios en la superficie y redistribuye el calor latente), el transporte de humedad también es crucial en la precipitación que se produce en una región. Las características de esta dependen, entre otros factores, de la humedad disponible. En general se acepta que la precipitación que se produce en una región tiene tres posibles orígenes (Brubaker et al., 1993): la humedad que ya está presente en la atmósfera sobre la región, la humedad transportada por los vientos hacia una región y el *recycling*. En largos períodos de tiempo, la contribución de la humedad que está presente en la atmósfera sobre una determinada región puede considerarse despreciable, por lo que la humedad observada en una región depende de la advección y del *recycling*.

La humedad puede ser transportada en diferentes escalas, la más eficiente es la escala regional, pero sin embargo el transporte en escalas más grandes también es importante (intercambio de humedad entre trópicos y extratrópicos).

Pero además del transporte horizontal de humedad que se produce sobre todo en la baja troposfera, también es importante el transporte vertical de humedad. De este modo a través del flujo integrado verticalmente de vapor de agua se identifican las zonas de convergencia y divergencia de humedad haciendo uso de las ecuaciones 1.6, 1.7 y 1.8. Esta última ecuación ($E - P \approx D$) es muy útil para la

interpretación de las fuentes y sumideros de humedad, ya que da una estimación del balance del vapor de agua en la superficie desde la divergencia del flujo de humedad.

En la medida que el calentamiento global está alterando la dinámica atmosférica, es de esperar que modifique tanto el transporte de humedad como la distribución espacio-temporal de sus fuentes y sumideros. Esto ha aumentando el interés en la investigación de fuentes de humedad y precipitación para una región específica. Son muchos los estudios previos que se han centrado en el análisis y determinación de las fuentes de humedad.

Stohl y James (2005) determinaron los campos de evaporación menos precipitación en un período de cuatro años de estudio para 39 cuencas de ríos, obteniendo por ejemplo que el transporte de humedad desde el Golfo de México representa la principal fuente de humedad para la cuenca del Mississippi.

En su trabajo, Nieto et al. (2006) identificaron las principales fuentes de humedad en el Sahel en un período de cinco años (2000-2004). Los resultados mostraron que el *recycling* es la principal fuente en esta región junto con el Atlántico, Mar Mediterráneo y Mar Rojo. Por otro lado Van Der Ent et al. (2010) analizaron también las fuentes de humedad en África, determinando que la región del Congo tiene como principal fuente de humedad a África Oriental.

Sodemann et al. (2009) también analizaron las fuentes en la región de los Alpes en un período de 7 años.

En latitudes superiores también se han realizado trabajos de análisis de las fuentes de humedad. Por ejemplo, Nieto et al. (2007) determinaron las regiones donde se gana o pierde humedad para Islandia, obteniendo como fuentes el Mar Báltico y el Atlántico Norte Occidental. Sodemann et al. (2008) identificaron las fuentes sobre Groenlandia durante el invierno con el fin de determinar cual es el origen de la precipitación sobre esta región y Nieto et al. (2010) lo hicieron sobre la Antártida.

También se han realizado estudios sobre la determinación de las fuentes en Sudamérica, como por ejemplo el trabajo de Drumond et al. (2008) que analiza la parte central de Brasil y la cuenca de La Plata en un período también de cinco años de estudio (2000-2004) y en el que se mostraba la importancia del Atlántico Sur para Brasil y del *recycling* en el caso de la cuenca de La Plata. Nieto et al. (2008) se centraron en la determinación de estas en la cuenca del Orinoco en el mismo rango de años y Drumond et al. (2010) examinaron las fuentes de humedad que afectan a la región semiárida del nordeste de Brasil antes y durante

la estación lluviosa, identificando la cuenca del Amazonas y el Atlántico como las fuentes de mayor relevancia.

El trabajo de Durán-Quesada et al. (2010) amplió los trabajos de fuentes de humedad a la región de América Central, resaltando la importancia del Mar Caribe como principal fuente de humedad a esta región junto con la zona del Pacífico ecuatorial. Sakamoto et al. (2011) centraron su estudio en los ciclones en Colombia, obteniendo las mismas fuentes de humedad que Durán-Quesada et al. (2010). En Asia, Drumond et al. (2012) determinaron las principales fuentes sobre China en el verano, así como las variaciones de estas en años más húmedos y más secos.

Gimeno et al. (2010a) determinaron las principales fuentes oceánicas de humedad asociadas a regiones continentales mostrando una distribución asimétrica entre los continentes. Las fuentes de humedad también han sido estudiadas de forma global, como en Gimeno et al. (2012) en el que se mostró el papel determinante como fuente de humedad del Atlántico para México, Eurasia y Sudamérica durante el invierno. También encontraron que el Pacífico Sur y el océano Índico eran las principales fuentes para Australia e Indonesia, y el Mar Mediterráneo para Europa y el norte de África. Gimeno et al. (2013) se centraron en la identificación de las fuentes oceánicas a escala global.

Con lo que respecta a la región del Mediterráneo, Mariotti et al. (2002) llevaron a cabo un análisis climatológico de la precipitación, evaporación y flujos de humedad en el que se determinó que la principal fuente de la región es el Mar Mediterráneo. Stohl y James (2004) determinaron las regiones fuente en Europa en el contexto de las inundaciones producidas en Centroeuropa en agosto de 2002 y 2005, obteniendo el Mar Mediterráneo como la principal fuente de humedad. Nieto et al. (2010) y Schicker et al. (2010) analizaron las principales fuentes y sumideros de humedad sobre esta cuenca en un período de cinco años (2000-2004). Encontraron que el Mar Mediterráneo Occidental contribuye como fuente de humedad a la Península Ibérica, Francia, Italia, los Balcanes y norte de África. El Mediterráneo Central actúa como fuente de humedad para Italia y el norte de África mientras que el Mediterráneo Oriental lo hace para Oriente Medio.

Gimeno et al. (2010b) identificaron al Atlántico como la principal fuente para la Península Ibérica y Nieto et al. (2007) y Sodemann et al. (2008) determinaron previamente su importancia para las regiones de Europa Occidental basándose en un período de cinco años de estudio.

Drumond et al. (2011b) determinaron las principales fuentes en el noroeste de la Península Ibérica mostrando aspectos de la variabilidad interanual de estas durante el invierno en un período de nueve años y obteniendo como fuentes dominantes el mar Cantábrico y el Atlántico Norte subtropical.

Drumond et al. (2011c) extendieron el trabajo de Nieto et al. (2010) centrándose en variaciones estacionales de las fuentes de humedad durante los años más secos y húmedos en la cuenca Mediterránea. En los meses de verano (JJA) encontraron que la contribución por parte del Atlántico se ve reducida y las fuentes de humedad se localizan sobre todo en el Mar Mediterráneo y Europa.

1.4. Objetivos

Todos los estudios anteriores se han realizado con datos de un período de tiempo comprendido entre cinco y nueve años debido, entre otros factores, al alto coste computacional que supone el cálculo de la trayectoria con FLEXPART. Por tanto, no había sido posible investigar hasta ahora aspectos relacionados con la variabilidad multidecadal. Se desconoce, por ejemplo, si el patrón fuentes/sumideros cambia en períodos más amplios o si las teleconexiones juegan un papel relevante. Por ello, el propósito de esta tesis es analizar el transporte de humedad en torno al Mediterráneo, durante un período de 21 años. En consecuencia ello permitió obtener el análisis más robusto desde el punto de vista climático realizado hasta la fecha. Para cumplir este propósito se plantean los siguientes objetivos:

- 1) Analizar las fuentes de humedad mediante un método lagrangiano en un período de 21 años de estudio (1980-2000), de tal forma que los resultados tengan validez climática.
- 2) Identificar las principales fuentes de humedad a escala anual mediante el cálculo de sus retrotrayectorias.
- 3) Caracterizar la variabilidad estacional e interanual de las fuentes de humedad.
- 4) Evaluar la relación existente entre las fuentes y los principales patrones de teleconexión.

Capítulo 2

Datos y Metodología

En este capítulo se describen la metodología, el modelo de dispersión lagrangiana y los datos que han sido utilizados para el estudio y análisis de las fuentes de humedad en la cuenca del Mediterráneo para el período de estudio de 21 años (1980-2000). Del mismo modo se da una descripción detallada de los datos utilizados para analizar su relación con los principales patrones de teleconexión y con la precipitación local.

Dada la configuración geográfica de la cuenca, su orografía y regímenes de viento locales, se han considerado en este trabajo ocho zonas de estudio: la Península Ibérica (PI), Francia (Fr), Italia (It), los Balcanes (Bc), Oriente Medio (OM), África Oriental (AE), África Central (AC) y África Occidental (AO). Esta delimitación se corresponde con la que utilizaron previamente Nieto et al. (2010) quienes identificaron las fuentes de humedad para estas regiones destino, las cuales se presentan en la figura 2.1. Una fuente de humedad se define como aquella región en la cual la evaporación supera a la precipitación, es decir el balance $(E - P) > 0$ y por lo tanto se produce una contribución de humedad positiva. Por el contrario, los sumideros de humedad son aquellas zonas en las que la precipitación supera a la evaporación [$(E - P) < 0$] y las masas de aire que se localizan en estos pierden humedad en vez de ganarla como ocurre en el caso de las regiones fuentes. En esta tesis se determinaron las fuentes de humedad para cada una de las ocho regiones destino en el período 1980-2000.

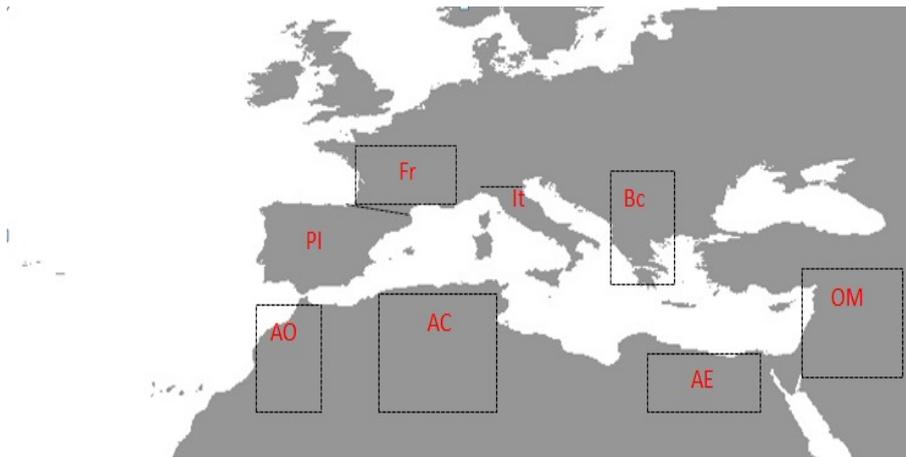


Figura 2.1: Regiones destino en la cuenca Mediterránea: la Península Ibérica (PI), Francia (Fr), Italia (It), los Balcanes (Bc), Oriente Medio (OM), norte de África Occidental (AO), Central (AC) y Oriental (AE).

2.1. Identificación de las fuentes de humedad

Debido a que el estudio de las fuentes de humedad puede ser tratado como una relación fuente-receptor, existen tres métodos principales para la identificación de las fuentes y sumideros de humedad en una región:

(1) Modelos analíticos o de caja (Budyko y Drozdov, 1953; Eltahir y Bras, 1996; Burde y Zangvil, 2001a, 2001b; Savenije, 1995): estos modelos se basan en la ecuación de balance de vapor de agua integrado verticalmente y se suelen aplicar a escalas de tiempo superior a meses, además de realizar una estimación del *recycling*.

(2) Trazadores físicos de vapor de agua (isótopos)(Yoshimura et al., 2004; Blossey et al., 2010; Henderson-Sellers et al., 2002): se utilizan para validar el uso de los modelos analíticos a la hora de determinar el *recycling* así como para calcular a través de la proporción del isótopo $\delta^{18}O$ la cantidad de precipitación (P) asociada a una partícula de aire húmedo.

(3) Trazadores numéricos de vapor de agua (WVT): son los utilizados en esta tesis y constituyen una buena herramienta para determinar el origen del vapor de agua y de la humedad. Estos métodos pueden dividirse en dos grupos, los eulerianos y los lagrangianos.

Inicialmente Jousaumme et al. (1984) y Koster et al. (1986) utilizaron las técnicas de trazadores de vapor de agua desde un punto de vista euleriano, implementando los trazadores numéricos en modelos de circulación global atmosférica y estudiando a través de ellos como se producían cambios en el campo de hume-

dad. Posteriormente Mariotti et al. (2002) analizaron flujos de vapor de agua en los últimos cincuenta años desde una perspectiva euleriana en el Mediterráneo y Fernández et al. (2003) integraron los flujos de humedad de la atmósfera en los límites de cada región de estudio desde esta misma perspectiva en el sur de Europa. Sin embargo estos métodos eulerianos no son capaces de identificar fuentes de humedad, como sí lo hacen los métodos lagrangianos, ya que sólo calculan variaciones en el transporte de humedad en los límites de un área determinada. Además estos métodos no siguen la trayectoria de la partícula sino del campo de divergencia de humedad y no tienen en cuenta el *recycling*, lo cuál los hace más limitados.

La formulación lagrangiana se basa en seguir la trayectoria de las partículas, de tal modo que puede dar mucha más información sobre las trayectorias de las masas de aire y la variabilidad de propiedades físicas de ellas, tales como el contenido de humedad. De este modo, la atmósfera puede ser considerada como un número finito de elementos homogéneos de un fluido para las cuales se conocen la posición y otras propiedades en cada instante de tiempo y a lo largo de la trayectoria (figura 2.2). Los métodos lagrangianos permiten así estudiar la relación entre la fuente de humedad y el receptor (región destino) usando un sistema de coordenadas tridimensional en el cuál la posición de la partícula (o masa de aire) está considerada en cada instante a lo largo de la trayectoria.

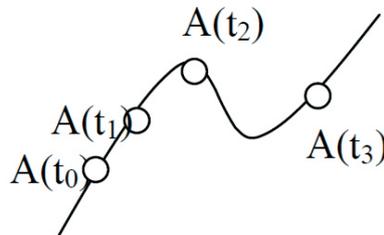


Figura 2.2: Representación esquemática de la formulación lagrangiana. Trayectoria de una partícula A en el tiempo (t).

Las ventajas del modelo lagrangiano frente a los anteriores se muestran en la siguiente tabla 2.1:

Modelo	Ventajas	Desventaja
Modelo Analítico o de caja	Requiere pocos parámetros La mayoría son válidos sólo para escalas de tiempo de meses o superiores	Desprecia procesos en la frontera
Trazadores físicos de vapor de agua	Simplicidad y cobertura global Incluye procesos verticales Datos de entrada del reanálisis (alta resolución espacio-temporal)	Sensibilidad a la señal isotópica Tiempo de cálculo No tiene en cuenta la convección y evaporación. No permite la combinación con modelos globales y lagrangianos
Trazadores numéricos de vapor de agua (Eulerianos)	Procesos atmosféricos detallados Circulación atmosférica realista	Dependen del sesgo del modelo No incluye fuentes remotas para una región Representación pobre de parámetros del ciclo hidrológico en escalas de tiempo pequeñas
Trazadores numéricos de vapor de agua (Lagrangianos)	Alta resolución espacial para el diagnóstico de fuentes de humedad Interpretación cuantitativa del origen de humedad Permite el uso de información de los métodos eulerianos Buena relación fuente-receptor Realización de trayectorias backward y forward Trayectorias realistas de las partículas de aire Computacionalmente eficiente Da más información sobre los campos de velocidad que la descripción euleriana	Sensibilidad en el cálculo del flujo de humedad en un corto período de tiempo o pequeñas regiones que aumenta el ruido de los datos No aporta un diagnóstico de los flujos de humedad en superficie Flujos en la superficie sub(sobre) estimados si hay masas de aire seco(frio) Las tasas de evaporación se basan en cálculos más que en observaciones La evaporación y precipitación no se pueden separar

Tabla 2.1: Principales ventajas y desventajas de los modelos analíticos de caja y los trazadores físicos y numéricos (eulerianos y lagrangianos) de vapor de agua.

De este modo, durante los últimos años, el uso de métodos lagrangianos ha sido el más común para el estudio del transporte de humedad y en particular para la determinación del origen de humedad que precipita en una región. Por ejemplo, D'Abreton et al. (1995), Dirmeyer et al. (1999) y Brubaker et al. (2001) utilizaron métodos lagrangianos y calcularon retrotrayectorias desde las áreas de precipitación para determinar el origen de las masas de aire húmedo. Estos métodos sin embargo, no tenían en cuenta la ganancia/pérdida de humedad que experimentan las partículas al pasar sobre regiones fuente/sumidero de humedad.

Es por ello que en este trabajo, el método empleado ha sido el desarrollado por Stohl y James (2004, 2005) (que sí tiene en cuenta los procesos de pérdida y ganancia de humedad que experimentan las masas de aire en su trayectoria) utilizando un modelo de dispersión lagrangiana llamado FLEXPART. Además de su ventaja como modelo de dispersión lagrangiana la principal razón para utilizar FLEXPART es su robustez para estudios de fuentes y transporte de humedad, respaldado por una larga lista de publicaciones (Stohl et al., 1998; Spichtinger et al., 2001; Chen et al., 2002; Stohl et al., 2004; Stohl et al., 2005; Sodemann et al., 2009; Queralt et al., 2009; Viste et al., 2012). FLEXPART fue aplicado exitosamente en estudios de fuentes de humedad en diferentes regiones de interés climático como la región del Sahel (Nieto et al., 2006), Islandia (Nieto et al., 2007), China (Drumond et al., 2012), la cuenca del río Orinoco (Nieto et al., 2008), el monzón sudamericano y el norte de Brasil (Drumond et al., 2008, Drumond et al., 2010), América Central (Duran-Quesada et al., 2010), la India (Ordoñez et al., 2012) o la Península Ibérica (Gimeno et al., 2010b). También fue aplicado para investigar las principales fuentes oceánicas de precipitación global continental (Gimeno et al., 2010, 2013).

2.1.1. Modelo lagrangiano FLEXPART (versión 8.0)

El modelo FLEXPART es un modelo de dispersión lagrangiano de partículas 3-D desarrollado en la Universidad de Viena y fue originalmente diseñado para el cálculo de la dispersión de contaminantes de largo alcance desde fuentes puntuales. Durante los últimos años, este modelo se ha ido desarrollando y mejorando hasta llegar a convertirse en una herramienta en la modelización y análisis del transporte atmosférico. Sus campos de aplicación se extienden desde estudios de contaminación del aire a otros temas donde el transporte atmosférico desempeña un papel importante, por ejemplo, el intercambio entre la estratosfera y troposfera (Stohl et al., 2003), el ciclo global del agua (Stohl et al., 2004) y el transporte de humedad (Stohl et al., 2005).

FLEXPART como modelo lagrangiano describe el movimiento de cada partícula, que es acompañada en su trayectoria total. Una de las ventajas del modelo es su flexibilidad para ser alimentado de diferentes conjuntos de datos, como es en el caso de esta versión 8.0 con datos del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), del GFS (Global Forecast System) o de salidas de otros modelos como puede ser el WRF (The Weather Research and Forecasting Model).

La ventaja de hacer un análisis de trayectorias lagrangianas en estudios de humedad atmosférica es que permite conocer las propiedades de las masas de aire en cada momento así como el origen y destino de estas. A continuación se da una breve descripción de algunos aspectos del modelo. Puede encontrarse más información en la nota técnica de FLEXPART (<http://transport.nilu.no/flexpart>).

2.1.1.1. Computación y configuración

FLEXPART está escrito en un código estándar de Fortran 77 con una estructura secuencial en el que una serie de subrutinas llaman al programa principal. Con esta configuración, los datos se cargan y se leen. Una vez revisados los datos de entrada y las rutas de almacenamiento de los datos de salida, se ejecuta el modelo. Además se añaden una serie de subrutinas que contienen la física del modelo para generar al final los ficheros de salida con la información que inicialmente se ha ordenado. El modelo fue diseñado para que cada parametrización física sea asignada a una subrutina, que a su vez recibe la información de subrutinas individuales más pequeñas. De este modo, el modelo se ejecuta leyendo los datos de entrada y tomando información de cada subrutina individual.

En cuanto a su configuración, FLEXPART se ha ejecutado utilizando un dominio global y considerando en cada paso de tiempo que el modelo sigue la trayectoria de 1,9 partículas.

2.1.1.2. Física del modelo

Un modelo lagrangiano permite calcular las trayectorias para un conjunto de partículas hacia atrás o hacia delante dependiendo del análisis que se realice. La utilidad de este tipo de modelos se basa en la ventaja de que los modelos lagrangianos son independientes de la rejilla computacional y a diferencia de los métodos eulerianos no hay difusión numérica (Stohl et al., 2005). Este modelo está basado en una serie de parametrizaciones físicas que se describen a continuación:

Parametrizaciones

Capa Límite

La parametrización de la capa límite está basada en tensiones turbulentas (τ) y flujos de calor sensible obtenidos del Centro Europeo de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) para calcular el término de velocidad friccional (u_*) que se muestra en la siguiente ecuación:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad del aire. Para obtener el termino del flujo de calor,

$$(\overline{w'\theta'})_0 = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (2.2)$$

donde ρc_p es el calor específico del aire a presión constante, θ' es la temperatura potencial virtual, θ_* la temperatura potencial y w' la velocidad convectiva.

Las siguientes ecuaciones se resuelven iterativamente:

$$u_* = \frac{k\Delta u}{\ln(\frac{z_l}{10}) - \phi_m(\frac{z_l}{L}) + \phi_m(\frac{10}{L})} \quad (2.3)$$

$$\theta_* = \frac{k\Delta\theta}{0,74[\ln(\frac{z_l}{2}) - \phi_h(\frac{z_l}{L}) + \phi_h(\frac{2}{L})]} \quad (2.4)$$

$$L = \frac{\overline{T}u_*^2}{gk\theta_*} \quad (2.5)$$

donde k es la constante de Von Kármán (0.4), z_l es la altura del segundo nivel del modelo, Δu es la diferencia entre la velocidad del viento en el segundo nivel del modelo y a 10 metros, $\Delta\theta$ es la diferencia entre la temperatura potencial en el segundo nivel del modelo y a 2 metros, ϕ_m y ϕ_h son las funciones de corrección de estabilidad para el momento y el calor (Businger et al., 1971; Beljaars y Holtslag, 1991), g es la aceleración de la gravedad y \overline{T} es la temperatura media sobre el primer nivel del modelo.

El cálculo de la altura de la capa límite se hace mediante el criterio del número de Richardson (R_i), que expresa la relación entre la energía potencial y la energía cinética de un fluido proporcionando una medida de la estabilidad dinámica del flujo.

El umbral crítico de Ri se ha establecido en 0.25 tal como definió Taylor (1931) utilizando la teoría de perturbaciones. Por lo tanto, la altura de la capa límite (hmix) se establece en la altura del primer nivel del modelo l , para un Ri que exceda de este valor, siendo definido como Ril :

$$R_{il} = \frac{(\frac{g}{\theta_{v1}})(\theta_{vl} - \theta_{v1})(z_l - z_1)}{(u_l - u_1)^2 + (v_l - v_1)^2 + 100u_*^2} \quad (2.6)$$

donde θ_{v1} y θ_{vl} son las temperaturas potenciales virtuales, z_1 y z_l las alturas en el primer nivel y nivel l del modelo, (u_1, v_1) y (u_l, v_l) son las componentes del viento en el primer y l -ésimo nivel del modelo respectivamente.

En situaciones de convección se añade un término θ'_{vl} que reemplaza a θ_{vl} :

$$\theta'_{vl} = \theta_{vl} + 8,5 \frac{\overline{w'\theta'_{v0}}}{w_* c_p} \quad (2.7)$$

$$w_* = \left[\frac{((\overline{w'\theta'_v})_0 ghmix)}{\theta_{vl} c_p} \right]^{1/3} \quad (2.8)$$

Convección húmeda

En el caso de la convección, el modelo aplica el esquema de parametrización de Emanuel y Živkovic-Rothman (1999) (esquema E-ZR). Este esquema está basado en una parametrización previa (Emanuel et al., 1991) con la ventaja de que ofrece una buena aproximación en comparación con otros esquemas en modelización regional. En FLEXPART, el esquema E-ZR ha sido utilizado de modo que la convección se activa cuando la temperatura virtual de una parcela de aire que se encuentra por encima del nivel de condensación (LCL) (T_{vp}^{LCL+1}) excede de un determinado umbral:

$$T_{vp}^{LCL+1} \geq T_v^{LCL+1} + T_{thres} \quad (2.9)$$

donde T_v^{LCL+1} es la temperatura virtual del ambiente y $T_{thres} = 0,9K$ el valor de temperatura umbral.

Fluctuaciones del viento

Las fluctuaciones del viento se parametrizan siguiendo el esquema de parametrización propuesto por Hanna (1982) basado en los parámetros de la capa límite con una modificación aplicada por Ryall et al., (1997). Los componentes de la turbulencia se estiman teniendo en cuenta la estabilidad y siguiendo el criterio de Hicks (1985). La constante de difusividad vertical se utiliza según lo descrito por Legras et al., (2003) en la estratosfera ($D_z = 0,1m^s^{-1}$) mientras que la difusivi-

dad horizontal se utiliza en la troposfera libre ($D_h = 50m^2s^{-1}$). Las difusividades se convierten a escala de velocidad vertical usando $\sigma = \sqrt{\frac{D_i}{dt}}$ y las ecuaciones para calcular los términos de turbulencia para cada caso de estabilidad según Stohl et al., (2005) son:

Condiciones neutrales

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2,0exp(-3f\frac{z}{u_*}) \quad (2.10)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = \frac{\sigma_w}{u_*} = 1,3exp(-2f\frac{z}{u_*}) \quad (2.11)$$

$$\tau_{Lu} = \tau_{Lv} = \tau_{Lw} = \frac{0,5\frac{z}{\sigma_w}}{1 + 15f\frac{z}{u_*}} \quad (2.12)$$

Condiciones estables

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2,0(1 - \frac{z}{h}) \quad (2.13)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = \frac{\sigma_w}{u_*} = 1,3(1 - \frac{z}{h}) \quad (2.14)$$

$$\tau_{Lu,v,w} = 0,15\frac{h}{\sigma_{u,v,w}z} (g)^{0,5} \quad (2.15)$$

Condiciones inestables

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = \frac{\sigma_v}{u_*} = (12 + \frac{h}{2|L|})^{1/3} \quad (2.16)$$

$$\tau_{Lu} = \tau_{Lv} = 0,15\frac{h}{\sigma_u} \quad (2.17)$$

$$\frac{\sigma_u}{w_*} = [1,2(1 - 0,9\frac{z}{h})(\frac{z}{h})^{2/3} + (1,8 - 1,4\frac{z}{h})u_*]^{1/2} \quad (2.18)$$

$$\tau_{Lw} = 0,1\frac{z}{\sigma_w[0,55 - 0,38(z - z_0)/L]} \implies z/h < 0,1; z - z_0 > -L \quad (2.19)$$

$$\tau_{Lw} = 0,59\frac{z}{\sigma_w} \implies z/h < 0,1; z - z_0 < -L \quad (2.20)$$

$$\tau_{Lw} = 0,15\frac{h}{\sigma_w[1 - exp(\frac{-5z}{h})]} \implies z/h > 0,1 \quad (2.21)$$

donde h es la altura de la capa límite, L la longitud de Monin-Obukhov, w_* la velocidad convectiva, z_0 la longitud de rugosidad, u_* la velocidad friccional, f el parámetro de Coriolis, w la componente vertical de la velocidad turbulenta, u y v las componentes horizontal y vertical del viento.

Transporte de partículas y difusión

FLEXPART utiliza un esquema de aceleración nulo (ecuación 2.22) (ver la nota técnica para más detalles):

$$X(t + \Delta t) = X(t) + v(X, t)\Delta t \quad (2.22)$$

donde t es el tiempo, Δt el incremento temporal, X el vector de posición y $v = \bar{v} + v_\tau + v_m$ el vector del viento, compuesto por la velocidad media del viento $v = \bar{v}$, las fluctuaciones turbulentas del viento v_τ y las fluctuaciones mesoescalares del viento v_m .

La parametrización utilizada para las componentes del viento está basada en la ecuación de Langevin (Thomson, 1987). Para pasos de tiempo grandes, la ecuación de Lagenvin se considera con un término adicional (Stohl y Thomson, 1999):

$$dw = -w \frac{dt}{\tau_{L_w}} + \frac{\partial \sigma_w^2}{\partial z} dt + \frac{\sigma_w^2}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} dt + \left(\frac{2}{\tau_{L_w}}\right)^{1/2} \sigma_w dW \quad (2.23)$$

donde w y σ_w son las componentes vertical del viento y su desviación estándar, τ_{L_w} la escala de tiempo lagrangiana para la velocidad vertical y ρ la densidad. Para períodos de tiempo más cortos, esta ecuación se considera en términos de $\frac{w}{\sigma_w}$ según Wilson et al. (1983):

$$d\left(\frac{w}{\sigma_w}\right) = -\frac{w}{\sigma_w} \frac{dt}{\tau_{L_w}} + \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} dt + \frac{\sigma_w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} dt + \left(\frac{2}{\tau_{L_w}}\right)^{1/2} dW \quad (2.24)$$

2.1.2. Aplicación de FLEXPART a la identificación de fuentes de humedad

En su aplicación a las fuentes de humedad FLEXPART utiliza trazadores aéreos, que aportan información de catorce variables diferentes en cada punto de la trayectoria de la partícula húmeda con un lapso de seis horas. De todas estas variables las de mayor interés en este estudio son la humedad específica y la localización exacta que presentan las partículas en cada punto, con el fin de determinar sus retrotrayectorias. FLEXPART 8.0 permite hacer el seguimiento de hasta un millón novecientos mil trazadores (partículas) dispersados por todo el globo y del vapor de agua asociado a cada uno de ellos, pero sin obtener una medida directa de la precipitación sino de un balance de la evaporación menos la precipitación ($E - P$) o bien un valor absoluto de la humedad específica. Además FLEXPART puede ejecutarse en dos modos, el primero para determinar el origen de las fuentes de humedad y sus retrotrayectorias (modo *backward*) y el segundo para determinar el destino de la humedad (modo *forward*). En nuestro caso, todo el estudio se basó en el cálculo de retrotrayectorias.

En su aplicación a la determinación de fuentes de humedad, se han utilizado las salidas de dominio global de FLEXPART para el cálculo del balance de $E - P$ para cada una de las ocho regiones destino hacia atrás en el tiempo. Estas regiones se han definido en una serie de cajas delimitadas por las coordenadas que se especifican en la tabla 2.2. El número de partículas consideradas puede variar en cada simulación como resultado de variaciones en la masa de la atmósfera o efectos numéricos (aproximadamente entre 1000 y 4000 partículas para un día cualquiera). A cada partícula se le asigna una etiqueta numérica de modo que cada partícula es única y cuando se liberan nuevas partículas no se reemplaza ninguna existente. Debido a que este estudio se ha centrado en realizar un análisis de la humedad, se ha utilizado como trazador el vapor de agua.

Región destino	[lonmax,lonmin,latmax,latmin]
Península Ibérica	359.9,351,46.9,46 359.9,351,52,43 359,351,53,52 3,0,49,47 1,0,50,49 350,350.9,51,50 356,354,54,53
Francia	8,0,46,41
Italia	19,11,53,45
Balcanes	28,19,53,42
Oriente Medio	45,35,59,50
África Oriental	32,24.65,59
África Central	11,1,63,53
África Occidental	353,347,63,55

Tabla 2.2: Coordenadas de las cajas que limitan las regiones destino

Por lo tanto FLEXPART analiza, desde un punto de vista lagrangiano, la variación temporal siguiendo la trayectoria de la cantidad de humedad que posee la partícula. En la figura 2.3 se puede ver la evolución temporal de la humedad específica de una partícula atmosférica, la cual va incrementándose hasta el momento de la saturación en el cuál la evaporación deja paso a la precipitación. En la primera parte del tramo la partícula capta humedad del ambiente y en la segunda lo cede.

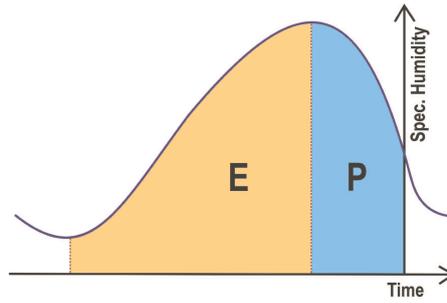


Figura 2.3: Variación temporal siguiendo la trayectoria de la humedad específica de una partícula atmosférica (James et al., 2004).

2.1.2.1. Datos de entrada

En su entrada FLEXPART necesita cinco campos tridimensionales: la componente horizontal y vertical del viento, la temperatura y humedad específica, además de campos bidimensionales como son la presión en superficie, la cubierta total de nubes, las componentes del viento horizontal a 10 metros, la temperatura a 2 metros, la temperatura del punto de rocío, la precipitación convectiva y de gran escala, el flujo de calor latente y sensible, topografía, radiación solar, gradiente de presión norte-sur y este-oeste, máscara tierra-océano y desviación estándar de la topografía.

FLEXPART 8.0 se inicializó en nuestro caso con datos de entrada del reanálisis del Centro Europeo de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) ERA-40 con $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución horizontal y 61 niveles verticales en un paso de tiempo de seis horas. La densidad de niveles en el modelo de dispersión es mucho mayor cerca del suelo, con 14 niveles por debajo de 1500 m. Esta distribución asegura una mejor definición de las regiones más bajas de la atmósfera, responsables de la mayor parte de los flujos de humedad, así como de los procesos de recarga por evapotranspiración. Los pasos de tiempo de seis horas permiten además determinar con precisión las retrotrayectorias, como se señala en Stohl et al. (2005).

2.1.2.2. Datos de salida

En cuanto a los datos de salida, el modelo genera retrotrayectorias lagrangianas para el período de 21 años con un lapso de seis horas (00, 06, 12 y 18). Para cada paso de tiempo de salida se almacenan las siguientes variables para cada partícula (tabla 2.3):

Variable	Símbolo	Unidad
Latitud	lat	
Longitud	lon	
Altura	H	<i>m</i>
Altura topográfica	TH	<i>m</i>
Vorticidad Potencial	PV	$10^{-6}(m^2K/skg)$
Humedad Específica	q	<i>g/kg</i>
Densidad del aire	ρ_{air}	<i>kg/m³</i>
Altura de mezcla	hmixi	m
Temperatura	T	K

Tabla 2.3: Variables de salida del modelo FLEXPART.

2.1.2.3. Método de determinación de las fuentes de humedad

Las *partículas* empleadas en FLEXPART representan burbujas de aire de cierto volumen que permitirán describir el transporte y difusión en la atmósfera. De este modo el balance de agua en una columna atmosférica puede expresarse, ignorando la presencia de agua sólida y líquida, como:

$$E - P = \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \vec{v} dp \quad (2.25)$$

donde $E - P$ es el balance neto de evaporación menos precipitación, $w = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \vec{v} dp$ es el flujo integrado verticalmente del transporte de humedad, t es el tiempo, g la aceleración de la gravedad, q la humedad específica, \vec{v} la velocidad del viento y E y P la evaporación y precipitación por unidad de superficie respectivamente (Trenberth et al., 1998).

La ecuación 2.25 representa un enfoque euleriano del transporte de humedad al estar centrado en una columna atmosférica determinada. Para encontrar la analogía lagrangiana, el modelo FLEXPART divide la atmósfera en un número discreto de *partículas* distribuidas homogéneamente a lo largo de la atmósfera con masa constante e igual a m . Así, considerando constante m , la masa total de la atmósfera se puede escribir como $M = m \cdot N$. El modelo es capaz de transportar en el tiempo todas las partículas definidas usando el campo tridimensional de viento observado. De este modo si x representa la posición tridimensional de la *partícula* en un instante determinado, la ecuación de movimiento vendrá dada como:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{v}[\vec{x}(t)] \quad (2.26)$$

donde $x(t)$ es la posición de la *partícula* en el tiempo t y en las coordenadas (x,y,z) y $\vec{v}[\vec{x}(t)]$ es la velocidad del viento interpolada en el espacio y tiempo desde la rejilla de análisis hasta $x(t)$. Interpolando q hasta $x(t)$ se distinguen las *partículas* que han perdido humedad por producción de precipitación o ganado humedad por evaporación desde la superficie.

Fijando una posición inicial $x(x_0, y_0, z_0, t = 0)$ de la *partícula* se conoce la posición en cada instante integrando la ecuación 2.26:

$$\vec{x} = \vec{x}(x_0, y_0, z_0, 0) + \int_0^t \vec{v} dt \quad (2.27)$$

De este modo, con tan sólo el campo de velocidad se construyen las trayectorias de cualquier elemento de la atmósfera. En el caso de las retrotrayectorias nos permite conocer la región de origen de las *partículas* situadas sobre la región de interés en un momento dado, es decir de dónde proviene la humedad. Si lo que se quiere es conocer hacia donde se dirigen las masas de aire húmedo desde una determinada fuente de humedad, entonces la integración debe realizarse hacia delante en el tiempo. El modelo es así capaz de “transportar” hacia atrás en el tiempo a partir de un momento dado y en pasos sucesivos, todas las partículas utilizando el campo 3D de viento observado.

A la vista de la figura 2.4, en la que se muestra un esquema del funcionamiento del modelo aplicado a la determinación de las fuentes de humedad, se observa que una vez conocida la humedad específica (q) de una partícula se puede distinguir las que han perdido humedad por producción de precipitación (p) ($q_{-1} < q_0$) o las que han ganado humedad por evaporación (e) desde la superficie ($q_{-1} < q_0$). Por lo tanto, las variaciones de humedad que experimentan las *partículas* a lo largo de sus trayectorias se expresan a través de la tasa de cambio neto del contenido de vapor de agua de estas:

$$e - p = m \frac{dq}{dt} \quad (2.28)$$

donde e y p representan las tasas de aumento y disminución en el contenido de vapor de agua de cada *partícula* a lo largo de cada retrotrayectoria. De tal modo que $\frac{dq}{dt} < 0$ implica un proceso de pérdida de humedad y $\frac{dq}{dt} > 0$ de ganancia. La integración de $(e - p)$ para todas y cada una de las *partículas* que residen sobre una columna atmosférica de área de base A dada, proporcionará el flujo total de agua de dicha columna $(E - P)$:

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^k (e - p)}{A} \quad (2.29)$$

Esta última expresión constituye el equivalente lagrangiano de la expresión de la ecuación 2.25 y además permite establecer relaciones fuente-sumidero en la atmósfera, lo cual resulta imposible a través de un enfoque euleriano debido a las limitaciones de este. Por lo tanto, todas las *partículas* que lleguen a las regiones destino del Mediterráneo serán estudiadas a partir de esta ecuación realizando una integración del balance de humedad a lo largo de diez días hacia atrás en el tiempo (que es el tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti et al., 1999) y para el cual las trayectorias pueden ser consideradas relativamente precisas (Stohl et al., 2004)), lo cual permite determinar el origen de las masas de aire húmedo.

De este modo las variaciones de humedad que experimentan las *partículas* a lo largo de sus trayectorias se expresan a través de la tasa de cambio neto del contenido de vapor de agua de estas.

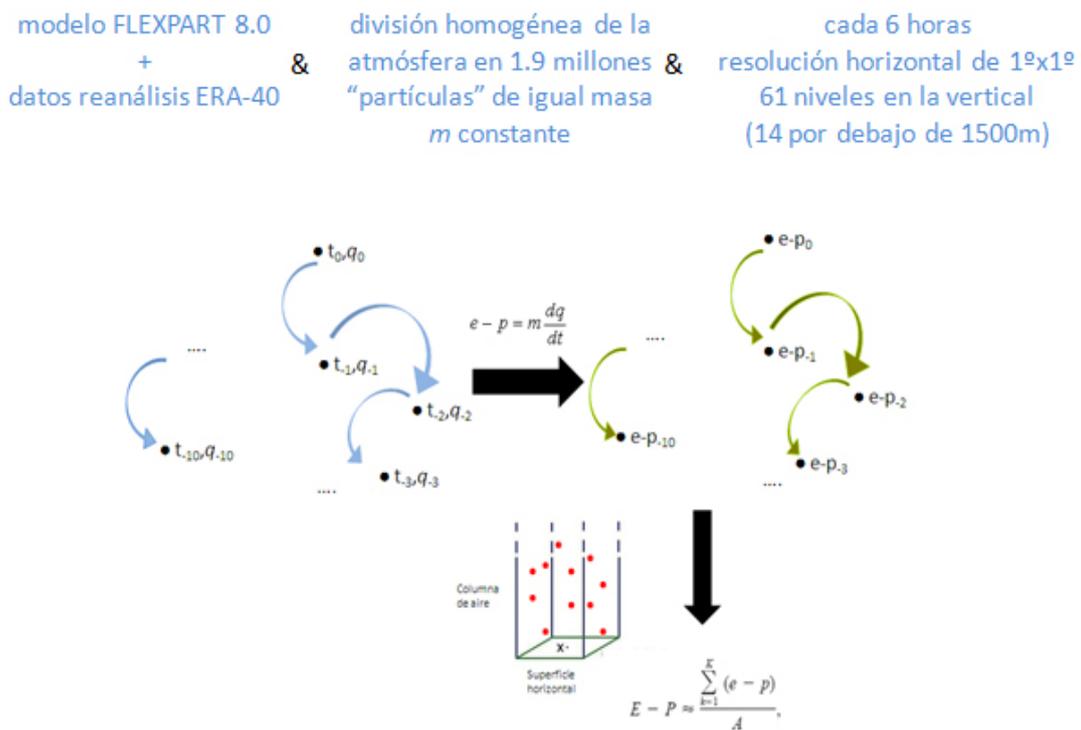


Figura 2.4: Esquema del funcionamiento del modelo en su aplicación a la determinación de las fuentes de humedad.

2.1.3. Limitaciones del modelo FLEXPART

A pesar de ser los modelos lagrangianos los más adecuados para el estudio de las fuentes y sumideros de humedad presentan algunas limitaciones que se deben mencionar. Estas son debidas fundamentalmente a las imprecisiones que conlleva el uso de derivadas temporales de la humedad específica y en particular, las ocasionadas por el uso de diferencias finitas en la resolución de las ecuaciones. De este modo, un modelo lagrangiano como es el modelo FLEXPART, necesita un diagnóstico diario de la humedad específica en toda la troposfera. Además, la imprecisión en la medida de la humedad específica es el factor más importante en los errores del modelo que se traducen en flujos de humedad poco realistas en cada partícula individual. Aunque este problema puede ser determinante al analizar desplazamientos de partículas aisladas, la alternancia de signo en los errores individuales tienden a cancelar los errores a escala climática al integrar los resultados para un gran número de partículas, esto es, cuando se estudian los flujos para grandes extensiones o largos períodos de tiempo, como es nuestro caso. Por esta razón, los estudios sobre fuentes de humedad utilizando el modelo FLEXPART se han realizado hasta muy recientemente sobre cuencas oceánicas o continentes enteros (Stohl y James, 2004). Sin embargo Nieto et al. (2007) demostraron que siempre que se consideren varios años en los estudios, la metodología puede aplicarse con éxito a regiones limitadas. En su trabajo aplicaron el cálculo de las fuentes de humedad sobre Islandia, llevando el límite de aplicación a áreas que incorporen del orden de 10 puntos de malla en resolución $1^\circ \times 1^\circ$ en latitud/longitud.

Otra de las limitaciones del modelo FLEXPART y en general de los modelos lagrangianos se encuentra en la imposibilidad de separar precipitación de evaporación, ya que se pueden diagnosticar en conjunto pero no individualmente. La evapotranspiración se puede considerar que ocurre constantemente en una partícula, mientras que la precipitación lo hace de manera más esporádica. Además, en los lugares donde se registra precipitación ($p > 0$), en general la evapotranspiración e es muy reducida. Por lo tanto, cuando tenemos una partícula con $e - p > 0$ se puede considerar prácticamente una evaporación sin precipitación y por tanto $e - p \approx e$, mientras que en el caso de una partícula precipitante con $e - p < 0$ la evaporación es despreciable y $p - e \approx p$. El problema se encuentra en que la ecuación 2.28 no lleva implícito el transporte de agua líquida, sino que sólo considera el vapor de agua, de tal modo que si se produce un ascenso en el que se forma agua líquida a expensas del vapor, normalmente no toda el agua líquida formada llega a precipitar hasta el suelo y el modelo lagrangiano interpretaría una sobreestimación de la precipitación que se registra realmente

a nivel del suelo. Además el agua líquida que no llega a precipitar se reincorpora a la atmósfera como vapor, por lo que el modelo lagrangiano interpretaría una evaporación neta en las partículas por debajo del nivel de la precipitación ($e - p > 0$). Sin embargo, esta evaporación no tiene lugar desde la superficie, sino desde la misma masa de aire y se sumaría a la evaporación superficial de la columna de aire, por lo que también se sobreestimaría la evaporación real desde la superficie.

En definitiva, el transporte lagrangiano de vapor de agua no puede usarse para diagnosticar precipitación o evaporación individualmente, por lo que estas variables se han de incluir independientemente en los estudios si se desea relacionar las fuentes de humedad con la precipitación. Es por ello que tampoco permite determinar de manera precisa el *recycling*, de modo que en esta tesis denominaremos procesos de evaporación local a la estimación del *recycling*.

2.2. Índices de los principales patrones de teleconexión

Además de determinar y analizar la variabilidad de las fuentes de humedad de cada región destino, se realizó un análisis de la relación existente entre dichas fuentes y los principales patrones de teleconexión a través de un método de análisis de correlación lineal.

Oscilación del atlántico Norte (NAO)

Los datos para la Oscilación del Atlántico Norte fueron obtenidos a través del índice mensual de la NAO basado en las estaciones de medida (Hurrell, 1995) a partir de los datos del National Center of Atmospheric Research (NCAR) (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>). Este índice está basado en la diferencia de la presión normalizada a nivel del mar (SLP) entre Ponta Delgada/Azores, Portugal y Stykkisholmur/Reykjavik, Islandia. En esta tesis se utilizó un promedio del índice para la estación húmeda (octubre-marzo), que es cuando la señal de la NAO es más intensa.

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)

El índice de este patrón de teleconexión fue obtenido del reanálisis del NCAR/NCEP a partir de los datos del índice de El Niño3.4 que se basa en un período de estudio centrado en 30 años (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysismonitoring/ensostuff/detrend.nino34.ascii.txt>).

Es importante destacar que en el estudio de correlación del fenómeno ENSO con la contribución de las fuentes se calculó la correlación con la contribución de estas en ambas estaciones. Esto es debido al desfase entre el comienzo del fenómeno ENSO en invierno (DJF) y el momento en el que su efecto se ve en el sur de Europa, que oscila en un rango entre 3 y 21 meses. El máximo se sitúa entre los 3 y 15 meses, es decir desde abril en el año en que comienza el fenómeno (abril(0)) hasta el siguiente abril (abril(+)) (análisis de Rodó et al., 1996).

Monzón Asiático (SAM)

Para este monzón se ha utilizado el All-India Rainfall Index (AIRI) (Parthasarathy et al., 1995). Este índice está basado en una serie homogénea de datos de precipitación en 306 estaciones distribuidas por toda la India desde 1871 y desarrollado por el Instituto Indio de Meteorología Tropical (IITM). Se obtiene a partir de una media de la precipitación observada sobre la India durante junio, julio, agosto y septiembre y disponible en <http://grads.iges.org/india/allindia.html>.

Monzón Africano (WASMI)

El índice del monzón africano (WASMI) está definido a partir de una normalización del campo de viento en 850hPa durante el verano (JJAS) en el dominio 5-17.5N, 20W-40E (Li and Zeng, 2002, 2003, 2005). Fue tomado de <http://lpj.lasg.ac.cn/dct/page/65579> en el dominio definido previamente por Li et al. (2002) y Li et al. (2003).

Patrón Escandinavo (SCAND)

Por último, el índice del patrón escandinavo se obtiene a partir de datos del reanálisis de NCAR/NCEP de las anomalías en altura de 500hPa en el período 1950-2000 (<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/scandindex.tim>) considerando medias mensuales en el período 1981-2000 del índice de SCAND.

Capítulo 3

Identificación climática de las fuentes de humedad

En este capítulo se ha realizado un análisis anual de las fuentes de humedad con el fin de obtener una primera caracterización para las ocho regiones destino de la cuenca Mediterránea en un período de 21 años.

3.1. Análisis del flujo de humedad y su divergencia

En primer lugar se analizaron las fuentes de humedad desde una perspectiva euleriana, es decir utilizando el campo de humedad (los flujos de humedad integrados verticalmente y su divergencia) y no las trayectorias de las partículas a partir de datos de reanálisis ERA-40 (figura 3.1).

El flujo de humedad integrado verticalmente nos indica el transporte de humedad integrando todas las partículas observadas en la columna atmosférica y en la figura 3.1 está representado por flechas que indican la dirección del transporte. Las regiones donde la divergencia del flujo integrado de humedad es positivo (negativo) representan fuentes de humedad (sumideros) y esta indicado en las siguientes figuras en colores cálidos (fríos) y sombreados. De este modo se puede obtener una primera identificación de las regiones fuente y sumidero de humedad en la cuenca Mediterránea.

Los resultados muestran que la divergencia de flujo integrado de humedad se extiende sobre el Mediterráneo Central y Oriental así como el océano Atlántico. Esta figura 3.1 es muy útil para la interpretación de las figuras del análisis lagrangiano ya que las fuentes de humedad coinciden con las regiones que presentan divergencia de flujo de humedad. Sin embargo, esta figura sólo da información

del transporte de humedad y localización de las fuentes pero no muestra ni el origen ni el destino de las masas de aire húmedo. Para ello es necesario aplicar un enfoque diferente: el lagrangiano.

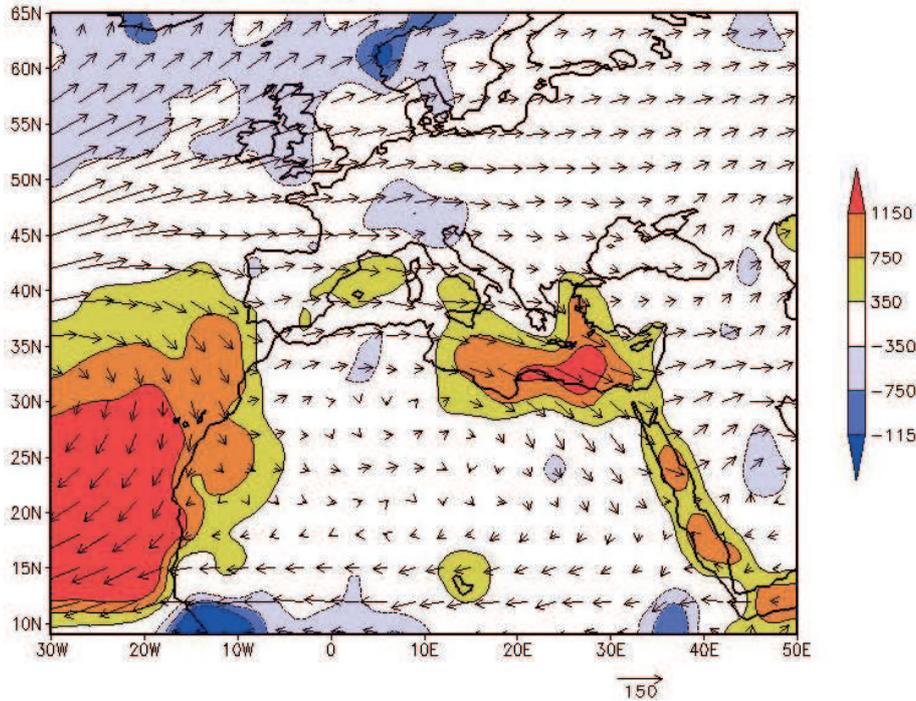


Figura 3.1: Flujo de humedad integrado verticalmente ($kg\ m^{-1}s^{-1}$) y su divergencia ($mm\ año^{-1}$) en el período 1980-2000.

3.2. Determinación de las fuentes de humedad

En primer lugar se ha calculado el balance de $(E - P)$ identificando cada una de las regiones fuente para cada región destino (figs 3.2a-3.9a), escogiendo aquellas áreas donde la evaporación menos la precipitación es positiva ($E - P > 0$) y manteniendo las mismas coordenadas para todas las regiones. Para ello se ha calculado este balance de evaporación menos precipitación mediante retrotrayectorias e integrado (suma) a diez días $(E - P)_{i10}$. Antes de mostrar los resultados, es importante saber cómo interpretar estas figuras. Las áreas caracterizadas por colores rojos representan zonas donde $(E - P) > 0$, es decir regiones fuentes. Por el contrario, las áreas de colores más azulados representan aquellas donde $(E - P) < 0$ y por lo tanto son denominadas sumideros. Las contribuciones representadas están expresadas en términos absolutos y dan información de la contribución total de humedad.

Además también se ha calculado la contribución de cada una de las fuentes de humedad para cada uno de los diez días hacia atrás, indicando la importancia de cada fuente a lo largo de la trayectoria (fig 3.2b-3.9b). En estas figuras se

representan en abscisas, los n días ($n=1,2,\dots,10$) para los cuales se calcula la contribución integrada (suma de las contribuciones en los n días) de cada fuente a la región destino y en el eje de ordenadas dicha contribución normalizada por el área de cada región fuente. Esta contribución está calculada como la integral de la evaporación menos precipitación a lo largo de los diez días de retrotrayectoria. Los valores aparecen normalizados por el área de la región fuente ya que cuando queremos comparar la contribución de las diferentes fuentes de humedad en una región destino no es posible usar los valores absolutos, ya que la contribución de cada fuente depende del tamaño de esta. Por ello, para poder determinar qué fuente o fuentes son más relevantes en cada una de las ocho regiones de la cuenca Mediterránea es necesario dividir el valor de la contribución absoluta por el área de cada región fuente. De este modo, desde la perspectiva del receptor (región destino), podemos obtener valores de la contribución de cada fuente que pueden ser comparados entre sí.

En estas figuras de las series temporales se muestran también los valores de la desviación típica con el fin de determinar la variabilidad de las fuentes de humedad para cada día hacía atrás.

3.2.1. Península Ibérica

Las principales fuentes de humedad para esta región se muestran en la figura 3.2a y son: el Mediterráneo Occidental (MO), el Mar Cantábrico (C), los procesos de evaporación local (PI), África Occidental (AO), Francia (Fr), Mediterráneo Central (MC), África Central (AC) y el Atlántico (At).

La figura 3.2b muestra que la contribución de humedad relativa más importante proviene del Mediterráneo Occidental con $323,85 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, dominando en el primer día y en el tramo del cuarto al sexto día, y de los procesos de evaporación local que lo hacen en cambio entre el primer y cuarto día con $251,20 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. La fuente Atlántica aporta humedad en los últimos días (6-10) pero con valores más bajos ($64,55 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) que los de las fuentes dominantes.

Además en la figura 3.2b se observa que la fuente de humedad que presenta una mayor variabilidad durante los primeros días (1-3) corresponde a los procesos de evaporación local y en los últimos días (3-10) a la fuente Atlántica, mientras que la de menor variabilidad corresponde al Mar Cantábrico.

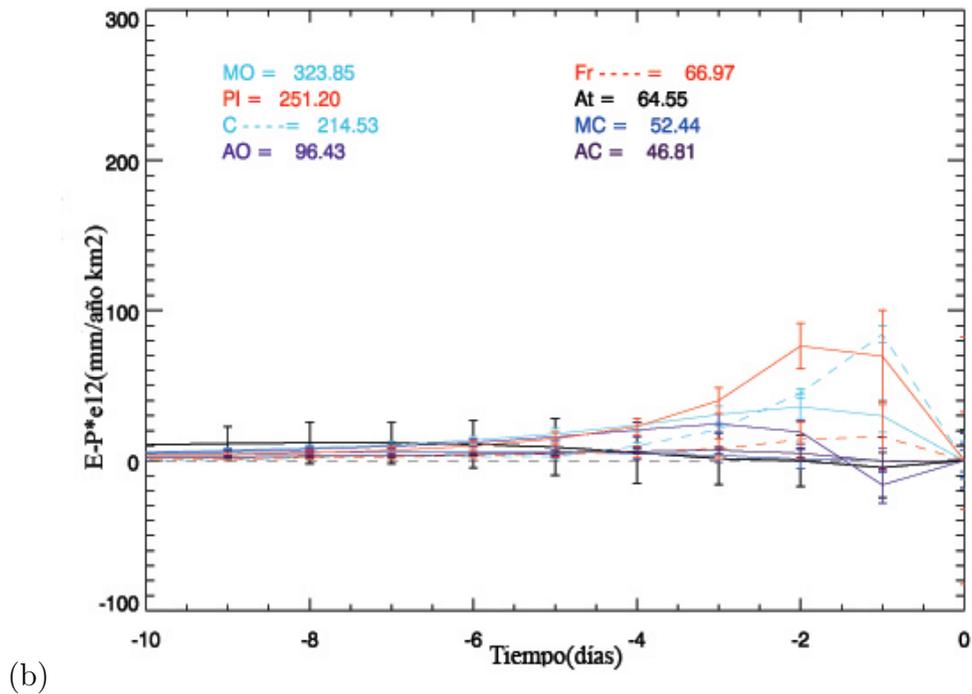
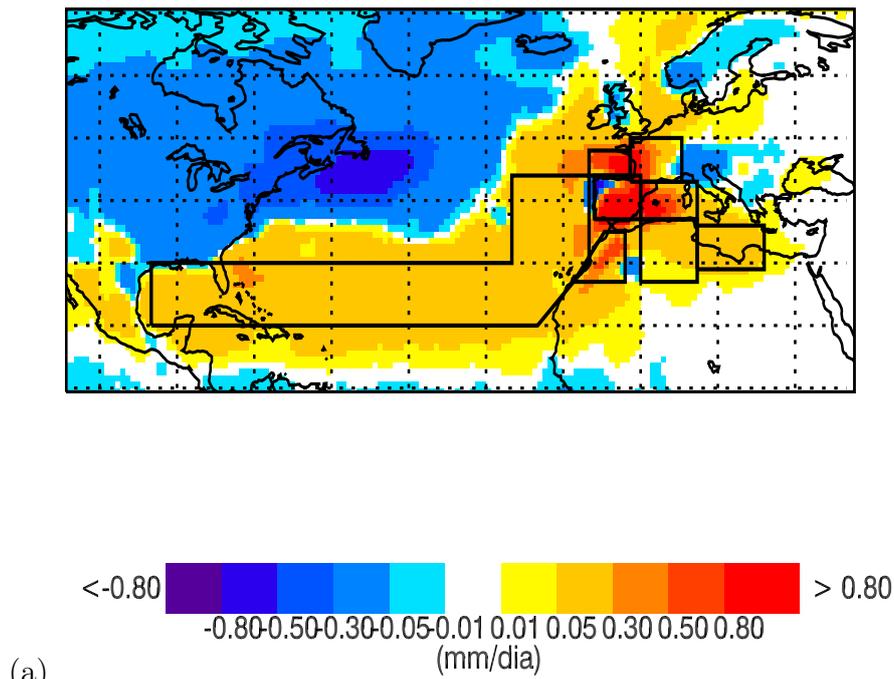
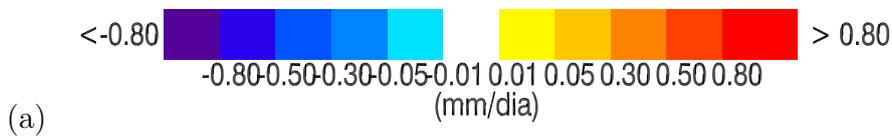
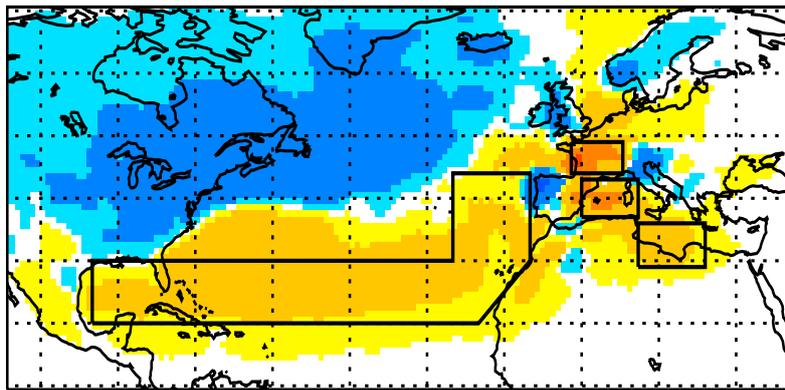


Figura 3.2: Media anual de los valores de $(E-P)$ integrados a diez días en el período 1980-2000 para la Península Ibérica, determinados a partir de retro trayectorias y expresados en valores absolutos. La escala está en $mm\ día^{-1}$. (b) Series temporales de $(E - P)_n$ calculadas n días hacia atrás (*backwards*) ($n=1$ a 10) sobre la Península Ibérica y normalizados por la región fuente. Las barras representan la desviación estándar. Los valores de la leyenda expresan la contribución total normalizada por la región fuente para cada una de las fuentes de humedad.

3.2.2. Francia

Según las figuras 3.3a y 3.3b, en esta región las principales fuentes de humedad son: el Mediterráneo Occidental, con una contribución total integrada de $88,68 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, que domina entre el segundo y décimo día, los procesos de evaporación local (Fr) ($88,41 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$), que dominan en los dos días previos a la llegada de las masas de aire húmedo, el Mediterráneo Central ($32,03 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) y el Océano Atlántico. Esta última fuente presenta la contribución más baja (un 75% inferior a la de los principales contribuyentes) con $29,03 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$.

Además en la figura 3.3b se obtiene que los procesos de evaporación local son la fuente que experimenta una mayor variabilidad entre el primer y segundo día junto con el Atlántico en los últimos días (3-10).



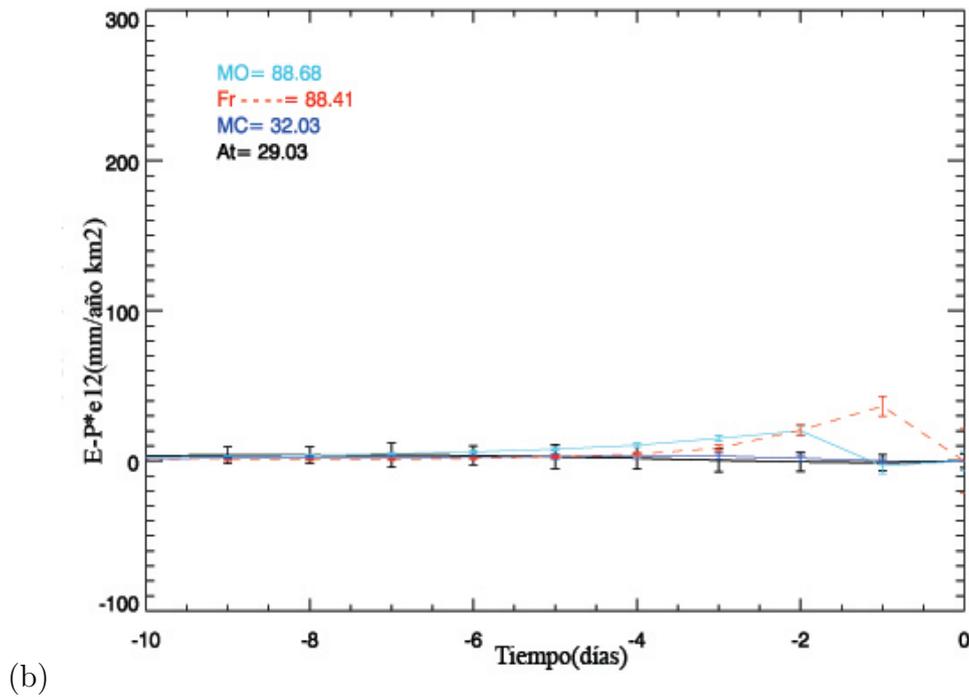
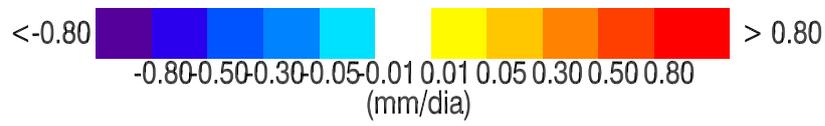
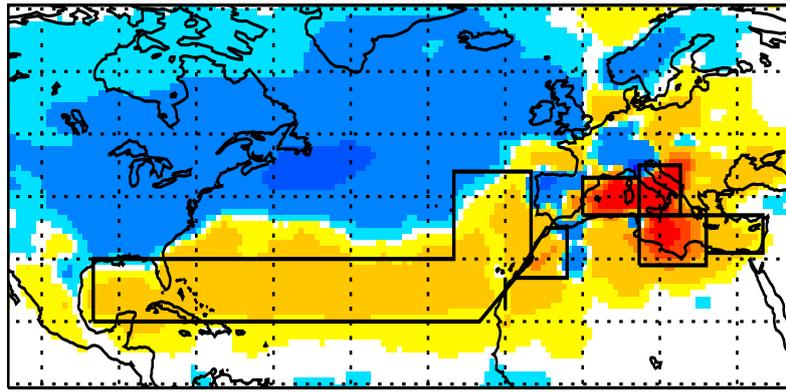


Figura 3.3: Idem 3.2 pero para Francia

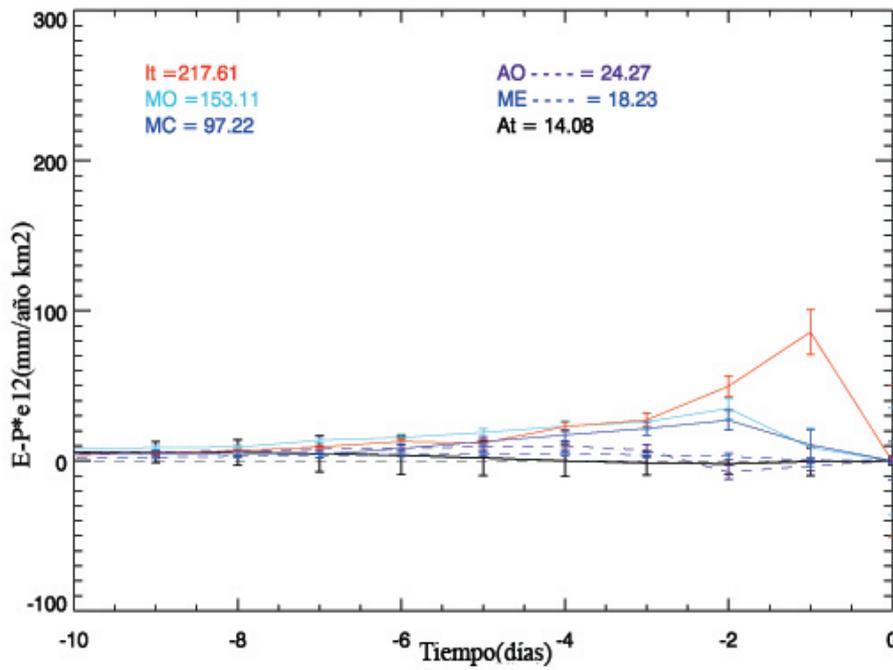
3.2.3. Italia

Los resultados de la figura 3.4b muestran que las fuentes que aportan mayor cantidad de humedad son los procesos de evaporación local, con una contribución total integrada de $217,61 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ y dominan entre el primer y cuarto día. El Mediterráneo Occidental también tiene una contribución destacada que abarca desde el cuarto al décimo día ($153,11 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) aunque es aproximadamente un 30% inferior a la de los procesos evaporativos locales. El Mediterráneo Central es la tercera fuente que aporta más humedad con $97,22 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Otras fuentes de menor relevancia (y que pueden verse en la figura 3.4a) son África Occidental, el Mediterráneo Oriental y el Océano Atlántico. Esta última fuente, al igual que ocurría en el caso de Francia, aparece con la contribución más baja ($14,08 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

La mayor variabilidad corresponde a los procesos de evaporación local durante los primeros días (1-3) y la fuente Atlántica en los últimos (3-10).



(a)



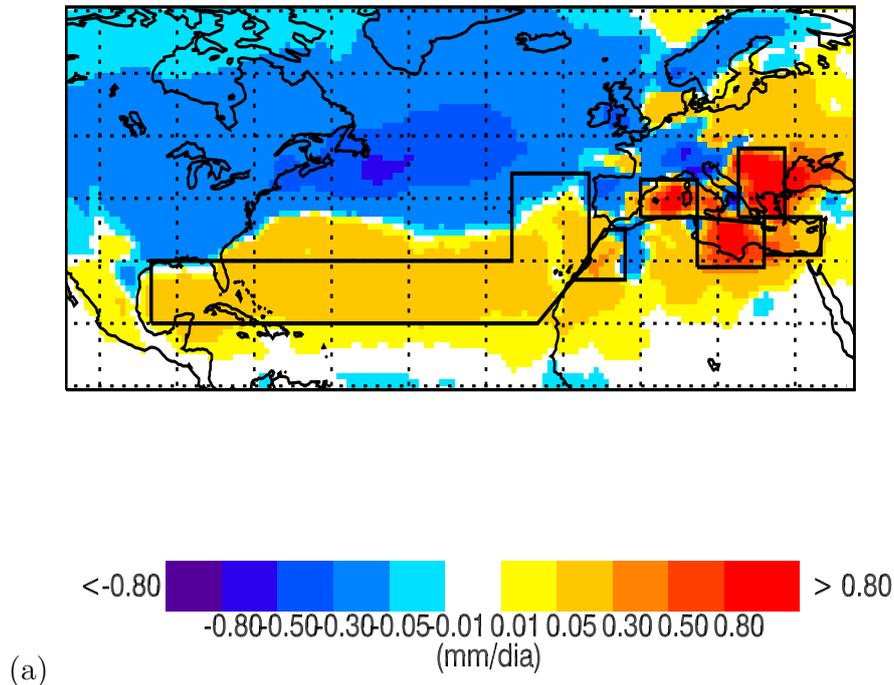
(b)

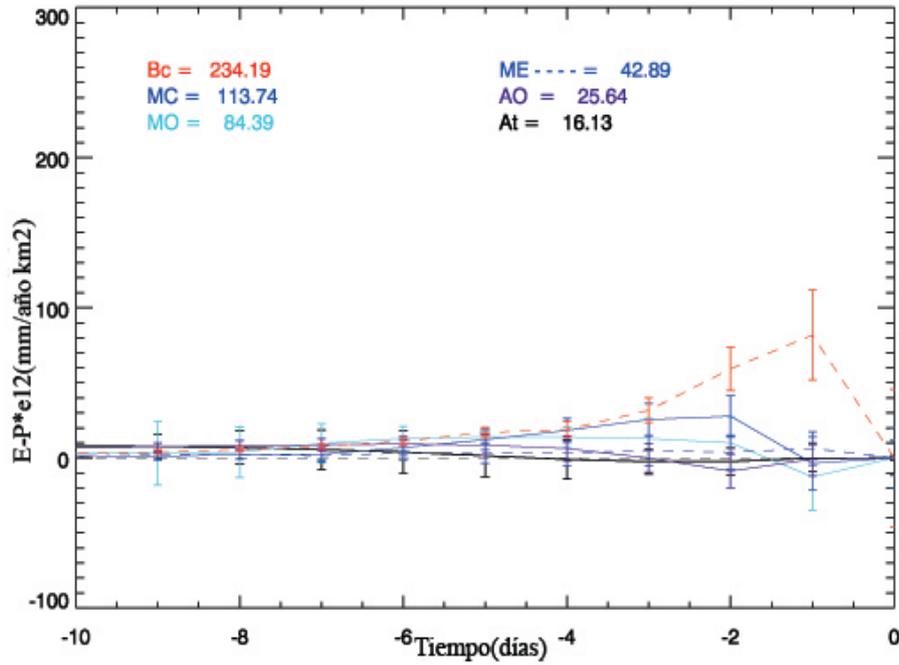
Figura 3.4: Idem 3.2 pero para Italia

3.2.4. Balcanes

En los Balcanes existen seis fuentes de humedad (figura 3.5a): los procesos de evaporación local (Bc), Mediterráneo Central, Mediterráneo Occidental, Mediterráneo Oriental, África Occidental y océano Atlántico. Los procesos de evaporación local son la fuente más importante (figura 3.5b), contribuyendo desde el primer al sexto día con un aporte de $234,19 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ y seguidos por el Mediterráneo Central ($113,74 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) que contribuye desde el primer al décimo día. Por el contrario la fuente con una menor contribución total integrada es el Atlántico que domina en los últimos días con $16,13 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$.

En esta misma figura y a través de los valores de desviación típica se obtiene que las fuentes que presentan una mayor variabilidad son los procesos de evaporación local durante los primeros días (1-3), la fuente Atlántica (5-8 día) y el Mediterráneo Central. África Occidental es la fuente que presenta una menor variabilidad.





(b)

Figura 3.5: Idem 3.2 pero para los Balcanes

3.2.5. Oriente Medio

En la región más oriental de la cuenca Mediterránea, las principales fuentes de humedad son (figura 3.6a): los procesos de evaporación local (OM), el Mediterráneo Oriental, el Mar Negro (Mn), el Mediterráneo Central y Occidental, África Occidental y el Atlántico. En la figura 3.6b se muestran los valores de las series temporales y la contribución de cada una de las fuentes, destacando la de los procesos de evaporación local y el Mar Mediterráneo Oriental ($235,88 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$), que dominan entre el primer y tercer día. La contribución del Mar Negro es la tercera fuente más importante y predomina entre el tercer y noveno día. De nuevo en esta región destino la contribución Atlántica es la más baja con un aporte de $7,53 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

En estas mismas figuras los valores de desviación típica indican que la mayor variabilidad corresponde a los procesos de evaporación local (1-4 día) y la fuente Atlántica (4-10), mientras que la fuente de menor corresponde a África occidental.

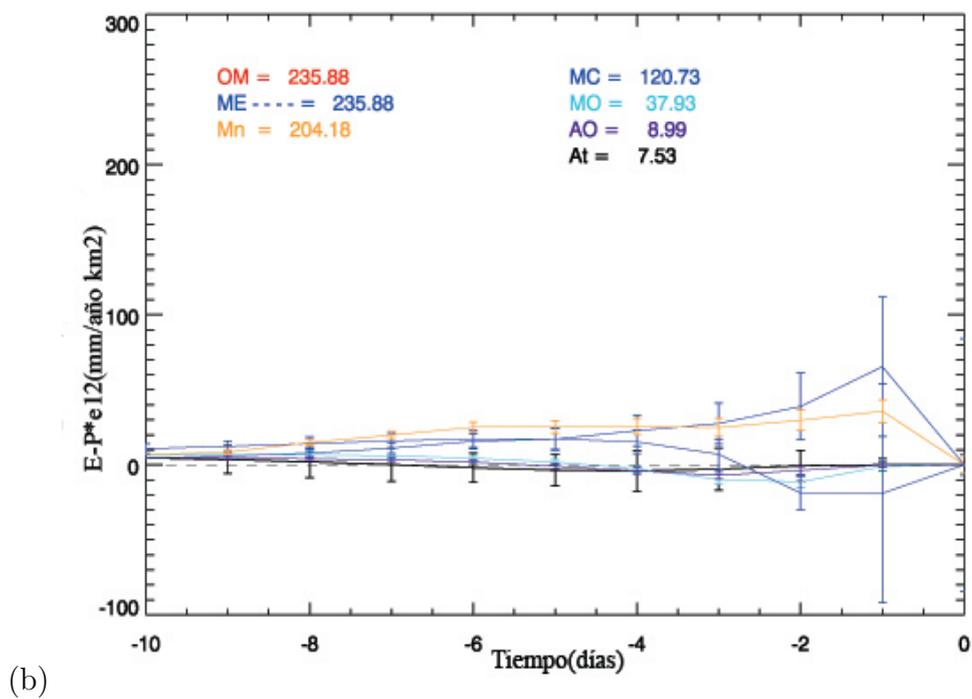
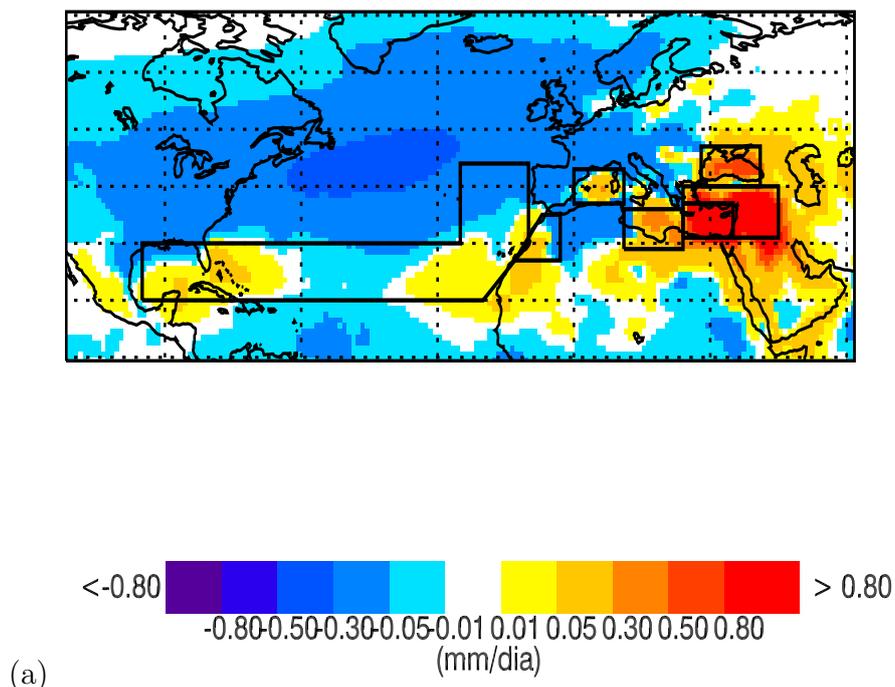
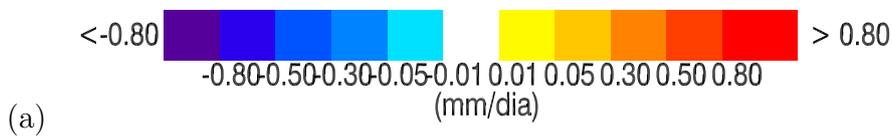
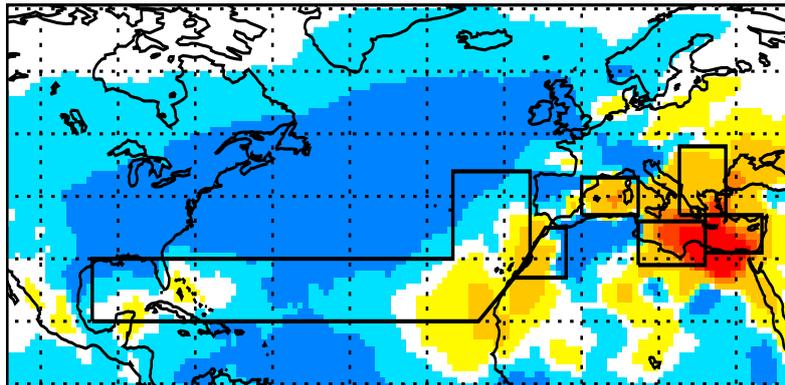


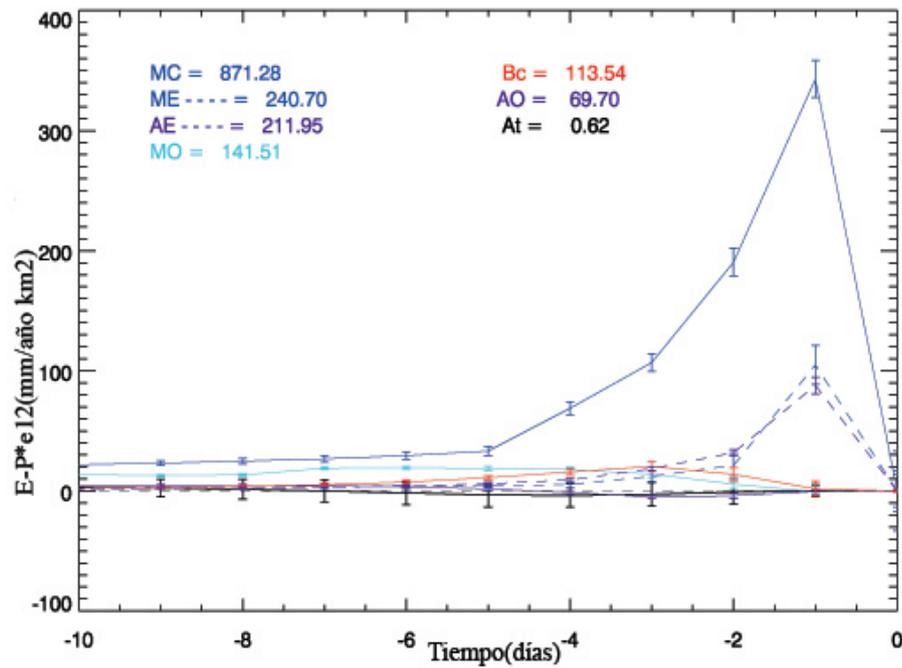
Figura 3.6: Idem 3.2 pero para el Mediterráneo Oriental

3.2.6. África Oriental

La figura 3.7a nos muestra las fuentes de humedad en esta región destino y en la 3.7b se observa los valores de la contribución total integrada para cada una de ellas. A través de estas últimas figuras se obtiene que la fuente más importante durante los diez días es el Mediterráneo Central, con una contribución muy superior al resto de fuentes ($871,28 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). El Mediterráneo Oriental aparece como la siguiente en contribución con $240,70 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, mientras que el Atlántico en esta región apenas aporta humedad ($0,62 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Otras fuentes con una contribución de menor relevancia (figura 3.7a) son África Oriental, el Mediterráneo Occidental, los Balcanes y África Occidental.

En la figura 3.7b además se obtiene que la mayor variabilidad se registra en los procesos de evaporación local (entre 1-2 día) y la fuente Atlántica (2-10). Sin embargo, los procesos de evaporación local muestran la menor entre el segundo y décimo día.





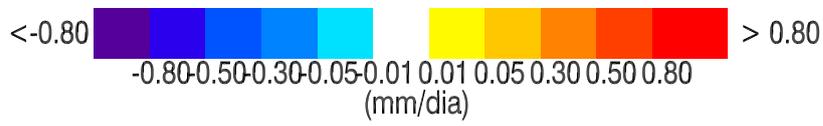
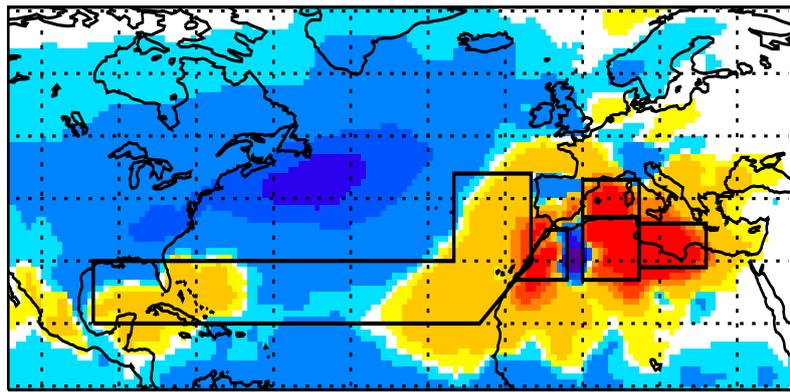
(b)

Figura 3.7: Idem 3.2 pero para África Oriental

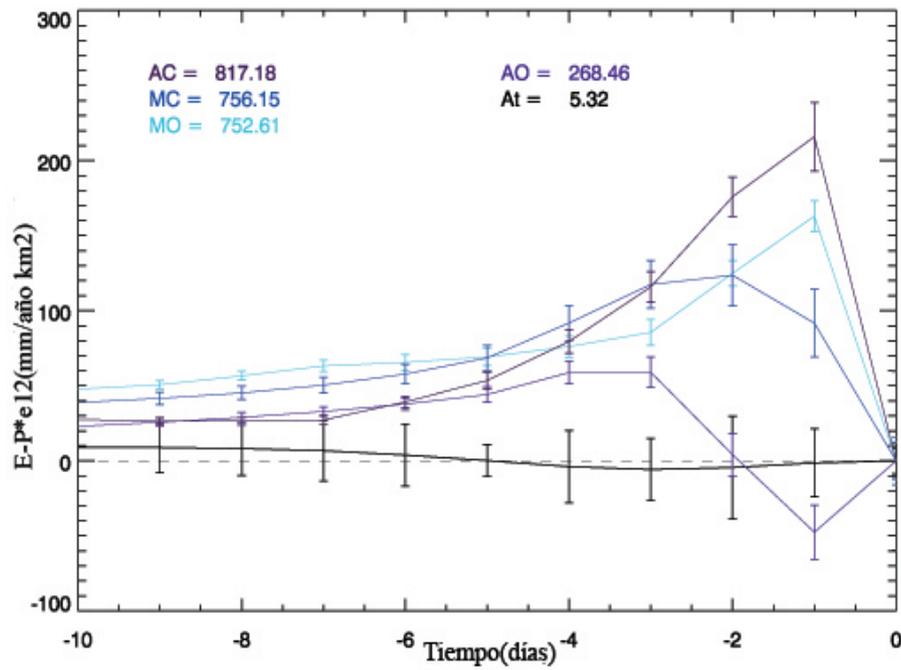
3.2.7. África Central

En la figura 3.8b se obtiene que el aporte principal de humedad se recibe de tres zonas: de los procesos de evaporación local, que contribuyen entre el primer y tercer día con $817,18 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$, del Mediterráneo Central que domina entre el tercer y quinto día y del Mediterráneo Occidental que predomina entre el quinto y décimo día con una contribución de $752,61 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Los aportes más bajos provienen de África Occidental ($256,46 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) y del Atlántico ($5,32 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$), que al igual que en anteriores regiones destino, aparece con los valores de contribución más bajos de todas las fuentes.

Los valores de desviación típica indican que las fuentes con una mayor variabilidad interanual corresponden a los procesos de evaporación local (1-2 día) y a la fuente Atlántica (2-10).



(a)



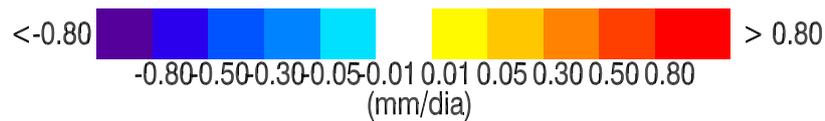
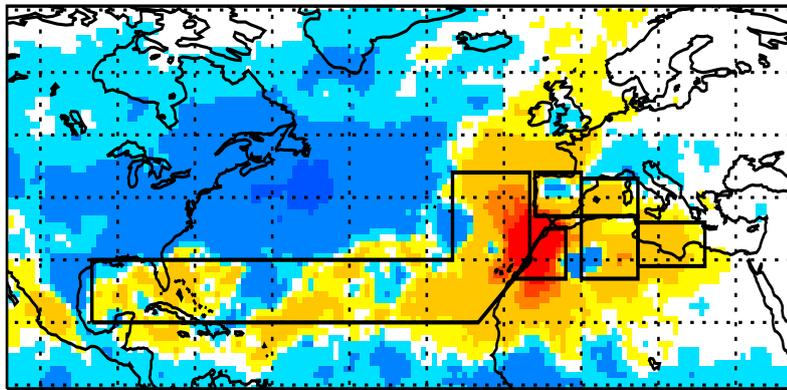
(b)

Figura 3.8: Idem 3.2 pero para África Central

3.2.8. África Occidental

En esta última región del norte de África las fuentes de humedad son (figura 3.9a): África Occidental y Central, la Península Ibérica, el Mediterráneo Central y Occidental y el Océano Atlántico. A partir de la figura de series temporales (figura 3.9b) se obtiene que las fuentes de humedad con una mayor contribución en esta región son los procesos de evaporación local, que contribuyen con $77,05 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, junto con la fuente Atlántica que lo hace con una contribución $(17,05 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2})$.

Además se obtiene que las fuentes que presentan una mayor variabilidad son los procesos de evaporación local (1-2 día) y el océano Atlántico(2-10).



(a)

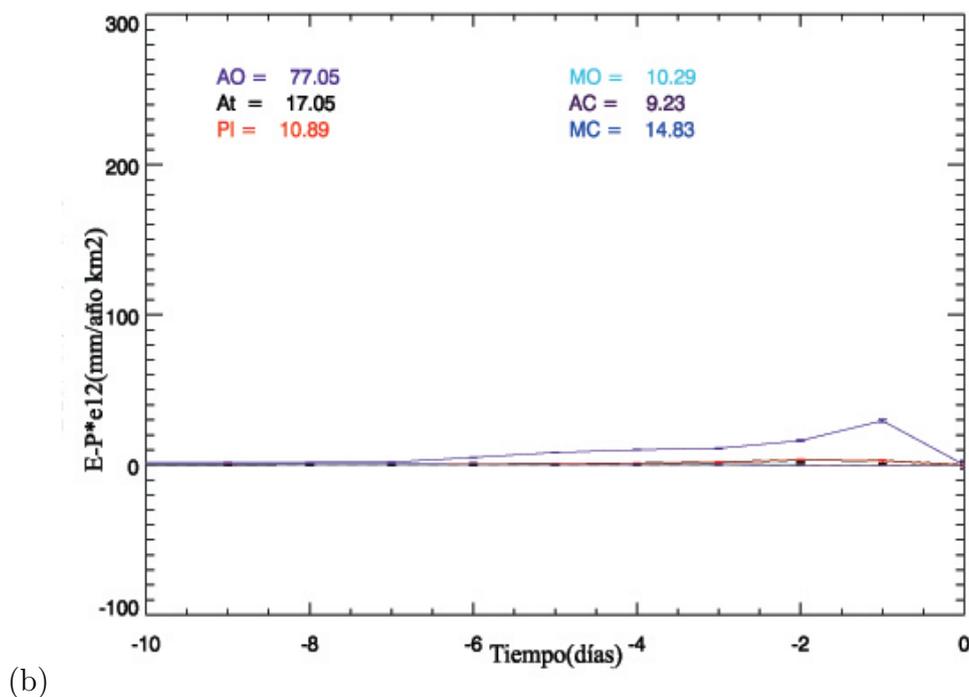


Figura 3.9: Idem 3.2 pero para África Occidental

3.2.9. Comparación de las fuentes de humedad

En la siguiente tabla se muestra una síntesis de los anteriores resultados, es decir, los valores de contribución total integrada a lo largo de los diez días para cada fuente y región destino en términos absolutos (segunda columna) y normalizados por el área de la región fuente (tercera columna). Únicamente se han escogido las fuentes que presentan una mayor contribución en cada región junto con el rango de días en los cuales dominan. Además se muestran los valores de desviación típica de cada fuente de humedad para cada región destino en el promedio de los diez días con el fin de evaluar su variabilidad.

En el caso de la Península Ibérica la fuente que aparece con una mayor contribución de humedad en términos absolutos es la Atlántica, con $609,65 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$, lo cual era de esperar ya que el Atlántico es la fuente con una mayor área (944702 km^2). La siguiente fuente dominante en términos absolutos es el Mediterráneo Occidental con $210,82 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$ cuya área es mayor (650992 km^2) que la de la Península Ibérica (618945 km^2), lo cual explica que su contribución absoluta sea mayor que la de los procesos de evaporación local. El orden de aporte de humedad de estas fuentes difiere cuando se consideran valores normalizados. Así, se obtiene que la fuente dominante de humedad en términos relativos para la Península Ibérica es el Mediterráneo Occidental, que domina entre el cuarto y sexto día con una contribución norma-

lizada de $323,85 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, seguida de los procesos de evaporación local ($251,20 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) y por último de la fuente atlántica. Es destacable mencionar que esta contribución es la de menor relevancia con $64,55 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ pese a que en términos absolutos era aproximadamente diez veces superior, de ahí la importancia de esta normalización. Por otro lado, la fuente que presenta una mayor variabilidad es la fuente atlántica ($16,88 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) seguida de los procesos de evaporación local ($15,59 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$).

Región destino	Contribuyente	Contribución absoluta (10^{-6})	Contribución normalizada (10^{-12})
Península Ibérica	MO(4-6)	210.82 ± 3.47	323.85 ± 5.35
	Ev.local(0-4)	155.47 ± 9.64	251.20 ± 15.59
	At(6-10)	609.65 ± 15.95	64.55 ± 16.88
Francia	MO(2-10)	57.72 ± 1.36	88.68 ± 2.10
	Ev.local (0-2)	24.51 ± 1.65	88.41 ± 3.79
Italia	Ev.local(0-4)	44.72 ± 4.79	217.61 ± 8.74
	MO (4-10)	99.67 ± 1.79	153.11 ± 7.37
Balcanes	Ev.local(1-6)	82.81 ± 4.04	234.19 ± 11.44
	MC (1-10)	56.33 ± 6.74	113.74 ± 113.19
Oriente Medio	Ev.local(0-3)	118.99 ± 7.97	235.88 ± 15.82
	ME(0-3)	164.72 ± 13.88	235.88 ± 19.89
	Mn(3-9)	175.69 ± 3.85	204.18 ± 4.48
	MC(9-10)	118.63 ± 6.40	120.73 ± 6.52
África Oriental	MC(0-10)	856.13 ± 6.51	871.28 ± 6.63
África Central	Ev.local(0-3)	917.36 ± 14.68	817.18 ± 13.08
	MC(3-5)	743.00 ± 11.30	756.15 ± 11.50
	MO(5-10)	489.94 ± 4.39	752.61 ± 6.76
Africa Occidental	Ev.local(0-10)	33.89 ± 0.23	77.05 ± 0.54

Tabla 3.1: Principales fuentes de humedad para cada región destino y sus contribuciones integradas en 10 días, normalizadas por el área de cada región fuente y en términos absolutos. Las contribuciones normalizadas están expresadas en $\text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ y las absolutas en mm año^{-1} junto con los valores de la desviación típica ($\pm\sigma$).

En Francia la contribución absoluta del Mediterráneo Occidental ($57,72 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$) es aproximadamente el doble que la de los procesos de evaporación local ($24,51 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$) ya que el área del Mediterráneo Occidental (650992 km^2) es mayor que la de Francia (2777264 km^2) aportando mayor humedad. Sin embargo, al normalizar los valores ambas fuentes de humedad presentan contribuciones similares ($88,68 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ y $88,41 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ respectivamente). En esta región los valores de desviación típica de la contribución de sus fuentes no son muy altos, pero el máximo corresponde a los procesos de evaporación local ($3,79 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En Italia, el Mediterráneo Occidental aparece con una contribución absoluta aproximadamente dos veces superior ($99,67 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$) a los procesos de evaporación local ($44,72 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$), sin embargo los resultados normalizados por el área muestran como la fuente dominante a estos procesos locales con una contribución de $217,61 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$, seguidos del Mediterráneo Occidental con $153,11 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Además la fuente que aparece mayor variabilidad interanual son los procesos de evaporación local ($8,74 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En los Balcanes se obtiene el mismo orden de importancia en sus fuentes de humedad independientemente de la normalización, siendo la fuente dominante los procesos de evaporación local con una contribución normalizada de $234,19 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$, seguidos por el Mediterráneo Central que aparece con un aporte de $113,74 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Por otro lado, el Mediterráneo Central es la fuente que presenta los mayores valores de desviación típica ($13,55 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

Oriente Medio muestra en términos absolutos al Mar Negro como la fuente que aporta más humedad ($175,69 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$), seguido del Mediterráneo Oriental ($164,72 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$), mientras que el Mediterráneo Central y los procesos de evaporación local aparecen con contribuciones absolutas similares de $118,63 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$ y $118,99 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$ respectivamente. Al normalizar, los resultados varían y los procesos de evaporación local, así como el Mediterráneo Oriental aparecen como las fuentes dominantes ($235,88 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$), aproximadamente el doble de la contribución del Mediterráneo Central, que aparece como la última. El Mediterráneo Oriental presenta la mayor variabilidad interanual de todas las regiones destino ($19,89 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) junto con los procesos de evaporación local ($15,82 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En el caso de África Oriental, la fuente dominante es el Mediterráneo Central con una contribución absoluta ($856,13 \times 10^{-6} \text{ mm año}^{-1}$) similar a la normalizada ($871,28 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) y dominando en los diez días. El Medi-

terráneo Central es la fuente de esta región con una mayor variabilidad interanual ($6,63 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$)

En África Central el orden de sus fuentes dominantes no se ve alterado al ser normalizadas las contribuciones por el área de la región fuente. En términos absolutos la contribución de la fuente atlántica es de $917,36 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$ y aproximadamente la mitad en el Mediterráneo Occidental ($484,94 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$). Estas diferencias en las contribuciones son menores al normalizar por el área de la fuente: los procesos de evaporación local tienen una contribución de $817,18 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ mientras que apenas hay diferencia entre la contribución del Mediterráneo Central ($756,15 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) y del Occidental ($752,61 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Además los procesos de evaporación local muestran el valor más alto de desviación típica ($13,08 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) al igual que ocurría en anteriores regiones.

Por último en África Occidental la fuente dominante de humedad durante los diez días corresponde a los procesos de evaporación local con una contribución normalizada de $77,05 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. Estos presentan la menor variabilidad interanual de todas las regiones de estudio ($0,54 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$).

En definitiva, a partir de los valores normalizados se obtiene que el Mediterráneo Occidental es la fuente dominante en el caso de la Península Ibérica y Francia mientras que los procesos de evaporación local lo son para Italia, Balcanes, Oriente Medio, África Central y Occidental. El Mediterráneo Central también aparece como fuente dominante en el caso de África Oriental. Además se calculó el coeficiente de variación de Pearson ($\sigma / |\bar{x}|$) cuyos valores para las fuentes mostradas en la tabla 3.1 varían entre 0.12 y 0.89 e indican la baja variabilidad interanual relativa en la región. Las fuentes que aparecen con una mayor variabilidad interanual son la Atlántica para la Península Ibérica con un valor de 0.89 junto con los procesos de evaporación local en Francia (0.87) y el Mediterráneo Central para los Balcanes (0.84). En cambio la variabilidad interanual más baja se da en África Occidental para los procesos de evaporación local con un coeficiente de variabilidad de Pearson de 0.12.

3.2.9.1. Distribución de la humedad

Una vez determinadas las principales fuentes de humedad para una región destino, se investigó cómo la humedad de las principales fuentes se distribuía entre cada una de las ocho regiones de la cuenca Mediterránea (tabla 3.2). Esto se logró tomando los valores de contribución absoluta de las fuentes de humedad y normalizándolos por el área de la región destino, de tal modo que así se obtiene

la cantidad de humedad que llega desde las fuentes oceánicas (Atlántico y Mar Mediterráneo) y procesos de evaporación local a cada una de las ocho regiones. Esto nos aporta una perspectiva diferente, la visión desde la fuente y no desde el receptor (como se veía en la tabla 3.1).

F. de humedad	PI	It	Fr	Bc	OM	AE	AC	AO
At	925.9 ±16.88	269.00 ±6.44	558.06 ±8.71	181.59 ±10.12	47.66 ±9.34	10.95 ±7.99	47.37 ±20.65	48.35 ±1.30
MO	300.32 ±5.35	176.93 ±2.10	108.45 ±7.37	61.41 ±13.55	9.55 ±2.28	164.14 ±1.76	433.83 ±6.76	65.12 ±0.11
MC	71.25 ±4.36	213.74 ±1.30	57.37 ±5.01	130.50 ±9.20	24.14 ±6.52	1550.10 ±6.66	654.07 ±11.50	79.51 ±0.21
Ev.local	251.20 ±15.59	217.61 ±3.76	88.41 ±8.74	234.19 ±11.43	235.88 ±15.82	211.95 ±4.91	817.18 ±13.08	77.05 ±0.54

Tabla 3.2: Distribución de la humedad desde las principales fuentes entre las diferentes regiones destino. Los valores han sido normalizados por las respectivas áreas de cada región destino y aparecen junto con sus valores de desviación típica ($\pm\sigma$). Contribuciones expresadas en $10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$.

A la vista de los resultados, se obtiene que la mayor parte de humedad que sale del Atlántico llega a la Península Ibérica con una contribución de $925,9 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$, aproximadamente el doble de lo que recibe Francia ($558,06 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$) y cinco veces superior a lo que llega a los Balcanes ($181,59 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$). Esta fuente presenta la mayor variabilidad en África Central y la Península Ibérica y el mínimo para África Occidental. Por otro lado, la fuente Atlántica aparecía en la tabla 3.1 con una contribución baja para la Península Ibérica, pero los resultados de la tabla 3.2 nos indican que a pesar de esto la mayor parte de la humedad que sale de ella la recibe esta región destino. De hecho, la fuente dominante en la Península Ibérica es el Mediterráneo Occidental, como se mostró en la tabla 3.1 y sin embargo, la mayor parte de la humedad que sale de éste llega a África Central con $433,83 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$ (tabla 3.2). Esta fuente tiene su máxima variabilidad interanual para los Balcanes y el menor África Occidental. De igual modo para el resto de regiones, se obtiene que la mayor parte de la humedad procedente del Mediterráneo Central llega a África Oriental con $1550,10 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$ mientras que la mayor evaporación local se produce en África Central con $817,18 \times 10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$. Los procesos de evaporación local aparecen con la mayor variabilidad interanual en el caso de las regiones destino de la Península Ibérica y Oriente Medio.

El rango del coeficiente de Pearson varia para las fuentes y regiones destino de la tabla 3.2 entre 0.06 y 3.46. La mayor variabilidad interanual se obtiene para la fuente atlántica en África Oriental (3.46) mientras que la menor se obtiene para la fuente del Mediterráneo Occidental en Oriente Medio (0.06).

Después de haber calculado cuales son las principales fuentes de humedad para cada región y cómo la humedad que sale de cada una de ellas se distribuye entre las regiones destino, se determinó el aporte total de humedad que llega a cada región (sin tener en cuenta los procesos de evaporación local) con el fin de determinar cuál de las ocho regiones recibe un mayor/menor aporte de humedad total desde fuentes externas.

Región destino	Contribución
PI	865.58
Fr	149.74
It	306.91
Bc	282.79
OM	615.24
AE	1437.35
AC	1782.54
AO	62.30

Tabla 3.3: Aporte total de humedad que llega a cada una de las regiones destino anualmente (valores normalizados por cada región fuente). Las contribuciones están expresadas en $10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$.

Los resultados muestran que la región que recibe un mayor aporte externo es la región de África Central con una contribución integrada total a diez días de $1782,54 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, seguida de África Oriental con $1437,35 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, mientras que la más baja corresponde a África Occidental con $62,30 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$.

Capítulo 4

Estacionalidad de las fuentes de humedad: la estación húmeda y seca

En este capítulo se ha realizado un análisis estacional de las fuentes de humedad con el fin de estudiar su variabilidad en dos estaciones: la primera definida como la estación húmeda (que comprende los meses de octubre a marzo) y la segunda como la estación seca (de abril a septiembre). Como ya se mencionó anteriormente esta división se ha basado en el hecho de que el 80 % de la precipitación en el sur de Europa y la cuenca Mediterránea se registra entre los meses de octubre a marzo (Xoplaki et al., 2004). Para realizar este análisis se utilizó la metodología aplicada en el anterior capítulo.

4.1. Análisis del flujo de humedad y su divergencia

De manera análoga al capítulo anterior se ha realizado un análisis del flujo de humedad y su divergencia para la estación húmeda, seca y la diferencia entre ambas.

Los resultados muestran que durante la estación húmeda, la divergencia del flujo integrado de humedad se extiende sobre el Mar Mediterráneo Occidental y Central, mientras que durante la estación seca lo hace sobre su parte oriental. De este modo, durante esta estación el flujo de humedad integrado verticalmente y su divergencia se extienden hacia las áreas continentales donde, como se mostrará en las próximas figuras, el proceso de evaporación local domina en comparación con la contribución de humedad de las fuentes remotas.

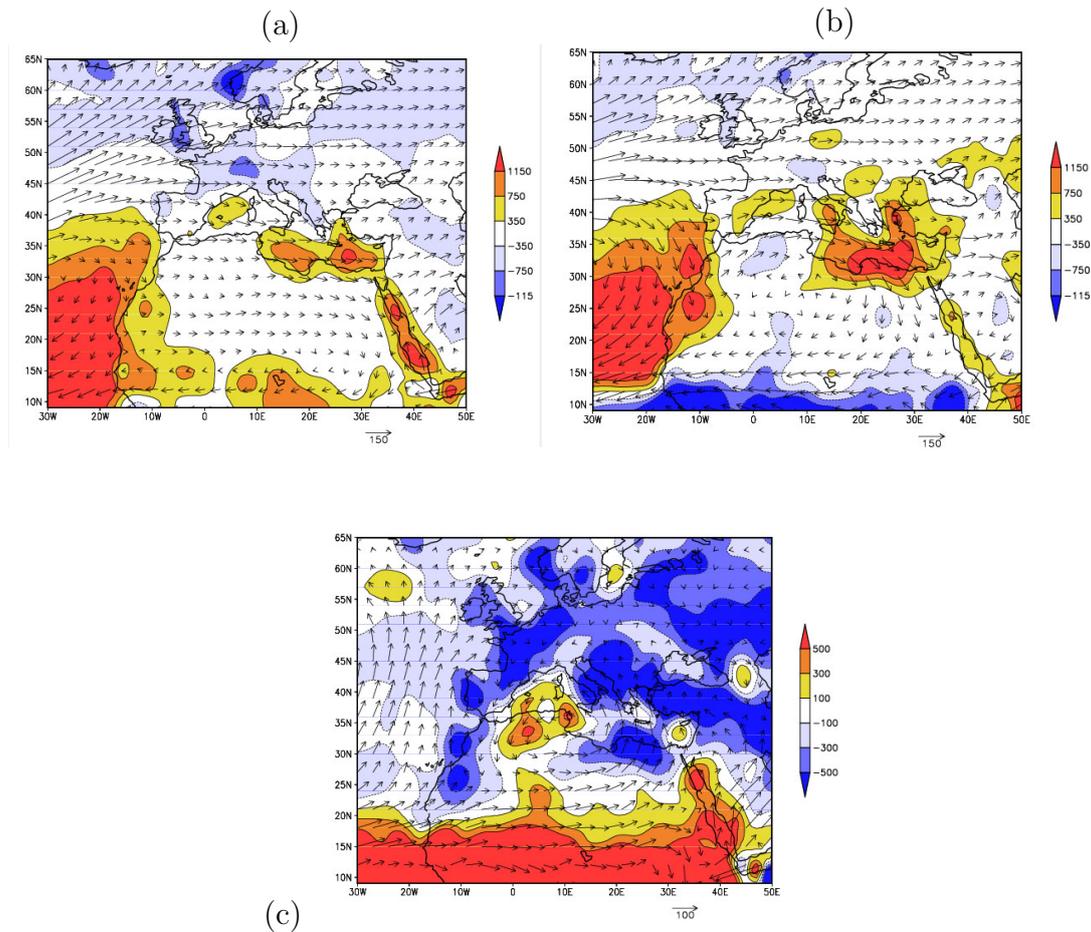


Figura 4.1: Flujo de humedad integrado verticalmente ($kg\ m^{-1}s^{-1}$) y su divergencia ($mm\ año^{-1}$) entre (a) la estación húmeda, (b) seca y (c) la diferencia entre ambas.

4.2. Estacionalidad de las fuentes de humedad

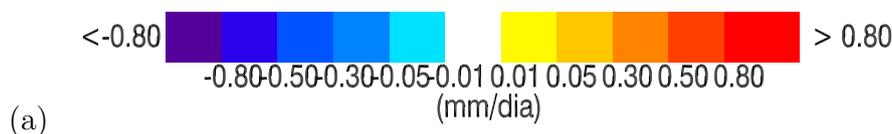
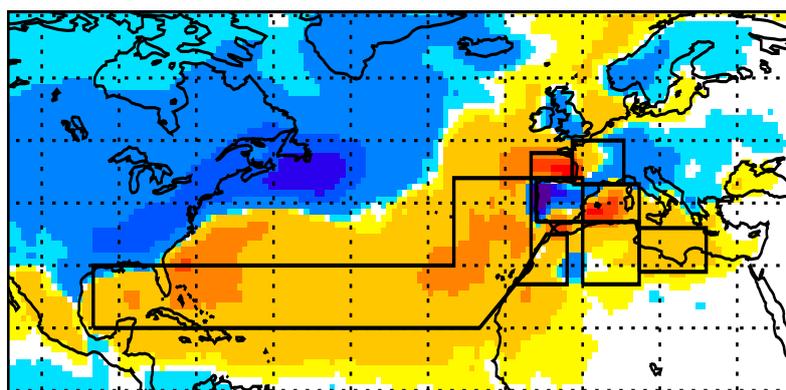
Al igual que en el análisis anual del capítulo anterior, para poder comparar la contribución de las fuentes de humedad en cada región de estudio, los resultados de las series temporales se muestran normalizados por el área de cada región fuente mientras que los campos de $(E - P)$ se muestran en términos de contribuciones absolutas.

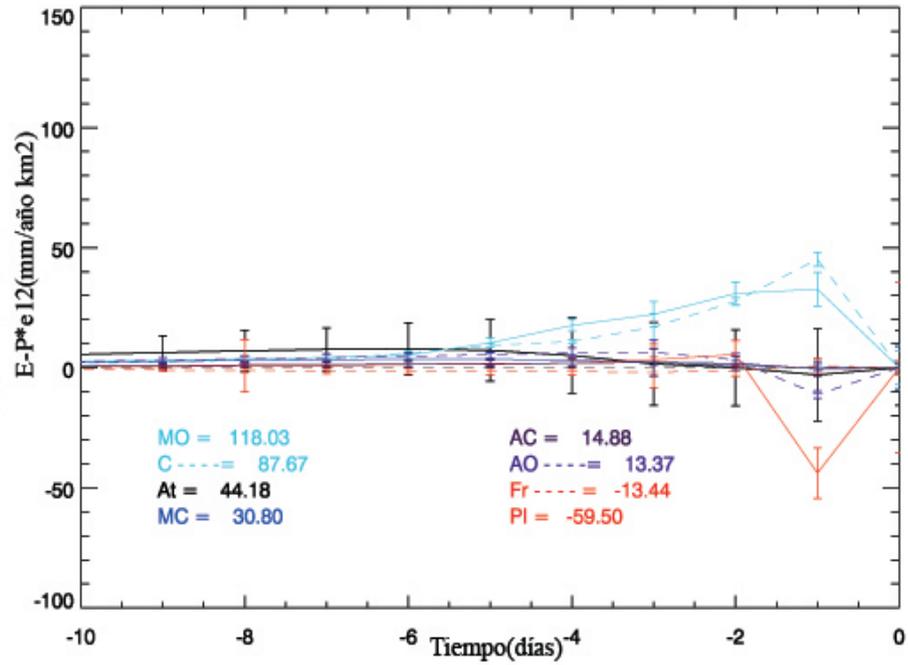
4.2.1. Península Ibérica

La figura 4.2b muestra que la contribución más importante durante la estación húmeda proviene del Mediterráneo Occidental con $118,03 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ entre el segundo y quinto día. Destaca también en esta estación el aporte del Mar Cantábrico que domina los días previos ($87,67 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) y la del Atlántico, con una contribución de $44,18 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ durante los últimos días (5-10). Otras fuentes que se obtienen en esta estación pero con una contribución de menor relevancia son (figura 4.2a): el Mediterráneo Central, África Central y Occidental.

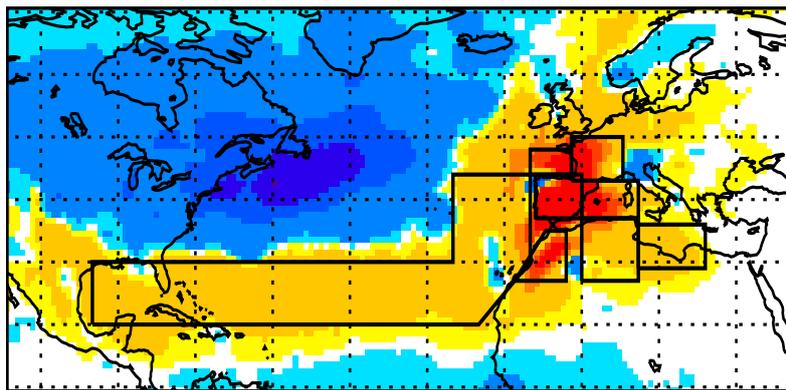
Durante la estación seca (figura 4.2d) los procesos de evaporación local aparecen como la principal fuente dominando entre el primer y noveno día, con $310,70 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. La siguiente fuente corresponde al Mediterráneo Occidental que contribuye con $205,82 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Durante esta estación aparecen con menor relevancia, tal y como puede apreciarse en la figura 4.2c otras fuentes: el Mar Cantábrico, África Occidental y Central, Mediterráneo Central, Francia y el Océano Atlántico. Esta última aporta humedad durante los últimos días (9-10) con un aporte bajo de $20,37 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Además la fuente que presenta una mayor variabilidad durante los primeros días son los procesos de evaporación local, tanto en la estación húmeda como en la seca. El Atlántico también aparece con una alta variabilidad en ambas estaciones mientras que la de menor corresponde al Mar Cantábrico en la estación húmeda y a África Central en la seca.

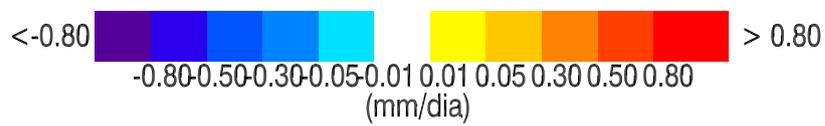


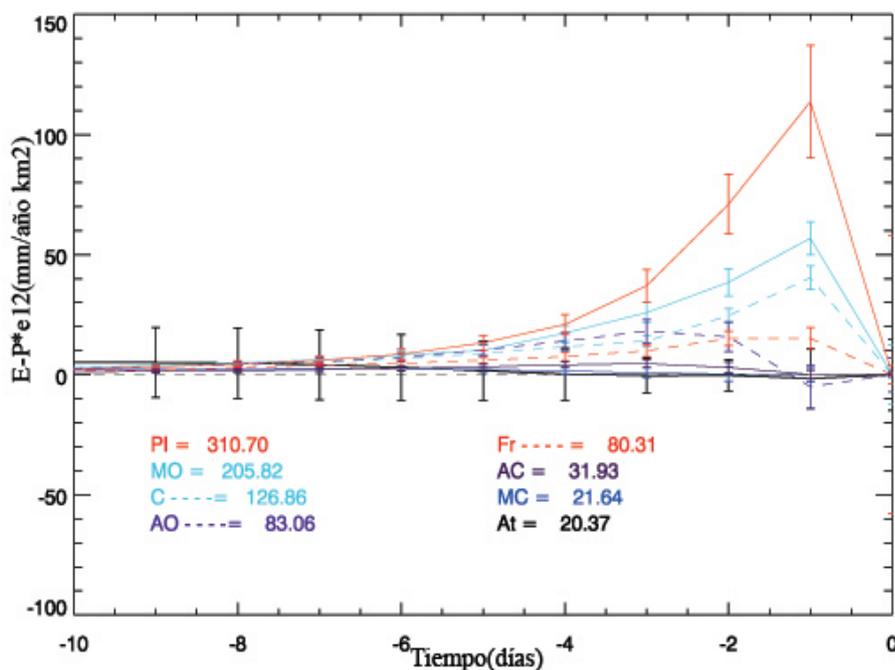


(b)



(c)





(d)

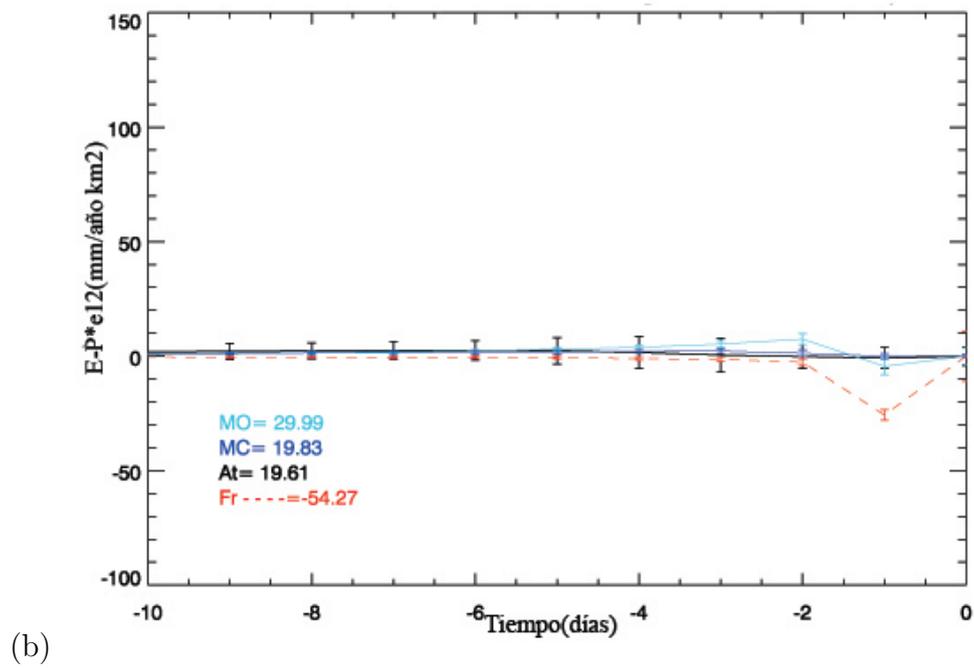
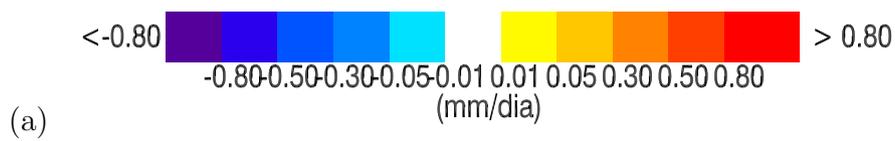
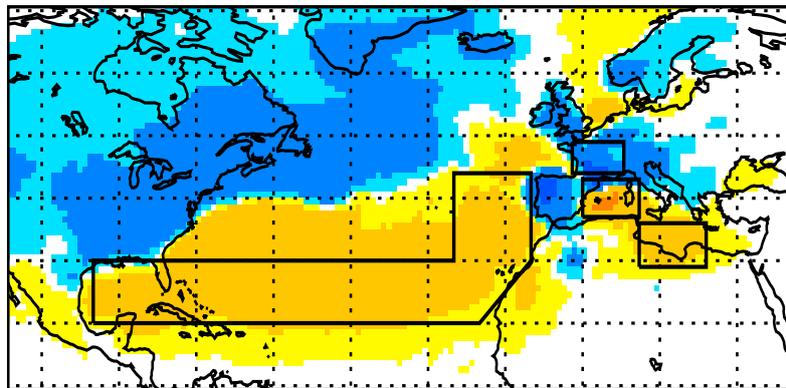
Figura 4.2: Medias anuales de los valores de $(E-P)$ integrados a diez días en el período 1980-2000 durante (a) la estación húmeda y (c) la estación seca para la Península Ibérica, determinados a partir de retro trayectorias hacia atrás en el tiempo y expresados en valores absolutos ($mm\ día^{-1}$). Series temporales de $(E - P)_n$ calculadas n días hacia atrás (*backwards*) en el tiempo ($n=1$ a 10) sobre la Península Ibérica y normalizados sobre cada región fuente para (b) la estación húmeda y (d) la estación seca. Las barras representan la desviación estándar. Los valores de la leyenda expresan la contribución total normalizada por la región fuente para cada una de las fuentes de humedad.

4.2.2. Francia

A partir de la figuras 4.3a y 4.3c se observa que las principales fuentes de humedad durante la estación húmeda son: el Mediterráneo Occidental con una contribución de $29,99 \times 10^{-12} mm\ año^{-1} km^{-2}$, el Mediterráneo Central que aporta $19,83 \times 10^{-12} mm\ año^{-1} km^{-2}$ y el océano Atlántico que presenta una contribución similar a la del Mediterráneo Central ($19,61 \times 10^{-12} mm\ año^{-1} km^{-2}$). A estas se les añade durante la estación seca (figura 4.3c y 4.3d) los procesos de evaporación local que dominan entre el primer y cuarto día con $142,68 \times 10^{-12} mm\ año^{-1} km^{-2}$. El Mediterráneo Occidental aporta también humedad en esta estación entre el primer y cuarto día ($58,69 \times 10^{-12} mm\ año^{-1} km^{-2}$).

Además, en las figuras 4.3b y 4.3d se muestra que en ambas estaciones los procesos de evaporación local son la fuente que experimenta una mayor variabilidad entre el primer y cuarto día, mientras que la fuente atlántica lo es en los últimos días (4-10). Durante la estación húmeda los procesos de evaporación

local presentan la mayor variabilidad (4-10) mientras que en la seca lo hace el Mediterráneo Central.



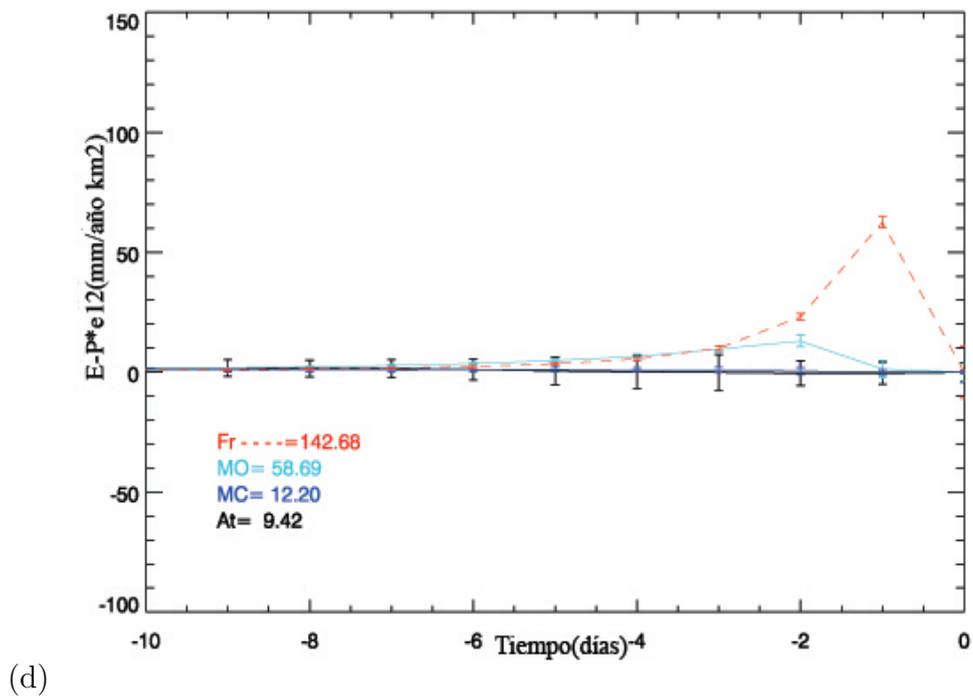
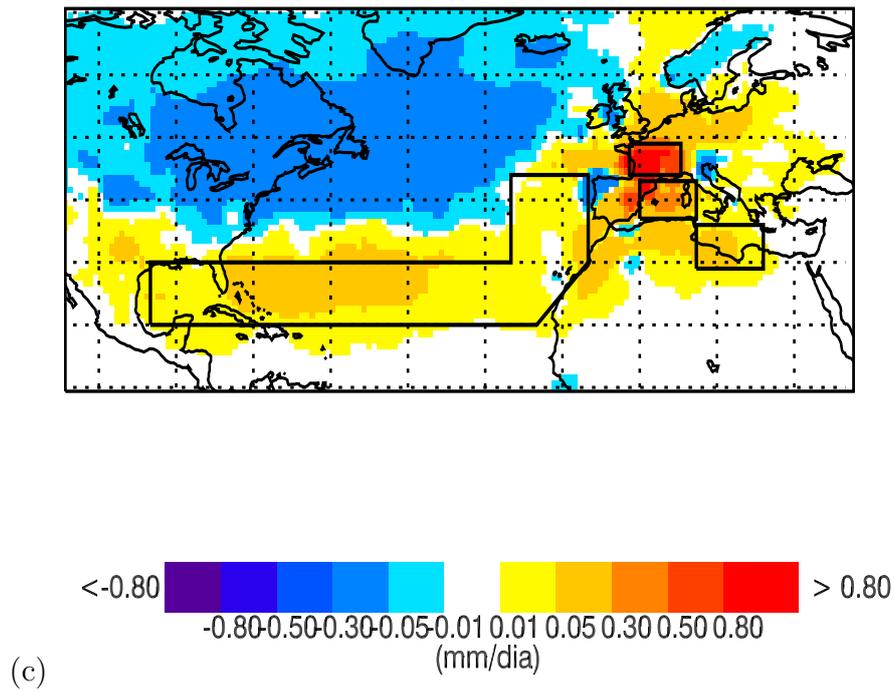


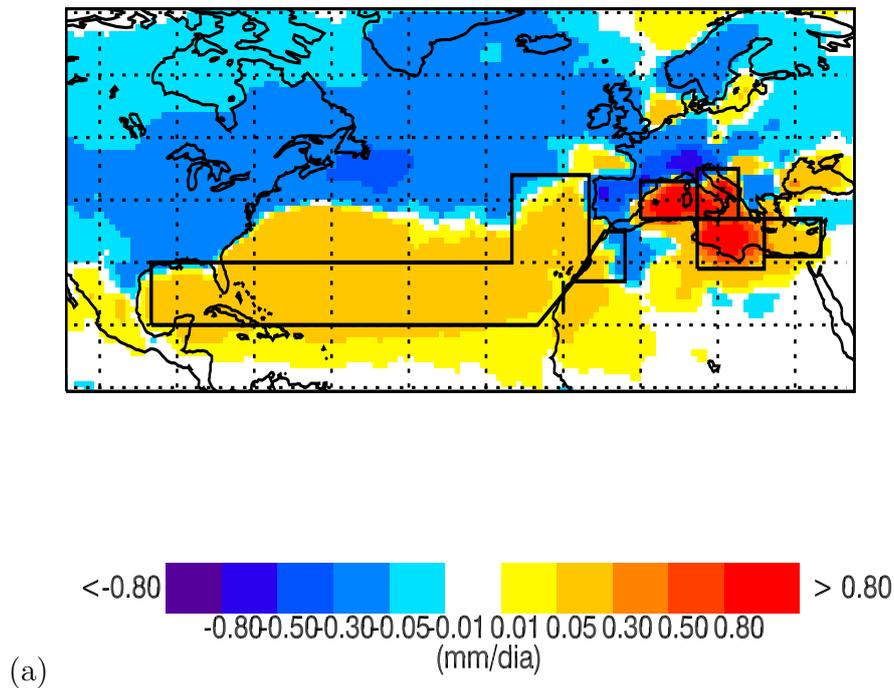
Figura 4.3: Idem 4.2 pero para Francia

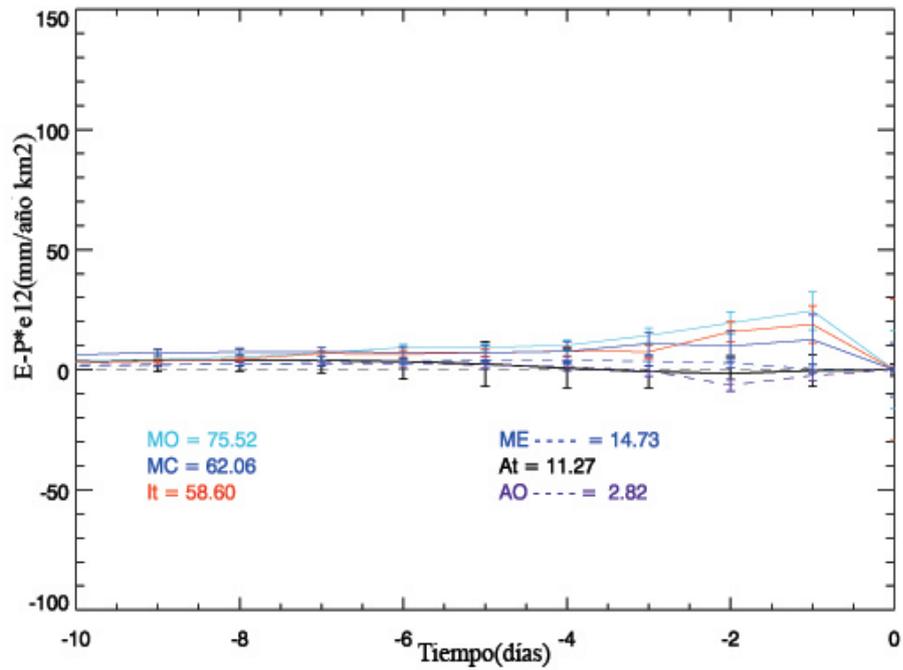
4.2.3. Italia

Los resultados de la figura 4.4b muestran que las fuentes que aportan mayor humedad en la estación húmeda son: el Mediterráneo Occidental que domina entre el primer y sexto día con $75,52 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, el Mediterráneo Central ($62,06 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) y los procesos de evaporación local que aportan humedad durante los primeros días ($58,60 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Otras fuentes de menor relevancia en esta estación (figura 4.4a) son: el Mediterráneo Oriental, el océano Atlántico y África Occidental.

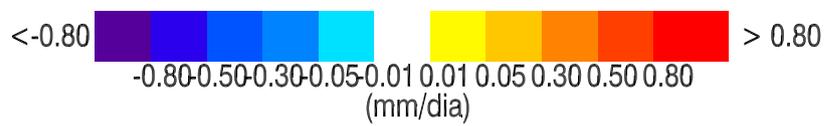
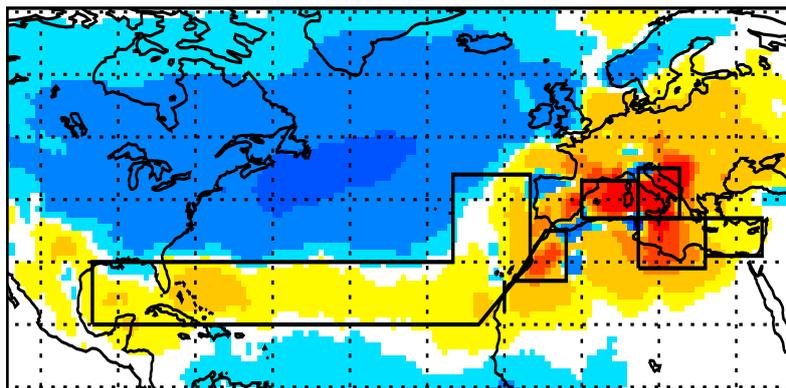
Durante la estación seca estas fuentes son también poco relevantes, siendo las dominantes (figura 4.4d) los procesos de evaporación local entre el primer y cuarto día con una contribución de $159,01 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ y el Mediterráneo Occidental entre el cuarto y décimo día con $77,59 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$.

En las figuras 4.4b y 4.4d se muestra que las fuentes con una mayor variabilidad en ambas estaciones son los procesos de evaporación local durante los primeros días (1-3) y la fuente atlántica (3-10).





(b)



(c)

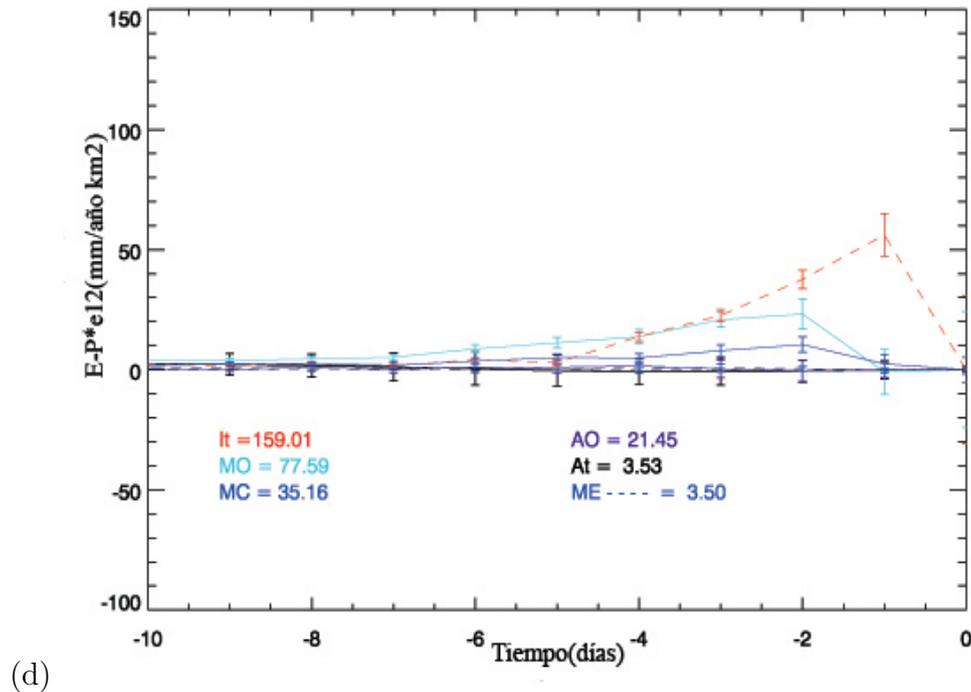


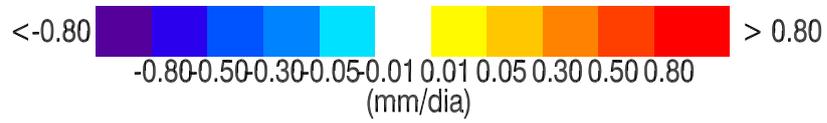
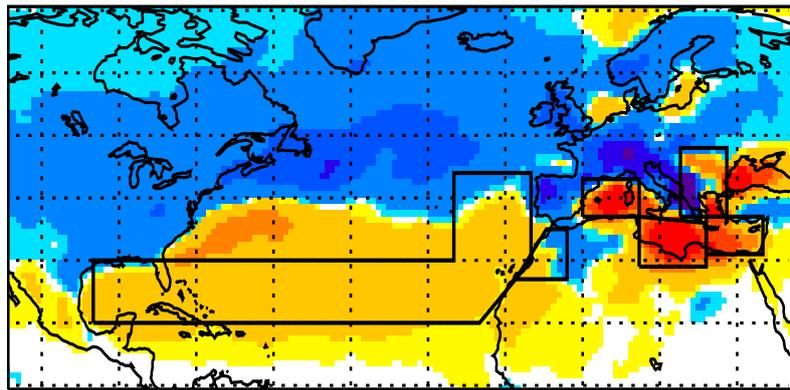
Figura 4.4: Idem 4.2 pero para Italia

4.2.4. Balcanes

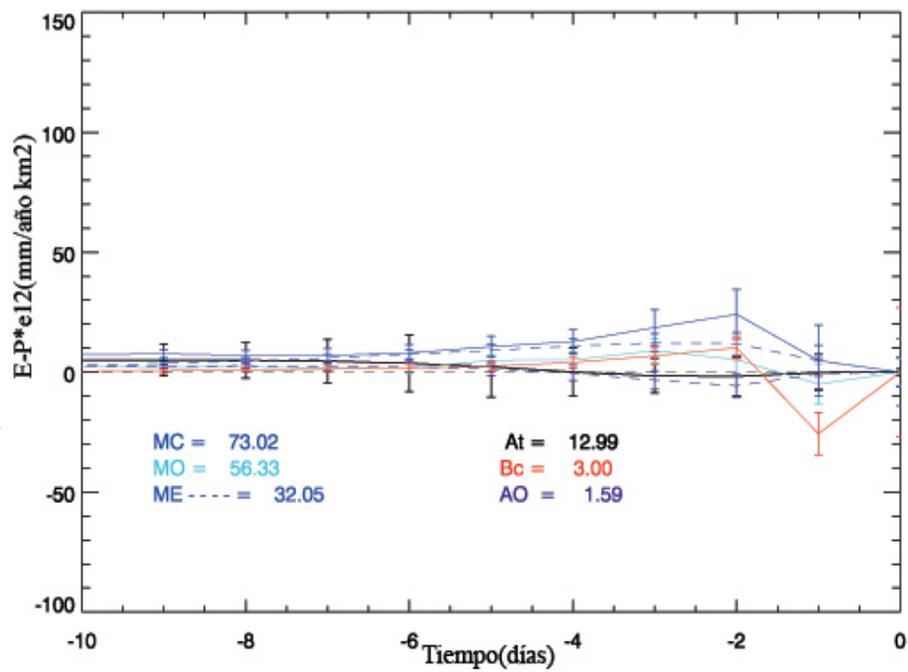
En los Balcanes las principales fuentes para ambas estaciones son (figuras 4.5a y 4.5c): los procesos de evaporación local, el Mediterráneo Central y Occidental, el Mediterráneo Oriental, África Occidental y el océano Atlántico.

En la figura 4.5b se muestra que durante la estación húmeda el Mediterráneo Central es la fuente dominante durante los diez días ($73,02 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) junto con el Mediterráneo Occidental, que contribuye en el mismo intervalo pero con un valor inferior ($56,33 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$). En la estación seca (figura 4.5d) la principal fuente dominante corresponde a los procesos de evaporación local que contribuyen durante los diez días y con un aporte de $231,19 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

En estas mismas figuras (4.5b y 4.5d) se obtiene que las fuentes que presentan una mayor variabilidad interanual durante ambas estaciones son los procesos de evaporación local durante los primeros días (1-3), la fuente atlántica (5-8) y el Mediterráneo Occidental.



(a)



(b)

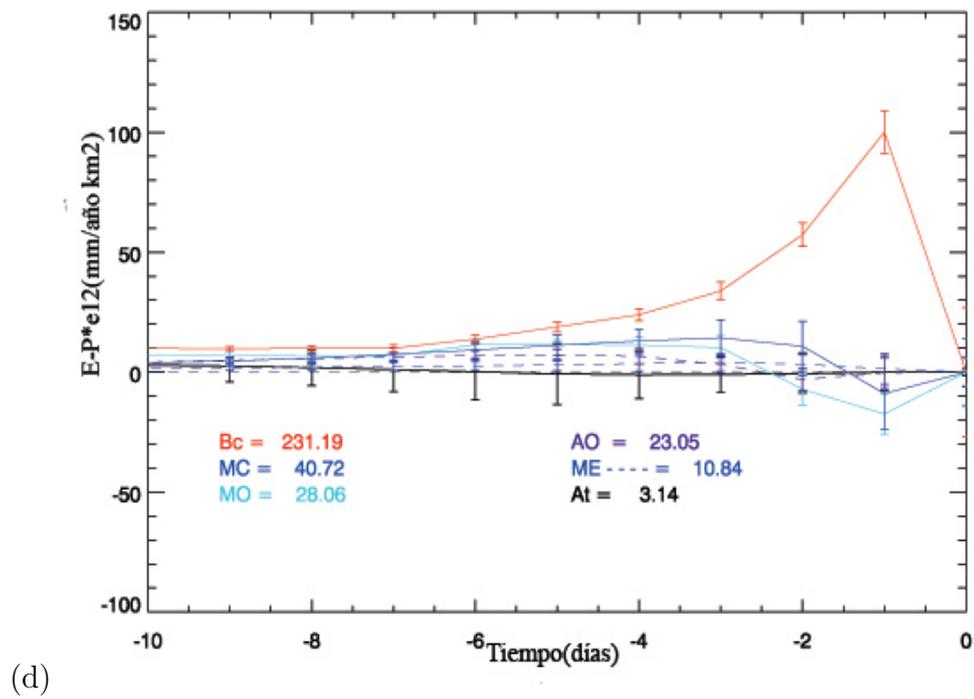
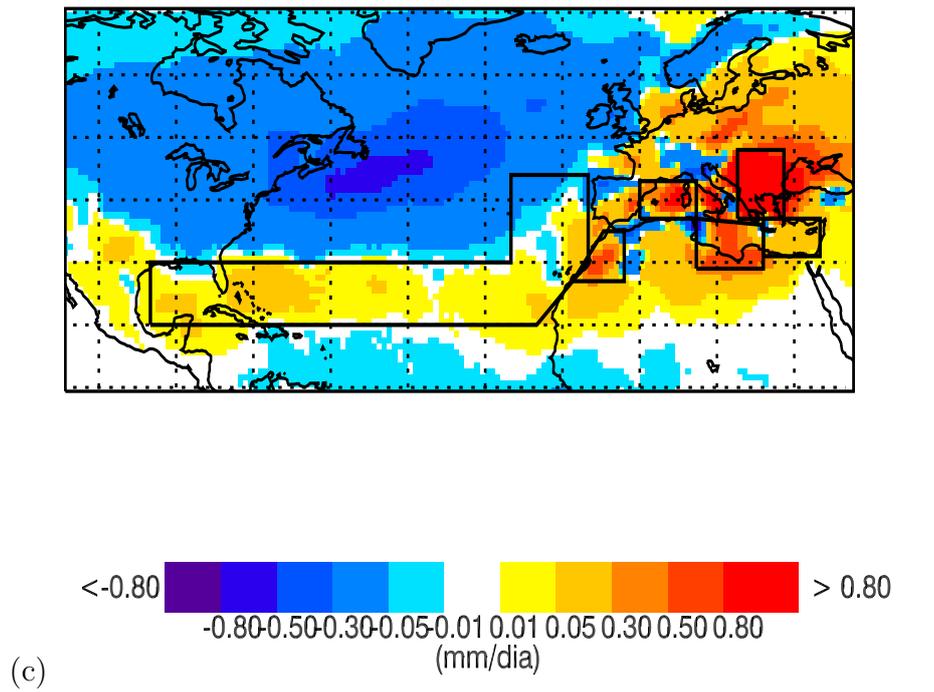


Figura 4.5: Idem 4.2 pero para los Balcanes

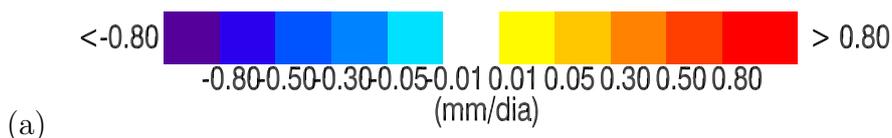
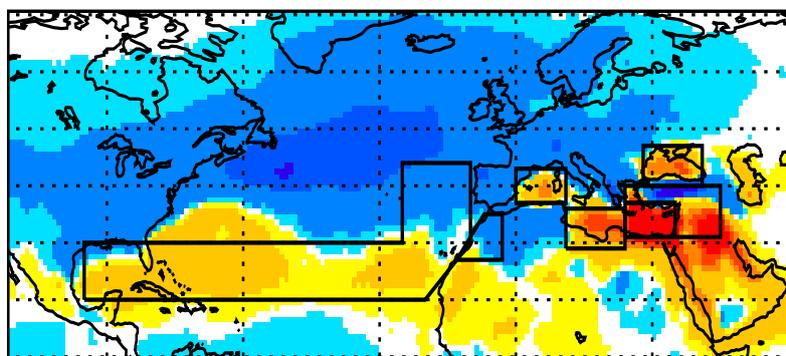
4.2.5. Oriente Medio

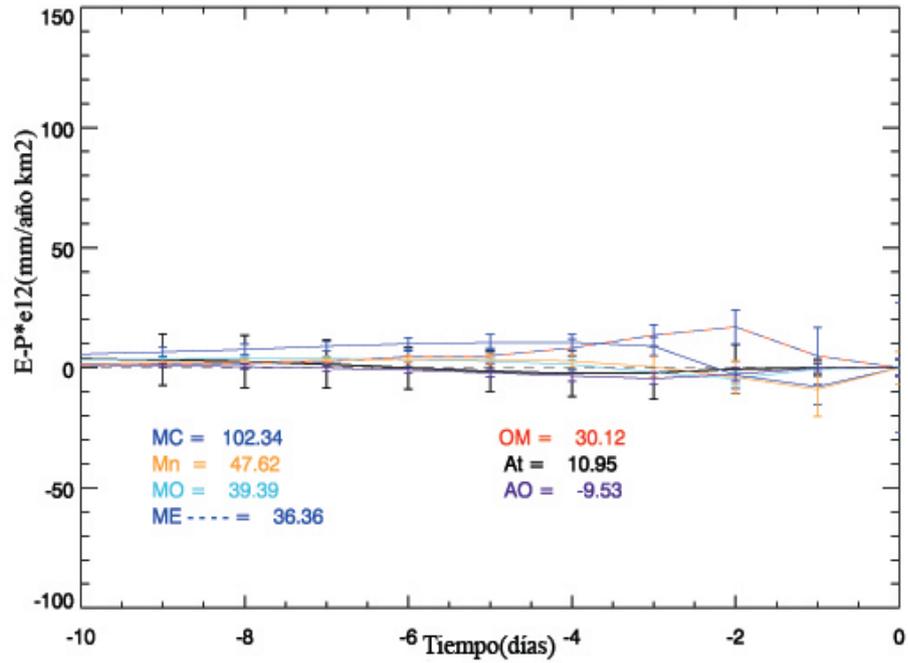
En la parte más oriental del Mediterráneo, las principales fuentes durante la estación húmeda son (figura 4.6a): los procesos de evaporación local, el Mediterráneo Oriental, Central y Occidental, el Mar Negro y el océano Atlántico. A estas se le añade África Occidental durante la estación seca.

En la figura 4.6b la principal fuente en la estación húmeda es el Mediterráneo Central, cuya contribución es de $102,34 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ y domina entre el tercer y decimo día. El Mediterráneo Oriental aparece también como fuente relevante durante los días previos (0-3) con $36,36 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ junto con los procesos de evaporación local que lo hacen con $30,12 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

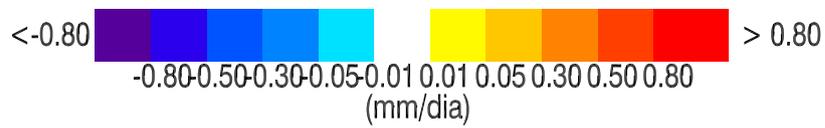
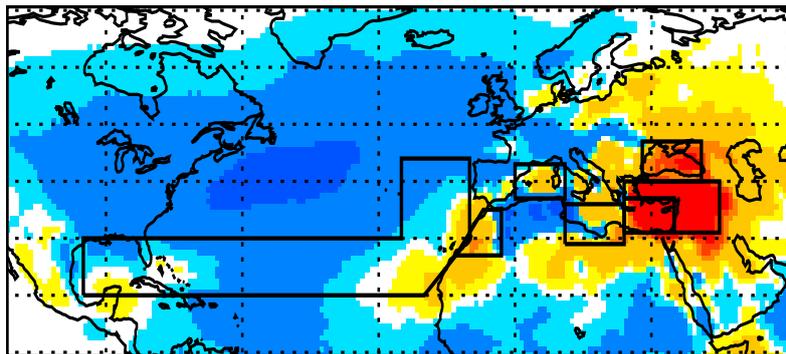
Por otro lado durante la estación seca (figura 4.6d) los procesos de evaporación local son la fuente dominante, con una contribución total integrada de $199,52 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$ junto con el Mar Negro que aporta entre el cuarto y octavo día ($156,56 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En estas mismas figuras se obtiene que en ambas estaciones los procesos de evaporación local presentan la mayor variabilidad (1-4) junto con la fuente atlántica (4-10).





(b)



(c)

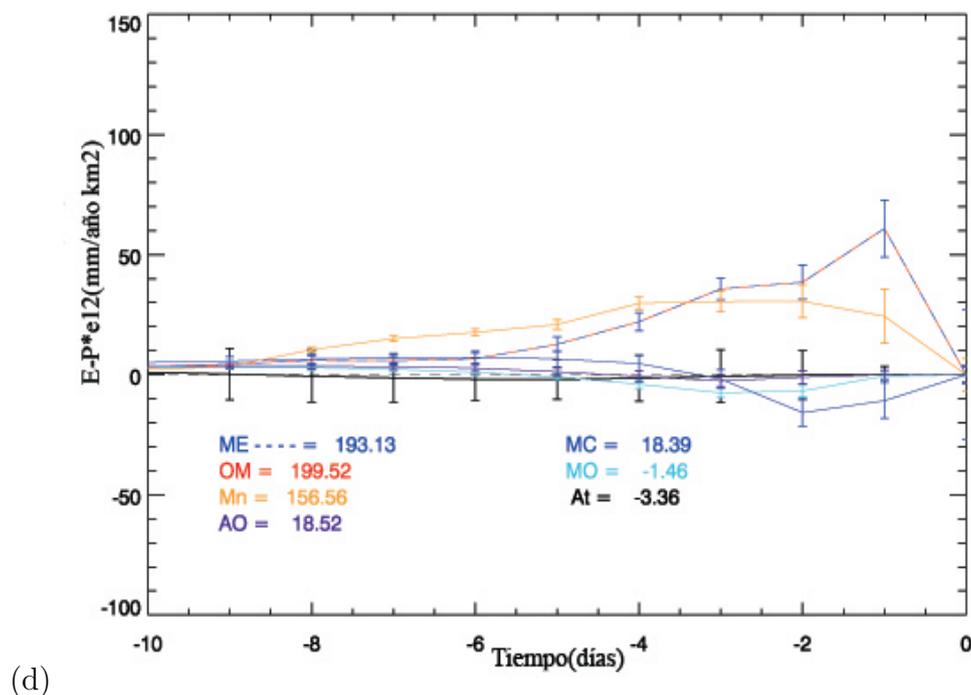
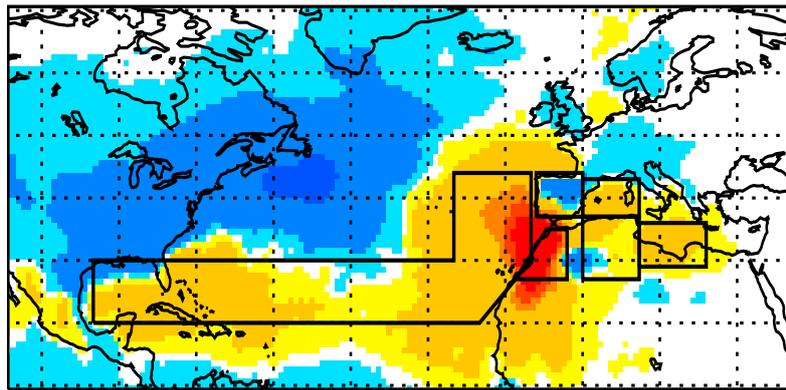


Figura 4.6: Idem 4.2 pero para el Mediterráneo Oriental

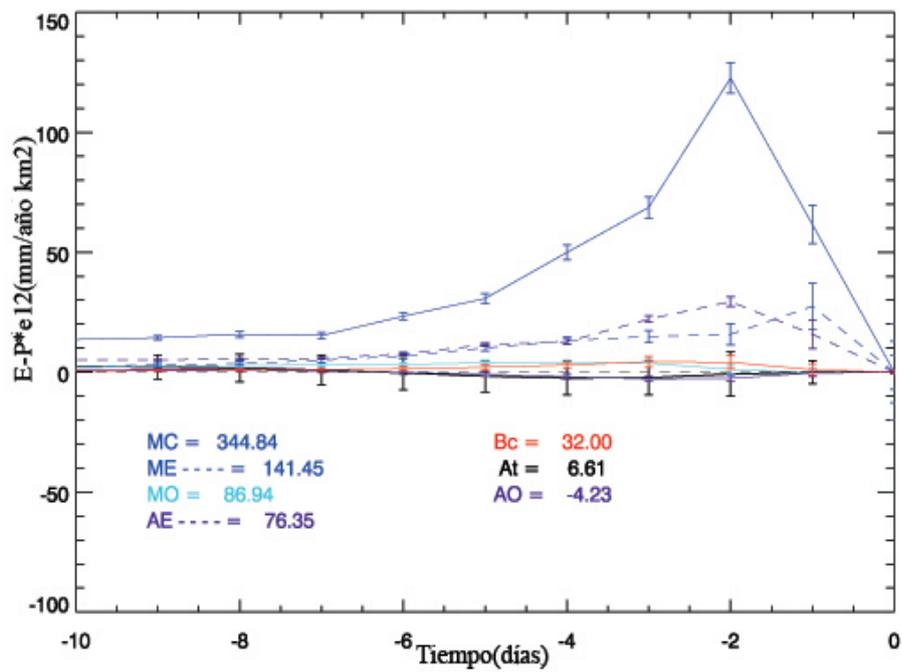
4.2.6. África Oriental

A partir de las figuras 4.7b y 4.7d se obtiene que durante ambas estaciones la fuente dominante es el Mediterráneo Central mostrando un mayor aporte de humedad durante la estación seca ($526,44 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Los procesos de evaporación local no juegan un papel relevante en esta región, sin embargo en la estación seca presentan los valores de contribución más altos después del Mediterráneo Central. La tercera fuente relevante es el Mediterráneo Oriental, que sufre una disminución en aporte respecto a la estación húmeda ($99,25 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ frente a $141,25 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$).

En estas mismas figuras se obtiene que en ambas estaciones la mayor variabilidad aparece para los procesos de evaporación local (entre 1-2 día) y la fuente atlántica (2-10).



(a)



(b)

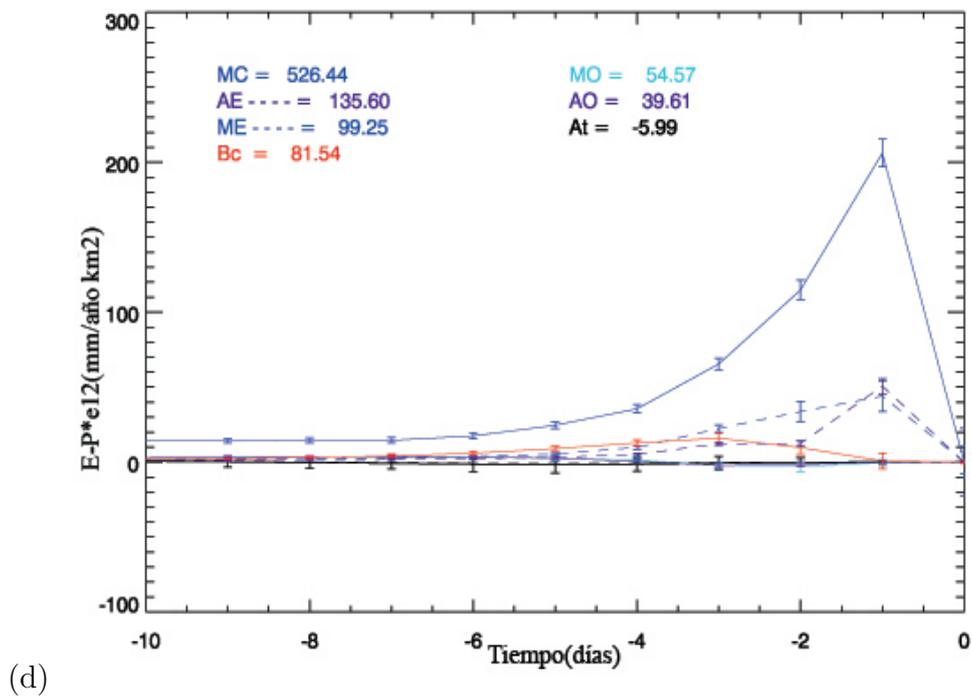
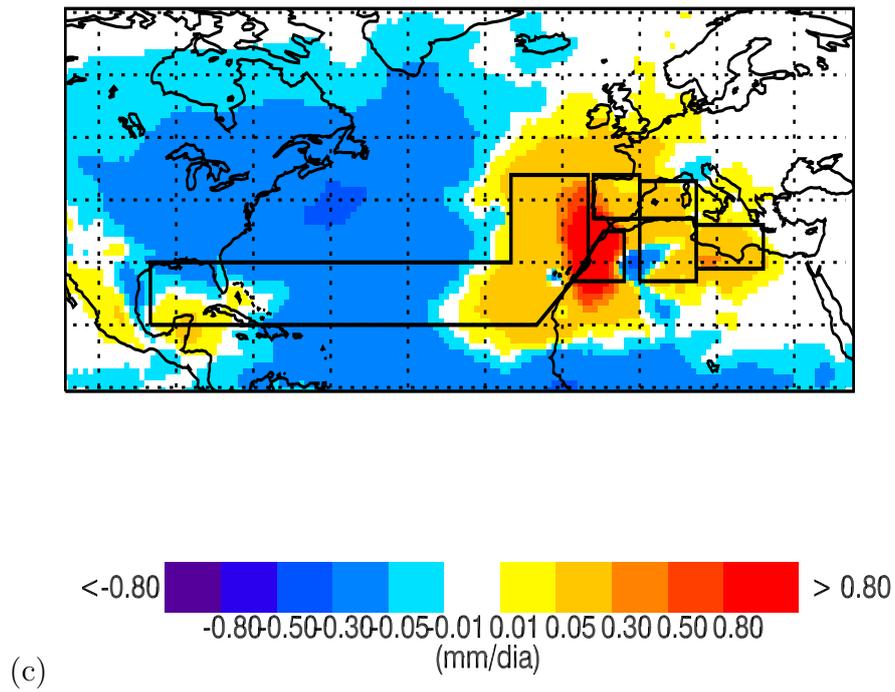


Figura 4.7: Idem 4.2 pero para África Oriental

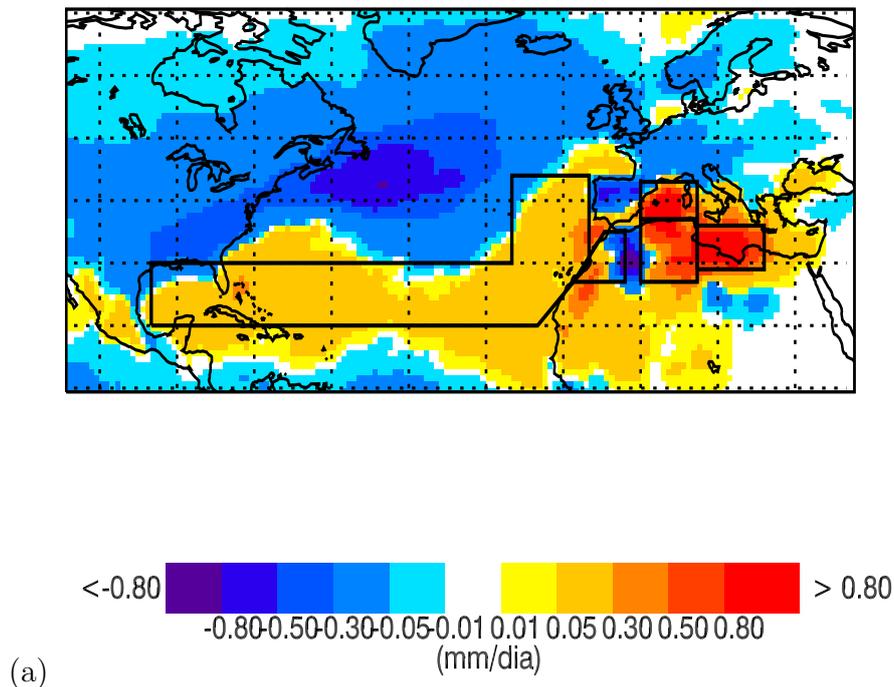
4.2.7. África Central

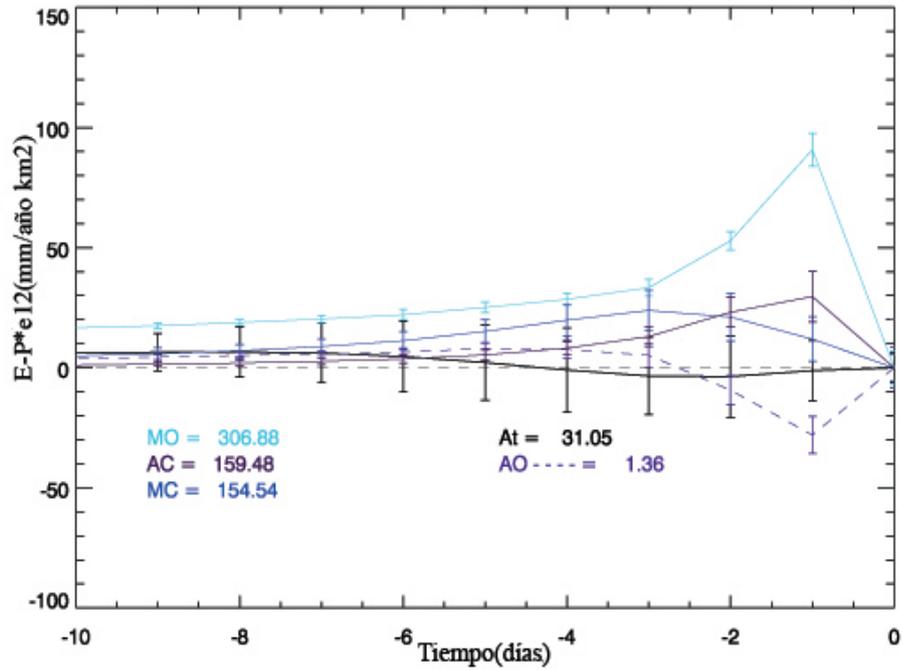
En las figuras 4.8a y 4.8c se muestran las fuentes para ambas estaciones y que son las siguientes: África Central y Occidental, el Mediterráneo Central y Occidental y el océano Atlántico.

Durante la estación húmeda (figura 4.8b), el Mediterráneo Occidental aparece como la fuente más importante con una contribución total integrada de $306,86 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$, que es dos veces superior a la del Mediterráneo Central y a los procesos de evaporación local.

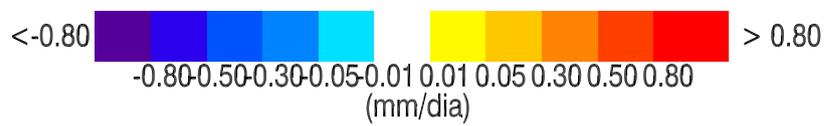
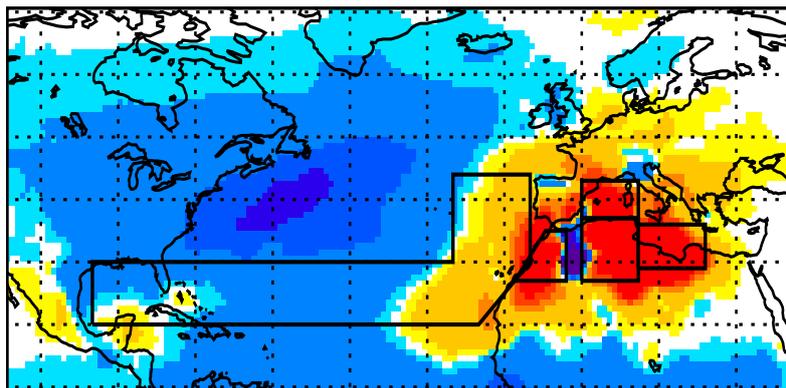
Durante la estación seca (figura 4.8d) son los procesos de evaporación local los que actúan como principal contribuyente para África Central (con $657,70 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) seguidos por el Mediterráneo Central que domina entre el tercer y décimo día ($601,61 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En estas mismas figuras se observa que la mayor variabilidad interanual corresponde a los procesos de evaporación local (1-2 día) y a la fuente Atlántica (2-10).





(b)



(c)

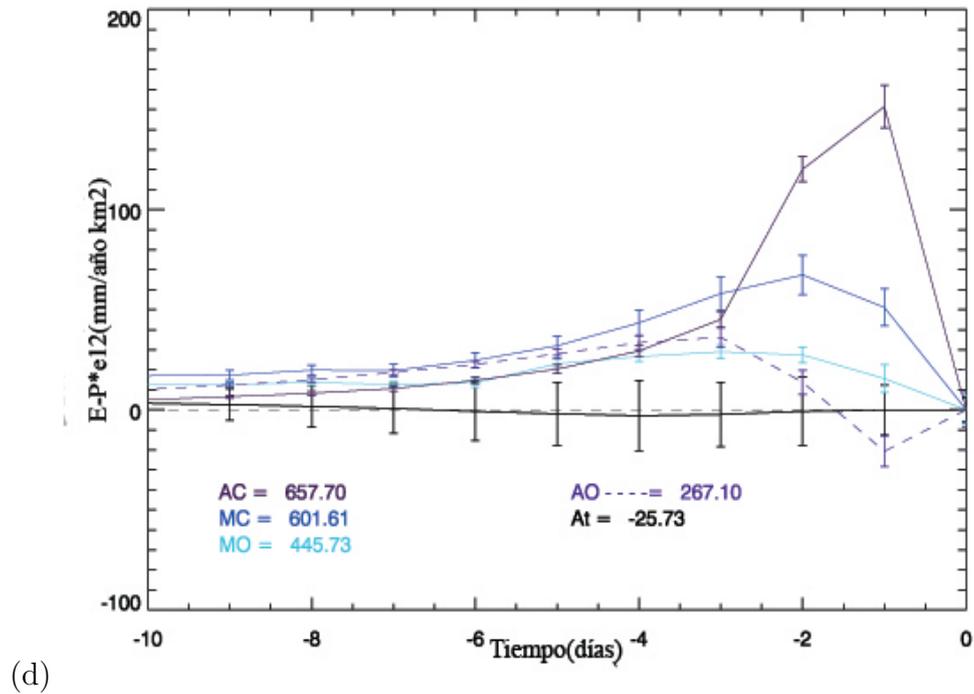


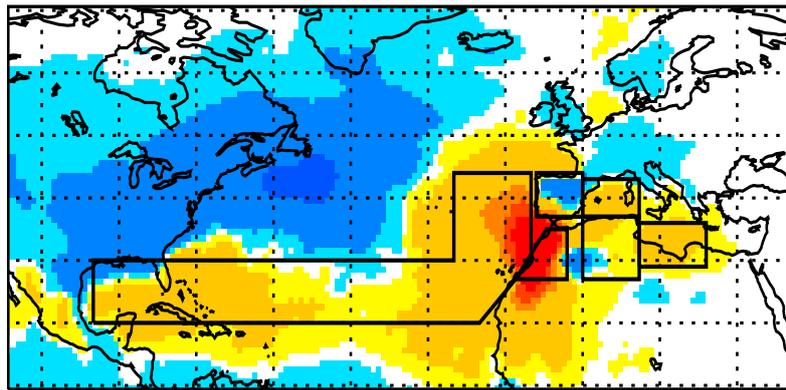
Figura 4.8: Idem 4.2 pero para África Central

4.2.8. África Occidental

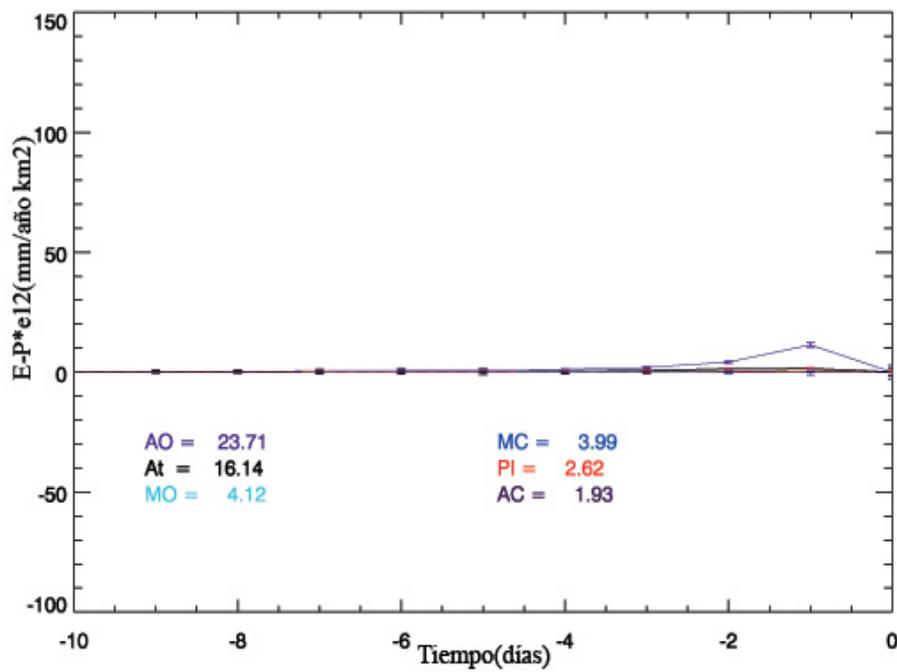
En el caso de la parte más occidental de África las contribuciones de las fuentes no presentan grandes diferencias estacionales (figuras 4.9a y 4.9c) siendo estas: África Occidental y Central, la Península Ibérica, el Mediterráneo Central y Occidental y el océano Atlántico.

En las figuras 4.9b y 4.9d se muestra cómo los procesos de evaporación local son los dominantes tanto en la estación húmeda ($23,71 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) como seca ($53,34 \times 10^{-12} \text{ mm año}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

En estas mismas figuras se obtiene que en ambas estaciones, las fuentes que presentan una mayor variabilidad interanual son los procesos de evaporación local (1-2 día) y el Atlántico (del 2 al día 10).



(a)



(b)

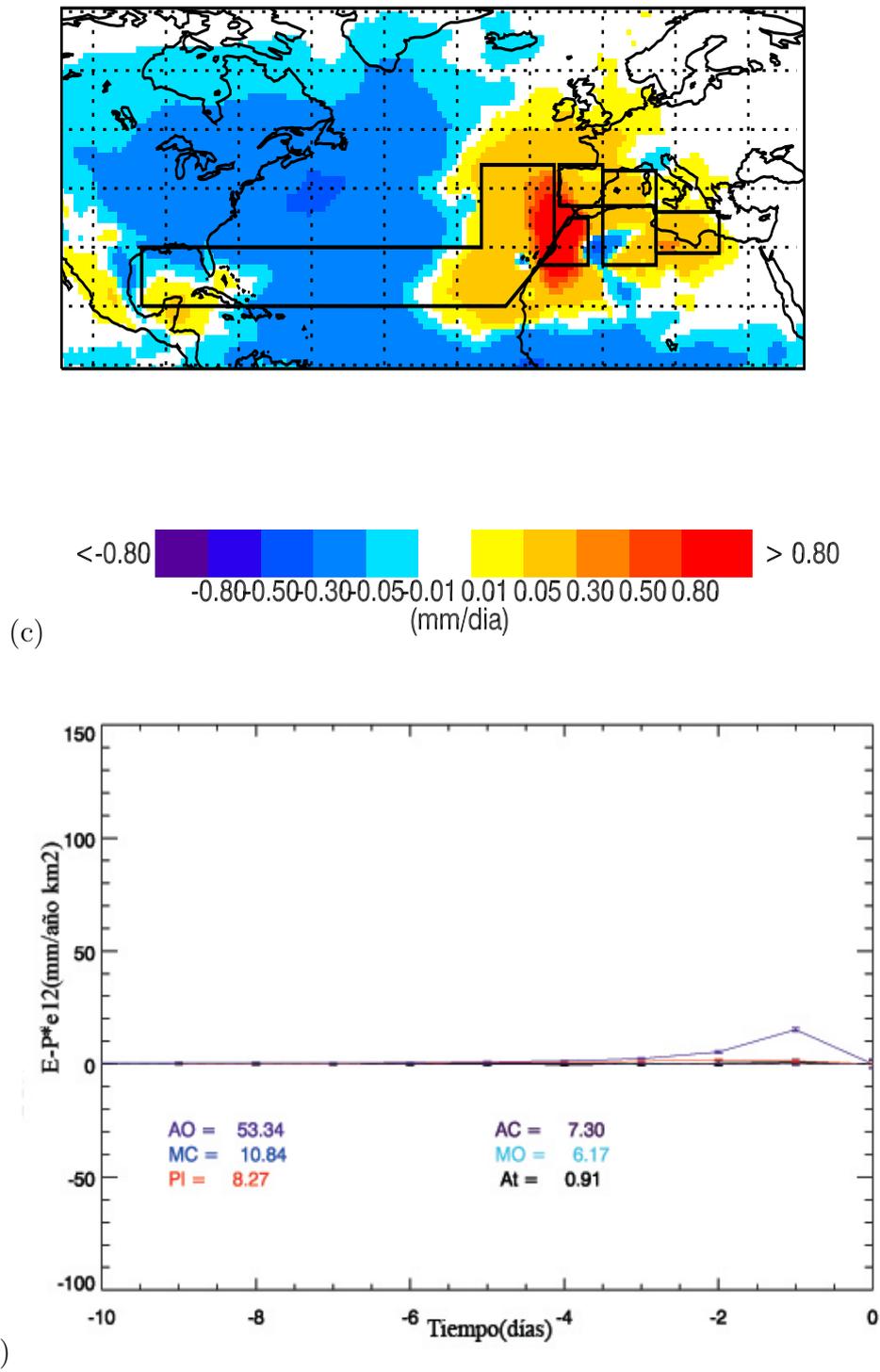


Figura 4.9: Idem 4.2 pero para África Oeste

4.2.9. Comparación de las fuentes de humedad

Una vez determinadas las fuentes de humedad de cada región a partir de las figuras 4.2-4.9, se ha elaborado la tabla 4.1 en la que se muestran las principales fuentes y su contribución (en términos absolutos y normalizada por el área de la región fuente) para cada región destino y estación, así como el rango de días en el cuál dominan. Además junto con los valores normalizados aparecen los valores de desviación típica.

En el caso de la Península Ibérica, durante la estación húmeda la mayor contribución absoluta corresponde al Atlántico con $417,26 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$, mientras que en la estación seca son los procesos de evaporación local. En esta región el orden de las fuentes de humedad difiere al normalizar los valores de contribución absoluta, de tal modo que en la estación húmeda la fuente dominante (en valores normalizados) sería el Mediterráneo Occidental con una contribución casi tres veces superior a la del Atlántico ($44,18 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Durante la estación seca el orden de las fuentes permanece invariante, siendo los procesos de evaporación local los dominantes con una contribución absoluta de $192,23 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$ y normalizada de $310,70 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. Por otro lado la fuente que presenta mayor variabilidad interanual es el océano Atlántico en la estación húmeda y los procesos de evaporación local en la seca.

En Francia la fuente que aporta mayor cantidad de humedad en términos absolutos es el Atlántico ($185,21 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$), mientras que las contribuciones absolutas del Mediterráneo Occidental y Central son similares y casi diez veces inferiores a la del Atlántico ($19,52$ y $19,48 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$ respectivamente). Sin embargo, al normalizar los valores aparece como fuente dominante el Mediterráneo Occidental con un aporte de $29,99 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, ligeramente superior al de la fuente atlántica ($19,61 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Durante la estación seca el orden de las fuentes de humedad no difiere al normalizar los valores absolutos y se obtiene que la fuente dominante corresponde a los procesos de evaporación local ($142,68 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Además, la fuente que presenta un mayor variabilidad es el Atlántico en la estación húmeda mientras que en la seca son los procesos de evaporación local.

Región destino	Estación húmeda			Estación seca		
	Contribuyente	Contribución absoluta	Contribución normalizada	Contribuyente	Contribución absoluta	Contribución normalizada
Península Ibérica	MO(2-5)	78.83±2.23	118.03±3.34	Ev.local(0-9)	192.23±10.26	310.70±11.66
	C(0-2)	24.87±0.67	87.67±2.38	MO(0-9)	133.98±2.27	205.82±3.50
	At(5-10)	417.26±124.48	44.18±13.22	C(0-3)	35.99±0.86	126.86±2.93
Francia	MO(2-5)	19.52±0.46	29.99±1.49	Ev.local(0-4)	39.56±0.74	142.68±2.67
	MC(0-2)	19.48±0.89	19.83±0.91	MO(4-10)	38.20±0.89	58.69±1.37
	At(5-10)	185.21±46.37	19.61±4.91			
Italia	MO(0-6)	49.16±0.16	75.52±3.98	Ev.local(0-4)	32.67±1.06	159.01±5.17
	MC(6-10)	60.98±4.58	62.06±4.67	MO(4-10)	50.51±3.49	77.59±5.36
	Ev.local(0-3)	12.04±1.05	58.60±5.15			
Balcanes	MC(0-10)	71.75±6.47	73.02±6.59	Ev.local(0-10)	81.75±1.95	231.19±5.52
	MO(1-10)	36.67±2.42	56.33±3.72	MC(2-4)	40.01±3.68	40.72±3.75
Oriente Medio	MC(3-10)	100.56±3.52	102.34±3.58	Ev.local(0-4)	100.65±5.89	199.52±11.68
	ME(0-3)	18.34±3.25	36.36±6.45	Mn(4-8)	35.03±0.96	156.56±4.26
África Oriental	MC(0-10)	338.84±3.55	344.84±3.62	MC(0-10)	517.28±3.82	526.44±3.89
África Central	MO(0-10)	199.77±2.08	306.88±3.21	Ev.local(0-3)	692.48±4.09	657.70±10.43
	Ev.local(0-3)	167.91±5.28	159.48±5.02	MC(4-10)	591.15±8.01	601.61±8.16
	MC(3-10)	151.75±5.53	154.44±5.63			
África Occidental	Ev.local(0-7)	10.72±0.24	23.71±0.55	Ev.local(0-7)	23.41±0.44	53.34±0.44
	At(7-10)	29.65±6.06	16.14±1.03	MC(7-10)	10.65±0.01	10.84±0.10

Tabla 4.1: Principales fuentes de humedad para cada región destino y sus relativas contribuciones integradas en 10 días expresadas en valores absolutos ($10^{-6}mm \text{ año}^{-1}$) y normalizados $10^{-12}mm \text{ año}^{-1}km^{-2}$ para ambas estaciones.

En Italia, el Mediterráneo Central aparece durante la estación húmeda como la fuente dominante en términos absolutos con $60,98 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$. Al normalizar los valores, el Mediterráneo Occidental aparece como la fuente dominante con $75,52 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. En la estación seca la fuente con una mayor contribución en términos absolutos es el Mediterráneo Occidental ($50,51 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$), mientras que en valores normalizados son los procesos de evaporación local que dominan entre el primer y cuarto día ($159,01 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Por otro lado la fuente que presenta una mayor variabilidad en la estación húmeda son los procesos de evaporación local mientras que en la seca es el Mediterráneo Occidental.

En los Balcanes el orden de las fuentes es el mismo tanto si se expresa en valores absolutos como normalizados. La fuente más importante durante la estación húmeda y a lo largo de los diez días es el Mediterráneo Central, con una contribución normalizada de $73,02 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, mientras que en la estación seca son los procesos de evaporación local ($231,19 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Además la fuente que presenta una mayor variabilidad interanual es el Mediterráneo Central en la estación húmeda y los procesos de evaporación local en la seca.

Oriente Medio muestra al Mediterráneo Central con una contribución absoluta durante la estación húmeda de $100,56 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$, similar a la dominante en la estación seca por parte de los procesos de evaporación local ($100,65 \times 10^{-6} \text{mm año}^{-1}$). Al normalizar los valores, las fuentes dominantes son las mismas, con una contribución de $102,34 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ por parte del Mediterráneo Central durante la estación húmeda y de aproximadamente el doble por parte de los procesos de evaporación local en la estación seca ($199,52 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Además en esta estación también se produce un gran aporte por parte del Mar Negro ($156,56 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Por otro lado la fuente que presenta una mayor variabilidad interanual en ambas estaciones corresponde a los procesos de evaporación local.

África Oriental no presenta una gran variabilidad estacional en sus fuentes, siendo la más relevante durante los diez días el Mediterráneo Central, con una contribución normalizada de $344,84 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la estación húmeda y $526,44 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la estación seca.

En África Central el orden de sus fuentes no se ve alterado al ser normalizados los valores absolutos. Durante la estación húmeda el Mediterráneo Occidental contribuye con $306,88 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$, que es aproximadamente el doble de la contribución normalizada de su segunda fuente más importante (los procesos de evaporación local). Estos procesos son la principal fuente en la estación

seca con un aporte de $657,70 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. Además la fuente que presenta una mayor variabilidad es el Mediterráneo Central en la estación húmeda y los procesos de evaporación local en la seca.

Por último, en África Occidental la fuente dominante entre el primer y séptimo día en ambas estaciones corresponde a los procesos de evaporación local que aportan $23,71 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la estación húmeda y $53,34 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la estación seca. Además la fuente atlántica es la que presenta una mayor variabilidad en la estación húmeda y los procesos de evaporación local en la seca.

En resumen, desde el punto de vista de las fuentes, se obtiene que durante la estación húmeda el Mediterráneo Occidental es la principal fuente de humedad en términos relativos para la Península Ibérica, Italia, Francia y África Central, mientras que el Mediterráneo Central lo es para Oriente Medio y los Balcanes y los procesos de evaporación local para África Occidental. Durante la estación seca los procesos de evaporación local son la fuente dominante para todas las regiones destino. Además los valores de contribución de las fuentes son mayores durante la estación seca. Ello es debido a que el aire más caliente admite mayor contenido de vapor de agua. Además cabe destacar que para el norte de África y Oriente Medio, la fuente Atlántica experimenta un descenso en su contribución durante la estación seca e incluso desaparece en algunos casos.

El coeficiente de variación de Pearson varía entre 5.30 y 0.01. La fuente que presenta una mayor variabilidad relativa durante la estación húmeda es la fuente atlántica para la Península Ibérica (5.13) y la menor la fuente atlántica para Francia (0.01). Durante la estación seca la mayor variabilidad aparece para la fuente del Mediterráneo Occidental en Italia (5.30) y la de menor para los procesos de evaporación local en África Occidental.

4.2.9.1. Distribución de la humedad

El análisis realizado en esta sección parte del interés en conocer como se distribuye la humedad procedente de cada una de las fuentes analizadas en cada una de las ocho regiones destino. Para ello en las tablas 4.2 y 4.3 se muestran los valores de las contribuciones de cada una de las fuentes de humedad normalizadas por el área de la región destino.

Fuente de humedad	PI	It	Fr	Bc	OM	AE	AC	AO
At	633.71 ±13.32	204.80 ±6.26	379.92 ±4.91	146.20 ±8.19	74.70 ±8.30	118.50 ±5.90	276.85 ±13.04	118.50 ±1.03
MO	109.45 ±3.34	88.76 ±3.98	36.68 ±1.49	40.99 ±3.72	65.86 ±1.42	100.84 ±1.00	176.90 ±3.21	4.69 ±0.08
MC	41.85 ±2.19	106.87 ±4.67	35.52 ±0.91	87.08 ±6.59	65.86 ±3.58	655.49 ±3.62	145.99 ±5.63	12.06 ±0.56
Ev.local	-59.50 ±6.66	58.60 ±5.15	-54.27 ±1.82	3.00 ±5.38	30.12 ±6.45	76.35 ±3.00	159.48 ±5.02	23.71 ±0.55

Tabla 4.2: Distribución de la humedad desde las principales fuentes entre las diferentes regiones destino (valores normalizados por las respectivas áreas de cada región destino) para la estación húmeda junto con su desviación típica ($\pm\sigma$). Contribuciones expresadas en $10^{-12}mm\ a\tilde{no}^{-1}km^{-2}$.

Fuente de humedad	PI	It	Fr	Bc	OM	AE	AC	AO
At	292.19 ±11.71	64.20 ±4.82	178.14 ±3.31	35.39 ±5.44	-26.35 ±4.93	-107.55 ±3.55	-229.48 ±9.69	10.76 ±0.81
MO	190.88 ±3.50	91.20 ±5.36	71.77 ±1.37	20.42 ±4.02	-0.74 ±1.58	63.30 ±1.36	256.93 ±4.82	4.86 ±0.07
MC	29.40 ±1.44	106.87 ±2.24	21.85 ±0.63	43.42 ±3.75	13.65 ±3.59	894.61 ±3.89	508.08 ±8.18	12.08 ±0.10
Ev.local	310.70 ±11.66	159.01 ±5.17	142.68 ±2.67	231.19 ±5.52	199.52 ±11.68	135.60 ±3.38	657.70 ±10.4	53.34 ±0.44

Tabla 4.3: Idem 4.2 pero para la estación seca

A partir de los resultados obtenidos en estas tablas se observa que la Península Ibérica es el principal destino de la humedad procedente del Atlántico tanto en la estación húmeda como seca (con una contribución integrada en los diez días de $633,71 \times 10^{-12} mm\ a\tilde{no}^{-1} km^{-2}$ durante la estación húmeda y de $292,19 \times 10^{-12} mm\ a\tilde{no}^{-1} km^{-2}$ durante la seca). El transporte desde esta fuente oceánica está asociado probablemente a los ríos troposféricos y ciclones extratropicales que son los responsables de la mayor parte de la precipitación en la parte oeste de las latitudes extratropicales (Ralph et al., 2004, 2005; Bao et al., 2006). La humedad procedente del Atlántico también alcanza durante la estación húmeda a Francia, aunque su contribución ($379,92 \times 10^{-12} mm\ a\tilde{no}^{-1} km^{-2}$) es aproximadamente dos veces inferior a la que llega a la Península Ibérica. El menor aporte de humedad

de esta fuente oceánica llega a Oriente Medio con $74,70 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ durante la estación húmeda, y no aporta nada a África Central en la estación seca ($-229,48 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) ni a África Oriental y Oriente Medio. Por otro lado la mayor variabilidad de esta fuente se obtiene en la estación húmeda para la Península Ibérica ($13,32 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) mientras que la menor se produce en la estación seca para África Occidental.

Por otro lado, África Central es el principal receptor de la humedad procedente del Mediterráneo Occidental recibiendo una contribución de humedad de $176,90 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la estación húmeda y $256,93 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la seca. El menor aporte por parte de esta región del Mediterráneo lo recibe África Occidental en la estación húmeda ($4,69 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) y Oriente Medio en la seca ($-0,74 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Además la mayor variabilidad para el Mediterráneo Occidental se obtiene en Italia ($5,36 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$) durante la estación seca y la menor en África Occidental en esta misma estación ($0,07 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$).

La mayor parte de la humedad que sale del Mediterráneo Central llega a África Oriental con $655,49 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ durante la estación húmeda y $894,61 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$ en la seca. El aporte más bajo se registra para África Occidental en ambas estaciones. Por otro lado, la mayor variabilidad en esta fuente se obtiene durante la estación seca para África Central y la menor en esta misma estación pero para África Occidental.

Cuando se comparan los resultados obtenidos entre la tabla 4.2 y 4.3, se observa que los procesos de evaporación local son más relevantes durante la estación seca siendo la contribución local para África Central casi cuatro veces superior en esta estación que en la húmeda ($657,70 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$). Por otro lado el menor aporte de humedad de estos procesos lo recibe África Occidental con $53,34 \times 10^{-12} \text{mm año}^{-1} \text{km}^{-2}$. La mayor variabilidad de estos procesos se obtiene para África Oriental en la estación seca y la menor para África Occidental en esa misma estación.

El coeficiente de Pearson varía entre 7.46 y 0.09 en la estación húmeda y 5.30 y 0.03 en la estación seca. La mayor variabilidad relativa de la fuente atlántica se da en la estación húmeda para los Balcanes y la Península Ibérica. En el caso de los procesos de evaporación local también presentan la mayor durante la estación húmeda para la Península Ibérica y Francia. Por el contrario, la mayor variabilidad relativa para el Mediterráneo Occidental se da en Italia y para el Mediterráneo Central en la Península Ibérica en la estación seca.

Por último, una vez determinadas las principales fuentes de humedad para cada región destino y como se distribuye la humedad entre estas, se ha determinado el aporte total de humedad que llega a cada región (sin tener en cuenta los procesos de evaporación local) con el fin de determinar cuál de las ocho regiones recibe un mayor/menor aporte de humedad total en cada estación, de manera análoga al estudio de la tabla 3.2 del anterior capítulo.

Región destino	Estación húmeda	Estación seca
PI	295.59	569.99
It	165.68	141.23
Fr	69.43	80.31
Bc	175.98	105.81
ME	227.13	388.17
AE	613.61	795.42
AC	493.83	1288.71
AO	28.80	37.49

Tabla 4.4: Aporte total de humedad que llega a cada una de las regiones destino en la estación húmeda y seca (valores normalizados por cada región fuente). Las contribuciones están expresadas en $10^{-12} m \text{ año}^{-1} km^{-2}$.

A la vista de los resultados de la tabla 4.4, se observa que hay variaciones estacionales relevantes en las diferentes regiones destino. Durante la estación húmeda las contribuciones totales son mucho menores que durante la estación seca para todas las regiones destino excepto para Italia y los Balcanes. Durante la estación seca algunos valores de contribución son dos (PI, AO) o tres (AC) veces más grandes que durante la estación húmeda debido a que en estas regiones la contribución desde el Mar Mediterráneo (especialmente su parte central y occidental) aumenta durante la estación seca. Estas diferencias estacionales también están probablemente asociadas al hecho de que, durante la estación seca la temperatura del aire es más elevada y admite más contenido de vapor de agua. Durante esta estación la región destino que recibe la menor cantidad de humedad de sus fuentes es África Occidental, mientras que las contribuciones más altas se registran para África Central.

Capítulo 5

Variabilidad de las fuentes de humedad con los patrones de teleconexión

Como se describió en la introducción, la mayoría de los análisis sobre la variabilidad de las fuentes de humedad que se pueden hallar en la literatura, se han realizado para un intervalo breve entre cinco y nueve años. Esto ha supuesto una limitación y, entre otros aspectos, ha impedido analizar el papel que juegan los patrones de teleconexión en el transporte de humedad. Sin embargo, dado que la presente memoria dispone de 21 años de resultados, se investigará la influencia de los patrones de teleconexión en el transporte de humedad sobre el Mediterráneo. Para ello se han realizado diferentes análisis que proporcionan perspectivas complementarias entre sí.

- 1) Análisis de correlación: mediante el coeficiente de correlación de Pearson se ha determinado la relación lineal con los patrones de teleconexión.
- 2) Análisis de composites: mediante la técnica de composites se ha investigado si además de variabilidad lineal existe una relación no lineal.

5.1. Estudio de variabilidad lineal con los patrones de teleconexión

Se han correlacionado los índices de los principales patrones de teleconexión mencionados en la introducción (NAO, ENSO, WASM, SAM y SCAND) con la contribución de cada una de las principales fuentes de humedad determinadas en el anterior capítulo en cada estación.

Las tablas 5.1 y 5.2 muestran para cada estación, región destino y contribuyente las correlaciones obtenidas. Los valores son significativos ($p < 0,05$) para $|r| > 0,43$.

Región Destino	Contribuyente	r (patrón de teleconexión)
Península Ibérica	MO	No significativo
	C	No significativo
	At	0.61 (WASM)
Italia	MO	0.80/0.51 (SCAND/WASM)
	MC	-0.56(ENSO)
	Ev.local	No significativo
Francia	MO	0.44 (WASM)
	MC	0.56 (SCAND)
	At	0.64/0.45 (WASM/SAM)
Balcanes	MC	0.64 (WASM)
	MO	0.48/-0.56 (NAO/ENSO)
Oriente Medio	MC	0.63 (WASM)
	ME	No significativo
África Oriental	MC	0.59 (WASM)
África Central	MO	No significativo
	Ev.local	No significativo
	MC	-0.49 (ENSO)
África Occidental	Ev.local	No significativo
	At	0.56/-0.54 (WASM/ENSO)

Tabla 5.1: Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de contribución integrada diez días de las principales fuentes de humedad de cada región destino y los principales patrones de teleconexión durante la estación húmeda. Significatividad al 95 % $r > 0,43$

Región Destino	Contribuyente	r (patrón de teleconexión)
Península Ibérica	Ev.local	No significativo
	MO	No significativo
	At	No significativo
Italia	Ev.Local	-0.44 (NAO)
	MO	-0.51(ENSO)
Francia	Ev.local	No significativo
	MO	No significativo
Balcanes	Ev.local	No significativo
	MC	0.57/No significativo (SCAND/ENSO)
Oriente Medio	ME/Ev.local	0.56 (ENSO)
	Mn	No significativo
África Oriental	MC	No significativo
África Central	Ev.local	0.49(WASM)
	MC	-0.46 (ENSO)
Africa Occidental	Ev.local	No significativo
	MC	-0.47 (ENSO)

Tabla 5.2: Idem 5.1 pero para la estación seca

Al analizar estas tablas 5.1 y 5.2 lo más relevante es:

- Durante la estación húmeda aparecen correlaciones significativas para el monzón africano con la fuente de humedad atlántica (en la región destino de la Península Ibérica), el Mediterráneo Occidental (en Italia y Francia) y el Mediterráneo Central (en los Balcanes, África Oriental y Oriente Medio). Las regiones destino que presentan una mayor correlación con este patrón son: los Balcanes, con un coeficiente de correlación de 0.63 con el Mediterráneo Central y Oriente Medio con esta misma zona del Mediterráneo (0.64). Por otro lado la única región que no muestra correlación significativa entre sus fuentes de humedad y el WASM durante esta estación es África Central.
- Aparecen también correlaciones significativas entre el patrón Escandinavo y la fuente del Mediterráneo Central (en la región destino de Francia), así como con el Mediterráneo Occidental (en Italia, en la cuál presenta el valor más alto de correlación de todo el estudio (0.80)).
- ENSO también muestra correlaciones significativas y negativas con el Mediterráneo Occidental (en los Balcanes), el Mediterráneo Central (en Italia y África Central) y con la fuente atlántica (en África Occidental).

- Por otro lado, así como las fuentes oceánicas del Mar Mediterráneo y Atlántico muestran correlaciones significativas con los patrones de teleconexión mencionados, los procesos de evaporación local no muestran valores significativos del coeficiente de correlación de Pearson para ninguna de las regiones destino, lo cuál indica su escasa dependencia de estas oscilaciones de baja frecuencia.
- Además el patrón de teleconexión más importante en esta región en términos de precipitación, la NAO, muestra correlaciones poco significativas con la contribución de las fuentes, incluso durante la estación húmeda, en la que es el patrón de teleconexión dominante.
- Durante la estación seca los resultados muestran correlaciones menos significativas y una mayor variabilidad. En la Península Ibérica, Francia y África Oriental ninguna de las fuentes dominantes muestra correlación significativa con los patrones de teleconexión. En Italia, los procesos de evaporación local están correlacionados significativamente con la NAO (-0.44), en Oriente Medio estos procesos lo están con ENSO (0.56) mientras que en África Central lo están con el monzón africano (0.49). El Niño también muestra correlaciones significativas con las contribuciones del Mediterráneo Central (en África Central y Occidental).
- En definitiva, el transporte de humedad esta más condicionado por las teleconexiones en la estación húmeda que en la seca, siendo el WASM el patrón más relevante durante la primera y ENSO en la segunda.

5.2. Análisis de composites

Se ha realizado un análisis de composites con el fin de estudiar la relación no lineal entre los patrones y las fuentes de humedad, considerando los años de eventos positivos (umbral del índice del patrón > 1 salvo para SCAND que es $> 0,5$) y los de eventos negativos (umbral del índice del patrón < -1 salvo para SCAND que es $< -0,5$) y se ha determinado la diferencia de los valores de $E - P$ entre ambos. Un ejemplo de estas figuras para la Península Ibérica en la estación húmeda y seca se muestra en la figura 5.1 y 5.2 respectivamente. Para el resto de regiones destino, patrón de teleconexión y estación las figuras se muestran en el apéndice I.

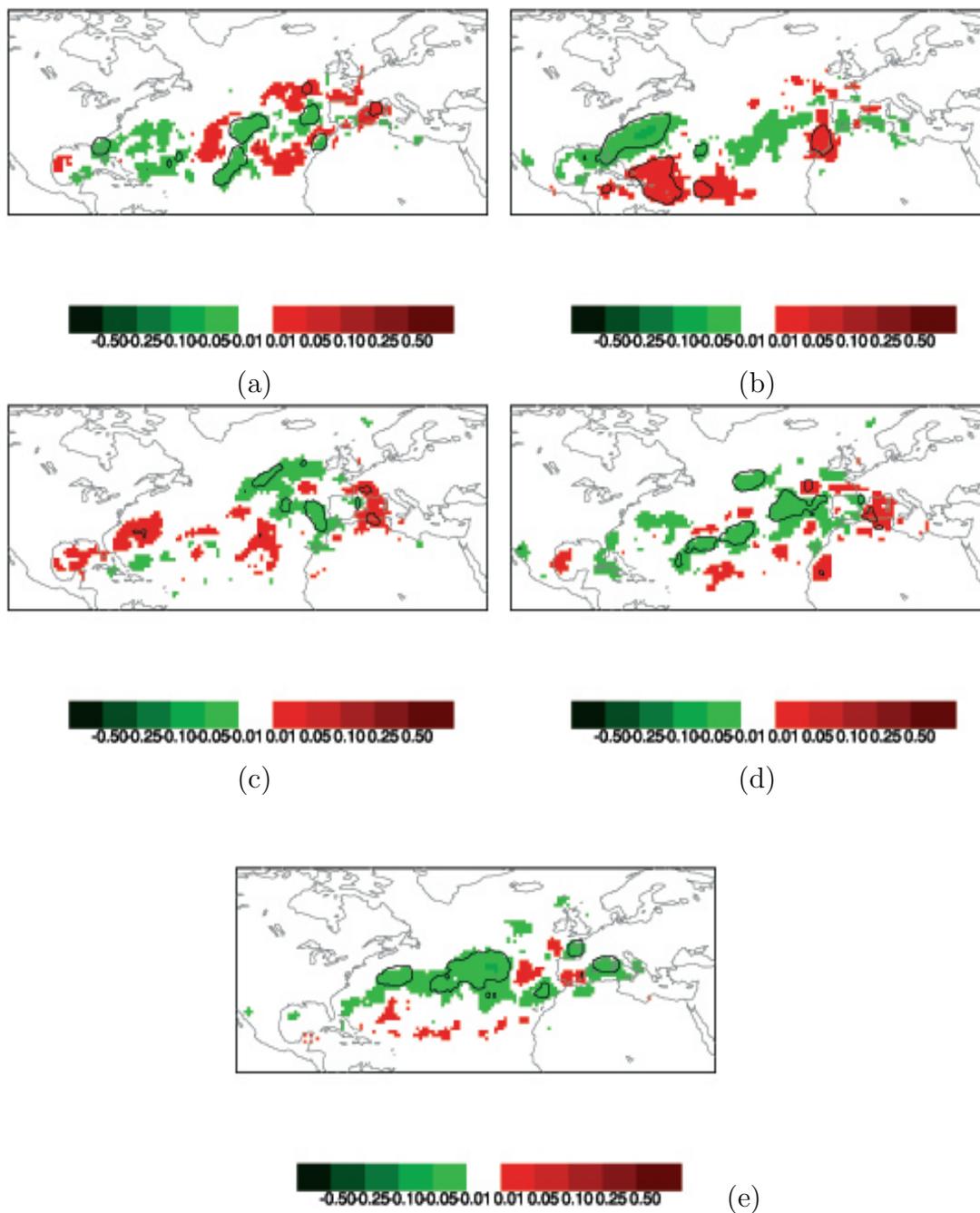


Figura 5.1: Composites para la Península Ibérica en la estación húmeda de la diferencia para (a)NAO, (b)ENSO, (c)SAM, (d)WASM y (e)SCAND . El color rojo indica donde las fuentes de humedad son más intensas en años de evento positivo, y el verde indica donde son más intensas en años de eventos negativos. Las líneas negras indican la significatividad al 90% a través de la técnica de bootstrap.

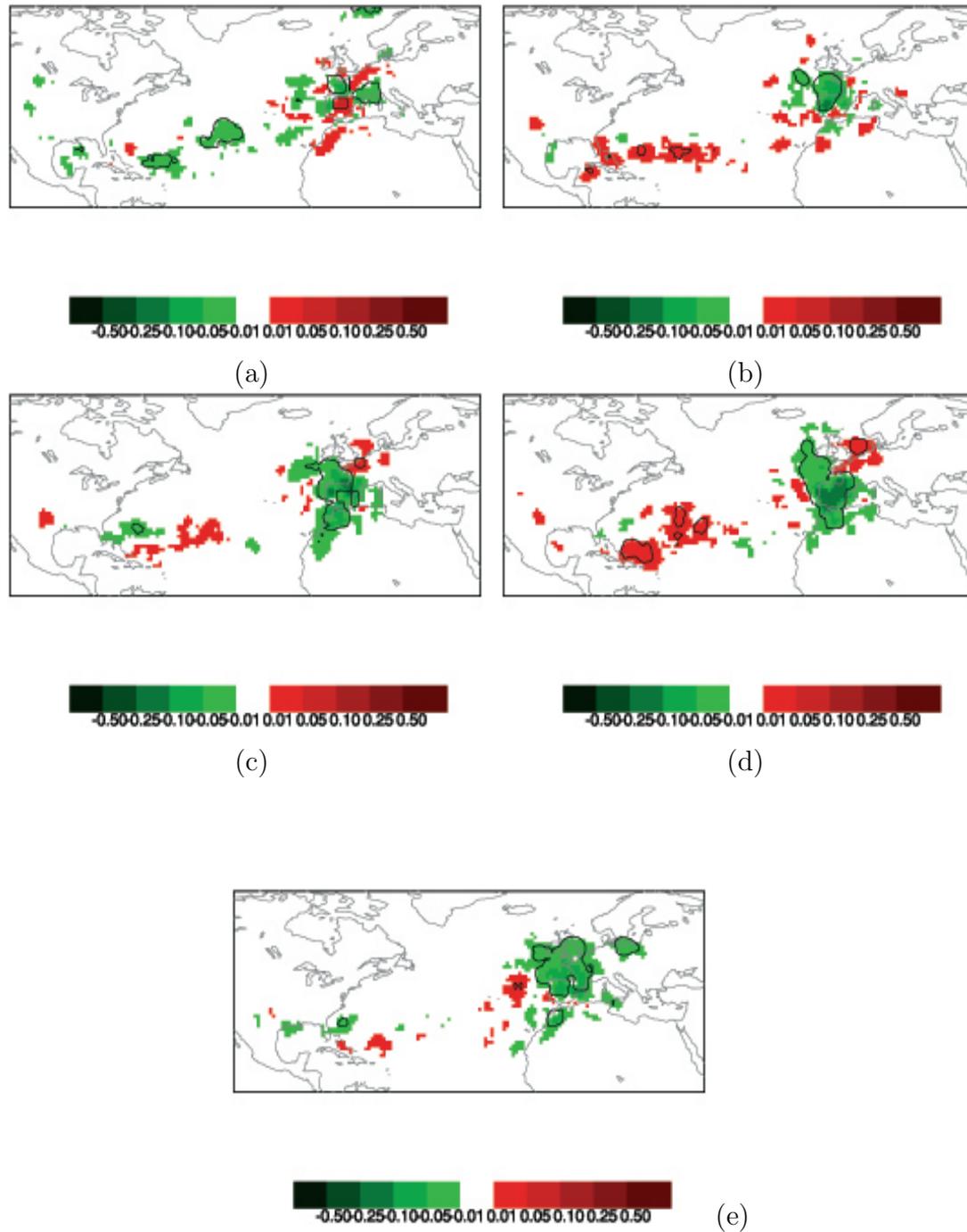


Figura 5.2: idem 5.1 pero para la estación seca

Durante la estación húmeda se observa en la figura 5.1a un aumento de la importancia de la fuente del este del Atlántico subtropical para la fase negativa de la NAO. En la figura 5.1b se observa un dipolo relevante en el este del Atlántico subtropical, desplazándose la región fuente hacia el norte en la fase de la Niña y al sur en la fase de el Niño y en la figura 5.1e, para el patrón escandinavo existe un mayor aporte de humedad en el Atlántico en su fase negativa.

Los resultados confirman además que durante la estación húmeda existe una variabilidad lineal en la Península Ibérica entre su fuente atlántica y el WASM, ya que las zonas significativas (que se muestran en la figura 5.1a) coinciden con la fuente atlántica (que presenta un coeficiente de correlación de Pearson de 0.61 con ese patrón de teleconexión como se observa en la tabla 5.1). En el resto de regiones destino no se observa una relación lineal, ya que las zonas significativas no coinciden con las fuentes que en la tabla 5.1 mostraban valores altos de correlación.

Los resultados se resumen en la tabla 5.3 y se observa que la fuente del Mediterráneo Occidental presenta una variabilidad no lineal con la NAO (para la región destino de la Península Ibérica e Italia) y con el SAM (para la Península Ibérica). También se observa para el Mediterráneo Central con el patrón de la NAO (en África Oriental), con el SAM (en Italia y los Balcanes), con ENSO (en los Balcanes) y con el WASM (en los Balcanes, África Oriental y Central). De este modo, se puede decir que existe una influencia de estos patrones de teleconexión en la variabilidad de las fuentes mencionadas pero de forma no lineal.

	PI	Fr	It	Bc	OM	AE	AC	AO
NAO	At/MO		MO				MC	
ENSO	At			MC				
SAM	MO		MC	MC				
WASMI	At		Ev.local	MC		MC	MC	
SCAND								

Tabla 5.3: Fuentes de humedad que muestran una variabilidad no lineal en cada región destino y para cada patrón de teleconexión durante la estación húmeda.

En la tabla 5.4, se observa en la estación seca en general un aumento de la contribución de los procesos de evaporación local en la fase negativa de los patrones de teleconexión. Además se muestra como las zonas significativas coinciden con las correlaciones encontradas en la tabla 5.2, con lo cual se confirma la variabilidad lineal existente en Oriente Medio entre sus fuentes (procesos de evaporación local y Mediterráneo Oriental) y el ENSO (figura 6.7e). De igual modo existe una relación lineal entre los procesos de evaporación local en África Central y el WASM (figura 6.9g) y del Mediterráneo Central con el Niño en los Balcanes.

En el resto de regiones, se investigó si los patrones de teleconexión influyen en la contribución de las fuentes de una forma no lineal. Los resultados de este análisis se muestran en la tabla 5.4 y en ella se observa que en todas las regiones destino los procesos de evaporación local muestran una variabilidad no lineal con los patrones de teleconexión.

	PI	Fr	It	Bc	OM	AE	AC	AO
NAO	Ev.local	Ev.local	MO	Ev.local	Ev.local	Ev.local	Ev.local	
ENSO	Ev.local		Ev.local	MC	Ev.local/Mn		Ev.local	Ev.local
SAM	Ev.local		MO	Ev.local	Ev.local		Ev.local	
WASMI	Ev.local	Ev.local	Ev.local/MO	Ev.local	Ev.local	Ev.local	Ev.local	Ev.local
SCAND	Ev.local	Ev.local	MO		Ev.local		MC	

Tabla 5.4: Fuentes de humedad que muestran una variabilidad no lineal en cada región destino y para cada patrón de teleconexión durante la estación seca.

Capítulo 6

Conclusiones y trabajos futuros

6.1. Conclusiones

Esta tesis se ha centrado en realizar un exhaustivo análisis del transporte de humedad en torno al Mediterráneo, durante un período de 21 años a través del modelo de dispersión lagrangiano FLEXPART, siendo el análisis más robusto desde el punto de vista climático realizado hasta la fecha. Además de un análisis anual, también se ha estudiado la variabilidad estacional de las fuentes de humedad así como su relación con los principales patrones de teleconexión. Un resumen de los resultados más relevantes de esta tesis se han publicado en Gómez-Hernández et al. (2013).

Los resultados finales permiten extraer las siguientes conclusiones:

Análisis y determinación de las fuentes de humedad

1. El estudio anual muestra que la fuente de humedad de mayor intensidad para la Península Ibérica y Francia es el Mediterráneo Occidental, seguida por los procesos de evaporación local. Estos son la principal fuente para Italia, los Balcanes, Oriente Medio, África Central y Occidental. Destaca también como fuente de humedad el Mediterráneo Central para África Oriental. Por otro lado se encontró que las fuentes presentan una baja variabilidad interanual, siendo máxima para la fuente atlántica en la Península Ibérica, los procesos de evaporación local en Francia (durante los primeros días) y el Mediterráneo Central para los Balcanes. En cambio la variabilidad interanual más baja se da en África Occidental para los procesos de evaporación local.

2. Se analizó la distribución de humedad procedente de las diferentes fuentes y se obtuvo que la mayor parte de la humedad que sale de la fuente atlántica llega a la Península Ibérica y que las regiones destino de la humedad que sale

del Mediterráneo Occidental son África Central y la Península Ibérica. La humedad procedente del Mediterráneo Central llega con una mayor contribución a África Oriental. Por otra parte, África Central es la región donde los procesos de evaporación local son más relevantes.

3. El estudio de la distribución total de humedad mostró que la región que recibe mayor aporte externo es África Central mientras que la más baja corresponde a África Occidental. Existe además muy poca relación entre el tipo de clima y el transporte de humedad: regiones como la Península Ibérica, más árida que Francia recibe un aporte de humedad tres veces superior o lo mismo ocurre en África: las tres zonas del norte de África son muy áridas y hay claras diferencias entre la cantidad de humedad que recibe la parte occidental (que recibe muy poca) y la oriental y central que reciben la mayor cantidad de humedad de las ocho regiones destino.

4. El estudio de las fuentes de humedad a escala estacional mostró que durante la estación húmeda la fuente de humedad más intensa para la Península Ibérica, Italia, Francia y África Central es el Mediterráneo Occidental. Sin embargo, para los Balcanes, África Oriental y Oriente Medio la fuente de humedad que presenta valores más altos es el Mediterráneo Central. Durante la estación seca hay un dominio claro de los procesos de evaporación local como fuentes de humedad, seguidos por fuentes marítimas remotas como el Mediterráneo Occidental (en el caso de la Península Ibérica, Italia y Francia) o el Mediterráneo Central (en el caso de los Balcanes y África). La fuente atlántica aparece como la que presenta una mayor variabilidad interanual relativa para la Península Ibérica. En la estación seca, el Mediterráneo Occidental es la fuente que presenta mayor variabilidad relativa para Italia mientras que los procesos de evaporación local presentan la menor para África Occidental.

5. En la estación húmeda el principal receptor de la humedad procedente del atlántico es la Península Ibérica mientras que el de la humedad del Mediterráneo Occidental es África Central. En el caso del Mediterráneo Central el mayor aporte de humedad lo recibe África Oriental.

6. Durante la estación seca los procesos de evaporación local aportan mucha más humedad que en la estación húmeda. La mayor variabilidad interanual relativa de la fuente atlántica se da en la estación húmeda para los Balcanes y la Península Ibérica. Los procesos de evaporación local también presentan mayor variabilidad relativa durante la estación húmeda para la Península Ibérica y Francia. Por el contrario, tanto en el Mediterráneo Occidental como Central la mayor variabili-

dad se da en la estación seca, obteniéndose para la parte más occidental la mayor variabilidad en Italia y para la parte central en la Península Ibérica.

7. Existe además un mayor aporte de humedad total a cada región destino durante la estación seca, salvo para Italia y los Balcanes, lo cual está asociado al hecho de que durante la estación seca la temperatura del aire es más elevada y admite más contenido de vapor de agua.

Relación con los principales patrones de teleconexión

8. Debido al amplio período de estudio que se ha considerado en esta tesis se ha podido estudiar la relación existente entre los principales patrones de teleconexión y las fuentes de humedad a través de diferentes análisis. Se encontró que existe una relación lineal durante la estación húmeda entre el monzón africano y la fuente atlántica (en la Península Ibérica y África Occidental), el Mediterráneo Occidental (en Italia y Francia) y el Mediterráneo Central (en África Oriental, Oriente Medio y los Balcanes). También se obtienen correlaciones significativas entre el patrón Escandinavo con el Mediterráneo Occidental (en Italia) y con el Mediterráneo Central (en Francia). ENSO muestra correlaciones negativas con el Mediterráneo Central (en Italia y África Central), el Atlántico (en África Occidental) y el Mediterráneo Occidental (en los Balcanes). Por otro lado, durante la estación seca se obtienen correlaciones significativas entre El ENSO y el Mediterráneo Occidental (en Italia), el Mediterráneo Central (en África Central y Occidental) y el Mediterráneo Oriental (en Oriente Medio).

9. Se encontraron también relaciones no lineales con estos patrones. Por ejemplo, durante la estación húmeda, el Mediterráneo Occidental presenta una variabilidad no lineal con la NAO (en la Península Ibérica e Italia) y el SAM (en la Península Ibérica), mientras que el Mediterráneo Central muestra variabilidad no lineal con la NAO (en África Oriental), el SAM (en Italia y los Balcanes), el ENSO (en los Balcanes) y el WASM (en los Balcanes, África Oriental y Central). Por otro lado, en la estación seca se determinó la existencia de una relación no lineal de los procesos de evaporación local con todos los patrones de teleconexión.

6.2. Estudios futuros

Los resultados obtenidos en esta tesis, al estar soportados para un período de estudio de 21 años, abren además la puerta al análisis de nuevas cuestiones que están fuera del ámbito de esta memoria.

Dado que la variabilidad de las fuentes es mucho menor que la de la precipitación en la cuenca Mediterránea, cabe preguntarse por el mecanismo de asociación

entre la precipitación y el transporte de humedad. La falta de más resultados en esta dirección podría deberse al hecho de que nuestro análisis tiene en cuenta la humedad transportada pero no la cantidad de humedad que precipita. Un análisis futuro considerando únicamente las partículas precipitantes podría dar lugar a diferentes conclusiones.

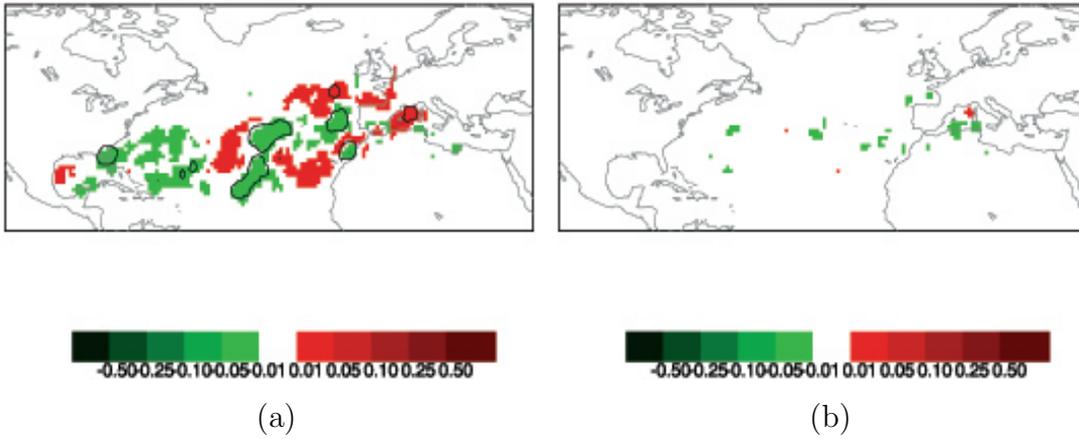
Los composites con NAO, ENSO y SCAND para la Península Ibérica apuntan algunos resultados que sugieren estudio posterior. En el caso del composite de NAO llaman la atención el aumento de la importancia de la fuente del Este del Atlántico subtropical para la fase negativa de NAO, resultado que está de acuerdo con estudios previos para un número menor de años (Gimeno et al., 2010) o para el análisis de un evento de sequía (Trigo et al., 2013). Para ENSO es especialmente relevante el dipolo en el Este del Atlántico subtropical desplazándose la región fuente al Norte para la fase de Niña y al Sur para la fase del Niño. La componente norte del dipolo, frente a las costas del cabo Hatteras es una región de gran importancia climática al ser la región sobre el planeta que ha sufrido la mayor tendencia de evaporación en las últimas décadas (Yu, 2007). En el caso del dipolo de SCAND la relación de mayor aporte de humedad en el área central de Atlántico para la fase negativa podría estar relacionada con la mayor ocurrencia de atmospheric rivers, estructuras filamentosas a través de las cuales se produce el 90 % del transporte meridional de humedad en latitudes medias, (Zhu y Newell, 1998) durante esta fase como fue señalado recientemente por Lavers et al. (2012).

Capítulo 7

Apéndice I

A continuación se muestran las figuras del análisis de composites para ambas estaciones, patrón de teleconexión y región destino. Los colores rojos (verdes) indican regiones donde las fuentes son más intensas en episodios de evento máximo (mínimo). Las líneas negras indican que las restas mostradas en los composites son significativas al 90 %.

NAO



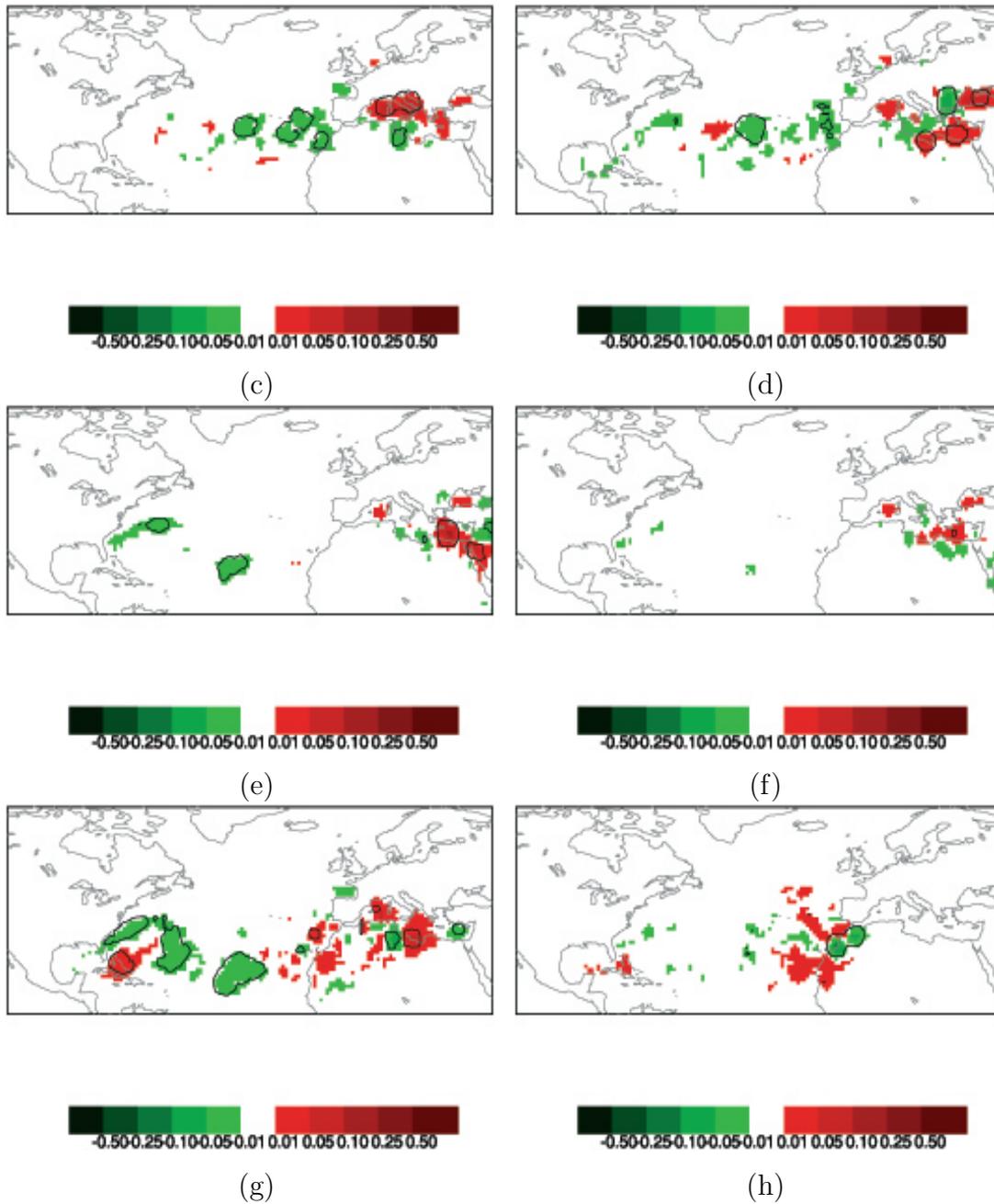
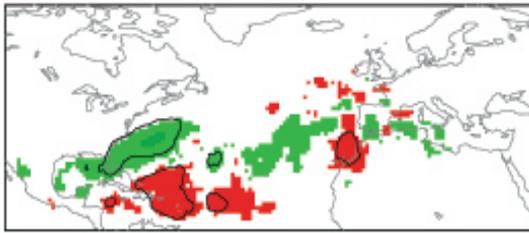
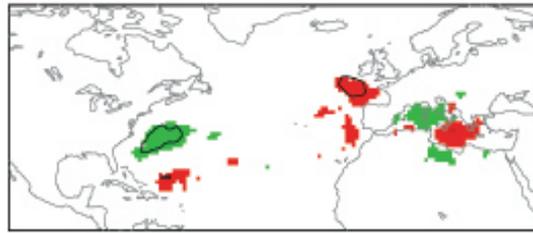


Figura 7.1: Composites de la diferencia entre años de NAO positivo y NAO negativo en la estación húmeda para (a) la Península Ibérica (b) Francia (c) Italia (d) los Balcanes (e) Oriente Medio (f) África Oriental (g) África Central y (h) África Occidental. El color rojo indica donde las fuentes de humedad son más intensas en años de NAO positivo, y el verde indica donde son más intensas en años de eventos NAO negativo. Las líneas negras indican la significatividad al 90% a través de la técnica de bootstrap.

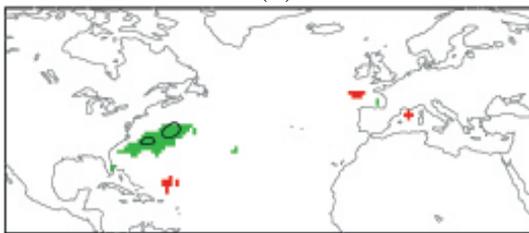
ENSO



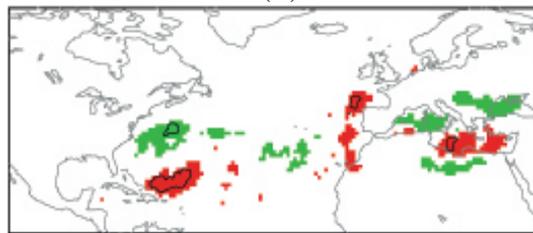
(a)



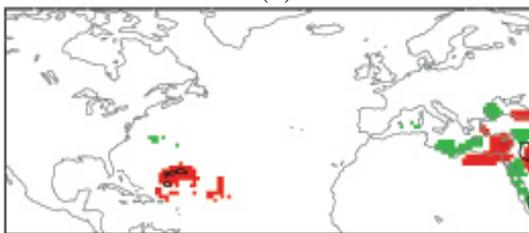
(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

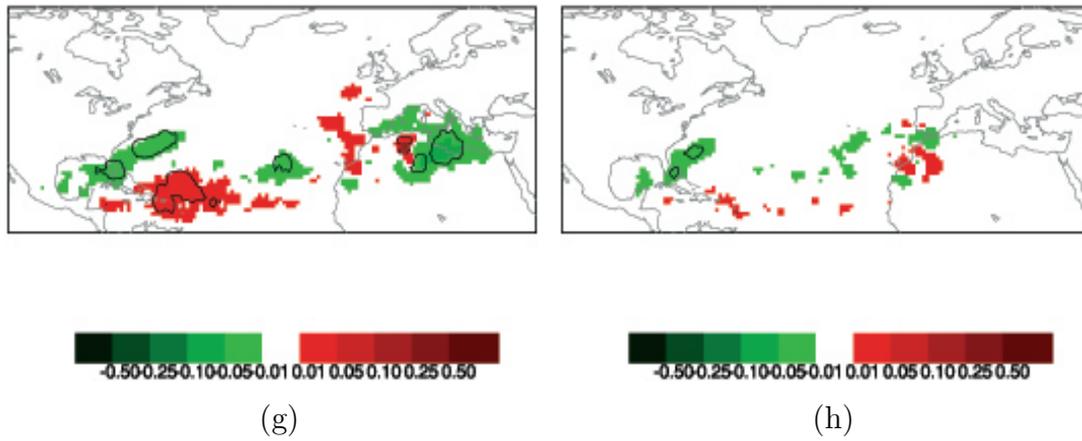
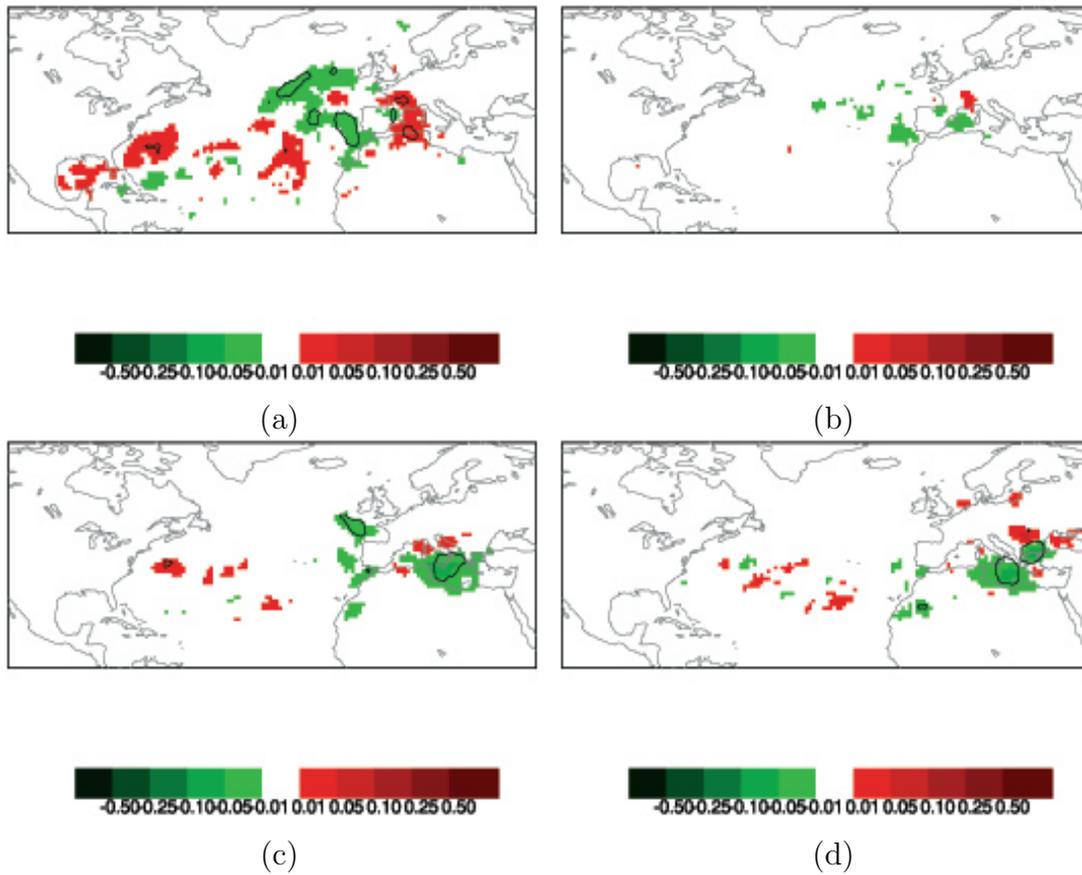


Figura 7.2: Idem figura 5.1 pero para ENSO

SAM



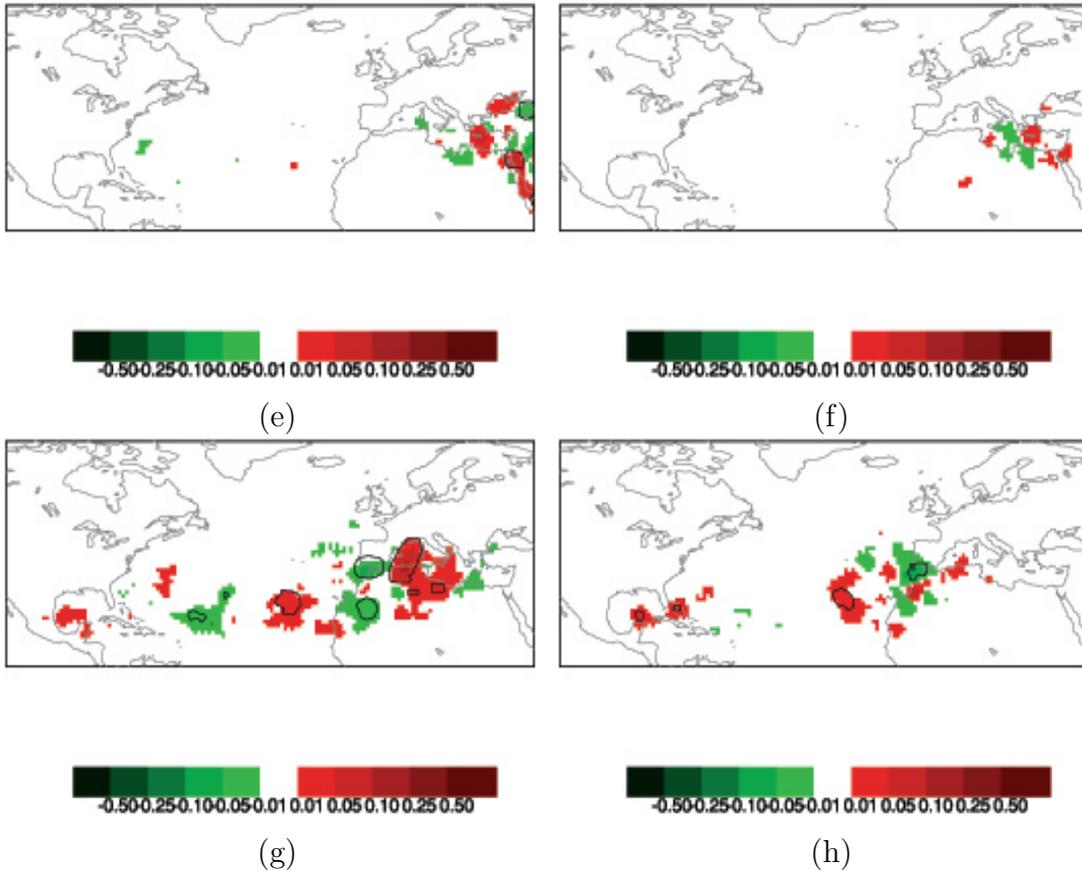
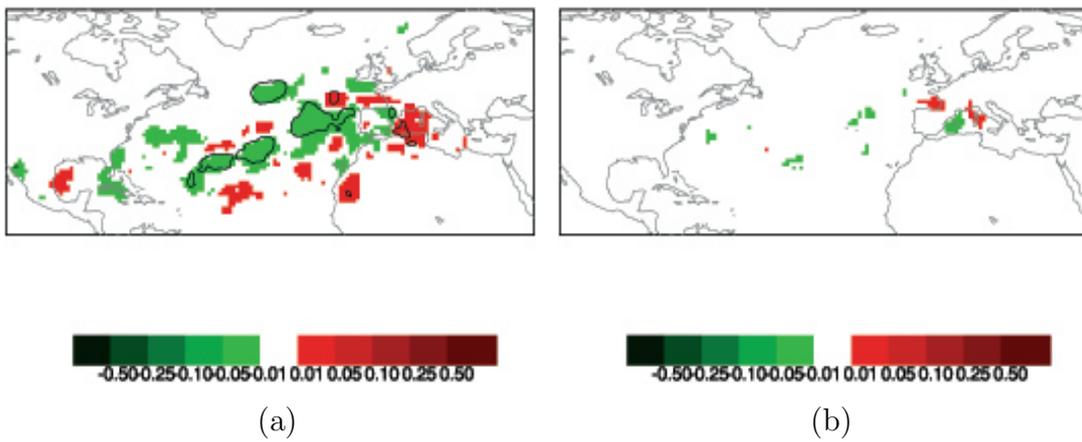


Figura 7.3: Idem figura 5.1 pero para SAM.

WASM



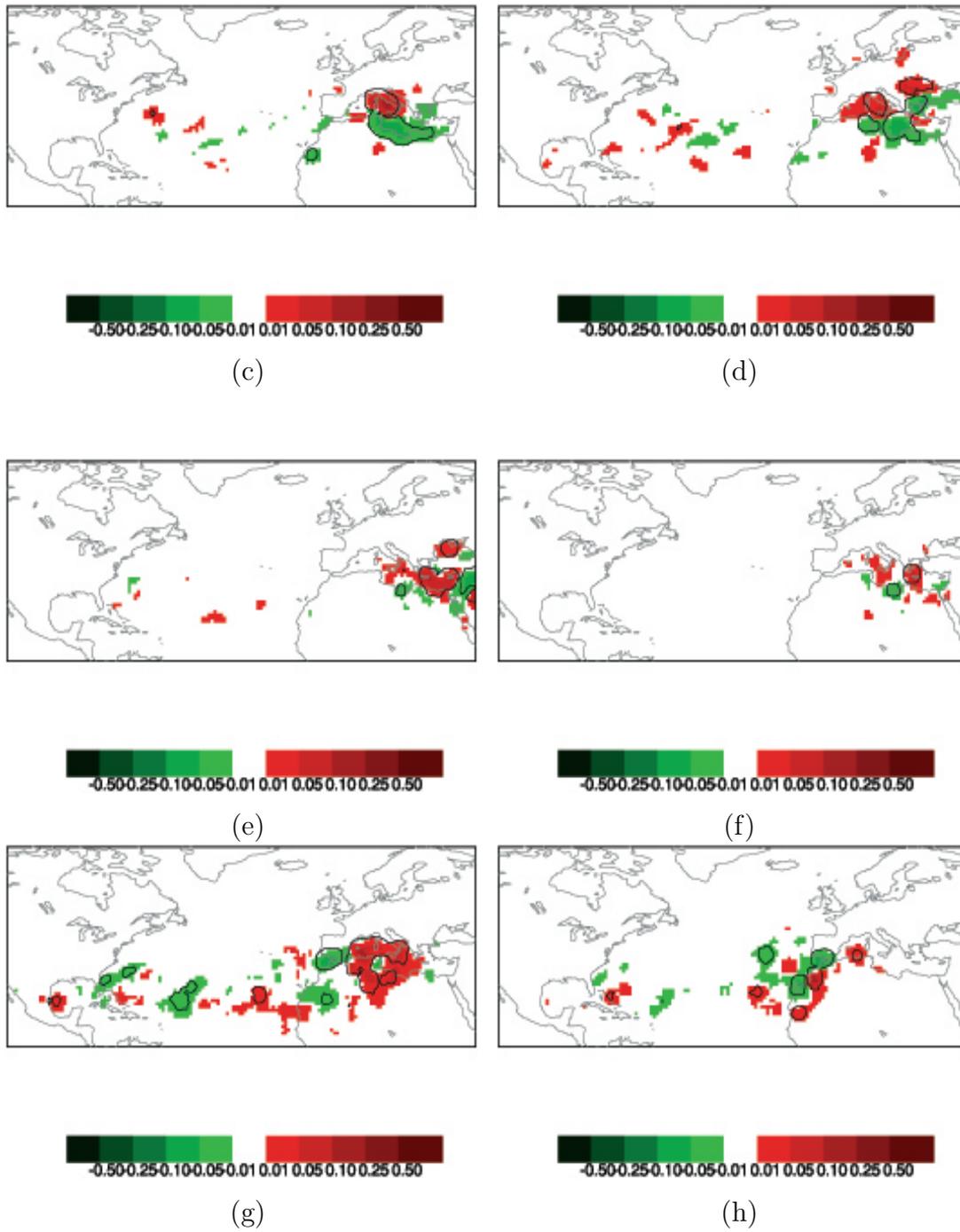
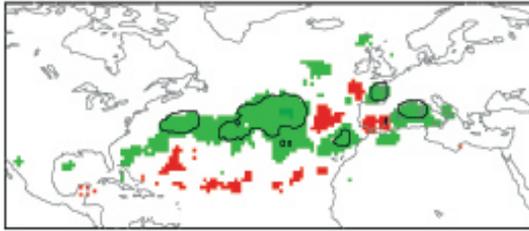
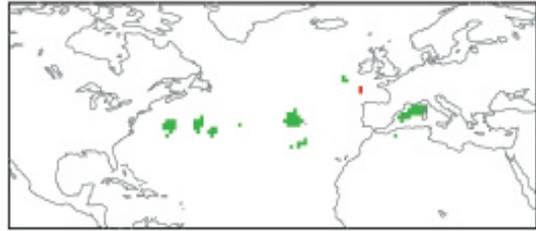


Figura 7.4: Idem figura 5.1 pero para WASM

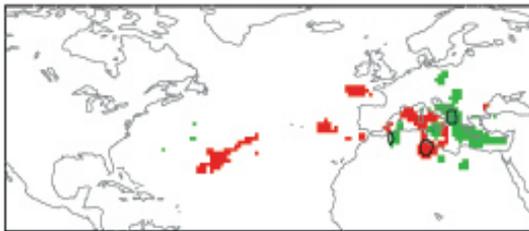
SCAND



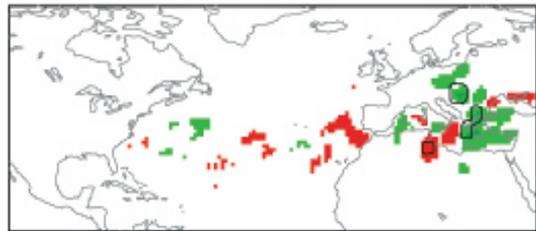
(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

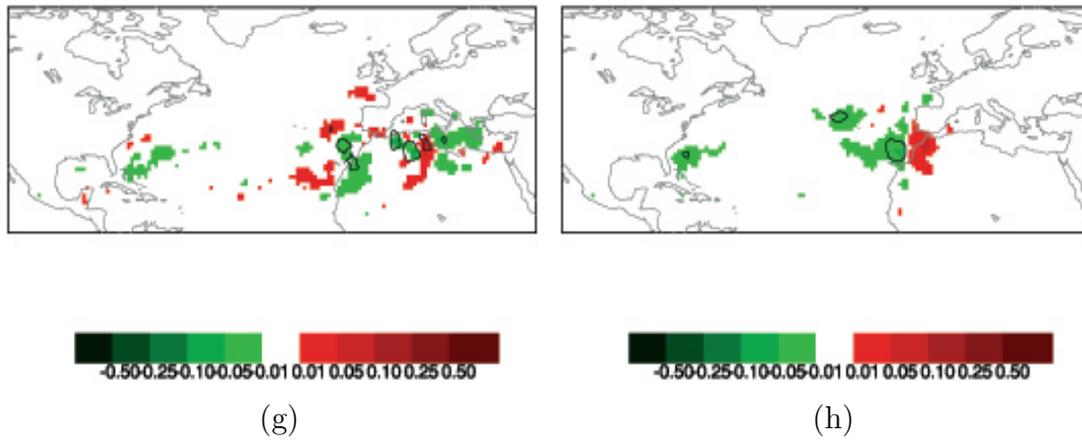
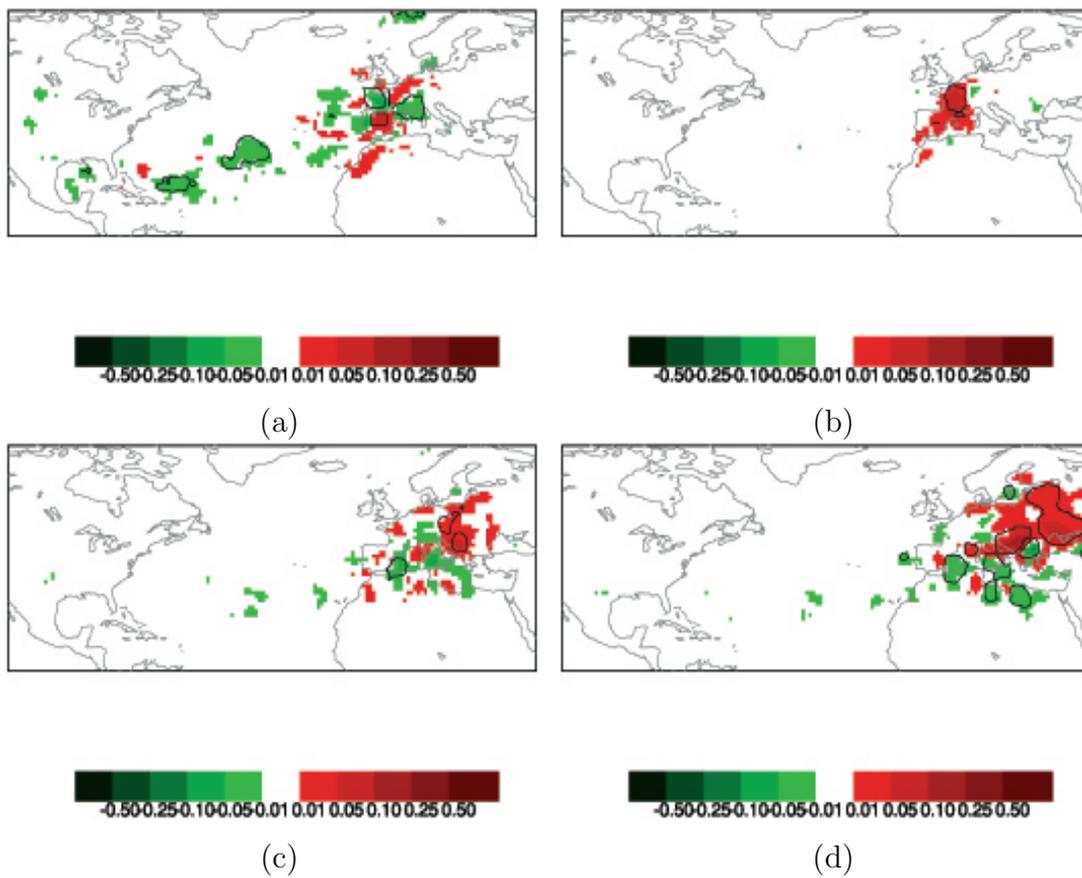


Figura 7.5: Idem figura 5.1 pero para el SCAND.

NAO



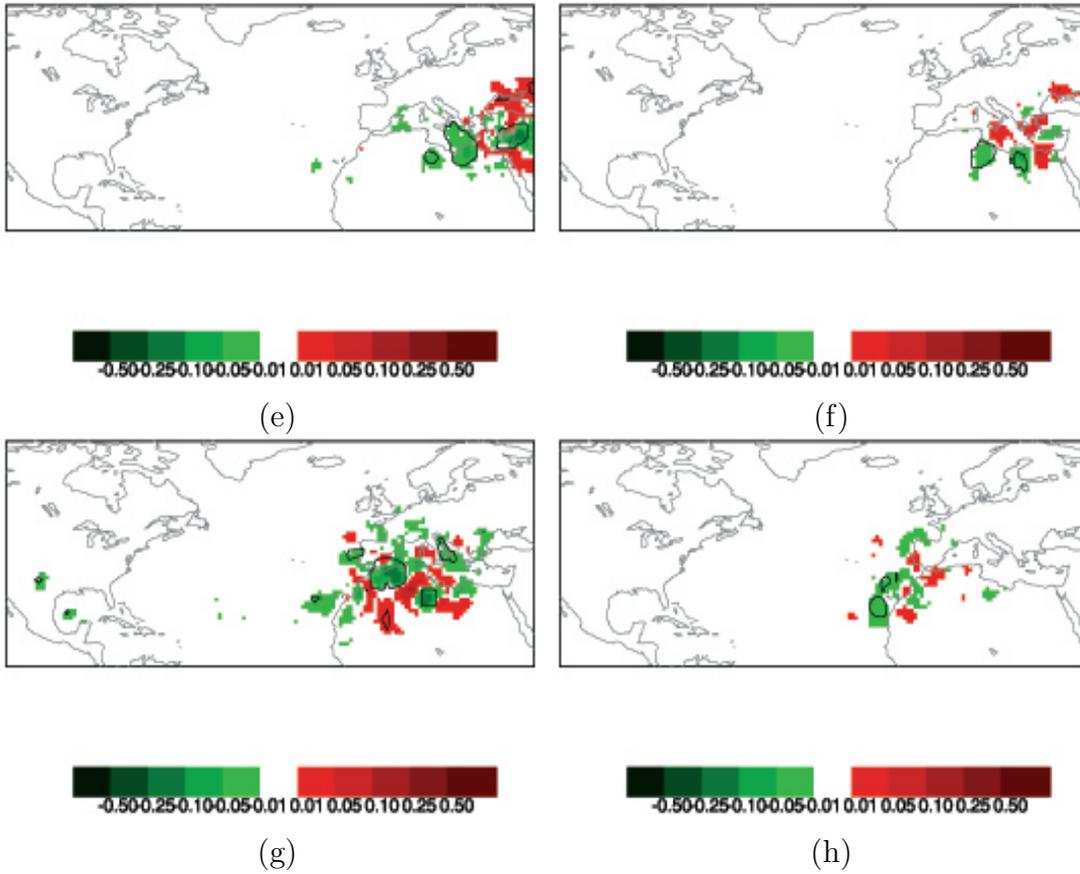
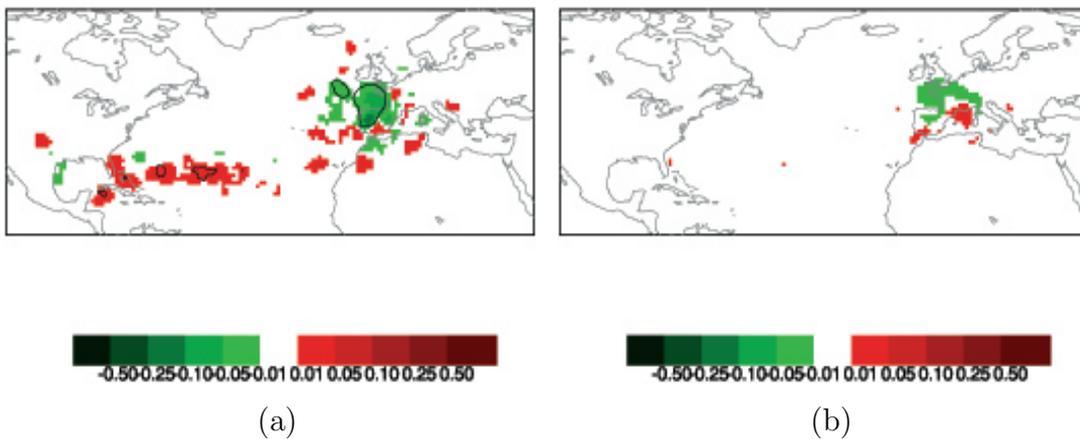


Figura 7.6: Composites de la diferencia entre años de NAO positivo y NAO negativo en la estación seca para (a) la Península Ibérica (b) Francia (c) Italia (d) los Balcanes (e) Oriente Medio (f) África Oriental (g) África Central y (h) África Occidental. El color rojo indica donde las fuentes de humedad son más intensas en años de NAO positivo, y el verde indica donde son más intensas en años de eventos NAO negativo. Las líneas negras indican la significatividad al 90 % a través de la técnica de bootstrap.

ENSO



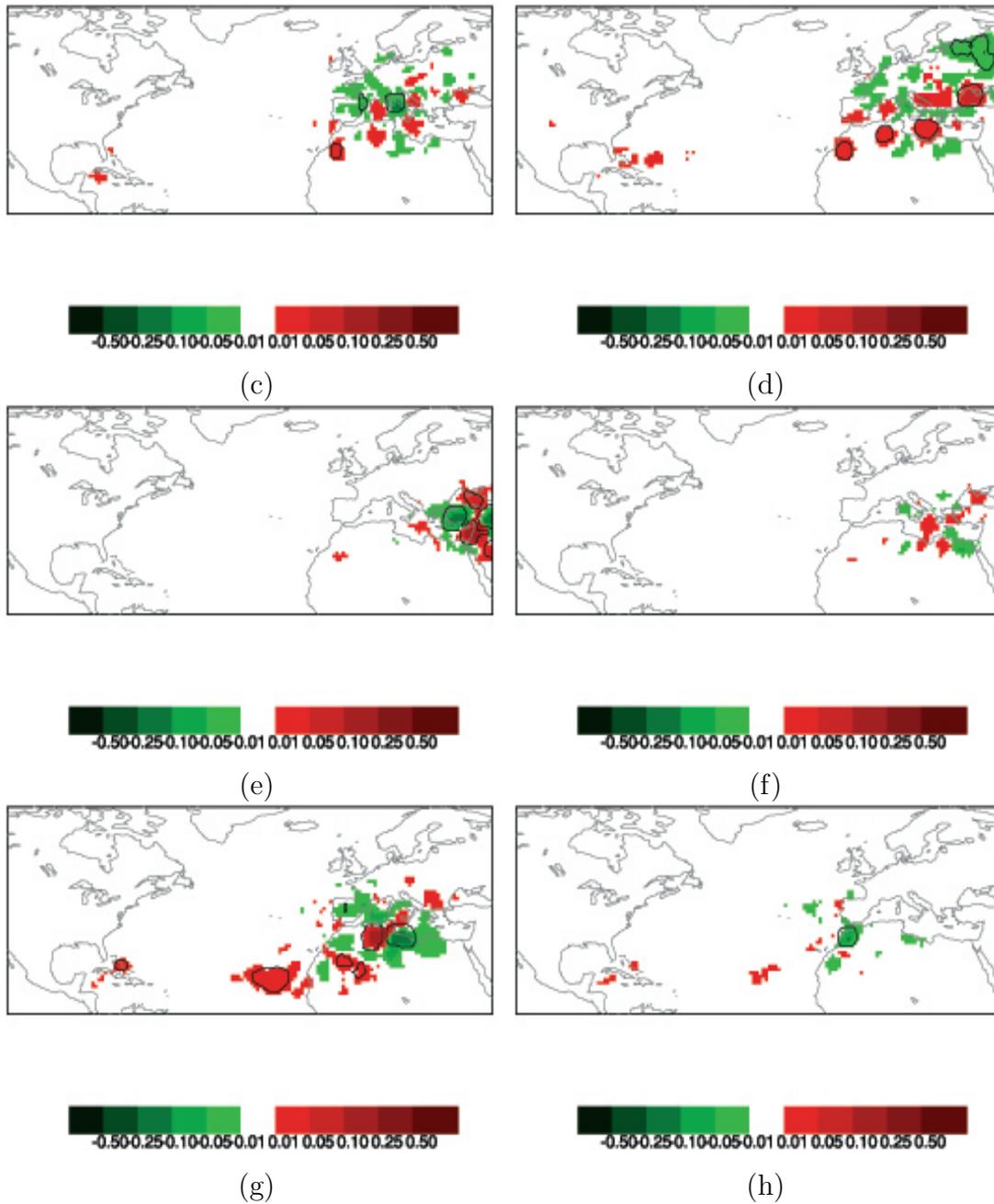
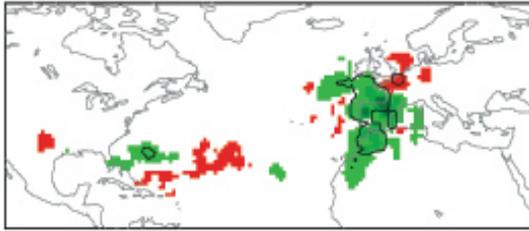
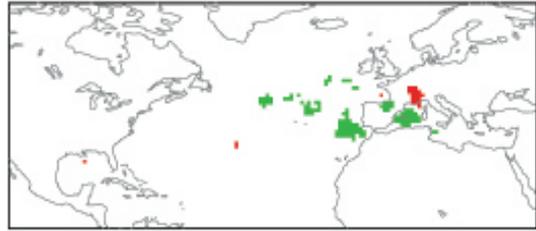


Figura 7.7: Idem figura 5.6 pero para ENSO

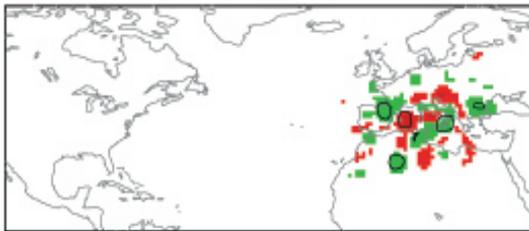
SAM



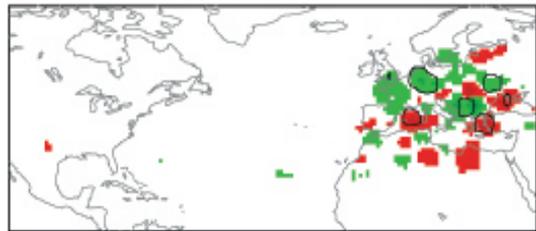
(a)



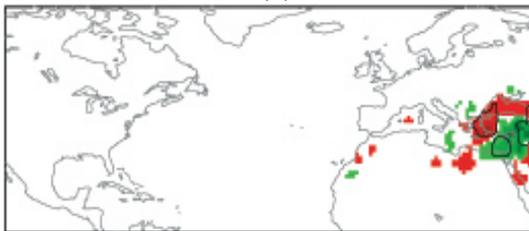
(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

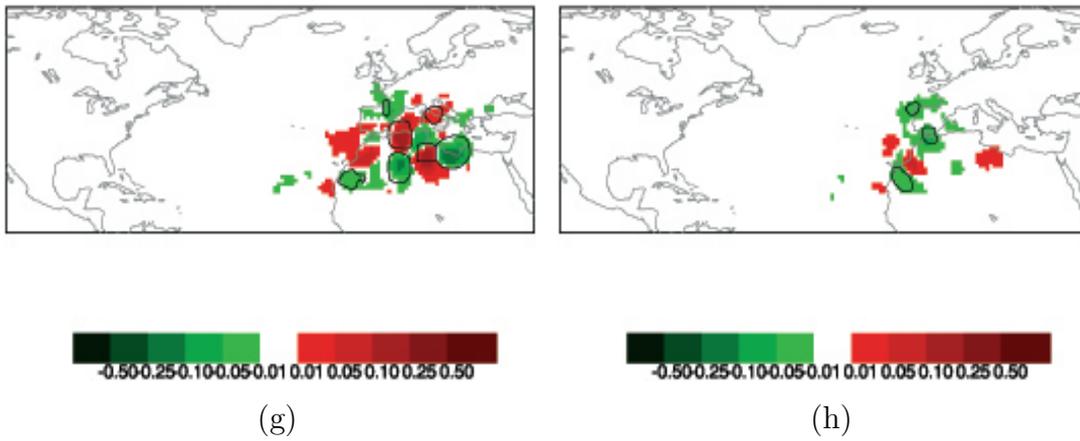
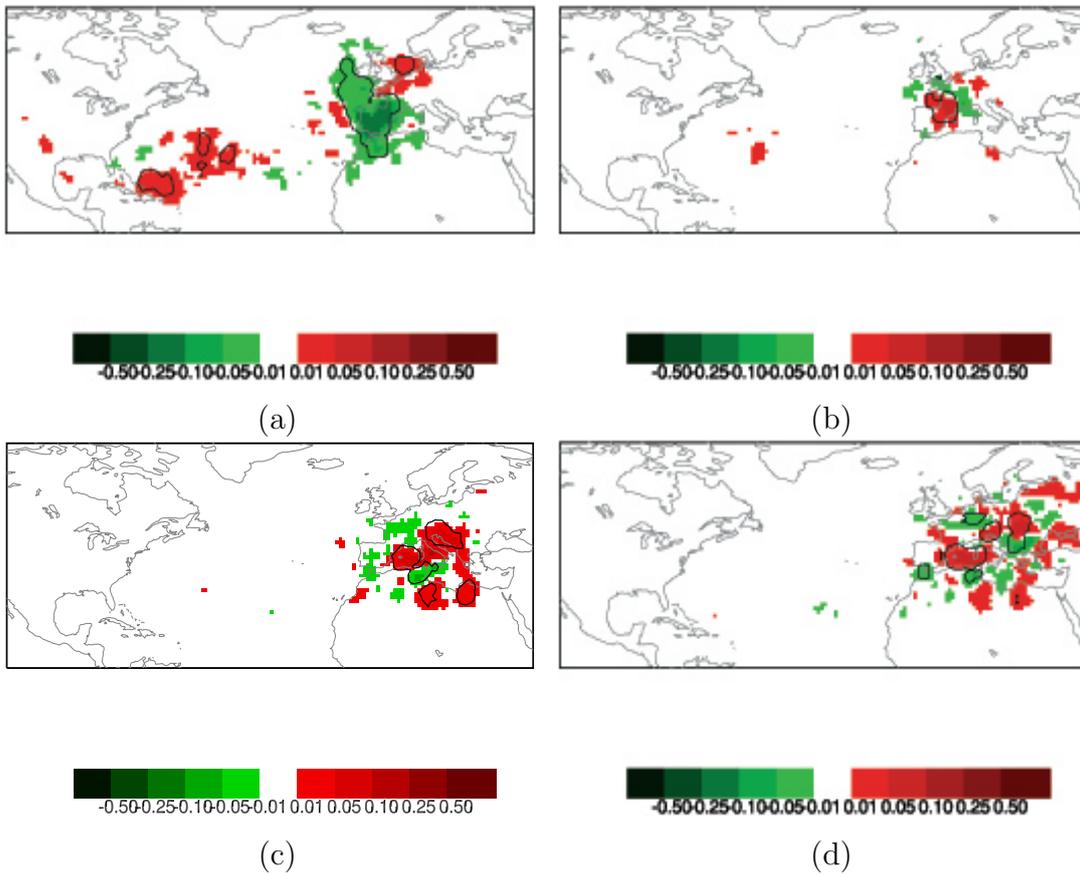


Figura 7.8: Idem figura 5.6 pero para SAM.

WASM



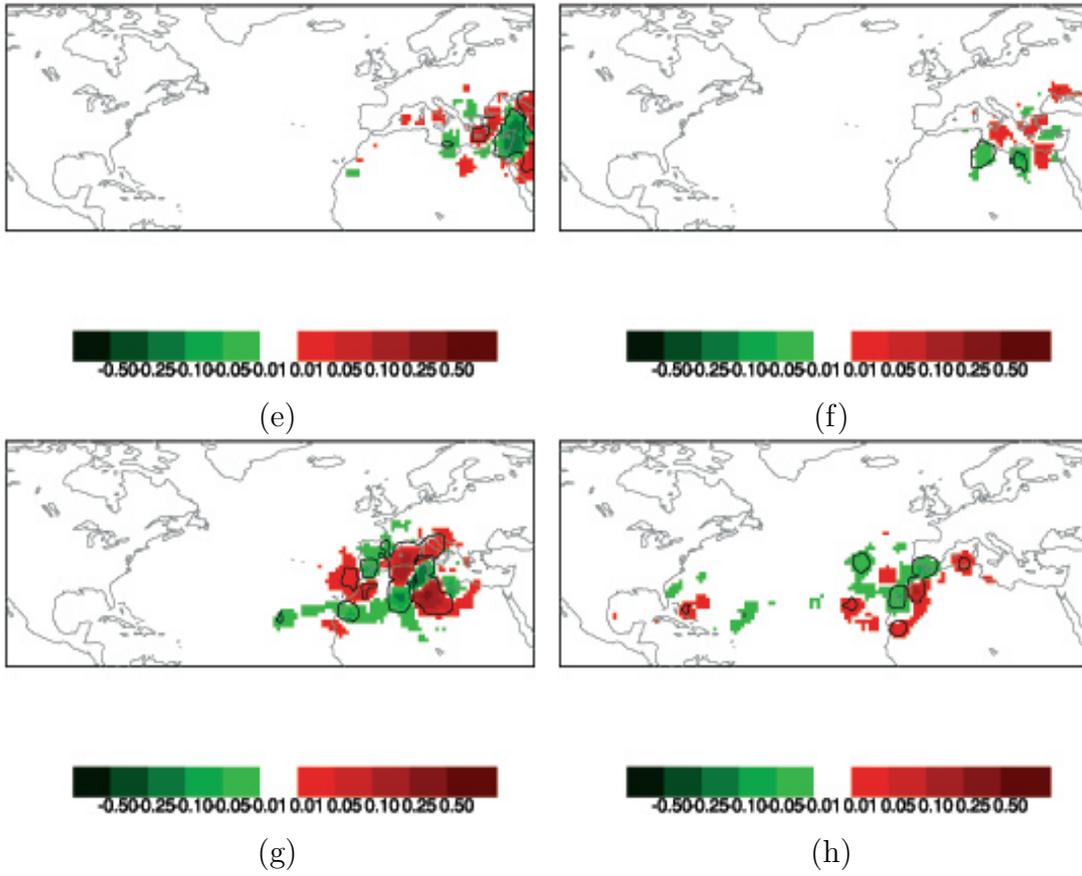
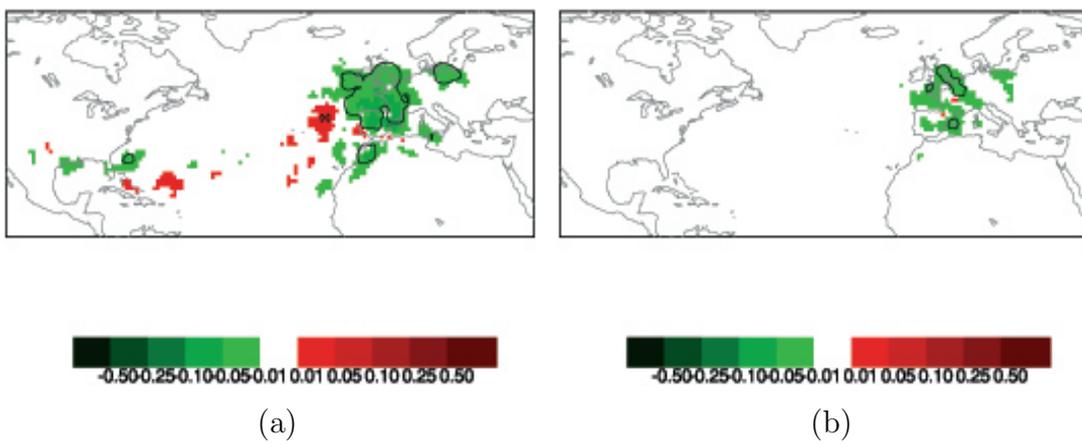


Figura 7.9: Idem figura 5.6 pero para WASM

SCAND



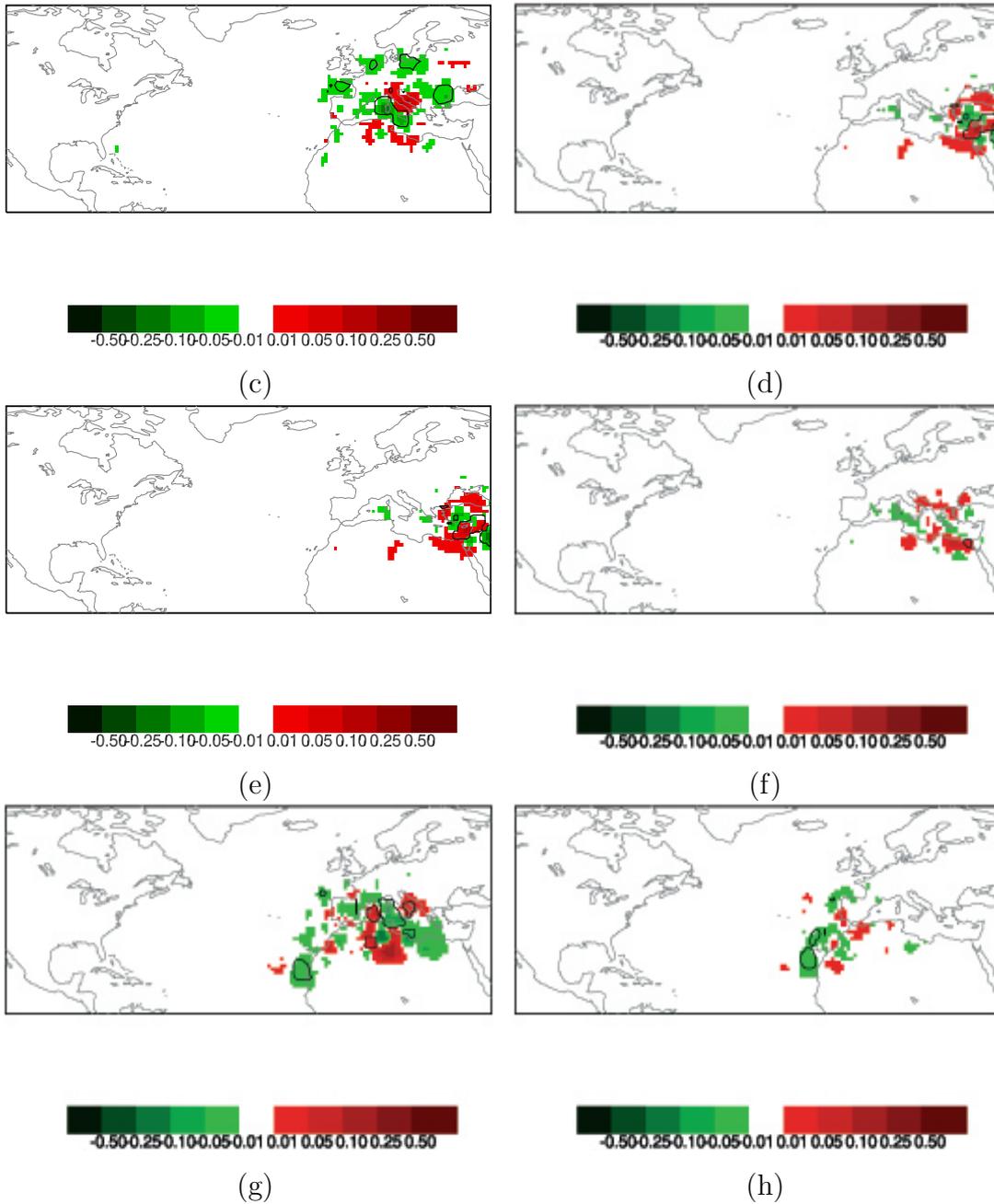


Figura 7.10: Idem figura 5.6 pero para el SCAND.

Capítulo 8

English Summary

8.1. Introduction

The Mediterranean Sea is a completely closed basin with an area of 2.5 million km² and an average depth of 1,500 m, being connected to the Atlantic Ocean through the narrow Gibraltar Strait (14.5 km wide and less than 300m deep). The region presents a complicated morphology, due to the presence of many sharp orographic features, the presence of distinct basins and gulfs, islands and peninsulas of various sizes. High mountain ridges surround the sea on almost every side and the highest ridge is the Alps, reaching a maximum high of 4,800 m and containing permanent glaciers. The complicated land-sea distribution pattern with a large spatial variability of both sea and atmospheric circulation lead to many subregional and mesoscale features.

The Mediterranean is positioned at the border between the tropical climate zone and the mid latitude climate belt, presenting a large environmental meridional gradient (Lionello et al., 2006). The temperate climate of this region is characterized by mild and humid winter months and most dry summer months. An extended area is influenced by the northern Atlantic atmospheric river. Those belts of moisture transport most of the water vapor in the lower troposphere. So, the precipitation pattern in its western continental margin is determinate by this mechanism due to the fact that the coastal line is perpendicular to the most frequent flow direction of the atmospheric river (Lionello et al., 2006).

The Mediterranean Sea is an important source of atmospheric moisture, and the local water budget influences the amount of moisture that flows into northeast Africa and the Middle East (Peixoto et al., 1982; Ward, 1998).

Evaporation in the Mediterranean region is the largest term in the Mediterranean freshwater budget and annual precipitation is about half the evaporation

(Mariotti et al., 2002). It is known that in recent decades (1957–2007) evaporation has increased in the Mediterranean, while regional precipitation has decreased both in land and over the sea (Mariotti, 2010; Allan and Zveryaev, 2011). These two trends have resulted in a significant net loss of water from the Mediterranean Sea into the overlying atmosphere.

The characteristics of precipitation depend, among other factors, on the available moisture. In general, it is commonly accepted that the precipitation that occurs in a region comes from one of the three possible sources (Brubaker et al., 1993) : the moisture that is already present in the atmosphere over the region, the moisture advected by the wind into the region, and local evaporation from the Earth's surface (recycling). Although the definition of recycling varies, it is commonly defined to refer to that part of the water that evaporates from a given area and that contributes to the precipitation in that same area (Eltahir and Bras, 1996). Averaged over long periods, the contribution of moisture that is already present in the atmosphere over a given region is negligible. Trenberth et al. (1999) pointed out that the moisture contribution for the heavy and moderate precipitation does not result from local evaporation, but it is associated with large distance transport. Hence, the observed atmospheric moisture in a given region mostly depends on advection and recycling. Thus, it is important to identify the sources of the moisture that become precipitation in a given region.

Several methodologies have been used to identify the moisture sources for different regions (e.g. Eltahir and Bras, 1996; Numaguti, 1999; Chen et al., 1994; Crimp and Mason, 1999), almost all of them following Eulerian techniques. More sophisticated approaches have been developed recently based on the use of fully kinematic trajectories calculated from different Lagrangian particle models, as the methodology developed by Stohl and James (2004, 2005). In their model, known as FLEXPART, the net water changes are diagnosed along a large number of back trajectories, enabling inferences to be made about the moisture sources in a region. Previous works have applied this methodology to investigate the moisture sources for the Mediterranean region. Nieto et al. (2010) and Schickler et al. (2010) analyzed the main sources and sinks of moisture over the basin based on a 5 year period of data (from 2000 to 2004). They have identified the Mediterranean Sea as an important moisture source for the region and provided an overview of the annual mean source patterns for different regions surrounding the basin.

However, the long-term variability of the moisture sources has not yet been evaluated because all previous analysis are based on 5 years of data. The purpose of this thesis is to expand previous analysis for a 21 year period in order to inves-

tigate the annual, seasonal and interannual variability of the main climatological moisture sources for eight target regions in the Mediterranean basin and their relationship with the main teleconnection patterns.

8.2. Data and Methodology

This work is based on the method developed by Stohl and James (2004, 2005), which use the Lagrangian dispersion model FLEXPART to determine the main moisture sources and their contributions for different target regions. FLEXPART 8.0 was integrated using the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) 40 year reanalysis (ERA-40) data set (Uppala et al., 2005) available every 6 h with a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution on 60 vertical levels. As we are interested in atmospheric moisture, the specific humidity was interpolated to the position of the particle at a given time.

A backward analysis allows us to identify the major climatological sources of moisture for each one of the target regions during both seasons. The FLEXPART data set comes from a global simulation dividing the entire globe atmosphere into 1.9 million three-dimensional finite elements. These particles are advected by the model using ERA-40 3-D winds in backward mode. To calculate both the grid scale advection and the turbulent and convective transport of particles, other ERA-40 variables were also used as inputs from every time step.

The seasonal variability of moisture transport over the Mediterranean basin from an Eulerian perspective was also investigated.

According to Xoplaki et al. (2004) two seasons could be identified: October to March (when the 80 % of the annual precipitation in Southern Europe and the Mediterranean basin is recorded) and considered the wet season and April to September (dry season).

Besides, the precipitation in the Mediterranean is influenced by different low-frequency patterns of large-scale variability (Alpert et al., 2006), so we have analyzed their possible influence in the behavior of moisture sources. The relationship between the different teleconnection indices and the 10 days integrated moisture sources contributions was investigated through linear correlation. Seasonal averages were computed for the following indices. The North Atlantic Oscillation (NAO) index data were obtained via the monthly NAO index (station-based) (Hurrell, 1996) provided by the Climate Analysis Section, NCAR. El Nino-Southern Oscillation (ENSO) index was obtained from the NCEP reanalysis data from El Nino 3.4 index that uses a centered 30 year base period. The South Asian Monsoon index (SAM) is an

areal average of rainfall over India, defined as an average of total rainfall observed during June, July, August, and September and obtained from <http://grads.iges.org/india/allindia.html>. The West African Summer Monsoon Index (WASMI) was taken from <http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65579> within the West Africa Monsoon domain (Li and Zeng, 2002, 2003). Lastly, the Scandinavian Pattern Index (SCAND) was obtained from the reanalysis NCEP data normalized considering the 1980–2010 monthly means of the SCAND index and standard deviations.

8.3. Results 1: Annual analysis of the moisture sources in the Mediterranean basin

The annual results show the Western Mediterranean Sea as the main moisture source for the Iberian Peninsula and France, followed by the local evaporative processes that seem to be the most important moisture source for the Italian and Balkan Peninsula, Eastern Mediterranean, Central and West Africa. The Central Mediterranean Sea also plays an important role as source of moisture for East Africa.

The interannual variability of the contributions from the moisture sources along the 21 year period was also assessed through the standard deviation and the Pearson's coefficient of variation. This analysis reveals that all moisture sources show a low interannual variability. The highest variability was recorded in days 2,3-10 backward of the Atlantic Ocean contribution to Iberian Peninsula, in the first days of the local evaporative processes to France and of the Western Mediterranean Sea for the Balkan Peninsula.

The contribution of a source among different target areas was also analyzed and Iberia is the main destination of the Atlantic Ocean for the entire year. The main receptors of moisture coming from the Western Mediterranean Sea are Central Africa and the Iberian Peninsula. Lastly, East Africa is the main destination of the moisture from Central Mediterranean Sea and Central Africa is the main target region for the moisture from local evaporative processes.

The total moisture supply reaching every target region was also studied and the results show that Central Africa is the region receiving more moisture during the year. The lowest values appear for Western Africa. Besides it was observed that there is not relationship between the moisture transport and the type of climate in a region. For instance, Iberia (more arid than France) receives more moisture.

8.4. Results 2: Seasonal analysis of the moisture sources in the Mediterranean basin

Two seasons were defined based on the precipitation distribution in the region: wet and dry season. This allows identifying significant seasonal differences in the main moisture sources for every target except for EA. During the wet season, the Western Mediterranean Sea is the main moisture source for all target regions except for the Balkan Peninsula, East Africa, and the Eastern Mediterranean, where the Central Mediterranean Sea is the dominant moisture source. During the dry season, local evaporative processes seem to be the most important source jointly with Western Mediterranean Sea and Central Mediterranean Sea.

When the contribution of a source among different targets areas is analyzed, it is seen that Iberian Peninsula is the main destination of Atlantic Ocean in both seasons, while Central Africa is the main receptor for Western Mediterranean Sea and Eastern Africa for Central Mediterranean Sea. During the dry season, the moisture from the local evaporative processes reaches the highest values in Central Africa and Iberia.

The total moisture supply reaching every target region was also studied and Central Africa (Eastern Africa) appeared as the target region which received more moisture during the dry (wet) season. The lowest values appeared for Western Africa. During the dry season the total supply of moisture is higher for all target regions (except for the Italian and Balkan Peninsula) than in the wet, probably because the higher air temperature during the dry season increases air water vapor content.

The interannual variability was also assessed. The highest variability was recorded in days 1–2 backward of the Atlantic Ocean contribution to Iberian Peninsula and Eastern Mediterranean, and in the first day of the Western Mediterranean Sea contribution to Italy.

8.5. Results 3: Variability of moisture sources with the main teleconnection patterns

Linear and non linear relationship between the main teleconnection patterns and the contribution of moisture sources for each target region was assessed. On one hand, during the wet season the results show significant correlations between WASMI and the moisture source of the Atlantic Ocean (for the Iberian

Peninsula and West Africa), with the Western Mediterranean Sea (for the Italian Peninsula and France) and with the Central Mediterranean Sea (for East Africa, Eastern Mediterranean and the Balkan Peninsula). There are also significant correlations for the Scandinavian Pattern with the Western Mediterranean Sea (for the Italian Peninsula) and with the Central Mediterranean Sea (for France). ENSO shows negative correlations with the Central Mediterranean Sea (for the Italian Peninsula and Central Africa), with the Atlantic Ocean (for Western Africa) and with the Western Mediterranean Sea (for the Balkan Peninsula). On the other hand, there are significant correlations between ENSO and the Western Mediterranean Sea (for the Italian Peninsula), with the Central Mediterranean Sea (for Central and Western Africa) and with Eastern Mediterranean Sea (for Eastern Mediterranean region).

An analysis of composites was done in order to quantify the non linear variability. The results suggest that there is a non linear relationship with the Western Mediterranean Sea and NAO (for East Africa) and with the SAM (for the Iberian Peninsula). Besides, this relationship was observed between the Central Mediterranean Sea and NAO (for East Africa), the SAM (for Italian and Balkan Peninsula), ENSO (for the Balkan Peninsula) and WASM (for the Balkan Peninsula, Central and East Africa). Moreover, there is a non linear variability between the local evaporative processes and the teleconnection patterns during the dry season.

Referencias

- Alpert, P., and Coauthors, Relations between Climate Variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African Monsoons, Hurricanes and Saharan Dust in P. Lionello et al, Mediterranean Climate Variability, *Developments in earth and environmental sciences 4*, Elsevier B.V, 149–177, 2006.
- Beljaars, A. C., and A. A. Holtstag, Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, *J. Appl. Meteor*, *30*, 327–341, 1991.
- Blossey, P. N., Z. Kuang, and D. M. Romps, Isotopic composition of water in the tropical tropopause layer in cloud-resolving simulations of an idealized tropical circulation, *J. Geophys. Res*, *115*, D24309, doi:10.1029/2010JD014554, 2010.
- Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and P. Eagleson, Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate*, *6*, 1077–1089, 1993.
- Brubaker, K. L., P. A. Dirmeyer, A. Sudradjat, B. S .Levy, and F. Bernal, A 36-yr climatological description of the evaporative sources of warm-season precipitation in the Mississippi River basin, *J. Hydrometeorol*, *2*, 537–557, 2001.
- Budyko, M. I., and O. A. Drozdov, Regularities of the hydrologic cycle in the atmosphere, *Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geogr*, *4*, 5–14, 1953.
- Budyko, M. I., and D. H. Miller, Climate and Life, *Academic Press*, 508, 1974.
- Bueh, C., and H. Nakamura, Scandinavian pattern and its climatic impact, *Quarterly Journal of the Royal*, *133*, 2117–2131, 2007.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci*, *28*, 181–189, 1971.
- Burde, G., and A. Zangvil, The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models, *J. Climate*, *14*, 2497–2508, 2001a.
- Burde, G., and A. Zangvil, The estimation of regional precipitation recycling. Part II: A new recycling model, *J. Climate*, *14*, 2509–2527, 2001b.
- Chen, A., and M. A. Taylor, Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s, *Science*, *295*, 2002.
- CPC, Northern hemisphere teleconnection patterns, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>, 2005.

- Chahine, M. T., The hydrological cycle and its influence on climate, *Nature*, *359*(6394), 373–380, 1992.
- Corte-Real, J., X. Zhang, and X. Wang, Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean, *Int. J. Climatol*, *15*, 1135–1150, 1995.
- D’Abreton, P. C., and P. D. Tyson, Divergent and non divergent water vapor transport over southern Africa during wet and dry conditions, *Meteorol. Atmos. Phys*, *55*(1-2), 47–59, 1995.
- Dai, A., I. Y. Fung, and A. D. Del Genio, Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988, *J. Climate*, *10*, 2943–2962, 1997.
- Diaz, H. F., M. P. Hoerling, and J. K. Eischeid, ENSO variability, teleconnections and climate change, *Int. J. Climatol*, *21*, 1845–1862, 2001.
- Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker, Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993, *J. Geophys. Res*, *104*, 383–397, 1999.
- Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker, Characterization of the Global Hydrologic Cycle from a Back-Trajectory Analysis of Atmospheric Water Vapor, *J. Hydrometeorol*, *8*, 20–37, 2007.
- Dirmeyer, P. A., K. L. Brubaker, and T. DelSole, Import and export of atmospheric water vapor between nations, *J. Hydrology*, *365*, 11–22, 2009.
- Dominguez, F., P. Kumar, and E. R. Vivoni, Precipitation Recycling Variability and Ecoclimatological Stability: A Study Using NARR Data. Part II: North American Monsoon Region, *J. Climate*, *21*, 5187–5203, 2008.
- Dominguez, F., P. Kumar, X. Xiang and M. Ting Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling, *J. Climate*, *19*, 1513–1530, 2006.
- Drumond, A., R. Nieto, L. Gimeno, and T. Ambrizzi, A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *J. Geophys. Res*, *113*, D14,128, 2008.
- Drumond, A., R. Nieto, R. Trigo, T. Ambrizzi, E. Souza, and L. Gimeno, A Lagrangian identification of the main sources of moisture affecting northeastern Brazil during its pre-rainy and rainy seasons., *PloS one*, *5*, e11,205, 2010.
- Drumond, A., R. Nieto, and L. Gimeno, On the contribution of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool source of moisture to the Northern Hemisphere precipitation through a Lagrangian approach, *J. Geophys. Res*, *116*, D00Q04, 2011a.
- Drumond, A., R. Nieto, E. Hernández, and L. Gimeno, A Lagrangian analysis of the variation in moisture sources related to drier and wetter conditions in regions around the Mediterranean Basin, *Natural Hazards and Earth System Science*, *11*, 2307–2320, 2011c.

- Drumond, A., R. Nieto, L. Gimeno, S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, and E. Morán-Tejera Characterization of the atmospheric component of the winter hydrological cycle in the Galicia/North Portugal Euro-region: a Lagrangian approach, *Climate Research*, 48, 011b.
- Drumond, A., R. Nieto, and L. Gimeno, Sources of moisture for China and their variations during drier and wetter conditions in 2000-2004: A Lagrangian approach, *Climate Research*, 50, 2012.
- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, and R. Nieto, Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique, *J. Geophys. Res*, 115, 1–15, 2010.
- Eltahir, E. A., and R. L. Bras, Precipitation recycling, *Rev. Geophys*, 34, 367–378, 1996.
- Emanuel, K. A., A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, *J. Atmos. Sci*, 48, 2313–2335, 1991.
- Emanuel, K. A., and M. Živković Rothman, Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models, *J. Atmos. Sci*, 56, 1766–1782, 1999.
- Eshel, G., and B. F. Farrell, Mechanisms of Eastern Mediterranean Rainfall Variability, *J. Atmos. Sci*, 57, 3219–3232, 2000.
- Fairall, C., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachey, and J. B. Edson, Bilk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Climate*, 16, 571–591, 2003.
- Fernández, J., J. Sáenz, and E. Zorita, Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP Reanalyses, *Climate Research*, 23, 195–215, 2003.
- Gaetani, M., B. Fontaine, P. Rouco, and M. Baldi, Influence of the Mediterranean Sea on the West African monsoon: Intraseasonal variability in numerical simulations, *J. Geophys. Res*, 115, 2010.
- Gettelman, A., A. R. Douglas, and J. R. Holton, Simulations of water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res*, 105, 9003–9023, 2000.
- Gimeno, L., A. Drumond, R. Nieto, R. M. Trigo, and A. Stohl, On the origin of continental precipitation, *Geophys. Res. Lett*, 37, 1–7, 2010a.
- Gimeno, L., R. Nieto, R. M. Trigo, S. M. Vicente-Serrano, and J. I. López-Moreno, Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach, *J. Hydrometeorol*, 11, 421–436, 2010b.
- Gimeno, L., A. Stohl, R. M. Trigo, F. Dominguez, K. Yoshimura, L. Yu, A. Drumond, A. M. Durán-Quesada, and R. Nieto, Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation, *Rev. Geophys*, 50, 1–41, 2012.

- Gimeno, L., R. Nieto, A. Drumond, R. Castillo, and R. M. Trigo, Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation, *Geophys. Res. Lett*, doi: 10.1002/grl.50338, 2013.
- Giorgi, F., Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations, *Climate Dynamics*, 18, 675–691, 2002.
- Hanna, S. R., Applications in air pollution modeling, in: Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, *Edited by: Nieuwstadt, F. T. M. and van Dop, H., D. Reidel Publishing Company*, Holland, 1982.
- Hastenrath, S., Climate Dynamics of the Tropics, *Kluwer*, 1995.
- Henderson-Sellers, A., K. McGuffie, and H. Zhang, Stable isotopes as validation tools for global climate model predictions of the impact of Amazonian deforestation, *J. Climate*, 15, 2664–2677, 2002.
- Hicks, B. B., Behavior of Turbulence Statistics in the Convective Boundary Layer, *J. Appl. Meteor*, 24, 607–616, 1985.
- Hurrell, J. M., Decadal trends in the North Atlantic oscillation, *Science*, 269, 676–679, 1995.
- Hurrell, J. M., Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature, *Geophys. Res. Lett*, 23, 665–668, 1996.
- James, P., A. Stohl, N. Spichtinger, S. Eckhardt, and C. Forster, Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions, *Natural Hazards and Earth System Science*, 4, 733–746, 2004.
- Josey, S. A., S. Somot, and M. Tsimplis Impacts of atmospheric modes of variability on Mediterranean Sea surface heat exchange, *J. Geophys. Res: Oceans (1978–2012)*, 2011.
- Joussaume, S., J. Jouzel, and R. Sadourny, A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere, *Nature*, 311, 24–29, doi:10.1038/311024a0, 1984.
- Koster, R., J. Jouzel, R. Souzzo, G. Russell, D. Rind, and P. S. Eagleson, Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM, *Geophys. Res. Lett*, 13, 121–124, 1986.
- Lacombe, H., and P. Tchernia, Caractéristiques hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée in: The Mediterranean Sea, *Edited by D. J. Stanley, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg*, 26–36, 1972.
- Lavers, D. A., G. Villarini, R. P. Allan, E. F. Wood, and A. J. Tchernia, The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation, *EJ. Geophys. Res*, 117, 2012.

- Legras, B., B. Joseph, and F. Lefebvre, Vertical diffusivity in the lower stratosphere from Lagrangian back-trajectory reconstructions of ozone profiles, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2003.
- Li, J., and Q. Zeng, A unified monsoon index, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1–4, 2002.
- Li, J. P., and Q. C. Zeng, A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons, *Adv. Atmos. Sci.*, *20*, 299–302, 2003.
- Li, J. P., and Q. C. Zeng, A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation, *Climatic and Environmental Research*, *10*, 351–365, 2005.
- Mariotti, A., M. V. Struglia, N. Zeng, and K. M. Lau, The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea, *J. Climate*, *15*, 1674–1690, 2002.
- Mehta, A. V., Precipitation Climatology over Mediterranean Basin from Ten Years of TRMM Measurements, *Adv. Geosci.*, *118*, 87–91 2008.
- Millan, M., R. Salvador, and E. Mantilla, Atmospheric dynamics and ozone cycles related to nitrogen deposition in the Western Mediterranean, *Environ. Pollut.*, *118*, 167–186, 2002.
- Nieto, R., L. Gimeno, A. Drumond, and E. Hernández, Contribution of the Mediterranean Sea in the atmospheric moisture of adjacent and remote regions from a Lagrangian approach, In *4th ESF MedCLIVAR Workshop on Feedbacks of the Mediterranean Dynamics in the Global Climate System. Sesimbra, Portugal*, 28–30, 2009.
- Nieto, R., L. Gimeno, and R. M. Trigo, A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 1–6, 2006.
- Nieto, R., L. Gimeno, D. Gallego, and R. Trigo, Contributions to the moisture budget of airmasses over Iceland, *Meteorologische Zeitschrift*, *16*, 37–44, 2007.
- Nieto, R., D. Gallego, R. Trigo, P. Ribera, and L. Gimeno, Dynamic identification of moisture sources in the Orinoco basin in equatorial South America, *Hydrological Sciences Journal*, *53*, 602–617, 2008.
- Nieto, R., L. Gimeno, A. Drumond, and E. Hernández, A Lagrangian identification of the main moisture sources and sinks affecting the Mediterranean area, *6*, 365–374, 2010.
- Numaguti, A., Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res: Atmospheres (1984–2012)*, *104*, 1957–1972, 1999.
- Ordóñez, P., P. Ribera, D. Gallego, and C. Peña-Ortiz, Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events, *Hydrol. Process*, *26*, 3886–3895, 2012.

- Pierrehumbert, R. T., H. Brogniez, and R. Roca, On the Relative Humidity of the Atmosphere, *Chapter 6*, 2008.
- Price, C., L. Stone, B. Rajagopalan, and P. Alpert, A possible link between El Niño and precipitation in Israel, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3963–3966, 1998.
- Quadrelli, R., V. Pavan, and F. Molteni, Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies, *Climate Dynamics*, *17*, 457–466, 2001.
- Queralt, S., E. Hernández, D. Barriopedro, D. Gallego, P. Ribera, and C. Casanova, North Atlantic Oscillation influence and weather types associated with winter total and extreme precipitation events in Spain, *Atmos. Res.*, *94*, 675–683, 2009.
- Raicich, F., N. Pinardi, and A. Navarra, Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean, *International Journal of Climatology*, *23*, 173–186, 2003.
- Reddaway, J. M., and G. R. Bigg, Climatic change over the Mediterranean and links to the more general atmospheric circulation, *International J. Climatol.*, *16*, 651–661, 1996.
- Rodó, X., E. Baert, and F. A. Comin, Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño/Southern Oscillation, *Climate Dynamics*, *13*, 275–284, 1997.
- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, Monsoons and the dynamics of deserts, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *122*, 1385–1404, 1996.
- Rodriguez, C., and A. H. Encinas, S. Nieto, and J. Garmendia, Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol.*, *18*, 299–316, 1998.
- Ryall, D. B., and R. H. Maryon, Validation of the UK Met Office name model against the ETEX dataset, in: *Model Verification and Emergency Response*, edited by: Nodop, K., *ETEX Symposium on Long-Range Atmospheric Transport*, 151–154, 1997.
- Sakamoto, M. S., T. Ambrizzi, and G. Poveda, Moisture Sources and Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia, *Adv. Meteor.*, *2011*, 1–11, 2011.
- Sanchez-Gómez, E., S. Somot, S. A. Josey, C. Dubois, N. Elguindi, and M. Déqué, Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models, *Climate Dynamics*, *37*, 2067–2086, 2011.
- Savenije, H. H., New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel, *J. Hydrology*, *167*, 57–78, 1995.
- Schar, C., D. Lthi, D. Beyerle, and E. Heise, The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model, *J. Climate*, 722–741, 1999.

- Schicker, I., S. Radanovics, and P. Seibert, Origin and transport of Mediterranean moisture and air, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 425–461, 2010.
- Seidel, D. J., Water Vapor: Distribution and Trends, *Encyclopedia of Global Environmental Change*, John Wiley and Sons, Ltd, Chichester, 2002.
- Semazzi, F. H., and L. Sun, The role of orography in determining the Sahelian climate, *Int. J. Climatol*, 17, 581–596, 1997.
- Shuttleworth, W. J., Terrestrial Hydrometeorology, John Wiley, West Sussex, U. K., doi:10.1002/9781119951933, 2012.
- Sodemann, H., and A. Stohl, Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation, *Geophys. Res. Lett*, 36, L22,803, 2009.
- Sodemann, H., C. Schwierz, and H. Wernli, Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence, *J. Geophys. Res*, 113, D03,107, 2008.
- Sodemann, H., and E. Zuberl, Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002, *Int. J. Climatol*, 30, 947–961, 2010.
- Spichtinger, N., M. Wenig, P. James, T. Wagner, U. Platt, and A. Stohl, Satellite detection of a continental-scale plume of nitrogen oxides from boreal forest fires, *Geophys. Res. Lett*, 28, 4579–4582, 2001.
- Stohl, A., and D. J. Thomson, Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data, *Atmospheric Environment*, 32, 4245–4264, 1998.
- Stohl, A., and D. J. Thomson, A density correction for Lagrangian particle dispersion models, *Bound.-Layer Met*, 90, 155–167, 1999.
- Stohl, A., and P. James, A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle: Part 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe, *J. Hydrometeor*, 5, 656–678, 2004.
- Stohl, A., and P. James, A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between earth’s ocean basins and river catchments, *J. Hydrometeor*, 6, 961–984, 2005.
- Stohl, A., H. Sodemann, S. Eckhardt, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa, The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 8.2, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 2461–2474, 2005.
- Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa, Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5, 4739–4799, 2005.

- Tan, E., and Y. S. Unal Impact of NAO to Winter precipitation and temperatura variability over Turkey, *Geophys Res. Abstracts*, 5:00626, 2003.
- Taylor, G., Effect of variation in density on the stability of superposed streams of fluid, *Proc. Roy. Soc. London. A*, 132, 1931.
- Thomson, D. J., Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows, *J. Fluid Mech*, 180, 529–556, 1987.
- Trenberth, K. E., Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change, *Climatic change*, 39, 667–694, 1998.
- Trenberth, K. E., Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation, *J. Climate*, 12, 1368–1381, 1999.
- Trenberth, K. E., J. Fasullo, and L. Smith, Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor, *Climate Dynamics*, 24, 741–758, 2005.
- Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo, Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data, *J. Hydrometeor*, 8, 758–769, 2007.
- Trigo, I. F., T. D. Davies, and G. R. Bigg, Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, *Geophys. Res. Lett*, 27, 2913–2916, 2000.
- Trigo, I. F., T. J Osborn, and J. Corte-Real, The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanism, *Climate Research* 20, 9–17, 2002.
- Trigo, R. M., D. Pozo-Vázquez, T. J. Osborn, Y. Castro-Díez, S. Gámiz-Fortis, and M. J. Esteban-Parra, North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol*, 24, 925–944, 2004.
- Trigo, R. M., J. Añel, D. Barriopedro, L. Gimeno, M. Allen, R. Nieto, N. Massey, R. Castillo, and R. García-herrera, The record winter drought of 2011-2012 in the Iberian Peninsula, *Bull. Ame. Meteorol. Soc*, 94, 2013.
- Van Der Ent, R. J., H. H. G. Savenije, B. Schaefli, and S. C. Steele-Dunne, Origin and fate of atmospheric moisture over continents, *Water Resources Research*, 46, 1–12, 2010.
- Viste, E., and A. Sorteberg, The effect of moisture transport variability on Ethiopian summer precipitation, *Int. J. Climatol.*, 2012.
- Walker, G., Correlations in seasonal variations of weather IX, *Mem. Ind. Meteorol. Dept.*, 24, 275–332, 1924.
- Wibig, J., Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level, *Int. J. Climatol*, 19, 253–269, 1999.

- Wilson, J. D., B. J. Legg, and D. J. Thomson Calculation of particle trajectories in the presence of a gradient in turbulent-velocity scale, *Bound.-Layer Met*, *27*, 167–169, 1983.
- Worden, J., Tropospheric Emission Spectrometer observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: Estimation approach and characterization, *J. Geophys. Res*, *111*, 2006.
- Xoplaki, E., J. González-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner, Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs, *Climate Dynamics*, *20*, 723–739, 2003.
- Xoplaki, E., Climate variability in the Mediterranean, *PhD. Thesis, University of Bern, Switzerland*, *23*, http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf, 2002.
- Xoplaki, E., J. González-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner, Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends, *Climate Dynamics*, *23*, 63–78, 2004.
- Yakir, D., S. Lev-Yadun, and A. Zangvil, El Niño and tree growth near Jerusalem over the last 20 years, *Global Change Biology*, *2*, 101–105, 1996.
- Yoshimura, K., T. Oki, and K. Ichiyangi, Evaluation of two-dimensional atmospheric water circulation fields in reanalyses by using precipitation isotopes databases, *J. Geophys. Res*, *109*, doi:10.1029/2004JD004764, 2004.
- Yu, L., Global Variations in Oceanic Evaporation (1958–2005): The Role of the Changing Wind Speed, *J. Climate*, *20*, 5376–5390, 2007.
- Yu, L., and R. A. Weller, Objectively Analyzed Air–Sea Heat Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981–2005), *Bull. Ame. Meteor. Soc*, *88*, 527–539, 2007.
- Zangvil, A., P. J. Lamb, D. H. Portis, F. Jin, S. Malka, and B. Sheva, Advances in Geosciences Comparative study of atmospheric water vapor budget associated with precipitation in Central US and eastern Mediterranean, 3–9, 2010.
- Zhu, Y., and R. R. Newell, AA proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers, *Mon. Wea. Rev*, *126*, 725–735, 1998.