

**UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA**

Facultad de Ciencias  
Departamento de Física

UN ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD  
CLIMÁTICA EN LA PENÍNSULA  
IBÉRICA

Memoria presentada por  
María de la Cruz Gallego Herrezuelo  
para optar al grado de  
Doctor en Ciencias Físicas.

Badajoz, Septiembre de 2003.

Edita: Universidad de Extremadura

Servicio de Publicaciones

c/ Caldereros 2, Planta 3ª

Cáceres 10071

Correo e.: [publicac@unex.es](mailto:publicac@unex.es)

<http://www.pcid.es/public.htm>

JOSÉ AGUSTÍN GARCÍA GARCÍA, Catedrático de Universidad del Departamento de Física de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Extremadura,

CERTIFICA:

que la presente memoria, titulada 'UN ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA', ha sido realizada por María de la Cruz Gallego Herrezuelo bajo mi dirección en el Departamento de Física de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Extremadura.

Y para que conste, y en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el presente en Badajoz, a 24 de Septiembre de 2003.

Fdo.: José Agustín García García.



*A Jose y Alejandro.*



Ningún país de Europa presenta una configuración tan singular como España, y sólo a ella, puede atribuirse la aridez de su suelo en el interior de las Castillas, la fuerza de la evaporación, la falta de arroyos y el diferente temple que se observa entre Madrid y Nápoles, estando ambas ciudades en un mismo grado de latitud.

Alexander von Humboldt  
*Noticia de la configuración del suelo de España y de su clima*





# Índice general

<b>Prólogo</b>	<b>v</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Introducción y marco del trabajo . . . . .	1
1.2. Estado del arte . . . . .	9
1.3. Objetivos y contenidos . . . . .	13
<b>2. Datos de precipitación diaria</b>	<b>17</b>
2.1. Series escogidas . . . . .	17
2.2. Series estacionales de índices de precipitación . . . . .	18
2.3. Frecuencia de precipitación . . . . .	23
2.3.1. Número de días de lluvia . . . . .	23
2.3.2. Rachas secas . . . . .	26
2.4. Intensidad de precipitación . . . . .	27
2.4.1. Precipitación acumulada . . . . .	28
2.4.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total . . . . .	29
2.4.3. Precipitación media por día lluvioso . . . . .	30

2.4.4. Máximos . . . . .	31
<b>3. Frecuencia de precipitación</b>	<b>33</b>
3.1. Distribución espacial de los índices de frecuencia . . . . .	35
3.2. Análisis de tendencias. Test de Mann–Kendall . . . . .	39
3.3. Discusión . . . . .	41
3.3.1. Número de días de precipitación . . . . .	42
3.3.2. Duración de periodos secos . . . . .	52
3.4. Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. . .	56
3.4.1. Número de días de precipitación . . . . .	56
3.4.2. Duración de periodos secos . . . . .	59
3.5. Conclusiones del capítulo . . . . .	62
<b>4. Intensidad de precipitación</b>	<b>85</b>
4.1. Distribución espacial de los índices de intensidad . . . . .	86
4.1.1. Precipitación acumulada . . . . .	86
4.1.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total . . . . .	88
4.1.3. Precipitación media por evento lluvioso . . . . .	91
4.2. Análisis de tendencias . . . . .	93
4.2.1. Precipitación acumulada . . . . .	94
4.2.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total . . . . .	96
4.2.3. Precipitación media por evento lluvioso . . . . .	109
4.3. Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. . .	112

---

4.3.1. Precipitación acumulada . . . . .	117
4.3.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total . . . . .	120
4.3.3. Precipitación media por evento lluvioso . . . . .	123
4.4. Conclusiones del capítulo . . . . .	126
<b>5. Máximos de precipitación</b>	<b>171</b>
5.1. Metodología . . . . .	172
5.1.1. Algunas notas sobre la Teoría de Valores Extremos . . .	173
5.2. Resultados . . . . .	176
5.2.1. Parámetros de la distribución GEV . . . . .	181
5.2.2. Tipo de distribución . . . . .	183
5.3. Modelo no estacionario . . . . .	192
5.4. Conclusiones del capítulo . . . . .	202
<b>6. Relación con índices climáticos</b>	<b>205</b>
6.1. Relación con la SLP y la SST . . . . .	207
6.2. El índice NAO . . . . .	213
6.3. Relación entre el índice NAO y las series de índices de preci- pitación . . . . .	215
6.3.1. Relación entre el índice NAO y los máximos de preci- pitación . . . . .	222
6.4. Conclusiones del capítulo . . . . .	224
<b>7. Downscaling o Regionalización</b>	<b>243</b>
7.1. Introducción . . . . .	243

---

7.2. Método de los Análogos . . . . .	245
7.3. Construcción de las series de datos análogos . . . . .	247
7.4. Comparación con los datos reales. Análogos con SLP de Rea- nálisis NCEP/NCAR . . . . .	248
7.4.1. Valores medios y varianzas . . . . .	248
7.4.2. Correlación dato real–dato análogo . . . . .	260
7.5. Análogos con SLP de ECHAM4/OPYC3 . . . . .	262
7.5.1. Valores medios y varianzas . . . . .	262
7.5.2. Correlación dato real–dato análogo . . . . .	271
7.6. Conclusiones del capítulo . . . . .	271
<b>8. Conclusiones y líneas futuras</b>	<b>311</b>
8.1. Resultados y conclusiones . . . . .	311
8.2. Líneas futuras . . . . .	317
<b>Bibliografía</b>	<b>319</b>

# Prólogo

La idea inicial que impulsó este trabajo fue estudiar la precipitación en la Península Ibérica en una escala temporal menor que la que había sido mayormente estudiada por nuestro grupo, pasar de precipitación mensual a precipitación diaria. Existía la posibilidad de que los datos mensuales enmascararan algún factor inductor o inhibidor de precipitación a menor escala, por lo que nos decidimos a trabajar con datos de precipitación diaria, más difíciles de tratar. Todo esto con el aliciente de ahondar en el estudio de un problema de gran interés a escala global y candente por la posibilidad de existencia de cambio climático.

Comenzamos trabajando con una base de datos de diez observatorios españoles procedentes de las fuentes del Instituto Nacional de Meteorología (INM), más o menos homogéneamente distribuidos en la geografía de nuestro país y con la idea de buscar también series lo más largas y completas posible. La elección no fue fácil; los diez emplazamientos fueron escogidos de entre treinta y nueve por su situación y la calidad de sus series de precipitación diaria que fueron cuidadosamente estudiadas. Este grupo inicial pasó a ser de once series una vez que J.M. Vaquero mecanizó los 130 años (1870-1999) de precipitación diaria de la serie de San Fernando (la más larga que poseemos) que amablemente nos cedió el Real Observatorio de la Armada en San Fernando (Cádiz). Con esta base de datos inicial de once observatorios, elaboramos un primer trabajo de análisis que constituyó parte del estudio que desarrollé en el Master of Science que se impartió en el Departamento de Física durante el curso académico 2000-2001 Gallego (2001). Posteriormente, gracias al proyecto European Climate Assessment and Dataset (ECA&D) (<http://www.knmi.nl/samenw/eca>) que nos aportó tanto series españolas como portuguesas y recurriendo nuevamente a las fuentes iniciales del INM, ampliamos nuestro conjunto de series de trabajo a las treinta y cinco que están involucradas en el presente estudio. Creemos que la base de datos final, aún adoleciendo de homogeneidad en cuanto a los periodos de registro pues

hemos intentado tomar las series lo más largas y completas posible según ya hemos comentado, sí contiene muestras representativas de las distintas localizaciones que podemos encontrar en la geografía peninsular. Agradezco a todas las entidades que nos han proporcionado los datos el ponerlos a la disposición de los investigadores para que desarrollen su labor.

Mi visita al GKSS Forschungszentrum en Geesthacht (Alemania) en una estancia de investigación me introdujo en el tema del ‘downscaling’. Debo agradecer a E. Zorita su acogida y los medios que puso a mi disposición para desarrollar esta tarea de verificación de la adecuación de datos de modelos al clima local.

El desarrollo de la investigación ha sido gratificante al tiempo que duro. La cantidad de información que se genera en los estudios climáticos se hace a veces difícil de compilar. Más aún en el caso de la precipitación diaria en el que la diversidad de comportamientos es tan enorme.

El trabajo ha sido realizado con financiación procedente de la Junta de Extremadura–Fondo Social Europeo a través de la beca FPI (FIC98B431) que me fue concedida. Además, el estudio ha sido parcialmente financiado por los fondos de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) y el Ministerio de Ciencia y Tecnología (MCYT) a través de los proyectos CLI99-0845-C03-03 y REN2002-04558-C04-03, respectivamente. A todas estas entidades agradezco su ayuda económica.

Durante este tiempo he sentido el apoyo y confianza de todos los que me rodean que, sin duda, han alentado mi trabajo. En especial, debo agradecer ...

... a Agustín, su buen hacer en la tarea diaria y su disponibilidad para atender las múltiples y variadas cuestiones que le planteamos. ‘Su carga’ nos ha aliviado al resto en más de una ocasión.

... a Vidal, su comunicación, que nace de una sintonía distinta.

... a Marisa, su trato siempre amable y acogedor, dispuesta a la escucha y ayuda en cualquier tema.

... a cada uno de los miembros del área de Física de la Tierra, la cálida acogida que desde el principio me brindaron.

... a todos los compañeros del Departamento de Física, el trato cordial

que siempre me han mostrado.

... a mis padres, su infinita disponibilidad, su confianza y cariño hacia mí que me han posibilitado ser quien soy.

... a mi hermana, su constancia, y su esperanza en mí que me ayuda a ser optimista.

... a mi tía Elo, su disposición y fortaleza para estar siempre ‘en acción’ y hasta el final.

... a Jose, su apoyo, su disponibilidad y constancia, su eterna paciencia y su inagotable capacidad de hacerme reír, que me hace vivir el compromiso diario con alegría. (Podría poner tantas cosas...).

... a nuestro hijo Alejandro, el haber venido a darnos más vida.

... a Pepe, Chenchi, Yolanda, María, Marta y Javi, ser ahora también mi familia.

A los miembros de la comunidad de San Roque, al resto de mis amigos y a todo el que algún día me oyó decir: ‘Estoy haciendo la tesis...’, gracias por escucharme.

María de la Cruz Gallego Herrezuelo





# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Introducción y marco del trabajo

El estudio del conocimiento actual del clima y su variabilidad es un paso previo y fundamental para poder analizar la posibilidad de un cambio climático por acción directa o indirecta del hombre. Difícilmente podemos hablar de cambio climático si no conocemos nuestro clima actual.

Hoy día, el concepto de clima engloba a un gran conjunto de variables pertenecientes a los distintos subsistemas atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera. Éstos interactúan de forma no lineal, con diferentes escalas de tiempo que van desde días (tiempo atmosférico) a millones de años (procesos geológicos) y diferentes escalas espaciales que van desde metros (micrometeorología) a escala planetaria. De todo el gran abanico de posibilidades de variables y escalas que permiten describir el clima, nosotros nos vamos a centrar en el estudio de una única variable, la *precipitación* y a escala *diaria*, dada la importancia que tiene en un país como el nuestro, con grandes desequilibrios hidráulicos y gran variabilidad en las precipitaciones.

Acercándonos al fenómeno de la precipitación desde una visión más glo-

bal, algunas consideraciones físicas y ciertos resultados de modelos numéricos sugieren una intensificación del ciclo hidrológico debido al aumento del efecto invernadero [Kattenberg et al. \(1996\)](#). En la misma línea, el IPCC (1992) advierte que en numerosas situaciones el impacto global se determina más por cambios en la magnitud y frecuencia de acontecimientos extremos que por variaciones en la media [IPCC–Grupo de Trabajo II \(1992\)](#). Este argumento se ve corroborado por algunas observaciones empíricas en las que se han detectado indicios de un aumento en la frecuencia de fenómenos de precipitación intensa [Karl, Knight and Plummer \(1995\)](#); [Nicholls et al. \(1996\)](#). Todo ello también sugiere estudiar la precipitación en una escala temporal que refleje su estructura: la escala diaria.

Desde una visión más particular, conviene señalar que la precipitación en la Península Ibérica es muy irregular. Esto es debido a su situación geográfica entre dos fuentes de humedad: el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, y a su gran diversidad orográfica con importantes cadenas montañosas, valles, ríos,... y todo ello en una extensión de terreno no especialmente amplia en la que los fenómenos locales adquieren una importancia extraordinaria. Estos condicionantes hacen que la precipitación peninsular, sobre todo a escala diaria, presente una gran variabilidad tanto espacial como temporal que dificulta su estudio. En la [Figura 1.1](#) se muestra la variabilidad estacional de la precipitación. Se observa, a grandes rasgos, que las estaciones del año con mayores valores de precipitación son las de otoño e invierno y que en los meses de verano la precipitación total en una gran parte de la mitad meridional de España no alcanza siquiera los 50 mm. Un hecho que acentúa aún más esta variabilidad temporal de la lluvia es que los valores de precipitación medios que se observan en algunas zonas se producen en apenas unos días [Ministerio de Medio Ambiente \(2000\)](#). Esta variabilidad en la precipitación también se traduce en una variabilidad de la hidrología peninsular claramente diferente de la de otros países de su entorno [Ministerio de Medio Ambiente \(2000\)](#). La irregularidad del régimen hídrico peninsular en el espacio y en el tiempo ha llegado a ser uno de los tópicos más insistentemente repetidos al hablar de los problemas del agua en nuestro territorio, que son cada vez más tema

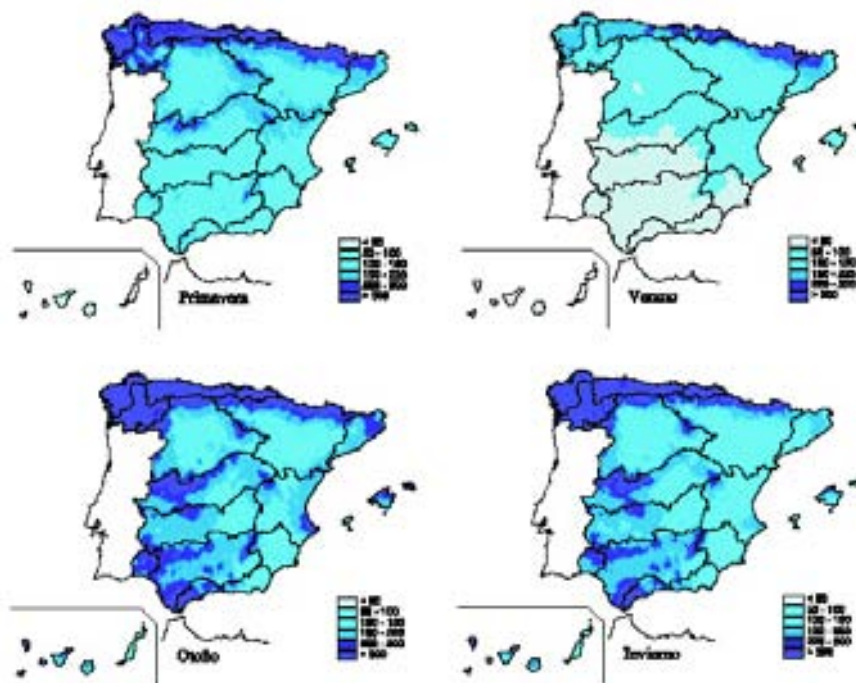


Figura 1.1: Distribución estacional de la precipitación (mm)

de actualidad. Pero este tema no es nuevo. Ya Estrabón, geógrafo romano, dejó escrito en el primer siglo a. de C. que la Península Ibérica estaba ‘mal regada’ [Estrabón \(1992\)](#).

Por otra parte, el problema del agua no atañe sólo a nuestra península, sino que es un problema de ámbito global. Vivimos en un mundo sediento en el que satisfacer y equilibrar las legítimas demandas de agua supone un verdadero reto global. Agricultura, comercio e industria, generación de energía, abastecimiento doméstico, ocio y turismo y medio ambiente, todos buscan compartir una dotación limitada de agua. En muchas partes del mundo, el crecimiento urbano y el desarrollo rural están fuertemente limitados por abastecimientos de agua inadecuados. Disputas transfronterizas sobre el agua no son raras y la cantidad y la calidad tanto de los recursos superficiales

Tabla 1.1: Pérdidas de vidas humanas por riesgos meteorológicos naturales en España 1996-99 (Programa de riesgos naturales. Dirección General de Protección Civil).

Años	1996	1997	1998	1999	Total
Inundaciones	110	40	0	5	155
Terremotos	8	2	0	0	10
Incendios forestales	1	4	4	8	17
Aludes nieve	1	0	0	0	1
Episodios nieve y frío	2	5	1	0	8
Rayos	3	7	1	2	13
Vientos fuertes	10	7	1	10	28
Olas calor	0	0	0	1	1
Total	135	65	7	26	233

como de los subterráneos se encuentran frecuentemente bajo las amenazas del uso ineficiente y de la contaminación. Incluso regiones con una aparente abundancia de recursos hídricos pueden tener que afrontar problemas en el futuro si el clima cambia y las demandas aumentan. Por ello, el desarrollo de políticas adecuadas relacionadas con los recursos hídricos es de vital interés y su planificación y gestión deben permitir afrontar todos estos problemas. Aún existiendo un meticuloso control, la eventualidad e irregularidad de la precipitación puede sorprendernos. Y sus grandes fluctuaciones, severas sequías o graves inundaciones, pueden traducirse en multitud de pérdidas de vidas humanas y miles de millones de Euros en pérdidas económicas. Es lo que sucedió en nuestra propia ciudad, Badajoz, durante la noche del 5 al 6 de Noviembre de 1997 cuando el desbordamiento de los ríos Rivillas y Calamón produjo una riada que se cobró la vida de 24 personas y unas pérdidas económicas que en su día se estimaron en alrededor de 10000 millones de pesetas (unos 60 millones de Euros). Desgraciadamente, estos eventos no son tan aislados. La Tabla 1.1 muestra el número de víctimas por fenómenos naturales; vemos que las inundaciones son las que más incidencia tienen.

Para paliar los daños económicos resultantes de estos desastres, existe en nuestro país el llamado Consorcio de Compensación de Seguros que, según

el Real Decreto 370/1999 es una Entidad de Derecho Público, con condición de entidad pública empresarial, a la que se asigna, entre otras, la función de indemnizar, en régimen de compensación, las pérdidas derivadas de acontecimientos extraordinarios acaecidos en España y que afecten a riesgos en ella situados. Entre los acontecimientos extraordinarios se encuentran los fenómenos naturales que se citaban en la tabla anterior. Las Figuras 1.2 y 1.3 muestran el número de expedientes tramitados por daños en los bienes debido a inundaciones y los pagos efectuados por ese concepto, respectivamente [Consorcio de Compensación de Seguros \(2002\)](#).

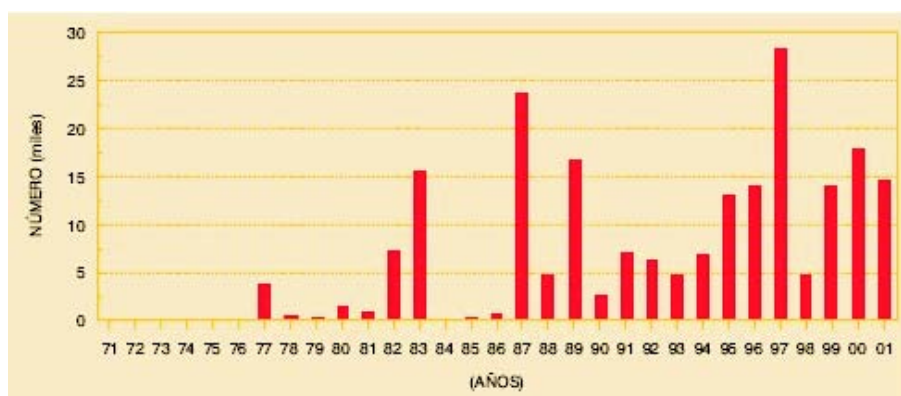


Figura 1.2: Número de expedientes tramitados por daños materiales provocados por inundaciones.

En este marco que acabamos de describir, se hacen necesarios estudios encaminados al conocimiento de la estructura de la precipitación en nuestra península para un mejor control de los recursos hídricos y previsión ante posibles eventos extremos.

Hasta el momento actual, prácticamente todos los esfuerzos realizados por nuestro grupo de trabajo en el campo de la climatología han estado centrados en el estudio de la precipitación a escala mensual [Garrido and García \(1992, 1993\)](#); [Mateos, García and Serrano \(1998\)](#); [García, Serrano and Gallego \(2002\)](#) obteniendo como uno de los principales resultados la no existencia de tendencias significativas en la precipitación acumulada mensual, salvo las

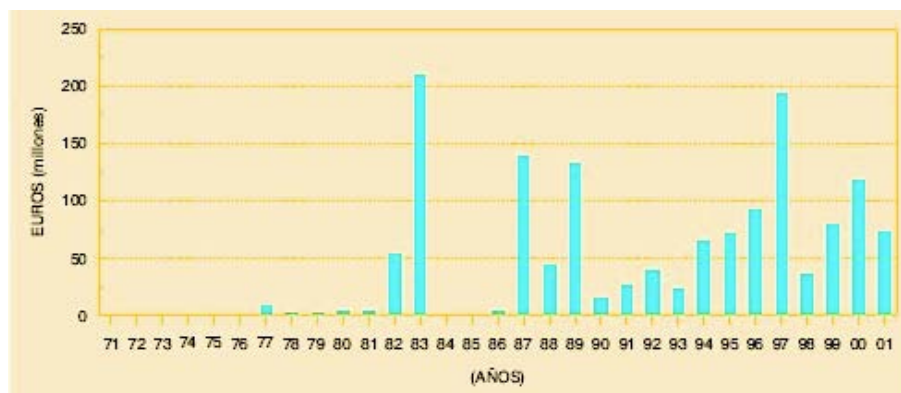


Figura 1.3: Cuantías pagadas para paliar daños por inundaciones.

precipitaciones correspondientes al mes de marzo. En este caso y para el suroeste peninsular, todo parece indicar que existe una tendencia a disminuir desde los años 70 hasta la actualidad [Serrano, Mateos and García \(1999\)](#). La posibilidad de que los datos mensuales enmascaren algún factor inductor o inhibidor de precipitación a menor escala y la necesidad, que citábamos, de trabajar con escalas que reflejen su estructura nos han llevado a trabajar con datos de precipitación diaria. Es conocido que la precipitación diaria es una variable muy difícil de tratar debido a algunas de sus características estadísticas, como son:

- la necesidad de una descomposición en procesos de ocurrencia de sucesos y procesos de intensidad de cada suceso,
- el alto grado de asimetría que presenta la distribución de intensidades,
- la no coherencia espacial, el marcado carácter local y fuerte dependencia de elementos como la orografía, vegetación, existencia de fuentes de humedad,...

Sin embargo, la gran influencia de la precipitación en multitud de aspectos de la vida cotidiana así como en la agricultura, abastecimiento de agua,

turismo, el impacto social de sus eventos extremos,..., incentiva nuestro estudio para entender su estructura. No resulta suficiente estudiar las cantidades totales acumuladas mensual o estacionalmente, sino que además habrá que analizar la frecuencia de ocurrencia de la precipitación, intensidad de precipitación, etc. Recientemente, [Trenberth et al. \(2003\)](#) hacían notar que el cambio climático está muy unido al cambio local en intensidad, frecuencia, duración y cantidad de precipitación. En la presente memoria, vamos a describir nuestro estudio en esta línea del análisis de la estructura de la precipitación mediante *índices de intensidad y frecuencia de precipitación*. El conocimiento de posibles variaciones en estos índices es muy importante y, a la vez, complicado por la enorme casuística que se nos plantea. Pensemos, por ejemplo, en un aumento de los procesos de precipitación intensa que puede dar lugar a inundaciones así como a un aumento de la desertización mediante el arrastre de suelo fértil. Por otra parte, desde el punto de vista agrícola, la variación de los procesos de precipitación puede ser importante pues basta que se retrasen las precipitaciones en épocas críticas, como puede ser el otoño o la primavera, para que se produzcan graves perjuicios en la siembras y posteriores cosechas. Por ejemplo, se puede alcanzar el mismo valor de precipitación mensual a partir de la adición de diferentes valores diarios, más o menos favorablemente distribuidos para la obtención de la máxima productividad. Así, es posible que durante la etapa de crecimiento de una siembra la cantidad de lluvia caída no haya sido suficiente y, cuando la cosecha ya estuviera perdida, se sucedieran una serie de días lluviosos hasta alcanzar un valor estándar de precipitación acumulada para ese periodo. El efecto es esencialmente distinto cuando la precipitación cae a intensidad moderada en la etapa de crecimiento.

Otro estímulo para este estudio proviene de un análisis desde el punto de vista del cambio climático, para el que es posible que la precipitación estacional acumulada no cambie mientras que su estructura interna puede cambiar. Un caso representativo es un aumento del número de días de lluvia pero con una menor intensidad. El estudio de la precipitación diaria en estos términos es muy interesante ya que la investigación realizada a escalas esta-

cionales o mensuales no pueden discriminar este tipo de cuestiones referentes a la estructura. En el Capítulo 2 hablaremos con más detalle de cada uno de los índices de precipitación con los que vamos a trabajar.

En el trabajo que nos ocupa, restringiremos nuestra escala temporal por un lado al periodo observacional de las series de datos (a lo largo del siglo XX en la mayoría de los casos) y por otro al dato diario. En un intento de evaluar las posibles modificaciones en las series de índices de precipitación diaria en la Península Ibérica, se va a realizar un estudio de tendencias para analizar la evolución de la estructura de la precipitación tanto en lo que se refiere a la tasa de ocurrencia sucesos de precipitación como a su intensidad para diferentes observatorios distribuidos a lo largo de la geografía peninsular en cada una de las estaciones del año.

También pretendemos analizar la posible influencia que tiene sobre la estructura de la precipitación peninsular la variación de ciertos índices climáticos de influencia planetaria, lo que nos permitiría, conocida la evolución de estos conocer la evolución de la estructura de la precipitación. Merece una mención especial el estudio de los máximos de precipitación, que también llevaremos a cabo.

Una de las variables climáticas globales que están relacionadas con la precipitación en la península es la presión a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte. Aprovechando esta relación y con la idea de ir un poco más allá en nuestro trabajo, hemos intentado modelar la precipitación peninsular mediante el método de los análogos, tomando como patrón de anomalías atmosféricas el campo de SLP en el Atlántico Norte. De esta forma, obtenemos series simuladas con las que, en un futuro, poder representar posibles escenarios de cambio climático con un cierto grado de fiabilidad ya contrastado. Para ello, se han construido series de precipitación diaria simulada en un periodo concreto que se han comparado con las series reales. La simulación se ha hecho teniendo como base dos tipos de datos de circulación general: SLP de reanálisis de NCEP/NCAR y SLP generados por el modelo acoplado ECHAM4/OPYC3. Los resultados son bastante alentadores en promedios,



aunque si intentamos extraer una información más particular mediante los índices definidos, el acuerdo ya no es tan bueno y sería necesario afinar un poco más el modelo.

## 1.2. Estado del arte

Dado que el estudio de la precipitación diaria como variable climatológica es un tema candente, existe mucha literatura sobre el asunto, abordando el problema en distintas localizaciones a lo largo de todo el globo. Podemos hacer un resumen de algunas de las aportaciones de distintos autores que nos sitúan en un marco determinado para abordar nuestro trabajo. Sin duda, las zonas del planeta más desarrolladas son las que más atención han recibido por parte de los investigadores.

Varios estudios se han dedicado a diversas zonas del norte de América. [Kunkel, Andsager and Easterling \(1999\)](#) encontraron para Canadá, utilizando datos del periodo 1931-1996, un incremento de un 3%/decada de los sucesos de duración corta (1-7 días) con un periodo de recurrencia de más de un año. Sin embargo, este incremento no es significativo para Canadá durante el periodo 1951-93. Del mismo modo, [Akinremi, McGinn and Cutforth \(1999\)](#) estudiaron la precipitación en la Praderas del Canadá, obteniendo como resultado que está aumentando el número de días con precipitación ligera. Estos autores concluyen que la precipitación no se está haciendo más intensa en Canadá. La precipitación total (sólida y líquida) ha aumentado y el número de sucesos también. Respecto a los Estados Unidos de América, podemos citar el trabajo pionero de Karl [Karl and Knight \(1998\)](#). Éste encuentra un incremento de la precipitación en los Estados Unidos desde 1910 hasta 1995 de un 10%. Más de la mitad del incremento de la precipitación es debida a una tendencia positiva en los eventos de precipitación intensa (> 90%). Este incremento se debe al aumento en la frecuencia de días con precipitación (en todas las categorías) y un incremento en la intensidad por suceso. De esta forma, la precipitación en los sucesos intensos se está

incrementando respecto de la de los sucesos moderados.

Los investigadores europeos y de zonas geográficas cercanas también han realizado esfuerzos para estudiar la precipitación diaria. El grupo de Brázdil, en un estudio sobre la precipitación en el centro y norte de Europa [Brázdil et al. \(1999\)](#), ha conseguido demostrar que los sucesos de precipitación intensa (> 10 mm/día) y que el máximo anual no muestran mayores tendencias o cambios en la variabilidad interanual. Además, en los países Nórdicos, el análisis de los periodos de retorno indica que en los años 30 hubo un aumento en la frecuencia de ocurrencia de sucesos de precipitaciones diaria ‘extraordinaria’, que se está repitiendo desde los años 80. Respecto al Reino Unido, Osborn y sus colaboradores [Osborn et al. \(2000\)](#) obtuvieron un incremento de los casos de precipitación intensa y una ligera disminución de los casos de precipitación ligera y media, utilizando datos del periodo 1961-1995. En Italia, [Brunetti et al. \(2001\)](#) obtuvieron un ligero aumento en los casos de precipitación intensa a la vez que una disminución más notoria del número de casos de precipitación total, utilizando datos del periodo 1951-1996. Un amplio conjunto de investigadores del ámbito mediterráneo [Alpert et al. \(2002\)](#) han mostrado que la lluvia torrencial en Italia se ha incrementado, mostrando fuertes picos en años del fenómeno El Niño. Además, en España, las categorías extremas en ambas colas de la distribución se han incrementado significativamente. Sin embargo, este equipo no ha encontrado tendencias significativas en la precipitación de Israel y Chipre. Recientemente, [Lana, Serra and Burgueño \(2003\)](#) han estudiado los datos procedentes del observatorio de Fabra (Barcelona, España) en el periodo 1917-1999 encontrando una disminución en el número de días con precipitación, así como un ligero incremento en la intensidad de los sucesos de precipitación.

[Gruza et al. \(1999\)](#) hacen un análisis de la precipitación en la Federación Rusa, utilizando datos desde 1901. En este estudio se llega a la conclusión que la precipitación ha disminuido, aumentando ligeramente las situaciones de sequía. Sin embargo, no se establece ni el incremento ni la disminución de los sucesos extremos.

En China, [Zhai et al. \(1999\)](#) estudiaron las variaciones de extremos de precipitación usando datos a partir de 1950. Los resultados indican una reducción significativa de los días muy lluviosos. Por el contrario, se ha detectado una tendencia creciente en la intensidad (precipitación/número de días de precipitación) durante los últimos 45 años.

El área del océano Pacífico también ha sido objeto de estudios respecto a su precipitación diaria dado el gran interés meteorológico que presenta la zona. [Manton et al. \(2001\)](#), analizando el periodo 1961-1998, obtuvieron una disminución significativa en el número de casos de precipitación en sureste asiático y las zonas central y oeste del Pacífico sur. A su vez, se aprecia un aumento en el norte de la Polinesia Francesa, Fiji y algunas estaciones en Australia. La proporción de los eventos extremos se ha incrementado en la mayoría de las estaciones. La frecuencia de los sucesos extremos ha disminuido en la mayor parte de las estaciones (aunque no de forma significativa). Aun así, se han registrado incrementos significativos en la Polinesia Francesa. Las tendencias en la intensidad promedio de los sucesos más húmedos cada año fueron generalmente débiles y no significativas.

La zona del Pacífico mejor estudiada es Australia. [Haylock and Nicholls \(2000\)](#) encontraron una disminución en la frecuencia e intensidad de sucesos en el Oeste de Australia y un incremento del porcentaje representado por los sucesos extremos en el este de Australia. La precipitación total está fuertemente correlacionada con la frecuencia de extremos y su intensidad, siendo por tanto el número de sucesos extremos y su intensidad más importantes en años con alta precipitación. [Suppiah and Hennessy \(1998\)](#) estudian la precipitación diaria en Australia durante el periodo 1910-1990. La precipitación total ha aumentado y las precipitaciones intensas han aumentado durante el verano austral (noviembre-abril), aunque únicamente el 10-20 % de las estaciones resultaron significativas. Durante el invierno también han aumentado, excepto para el suroeste del oeste de Australia y las islas Queensland. El número de días secos ha disminuido en ambas mitades del año. Este cambio resultó significativo en más de un 50 % de las estaciones. [Plummer](#)

et al. (1999) encontraron que el porcentaje de la superficie australiana que experimenta condiciones de precipitación elevada ha aumentado ligeramente mientras que la proporción de superficie seca ha disminuido. La precipitación intensa ha aumentado en algunas áreas aunque no de forma significativa. Para Nueva Zelanda, la ocurrencia de sequía moderada a intensa ha disminuido durante el periodo 1951 a 1980, comparado con los años anteriores.

Como ya indicamos anteriormente, las zonas en vías de desarrollo del planeta han sido poco estudiadas por ahora, aún más desde el punto de vista de la precipitación diaria. Podemos citar el aislado trabajo de [Tarhule and Woo \(1998\)](#) sobre la precipitación diaria en Nigeria. En él se demuestra una disminución de la precipitación intensa (agosto y septiembre) asociada a una disminución de la precipitación anual. El hecho de que las precipitaciones intensas no contribuyen significativamente al desarrollo de las cosechas puede explicar la continuación de las actividades en el Sahel a pesar de la reducción encontrada de la cantidad total de precipitación.

Centrándonos en la Península Ibérica, que es nuestro área de estudio, podemos decir que durante los últimos años han aparecido en las revistas especializadas una gran cantidad de trabajos sobre la precipitación en la geografía peninsular. La mayor parte de ellos se han llevado a cabo utilizando datos de precipitación acumulada mensual [Esteban-Parra, Rodrigo and Castro-Diez \(1998\)](#); [Rodríguez-Puebla et al. \(1998\)](#); [Serrano et al. \(1999\)](#). Los estudios a escalas temporales inferiores (precipitación diaria) han sido menos numerosos y la mayoría se han realizado a una escala espacial regional, principalmente en Cataluña y la región costera mediterránea [Lana, Fernández-Mills and Burgueño \(1995\)](#); [Romero et al. \(1998\)](#); [Armengot \(2002\)](#); [Lana, Serra and Burgueño \(2003\)](#); [Rodrigo \(2002\)](#) y el ya citado de [Lana, Serra and Burgueño \(2003\)](#), probablemente debido a la falta de difusión de los datos de precipitación diaria y a la mayor irregularidad de los datos a esta escala por su carácter episódico y tener que analizar tanto la frecuencia de ocurrencia como la intensidad de los sucesos de precipitación. A escala diaria y en toda la geografía peninsular tenemos el estudio de duración de

periodos secos de [Martín-Vide and Gómez \(1999\)](#).

También se han elaborado trabajos en la línea de la validación de modelos de downscaling en nuestra geografía. Podemos citar los estudios de [Zorita and von Storch \(1999\)](#), [González-Rouco et al. \(2000\)](#), [Goodess and Palutikof \(1998\)](#), [Goodess \(2000\)](#) y [Goodess and Jones \(2002\)](#).

### 1.3. Objetivos y contenidos

Uno de los objetivos principales de este estudio es la construcción y el análisis detallado de una base de datos representativa de la precipitación diaria a escala peninsular. Ya hemos comentado la necesidad del estudio de la precipitación peninsular a una escala que permita conocer algo más acerca de su estructura y a través sus características: intensidad, frecuencia, duración y cantidad. Para poder trabajar de forma más sencilla, hemos intentado desgranar en series de índices de precipitación todos estos aspectos que se ven involucrados en ella. Debido al marcado carácter estacional de la precipitación en la península, se ha trabajado con series estacionales. Hemos definido distintas categorías de lluvia: total, ligera, moderada, intensa y muy intensa. Para cada una de ellas se ha estudiado de forma estacional: el número de días de lluvia, precipitación acumulada, proporción de cada tipo de lluvia respecto de la total estacional y cantidad media por día lluvioso. Además, hemos analizado las series de duración de periodos secos y máximos de precipitación. Para cada uno de los índices se ha estudiado su distribución media en la geografía peninsular, su evolución temporal con posibilidad de existencia de ciertas tendencias y su relación con variables a escala planetaria, como son la presión a nivel del mar (SLP) y la temperatura de la superficie del mar (SST) en el Atlántico Norte, y el índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte) como resumen de ambas.

Queremos que nuestra base de datos contenga el mayor número posible de años a la vez que sea lo más homogénea posible, para el posterior

modelado de la precipitación diaria peninsular mediante la regionalización de modelos climáticos globales (AOGCM). Es muy importante esta labor inicial de estudio de las series reales que nos indicará el estado, distribución espacio-temporal y evolución de la precipitación diaria en nuestra península. Los parámetros resultantes de este estudio serán el patrón de chequeo de los datos que obtengamos a partir de la regionalización. Los AOGCM que están operativos en la actualidad predicen con bastante acierto los campos globales de variables como temperatura y presión. No así la precipitación que, al ser mucho más compleja de modelar por la cantidad de procesos que involucra, necesita de otras herramientas que permitan que los datos simulados por los AOGCM presenten un acuerdo mayor con la realidad y se ajusten mejor a las condiciones de localidad que tanto afectan a esta variable. Estas herramientas que nos permiten ajustar a escalas menores los datos modelados por los AOGCM constituyen el llamado ‘downscaling’<sup>1</sup>. Existen distintos tipos de downscaling climatológico. Nosotros vamos a centrarnos en el empleo de uno de los métodos de downscaling estadístico denominado *Método de los Análogos*, que precisa del uso de un patrón de anomalías atmosférico para su evaluación. Aprovechando la relación existente entre el campo de SLP en el Atlántico Norte y la precipitación peninsular, utilizaremos dicho campo como patrón de anomalías para el desarrollo del modelo. Llevaremos a cabo dos ensayos: un primer ensayo con el campo de SLP cuasi-observacional generado por los Reanálisis de NCEP/NCAR (como evaluación del método de regionalización) y uno posterior con el campo de SLP generado por el modelo acoplado ECHAM4/OPYC3 (como validación de la salida de dicho modelo una vez comprobado el funcionamiento del método de regionalización). La salida proporcionada por el método serán valores de precipitación simulada en un periodo y localización concretos. Estos valores de precipitación diaria simulada presentarán un acuerdo mejor o peor con los datos reales. El estudio de contraste entre los valores reales y modelados constituirá otro de los objetivos principales de nuestro trabajo.

---

<sup>1</sup>Utilizaremos el término anglosajón por estar ya muy difundido en la bibliografía existente. Es complicado encontrar una traducción al castellano. Podríamos hablar de *regionalización* o *reducción de escala*.

Para alcanzar estos objetivos propuestos, hemos dividido el trabajo en 8 capítulos cuyos contenidos detallamos a continuación.

En el Capítulo 2 se presentarán los datos de trabajo: las series de precipitación diaria como tal provenientes de distintos observatorios distribuidos en toda la geografía peninsular y las series reales de trabajo obtenidas a partir de las iniciales y a través de ciertos ‘índices de precipitación’ seleccionados.

El Capítulo 3 <sup>2</sup> constituye un pequeño compendio del análisis de tendencias de las series de frecuencia de precipitación mediante el test de Mann–Kendall, después de la evaluación de la distribución de los valores medios de dichos índices en la geografía peninsular. Este estudio nos permitirá identificar la existencia de ciertas tendencias y conocer su magnitud.

El estudio de las series de intensidad se aborda en el Capítulo 4 <sup>2</sup>. En él se recoge un análisis paralelo al efectuado en el capítulo anterior, pero esta vez a partir de las series de índices de intensidad de precipitación. Estudiaremos, en primer lugar, la distribución de los valores medios en la península y después su posible variación con el tiempo.

El estudio concreto de máximos, un caso particular de los índices de intensidad, según la estadística generalizada de valores extremos (GEV) se presenta en el Capítulo 5. Ya hemos mencionado la importancia del estudio de eventos extremos que pueden influir de forma muy radical en el entorno en que se produzcan. En este sentido es muy interesante el estudio de los máximos de precipitación y su evolución temporal en el periodo que nos permitan las series, también a través de la variación de los parámetros de la distribución GEV a lo largo del periodo de registro. Como en los casos anteriores, veremos si estas series de precipitación extrema presentan tendencias en nuestra geografía peninsular.

Algunas de las variaciones que presentan las series analizadas pueden

---

<sup>2</sup>En estos tres capítulos (3, 4, 6 y 7), debido al gran número de mapas necesarios para mostrar los resultados, he creído conveniente enviar el grueso de las figuras al final del capítulo, pensando que la lectura sería más cómoda.

deberse a fenómenos de escala más global. Esta posible influencia que tiene sobre la estructura de la precipitación peninsular la variación de ciertos índices climáticos de acción planetaria es estudiada para el caso concreto del índice NAO en el Capítulo 6 <sup>2</sup>, como resumen de la relación que existe entre la precipitación en la península y las variables presión a nivel del mar (SLP) y temperatura de la superficie del mar (SST) en el Atlántico Norte.

En el Capítulo 7 <sup>2</sup> nos adentramos en el tema de la simulación de la precipitación y el ‘downscaling’ estadístico. Se ha avanzado mucho en el campo de la simulación climática en las últimas décadas. Ahora el interés también se centra en el hecho de reducir a escalas más bajas (casi locales) los valores a gran escala que generan como salida ciertos modelos y evaluar cómo funcionan los métodos de downscaling (o reducción de escala) en las distintas zonas del globo. Nosotros hemos pretendido en este capítulo evaluar el Método de los Análogos como método sencillo de downscaling estadístico partiendo de dato diario en un periodo concreto (1958-1997) y en la geografía de la Península Ibérica. En primer lugar hemos partido de datos de SLP de reanálisis de NCEP/NCAR y en una segunda parte de SLP generados por el modelo acoplado ECHAM4/OPYC3.

Por último, en el Capítulo 8 presentaremos las conclusiones del estudio realizado y las líneas futuras hacia las que camina.



## Capítulo 2

# Datos de precipitación diaria

En este capítulo, vamos a describir las series de datos a partir de las cuales hemos desarrollado nuestro trabajo.

Las series de datos de precipitación diaria que hemos utilizado corresponden a 35 observatorios distribuidos a lo largo de la geografía de la Península Ibérica. Los periodos de registro son variados, dependiendo del observatorio en cuestión.

### 2.1. Series escogidas

Encontrar series de precipitación diaria lo más largas posible y sin demasiadas lagunas en la Península Ibérica no es nada fácil. En el siglo XIX, existían estaciones meteorológicas en algunas capitales de provincia. Además, hubo algún intento infructuoso de crear redes meteorológicas provinciales [Vaquero and Gallego \(2000\)](#). Fue en los años 40 del siglo XX, tras la guerra civil española, cuando se produjo una reorganización de la red de estaciones peninsulares del Instituto Nacional de Meteorología (INM) que permitió una ampliación y sistematización de la misma [García de Pedraza and Giménez de la Cuadra \(1985\)](#). La mayoría de estas estaciones estaban a cargo de

colaboradores, los cuales tenían su propio oficio (maestros, agricultores,...) [Vaquero and Gallego \(1998\)](#). Como series más largas, hemos podido escoger algunas de las llamadas series históricas y otras correspondientes a algunos observatorios de capitales de provincia que comenzaron a sistematizar sus medidas antes del establecimiento de la red completa. El resto de las series poseen un periodo de registro algo menor. Se ha hecho un minucioso chequeo de la longitud de periodos completos de las series y se han escogido aquellas que apenas presentaban lagunas en los periodos tomados o que, en muchos casos, eran completas.

Pese a los inconvenientes señalados, las series seleccionadas constituyen una muestra representativa de la orografía y diversidad geográfica presente en la Península Ibérica. La Figura 2.1 muestra la situación geográfica de los observatorios en el mapa peninsular. Comparando con la Figura 2.2 correspondiente al mapa físico de la Península, se puede observar que entre las localizaciones seleccionadas contamos con series pertenecientes a zonas llanas, a regiones costeras, a riberas de ríos y a zonas montañosas. Una descripción más detallada de las series seleccionadas aparece en las Tablas 2.1 y 2.2 en las que se recogen las coordenadas geográficas, la altura del observatorio, el periodo de registro, el código usado por nosotros en cada caso y la fuente de la que proceden –Instituto Nacional de Meteorología de España (INM), European Climate Assessment and Dataset (ECA&D) (<http://www.knmi.nl/samenw/eca>) ó Real Instituto y Observatorio de la Armada Española en San Fernando (Cádiz) (ROA)–.

## 2.2. Series estacionales de índices de precipitación

El análisis estadístico de los procesos de precipitación es muy complejo, debido a que la precipitación es una variable eminentemente episódica. Por ello, un estudio exhaustivo de la misma requiere analizar tanto la frecuencia de ocurrencia como la intensidad de los sucesos. Existen en la literatura científica diversos modelos estadísticos utilizados en el estudio de los pro-

Tabla 2.1: Código, coordenadas geográficas y altura de cada observatorio.

Código	Observatorio	Coordenadas	Altura (m)
alm	Almadén	04 50 37 W 38 46 27 S	535
bad	Badajoz	06 58 20 W 38 52 42 N	195
bar	Barcelona	02 07 27 E 41 25 05 S	420
bej	Beja	07 52 00 W 38 01 00 N	246
bra	Braganza	06 44 00 W 41 48 00 N	690
brs	Barracas	00 41 47 W 40 00 40 S	981
cac	Cáceres	06 22 00 W 39 29 00 N	459
coi	Coimbra	08 25 00 W 40 12 00 N	141
cor	La Coruña	08 25 10 W 43 22 02 S	57
dar	Daroca	01 24 39 W 41 06 53 S	779
eci	Embalse Cierva	01 29 17 W 38 03 40 S	395
efu	Embalse Fuensanta	02 13 09 W 38 23 35 S	680
grz	Grazalema	05 22 07 W 36 45 30 S	823
har	Haro	02 51 07 W 42 34 30 S	479
lis	Lisboa	09 09 00 W 38 43 00 S	77
mad	Madrid	03 40 41 W 40 24 40 N	667
mal	Málaga	04 29 17 W 36 40 00 N	7
nav	Navacerrada	04 00 37 W 40 46 50 S	1890
opo	Oporto	08 36 00 W 41 08 00 N	93
pal	Pozo Alcón	02 55 07 W 37 46 30 S	1020
poz	Pozoblanco	04 51 17 W 38 22 40 S	649
ppv	Presa Puentes Viejas	03 34 17 W 40 59 32 S	960
sal	Salamanca	05 29 41 W 40 56 50 S	790
seb	San Sebastián	02 02 22 W 43 18 24 S	259
ses	San Esteban Gozmar	03 12 17 W 41 34 25 S	860
sfe	San Fernando	06 12 00 W 36 28 00 N	97
tav	Tavira	07 39 00 W 37 07 00 N	25
tja	Torre Juan Abad	03 09 55 W 38 39 56 S	810
tor	Torre vieja	00 42 39 W 37 58 38 S	1
tts	Tortosa	00 29 29 E 40 49 14 S	48
val	Valencia	00 22 52 W 39 28 48 S	11
vdl	Valladolid	04 46 27 W 41 38 40 S	735
vil	Villameca	06 04 27 W 42 38 30 S	978
zam	Zamora	05 45 20 W 41 29 56 S	667
zar	Zaragoza	01 00 29 W 41 39 43 N	48

Tabla 2.2: Código, periodo de registro escogido y procedencia de cada una de las series.

Código	Fecha	Fuente
alm	1940 01 01 - 1999 12 31	INM
bad	1901 01 01 - 1999 12 31	INM
bar	1917 01 01 - 1999 12 31	INM
bej	1941 01 01 - 1999 12 31	ECA
bra	1945 01 01 - 1999 12 31	ECA
brs	1948 01 01 - 1999 12 31	INM
cac	1908 01 01 - 1999 12 31	INM
coi	1941 01 01 - 1994 12 31	ECA
cor	1917 01 01 - 1999 12 31	INM
dar	1910 01 01 - 1999 12 31	INM
eci	1934 01 01 - 1999 12 31	INM
efu	1934 01 01 - 1999 12 31	INM
grz	1913 01 01 - 1999 12 31	INM
har	1940 01 01 - 1999 12 31	INM
lis	1941 01 01 - 1999 12 31	ECA
mad	1951 01 01 - 1999 12 31	ECA
mal	1942 01 01 - 1999 12 31	ECA
nav	1946 01 01 - 1999 12 31	ECA
opo	1941 01 01 - 1999 12 31	ECA
pal	1952 01 01 - 1999 12 31	INM
poz	1940 01 01 - 1999 12 31	INM
ppv	1945 01 01 - 1999 12 31	INM
sal	1951 01 01 - 1999 12 31	ECA
seb	1928 01 01 - 1999 12 31	INM
ses	1943 01 01 - 1999 12 31	INM
sfe	1870 01 01 - 1999 12 31	ROA
tav	1941 01 01 - 1994 12 31	ECA
tja	1945 01 01 - 1999 12 31	INM
tor	1927 01 01 - 1999 12 31	INM
tts	1910 01 01 - 1999 12 31	ECA
val	1938 01 01 - 1999 12 31	INM
vdl	1931 01 01 - 1999 12 31	INM
vil	1932 01 01 - 1999 12 31	INM
zam	1933 01 01 - 1999 12 31	INM
zar	1951 01 01 - 1999 12 31	ECA

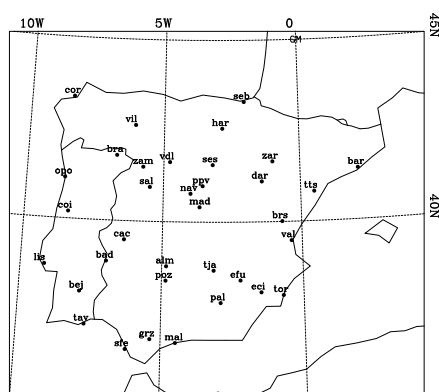


Figura 2.1: Situación geográfica de los observatorios elegidos.



Figura 2.2: Mapa físico de la Península Ibérica.

cesos de precipitación. Entre ellos podemos citar las cadenas de Markov, la teoría de los procesos de recurrencia, procesos de Poisson, modelos cluster de Neyman-Scott, etc. (ver el trabajo de [Waymire and Gupta \(1981\)](#) para más información). En el estudio que nos ocupa, en vez de aplicar directamente a los datos de lluvia diaria alguno de los modelos mencionados, hemos construido series de *índices de precipitación* que nos permiten analizar de manera más sencilla posibles variaciones en la estructura de la precipitación a escala diaria (el mínimo intervalo temporal que nos permiten los datos de los que disponemos). Además de lo interesante que resulta la información que puede obtenerse a partir de estas series, también presentan una ventaja frente a los modelos que hemos citado: los modelos, en general, son estacionarios, suponen constantes los estadísticos que evalúan a partir de las series de precipitación y no permiten un estudio de su evolución, mientras que a partir de las series de índices construidas podemos analizar de una forma más sencilla los procesos involucrados en la precipitación diaria peninsular y si están variando con el tiempo.

Teniendo en cuenta que los cambios en la precipitación pueden ser debi-

dos a cambios en la frecuencia, en la intensidad o una combinación de ambos, los índices de precipitación que a continuación describiremos podemos clasificarlos de entrada en dos bloques:

- los referidos a *frecuencia de precipitación*<sup>1</sup>, que nos hablan de la velocidad –en el sentido del número de eventos lluviosos en un cierto intervalo temporal– con que se suceden los fenómenos de precipitación y los periodos secos entre ellos, y
- los referidos a *intensidad de precipitación*<sup>1</sup>, asociados a la cantidad de agua caída en cada suceso.

Debido al alto grado de estacionalidad que presentan las precipitaciones en la Península Ibérica, se ha hecho un análisis de los datos para cada estación por separado. Se ha dividido el año en cuatro estaciones <sup>2</sup>: primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto), otoño (septiembre, octubre y noviembre) e invierno (diciembre, enero y febrero). De esta forma, las series de índices resultantes serán series estacionales y su longitud será igual a la duración del periodo de registro. El carácter estacional de la precipitación hace muy interesante el estudio de estos índices concretos tomando de forma continua cada una de las estaciones del año para cada uno de los observatorios. Así tendremos series de primaveras, veranos, otoños e inviernos para cada uno de los índices y emplazamientos escogidos. El carácter diario, aunque en un principio pueda parecer que se pierde, aparece reflejado en los valores que se van a tomar para cada estación; dicho valor no sería el mismo si partimos de datos mensuales, mucho más suavizados como fruto de la toma de valores medios. Como la escala de nuestros datos es diaria, en cuestión de nomenclatura, cuando hablemos de *suceso*, *caso* o *evento* lluvioso

---

<sup>1</sup>Aunque no se explicita, los índices de frecuencia de precipitación vendrán dados en *número de días*. Los referidos a intensidad de precipitación se expresarán en *mm* o en porcentaje en el caso de las proporciones.

<sup>2</sup>En lo sucesivo, cuando hablemos de *estación* nos estaremos refiriendo a estación climatológica. Si lo que deseamos es mencionar el lugar geográfico en el que se han registrado los datos de precipitación, hablaremos de *observatorio*.

nos estaremos refiriendo a *día* lluvioso<sup>3</sup>.

Pasamos a describir de forma más concreta cada uno de los índices de precipitación que vamos a estudiar a partir de las series diarias originales.

## 2.3. Frecuencia de precipitación

Como ya hemos mencionado, los índices relacionados con la frecuencia de la precipitación nos ilustran acerca de la velocidad con que se suceden los eventos lluviosos en un cierto intervalo temporal. Tomaremos como índices de frecuencia: el *número de días de lluvia* y la *duración de periodos secos* (que, en adelante, también llamaremos *rachas secas*).

### 2.3.1. Número de días de lluvia

El número de días de precipitación se establece en un periodo determinado. Hemos anunciado anteriormente que las series de trabajo van a ser estacionales, por lo que el número de días de lluvia lo tomaremos del número de días de eventos de precipitación en cada periodo estacional (periodos de 90 días en invierno, 91 en otoño y 92 en primavera y verano) a partir de los cuáles obtendremos los índices de precipitación.

Para describir la frecuencia de la precipitación a través del número de eventos de precipitación, no basta con contar el número de días de lluvia. Refiriéndonos al número de casos en general, no sería posible saber si un cambio en la frecuencia de la precipitación es producido por un cambio en el número de días con precipitación muy intensa o ligera [Karl and Knight \(1998\)](#). De esta forma, para obtener la máxima información, nos vemos en la necesidad de discriminar entre distintos tipos de precipitación. Estas distintas categorías de precipitación deben definirse a través de umbrales específicos que sean representativos para cada una de ellas. La literatura al

---

<sup>3</sup>Según la OMM, aquel con precipitación superior a 0.1 mm.

respecto no tiene un criterio homogéneo para la definición de las categorías y la toma de umbrales que sirvan de frontera entre ellas. Existen autores que toman umbrales ‘fijos’ para el estudio de sus series de precipitación. Por ejemplo: [Brázdil et al. \(1999\)](#) estudian la precipitación en el centro y norte de Europa tomando aquellos eventos con cantidad  $> 10$  mm/día, [Zhai et al. \(1999\)](#) analizan datos de precipitación  $> 10$ , 50 y 100 mm/día, [Groisman et al. \(1999\)](#) y [Plummer et al. \(1999\)](#) utilizan como umbrales para el estudio de la precipitación en Australia valores múltiples enteros de una pulgada ( $> 25.4$ , 50.8 mm/día); [Karl, Knight and Plummer \(1995\)](#) and [Karl and Knight \(1998\)](#) también hacen uso de umbrales basados en los valores de las pulgadas para el caso de la precipitación en Estados Unidos. La categoría definida en cada caso depende del régimen pluviométrico de la zona de estudio. En el trabajo de [Brunetti et al. \(2002\)](#) también usan umbrales fijos pero definen evento extremo como aquel que, en un periodo de 5 días, ha acumulado una cantidad de precipitación mayor que el 10% de la media anual en el intervalo 1951-2000. [Manton et al. \(2001\)](#) hablan de número de días de lluvia  $> 2$  mm/día en el sureste de Asia y el sur del Pacífico y [Kunkel, Andsager and Easterling \(1999\)](#) también utilizan umbrales fijos en Estados Unidos y Canadá pero haciendo variar su valor dependiendo de la estación. [Akinremi, McGinn and Cutforth \(1999\)](#) establecen distintos umbrales fijos para definir varias categorías de precipitación en Canadá.

También existen autores que se decantan por el uso de umbrales ‘móviles’, basados en determinados percentiles de lluvia. Sin embargo, suele ser para el estudio de lluvia intensa, tomándose percentiles altos. Por ejemplo, [Suppiah and Hennessy \(1998\)](#) toman el 90% y 95% percentiles para definir la lluvia intensa en Australia. [Nicholls and Murray \(1999\)](#), que exponen una serie de pautas para homogeneizar los estudios de precipitación, hacen hincapié en el cálculo de los umbrales mediante los percentiles de precipitación 90%, 95% y 99%.

En los estudios referidos a determinadas zonas de la Península Ibérica también encontramos una variada casuística.



Ante esta diversidad de criterios, ¿cuál seguir en nuestro caso?, ¿tomar umbrales ‘fijos’ o ‘móviles’? Somos conscientes de que tanto un criterio como otro pueden presentar problemas a la hora de elaborar un estudio espacial de los resultados. La diversidad orográfica de nuestra península y los fenómenos locales hacen que las intensidades de lluvia varíen grandemente de una zona a otra, por lo que la elección de umbrales fijos parecería no muy adecuada para establecer categorías de lluvia peninsular. En este sentido la elección de umbrales móviles basados en percentiles sería más acertada puesto que nos estaríamos refiriendo a las categorías reales de cada localización, aunque en este caso una misma categoría estuviera involucrando distintos mecanismos de precipitación para cada región (la descarga por evento lluvioso sería distinta...). Para paliar un poco estos efectos que comentamos, podemos llegar a un compromiso entre ambas definiciones tomando como umbrales fijos la media de los valores de percentiles estacionales de los observatorios. Algo similar hacen [Haylock and Nicholls \(2000\)](#) en un estudio de la precipitación en Australia, argumentando la gran variabilidad espacial de la intensidad de la lluvia en dicho lugar. De esta forma, los valores de umbrales seleccionados no han sido escogidos al azar sino que, intentando tomar valores que reprodujeran los límites de las categorías de la forma más real posible, hemos tomado un valor aproximado a la media de los terciles estacionales de cada observatorio (esto es: 33 % -media aprox 2.5 mm- y 66 % -media aprox 7.5 mm- percentiles de lluvia). En base a los umbrales citados, vamos a establecer cuatro categorías de precipitación: lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa. El estudio de la frecuencia en cada una de estas categorías junto con la lluvia total, constituirán las siguientes series de estudio:

- *número total de días de lluvia.* Según la definición dada por la OMM, no consideraremos evento lluvioso hasta que el registro no sea superior a 0.1 mm. Por tanto, contabilizaremos el número de registros mayores que 0.1 mm.
- *número de días de lluvia ligera* se considerará al número de registros contenidos en el intervalo  $0.1 \text{ mm} < \text{cantidad de lluvia/evento} \leq 2.5$

mm,

- *número de días de lluvia moderada* incluirá todos los registros comprendidos en el intervalo  $2.5 \text{ mm} < \text{cantidad de lluvia/evento} \leq 7.5 \text{ mm}$ ,
- *número de días de lluvia intensa* incluirá los eventos lluviosos cuyo registro sea superior a 7.5 mm.
- *número de días de lluvia muy intensa*, con registros que cumplan la condición  $> 15 \text{ mm}$ . Podemos considerarlos superiores a un umbral cercano a la media de los valores de 90 % percentil, por lo que podemos hablar de número de eventos extremos.

Conviene hacer notar que, por definición, el número total de días de lluvia estacional corresponde a la suma del número de días de lluvia ligera, moderada e intensa en dicha estación. El número de días de lluvia muy intensa contabiliza aquellos días que podemos considerar de lluvia cuasi-extrema.

### 2.3.2. Rachas secas

El índice ‘opuesto’ al anterior sería aquel que tuviera en cuenta aquellos días en los que no se produce precipitación. Justamente esa condición es la que evalúan las rachas secas, cuantificando la duración de periodos no lluviosos (o periodos entre eventos de precipitación). Resulta muy interesante la información que nos puede ofrecer este índice, sobre todo desde el punto de vista agrícola. Se puede alcanzar un mismo valor de precipitación acumulada en un determinado intervalo temporal de muy diversos modos: con largos periodos secos y escasos días de precipitación muy intensa, con muchos días de precipitación ligera continuados, alternando días secos y húmedos con un valor de precipitación moderada... De esta forma, a partir de la duración de periodos secos en cada estación se puede obtener información adicional para conocer, junto con la información aportada por el resto de los índices, la

estructura de precipitación en nuestra península. Estableceremos dos series de estudio:

- *medianas*: tomando el 50 % percentil de la duración de periodos secos registrados en una estación determinada; nos da información de los eventos de sequía ‘normales’,
- *máximos*: tomando el 100 % percentil de la duración de periodos secos registrados en una estación determinada; refleja los eventos de sequía extremos.

Con las series de rachas estacionales se nos plantea un problema de contorno en cada extremo de la estación meteorológica para cada año, pues existe la posibilidad de no tomar el periodo seco completo. Puede ser que el periodo seco sea más largo que la propia estación o bien que, aún siendo de duración menor, no sea contabilizado entero por comenzar en la estación anterior o terminar en la siguiente. En cualquier caso, el periodo seco más largo que podremos registrar coincidirá con la duración de la estación del año que estemos considerando.

## 2.4. Intensidad de precipitación

Los índices relacionados con la intensidad de la precipitación nos dan información de la cantidad de agua que se registra en cada evento lluvioso y nos sirven como complemento del estudio de la frecuencia de los sucesos. La fórmula que hemos adoptado para trabajar con series que respondan a esta característica ha sido estudiar la cantidad de lluvia acumulada estacional en cada una de las categorías definidas anteriormente (lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa), proporción de lluvia estacional caída en cada categoría respecto de la lluvia total en dicha estación y cantidad de lluvia media por día en cada categoría también para una estación determinada, que estudiados espacialmente en la geografía peninsular, nos darán una idea más

amplia acerca de la estructura la precipitación en nuestra península así como de su evolución.

Dentro del análisis de la intensidad y como caso especial de estudio de los percentiles de las cantidades de precipitación, nos centraremos en el 100 % percentil de las precipitaciones anotadas para cada estación.

#### 2.4.1. Precipitación acumulada

Como ya hemos mencionado, tomaremos como primer índice de intensidad la precipitación acumulada estacional total y en cada una de las categorías de lluvia en cada observatorio. Tal y como hemos definido los distintos tipos de lluvia, la precipitación acumulada total en una estación determinada será la suma de las acumuladas estacionales en las categorías de lluvia ligera, moderada e intensa (la acumulada muy intensa queda aparte como cuantificadora de la cantidad de lluvia caída en eventos cuasi-extremos en dicha estación).

Resulta interesante analizar la total como conjunto y además cada categoría por separado, pues podemos encontrar diversidad de comportamientos en las distintas categorías que nos conduzcan a un mismo resultado global. Por ejemplo, puede ser que la precipitación acumulada total estacional en un determinado lugar esté aumentando debido a un incremento de la cantidad de lluvia en alguna de las categorías de lluvia ligera, moderada o intensa. También es posible que un incremento de la cantidad acumulada en alguna de estas categorías se vea compensado por un decremento simultáneo en otra de ellas (o en el resto), de forma que la cantidad acumulada total no varíe.

Podríamos decir que el índice de intensidad de precipitación por antonomasia es el que contabiliza la cantidad de agua caída, pero es necesario concretar en qué periodo de tiempo se ha acumulado dicha cantidad de lluvia. De esta forma, la escala diaria de nuestros datos nos permite conocer la cantidad de lluvia acumulada en un día. Pero debido a la alta variabilidad

que presenta la serie de valores acumulados diarios y la gran existencia de ceros (días secos), es preferible analizar los valores acumulados en un periodo de tiempo mayor y recurrir a otro tipo de índices que combinen los que podríamos llamar ‘independientes’ (número de días lluviosos en un intervalo de tiempo determinado y cantidad de lluvia acumulada en dicho intervalo). Surge así la definición de la cantidad de lluvia media por día lluvioso como el cociente entre la cantidad de lluvia acumulada en un periodo de tiempo y el número de días lluviosos en dicho periodo. En el apartado [2.4.3](#) hablaremos con más detalle de este índice.

#### **2.4.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total**

La proporción de cada categoría de lluvia respecto de la total en una estación determinada viene definida como la normalización del índice anterior (precipitación acumulada estacional en cada categoría) respecto del valor de la acumulada total en dicha estación. Si antes decíamos que el valor de la acumulada total era la suma de las acumuladas ligera, moderada e intensa, ahora las proporciones de lluvia ligera, moderada e intensa sumarán 1.

A primera vista, puede parecer que este índice es redundante y no ofrece ninguna información adicional al anterior. Realmente no es así y el índice de proporción además de indicar el valor de la acumulada en cada categoría (en términos relativos, claro está) también lleva implícita la idea de lo relativo, de ser parte de un todo. De hecho, para analizar el peso de cada una de las categorías de lluvia en la lluvia total estacional de una localización determinada (tanto en promedio como en el análisis de las posibles tendencias) resulta más sencillo y claro hablar en términos relativos que en los valores absolutos acumulados. Una ventaja de este índice es que al normalizar en todos los observatorios a la unidad, nos va a permitir agrupar las zonas de la península que por término medio poseen el mismo peso de un determinado tipo de lluvia. Este matiz no es posible discriminarlo hablando en términos absolutos, pues el régimen pluviométrico puede variar grandemente de un

observatorio a otro al entrar en juego factores locales.

### 2.4.3. Precipitación media por día lluvioso

Según hemos comentado, la cantidad de lluvia media por día lluvioso viene definida por el cociente entre la cantidad de lluvia acumulada en un periodo de tiempo y el número de días lluviosos en dicho periodo. Podríamos decir que es un índice de intensidad de precipitación en el que entra también en juego la frecuencia a través del número de días de lluvia.

En este caso, el valor medio por evento lluvioso total no es la suma de los valores medios por evento lluvioso en cada categoría de lluvia (ligera, moderada e intensa) y no podremos relacionarlos entre sí de forma tan directa. Un aumento o disminución del valor medio por caso en cualquier categoría implica un aumento o disminución de la relación entre la precipitación acumulada y el número de eventos lluviosos en dicha categoría. También puede suceder que el valor medio se mantenga y existan simultáneamente tendencias en las cantidades acumuladas y el número de casos que se compensen.

El estudio de la cantidad media por evento lluvioso no tiene en cuenta la parte de la estructura de la precipitación que cuantifica la duración de periodos secos (otro de los índices de frecuencia que habíamos definido), que también debe ser introducida. En un intervalo temporal concreto, no es lo mismo llueva un día muchísimo y el resto nada, obteniéndose un valor determinado de precipitación acumulada en dicho intervalo, que si todos los días llueva la cantidad media por evento y al final se alcanza el mismo valor de acumulada. Se hace necesaria la información que proporciona la duración de periodos secos.

La combinación de los índices de frecuencia y precipitación definidos en este capítulo presenta una gran casuística y puede llegar a ser muy complejo el hecho de conjugar unos índices con otros (tanto como la precipitación misma, sobre todo a escala diaria, a la que intentan caracterizar en cuanto

a su estructura y evolución en el tiempo). En cualquier hipótesis que hagamos sobre la variación de un cierto índice se ven involucrados el resto. Por ejemplo, supongamos que la proporción de lluvia ligera respecto de la total aumenta en una estación determinada para un observatorio de la península. Por definición, este aumento puede deberse a un incremento en el valor de la precipitación acumulada ligera o a un decremento en el valor de la acumulada total. El decremento de la acumulada total, entonces, será provocado por un descenso en la acumulada moderada o intensa (o ambas). El incremento de la acumulada ligera, a su vez, puede deberse a un aumento del número de días de lluvia ligera o a un aumento del valor medio por caso de precipitación ligera (o a ambos, o a un aumento de uno de ellos combinado con una disminución conjunta del otro, siempre que el aumento la compense con creces). Y todas estas condiciones citadas en los índices son coherentes con la hipótesis de aumento de la proporción de lluvia ligera respecto de la total de la que partíamos.

#### 2.4.4. Máximos

Los máximos de precipitación son un caso particular del estudio de percentiles de cantidades de lluvia registradas, como hemos indicado en el apartado anterior. Sin embargo, creo que merecen una mención especial por ser eventos extremos tan temidos, a veces, por sus terribles consecuencias. También es muy importante su conocimiento a la hora del diseño de obras civiles como presas, acequias, encauzamientos de ríos,..., para poder dimensionarlas correctamente según la cantidad de agua que deban llegar a acoger en determinadas situaciones de eventos extremos. La estadística de extremos presenta peculiaridades frente a otro tipo de sucesos. Por estos motivos, dedicaremos un capítulo del trabajo al estudio de máximos de precipitación modelando su ocurrencia mediante la estadística generalizada de valores extremos (GEV). Este modelado nos va a permitir inferir comportamientos y extender a periodos no observados los resultados particulares de nuestro periodo.





## Capítulo 3

# Frecuencia de precipitación

En primer lugar, vamos a abordar el estudio de las series de frecuencia de ocurrencia de eventos lluviosos, más concretamente las series de número de días de precipitación y duración de periodos secos. Ya hemos citado que dentro de esta categoría íbamos a incluir distintos tipos de índices dependiendo de los umbrales que definiéramos. A partir de todos ellos vamos a realizar estudios paralelos sobre la existencia de tendencias.

Antes de comenzar a trabajar con las series de precipitación sería conveniente decir algo acerca de su homogeneidad. Los estudios de homogeneidad de series climatológicas se justifican por el deseo de utilizar o llegar a conseguir series de datos no perturbados o enmascarados por causas distintas de la variabilidad climática. Llamamos serie climatológica *homogénea* a aquella cuyas variaciones son únicamente de naturaleza meteorológica y climática [Conrad and Pollak \(1962\)](#). Aunque las lecturas de las mediciones se realicen con meticulosidad, pueden verse afectadas por influencias no climáticas. Se ha establecido que las cuatro causas más comunes de inhomogeneidades son: cambios en la instrumentación, exposición y técnica de medida, cambios en la localización de la estación, cambios en el tiempo de observación y cambios en el entorno de la estación [Mitchel \(1953\)](#). Para el caso de la precipitación (el que nos ocupa), se cree que el error sistemático en la medida es

el principal responsable de inhomogeneidades [Sevruk \(1989\)](#). Dada la falta de metadatos, sobre todo en las series más antiguas, que ayuden a analizar la homogeneidad de las series utilizadas, no se ha realizado ningún tipo de homogeneización y se confía en la bondad de las series preparadas por las diversas fuentes. Piénsese, por otra parte, que se han empleado para el presente estudio aquellas series más completas y en las que la fuente tenía el mayor grado de confianza. De esta forma, pasaremos directamente al estudio de las series de índices, primero centrándonos en la distribución espacial de sus valores medios y después en la búsqueda de las posibles tendencias que podemos encontrar en las mismas. Estas tendencias las entendemos como ‘inhomogeneidades’ debidas a la propia variabilidad natural de las series de precipitación.

En nuestro trabajo, el análisis de tendencias de las series de índices seleccionados lo hemos realizado a través de diversos tests *no paramétricos* –no hacen ninguna hipótesis sobre el tipo de distribución estadística que modela los datos, usualmente la normal– y *robustos* –su eficacia no depende mucho de la presencia de datos anómalos–. Se han empleado, fundamentalmente, los tests de Spearman y Mann–Kendall. También se ha evaluado un conjunto de 5 tests paramétricos que calculan sus estadísticos ( $Q$ ,  $R$ ,  $W$ ,  $U$ ,  $A$ ) sobre desviaciones acumuladas de la media y que fueron aplicados por Buishand a series de lluvia [Buishand \(1982\)](#). La representación gráfica de la evolución temporal de la precipitación y de las diferencias acumuladas permite analizar de forma visual la existencia de tendencias. Los resultados obtenidos mediante la evaluación de los distintos tests son equivalentes, por lo que nos ofrecen aún mayor fiabilidad. Por la limitación que nos impone la presente memoria, sólo mostraremos los resultados obtenidos a partir de la evaluación del test de Mann–Kendall.

Vamos a trabajar en dos líneas. Por un lado, con los periodos completos que nos permiten las series, para no perder ni desechar información, y por otro, con el que llamaremos periodo común. El hecho de seleccionar un periodo común de trabajo responde a la idea de buscar comportamientos

coherentes en espacio y tiempo, pudiendo comparar los resultados obtenidos para los distintos casos abordados y elaborar un estudio espacial. Además, en capítulos sucesivos, concretamente en el modelado de series de precipitación, también precisaremos la elección de un periodo común para todas las series. En este caso, el periodo nos viene impuesto por la necesidad del uso de los datos de Reanálisis de NCEP/NCAR de los que sólo poseemos el intervalo 1958-1997. Por no diversificar más nuestro estudio, éste será también el periodo común de trabajo que tomaremos a partir de ahora.

### **3.1. Distribución espacial de los índices de frecuencia**

Antes de adentrarnos en el análisis de tendencias, resultaría interesante hacer un estudio de la distribución espacial de los valores medios de los índices de precipitación en la geografía peninsular. Los valores medios se han calculado estacionalmente tomando los periodos completos de cada serie. También hemos elaborado cálculos paralelos tomando como referencia el periodo común 1958-1997. Como los resultados obtenidos en valores medios para ambos casos (periodo completo y periodo común) son similares, hemos decidido mostrarlos para el caso de los periodos completos, teniendo así la máxima información posible en cada caso.

En primer lugar, nos fijaremos en los índices relacionados con la frecuencia de la precipitación. La Figura 3.1 nos muestra la distribución espacial de los valores medios del número total de días de lluvia en cada estación del año. Para primavera, otoño e invierno, los esquemas de precipitación son muy parecidos. Se distinguen básicamente tres zonas. La primera es la cornisa cantábrica que, junto con la mitad norte portuguesa y la sierra de Madrid, constituyen la región con mayor número de días de lluvia en términos medios, en cualquier caso mayor que 38.5 días por estación del año y que en el caso del invierno presenta una gran parte del área en la categoría entre 49.5 y 55 días. Una segunda zona que se observa para estas tres estaciones del año

es la que abarca la costa de Almería y el pre-litoral alicantino-valenciano, y que constituye la parte de la península en la que se registran menor número de días lluviosos por estación, en el intervalo de 5.5 a 22 días (registrándose los menores valores también en el invierno). El resto de la península que queda confinada entre la primera zona (noroeste) y la segunda (sureste), salvando la isleta del Sistema Central, constituye una zona de valores intermedios que van de 22 a 38.5 días. Para la estación de verano, aparece el mapa típico en el que la península se divide en norte (con valores mayores que 16.5 días hasta los 55 días que se alcanzan en la zona de San Sebastián, en la que incluso en los meses cálidos se mantienen niveles de precipitación considerables Font (1983b)) y sur (con valores en el intervalo 5.5-16.5 días). Este gradiente estival sur-norte (en sentido creciente de número de días de lluvia) presenta en invierno una distribución sureste-noroeste. La primavera y el otoño pueden entenderse como estaciones de transición en la evolución de estos patrones invernales a estivales y viceversa, respectivamente. Estos mapas recogen bastante bien las estructuras a gran escala que aparecen en los mapas de precipitación media Font (1983a).

Las Figuras 3.2-3.5 nos muestran la distribución espacial del porcentaje de número medio de días con lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa, respectivamente. A partir de ellas, podemos hacernos una idea de qué tipo de lluvia (según las definiciones que hemos establecido a partir de los umbrales) predomina por término medio en las distintas zonas de nuestra geografía. Se observa que el número de casos de lluvia ligera (Figura 3.2) constituye un porcentaje del número total de días de lluvia mayor del 40% en buena parte de la península en todas las estaciones del año. Incluso llega a ser superior al 70% en verano en casi toda la geografía portuguesa y en la zona de Almería, y en primavera, verano e invierno en una pequeña parte de la submeseta sur, de la depresión del Ebro y de la costa valenciana. Este alto porcentaje del número de días de lluvia ligera frente al número total de días lluviosos parece indicar la existencia de una asimetría importante en la precipitación de las citadas regiones; asimetría que aumentaría en verano. En algunas zonas asociadas a sistemas montañosos (Cordillera Cantábrica,

Sistema Central, Sistemas Béticos y zona este del Sistema Ibérico) la lluvia ligera tiene mucho menos peso que en el resto de la península, en cualquier caso menor del 40 %. Este hecho se acusa en la zona pre-litoral mediterránea, en la que en la Sierra de Grazalema, Sierra Nevada y la parte oriental del Sistema Ibérico se alcanzan valores menores del 20 %.

La distribución del número de días de lluvia moderada (Figura 3.3) es mucho más homogénea que la anterior y oscila entre valores del 30 % al 50 % en toda la península. Existen pequeñas isletas de menor peso (del 20 % al 30 %) localizadas en la zona centro portuguesa en verano, en Grazalema en invierno y en la costa valenciana en todas las estaciones del año.

La Figura 3.4 muestra la distribución del porcentaje de días de lluvia intensa. A primera vista parece ‘opuesta’ a la distribución que encontrábamos para la lluvia ligera y que mostraba la Figura 3.2. Ciertamente, las zonas que allí aparecían con un porcentaje más alto, aquí pasan a ser las de porcentaje más bajo, y viceversa. Esta categoría de lluvia tiene un peso mayor en las zonas montañosas (superior al 50 %), sobre todo en las inmediaciones de la Sierra de Grazalema y la parte oriental del Sistema Ibérico, donde se llegan a alcanzar valores superiores al 80 % en primavera, otoño e invierno. Los valores menores (inferiores al 30 %) se presentan en la depresión del Ebro y parte de la submeseta sur durante todo el año, en el flanco occidental de la península en verano y en la costa de Almería en primavera y verano.

El caso de la lluvia muy intensa se refleja en la Figura 3.5 y es equivalente al anterior pero con unos valores porcentuales algo más bajos. En este caso los valores mayores pertenecen a la banda del 70 % al 80 % y únicamente los logra Grazalema en invierno.

A la vista de los mapas descritos anteriormente, podemos decir a grandes rasgos que la lluvia intensa juega un papel predominante en el régimen hídrico de las zonas montañosas, mientras que en las zonas de menor altura tiene más importancia la lluvia ligera. La lluvia moderada presenta una distribución más homogénea en la geografía peninsular.

Como parte complementaria al conteo del número de días húmedos en el estudio de la frecuencia de la precipitación, habíamos definido los índices relacionados con la cuantificación de la duración de los periodos secos entre eventos lluviosos. A continuación veremos cómo se distribuyen los valores medios de las series de medianas y máximos de duración de periodos secos en la geografía peninsular. Las Figuras 3.6 y 3.7 nos muestran la distribución espacial de los valores medios de las series de medianas y máximos de duración de periodos secos, respectivamente. Estos mapas son, en cierto modo, opuestos a los que veíamos para el caso del número total de días lluviosos. Y es que, es de esperar que en las zonas en las que antes encontrábamos el número de días de lluvia más alto, ahora encontremos la duración de periodos secos más baja, y viceversa. Así, para el caso de las medianas, en primavera, otoño e invierno, se definen las tres zonas que ya citábamos: cantábrico y mitad norte de Portugal (quizás un poco ampliada hacia el interior en la primavera y el invierno, englobando la sierra de Madrid) con valores de duración menores que 4.8 días –podríamos llamarla ‘zona húmeda’, en cuanto a frecuencia se refiere, para estas tres estaciones: primavera, otoño e invierno–, la costa de Almería y el pre-litoral alicantino-valenciano con valores mayores que 8 días (llegándose a alcanzar la banda entre 14.4 y 16 días en la parte oriental del Sistema Ibérico) –podríamos llamarla ‘zona seca’, en frecuencia, para primavera, otoño e invierno– y el resto de la península, con valores de periodos secos entre 4.8 y 8 días. En verano, los valores mayores se registran en la costa de Almería (de 14.4 a 16 días secos) y los menores en la zona de San Sebastián y el pirineo navarro-aragonés (1.6 a 4.8 días secos); en el resto de la península vamos gradualmente de norte a sur aumentando el número de días secos entre eventos lluviosos. Para los máximos de duración de periodos secos, las estructuras que se visualizan son equivalentes a las que acabamos de describir, pero los valores son mucho más altos. En primavera, otoño e invierno, la zona húmeda registra valores máximos de periodos secos entre 15 y 22.5 días, la zona seca oscila entre 37.5 y 60 días, y la intermedia entre 22.5 y 37.5 días. Los valores más altos de máximos duración de periodos secos se registran en verano en toda la costa sur peninsular (valores entre 67.5 y 75 días secos); en toda la mitad sur peninsular no bajamos de 45 días secos.

Vamos disminuyendo gradualmente, hasta alcanzar valores de 7.5 a 15 días en San Sebastián y el pirineo navarro-aragonés.

Parece que las distribuciones obtenidas para los valores medios de los distintos índices son coherentes entre sí y reflejan las características atribuidas a las distintas zonas de la península Font (1983a) (la denominada España seca, España húmeda, las zonas de montaña,...).

### 3.2. Análisis de tendencias. Test de Mann–Kendall

El test de Mann–Kendall (M-K) es un test no paramétrico basado en un test anterior debido a Mann Kendall (1976). La hipótesis nula  $H_0$  es que los datos  $(X_1, X_2, \dots, X_n)$  son variables aleatorias idéntica e independientemente distribuidas y la hipótesis alternativa  $H_1$  es que se distribuyen describiendo una tendencia bien creciente o decreciente. El estadístico del test es la llamada  $\tau$  de Kendall, cuya expresión es la siguiente

$$\tau = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \operatorname{sgn}(X_i - X_j),$$

donde la función  $\operatorname{sgn}(X)$  es la función signo, cuyo valor es -1, 0 ó 1 dependiendo de que el argumento sea negativo, nulo o positivo, respectivamente. La varianza de  $\tau$  bajo la hipótesis nula es

$$\operatorname{var}(\tau) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}.$$

La distribución exacta de  $\tau$  puede ser evaluada. Para valores de  $n > 10$ , la distribución se ajusta a una normal, especialmente si se hace la corrección

$$\tau' = \tau - \operatorname{sgn}(\tau).$$

Una vez calculado  $\tau'$ , se evalúa la variable normalizada

$$Z = \frac{\tau'}{\sqrt{\text{var}(\tau)}},$$

que, según lo dicho anteriormente, se distribuye como una distribución normal de media 0 y varianza unidad. A partir de ella obtendremos valores de probabilidad de aceptación de la hipótesis nula. La potencia del test de Mann–Kendall, es decir, la probabilidad de rechazar la hipótesis nula (detección de una tendencia) es tan alta como la de los tests paramétricos (por ejemplo, el test  $t$  de la pendiente de la regresión). La ventaja de este test radica en que no depende de la forma de la distribución [Press et al. \(1990\)](#).

El test de Mann–Kendall descrito detecta la existencia de tendencia pero no proporciona una estimación de su magnitud. Para ello, usamos el algoritmo propuesto por [Hirsch and Smith \(1982\)](#), que es una extensión de los sugeridos por Theil [1950a](#); [1950b](#); [1950c](#) y [Sen \(1968\)](#). El estadístico del test está relacionado con la pendiente de la tendencia encontrada por el test de Mann–Kendall y se define de la siguiente forma:

$$B_k = \text{med}(D_{ijk}),$$

donde  $D_{ijk} = (x_{ik} - x_{jk})/(i - j)$  para todos los pares  $(x_{ik}, x_{jk})$  con  $k$  cada una de las estaciones del año y  $1 \leq i < j \leq n_k$ , siendo  $n_k$  el número de observaciones en la estación  $k$  durante el periodo considerado. El estimador de pendiente  $B$  está relacionado con el estadístico  $\tau'$  de Kendall como sigue: si  $\tau' > 0$ , entonces  $B \geq 0$ . Además,  $B$  es una medida de la pendiente resistente al efecto de la existencia de valores extremos en los datos, puesto que se evalúa a través de la mediana [Lettenmaier, Wood and Wallis \(1994\)](#).



### 3.3. Discusión

Procedemos ahora al análisis de los resultados obtenidos a partir de la evaluación del test Mann–Kendall para cada una de las series de índices en cada observatorio. El test ha sido evaluado de forma bilateral para dos niveles de significación: al 5 % y al 10 %. Dado que, a priori, desconocemos el tipo de tendencia positiva o negativa que puede presentar nuestra serie de datos, la hipótesis nula es que no existe tendencia y la hipótesis alternativa es que existe tendencia:

$$H_0 : \tau = 0 \quad y \quad H_1 : \tau \neq 0.$$

Esto conduce a una aplicación bilateral del test.

Lo deseable, a partir de los resultados obtenidos para cada localización, es poder obtener conclusiones globales que tengan en cuenta el comportamiento de todos los observatorios de forma conjunta. Para ello, deberemos tener en cuenta, en primer lugar, que es necesario definir un periodo común de trabajo que nos permita conjugar los resultados de los distintos observatorios; será el periodo 1958-1997, que venimos utilizando. En segundo lugar, también tendremos en cuenta que, al realizar  $n$  repeticiones independientes de cierto experimento cuyo resultado consiste en la presencia, con probabilidad  $p$ , de cierto atributo  $A$ , aparece de forma natural la distribución binomial  $B(n, p)$ . Aplicando la aparición de la distribución binomial a nuestro problema, tenemos que en cada experimento (un índice de precipitación concreto en una estación del año determinada) vamos a evaluar el test a 35 sucesos supuestos ‘estadísticamente independientes’ (las series correspondientes a cada uno de los observatorios). En nuestro caso, la hipótesis de independencia entre los sucesos de precipitación en los distintos observatorios es algo aventurada. No obstante, podemos suponer que los observatorios se hallan lo suficientemente lejos entre sí para que comiencen a pesar otros efectos, sobre todo en algunos índices en los que tienen más importancia los fenómenos locales. Deberemos tener en cuenta este hecho para interpretar con precaución nuestros resultados. Como hemos citado,  $n = 35$ ,  $p = 0.05$  (cuando hablamos del nivel de

significación más restrictivo, el 5%) y  $A$  es la existencia de tendencia bien positiva o bien negativa (el signo lo estableceremos a posteriori). Teniendo en cuenta esta distribución binomial, para que resulte significativo al 5% un comportamiento global en la Península Ibérica a partir de la evaluación del test de Mann–Kendall en los 35 observatorios distribuidos por su geografía, necesitaremos encontrar más de 4 tendencias en toda la península. Un número menor de tendencias podría ser encontrado aleatoriamente y ser fruto del azar. Puede haber ocasiones en las que las tendencias del mismo signo se agrupen en una zona determinada. En ellas, podemos suponer que dicho comportamiento es significativo en la región si el número de tendencias que se agrupan supera el umbral impuesto por la distribución binomial. Además de la geografía peninsular, de forma global, nos vamos a fijar en dos zonas de la misma: norte de la península (con latitudes mayores que  $40^\circ$ ) y sur de la península (latitudes menores o iguales a  $40^\circ$ ). En la zona norte se agrupan 18 observatorios y en la sur 17. En ambos casos es necesario un número de tendencias mayor que 3, para que dicho conjunto sea significativo y tenga carácter global en la región correspondiente.

### 3.3.1. Número de días de precipitación

Las Figuras 3.8–3.12 muestran las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de número de días de lluvia por categoría en cada estación y observatorio. Hemos optado por una representación gráfica de las tendencias para aprovechar la información visual adicional que nos ofrecen los mapas. En esta primera presentación debemos tener en cuenta que los tests de tendencias se han evaluado para las series completas (cada una con su periodo de registro) con lo que no podremos hacer comparaciones entre los distintos observatorios ni extraer conclusiones acerca de la distribución espacial de dichas tendencias. Digamos que los mapas que hemos mencionado (Figuras 3.8–3.12) no poseen ‘información espacial’ y únicamente nos ofrecen los resultados locales obtenidos a partir de los tests de tendencias. La simbología usada es la siguiente: los triángulos

hacia arriba indican la existencia de una tendencia creciente, los triángulos invertidos que existe tendencia decreciente y las aspas indican que no existe tendencia. Los resultados de existencia de tendencia se muestran con dos niveles de significación: al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Recordemos que la hipótesis nula del test de Mann–Kendall es que no existe tendencia.

En la Figura 3.8 se muestran las tendencias encontradas para el número total de días de lluvia. Llama la atención que, para las estaciones de verano, otoño e invierno, casi todas las tendencias encontradas son positivas. Merece la pena destacar los casos de Daroca y Pozoblanco, con tendencias positivas al 5% para todas las estaciones de año en ambos casos. También aparecen, aunque de forma menos significativa, tendencias positivas en los Embalses de Cierva y Fuensanta, Grazalema, Haro, Málaga, Navacerrada y Zamora en distintas estaciones del año. Barcelona, San Fernando, Tavira y Torre de Juan Abad constituyen el grueso de tendencias negativas en las series de número de días lluviosos. La tendencia negativa para el caso de San Fernando en primavera y otoño ha sido corroborada por otros autores [Lana and Burgueño \(2000\)](#). También [Lana, Serra and Burgueño \(2003\)](#) han puesto de manifiesto la tendencia negativa que registra el observatorio de Barcelona en primavera para el número total de días de lluvia.

En la Tabla 3.1 resumimos el número de tendencias encontradas en cada categoría de lluvia para cada estación del año. Allí podemos ver que, efectivamente, para el número total de días de lluvia tenemos en verano 8 tendencias positivas frente a 1 tendencia negativa (la suma hasta 35 corresponde a las series sin tendencia significativa). La relación es 10 positivas frente a 2 negativas en otoño y 7 positivas frente a 3 negativas en invierno. Este hecho se acusa mucho más en el caso de la lluvia ligera, en el que en todas las estaciones del año encontramos que de 14 a 16 de las series estudiadas presenta tendencias positivas. Es en esta categoría de lluvia ligera en la única en la que el número de series con tendencias significativas llega a superar al número de series sin tendencia (del orden del 21 frente a 14 respectivamente).

La magnitud de estas tendencias crecientes o decrecientes puede consultarse en las Tablas 3.2, 3.3, 3.4 y 3.5, que recogen los valores del estadístico  $B$  relacionado con la pendiente de las tendencias encontradas para primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente. Puesto que los valores que se obtienen del estadístico son muy pequeños, lo hemos multiplicado por 100 para obtener valores un poco más manejables, con lo que sus dimensiones quedan en número de días cada 100 años (aumento si  $B$  es positivo y disminución si es negativo). Conviene hacer notar que la interpretación de estas tablas está íntimamente ligada a la visión de los mapas en los que se muestran los resultados de la evaluación del test de Mann–Kendall. Esta interpretación debe ser hecha a posteriori: una vez conocida la existencia de tendencia, vemos su magnitud. Los valores del estadístico  $B$  no son comparables entre sí; recordemos que cada serie tiene su periodo de registro particular. Además, si el periodo de registro es muy corto, la interpretación del valor de  $B$  en días cada 100 años puede llevar a equívoco al extrapolar el comportamiento del periodo de registro menor a los 100 años. Por otra parte, la variabilidad de la serie también influye en el valor de  $B$ . Podemos encontrar valores de  $B$  (que calcula la mediana de las pendientes en cada punto) más altos y resultar que la tendencia no es significativa. Por ello, pretendiendo resaltar el carácter individual de cada observatorio, presentamos el valor del estadístico en cada caso y señalamos que su interpretación está supeditada a la existencia de tendencia que nos marca el test de Mann–Kendall.

Para el caso del número total de días de lluvia, merece la pena destacar los valores del estadístico  $B$  que presenta Pozoblanco en invierno, que muestra una tendencia positiva de aproximadamente 34 días en 100 años. En el resto de las estaciones del año la magnitud de la tendencia positiva de Pozoblanco no llega a ser tan alta como en el invierno, aproximadamente: 15 días en 100 años en primavera, 7 días en 100 años en verano y 28 días en 100 años en otoño. Como tendencias negativas, llaman la atención por su magnitud los casos de Tavira y Torre de Juan Abad en primavera en los que la disminución llega a ser de aproximadamente 28 y 22 días en 100 años, respectivamente. En invierno, también destacan estos dos observatorios con disminuciones de 25

y 20 días en 100 años, respectivamente. La tendencia decreciente encontrada en Tavira es congruente con la señalada por Klein Tank et al. (2002) en la banda del 3% al 6% por década para el número de días de lluvia invernal en este observatorio.

La Figura 3.9 recoge los resultados del test de Mann–Kendall para la categoría de lluvia ligera. Como ya reflejaba la Tabla 3.1, muchas de las tendencias encontradas para este índice son positivas. Se asemejan bastante a las mostradas en el caso anterior de número total de días lluviosos. De entre estas tendencias positivas cabe destacar las mostradas en Barracas, Daroca, Embalses de Cierva y Fuensanta, Grazalema, Málaga, Pozoblanco y Zamora al 5% para todas las estaciones del año. Como negativas, destacamos las que muestran San Fernando, Tavira y Torre de Juan Abad. Las tendencias que aparecen en este índice (número de días de lluvia con intensidad entre 0 y 2.5mm) parecen conservar la tónica que había marcado el índice anterior (número de días lluviosos totales), a pesar de ser más restrictivo. Además, conviene destacar que, al igual que sucedía para el número total de días de lluvia, en muchos casos las series estacionales correspondientes a un mismo observatorio presentan tendencias del mismo signo bien positivas o negativas, no mezclándose comportamientos contrarios. En cuanto a su magnitud, destacamos las tendencias crecientes en invierno en Pozoblanco, con un aumento de aproximadamente 27 días en 100 años, Daroca, con 14 días en 100 años, y Zamora, con 12 días en 100 años. Como comportamientos decrecientes, señalamos la disminución de 21 días en 100 años en invierno Tavira y 15 días en 100 años en invierno en Torre de Juan Abad.

Para el caso de la lluvia moderada que se presenta en la Figura 3.10, los comportamientos parecen estar aún más mezclados, apareciendo pocas tendencias significativas y de ambos signos (ver Tabla 3.1). Tan sólo en la primavera se llega a alcanzar 7 tendencias negativas significativas. En esta categoría de lluvia se han registrado tendencias que podemos llamar ‘contrarias’ a las mostradas en los índices anteriores, por ejemplo en el caso de

Tabla 3.1: Tendencias encontradas en las series de número de casos (ST: sin tendencia).

Índice (número de casos)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	6	4	25
Lluvia ligera	5	16	14
Lluvia moderada	7	2	26
Lluvia intensa	12	2	21
Lluvia muy intensa	12	1	22
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia total	1	8	26
Lluvia ligera	1	16	18
Lluvia moderada	1	1	33
Lluvia intensa	1	1	33
Lluvia muy intensa	1	1	33
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia total	2	10	23
Lluvia ligera	6	16	13
Lluvia moderada	2	2	31
Lluvia intensa	3	3	29
Lluvia muy intensa	3	5	27
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia total	3	7	25
Lluvia ligera	6	14	15
Lluvia moderada	4	3	28
Lluvia intensa	1	1	33
Lluvia muy intensa	3	2	30

Tabla 3.2: Estadístico  $B$  para los casos de número de días de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en días cada 100 años. Primavera.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-5	0	-4.4	-4.4	-13.8
bad	6.4	-1.9	-2.2	0	2.7
bar	-7.1	-2.9	0	0	-12.3
bej	14.3	-4.2	-4.8	0	2.6
bra	6.7	0	0	-2.4	0
brs	0	2.9	-14.3	-5.6	-5.6
cac	0	-2.6	0	0	-5
coi	12.5	-5	-2.3	0	9.4
cor	5	0	0	0	1.6
dar	13.3	0	0	0	10.8
eci	4.5	0	0	0	3.2
efu	8.6	0	0	0	9.5
grz	6.3	2.7	-8.8	-8.2	2
har	8.5	4.3	0	0	13.9
lis	0	-2.6	-3.4	-2.1	-5.7
mad	0	0	0	0	-2.6
mal	7.7	0	-5.9	-3	2
nav	13.8	-8.7	-6.3	-2.9	0
opo	-3.4	0	-2.4	-4.2	-6.7
pal	4.8	0	-14.3	-7.7	-6.7
poz	18.8	0	-4.5	0	15.7
ppv	0	-5.4	-5.3	-2.3	-10.2
sal	6	0	0	0	4.2
seb	0	1.8	5.3	3.8	5.9
ses	-4	0	3.8	0	0
sfe	-3.7	-1.7	-3	-0.9	-8.6
tav	-15.8	-2.9	-7.1	-3.4	-28.6
tja	-7.7	-5.9	-6.3	-3	-22.6
tor	0	0	0	0	0
tts	0	0	0	0	-2.9
val	4	0	0	0	5.2
vdl	0	-3.7	0	0	-4.4
vil	0	-5.3	-4.9	0	-8.5
zam	9.8	0	0	0	5
zar	7.3	0	0	0	7.1

Tabla 3.3: Estadístico  $B$  para los casos de número de días de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en días cada 100 años. Verano.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	0	0	0	0	0
bad	1.5	0	0	0	0
bar	-2.1	0	0	0	-2.8
bej	4.4	0	0	0	4
bra	5.6	0	0	0	5.9
brs	0	5.6	-8.1	-4.2	0
cac	0	0	0	0	0
coi	14	0	0	0	15.8
cor	5.2	0	0	0	3.3
dar	8.3	0	0	0	10.3
eci	0.8	0	0	0	2.4
efu	0	0	0	0	4.8
grz	0	0	0	0	0
har	0	0	0	0	0
lis	0	0	0	0	0
mad	0	0	0	0	-3.2
mal	0	0	0	0	2.9
nav	12.5	0	0	0	12.5
opo	4.2	0	0	0	0
pal	0	0	0	0	0
poz	6	0	0	0	7.7
ppv	4.2	-3.2	0	0	0
sal	4.2	-2.9	0	0	0
seb	1.9	-4	-2	0	-5.2
ses	5.6	0	0	0	2.9
sfe	0	0	0	0	0
tav	0	0	0	0	0
tja	-3.4	0	0	0	-5.6
tor	0	0	0	0	0
tts	0	0	0	0	0
val	2.9	0	0	0	2.4
vdl	0	0	0	0	0
vil	0	0	0	0	0
zam	8.3	0	0	0	9.2
zar	5.3	0	0	0	0



Tabla 3.4: Estadístico  $B$  para los casos de número de días de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en días cada 100 años. Otoño.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	0	0	2.6	2.2	7.4
bad	6.5	0	-2.5	0	2.7
bar	-5.4	0	0	0	-5.9
bej	7.8	0	0	0	11.8
bra	-3.2	0	6.1	4.2	5.9
brs	0	7.1	-12	-8.3	0
cac	1.5	-1.6	0	0	0
coi	11.1	0	4.5	4.3	20
cor	1.5	0	1.4	1.4	6.3
dar	8.7	0	0	0	9.4
eci	5.4	0	1.8	0	7.7
efu	5.6	0	0	0	11.8
grz	5.4	0	-4.4	-2.6	2.7
har	11.1	0	0	0	20
lis	0	4.3	2.9	2.7	7.4
mad	0	0	0	0	-1.2
mal	11.7	0	0	2.2	13.3
nav	16.7	0	0	0	23.9
opo	-12	0	8.6	7	-2.3
pal	7.1	0	-4.4	0	3.6
poz	21.4	3.8	0	0	28.2
ppv	5.9	0	0	-2.3	5.1
sal	6.2	0	0	0	3.6
seb	0	-5.9	-1.5	-3.3	-8
ses	0	0	0	0	6.3
sfe	-2.7	-1.5	-0.9	-1	-5.6
tav	-10	0	0	0	-9.4
tja	-6.7	0	0	0	-6.3
tor	0	0	0	0	-3.4
tts	-2.6	0	0	0	-3.1
val	0	0	0	0	4.3
vdl	0	0	0	0	0
vil	5.1	-2.6	0	0	5.5
zam	10.8	0	2.3	0	12.9
zar	9	0	0	0	9.6

Tabla 3.5: Estadístico  $B$  para los casos de número de días de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en días cada 100 años. Invierno.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	0	0	0	0	0
bad	3.3	0	0	0	4.3
bar	0	0	0	0	0
bej	6.7	-5.9	2	0	5.9
bra	-29.4	0	0	0	-20
brs	0	5.9	-4.8	-2.5	0
cac	0	0	0	0	0
coi	0	0	0	0	3.3
cor	-4.8	2.2	3.4	2.1	4
dar	14.7	0	0	0	14.9
eci	7	0	0	0	10.5
efu	11.8	3.1	0	0	18.5
grz	6.7	2.7	-2.2	-2.5	8.5
har	12.1	4.3	3.5	0	18.4
lis	-11.1	3.1	0	0	-4.8
mad	-4.8	0	0	-2.5	-3.7
mal	8.3	-3.3	0	0	6.8
nav	10	-10	-4.9	0	3.3
opo	-5.9	0	5.6	4.1	0
pal	5.1	0	-18.5	-11.1	-13.9
poz	27.3	5	0	0	34.3
ppv	0	-6.7	-3.2	0	-6.7
sal	0	-2.7	0	0	0
seb	0	-4.2	0	0	-5.6
ses	2.3	-0.9	0	0	0
sfe	-2.1	0	0	0	-2.3
tav	-21.6	0	-2	0	-25
tja	-14.9	-3.8	0	0	-20
tor	0	0	0	0	0
tts	0	-2.4	2.9	0	0
val	5.5	0	0	0	10.3
vdl	0	0	0	0	5.6
vil	5.9	0	-6.1	0	0
zam	12.5	0	0	0	9.1
zar	8.3	0	0	0	4.3

Badajoz (un descenso de 2 días en 100 años)<sup>1</sup>, Beja (un descenso de 4 días en 100 años), Navacerrada (un descenso de 9 días en 100 años) y Villameca (un descenso de 5 días en 100 años) que presentan por primera vez tendencias negativas en algunas de las estaciones del año (concretamente, en primavera). Similar es el caso de Beja y Navacerrada en invierno, con magnitudes de 6 y 10 días de disminución de 100 años, respectivamente. Merece la pena destacar el caso de Barracas, con tendencias positivas en verano, otoño e invierno (del orden de 6 a 7 días de aumento en 100 años en cada una de las estaciones) y San Sebastián con tendencias negativas en las mismas estaciones (del orden de 4 a 6 días de disminución en 100 años).

La Figura 3.11 muestra los resultados para el caso de número de días de lluvia intensa. Todas las tendencias encontradas en primavera, excepto para San Esteban de Gozmar y San Sebastián, son negativas, hecho que se confirma observando en la Tabla 3.2 los valores del estadístico  $B$ . En esta ocasión, Barracas presenta en primavera ( $B \sim -14$  días en 100 años), verano ( $B \sim -8$  días en 100 años) y otoño ( $B \sim -12$  días en 100 años) tendencias negativas, comportamiento contrario al que mostraba en los dos índices anteriores. Las tendencias encontradas para la categoría de lluvia muy intensa (Figura 3.12) son muy similares a las del índice anterior. De hecho, si nos fijamos en la Tabla 3.1, observamos que para las primaveras de ambos índices tenemos 12 tendencias negativas en casi los mismos observatorios (comparamos las Figuras 3.11 y 3.12). Los comunes son: Villameca, Presa de Puentes Viejas, Barracas, Pozoblanco, Torre de Juan Abad, Pozo Alcón, Tavira, San Fernando, Grazalema y Málaga. Difieren en dos: Badajoz y Beja (ambos significativos al 5%) en lluvia intensa pasan a ser Almadén (al 5%) y Lisboa (al 10%) en la categoría de lluvia muy intensa. También encontramos alguna diferencia en los niveles de significación en los observatorios comunes con tendencia negativa: para la lluvia intensa todos son significativos al 5% mientras que para la muy intensa, Villameca, Presa de Puentes Viejas y Pozoblanco cambian al nivel del 10%. En el resto de las estaciones del

---

<sup>1</sup>Klein Tank et al. (2002) también encuentran una tendencia negativa en el número de días de precipitación invernal en Badajoz con un valor del 3% al 6% por década.

año dominan ampliamente las series sin tendencia significativa. Como mayor magnitud de la tendencia en ambos índices, tenemos el caso de Pozo Alcón en primavera e invierno, con una disminución de 14 y 7 días en 100 años y 18 y 11 días en 100 años para lluvia intensa y muy intensa, respectivamente, en ambas estaciones.

### 3.3.2. Duración de periodos secos

Ahora pasamos a resumir los resultados de los test de tendencias para las series de duración de periodos secos entre eventos lluviosos.

La Tabla 3.6 muestra el número de tendencias significativas (negativas o positivas) encontradas al evaluar el test de Mann–Kendall o la no existencia de tendencias. Para la duración de periodos secos, tanto en medianas como valores máximos, el número de tendencias encontrado no es muy alto. Sólo en el caso de los máximos se han detectado 7 tendencias positivas en primavera y negativas en verano e invierno. En el resto de los casos predominan los comportamientos sin tendencia significativa. La magnitud de las pendientes halladas, cuantificada por el estadístico  $B$ , aparece en la Tabla 3.7 para todos los observatorios y estaciones del año. También en este caso, lo hemos multiplicado por 100 para obtener valores un poco más manejables, con lo que sus dimensiones quedan en días cada 100 años (aumento de la duración de medianas o máximos de periodos secos si  $B$  es positivo o disminución de dicha duración si es negativo). Se observa que los valores mayores se obtienen, en general, para el verano, excepto en Tavira, donde en el resto de estaciones del año se obtienen valores mayores de la pendiente y todos positivos (es decir, aumento de la duración de periodos secos coherente con la disminución en el número de días de lluvia que señalábamos antes).

La Figura 3.13 refleja los resultados para el caso de medianas de duración de periodos secos. Junto con los obtenidos para el caso de duración máxima de periodos secos podemos entenderlos como ‘opuestos’ a los resultados extraídos del número de días de lluvia. En este caso aparecen tendencias

negativas con su opuesto positivo en los días de lluvia total en: Daroca y Málaga en verano, Haro, Pozoblanco, Málaga y Embalses de Cierva y Fuensanta en otoño y Embalse de Cierva y Pozoblanco en invierno. Aparece también en invierno en Badajoz, pero sin opuesto. Como tendencias positivas con opuesto en el número total de días de lluvia están primavera y otoño en San Fernando. El resto de las tendencias que aparecen (Presa de Puentes Viejas, Barracas y Málaga en primavera, Pozo Alcón en verano y Torre de Juan Abad en otoño) no tienen reflejo en el número total de días de lluvia. El hecho de que las tendencias encontradas no tengan su opuesta en el número de casos puede indicar que, aunque no esté aumentando el número de días lluviosos, la duración de periodos secos está disminuyendo debido a que los eventos de precipitación están variando su frecuencia de aparición, produciéndose de forma más intermitente en lugar de sucederse varios días húmedos después de un conjunto de días secos. Conviene destacar que, en invierno, todas las tendencias encontradas son negativas.

La Figura 3.14 corresponde a la duración máxima de periodos secos. Como en el caso anterior, parecen lógicos comportamientos que indiquen tendencias al aumento de la duración máxima de periodos secos en casos en los que el número total de días de lluvia esté disminuyendo, como es el caso de Barcelona, Cáceres, Almadén, Torre de Juan Abad, San Fernando y Tavira en primavera, Torre de Juan Abad en verano, Barcelona en otoño y Braganza y Tavira en invierno. El comportamiento opuesto, es decir, tendencias a la disminución de la duración máxima de periodos secos, podría implicar aumento en el número total de días de lluvia; este es el caso de Haro y Embalse de Fuensanta en primavera, Daroca, Zamora y Málaga en verano, Pozoblanco en otoño y Haro, Daroca y Pozoblanco en invierno. El resto de las tendencias quedan sin este tipo de justificación. Algunos de los resultados obtenidos para las rachas secas coinciden con la regionalización peninsular a partir de esta variable llevada a cabo por algunos autores [Martín-Vide and Gómez \(1999\)](#).

Tabla 3.6: Tendencias encontradas en las series de rachas secas (ST: sin tendencia).

Índice (rachas secas)	Primavera		
	-	+	ST
Medianas	1	3	31
Máximos	2	7	26
	Verano		
	-	+	ST
Medianas	2	1	32
Máximos	7	2	26
	Otoño		
	-	+	ST
Medianas	5	2	28
Máximos	1	2	32
	Invierno		
	-	+	ST
Medianas	3	0	32
Máximos	7	3	25

Tabla 3.7: Estadístico  $B$  para los casos de duración de periodos secos: medianas y máximos.  $B$  en días cada 100 años.

Código	Primavera		Verano		Otoño		Invierno	
	Med	Max	Med	Max	Med	Max	Med	Max
alm	0	8.8	0	0	0	-4.1	0	-3
bad	0	0	-1.5	-10.8	0	0	0	-3.3
bar	0	11.1	0	6.3	0	6.7	0	9.7
bej	0	0	-2.5	-36	0	-2.3	0	-3.7
bra	0	3	0	-25	0	3	0	8.1
brs	5.1	7.1	0	19.5	0	-9.8	-5.9	-20
cac	0	5.6	-1.1	-6.7	0	-2	0	0
coi	0	2.6	0	0	0	3.1	0	9.1
cor	0	0	0	-2.9	0	-2.4	0	-4
dar	0	-1.8	-2.6	-10.3	0	-1.3	0	-6.3
eci	0	-10.9	4.3	-16.4	-4.3	-5	-11.1	-13.6
efu	0	-13.5	-5.6	-40.4	-4	-10.5	-3.7	-12.6
grz	0	4	2.2	-14	0	0	0	0
har	0	-12.5	0	0	0	0	0	-10.3
lis	0	2.8	0	-13	0	3.9	0	0
mad	0	9.1	0	-6.7	0	0	0	-7.9
mal	-2.8	-3.1	-14.3	-34.4	-3.8	-7.1	0	-9.7
nav	0	0	0	-5.3	0	-3.7	0	0
opo	0	0	0	-6.5	0	8.3	0	0
pal	0	6.7	12.3	33.3	0	0	0	10.7
poz	0	2	-7.2	-23.5	-4.2	-21	-2.8	-16.7
ppv	0	4.5	0	2.9	0	-5.1	0	0
sal	0	0	0	-21.8	0	0	0	-13.3
seb	0	0	0	0	0	3.5	0	0
ses	0	0	0	0	0	0	0	-3.6
sfe	0	7.5	1.7	6	0	2.2	0	0
tav	0	31.3	3.9	11.1	2.2	47.1	0	23.5
tja	0	14.3	0	42.3	2.7	2.8	0	7.7
tor	1.7	0	-3	0	0	2.7	-1.7	3.2
tts	0	0	0	4.7	0	-2.9	0	0
val	0	-3	0	-10.3	0	0	0	-4.5
vdl	0	5	0	-6.9	0	-5.1	0	-5.9
vil	0	6.9	0	-4.9	0	-2.2	0	-6.5
zam	0	-4.1	-1.6	-20	0	-5.2	0	-8.3
zar	0	0	0	-5	0	-1.2	0	-16.7

### 3.4. Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997.

Como hemos comentado en el inicio del capítulo, íbamos a trabajar en dos líneas: periodo completo y periodo común. Hemos seleccionado un periodo común de trabajo para poder comparar los resultados obtenidos para las distintas estaciones. También se ha citado ya que el mencionado periodo común será el intervalo temporal 1958-1997. Como hacíamos en el caso del periodo completo, comentaremos en primer lugar los resultados obtenidos para las series de número de días lluviosos y en segundo lugar para las de rachas secas estacionales. En algunos casos las tendencias encontradas coinciden con las obtenidas para los periodos completos permitidos por las series. En otros, el hecho de extraer un intervalo temporal de las series completas puede hacer que se obtengan resultados distintos, como veremos. No obstante, y aún sabiendo que para un estudio de tendencias cuanto más largo sea el periodo de registro mejor, para el estudio espacial de los comportamientos de nuestras series necesitamos definir un intervalo temporal común a todas. Teniendo en cuenta estas condiciones, presentamos a continuación los resultados obtenidos.

#### 3.4.1. Número de días de precipitación

Las Figuras 3.15-3.19 son equivalentes a las anteriores pero tomando el periodo común de trabajo 1958-1997. La Figura 3.15 muestra las tendencias para el caso del número total de días de lluvia. Ha disminuido considerablemente el número de tendencias significativas respecto de las que encontrábamos para los periodos completos. Allí teníamos como máximo 26 series sin tendencia, concretamente para el verano, mientras que aquí es justo en el verano donde encontramos mayor número de tendencias significativas, quedando 27(77.14%) series sin tendencia (ver Tabla 3.8). Casi todas las tendencias que se mostraban para la mitad norte de la península en cualquier estación del año en la Figura 3.8 ahora han desaparecido; puede ser que el número



### 3.4 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 57

de días de precipitación se haya estabilizado en esta zona en el periodo considerado, frente a los valores que se registraban en los periodos completos de cada serie. En la parte sur de la península también se observan ciertos cambios respecto a los resultados vistos para el periodo completo. Hay casos en los que las tendencias que se registraban entonces desaparecen, como por ejemplo Pozoblanco y Tavira en primavera, San Fernando en otoño y Grazalema en invierno, y otros en los que se refuerzan los comportamientos que se apuntaban con un nivel de significación más bajo (pasando de un nivel de significación de 10 % al 5 %), como sucede para Torre de Juan Abad y Embalse de Cierva en verano. Como resume la Tabla 3.8, la estación en la que se observan mayor número de tendencias, concretamente de signo positivo, es el verano. Puesto que el periodo común nos permite comparar las series, también podemos buscar comportamientos coherentes entre ellas. Desde el punto de vista peninsular y teniendo en cuenta la distribución binomial, observamos para este índice cierta coherencia espacial en el caso del otoño. Las 4 tendencias positivas que se registran en otoño están en el límite de significación que nos imponía la  $B(35, 0.05)$ , según comentábamos, pero como están situadas todas en el sur de la península, podemos considerarlo como comportamiento global de dicha región. En verano, también encontramos 7 tendencias positivas frente a 1 negativa. Aunque existen tendencias de ambos signos y no podamos asegurar a priori, debido a la valoración bilateral del test, el signo de la tendencia a partir de la hipótesis nula, la razón 7 a 1 es tan alta que podemos pensar en la existencia de un comportamiento creciente en las series de número total de días de lluvia estival en la Península Ibérica en el periodo 1958-1997. Este resultado, sin embargo, no es muy congruente con el de otros autores que señalan una disminución del número total de días de lluvia en distintas zonas [Brunetti et al. \(2001\)](#); [Brunetti, Maugeri and Nanni \(2001\)](#); [Manton et al. \(2001\)](#); [Haylock and Nicholls \(2000\)](#).

Para la categoría de lluvia ligera sucede lo mismo pero en menor grado, según puede observarse en la Figura 3.16. Aún así, vuelve a ser el índice en el que existe mayor número de tendencias significativas en las series (del orden del 45 %) y la mayoría positivas (ver Tabla 3.8). Merece la pena desta-

car que se pierden tendencias importantes que aparecían como significativas para Grazalema y San Fernando en otoño (eran de signos opuestos a pesar de su cercanía, positiva y negativa, respectivamente). Debido al número de tendencias significativas encontradas, los resultados no avalan la hipótesis nula de no tendencia en la península. Con las salvedades que comentábamos sobre la independencia de los sucesos al introducir la distribución binomial al comienzo del apartado 3.3, que nos hacía interpretar los resultados con cierta precaución, podemos decir que, en el conjunto de la Península Ibérica y con un nivel de significación del 5% existe un comportamiento global: la lluvia ligera está aumentando en el periodo de trabajo tomado (1958-1997), puesto que en todas las estaciones del año encontramos un número de tendencias positivas mayor que 4 (12 en primavera, 16 en verano, 12 en otoño y 9 en invierno). En invierno, sin embargo, sí es más aventurado hablar de signos pues junto a las 9 tendencias positivas encontramos 6 tendencias negativas, aunque parece que éstas últimas se agrupan en la parte oeste de la península. No obstante, este posible aumento parece ser coherente con los resultados de [Alpert et al. \(2002\)](#) y [Akinremi, McGinn and Cutforth \(1999\)](#), en contra de la disminución en el número de casos de lluvia ligera encontrada por [Osborn et al. \(2000\)](#).

Para la lluvia moderada, la estación invernal es la que presenta mayor número de tendencias significativas y de signo negativo (un 28.57% de las series), según refleja la Tabla 3.8. Si observamos la Figura 3.17, vemos que también existen cambios respecto del periodo común. Por citar algunos ejemplos, vemos que las tendencias negativas que se registraban en primavera para Badajoz, Beja y Villameca y la positiva en Grazalema en el periodo completo ahora han desaparecido. Más curioso es el caso de Grazalema en invierno; en el periodo completo aparecía con tendencia positiva al 5% y ahora muestra una tendencia negativa al 10% (es un ejemplo muy claro en el que se pone de manifiesto la importancia del periodo de referencia tomado para realizar los cálculos). En la estación invernal encontramos 10 tendencias negativas en el conjunto peninsular, por lo que podemos hablar de un comportamiento global de descenso de la precipitación moderada en esta estación del año du-

### **3.4 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 59**

rante este periodo en nuestra geografía (en primavera sucede algo parecido, pero en menor grado).

Las categorías de lluvia intensa y muy intensa también muestran comportamientos globales para las estaciones de primavera e invierno en el periodo común de trabajo. En ambos casos, según recoge la Tabla 3.8, se registran 9 tendencias negativas en primavera y 8 tendencias negativas en invierno, por lo que podemos hablar de una disminución de la precipitación en estas categorías en estas dos estaciones del año. Existen cuatro observatorios comunes a las cuatro situaciones (lluvia intensa y muy intensa en primavera e invierno): Grazalema, Pozo Alcón, Torre de Juan Abad y Villameca (ver Figuras 3.18 y 3.19). En ellos, el comportamiento se extiende en categorías de precipitación y en el tiempo, de tal forma que se está produciendo una disminución significativa en estas categorías de precipitación durante la mitad del año (invierno+primavera) en el periodo citado.

#### **3.4.2. Duración de periodos secos**

La Tabla 3.9 muestra el número de tendencias encontradas para la duración de periodos secos, tanto en medianas como valores máximos, en el periodo común 1958-1997. El número de tendencias significativas reflejadas para el caso de las medianas es muy pequeño. Las estaciones en las que mayor número de tendencias aparecen son otoño (4 negativas y 1 positiva) e invierno (4 negativas). En el caso del invierno estos valores son representativos de un comportamiento global decreciente de la zona sur de la península en la que se han registrado (ver Figura 3.20).

En el caso de los máximos, se registran mayor número de tendencias en algunas estaciones. Concretamente, en verano existen 8 observatorios que registran tendencias negativas en este periodo (junto a 1 positiva), por lo que podemos decir que existe una tendencia a la disminución de la duración de los máximos de periodos secos en la península en esta época del año. En primavera, el número de tendencias positivas (7) sobrepasa el umbral de la

Tabla 3.8: Tendencias encontradas en las series de número de casos (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

Índice (número de casos)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	4(11.43 %)	2(5.71 %)	29(82.86 %)
Lluvia ligera	3(8.57 %)	12(34.29 %)	20(57.14 %)
Lluvia moderada	5(14.29 %)	1(2.86 %)	29(82.86 %)
Lluvia intensa	9(25.71 %)	1(2.86 %)	25(71.43 %)
Lluvia muy intensa	9(25.71 %)	0(0 %)	26(74.29 %)
Verano			
	-	+	ST
Lluvia total	1(2.86 %)	7(20 %)	27(77.14 %)
Lluvia ligera	0(0 %)	16(45.71 %)	19(54.29 %)
Lluvia moderada	1(2.86 %)	1 (2.86 %)	33(94.29 %)
Lluvia intensa	3(8.57 %)	0(0 %)	32(91.43 %)
Lluvia muy intensa	2(5.71 %)	0(0 %)	33(94.29 %)
Otoño			
	-	+	ST
Lluvia total	0(0 %)	4(11.43 %)	31(88.57 %)
Lluvia ligera	3(8.57 %)	12(34.29 %)	20(57.14 %)
Lluvia moderada	1(2.86 %)	4(11.43 %)	30(85.71 %)
Lluvia intensa	1(2.86 %)	0(0 %)	34(97.14 %)
Lluvia muy intensa	3(8.57 %)	2(5.71 %)	30(85.71 %)
Invierno			
	-	+	ST
Lluvia total	4(11.43 %)	3(8.57 %)	28(80 %)
Lluvia ligera	6(17.14 %)	9(25.71 %)	20(57.14 %)
Lluvia moderada	10(28.57 %)	1(2.86 %)	24(68.57 %)
Lluvia intensa	8(22.86 %)	0(0 %)	27(77.14 %)
Lluvia muy intensa	8(22.86 %)	0(0 %)	27(77.14 %)

### 3.4 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 61

Tabla 3.9: Tendencias encontradas en las series de rachas secas (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

Índice (rachas secas)	Primavera		
	-	+	ST
Medianas	1(2.86 %)	3(8.57 %)	31(88.57 %)
Máximos	2(5.71 %)	7(20.00 %)	26(74.29 %)
	Verano		
	-	+	ST
Medianas	2(5.71 %)	0(0.00 %)	33(94.29 %)
Máximos	8(22.86 %)	1(2.86 %)	26(74.29 %)
	Otoño		
	-	+	ST
Medianas	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30(85.71 %)
Máximos	1(2.86 %)	3(8.57 %)	31(88.57 %)
	Invierno		
	-	+	ST
Medianas	4(11.43 %)	0(0.00 %)	31(88.57 %)
Máximos	6(17.14 %)	2(5.71 %)	27(77.14 %)

coherencia para el número de observatorios que tenemos (35). Si observamos la Figura 3.21, podemos apreciar que para la primavera las tendencias positivas tienden a agruparse en el sur de la península (aparecen 5 tendencias positivas: San Fernando, Tavira, Cáceres, Almadén y Torre de Juan Abad). Lo mismo sucede en el invierno con las tendencias negativas en el norte de la península (aparecen 5 tendencias negativas: Salamanca, Zamora, Haro, Daroca y Zaragoza). Según citábamos en el apartado 3.3, 3 era el umbral a partir del cual los comportamientos en el norte y sur de la península comenzaban a ser coherentes. Con el número de observatorios que poseemos no podemos decir nada más al respecto, pero conviene tener en cuenta los resultados obtenidos para futuros estudios y siempre recordando que la globalidad en el comportamiento la estamos refiriendo al periodo 1958-1997.

### 3.5. Conclusiones del capítulo

Con las salvedades que hemos citado sobre la suposición de independencia y para el periodo de trabajo 1958-1997, podemos hacer las siguientes afirmaciones:

- Existe una gran semejanza en las tendencias y la estructura de la precipitación del periodo común y el completo que permite cada observatorio.
- En un número significativo de observatorios, el número total de días de lluvia muestra tendencias crecientes en las estaciones de verano y otoño en la Península Ibérica.
- El número de días de lluvia ligera está experimentando un aumento en todas las estaciones del año.
- El número de días de lluvia moderada, intensa y muy intensa está disminuyendo en las estaciones de primavera e invierno.
- En cuanto a la duración de periodos secos, se observa un ligero decrecimiento invernal de las medianas en el sur de la península y de los máximos en el norte peninsular. En primavera, los máximos de duración de periodos secos muestran una ligera tendencia creciente en el sur de la península. Y en verano, un descenso algo más generalizado.
- Los comportamientos globales encontrados en el número de casos, recordando la precaución con que deben ser tomados, son coherentes entre sí. Las tendencias crecientes en el número de días de lluvia ligera en verano y otoño alimentan las existentes en el número total de días de lluvia que hemos citado anteriormente. Las tendencias positivas en el número de días de lluvia ligera en primavera e invierno lo son a costa de las tendencias negativas que experimentan el resto de las categorías de lluvia (moderada, intensa y muy intensa) en dichas estaciones. Esto implica que la función de distribución real de la precipitación diaria

peninsular está haciéndose cada vez más asimétrica. La tendencia decreciente observada en los máximos de duración de periodos secos en verano es coherente con la positiva que muestra el número total de días de lluvia en la misma estación.

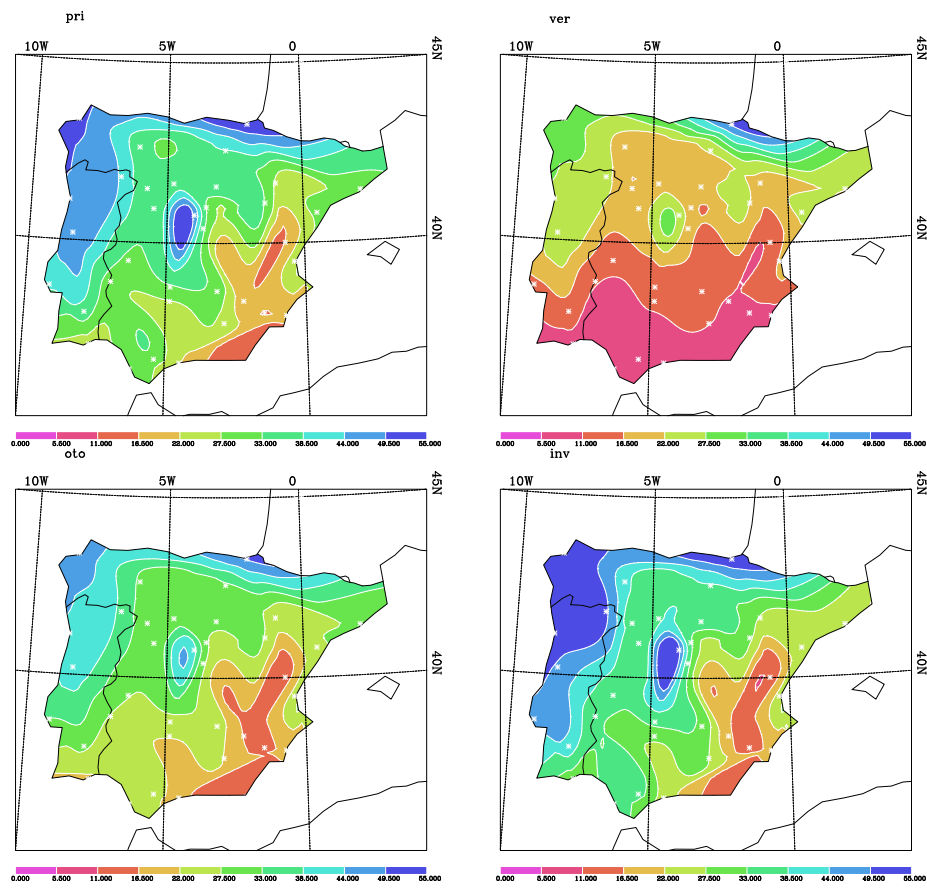


Figura 3.1: Distribución espacial del número total de días de lluvia.



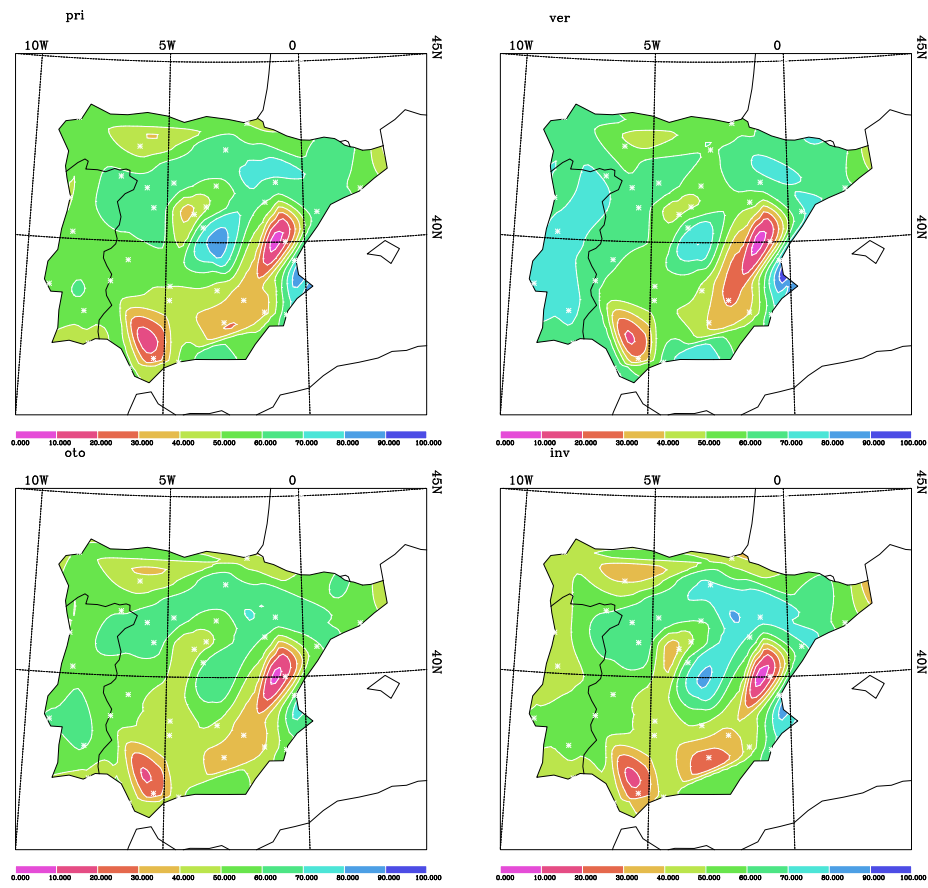


Figura 3.2: Distribución espacial de la proporción del número de días de lluvia ligera frente a la total.

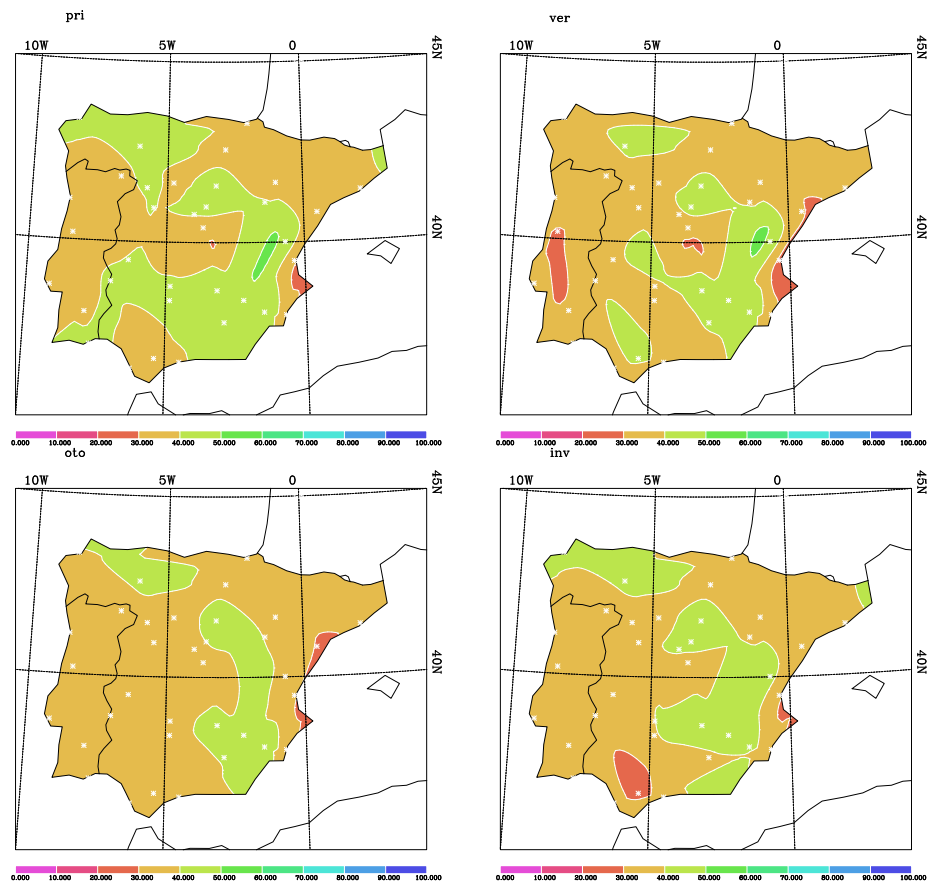


Figura 3.3: Distribución espacial de la proporción del número de días de lluvia moderada frente a la total.

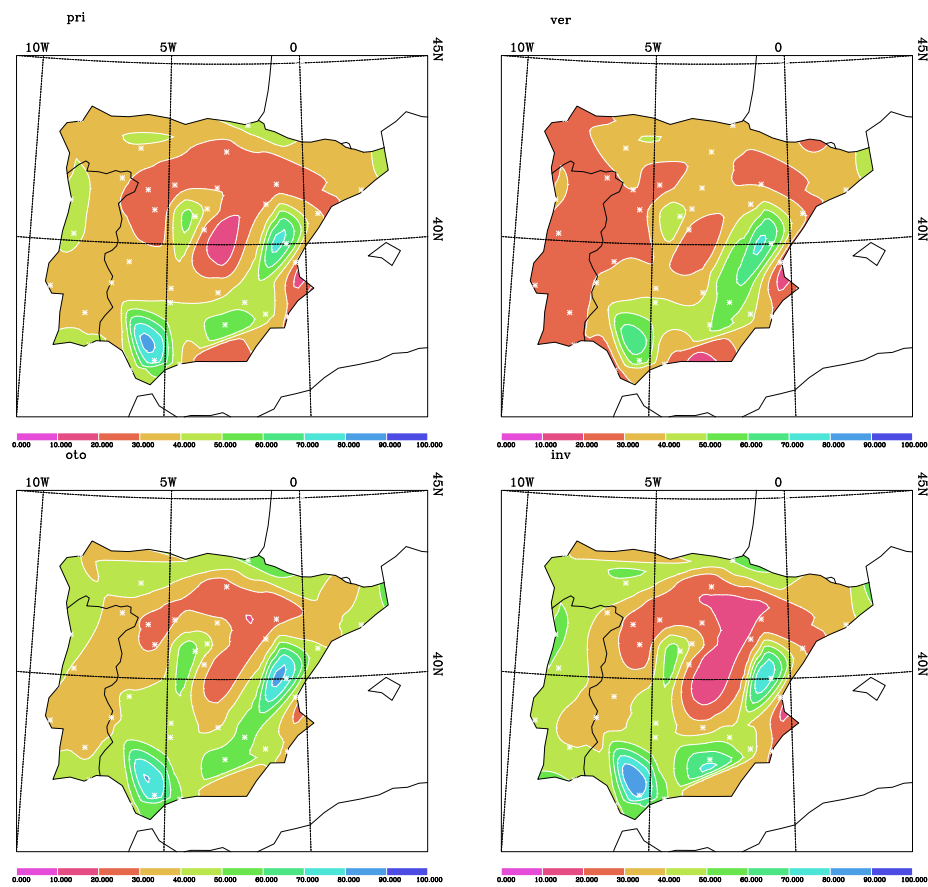


Figura 3.4: Distribución espacial de la proporción del número de días de lluvia intensa frente a la total.

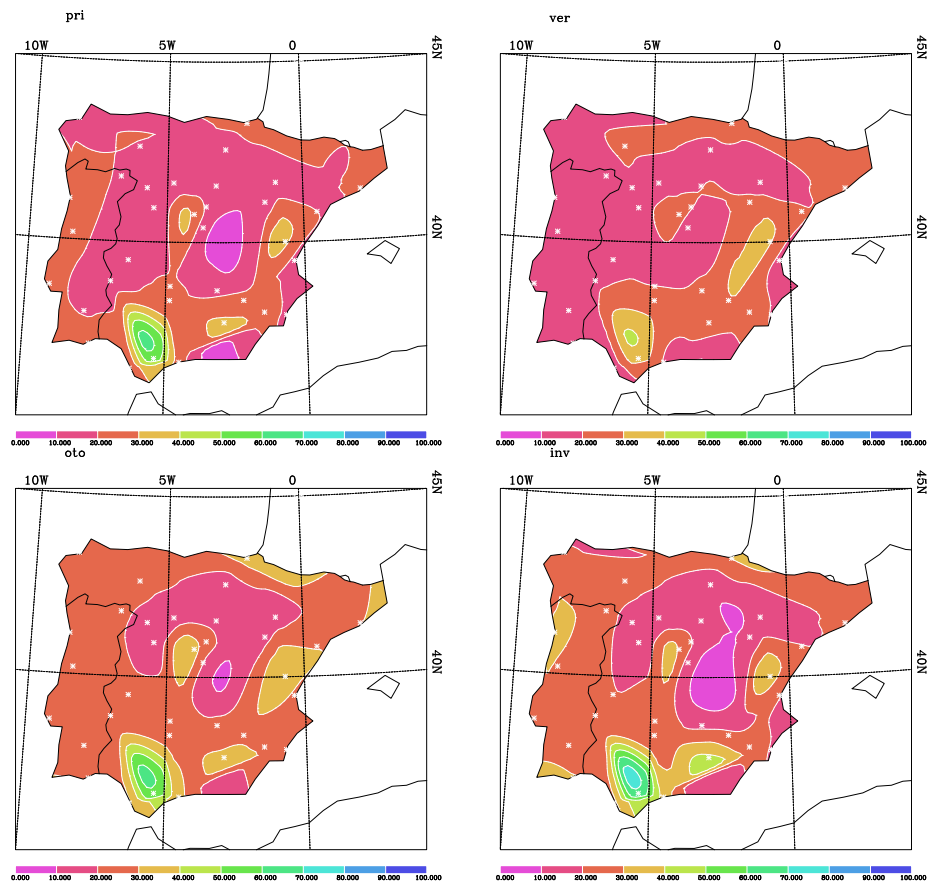


Figura 3.5: Distribución espacial de la proporción del número de días de lluvia muy intensa frente a la total.

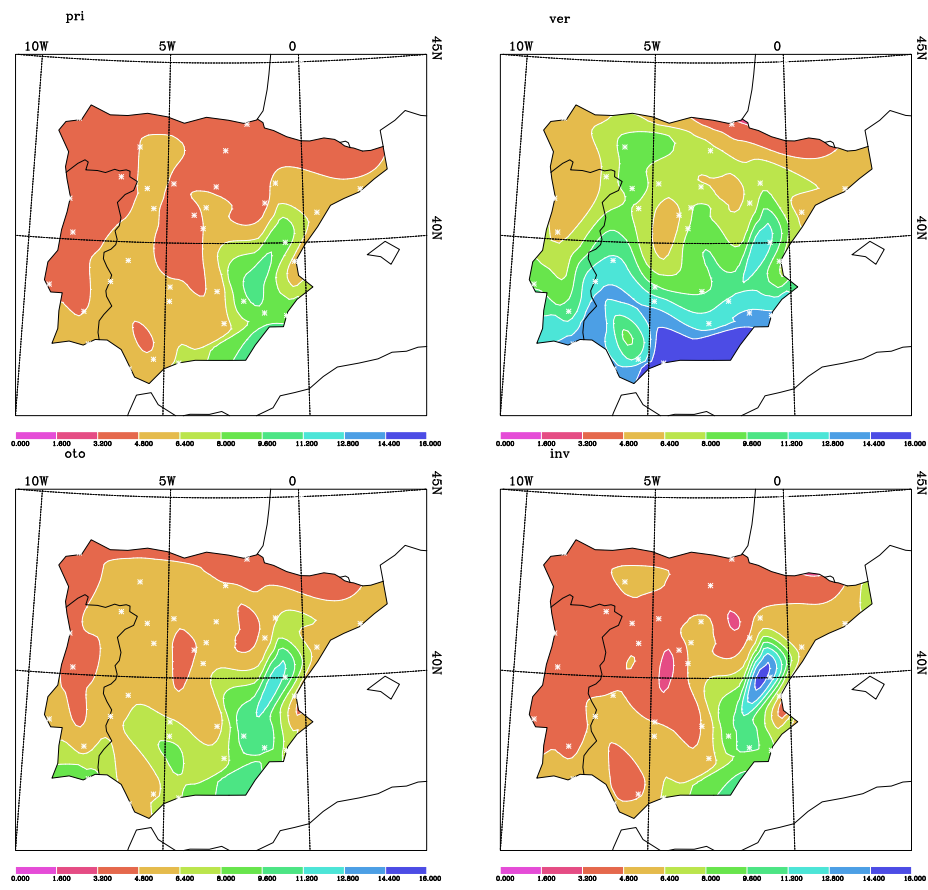


Figura 3.6: Distribución espacial de medianas de duración de periodos secos.

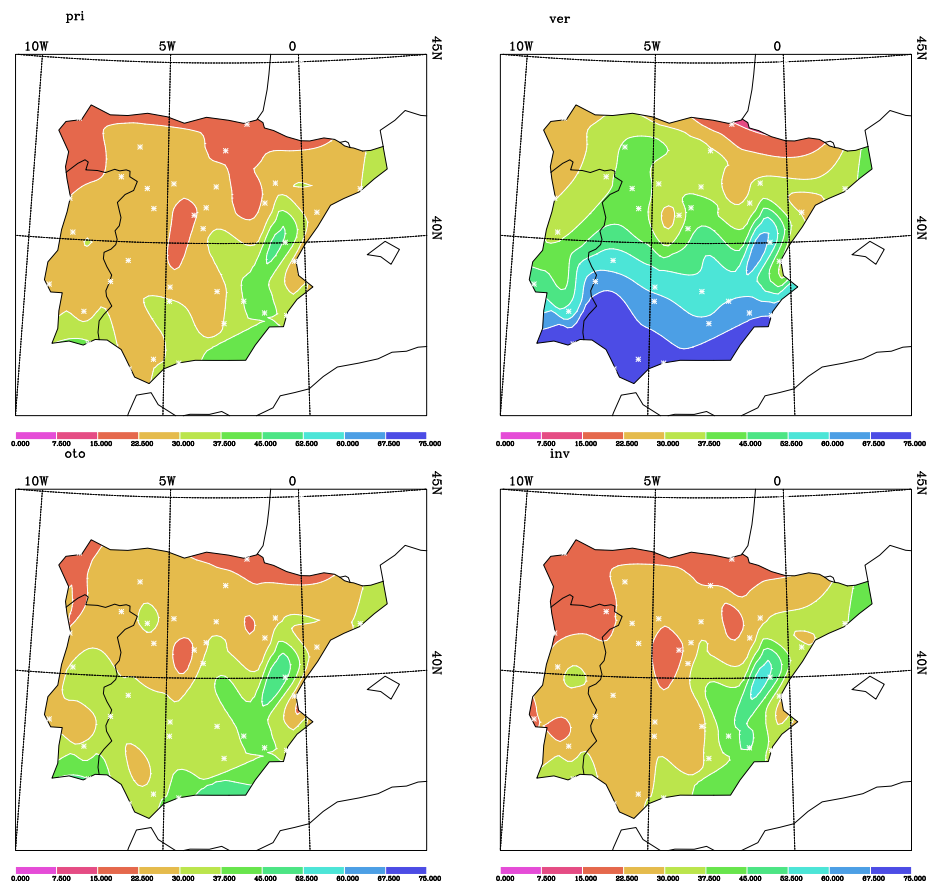


Figura 3.7: Distribución espacial de máximos de duración de periodos secos.



Figura 3.8: Test de Mann-Kendall para series de número total de días de lluvia. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia.

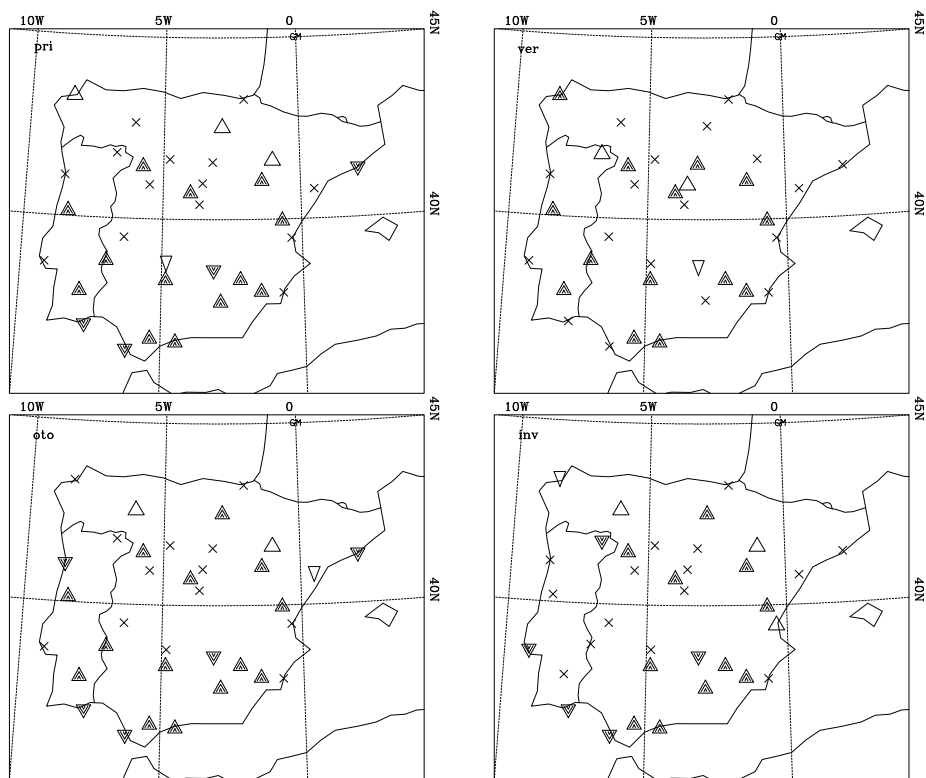


Figura 3.9: Idem para lluvia ligera.



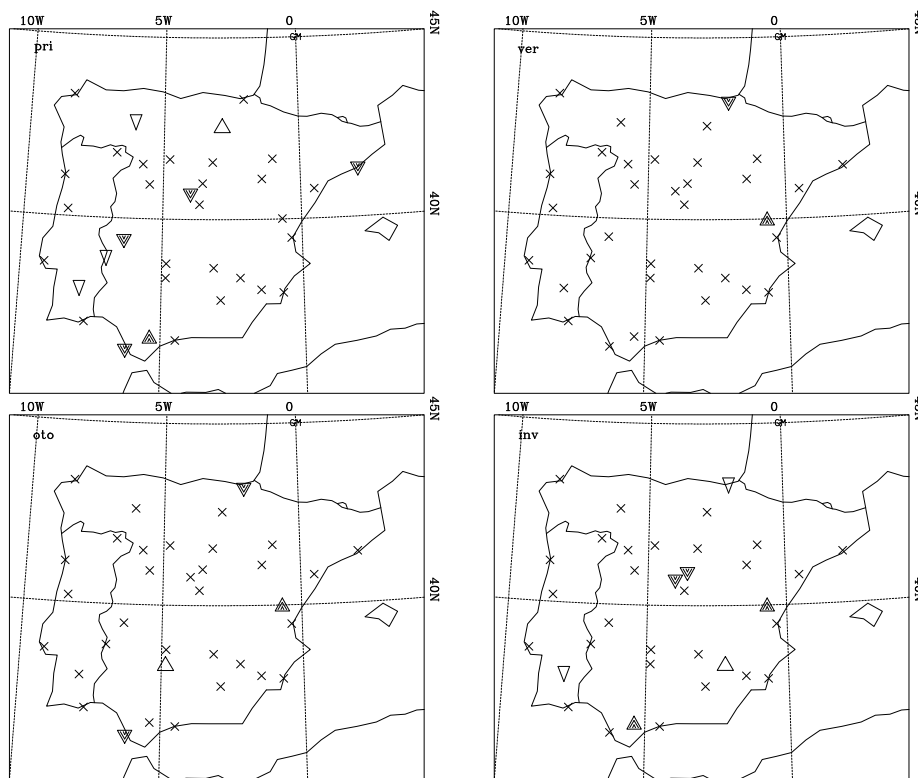


Figura 3.10: Idem para lluvia moderada.

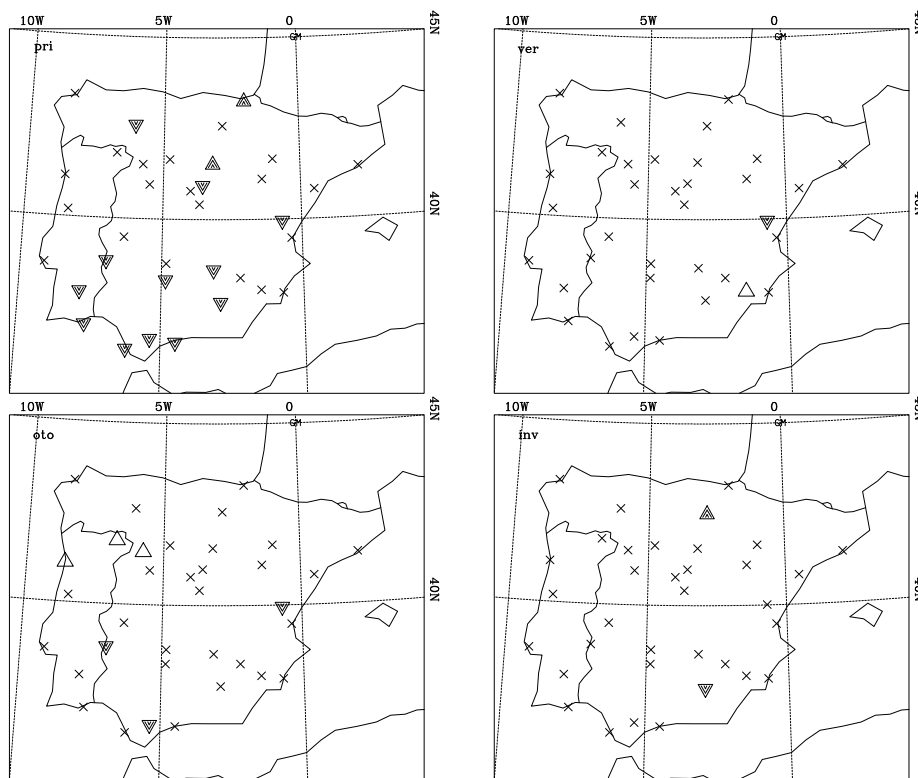


Figura 3.11: Idem para lluvia intensa.

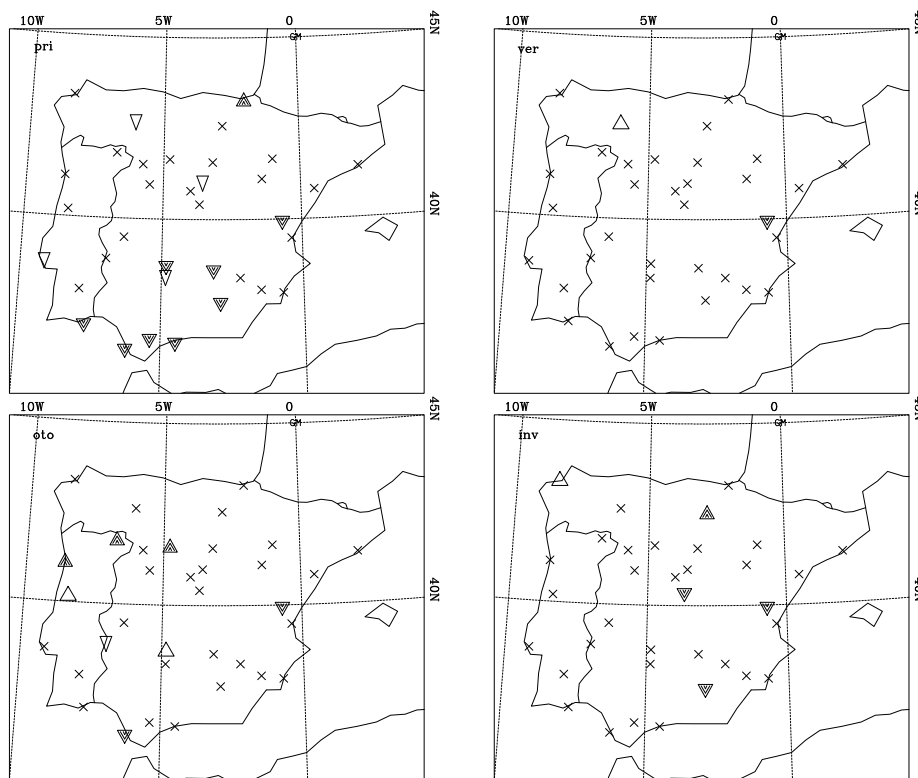


Figura 3.12: Idem para lluvia muy intensa.

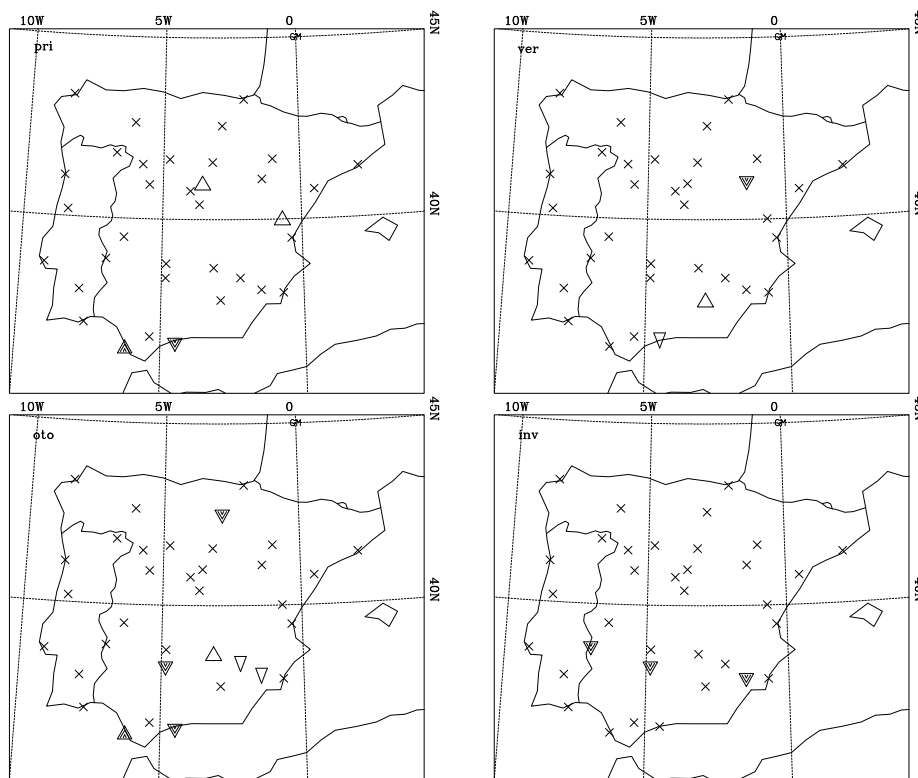


Figura 3.13: Idem para medianas de duración de periodos secos.



Figura 3.14: Idem para máximos de duración de periodos secos.

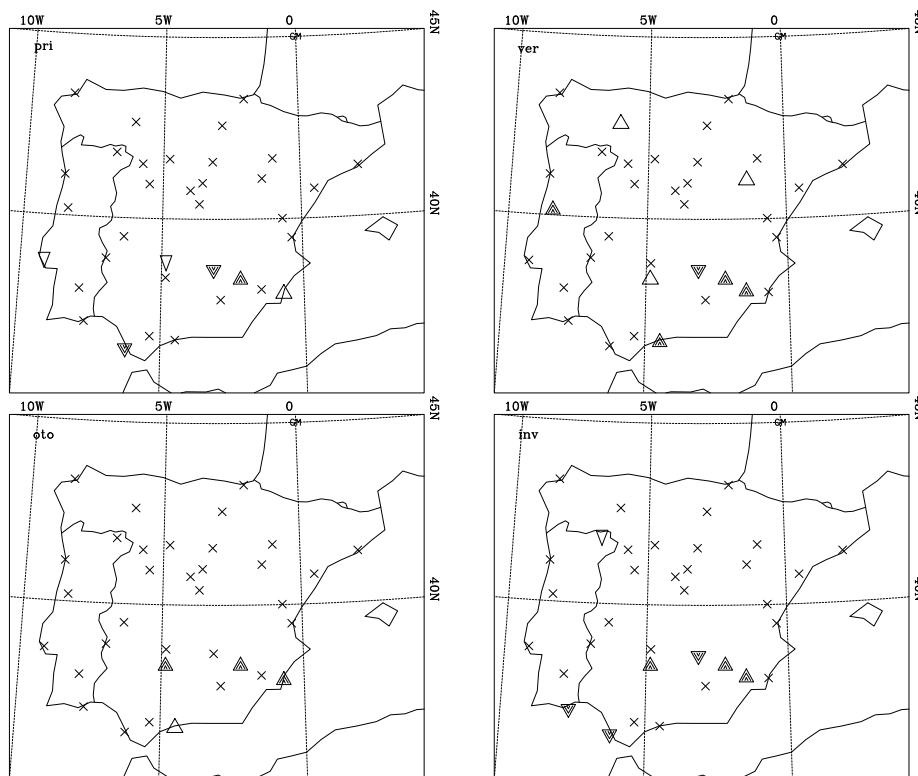


Figura 3.15: Test de Mann–Kendall para series de número total de días de lluvia. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.



Figura 3.16: Idem para lluvia ligera. Periodo común 1958-1997.

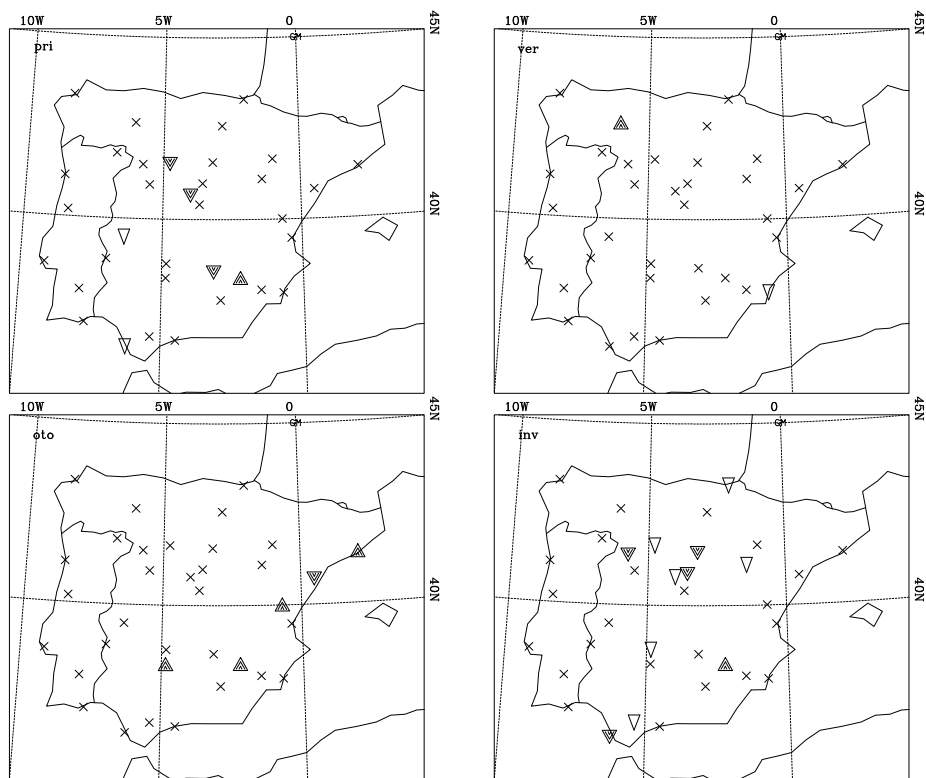


Figura 3.17: Idem para lluvia moderada. Periodo común 1958-1997.





Figura 3.18: Idem para lluvia intensa. Periodo común 1958-1997.

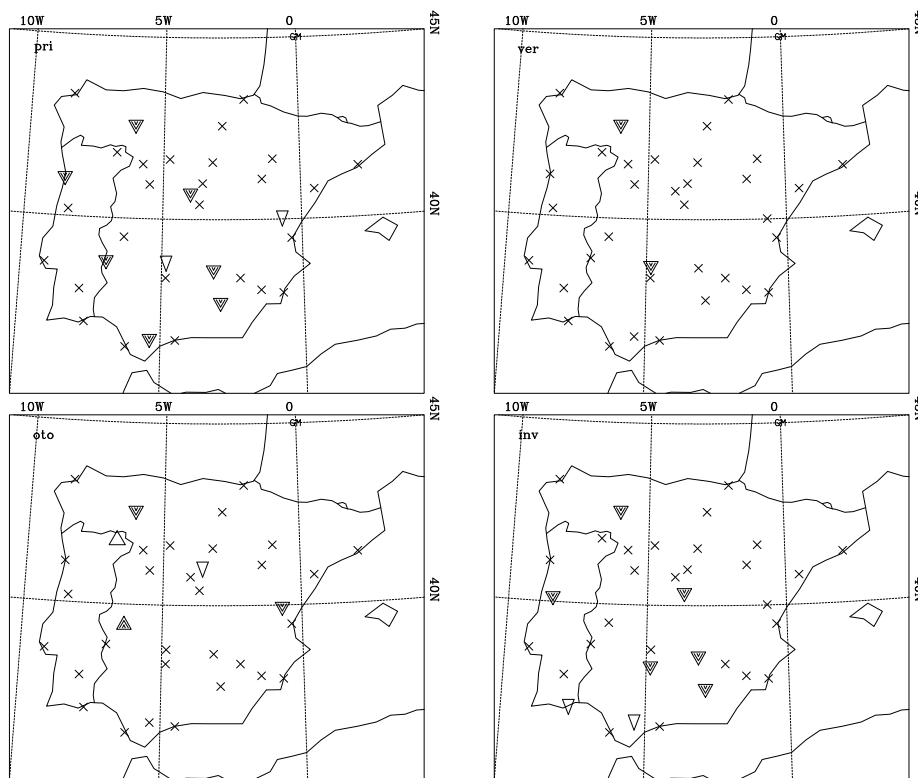


Figura 3.19: Idem para lluvia muy intensa. Periodo común 1958-1997.

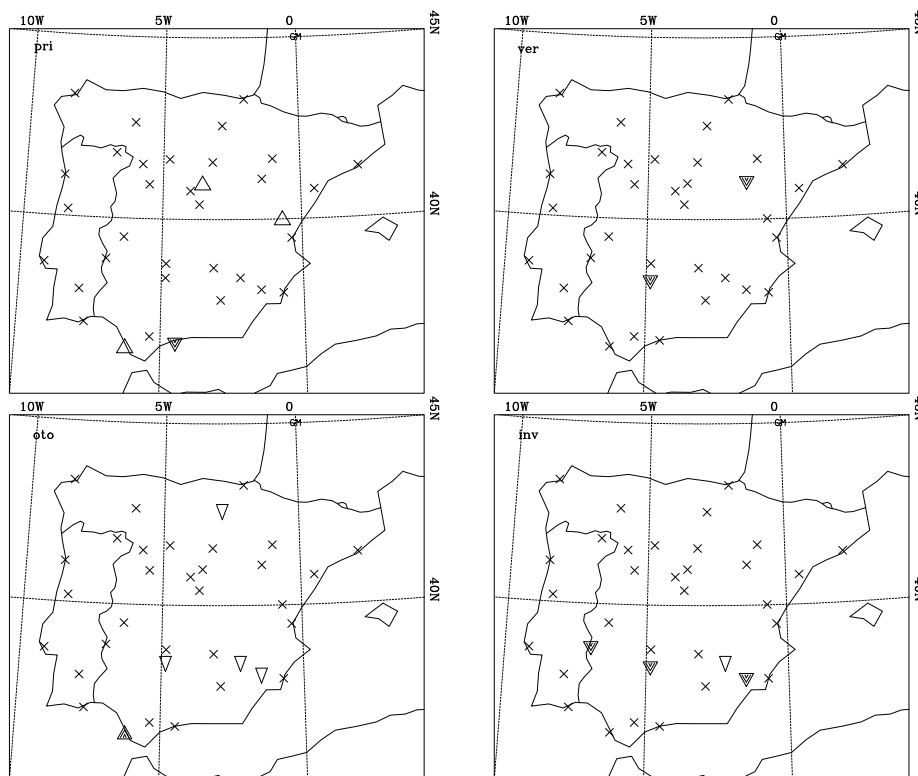


Figura 3.20: Test de Mann–Kendall para series de medianas de duración de periodos secos. Periodo común 1958-1997.

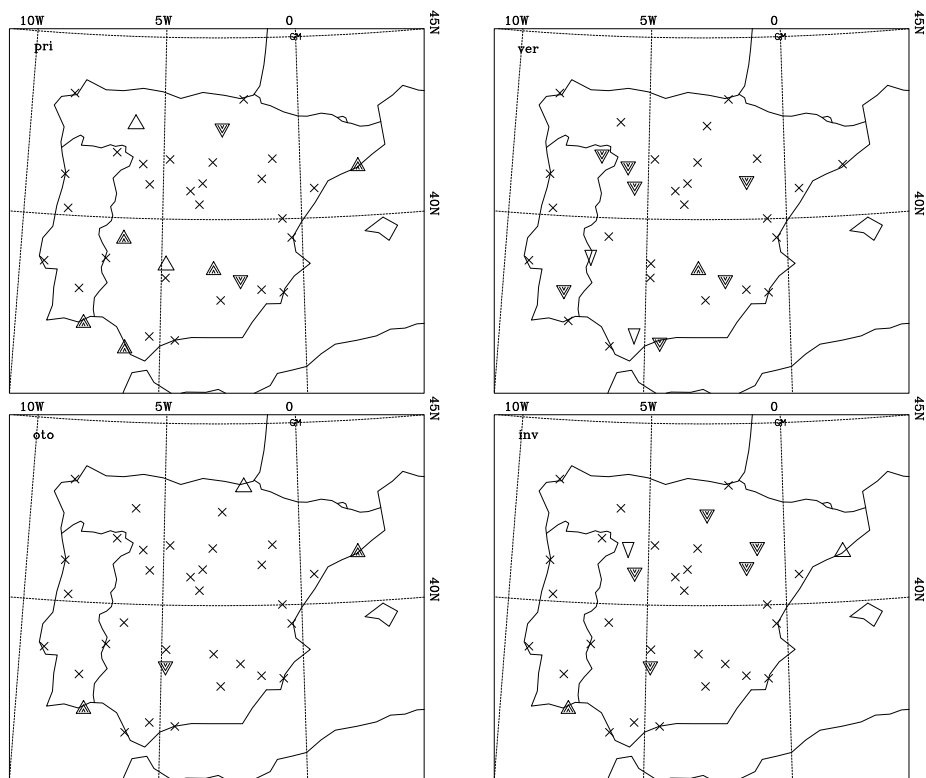


Figura 3.21: Test de Mann-Kendall para series de máximos de duración de periodos secos. Periodo común 1958-1997.

## Capítulo 4

# Intensidad de precipitación

En este capítulo, vamos a continuar el estudio de tendencias iniciado en el anterior, pero esta vez centrándonos en los índices relacionados con la intensidad de los eventos de precipitación. En el Capítulo 2 (Sección 2.4) se definieron los índices de intensidad atendiendo a tres criterios: cantidad de lluvia acumulada estacional en cada categoría de lluvia, proporción de la cantidad de precipitación aportada por cada categoría de lluvia a la cantidad de lluvia total registrada y valor medio de precipitación registrado en cada evento lluvioso por categoría de lluvia.

Como venimos haciendo, estudiaremos en primer lugar los campos medios asociados a cada índice. De esta forma, podemos ver cómo se distribuyen éstos en la geografía peninsular y observar si existen ciertas regiones de valores medios similares. Una vez descritos los campos medios, pasaremos al estudio de las tendencias de las series estacionales de índices de intensidad en cada observatorio, según el test de Mann–Kendall. Como en el caso de los índices de frecuencia lo haremos en dos líneas: periodo completo y periodo común 1958-1997. Tendremos en cuenta si el número de tendencias que registramos nos permite hablar de comportamientos globales a nivel peninsular y si se registran zonas de una especial coherencia espacial.

## 4.1. Distribución espacial de los índices de intensidad

Como hacíamos para los índices de frecuencia, veremos ahora cómo se distribuyen los valores medios de cada uno de los índices de intensidad de precipitación en la geografía peninsular.

### 4.1.1. Precipitación acumulada

Las Figuras 4.1 a 4.5 representan las distribuciones de los valores medios de precipitación acumulada estacional para las distintas categorías de lluvia en la península. Veamos de forma concreta lo que sucede en cada una de ellas. La Figura 4.1 nos muestra el caso de la lluvia total. Los valores oscilan entre 0 y 1100 mm, con diez intervalos de variación. La distribución más sencilla es la que presenta el verano en el que, salvando la zona de los Pirineos y la parte oriental de la cornisa cantábrica (cuyos valores pertenecen al intervalo 220-440 mm), se registran precipitaciones estacionales menores que 220 mm. Existe otra isleta en la sierra de Madrid que pertenece a la banda 220-330 mm. La primavera, el otoño y el invierno muestran patrones similares. Los tres tienen presentes los puntos singulares de Grazalema y Navacerrada, que se muestran con mayor intensidad en la estación invernal. Es precisamente cuando Grazalema alcanza los valores del intervalo mayor (990-1100 mm). A ellas se une en invierno la zona de Pozo Alcón, estación situada en el sistema Penibético. La cornisa cantábrica junto con la costa portuguesa se unen en otra zona más o menos extensa según la estación que tiene su punto más alto en las inmediaciones de San Sebastián. Es también en invierno cuando está más extendida y sus valores se mueven en el intervalo 330-660 mm. La mitad este peninsular es la que presenta en estas tres estaciones los valores acumulados menores (inferiores a 220 mm). En el resto de la península se acumulan unas cantidades de precipitación estacional entre 220 y 330 mm. Si sumamos las contribuciones de cada estación y obtenemos los promedios de precipitaciones acumuladas anuales, los resultados concuerdan con los datos

por [Linés \(1981\)](#) en cuanto a la distribución de las áreas con valores anuales semejantes (no tan claramente en los valores, pues allí están referidos al periodo 1931-1960).

El caso de la cantidad de lluvia acumulada media en la categoría de lluvia ligera lo refleja la Figura 4.2. Los valores se distribuyen en diez bandas de 0 a 25 mm. La primavera, otoño e invierno vuelven a mostrar patrones parecidos, mostrando una gran similitud, especialmente, primavera e invierno. Se observa un gradiente sureste-noroeste en las tres estaciones. Quizás se vislumbran dos comportamientos, como si dividiéramos la península por una línea desde el suroeste hasta la mitad de la zona pirenaica, encontrando la mitad noroeste (con valores acumulados superiores a 12.5 mm en otoño y 15 mm en primavera e invierno) y la mitad sureste (con valores inferiores a 12.5 mm en otoño y 15 mm en primavera e invierno). En la estación estival se observa un gradiente sur-norte (en sentido creciente de valores acumulados), registrándose los valores más altos en San Sebastián (hecho que concuerda con los comentarios de [Font \(1983b\)](#)). Estos gradientes que citamos ya aparecían con similar estructura para el valor medio del número total de días de lluvia (ver Figura 3.1).

La Figura 4.3 muestra el caso de la lluvia moderada, en un rango que va de 0 a 100 mm de precipitación estacional acumulada en esta categoría. Los patrones que se muestran son muy similares a los que veíamos para la lluvia ligera, pero obviamente con distintos valores acumulados. Nuevamente, las estaciones en las que se registran los valores más altos son la primavera y el invierno, sobre todo esta última y en las zonas de la sierra de Madrid y la costa noroeste gallega.

Las Figuras 4.4 y 4.5 presentan las distribuciones de las acumuladas estacionales para las categorías de lluvia intensa y muy intensa, respectivamente, y ambas en el rango de 0 a 1000 mm. Los patrones que obtenemos son muy similares a los que se obtenían para el caso de la lluvia total. Este hecho apunta que la proporción de lluvia intensa respecto de la total en términos de intensidades será bastante alta en buena parte de la geografía peninsular,

como veremos más adelante.

#### 4.1.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total

Una vez que hemos visto los valores de precipitación acumulada, pasemos a describir el peso de cada categoría de lluvia en la precipitación total para cada estación del año. La proporción la hemos establecido en tanto por ciento. Como el porcentaje de cada una de las categorías de lluvia respecto de la total estacional varía mucho de un tipo de lluvia a otro, se ha preferido utilizar en los mapas una escala distinta para cada una de ellas. Este cambio de escala presenta la ventaja de poder discriminar mejor las estructuras en cada categoría, pero el inconveniente de no poder comparar a primera vista (sin fijarnos en los valores concretos) unas categorías con otras –hecho que deberemos tener en cuenta–.

La Figura 4.6 nos muestra la distribución espacial de los valores medios de la proporción de lluvia ligera frente a la total en términos de intensidades (la escala utilizada va del 0 al 40 %). Según hemos definido la categoría de lluvia ligera (valores menores que 2.5 mm) es de esperar que su porcentaje de contribución a la cantidad total de lluvia sea muy pequeño. De hecho, según puede observarse en la Figura 4.6, los valores porcentuales son por regla general menores que el 20 % en cualquier estación del año. Tan sólo en el invierno, aparece una isleta en la banda del 20 % al 28 % que comprende la zona de Haro, Daroca y Zaragoza. La estructura para las estaciones de primavera e invierno es muy similar: los valores más altos (16 %-20 %) se agrupan alrededor del Sistema Central en una especie de ‘herradura’, que comprende la submeseta norte y parte del valle del alto Ebro, con la abertura hacia el suroeste en las dos estaciones. Esta estructura es fruto de la singularidad que existe en el observatorio de Navacerrada y sus inmediaciones, cuyos valores se asemejan más a los de una zona de montaña (como puede ser también Grazalema) que a las de la meseta que tiene alrededor. Véase a continuación, como ejemplo, la Figura 4.6.a que muestra la distribución de los valores



medios de la proporción de lluvia ligera respecto de la total en primavera e invierno sin los observatorios de Navacerrada y Presa de Puentes Viejas. Se observa que la zona interior ahora muestra un comportamiento más homogéneo y la herradura tiende a cerrarse<sup>1</sup>. En la misma banda porcentual que la citada herradura se encuentra la zona del cabo de San Antonio en la costa valenciana y en primavera, una pequeña parte del litoral cantábrico. En el resto de la península, los valores del porcentaje pertenecen principalmente al intervalo 4 %-16 %. En otoño las estructuras que se observan son similares a las descritas para primavera e invierno, pero con valores porcentuales algo menores. En el verano, la distribución es un poco distinta. Ahora, se suman a la banda del 12 % al 16 % que aparece en el interior: la zona de Galicia, el centro-sur de Portugal con el litoral atlántico hasta el estrecho, la costa de Almería y el cabo de San Antonio. Estas zonas que nos aparecen están, en cierto modo, relacionadas con las que obteníamos en la Figura 3.2 para la proporción en número de eventos de la lluvia ligera frente a la total.

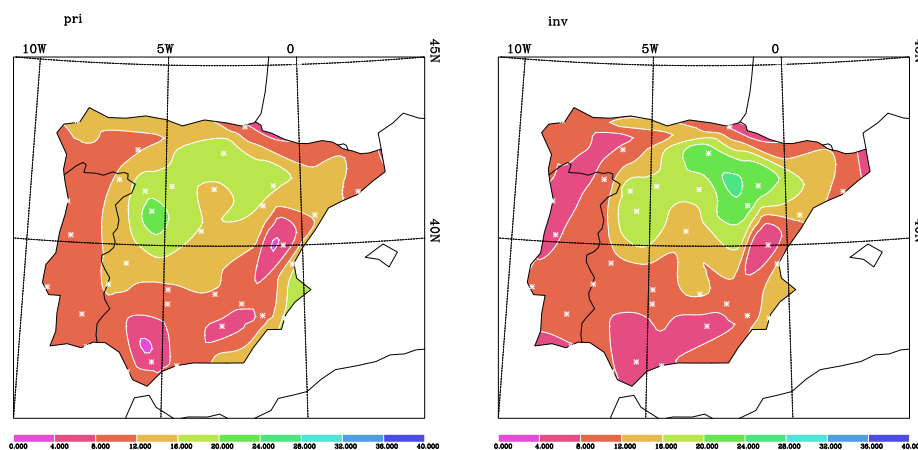


Figura 4.6.a: Distribución espacial de los valores medios de la proporción de lluvia ligera respecto de la total (sin Navacerrada y Presa de Puentes Viejas).

La distribución espacial de la contribución de la lluvia moderada en la

<sup>1</sup>Por los límites que impone la elaboración de la memoria, no mostramos el resto de los mapas sin Navacerrada y Presa de Puentes Viejas, pero podemos decir que en todos la zona interior muestra mayor coherencia en sus valores medios.

total en términos de intensidades aparece reflejada en la Figura 4.7 (la escala utilizada va del 0 al 60 %). Las estructuras son muy similares a las de la proporción de lluvia ligera. Los valores que se llegan a alcanzar ahora pertenecen al intervalo 36 %-48 % en la citada ‘herradura’ interior que se muestra en las estaciones de primavera e invierno. En la estación de otoño también aparece esta estructura pero en la banda porcentual inmediatamente anterior (del 30 % al 42 %). Merece la pena destacar la isleta que se forma en la zona de Grazalema con valores del 6 % al 12 % en primavera, otoño e invierno. Según veíamos en los mapas de frecuencia, esta zona estaba influida por la lluvia intensa y muy intensa cuando hablábamos de número de eventos lluviosos (ver Figuras 3.4 y 3.5).

La Figura 4.8 muestra al proporción de la cantidad de lluvia intensa frente a la total en las cuatro estaciones del año (la escala utilizada va del 40 % al 100 %). Los mapas parecen un ‘negativo’ de los anteriores. Ahora es la zona interior en la que esta categoría de lluvia presenta menos peso (exceptuando la zona del Sistema Central con la contribución de Navacerrada, especialmente, que es la que provoca la mencionada forma de ‘herradura’), del orden del 50 % y alcanzándose en primavera y sobre todo en invierno los valores mas bajos, 40 % al 48 %. La parte central de la cornisa cantábrica también muestra estos valores menores, sobre todo en primavera y verano. En el resto de la península y especialmente en otoño e invierno se obtienen las mayores contribuciones de la lluvia intensa a la total. Llama la atención que en otoño se llegan a alcanzar porcentajes entre el 94 % y el 100 % en toda la costa sur, el litoral mediterráneo (excepto Almería), la zona pirenaica, parte de la costa portuguesa y las inmediaciones de Navacerrada. A partir del otoño, parece intuirse una cierta evolución a la disminución de estos porcentajes en el resto de las estaciones, restringiéndose poco a poco las zonas citadas en invierno y primavera hasta quedar en verano con pesos mayores del 82 % sólo la banda que va desde la sierra de Grazalema, pre-litoral alicantino-valenciano y costa catalana hasta la zona pirenaica.

Las distribuciones que muestra la lluvia muy intensa en la Figura 3.5 son

similares a las que acabamos de describir para la lluvia intensa, pero con porcentajes menores (ahora la escala es completa, del 0 al 100%). Quizás en este caso los valores menores no se alcancen en verano, sino en primavera. En los porcentajes mayores, siempre despunta la zona de Grazalema, introduciendo su peso particular (alto, en este caso).

#### 4.1.3. Precipitación media por evento lluvioso

Introduciendo la información que nos da el número de casos por categoría de lluvia, obtenemos a partir de las acumuladas el valor medio por suceso en cada una de las categorías (total, ligera, moderada, intensa y muy intensa). Pasamos ahora a la descripción de los patrones de distribución media de estos valores medios de precipitación por evento lluvioso. La Figura 4.10 muestra dicha representación para el caso de la lluvia total. Los valores medios por suceso se distribuyen en diez categorías que van de 0 a 35 mm. Según nuestros datos, es en otoño, por término medio, cuando se registran valores más altos en toda la península. La zona interior (excepto la sierra de Madrid), la costa de Almería y la parte occidental de la cornisa cantábrica presentan los valores menores de este índice en esta estación, en un intervalo de 3.5 a 10.5 mm. En el resto de la península los valores oscilan fundamentalmente entre 10.5 y 14 mm, apareciendo islas de un valor mayor (14-17.5 mm) en las inmediaciones de Barracas, Navacerrada, Embalse de Cierva y Pozo Alcón. Nuevamente, la zona de Grazalema es la que registra los valores más extremos, en este caso en el intervalo 28-31.5 mm. En invierno, su situación se agudiza un poco más, alcanzando los valores más altos (de 31.5 a 35 mm). También en la estación invernal, la costa mediterránea registra valores un poco menores de los que presentaba en otoño, pasando a la banda inmediatamente anterior (entre 7 y 10.5 mm). Las distribuciones que se muestran para primavera y verano son muy similares entre sí. La mayor diferencia entre ellas es la zona de Grazalema que en primavera alcanza valores en el intervalo 28-31.5 mm (como hacía en otoño) y en verano se queda en la banda de 17.5 a 21 mm.

Los valores medios por caso de lluvia ligera y moderada que veremos a

continuación deben estar incluidos, por definición, en los intervalos 0.1-2.5 mm y 2.5-7.5 mm, respectivamente. Sin embargo, sí resulta interesante ver cómo se distribuyen en promedio en la geografía peninsular y las magnitudes medias asociadas a cada zona. En el análisis de tendencias que desarrollaremos posteriormente evaluaremos los posibles cambios que se pueden estar produciendo en estos valores medios. Incluso podría llegar a darse el caso en el que la magnitud de la tendencia llegue a superar el umbral de separación ligera-moderada, cambiando de categoría de precipitación. Los casos de lluvia intensa y muy intensa no plantean esta evidencia pues están acotados únicamente por el umbral inferior.

Para el caso de la lluvia ligera, todas las estaciones del año muestran patrones muy similares entre sí, especialmente dos a dos: primavera y verano por un lado y otoño e invierno por otro, según puede verse en la Figura 4.11. Los valores están distribuidos en diez categorías entre 0 y 3 mm (recordamos que la definición de lluvia ligera nos situaba entre los umbrales 0.1 y 2.5 mm). Los valores más altos (en la banda entre 2.4 y 2.7 mm) se alcanzan en otoño e invierno en las inmediaciones de Barracas y los más bajos en el cabo de San Antonio en todas las estaciones del año. En gran parte de la península los valores medios oscilan entre 1.2 y 1.5 mm. Es en la zona portuguesa y la parte norte de Aragón, principalmente, donde se registran valores medios menores (entre 0.9 y 1.2 mm) para esta categoría de lluvia ligera. También existen isletas en torno a 1.8 mm en el pre-litoral cantábrico y alicantino y la zona de Grazalema.

Los valores medios por evento lluvioso moderado se muestran en la Figura 4.12 y están comprendidos entre 4 y 6 mm (recordemos que la categoría de lluvia moderada la definíamos entre 2.5 y 7.5 mm). El rango de variación de los valores medios es muy pequeño, presentando casi toda la península valores entre 4.6 y 5.4 mm. En la zona de Barracas, en el pre-litoral valenciano, es donde se presentan valores un poco mayores, del orden de 5.6 mm, sobre todo en primavera e invierno. Los valores más bajos los registra el cabo de San Antonio (4.4 mm aproximadamente). Uniendo ambas zonas (muy cercanas)

aparece una especie de comportamiento dipolar, más acusado en la estación de primavera.

La Figura 4.13 muestra la distribución de los valores medios por caso de lluvia intensa, que se distribuyen de 10 a 50 mm en diez categorías (recordamos la definición de lluvia intensa: superior a 7.5 mm). En la mayor parte de la geografía española, los valores oscilan entre 18 y 26 mm. Los valores más extremos se alcanzan en invierno. En esta estación encontramos los valores medios más altos (mayores que 46 mm) en la zona de Grazalema y también los más bajos (menores que 18 mm) en la herradura interior de la que ya hemos hablado y en la costa de Almería. Una estructura muy parecida a la del invierno, pero con valores un poco más suavizados, se muestra también en primavera. En otoño, merece la pena destacar los valores de 30 a 34 mm que registra la costa valenciana, los más altos de todo el año para esta zona. También es interesante comentar que la submeseta norte registra valores algo más altos en verano (en la banda de 18 a 22 mm) que en el resto del año (de 14 a 18 mm).

Los mapas equivalentes para la lluvia muy intensa se muestran en la Figura 4.14. Los valores aparecen esta vez en el rango de 15 a 60 mm (la lluvia muy intensa la definíamos como superior a 15 mm). Esta vez, los valores más comunes oscilan entre 24 y 33 mm. Nuevamente el invierno es la estación en la que coexisten los más extremos: Grazalema (superior a 55 mm) y la costa de Almería y la zona interior oriental (inferiores a 24 mm). Merece la pena destacar el comportamiento de la costa valenciana, donde se alcanzan valores también más altos: entre 33 y 37.5 mm en verano, 37.5 y 42 mm en invierno y de 42 a 46.5 mm en otoño.

## 4.2. Análisis de tendencias

Con la idea de conocer un poco más acerca de la evolución de los índices de intensidad de precipitación, se ha efectuado un análisis de tendencias tanto

en el periodo completo de cada serie (para aprovechar toda la información disponible) como en el periodo común (para poder extraer conclusiones sobre zonas de comportamiento común, si es que las hubiera), como ya hicimos para los índices de frecuencia. Pasamos ahora a comentar los resultados obtenidos de la evaluación del test de Mann–Kendall a partir de cada una de las series de los índices de intensidad de precipitación definidos. Lo hacemos, como en la sección anterior, comenzando por las cantidades acumuladas; veremos después la proporción de cada categoría de lluvia respecto de la total y, por último, los valores medios por evento lluvioso.

#### 4.2.1. Precipitación acumulada

Las Figuras 4.15–4.19 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de precipitación acumulada por categoría en cada estación y observatorio.

La Figura 4.15 muestra el caso de la precipitación acumulada estacional total. Según puede corroborarse con valores numéricos en la Tabla 4.1 existe una gran acumulación de tendencias negativas en la primavera, 15, frente a una tendencia positiva. Las tendencias negativas primaverales corresponden a los observatorios de Navacerrada, al 10 %, y al 5 %: Villameca, Presa de Puentes Viejas, Barracas, Badajoz, Lisboa, Beja, Almadén, Pozoblanco, Torre de Juan Abad, Pozo Alcón, Tavira, San Fernando, Grazalema y Málaga. La tendencia positiva está en San Sebastián (al 5 %). En el resto de las estaciones repiten Barracas en verano, otoño e invierno, Badajoz y San Fernando en otoño y Pozo Alcón en invierno con tendencias negativas. Como tendencias positivas tenemos: Braganza en otoño (al 10 %), Embalse de Fuensanta (al 10 %), La Coruña (al 10 %) y Haro (al 5 %) en invierno. En las Tablas 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5 se encuentran resumidos los valores del estadístico  $B$  para las series de proporción de lluvia respecto de la total en todas las categorías en primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente. Puesto que los valores que se obtienen del estadístico (recordamos que daba una estimación de la magnitud de la pendiente de la recta de regresión, es de-

cir, de la tendencia encontrada en cada caso) son muy pequeños, lo hemos multiplicado por 100 para obtener valores un poco más manejables, con lo que sus dimensiones quedan en mm de precipitación estacional por 100 años (aumento si  $B$  es positivo y disminución si es negativo). Conviene recordar que la interpretación de las tablas está íntimamente ligada a la visión de los mapas en los que se muestran los resultados de la evaluación del test de Mann–Kendall y supeditada a la existencia de tendencia. Destacamos el caso de Grazalema y Barracas en primavera, cuyos valores de pendiente son  $-427.9$  y  $-263.2$  mm por 100 años, respectivamente.

La categoría de lluvia ligera vuelve a ser la más rica en existencia de tendencias significativas. La Tabla 4.1 resume el número de ellas encontradas al evaluar el test de Mann–Kendall: 5 negativas frente a 7 positivas en primavera, ninguna negativa frente a 12 positivas en verano, 3 negativas frente a 12 positivas en otoño y 3 negativas frente a 8 positivas en invierno. Presentan tendencias positivas al 5% durante todo el año: Barracas, Pozoblanco, Embalses de Cierva y Fuensanta y Grazalema. Daroca también muestra tendencias positivas en primavera, verano e invierno. Como tendencias negativas, señalamos San Fernando y Barcelona en primavera y otoño, Tavira en primavera e invierno y Oporto en otoño (ver Figura 4.16).

El caso de la precipitación acumulada moderada aparece en la Figura 4.17. Barracas presenta tendencias positivas en verano, otoño e invierno, y Grazalema en primavera e invierno. Como tendencias negativas, las que registran Navacerrada, Presa de Puentes Viejas y Beja en primavera e invierno y Barcelona en primavera y verano. Como magnitud más alta encontramos la correspondiente a la tendencia de Navacerrada en primavera e invierno con  $-43.4$  y  $-46.4$  mm por 100 años, respectivamente. Recordamos que, según la Figura 4.3, la sierra de Madrid era la que registraba valores medios acumulados más altos para estas estaciones y en esta categoría.

Las Figuras 4.18 y 4.19 muestran el caso de la precipitación acumulada intensa y muy intensa respectivamente. Las tendencias encontradas en ambos casos recuerdan las que veíamos para la acumulada total. Ciertamente, son

las categorías de lluvia que más peso tienen en la precipitación total en términos de intensidad (según reflejaban las Figuras 4.4 y 4.5). Barracas vuelve a repetir con tendencias positivas en las cuatro estaciones del año para ambos índices. En primavera, todas los observatorios que nombrábamos con tendencias negativas en la precipitación acumulada estacional (Figura 4.15), excepto Badajoz y Navacerrada, vuelven a aparecer para lluvia intensa y muy intensa. En el resto de las estaciones los comportamientos también son muy parecidos a los que veíamos para la lluvia total, apareciendo tendencias en casi los mismos observatorios que las mostraban allí y del mismo signo. La diferencia más notable es la tendencia positiva que presenta Oporto en otoño en las categorías de lluvia intensa y muy intensa (quizás se compense con la negativa que citábamos para la lluvia ligera, de forma que en la total no aparecía ningún comportamiento a reseñar).

#### 4.2.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total

Las Figuras 4.20–4.23 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de proporción de lluvia caída en cada categoría frente a la cantidad de lluvia total en cada estación y observatorio.

Si nos fijamos en el caso de la proporción de lluvia ligera respecto de la total (ver Figura 4.20), observamos que la mayoría de las tendencias que aparecen son positivas en cualquiera de las estaciones del año. La Tabla 4.6 refleja el número de tendencias encontradas mediante la evaluación del test de Mann–Kendall a partir de las series de proporción de cada una de las categorías de lluvia respecto de la total. Efectivamente, se observa cómo predominan las tendencias positivas en todas las estaciones del año: 15 positivas frente a 1 negativa en primavera, 9 frente a 1 en verano, 11 frente a 2 en otoño y 8 frente a 2 en invierno. Los observatorios que repiten tendencia en las cuatro estaciones del año, y en todos casos positiva, son: Daroca, Barracas, Embalse de Fuensanta y Grazalema. El resto no presenta un comportamiento



Tabla 4.1: Tendencias encontradas en las series de precipitación estacional acumulada en cada categoría (ST: sin tendencia).

Índice (acumulada estacional)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	15	1	19
Lluvia ligera	5	7	23
Lluvia moderada	9	2	24
Lluvia intensa	14	2	19
Lluvia muy intensa	14	1	20
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia total	1	0	34
Lluvia ligera	0	12	23
Lluvia moderada	2	2	31
Lluvia intensa	1	1	33
Lluvia muy intensa	1	1	33
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia total	3	1	31
Lluvia ligera	3	12	20
Lluvia moderada	2	1	32
Lluvia intensa	3	3	29
Lluvia muy intensa	3	3	29
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia total	2	3	30
Lluvia ligera	3	8	24
Lluvia moderada	5	3	27
Lluvia intensa	2	1	32
Lluvia muy intensa	3	2	30

Tabla 4.2: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación acumulada estacional en las categorías de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Primavera.

Indicativo	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-11.9	-11.3	-101.3	-101.7	-136.2
bad	-0.8	-10.3	-23.1	-1.0	-47.2
bar	-6.1	-12.2	-2.3	0.0	-16.9
bej	4.7	-21.7	-84.4	-51.3	-105.8
bra	7.1	-3.6	-88.8	-82.5	-84.7
brs	0.0	10.7	-262.5	-128.0	-263.2
cac	-2.7	-14.3	-2.5	-0.8	-20.6
coi	-2.5	-24.8	-57.6	-25.7	-93.3
cor	4.4	-2.0	-20.9	0.0	-7.0
dar	8.6	-2.4	-21.1	0.0	-26.3
eci	5.4	0.0	-9.3	0.0	-6.4
efu	12.3	3.9	-5.0	0.0	0.9
grz	7.9	12.0	-450.5	-440.8	-427.9
har	-2.0	25.4	25.0	0.0	48.1
lis	-0.7	-9.1	-78.8	-66.0	-104.6
mad	-0.5	-12.7	-39.7	-18.9	-58.5
mal	1.9	5.0	-136.4	-106.8	-124.3
nav	8.8	-43.4	-149.6	-149.4	-176.7
opo	-1.4	-10.5	-82.9	-88.3	-172.0
pal	6.5	-4.0	-289.4	-248.9	-282.4
poz	10.6	2.0	-101.1	-75.4	-112.0
ppv	1.1	-26.9	-104.7	-75.0	-107.3
sal	-5.7	-11.7	4.4	0.0	-18.0
seb	-2.0	15.7	122.2	98.3	132.4
ses	-1.6	1.3	61.3	0.0	47.7
sfe	-3.8	-8.4	-51.4	-30.6	-64.0
tav	-12.2	-20.0	-132.0	-92.7	-168.6
tja	-1.3	-25.9	-131.7	-71.0	-142.7
tor	-3.4	0.0	1.3	0.0	5.3
tts	-3.6	-1.0	-17.3	-10.3	-23.9
val	0.0	-5.0	18.3	0.0	20.8
vdl	1.9	-20.4	-14.8	0.0	-24.9
vil	2.3	-27.8	-86.7	-46.9	-108.3
zam	7.2	-9.2	-25.2	0.0	-25.9
zar	4.3	-18.4	11.6	0.0	-6.6

Tabla 4.3: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación acumulada estacional en las categorías de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Verano.

Indicativo	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	0.0	0.0	-24.6	0.0	-25.1
bad	0.0	-1.5	0.0	0.0	-6.5
bar	0.0	-9.1	-7.6	-15.5	-8.3
bej	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
bra	6.9	-3.5	16.4	0.0	30.5
brs	0.0	20.3	-154.3	-84.3	-131.6
cac	-1.3	2.8	0.0	0.0	10.0
coi	2.6	8.1	-26.1	0.0	-22.8
cor	1.2	-9.3	-1.0	0.0	-6.7
dar	4.8	1.6	-4.9	-6.7	-1.9
eci	0.6	-5.0	18.2	0.0	24.2
efu	0.0	0.0	0.0	0.0	22.0
grz	0.3	0.0	-3.1	0.0	-8.1
har	-1.8	-9.1	0.9	0.0	-6.6
lis	-0.3	0.0	0.0	0.0	-8.1
mad	-2.4	0.0	-3.8	0.0	-11.2
mal	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
nav	7.9	-1.0	-24.7	0.0	-5.9
opo	2.1	-2.2	-9.4	0.0	-27.5
pal	0.0	-13.1	0.7	0.0	-9.2
poz	3.8	0.8	-22.4	0.0	-16.9
ppv	5.7	-14.0	-47.6	-31.1	-53.7
sal	1.1	-12.5	6.3	0.0	13.4
seb	1.7	-14.0	-16.4	7.4	-34.1
ses	6.7	-11.2	-10.0	0.0	-18.5
sfe	0.1	0.0	0.0	0.0	-0.5
tav	0.8	0.0	0.0	0.0	-2.0
tja	0.0	-8.4	21.2	0.0	16.7
tor	1.3	0.0	0.0	0.0	-3.6
tts	0.0	0.7	-10.2	0.0	-10
val	0.8	0.9	-23.3	0.0	-21.7
vdl	-1.0	-3.3	6.7	0.0	-1.4
vil	5.6	-10.7	38.0	31.5	21.5
zam	7.7	1.3	6.7	0.0	20.5
zar	1.2	-9.8	-20.0	0.0	-34.9

Tabla 4.4: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación acumulada estacional en las categorías de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Otoño.

Indicativo	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-2.8	8.2	78.4	73.4	77.2
bad	2.2	-6.9	-62.1	-49.0	-71.6
bar	-2.9	-4.2	17.1	26.4	14.4
bej	6.6	-3.3	37.9	16.0	53.3
bra	4.9	6.0	122.9	112.9	135.2
brs	0.0	32.7	-239.0	-187.0	-186.5
cac	0.8	-10.1	7.0	8.8	-0.2
coi	6.0	5.0	113.6	121.3	137.5
cor	-0.3	0.3	45.3	45.0	55.9
dar	2.0	3.1	-5.9	0.0	-8.0
eci	6.2	-7.2	42.4	26.7	41.8
efu	7.1	4.3	30.8	12.5	49.6
grz	3.5	1.7	-148.9	-121.9	-149.5
har	9.5	6.1	16.2	0.0	32.6
lis	-4.8	22.6	94.0	88.5	111.8
mad	-1.8	11.4	-0.5	0.0	11.9
mal	5.3	-5.5	49.0	55.0	54.4
nav	11.0	18.6	11.6	3.3	101.1
opo	-8.7	2.8	228.5	200.4	114.1
pal	9.9	-4.6	-78.9	-47.9	-56.3
poz	16.4	15.0	20.3	8.2	35.3
ppv	6.3	8.0	-71.5	-97.4	-58.7
sal	2.5	3.3	-12.3	0.0	-25.8
seb	0.8	-30.2	-84.0	-111.3	-111.6
ses	2.9	4.1	26.5	0.0	13.2
sfe	-2.6	-8.5	-38.2	-39.1	-50
tav	-2.2	-1.3	-10.8	-14.5	-14.1
tja	-0.9	-8.5	50.5	0.0	35.4
tor	-1.7	-4.4	-7.8	0.0	-26.5
tts	-2.0	-0.9	25.8	39.3	31.7
val	-1.7	8.2	-26.7	-18.7	-25.0
vdl	1.8	7.3	13.7	27.2	18.9
vil	9.6	-14.8	29.3	28.9	35.5
zam	10.2	-3.5	46.1	5.1	51.8
zar	4.2	1.8	-33.0	-16.5	-23.0

Tabla 4.5: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación acumulada estacional en las categorías de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Invierno.

Indicativo	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-6.5	-15.6	-15.0	-3.3	-23.1
bad	-1.3	2.9	-2.0	0.0	-3.3
bar	1.2	4.2	23.1	12.1	30.6
bej	-0.7	-31.9	56.8	48.3	31.6
bra	-4.4	4.5	-34.0	-34.9	-76.4
brs	0.0	27.2	-116.5	-55.3	-82.1
cac	-1.0	7.4	-4.5	0.0	-5.9
coi	-5.7	6.9	-46.7	-74.2	-23.6
cor	-5.6	19.2	68.8	58.2	93.3
dar	8.2	1.6	-2.2	0.0	-7.8
eci	9.1	10.4	2.8	0.0	19.3
efu	17.9	15.5	15.0	0.0	60.8
grz	7.1	16.8	-348.3	-358.0	-341.9
har	-2.9	21.3	67.0	15.2	101.7
lis	-6.2	18.3	-36.7	-54.4	-29.1
mad	-2.7	-7.1	-60	-64.2	-65.9
mal	4.7	-14.2	-4.1	15.3	-17.5
nav	-1.3	-46.4	83.7	103.3	32.2
opo	1.5	3.3	180.5	169.5	-56.0
pal	5.3	-1.1	-471.0	-407.8	-435.6
poz	18.7	18.7	-37.8	-38.0	-40.7
ppv	-1.7	-28.7	-30.0	0.0	-60
sal	-2.6	-13.6	-20.7	0.0	-42.5
seb	0.3	-23.8	-26.4	-11.3	-55.4
ses	-1.0	-9.2	20.0	0.0	-14.9
sfe	-1.5	-1.0	-18.4	-23.8	-23.5
tav	-8.9	5.0	-32.2	-10.0	-38.1
tja	-9.8	-23.3	-3.8	0.0	-33.0
tor	-0.5	1.1	2.9	0.0	6.6
tts	-2.4	-14.9	15.6	0.0	-7.4
val	1.0	4.2	74.4	53.0	85.9
vdl	0.1	9.7	16.5	0.0	35.3
vil	11.1	-4.5	-87.0	-34.2	-76.6
zam	5.8	-12.7	0.0	0.0	-3.2
zar	0.9	-2.7	-32.3	0.0	-36.8

tan homogéneo a lo largo del año. Aún así, conviene destacar que en primavera, verano y otoño los observatorios de Navacerrada y Presa de Puentes Viejas presentan tendencias positivas al 5%; lo mismo sucede con Pozoblanco, Pozo Alcón y Embalse de Cierva en primavera, otoño e invierno. Zamora y Braganza también repiten su tendencia positiva en primavera y verano. Las tendencias negativas aparecen de forma más aislada: San Sebastián en primavera, Cáceres en verano, Oporto y Lisboa en otoño y Haro y Tavira en invierno.

La magnitud de las tendencias aparece resumida en las Tablas 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10, en las que aparece el estadístico  $B$  en tanto por uno cada 100 años. Refiriéndonos al caso que estábamos tratando de la proporción de lluvia ligera, los valores de  $B$ , es decir, de la magnitud de las tendencias significativas encontradas son muy pequeños; ninguno llega a alcanzar el 2% de lluvia ligera frente a la total por 100 años.

La proporción de lluvia moderada muestra comportamientos más mezclados, según podemos ver en la Figura 4.21. La Tabla 4.6 refleja el número de tendencias significativas que aparecen en este índice para cada estación del año: 5 negativas y ninguna positiva en primavera, una de cada signo en verano, 4 positivas y 3 negativas en otoño y 4 de cada signo en invierno. El único observatorio que muestra tendencias en todas las estaciones y todas ellas positivas es Barracas. De hecho, es el lugar que presenta una magnitud mayor de dichas tendencias (sin establecer comparaciones, sólo para indicar el valor máximo de las tendencias encontradas): un aumento cada 100 años del 53% en primavera, 73% en verano, 75% en otoño y 55% en invierno. Por citar algún comportamiento decreciente, nombraremos el caso de Villameca y Zamora en otoño cuyas tendencias son de una disminución del porcentaje de lluvia moderada del 13% y 23% respectivamente cada 100 años. También señalamos el caso del Embalse de Cierva en verano, que presenta una tendencia decreciente de valor -55% en 100 años.

La Figura 4.22 nos muestra los resultados del test de Mann-Kendall para las series de proporción de lluvia intensa respecto de la total. Merece la pena

Tabla 4.6: Tendencias encontradas en las series de proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total (ST: sin tendencia).

Índice (proporción)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia ligera	1	15	19
Lluvia moderada	0	5	30
Lluvia intensa	6	1	28
Lluvia muy intensa	6	1	28
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia ligera	1	9	25
Lluvia moderada	1	1	33
Lluvia intensa	2	0	33
Lluvia muy intensa	3	1	31
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia ligera	2	11	22
Lluvia moderada	4	3	28
Lluvia intensa	4	0	31
Lluvia muy intensa	2	3	30
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia ligera	2	8	25
Lluvia moderada	4	4	27
Lluvia intensa	5	4	26
Lluvia muy intensa	4	2	29

destacar nuevamente el caso de Barracas que, esta vez, registra tendencias negativas en todas las estaciones del año con magnitudes de -71 %, -119 %, -94 % y -65 % cada 100 años para primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente. Estos valores deben ser tomados con precaución, pues resultan anormalmente altos (en valor absoluto) como fruto de la extrapolación (para obtener cantidades más manejables modificamos las magnitudes de  $B$  de forma un poco ‘artificial’ y hablamos de valores cada 100 años, cuando estamos evaluando tendencias en series que a veces no sobrepasan los 50 años, como es el caso de Barracas que estábamos comentando). Grazalema y Pozo Alcón presentan tendencia negativa en las estaciones de primavera, otoño e invierno. Como tendencias positivas podemos citar: San Esteban de Gozmar en primavera e invierno (con  $B$  en torno al 3 % por 100 años en ambos casos) y Haro y San Sebastián en invierno (con  $B$  del orden de 34 % y 7 %, respectivamente, siendo ambas tendencias significativas al 5 %). El número de tendencias encontradas está resumido en la Tabla 4.6 y los distintos valores del estadístico  $B$  se pueden consultar en las Tablas 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10 como en los índices anteriores.

La proporción de lluvia muy intensa muestra sus resultados en la Figura 4.23 y el resumen del número de tendencias aparece, como en casos anteriores, en la Tabla 4.6. Hacemos notar que en algunos observatorios, analizar la lluvia muy intensa en estos términos podría carecer un poco de sentido pues podemos encontrar que son pocos casos los que superan el umbral requerido para esta categoría y la estadística resulta muy pobre. Aún así, los resultados que aparecen son coherentes con los que se obtenían para la categoría de lluvia intensa. Barracas vuelve a ser el observatorio que muestra el mismo comportamiento en las cuatro estaciones del año, tendencia negativa al 5 %, como sucedía para la proporción de lluvia intensa. Ahora, los valores de la pendiente son del orden de -82 % en primavera, -79 % en verano, -119 % en otoño y -81 % en invierno, cada 100 años. Grazalema y Pozo Alcón vuelven a repetir en primavera e invierno con tendencias negativas. También Haro repite el comportamiento creciente que mostraba en invierno para la proporción de lluvia intensa. Aunque con un nivel de significación del 10 %,



Tabla 4.7: Estadístico  $B$  para los casos de proporción de lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa respecto de la total en términos de intensidades.  $B$  en tanto por uno en 100 años. Primavera.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa
alm	0.00	0.14	-0.09	-0.38
bad	0.01	-0.01	0.01	0.01
bar	-0.03	-0.06	0.07	0.05
bej	0.07	0.06	-0.12	0.04
bra	0.07	0.07	-0.15	-0.23
brs	0.00	0.53	-0.71	-0.82
cac	-0.01	-0.05	0.06	0.04
coi	0.00	-0.05	0.07	0.12
cor	0.02	0.01	-0.05	0.00
dar	0.09	0.00	-0.08	-0.01
eci	0.08	-0.02	0.01	0.00
efu	0.10	-0.09	-0.20	0.00
grz	0.02	0.07	-0.09	-0.18
har	-0.06	0.08	0.01	0.00
lis	0.02	0.05	-0.09	-0.19
mad	0.02	0.03	-0.06	-0.05
mal	0.09	0.25	-0.34	-0.27
nav	0.04	0.00	-0.04	-0.09
opo	-0.02	-0.08	-0.07	-0.18
pal	0.08	0.18	-0.43	-0.48
poz	0.13	0.13	-0.14	-0.24
ppv	0.06	-0.02	-0.05	-0.26
sal	0.00	-0.13	0.19	0.00
seb	-0.02	-0.03	0.05	0.10
ses	-0.06	-0.13	0.32	0.00
sfe	0.01	0.04	-0.05	0.00
tav	-0.01	0.13	-0.16	-0.46
tja	0.05	0.11	-0.27	-0.25
tor	-0.06	0.04	0.11	0.00
tts	-0.01	0.05	-0.03	-0.02
val	-0.07	-0.14	0.06	0.00
vdl	0.07	-0.11	0.03	0.05
vil	0.06	0.00	-0.08	-0.15
zam	0.12	0.03	-0.14	0.00
zar	0.02	-0.15	0.14	0.00

Tabla 4.8: Estadístico  $B$  para los casos de proporción de lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa respecto de la total en términos de intensidades.  $B$  en tanto por uno en 100 años. Verano.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa
alm	0.01	0.00	-0.25	0.00
bad	0.03	0.00	0.00	0.00
bar	0.00	-0.05	0.01	-0.04
bej	0.00	0.00	0.00	0.00
bra	0.11	-0.17	0.00	0.00
brs	0.00	0.73	-1.19	-0.79
cac	-0.12	0.00	0.00	0.00
coi	0.09	0.15	-0.19	0.00
cor	0.03	-0.09	0.04	0.00
dar	0.05	0.05	-0.03	-0.04
eci	0.00	-0.55	0.13	0.00
efu	0.00	0.00	-0.22	0.00
grz	0.01	0.00	-0.08	0.00
har	-0.01	-0.04	0.03	0.00
lis	0.08	0.00	0.00	0.00
mad	-0.06	0.04	-0.10	0.00
mal	0.00	0.00	0.00	0.00
nav	0.08	0.05	-0.09	0.00
opo	0.02	-0.10	-0.11	0.00
pal	-0.04	-0.34	0.00	0.00
poz	0.05	0.00	0.00	0.00
ppv	0.15	-0.13	-0.16	-0.12
sal	-0.01	-0.24	0.11	0.03
seb	0.02	-0.02	0.03	0.08
ses	0.11	0.02	0.06	0.00
sfe	0.00	0.00	0.00	0.00
tav	0.00	0.00	0.00	0.00
tja	0.00	-0.29	0.19	0.00
tor	0.03	0.00	0.00	0.00
tts	0.02	0.04	-0.04	0.00
val	0.10	0.09	-0.33	0.00
vdl	-0.05	-0.08	0.01	0.00
vil	0.07	-0.17	0.12	0.06
zam	0.14	-0.02	0.00	0.00
zar	0.04	0.02	-0.06	0.00

Tabla 4.9: Estadístico  $B$  para los casos de proporción de lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa respecto de la total en términos de intensidades.  $B$  en tanto por uno en 100 años. Otoño.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa
alm	-0.04	0.00	0.04	0.25
bad	0.03	0.05	-0.06	-0.11
bar	-0.02	-0.02	0.04	0.05
bej	0.03	-0.06	0.04	0.06
bra	-0.02	-0.07	0.13	0.17
brs	0.00	0.75	-0.94	-1.19
cac	0.00	-0.06	0.05	0.06
coi	0.00	-0.06	0.06	0.18
cor	-0.01	-0.04	0.02	0.08
dar	0.05	0.09	-0.05	0.00
eci	0.06	-0.19	0.05	0.00
efu	0.06	-0.01	-0.18	-0.06
grz	0.01	0.02	-0.03	-0.02
har	0.00	-0.08	0.00	-0.04
lis	-0.05	0.02	0.03	0.16
mad	-0.03	0.07	-0.05	0.00
mal	0.03	-0.08	0.01	0.12
nav	0.04	0.03	-0.08	-0.11
opo	-0.06	-0.09	0.06	0.07
pal	0.08	0.02	-0.21	-0.09
poz	0.11	0.10	-0.10	0.00
ppv	0.07	0.18	-0.23	-0.44
sal	-0.02	0.01	-0.11	0.00
seb	0.01	-0.02	0.02	-0.07
ses	0.02	0.03	0.15	0.00
sfe	0.00	0.00	0.01	-0.04
tav	-0.01	-0.01	-0.02	-0.09
tja	-0.04	-0.20	0.21	0.03
tor	-0.03	0.02	0.09	0.00
tts	-0.02	0.00	0.02	0.15
val	0.00	0.05	-0.08	-0.12
vdl	0.00	0.01	0.06	0.21
vil	0.03	-0.13	0.07	0.07
zam	0.03	-0.23	0.19	0.00
zar	0.08	0.17	-0.20	-0.09

Tabla 4.10: Estadístico  $B$  para los casos de proporción de lluvia ligera, moderada, intensa y muy intensa respecto de la total en términos de intensidades.  $B$  en tanto por uno en 100 años. Invierno.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa
alm	-0.03	0.03	0.04	-0.04
bad	0.00	-0.01	0.04	0.00
bar	-0.02	-0.05	-0.05	0.00
bej	-0.02	-0.14	0.17	0.18
bra	-0.02	0.01	-0.04	-0.02
brs	0.00	0.55	-0.65	-0.81
cac	0.00	0.06	-0.04	0.01
coi	-0.01	0.03	-0.08	-0.17
cor	-0.03	-0.03	0.06	0.12
dar	0.15	0.00	-0.02	0.00
eci	0.12	0.00	0.00	0.00
efu	0.16	-0.02	-0.38	0.00
grz	0.01	0.03	-0.04	-0.07
har	-0.17	-0.19	0.34	0.13
lis	-0.02	0.04	-0.06	-0.12
mad	0.07	0.14	-0.18	-0.46
mal	0.01	-0.05	0.05	0.09
nav	0.00	-0.13	0.10	0.29
opo	-0.02	-0.12	-0.01	-0.01
pal	0.06	0.18	-0.27	-0.41
poz	0.15	0.20	0.07	-0.24
ppv	0.01	-0.02	0.04	0.00
sal	-0.06	-0.03	0.10	0.01
seb	0.00	-0.07	0.07	0.06
ses	0.01	-0.04	0.31	0.00
sfe	0.00	0.01	-0.01	-0.06
tav	-0.05	-0.05	0.01	0.04
tja	-0.05	-0.09	0.09	0.00
tor	-0.05	0.05	0.14	0.03
tts	0.00	-0.15	0.17	-0.04
val	-0.01	-0.06	0.04	0.13
vdl	-0.04	-0.12	0.11	0.00
vil	0.04	0.00	-0.14	0.07
zam	0.08	-0.15	0.10	0.00
zar	0.13	0.25	-0.44	0.00

señalaremos la tendencia decreciente que presenta Valencia en verano en los casos de proporción de lluvia intensa y muy intensa. Nuevamente, los valores de las magnitudes de las tendencias pueden obtenerse en las Tablas 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10 para primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente.

### 4.2.3. Precipitación media por evento lluvioso

Las Figuras 4.24–4.28 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de precipitación media por evento lluvioso por categoría en cada estación y observatorio.

Comenzamos analizando la Figura 4.24, que muestra el caso de la precipitación media por día de lluvia total. Según refleja también la Tabla 4.11, predominan las tendencias negativas en todas las estaciones del año: 13 negativas frente a 2 positivas en primavera, 11 frente a 1 en verano, 8 frente a 4 en otoño y 8 frente a 2 en invierno. Los observatorios de Daroca, Barracas, Pozoblanco y Grazalema presentan tendencias negativas al 5 % en todas las estaciones del año. Sus magnitudes, en mm de precipitación diaria cada 100 años, se pueden consultar en las Tablas 4.12, 4.13, 4.14 y 4.15 para primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente (y para todas las categorías de lluvia). Llamamos la atención los valores de Barracas: un decremento en 100 años de -18.3 mm en primavera, -23.5 en verano, -26.9 en otoño y -20.7 en invierno, en una zona en la que los valores medios en esta categoría alcanzaban los 17.5 mm como máximo (según la Figura 4.10). Grazalema también presenta valores del orden de -20 mm en primavera e invierno. Otros observatorios con tendencias decrecientes al 5 % que merece la pena destacar son: Navacerrada en primavera y verano, Badajoz en primavera, verano y otoño y Pozo Alcón en primavera e invierno. Las tendencias positivas tienen los niveles de significación más variados. Sólo Braganza en otoño, Torre de Juan Abad en verano y otoño y Tavira en invierno registran tendencias crecientes al 5 %. El resto: San Sebastián en primavera, Barcelona en primavera y otoño y Torre de Juan Abad en invierno, lo son al 10 %. La tendencia cre-

ciente en el observatorio de Barcelona la señalan [Lana, Serra and Burgueño \(2003\)](#), advirtiendo la existencia de fenómenos cada vez más intensos en esta localización.

Dentro de las series de valor medio de precipitación por evento de lluvia ligera, encontramos un gran número de ellas que presentan tendencias tanto crecientes como decrecientes en todas las estaciones del año. Existen observatorios con un comportamiento similar durante todo el año. Badajoz, Navacerrada y Daroca muestran tendencias negativas en todas las estaciones. Tavira, Torre de Juan Abad y Barracas, también en todas las estaciones, las muestran positivas. Otros observatorios que muestran comportamientos similares en varias estaciones del año son: Haro, Salamanca y Málaga con tendencias negativas en primavera, otoño e invierno; Coimbra y Beja, negativas en primavera, verano e invierno; Tortosa y Pozoblanco, negativas en primavera e invierno; La Coruña, negativas en verano y otoño y Embalse de Fuensanta, positivas en primavera, verano e invierno. En este caso, las magnitudes son mucho menores que las que citábamos en la lluvia total, pero debemos recordar que la categoría de lluvia ligera está comprendida entre 0.1 y 2.5 mm. Por ejemplo, Pozoblanco en invierno presenta un valor de  $B$  igual a -2.0 mm por 100 años. Teniendo en cuenta que, en promedio, el valor medio por caso de precipitación ligera que alcanza Pozoblanco se encuentra en el intervalo 1.2 mm a 1.5 mm (según la Figura 4.11), la magnitud de la tendencia resulta un poco excesiva. Debemos considerar aquí, nuevamente, que una tendencia de -2.0 mm en 100 años equivale a -1.2 mm en 60 años, que es la duración del periodo de registro de la serie de Pozoblanco. Este valor de tendencia sí parece estar de acuerdo con las condiciones del observatorio citado.

En el caso de la lluvia moderada encontramos muchas menos tendencias que en los anteriores para las series de valor medio por evento lluvioso, según se observa en la Tabla 4.11. Si nos fijamos en la Figura 4.26 podemos ver que pocos observatorios repiten tendencia en distintas estaciones del año: San Sebastián, positivas en primavera y verano y Grazalema, negativas en

Tabla 4.11: Tendencias encontradas en las series de valor medio de precipitación por evento lluvioso en cada categoría (ST: sin tendencia).

Índice (precipitación media)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	13	2	20
Lluvia ligera	16	4	15
Lluvia moderada	5	2	28
Lluvia intensa	5	0	30
Lluvia muy intensa	5	2	28
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia total	11	1	23
Lluvia ligera	9	9	17
Lluvia moderada	3	2	30
Lluvia intensa	2	0	33
Lluvia muy intensa	3	0	32
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia total	8	4	23
Lluvia ligera	8	3	24
Lluvia moderada	4	1	30
Lluvia intensa	3	3	29
Lluvia muy intensa	1	1	33
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia total	8	2	25
Lluvia ligera	12	7	16
Lluvia moderada	1	3	31
Lluvia intensa	5	3	27
Lluvia muy intensa	1	3	31

primavera y otoño (y ambos con distintos niveles de significación). Es más, hay observatorios que presentan tendencias de distinto signo a lo largo del año. Es el caso de Barcelona, que muestra tendencias positivas en primavera e invierno y negativa en verano. Las magnitudes vuelven a no ser muy altas.

Los casos de lluvia intensa y muy intensa no presentan tampoco muchas tendencias (ver Tabla 4.11), pero bastantes de ellas son comunes en ambos índices. Si nos fijamos en las Figuras 4.27 y 4.28 vemos que Barracas vuelve a presentar tendencias negativas durante todo el año para la lluvia intensa y en las estaciones de primavera, verano y otoño para la muy intensa. Grazales muestra tendencias negativas en primavera e invierno en ambos índices. Todas son del orden de la decena de mm por 100 años. Otra tendencia negativa en ambas categorías es Valencia en otoño. Tendencias positivas las presentan Tortosa en otoño y Haro en invierno también en ambas categorías de lluvia. Las magnitudes de las pendientes pueden consultarse en las Tablas 4.12, 4.13, 4.14 y 4.15; las citadas son las que presentan valores más altos (en valor absoluto) y oscilan entre la decena y veintena de mm por 100 años.

Klein Tank et al. (2002) señalan que prácticamente en toda Europa, los valores medios de precipitación total por caso están aumentando. No concuerda mucho con los resultados que nosotros obtenemos, en los que tanto en la lluvia total como en las diferentes categorías encontramos que el valor medio por evento lluvioso está disminuyendo en muchos de los observatorios peninsulares.

### 4.3. Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997.

De la misma forma que habíamos hecho para el caso de las frecuencias, pasamos ahora al estudio espacial de las tendencias encontradas en el periodo común 1958-1997. Aquí sí podemos hablar de comportamientos comunes y extraer conclusiones sobre la existencia o no de ciertos patrones o zonas de



### 4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 113

Tabla 4.12: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación media por día de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Primavera.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-0.3	-1.0	-3.9	0.0	-2.0
bad	-0.7	0.1	0.7	0.0	-1.7
bar	0.0	0.5	1.7	7.3	1.8
bej	-0.8	0.5	-0.3	-3.9	-4.0
bra	0.0	0.6	-5.1	-5.4	-2.3
brs	0.0	-1.6	-11.6	-19.1	-18.3
cac	-0.2	0.1	0.7	1.4	0.0
coi	-0.6	-0.5	1.2	-1.9	-2.2
cor	0.0	0.0	0.2	-0.1	-0.4
dar	-0.6	-0.5	-1.3	0.0	-3.1
eci	-0.4	0.0	2.0	0.0	-3.7
efu	0.3	-1.0	-0.3	0.0	-4.7
grz	0.0	-0.6	-13.3	-12.2	-20.2
har	-0.5	0.4	2.8	0.0	-0.1
lis	-0.2	0.5	-2.1	0.6	-1.5
mad	-0.2	-1.0	-2.4	-3.5	-1.9
mal	-1.0	-0.3	-5.0	-13.5	-9.1
nav	-1.1	0.1	-2.9	-6.1	-4.6
opo	0.0	0.0	-3.1	1.1	-2.0
pal	-0.9	-0.8	-5.0	-2.3	-8.4
poz	-1.8	-0.5	-5.2	-3.8	-8.8
ppv	0.1	-0.9	-3.2	-1.7	-1.9
sal	-0.8	-1.2	4.1	0.0	-1.2
seb	-0.1	0.5	-0.2	-2.4	1.6
ses	0.3	-0.2	0.2	0.0	1.3
sfe	-0.1	-0.1	-0.2	-1.2	-0.9
tav	1.7	-0.7	-5.6	-10.8	0.9
tja	1.1	0.6	-3.2	-0.3	0.0
tor	-0.2	0.3	0.0	0.0	0.3
tts	-0.2	0.2	-0.6	-1.1	-0.4
val	-0.4	-0.5	1.5	0.0	0.2
vdl	0.1	-0.1	1.2	0.7	-0.3
vil	0.1	0.0	-0.8	-5.0	-2.0
zam	-0.3	0.1	-1.7	0.0	-1.5
zar	-0.3	-1.2	7.8	0.0	-1.7

Tabla 4.13: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación media por día de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Verano.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-0.5	-0.4	-9.0	0.0	-3.9
bad	-0.5	0.0	0.0	0.0	-2.6
bar	0.2	-0.8	-2.3	-2.5	0.8
bej	-0.9	0.0	0.0	0.0	-1.6
bra	0.4	-0.4	2.9	0.0	-0.6
brs	0.0	0.0	-14.7	-9.7	-23.5
cac	-0.3	0.0	1.4	0.0	1.2
coi	-0.6	1.7	-1.8	0.0	-3.4
cor	-0.2	-0.2	-1.0	0.0	-0.8
dar	-0.7	0.0	-2.3	-0.6	-4.0
eci	0.0	-1.4	0.0	0.0	3.6
efu	0.0	0.0	1.7	0.0	-3.8
grz	0.0	0.0	-4.0	0.0	-7.7
har	-0.3	0.4	-1.9	0.0	-0.8
lis	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.1
mad	-0.2	-3.3	0.9	0.0	-0.1
mal	-0.4	0.0	0.0	0.0	-3.6
nav	-0.8	-0.9	0.7	0.0	-5.5
opo	0.0	-0.3	-1.6	0.0	-2.9
pal	-0.8	-3.6	5.0	0.0	2.9
poz	-0.7	0.0	-9.5	0.0	-15.4
ppv	0.0	-0.1	-4.8	-9.2	-3.6
sal	-0.5	0.8	8.0	0.0	0.2
seb	0.0	0.5	1.7	0.3	-0.2
ses	0.0	-0.4	2.3	0.0	-2.3
sfe	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3
tav	1.7	0.0	0.0	0.0	2.2
tja	1.0	-1.7	8.2	0.0	7.0
tor	0.3	0.0	0.0	0.0	-3.6
tts	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.8
val	-0.2	0.0	-4.9	0.0	-2.4
vdl	-0.3	-0.7	0.0	0.0	-0.3
vil	0.6	0.0	0.9	0.0	1.3
zam	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.8
zar	-0.4	-0.8	-10.2	0.0	-3.3

### 4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 115

Tabla 4.14: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación media por día de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Otoño.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-0.4	-0.3	3.5	1.6	1.3
bad	-0.6	-0.1	-2.4	-3.1	-3.1
bar	0.2	0.0	3.0	3.2	2.7
bej	-0.2	-0.3	1.1	4.1	-1.8
bra	0.1	-0.4	2.3	3.6	3.2
brs	0.0	0.0	-13.8	-8.5	-26.9
cac	-0.1	-0.2	1.9	1.5	0.1
coi	-0.2	0.6	1.1	1.7	0.3
cor	-0.2	-0.3	1.5	1.0	0.3
dar	-0.8	-0.1	-0.1	0.0	-2.6
eci	-0.5	-0.9	4.0	7.4	-1.5
efu	0.0	-1.5	4.9	5.3	-5.0
grz	-0.2	-0.8	-0.4	-0.9	-11.0
har	-0.3	0.3	-1.3	0.0	-0.6
lis	-0.3	0.2	3.1	2.1	2.5
mad	-0.1	0.1	-0.9	-7.3	0.3
mal	-1.4	-0.5	1.8	0.6	-8.5
nav	-0.9	0.2	0.7	5.4	-4.4
opo	0.1	-0.5	5.0	6.1	3.8
pal	-0.7	-1.5	0.4	3.2	-5.5
poz	-0.7	-1.0	0.9	-1.4	-11.0
ppv	-0.2	0.9	-7.3	-0.4	-4.3
sal	-0.5	0.4	0.0	0.0	-1.1
seb	0.0	0.0	-2.9	-0.7	-0.8
ses	0.0	-0.2	-0.4	1.8	-0.6
sfe	-0.1	-0.1	-2.2	-2.6	-0.4
tav	1.4	0.9	-2.7	0.0	3.7
tja	1.2	0.1	1.9	0.0	4.8
tor	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.5
tts	0.0	0.1	7.6	9.2	2.2
val	-0.4	0.3	-11.3	-19.0	-3.0
vdl	0.1	-0.1	3.8	0.0	0.6
vil	0.2	-0.1	2.3	3.6	0.0
zam	-0.1	-0.2	3.3	3.2	0.1
zar	-0.4	0.7	-5.7	-5.1	-2.8

Tabla 4.15: Estadístico  $B$  para los casos de precipitación media por día de lluvia ligera, moderada, intensa, muy intensa y total.  $B$  en mm por 100 años. Invierno.

Código	Ligera	Moderada	Intensa	Muy intensa	Total
alm	-0.2	-0.2	-4.0	-5.8	-1.6
bad	-0.5	0.3	-0.4	-1.3	-0.9
bar	0.2	1.0	3.4	2.4	1.0
bej	-0.4	-0.7	2.0	-2.4	0.8
bra	0.5	-0.3	0.5	-1.7	1.2
brs	0.0	0.8	-15.1	0.0	-20.7
cac	-0.1	0.0	0.0	-0.7	-0.4
coi	-0.3	-0.1	-1.6	-2.0	-3.2
cor	0.0	0.1	1.8	2.6	1.1
dar	-0.6	0.6	-2.4	0.0	-2.4
eci	-0.4	0.9	2.7	0.0	-3.6
efu	0.7	-1.4	3.4	1.8	-6.9
grz	-0.3	0.5	-14.4	-16.8	-21.0
har	-0.5	-0.1	6.2	4.1	0.8
lis	0.2	0.1	-3.4	0.7	0.5
mad	0.2	-0.5	-8.8	-4.3	-1.6
mal	-0.6	1.2	-2.7	-3.0	-0.7
nav	-1.3	0.1	10.8	11.4	-0.1
opo	0.5	-0.1	3.1	3.0	0.7
pal	-0.9	0.0	-6.5	-10.5	-14.4
poz	-2.0	-1.0	-4.0	-8.2	-12.5
ppv	-0.1	0.3	1.4	-1.7	-0.3
sal	-0.5	0.5	4.5	0.0	0.1
seb	-0.1	0.0	1.7	2.4	0.6
ses	-0.2	0.5	-0.3	0.0	-0.6
sfe	0.0	0.1	-1.6	-1.1	-0.2
tav	2.3	1.0	8.0	17.4	9.5
tja	0.8	-0.8	-1.5	0.0	3.0
tor	-0.1	0.0	4.6	0.0	0.7
tts	-0.4	-0.6	-10.4	-4.1	-0.4
val	-0.1	0.0	4.2	1.2	0.8
vdl	-0.1	0.0	1.8	0.0	0.4
vil	0.1	0.1	2.0	0.5	-1.7
zam	-0.4	-0.6	0.3	0.0	-1.6
zar	-0.4	-0.2	-2.7	0.0	-2.9

## 4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 117

comportamiento global. Para ello, también haremos uso de la distribución binomial en el sentido que lo hacíamos en el capítulo anterior, buscando comportamientos globales (ver introducción a la sección 3.3). Seguimos con la misma estructura que en el caso del periodo completo: series de precipitación acumulada estacional para los distintos tipos de lluvia, series de proporción de las distintas categorías de lluvia respecto de la total y series de valor medio por evento lluvioso en cada una de la categorías.

### 4.3.1. Precipitación acumulada

Las Figuras 4.29–4.33 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de precipitación acumulada por categoría en cada estación y observatorio para el periodo 1958-1997.

La Figura 4.29 muestra el caso de la acumulada estacional total. Según resume la Tabla 4.16, en primavera e invierno encontramos 12(34.29%) y 8(22.86%) tendencias negativas, respectivamente, y ninguna positiva. Esto nos hace pensar en la posibilidad de existencia de un comportamiento global de descenso de la precipitación acumulada total en estas dos estaciones, puesto que el número de tendencias positivas encontradas en cualquiera de los casos es mayor que 4 (que es el límite que nos imponía la distribución binomial  $B(35, 0.05)$ , con las salvedades que comentábamos en la sección 3.3 que debíamos tener en cuenta para interpretar estos resultados de forma global). En el caso que nos ocupa, la precaución a la hora de hablar de comportamientos globales debe ser aún mayor, pues los niveles de significación de las tendencias no son todos del 5%, sino que también aparecen tendencias al 10%, con lo que el número de tendencias necesario según la binomial sería mayor. Aún así, la disminución de la precipitación acumulada primaveral se ve corroborada por la tendencia negativa que Serrano, Mateos and García (1999) señalaban para la precipitación acumulada peninsular en el mes de marzo. Aparecen algunas diferencias entre las tendencias registradas para los periodos completos y las que se observan en el periodo común. Por ejemplo,

Barracas presentaba tendencias negativas durante todo el año para el periodo completo y ahora sólo la muestra en la estación otoñal. Sin embargo, el observatorio de Grazalema registraba tendencia decreciente en invierno para su periodo completo y ahora, en el común, también lo hace en invierno. Esta disminución de la que hablamos concuerda con los resultados de [Klein Tank et al. \(2002\)](#) para la precipitación acumulada invernal en el sur de Europa.

En el caso de la acumulada en la categoría de lluvia ligera, se registran menos tendencias de las que se obtenían para el periodo completo de cada serie (ver Tabla 4.16). Podemos hablar con ciertas reservas de un posible comportamiento creciente del índice en las estaciones de verano y otoño, en las que se registran 8(22.86 %) tendencias positivas en toda la península. En verano, no existe ninguna negativa, pero en otoño sí, 4. En esta última estación, si observamos la Figura 4.30, vemos que las tendencias positivas casi tienden a agruparse en la mitad sur de la península (en la que, de las 8 positivas citadas, contamos 7 y 2 negativas). Debido a esto, quizás se pudiera restringir ese comportamiento creciente global otoñal a la zona sur peninsular, con alguna garantía más (en este caso, la binomial requería 3 tendencias para cada una de las mitades peninsulares). Barracas repite con tendencias, en este caso positivas, en todas las estaciones del año (ya lo hacía también en el periodo completo). San Fernando presenta tendencias decrecientes en primavera, otoño e invierno. Grazalema mostraba para el periodo completo tendencias crecientes durante todo el año y aquí sólo lo hace en primavera. Haro aparece en esta ocasión con tendencias negativas en primavera e invierno; sin embargo, en el periodo completo mostraba tendencia positiva en otoño (ver Figura 4.16).

La lluvia moderada muestra sus tendencias en la Figura 4.31. Es en el caso del invierno donde se observa un comportamiento más global: de las 12 tendencias existentes, 11 son negativas y 1 positiva. Estos resultados nos llevan a hablar de un cierto comportamiento decreciente de la acumulada moderada en invierno en la geografía peninsular. Justo en invierno, sucede un hecho curioso: Grazalema muestra una tendencia negativa al 10 % mientras

### **4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 119**

que en el periodo completo mostraba una positiva al 5%. Con ello se vuelve a poner de manifiesto que el periodo en el que se analicen los datos es muy importante. En primavera se registran 6 tendencias negativas y 1 positiva, lo que puede apuntar, con las reservas debidas, a un descenso de la acumulada moderada en dicha estación.

En el caso de la lluvia intensa que muestra la Figura 4.32 es la primavera la estación en la que más tendencias aparecen, predominando el signo negativo frente al positivo (13 y 1, respectivamente, según resume la Tabla 4.16). También aquí podemos hablar de un cierto comportamiento global de descenso de la precipitación acumulada en la categoría de lluvia intensa en la estación de primavera. Este resultado es acorde con el que hemos obtenido para la lluvia total y teniendo en cuenta los valores de proporción de esta categoría de lluvia respecto de la total que veíamos en la sección 4.1 cuando hablábamos de las distribuciones de los campos medios. Llama la atención el comportamiento de Villameca, con tendencias negativas al 5% durante todo el año, sobre todo teniendo en cuenta que para el periodo completo sólo registraba una tendencia de estas mismas características en primavera.

Para la lluvia muy intensa sucede algo parecido (ver Figura 4.33 y Tabla 4.16): predominio de las tendencias negativas en primavera (9 frente a 1 positiva) y en invierno (7 negativas y ninguna positiva). Estos valores nos permiten pensar en un cierto comportamiento global equivalente al caso anterior de lluvia intensa. Si observamos los observatorios y comparamos con los resultados obtenidos para el periodo completo de cada uno de ellos (ver Figura 4.19), vemos que Villameca en este caso registra su tendencia negativa durante todo el año, cuando para el periodo completo mostraba dos tendencias una negativa en primavera y otra positiva en verano (ambas al 10%). Almadén y Pozoblanco que presentaban sendas tendencias negativas en primavera, ahora pasan a presentarlas en verano. Grazalema que sólo mostraba tendencia negativa en primavera, ahora lo hace en primavera, verano e invierno. Badajoz y San Fernando que aparecían con tendencia decreciente en otoño, ahora no muestran tendencia en el periodo común. Volvemos a poner

de manifiesto la importancia del periodo de análisis.

### 4.3.2. Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total

Las Figuras 4.34–4.37 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series de proporción de lluvia caída en cada categoría frente a la cantidad de lluvia total en cada estación y observatorio en el periodo común 1958-1997.

El caso de la proporción de lluvia ligera lo muestra la Figura 4.34. Como sucedía para el periodo completo, las tendencias positivas predominan sobre las negativas para todas las estaciones del año (ver Tabla 4.17). Tenemos 9(25.71 %) tendencias positivas en primavera, 9(25.71 %) en verano, 12(34.29 %) en otoño y 8(22.86 %) en invierno. En primavera, sobre todo, se pierden algunas tendencias que aparecían para los periodos completos de las series. Es el caso de Daroca y Navacerrada, que mostraban tendencias positivas en aquella ocasión o el de San Sebastián que la mostraba negativa. En otras estaciones, citamos la pérdida de las tendencia positivas de Grazalema en otoño (aunque sí la sigue mostrando en el resto de las estaciones del año), Badajoz en otoño y Daroca en verano e invierno. Por citar algunas tendencias que aparecen en el periodo común y que no se registraban para los periodos completos, nombraremos: crecientes en La Coruña en primavera, en Villameca en verano y otoño (mostrando ahora tendencias positivas en todas las estaciones), en Tortosa en otoño y decrecientes en Barcelona en verano y otoño. A pesar de estas alternancias de comportamientos más locales, podemos hablar de un cierto comportamiento global creciente en la proporción de lluvia ligera respecto de la total en el periodo común en todas las estaciones del año, puesto que el número de tendencias positivas encontradas en cualquiera de los casos es mayor que 4 y bastante mayor que el número de negativas. Este resultado supone la existencia de cada vez mayor número de eventos ligeros, que ya se indicaba como resultado en el capítulo anterior y es contraria a la afirmación de [Karl and Knight \(1998\)](#) que sugiere



### 4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 121

Tabla 4.16: Tendencias encontradas en las series de precipitación estacional acumulada en cada categoría (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

Índice (acumulada estacional)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	12(34.29 %)	0(0 %)	23(65.71 %)
Lluvia ligera	5(14.29 %)	4(11.43 %)	26(74.29 %)
Lluvia moderada	6(17.14 %)	1(2.86 %)	28(80 %)
Lluvia intensa	13(37.14 %)	1(2.86 %)	21(60 %)
Lluvia muy intensa	9(25.71 %)	1(2.86 %)	25(71.43 %)
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia total	1(2.86 %)	0(0 %)	34(97.14 %)
Lluvia ligera	0(0 %)	8(22.86 %)	27(77.14 %)
Lluvia moderada	0(0 %)	1(2.86 %)	34(97.14 %)
Lluvia intensa	4(11.43 %)	0(0 %)	31 (88.57 %)
Lluvia muy intensa	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30(85.71 %)
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia total	3(8.57 %)	1(2.86 %)	31(88.57 %)
Lluvia ligera	4(11.43 %)	8(22.86 %)	23(65.71 %)
Lluvia moderada	2(5.71 %)	4(11.43 %)	29(82.86 %)
Lluvia intensa	3(8.57 %)	0(0 %)	32(91.43 %)
Lluvia muy intensa	3(8.57 %)	1(2.86 %)	31(88.57 %)
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia total	8(22.86 %)	0(0 %)	27(77.14 %)
Lluvia ligera	5(14.29 %)	6(17.14 %)	24(68.57 %)
Lluvia moderada	11(31.43 %)	1(2.86 %)	23(65.71 %)
Lluvia intensa	6(17.14 %)	0(0 %)	29(82.86 %)
Lluvia muy intensa	7(20 %)	0(0 %)	28(80 %)

una intensificación del ciclo hidrológico.

La proporción de lluvia moderada respecto de la total en el periodo común muestra las tendencias que se han representado en la Figura 4.35. Como sucedía en el periodo completo, el número de tendencias registradas es bastante menor que las señaladas para la categoría de lluvia ligera (ver Tabla 4.17). Algunos comportamientos que aparecían muy claros allí, por ejemplo el caso de Barracas que mostraba tendencias positivas al 5% en todas las estaciones, ahora se han modificado un poco; Barracas pasa a tener tendencia positiva sólo en el otoño para el periodo común. Otras tendencias que se mostraban al 10% en los periodos completos se han visto reforzadas al tomar el periodo común, pasando al nivel de significación del 5%: por ejemplo las tendencias positivas de Almadén en primavera y Pozo Alcón en primavera e invierno. En cualquiera de los casos, el número de tendencias obtenido no nos permite vislumbrar ningún comportamiento global para los distintos observatorios de la península.

La Figura 4.36 muestra los resultados obtenidos para la categoría de lluvia intensa. En este caso, el periodo completo refleja la existencia de un mayor número de tendencias. Sin embargo, como hemos comentado en las categorías anteriores, existen algunas diferencias entre el comportamiento de las series en el periodo completo y el común. Por ejemplo, Barracas pasa de presentar tendencias negativas en todas las estaciones en el periodo completo a tenerlas sólo en verano y otoño en el periodo común. Grazalema pasa de mostrar tendencias negativas en primavera, otoño e invierno a hacerlo sólo en primavera y verano. Resulta llamativo el caso de Villameca que, presentando para el periodo completo tendencia negativa sólo en invierno al 10%, ahora lo hace en todas las estaciones y al 5%. Si observamos la Tabla 4.17, vemos que para la lluvia intensa en verano encontramos 8(22.86%) tendencias negativas, con lo que podíamos pensar en un comportamiento global decreciente. Este resultado hay que tomarlo con más precaución aún de la que hablábamos antes. Las tendencias no son todas significativas al 5% sino que 4 lo son al 10% y las otras 4 al 5%. El valor mínimo de 4 tendencias para interpretar

### **4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 123**

comportamiento global en la geografía peninsular lo habíamos evaluado a partir de la binomial  $B(35, 0.05)$ , es decir 35 sucesos al 5 %.

La proporción de lluvia muy intensa respecto de la total aparece resumida en la Figura 4.37. Se observa que las tendencias negativas al 5 % que mostraba Barracas en el periodo completo (ver Figura 4.23) en todas las estaciones quedan reducidas a una tendencia también negativa, pero al 10 %, en otoño. Grazalema mantiene sus tendencias negativas al 5 % en primavera e invierno y, además, registra otra tendencia negativa, pero al 10 %, en verano. Villameca se comporta como en el índice anterior, con tendencias negativas al 5 % en todas las estaciones, cuando en el periodo completo no presentaba tendencia alguna. Al observatorio de Cáceres le sucede algo similar: muestra tendencias positivas en primavera y otoño para el periodo común, pero no lo hacía para el completo (es lo que sucedía también para lluvia intensa, según la Figura 4.36). En primavera (con 6 tendencias negativas y 1 positiva) e invierno (con 5 negativas y ninguna positiva) podemos hablar de un cierto comportamiento global negativo, pues superan el número de tendencias suficiente que imponía la binomial.

#### **4.3.3. Precipitación media por evento lluvioso**

Las Figuras 4.38–4.42 muestran una representación espacial de las tendencias encontradas al aplicar el test de Mann–Kendall a las series completas de precipitación media por evento lluvioso por categoría en cada estación y observatorio en el periodo 1958-1997.

Las tendencias halladas en las series de lluvia total se muestran en la Figura 4.38. Según se resume en la Tabla 4.18 el número de tendencias es considerable, sobre todo en primavera, verano y otoño, estaciones en las que llegan a ser un 35 % las series que muestran un comportamiento creciente o decreciente. En todas las estaciones predominan las tendencias negativas frente a las positivas: 11(31.43 %) en primavera y verano, 10(28.57 %) en otoño y 9(25.71 %) en invierno. Estos valores nos permitirían hablar de un

Tabla 4.17: Tendencias encontradas en las series de proporción de cada categoría de lluvia respecto de la lluvia total (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

Índice (proporción)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia ligera	2(5.71 %)	9(25.71 %)	24(68.57 %)
Lluvia moderada	2(5.71 %)	6(17.14 %)	27(77.14 %)
Lluvia intensa	7(20 %)	2(5.71 %)	26(74.29 %)
Lluvia muy intensa	6(17.14 %)	1(2.86 %)	28(80 %)
Verano			
	-	+	ST
Lluvia ligera	1(2.86 %)	9(25.71 %)	25(71.43 %)
Lluvia moderada	3(8.57 %)	2(5.71 %)	30(85.71 %)
Lluvia intensa	8(22.86 %)	0(0 %)	27(77.14 %)
Lluvia muy intensa	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30(85.71 %)
Otoño			
	-	+	ST
Lluvia ligera	5(14.29 %)	12(34.29 %)	18(51.43 %)
Lluvia moderada	1(2.86 %)	2(5.71 %)	32(91.43 %)
Lluvia intensa	5(14.29 %)	2(5.71 %)	28(80 %)
Lluvia muy intensa	5(14.29 %)	2(5.71 %)	28(80 %)
Invierno			
	-	+	ST
Lluvia ligera	0(0 %)	8(22.86 %)	27(77.14 %)
Lluvia moderada	0(0 %)	3(8.57 %)	32(91.43 %)
Lluvia intensa	5(14.29 %)	2(5.71 %)	28(80 %)
Lluvia muy intensa	5(14.29 %)	0(0 %)	30(85.71 %)

### 4.3 Estudio espacial de tendencias. Periodo común 1958-1997. 125

comportamiento global de disminución del valor medio de precipitación por día lluvioso. Se observan algunos cambios respecto de los resultados para el periodo completo de cada serie, lo que pone de manifiesto la importancia del periodo tomado en este tipo de análisis. Por citar algunos casos, vemos que en primavera algunas de las series de la submeseta norte que presentaban tendencia para el periodo completo, ahora no lo hacen. Badajoz, Grazalema y Málaga que mostraban tendencias decrecientes en otoño, ahora tampoco las muestran. Sin embargo, Villameca aparece con tendencias negativas al 5% en todas las estaciones y teniendo en cuenta el periodo completo sólo registraba una decreciente al 10% en primavera.

La categoría de lluvia ligera vuelve a mostrar un gran número de tendencias negativas en todas las estaciones del año, especialmente en primavera, otoño e invierno (ver Tabla 4.18). De hecho, en primavera e invierno, se registran los valores más bajos de series sin tendencia, 17(48.57%) y 14(40%), respectivamente. Si observamos la Figura 4.39 vemos que la tendencia positiva de Barracas persiste durante todo el año. Otras tendencias positivas que se registran son Embalse de Fuensanta y Torre de Juan Abad. La mayoría del resto de tendencias son negativas. Málaga se comporta exactamente igual que en el periodo completo: tendencias negativas al 5% en primavera, otoño e invierno. Grazalema presenta ahora tendencias negativas en primavera e invierno al 10% y en otoño al 5% y para el periodo completo lo hacía en verano al 5%. Las 11 tendencias negativas en primavera, 9 en otoño y 17 en invierno, nos permiten hablar, con las precauciones que debemos tomar al hacer estas consideraciones, de un cierto comportamiento global encaminado al descenso del valor medio de precipitación por evento de lluvia ligera. Para esta categoría de lluvia ligera, habíamos obtenido sendos comportamientos crecientes para la precipitación acumulada y las series de número de casos. Para que los resultados sean coherentes con el comportamiento decreciente obtenido ahora para el valor medio por evento lluvioso, es de esperar que el crecimiento del número de casos sea relativamente mayor que el crecimiento en precipitación acumulada.

La Figura 4.40 muestra el caso de la lluvia moderada. Visualmente se aprecia que el número de tendencias esta vez es menor (ver también la Tabla 4.18 para corroborarlo) y que aparecen de forma más aislada. No se observa ningún comportamiento global que podamos destacar.

Lo mismo sucede con las categorías de lluvia intensa y muy intensa cuyas tendencias pueden verse representadas en las Figuras 4.41 y 4.42. Como se recoge en la Tabla 4.18, el número de tendencias es lo suficientemente alto para que resulte significativo un cierto comportamiento descendente sólo para la primavera (con 5 negativas y ninguna positiva) e invierno (con 6 tendencias negativas y 1 positiva). Vemos que tendencias importantes, como las negativas que registraba Barracas durante todo el año para la lluvia intensa y en primavera y verano para la muy intensa en el análisis del periodo completo, han desaparecido para el periodo común.

#### 4.4. Conclusiones del capítulo

Para el periodo 1958-1997, se puede decir que:

- En un número significativo de observatorios, la precipitación acumulada estacional muestra tendencias decrecientes en las estaciones de primavera e invierno en la Península Ibérica.
- La precipitación acumulada ligera está experimentando un aumento en otoño en el sur de la península y en verano en toda la geografía peninsular.
- La precipitación acumulada moderada, intensa y muy intensa está disminuyendo en las estaciones de primavera e invierno.
- La proporción de lluvia ligera respecto de la total muestra un crecimiento a nivel peninsular en todas las estaciones del año. La proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total muestran tendencias

Tabla 4.18: Tendencias encontradas en las series de valor medio de precipitación por evento lluvioso en cada categoría (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

Índice (precipitación media)	Primavera		
	-	+	ST
Lluvia total	11(31.43 %)	1(2.86 %)	23(65.71 %)
Lluvia ligera	14(40 %)	4(11.43 %)	17(48.57 %)
Lluvia moderada	4(11.43 %)	0(0 %)	31(88.57 %)
Lluvia intensa	5(14.29 %)	0(0 %)	30(85.71 %)
Lluvia muy intensa	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30(85.71 %)
	Verano		
	-	+	ST
Lluvia total	11(31.43 %)	1(2.86 %)	23(65.71 %)
Lluvia ligera	6(17.14 %)	3(8.57 %)	26(74.29 %)
Lluvia moderada	6(17.14 %)	2(5.71 %)	27(77.14 %)
Lluvia intensa	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30(85.71 %)
Lluvia muy intensa	4(11.43 %)	2(5.71 %)	29(82.86 %)
	Otoño		
	-	+	ST
Lluvia total	10(28.57 %)	3(8.57 %)	22(62.86 %)
Lluvia ligera	9(25.71 %)	3(8.57 %)	23(65.71 %)
Lluvia moderada	5(14.29 %)	2(5.71 %)	28(80 %)
Lluvia intensa	3(8.57 %)	2(5.71 %)	30(85.71 %)
Lluvia muy intensa	2(5.71 %)	3(8.57 %)	30(85.71 %)
	Invierno		
	-	+	ST
Lluvia total	9(25.71 %)	0(0 %)	26 (74.29 %)
Lluvia ligera	17(48.57 %)	4(11.43 %)	14 (40 %)
Lluvia moderada	2(5.71 %)	0(0 %)	33 (94.29 %)
Lluvia intensa	6(17.14 %)	1(2.86 %)	28 (80 %)
Lluvia muy intensa	4(11.43 %)	1(2.86 %)	30 (85.71 %)

decrecientes en primavera y verano y primavera e invierno, respectivamente. Esto indica que el aumento de la proporción de lluvia ligera se hace a costa de la disminución de la proporción de lluvia intensa y muy intensa. Este hecho también apunta a una asimetría cada vez más pronunciada en la función de distribución real de la precipitación diaria peninsular, que ya señalábamos en el capítulo anterior y es coherente con la existencia de cada vez mayor número de eventos de precipitación ligera.

- El valor medio por evento de lluvia está disminuyendo en todas las estaciones del año. Esta disminución es coherente con el aumento de la proporción de lluvia ligera respecto de la total que mencionábamos. El valor medio por evento de lluvia ligera muestra tendencias decrecientes en las estaciones primavera, otoño e invierno. Otro tanto le sucede al valor medio por evento de lluvia intensa en primavera e invierno. Todos están contribuyendo a la disminución del valor medio por suceso lluvioso, que sugiere la existencia de sucesos lluviosos cada vez menos intensos.
- La disminución del valor medio por evento de lluvia ligera es coherente con un aumento en la precipitación acumulada ligera siempre que también se produzca un crecimiento del número de casos de precipitación ligera. Este crecimiento lo señalábamos en el capítulo anterior.



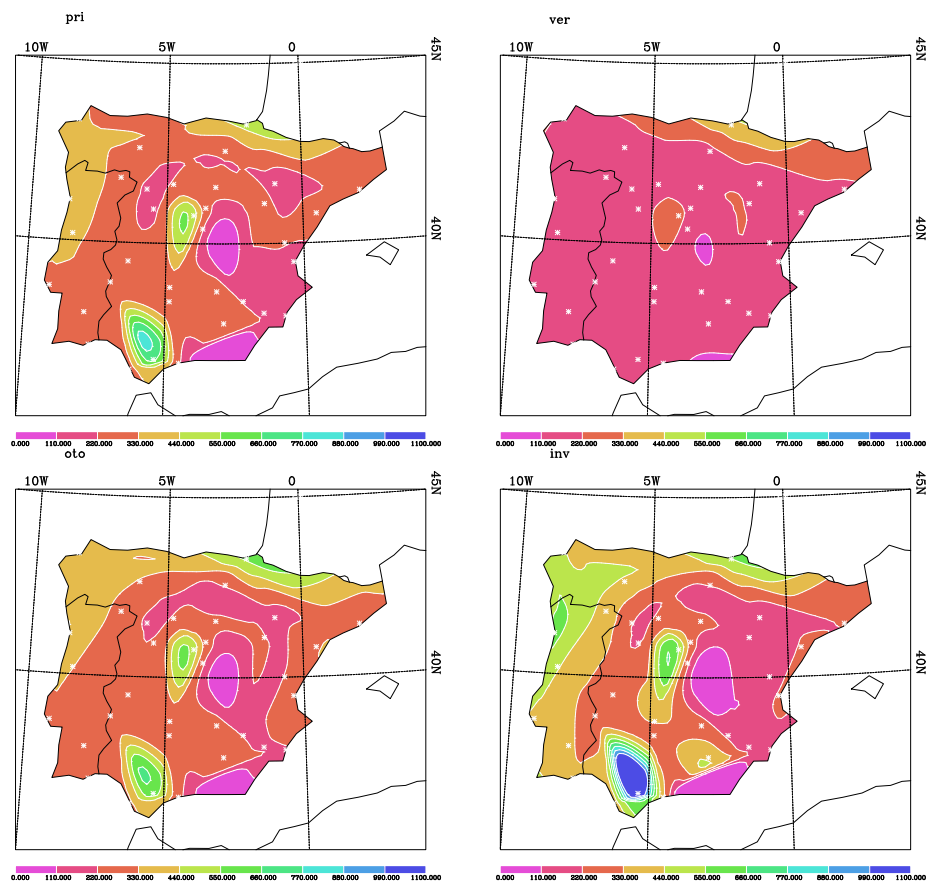


Figura 4.1: Distribución espacial de la cantidad acumulada de lluvia total.

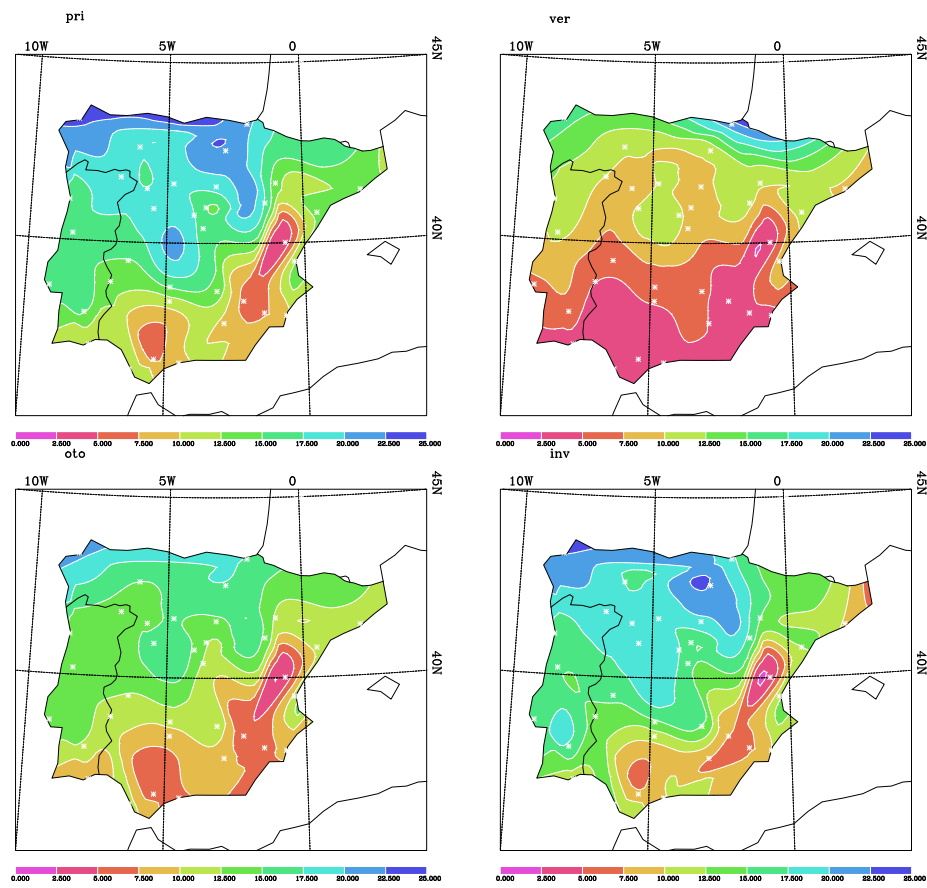


Figura 4.2: Distribución espacial de la cantidad acumulada de lluvia ligera.

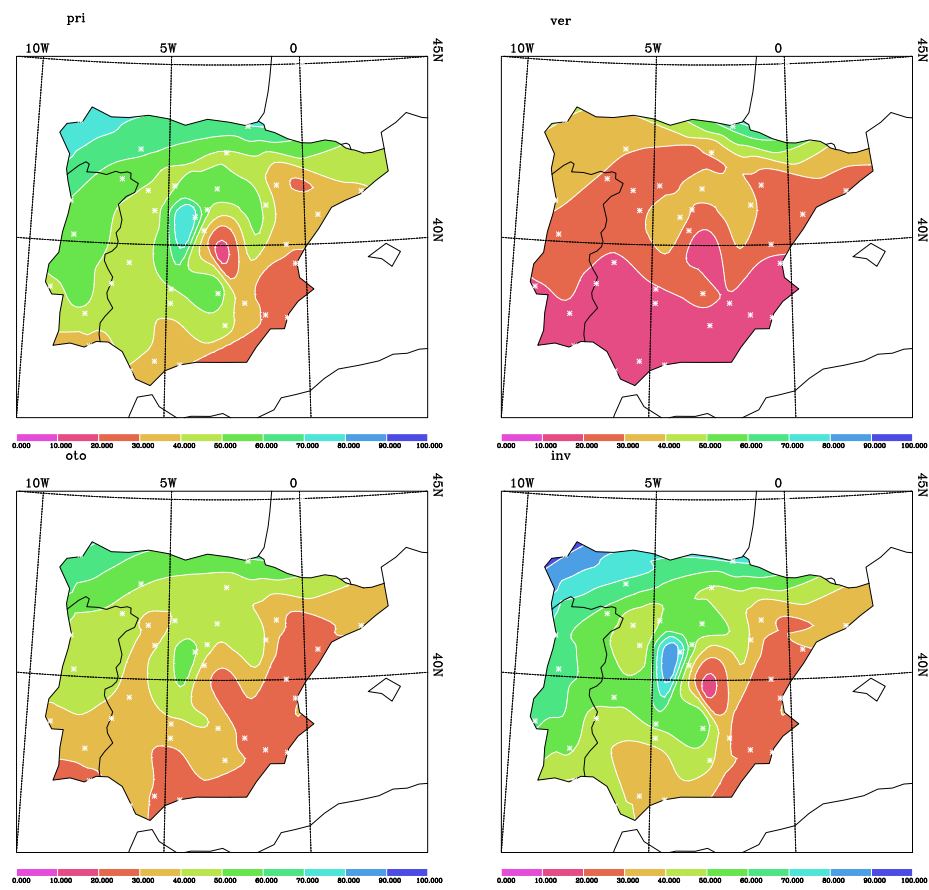


Figura 4.3: Distribución espacial de la cantidad acumulada de lluvia moderada.

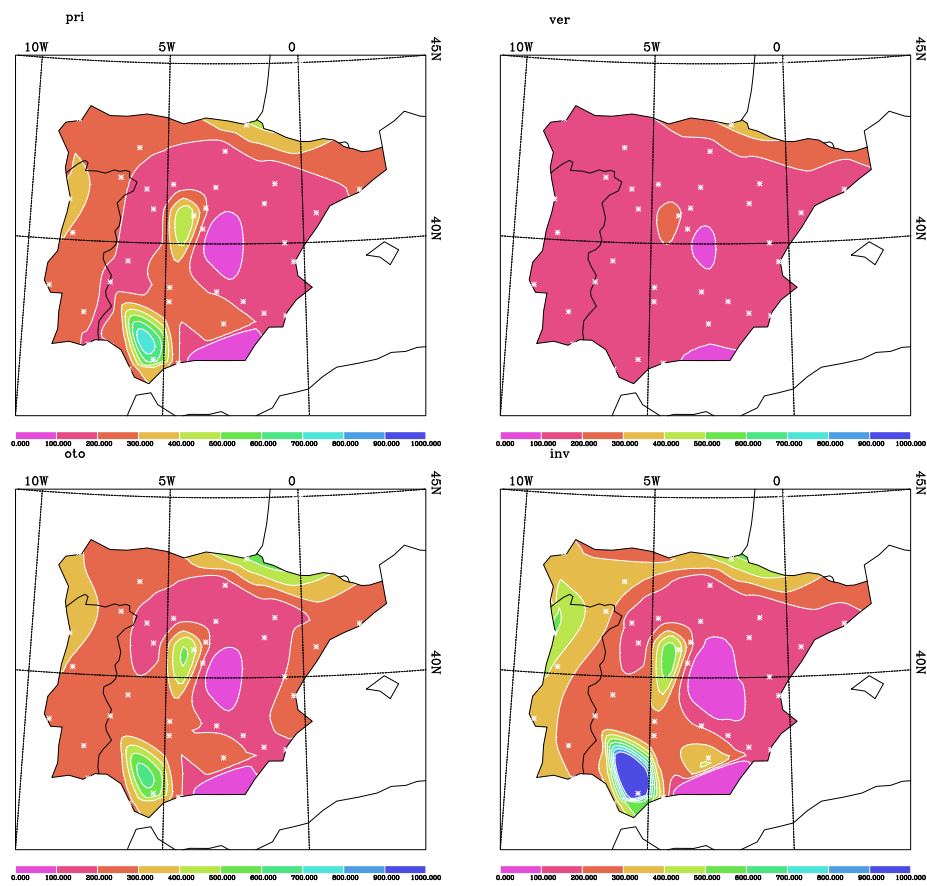


Figura 4.4: Distribución espacial de la cantidad acumulada de lluvia intensa.

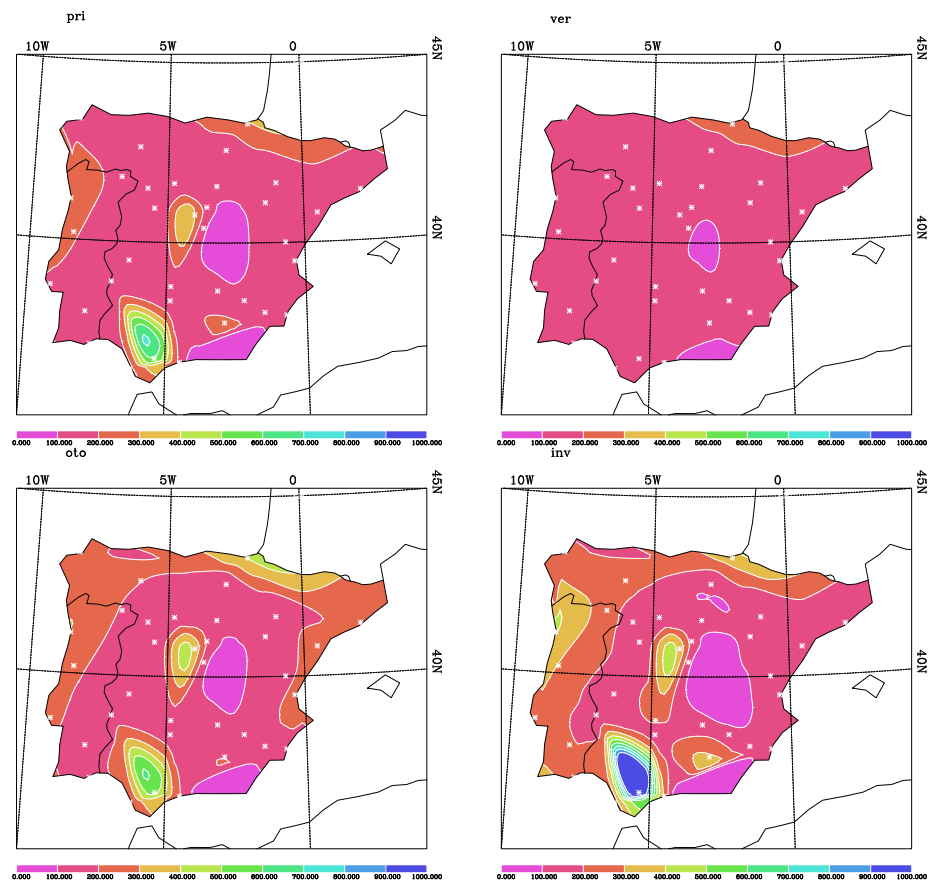


Figura 4.5: Distribución espacial de la cantidad acumulada de lluvia muy intensa.

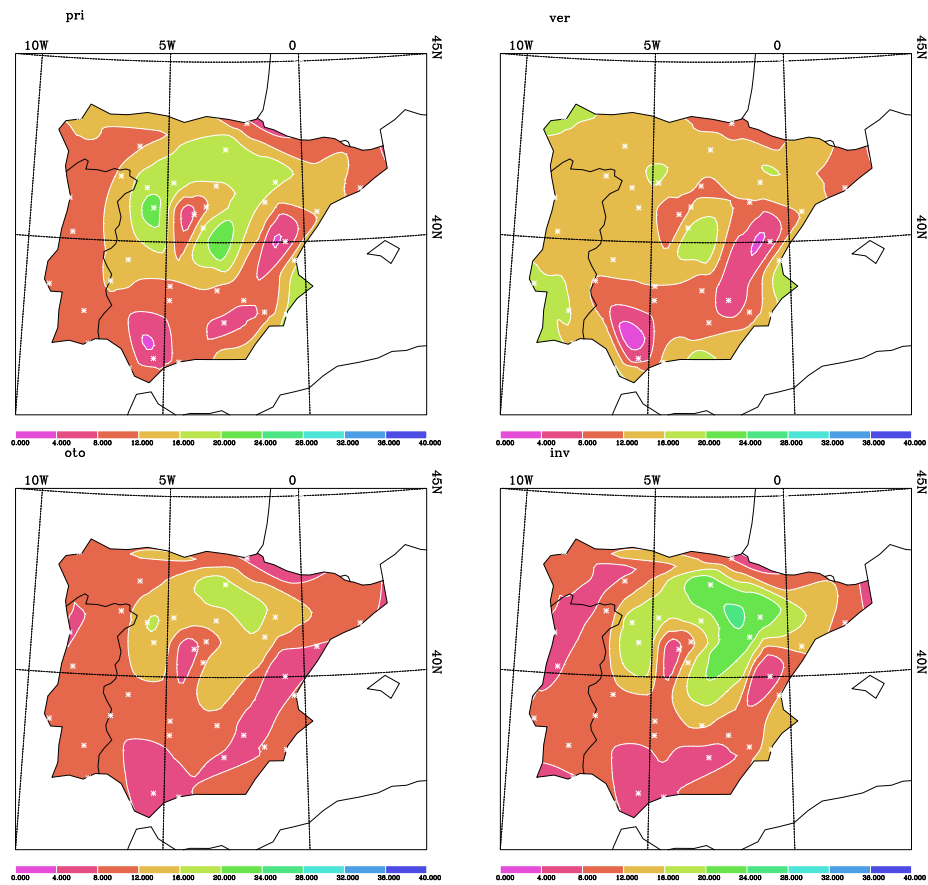


Figura 4.6: Distribución espacial de la proporción de la cantidad de lluvia ligera frente a la total.

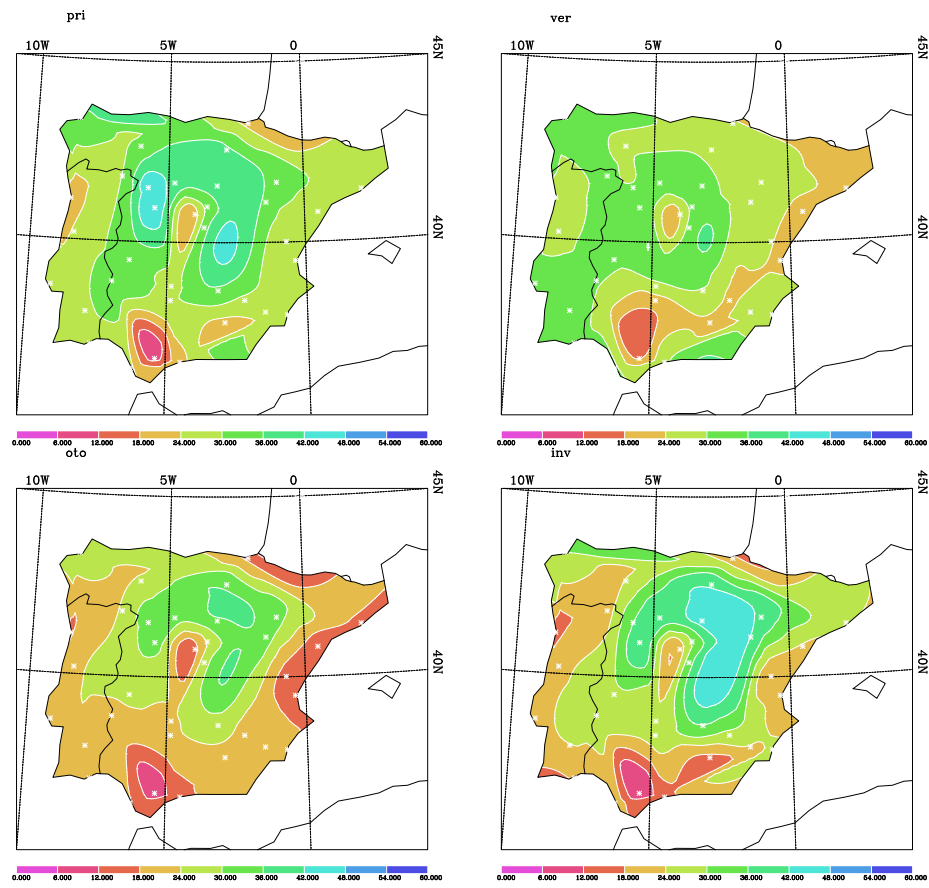


Figura 4.7: Distribución espacial de la proporción de la cantidad de lluvia moderada frente a la total.

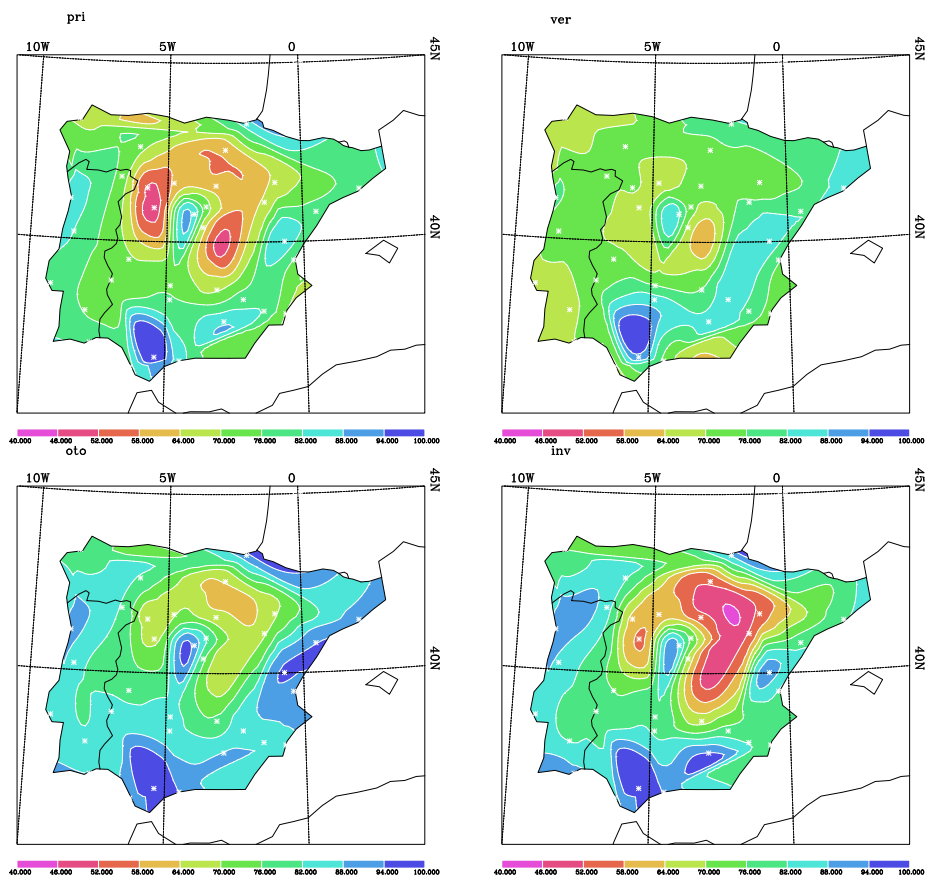


Figura 4.8: Distribución espacial de la proporción de la cantidad de lluvia intensa frente a la total.



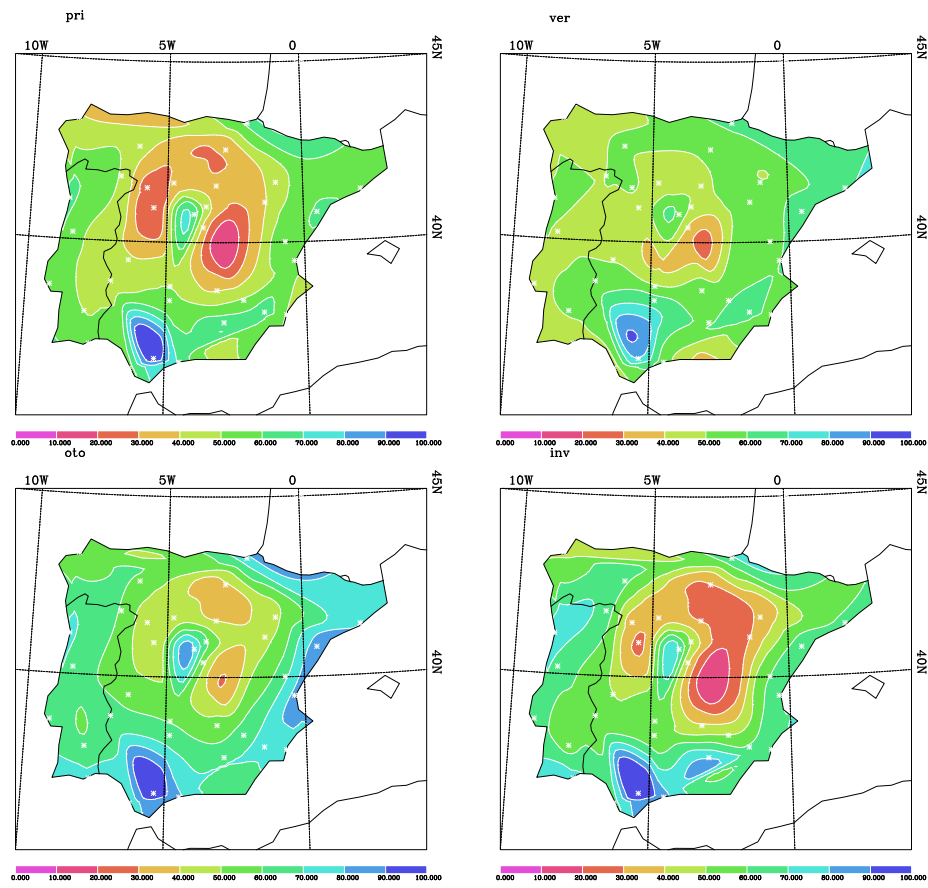


Figura 4.9: Distribución espacial de la proporción de la cantidad de lluvia muy intensa frente a la total.

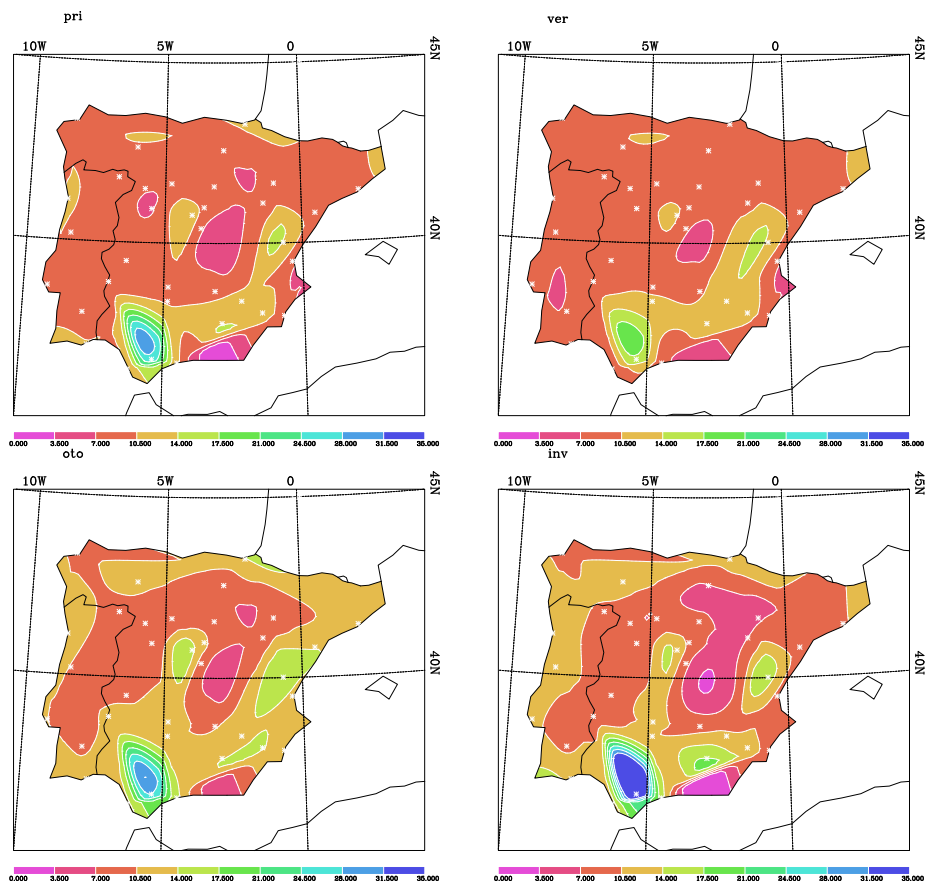


Figura 4.10: Distribución espacial del valor medio por caso para la lluvia total.

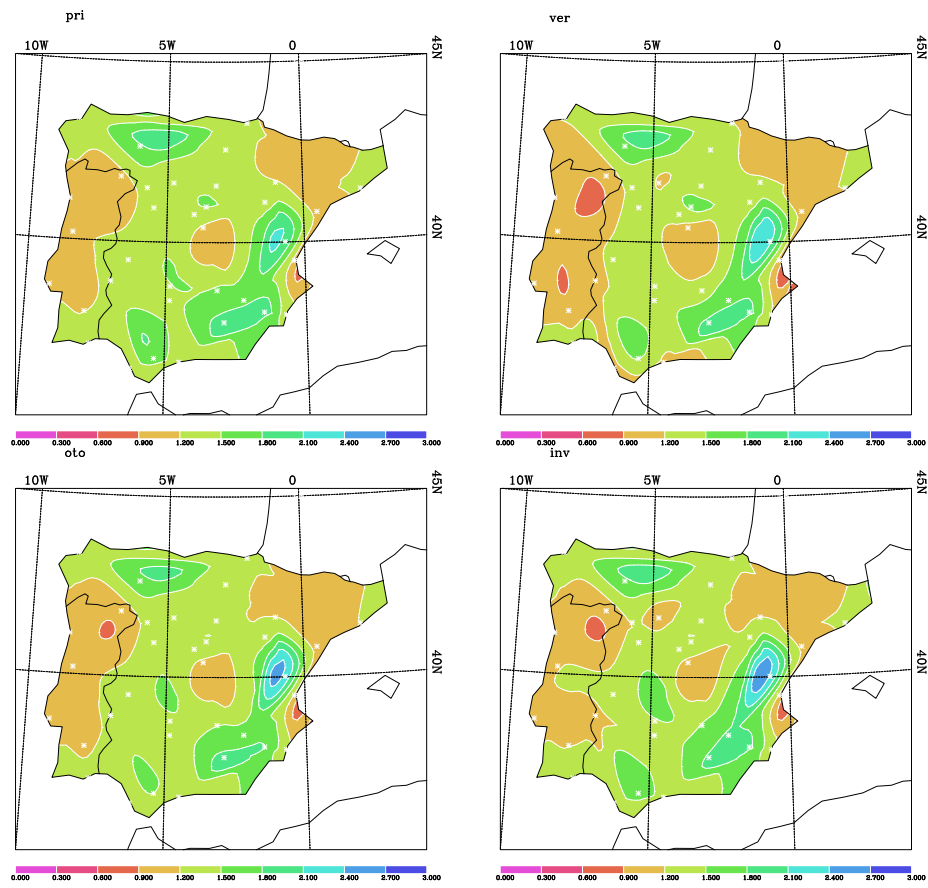


Figura 4.11: Distribución espacial del valor medio por caso en la categoría de lluvia ligera.

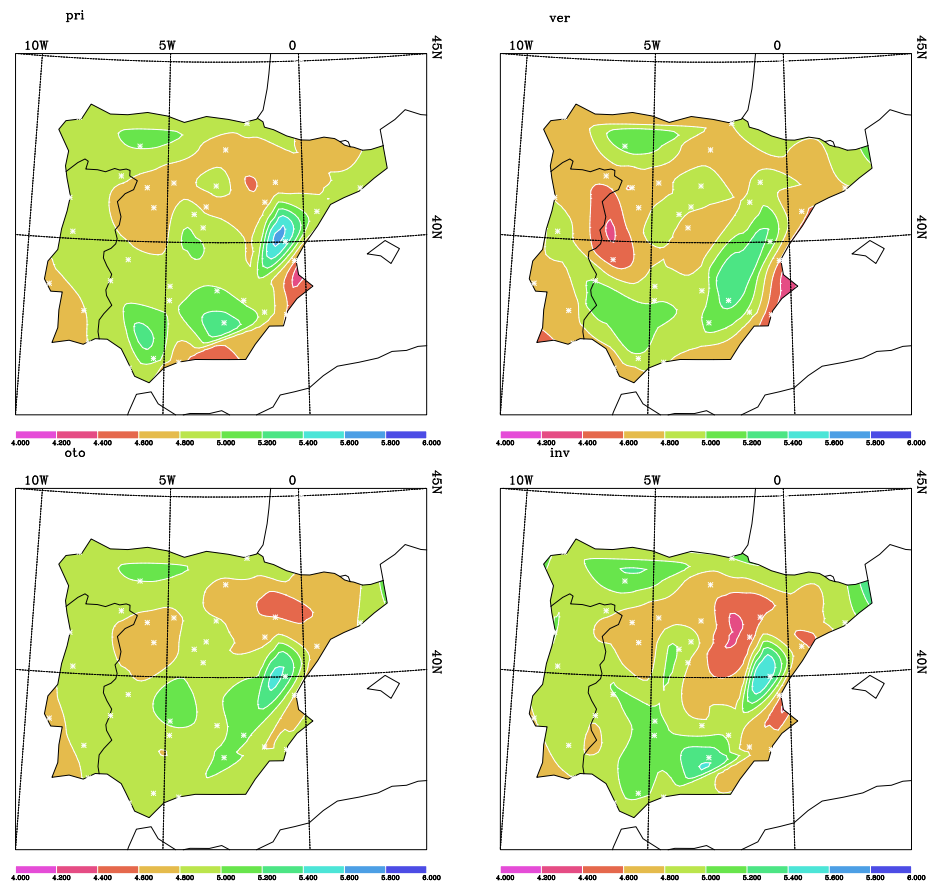


Figura 4.12: Distribución espacial del valor medio por caso en la categoría de lluvia moderada.

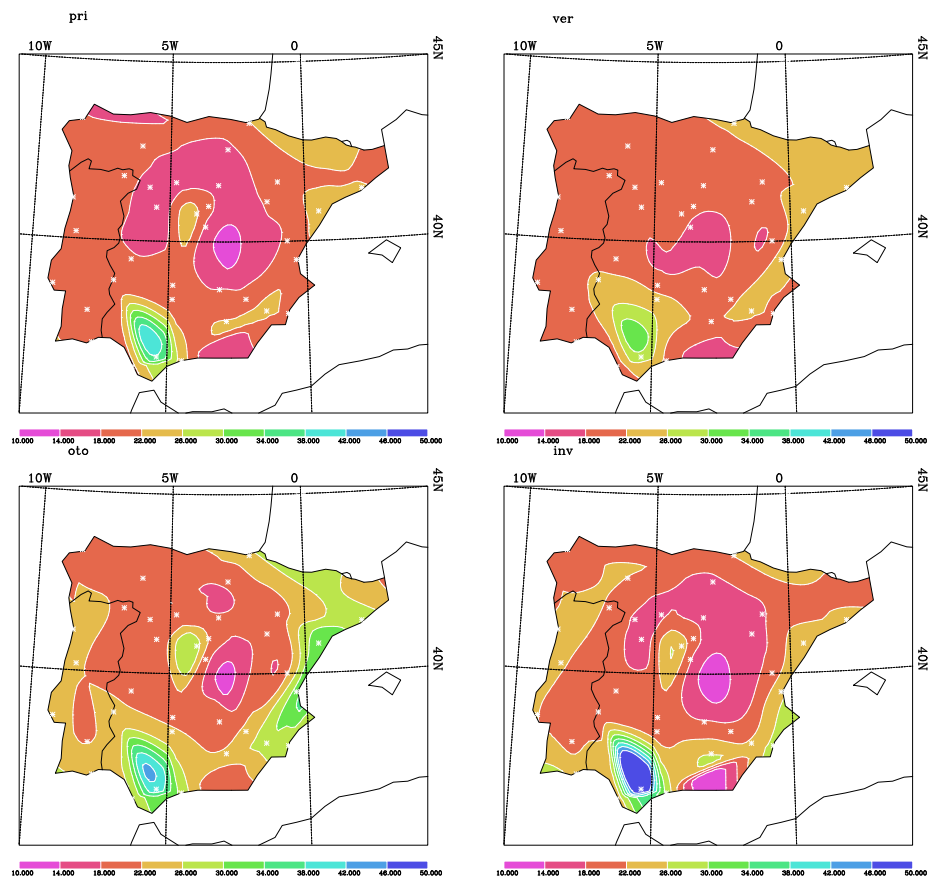


Figura 4.13: Distribución espacial del valor medio por caso en la categoría de lluvia intensa.

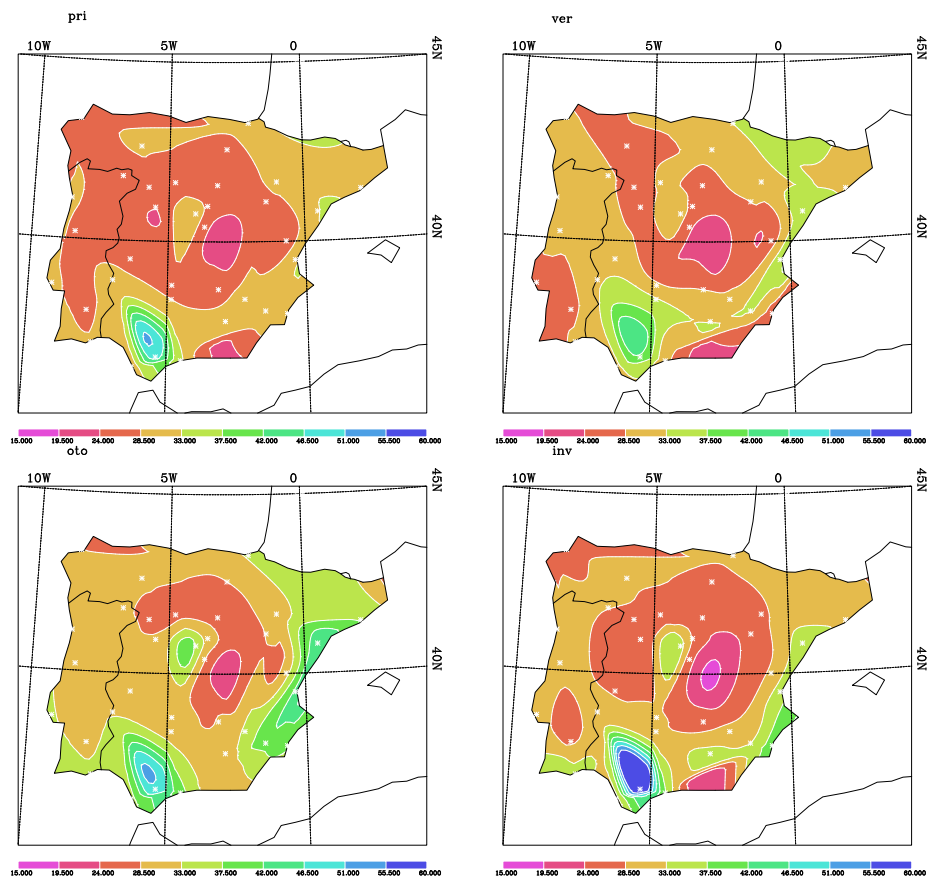


Figura 4.14: Distribución espacial del valor medio por caso en la categoría de lluvia muy intensa.



Figura 4.15: Test de Mann–Kendall para series de precipitación acumulada estacional. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia.



Figura 4.16: Idem para precipitación acumulada estacional ligera.



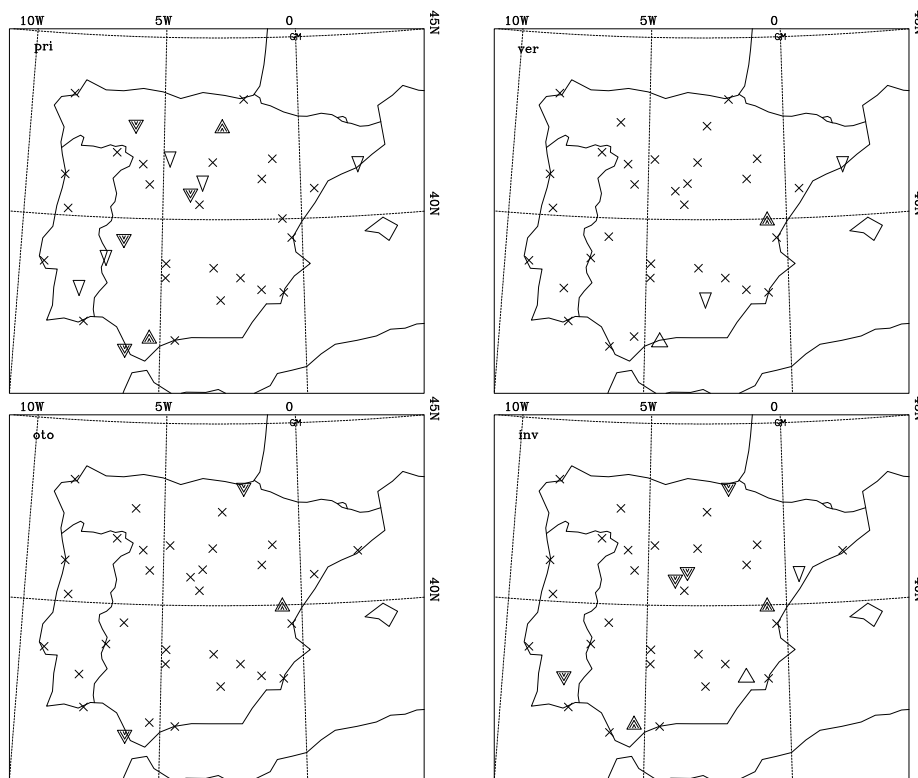


Figura 4.17: Idem para precipitación acumulada estacional moderada.

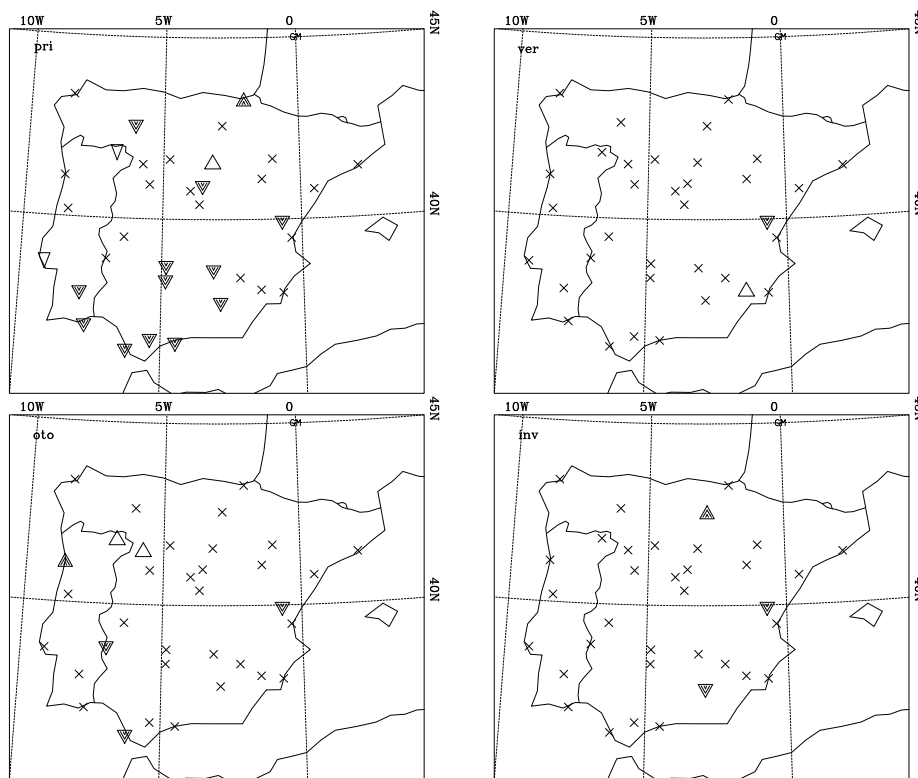


Figura 4.18: Idem para precipitación acumulada estacional intensa.

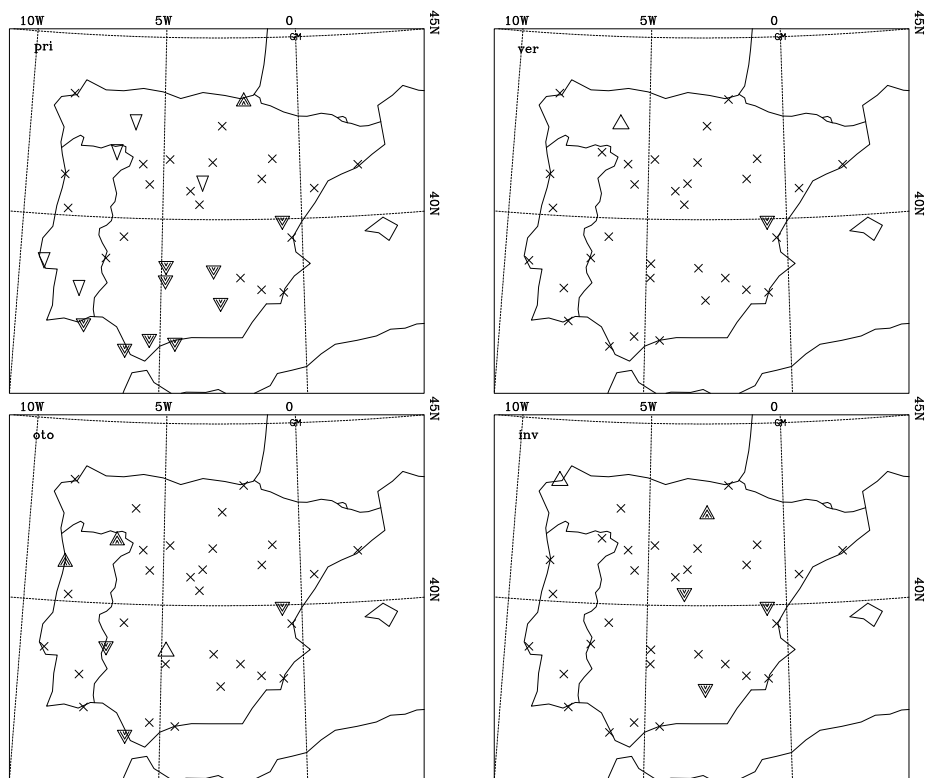


Figura 4.19: Idem para precipitación acumulada estacional muy intensa.

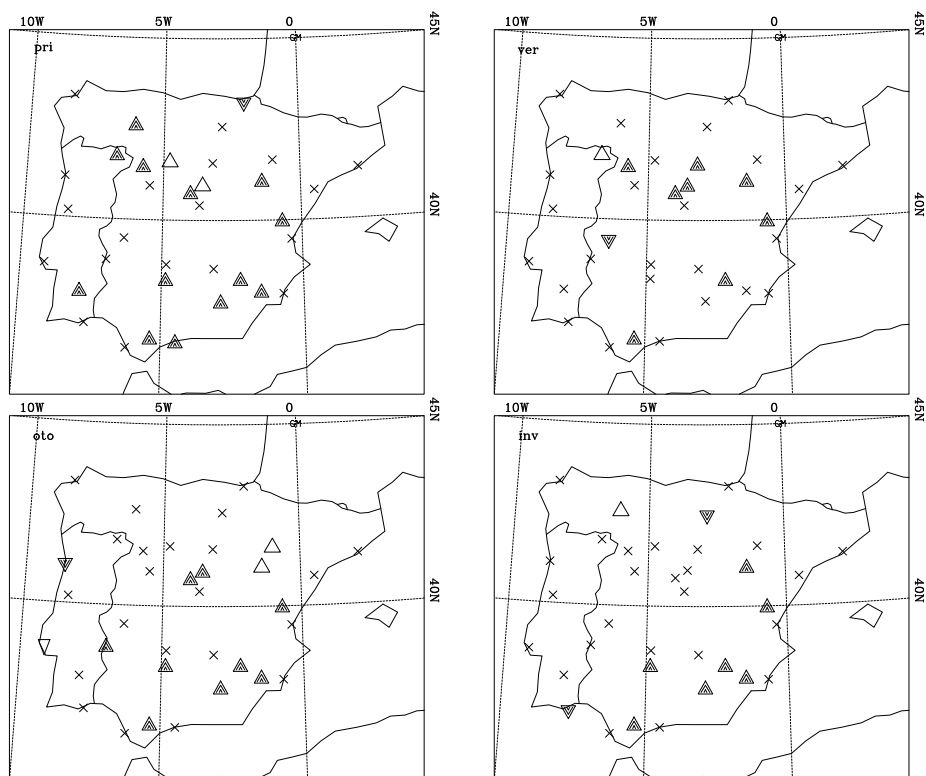


Figura 4.20: Test de Mann–Kendall para series de proporción de lluvia ligera respecto de la total. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia.



Figura 4.21: Idem para series de proporción de lluvia moderada respecto de la total.

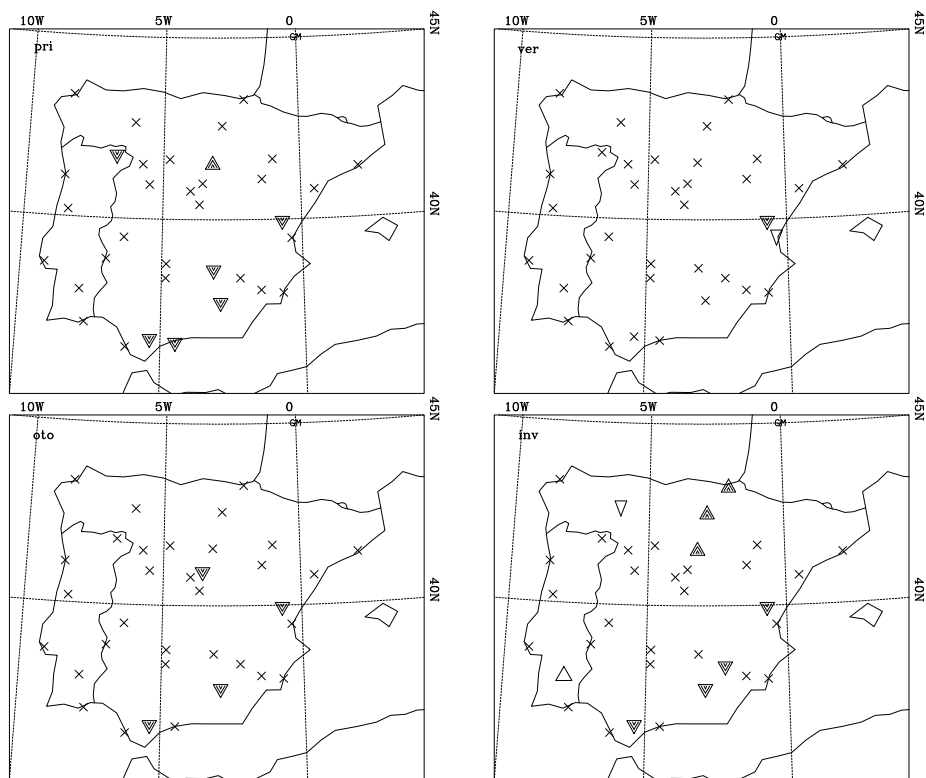


Figura 4.22: Idem para series de proporción de lluvia intensa respecto de la total.



Figura 4.23: Idem para series de proporción de lluvia muy intensa respecto de la total.

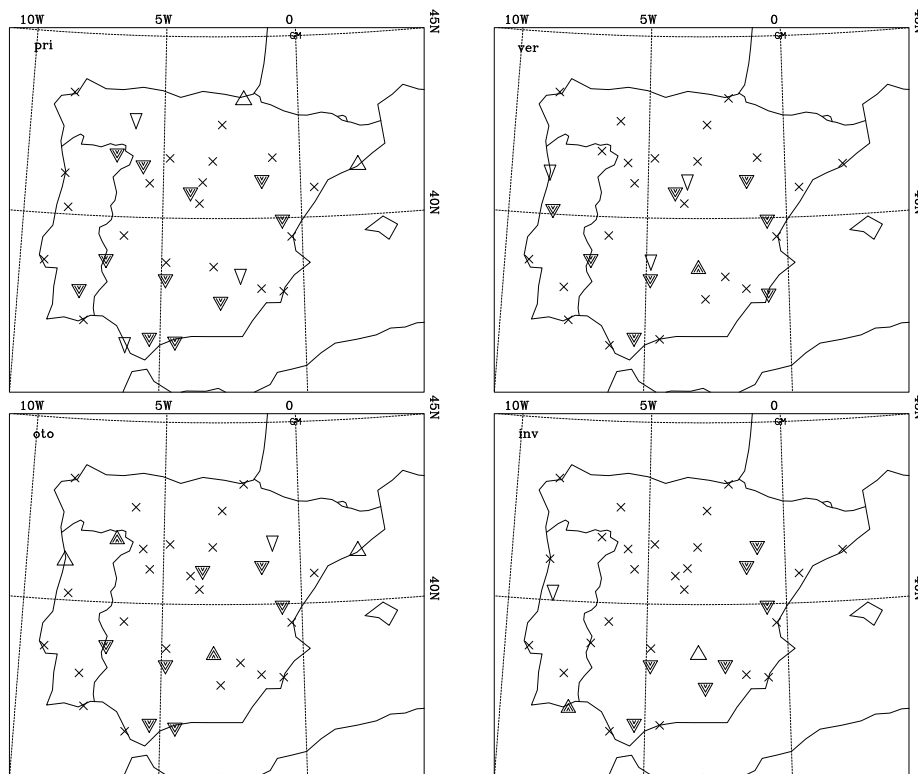


Figura 4.24: Test de Mann–Kendall para series de precipitación media por evento lluvioso. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia.



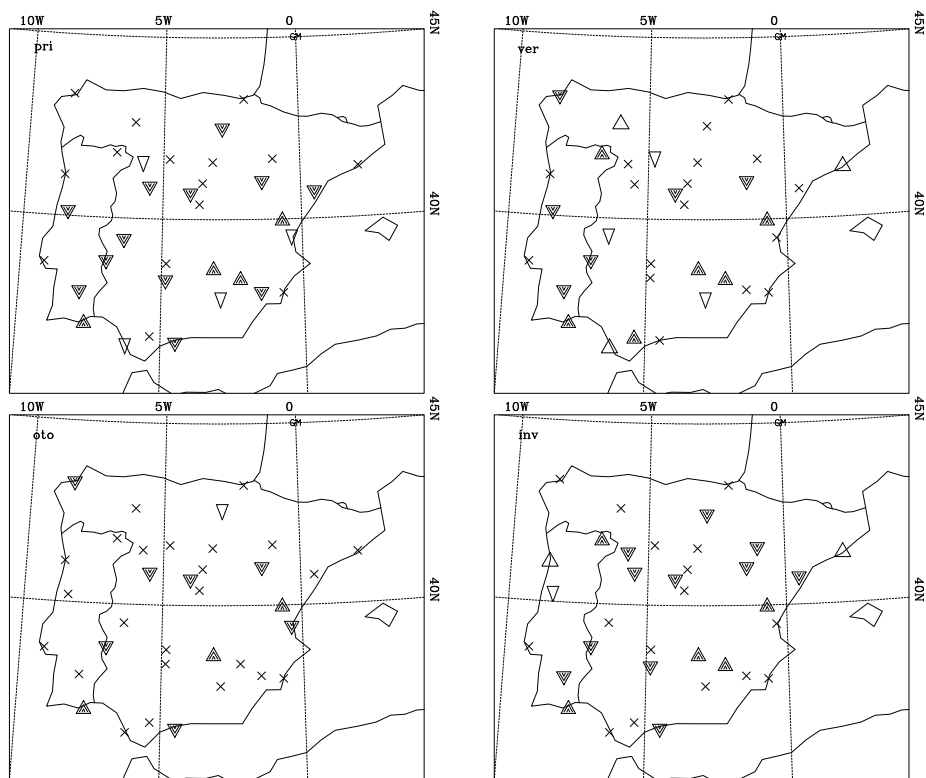


Figura 4.25: Idem para series de media por suceso de precipitación ligera.

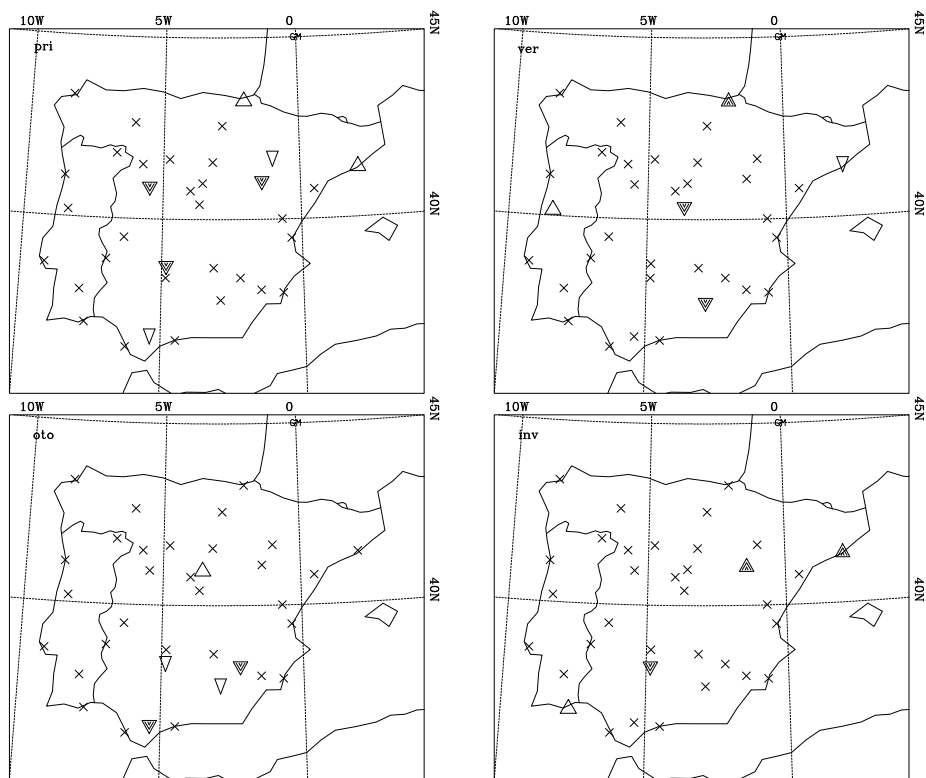


Figura 4.26: Idem para series de media por suceso de precipitación moderada.

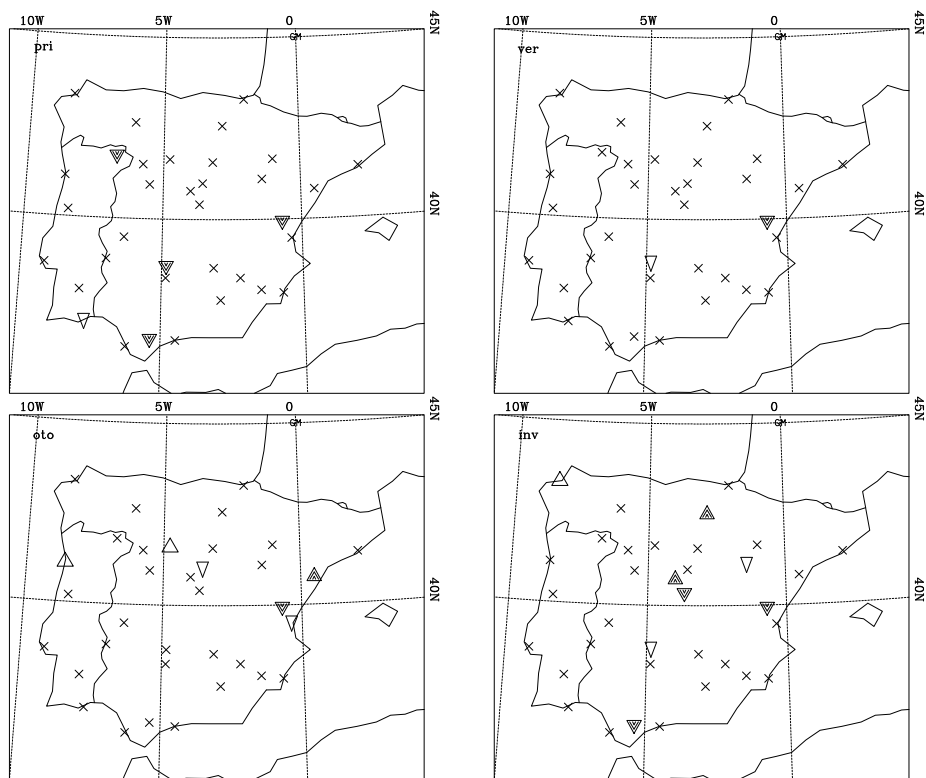


Figura 4.27: Idem para series de media por suceso de precipitación intensa.

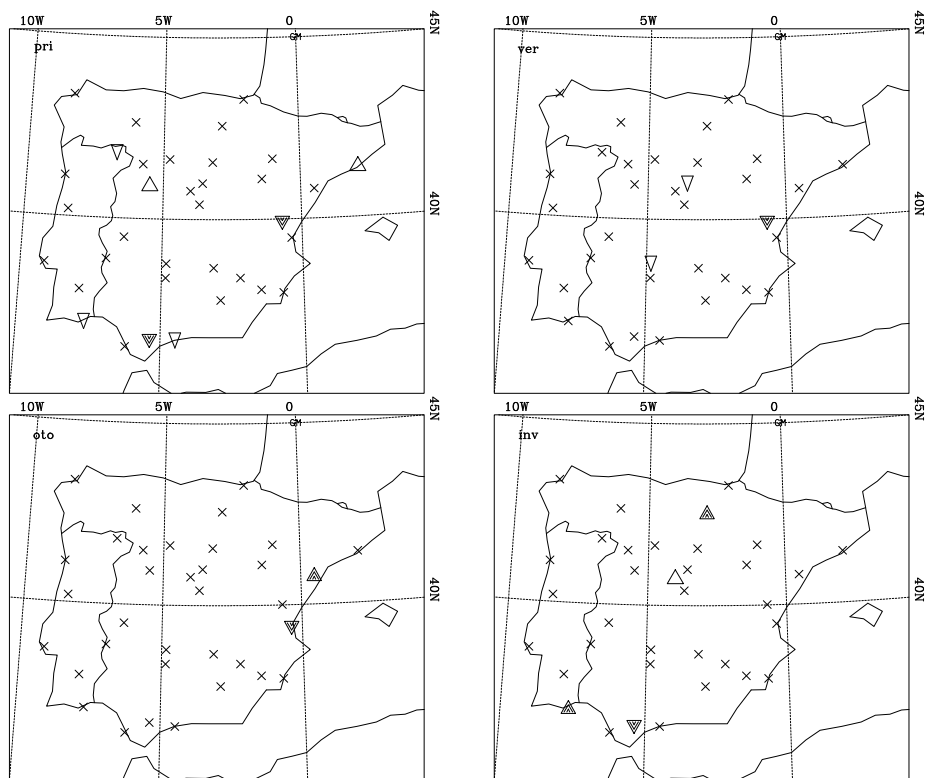


Figura 4.28: Idem para series de media por suceso de precipitación muy intensa.



Figura 4.29: Test de Kendall para series de precipitación acumulada estacional. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.30: Idem para precipitación acumulada estacional ligera. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.31: Idem para precipitación acumulada estacional moderada. Periodo común 1958-1997.

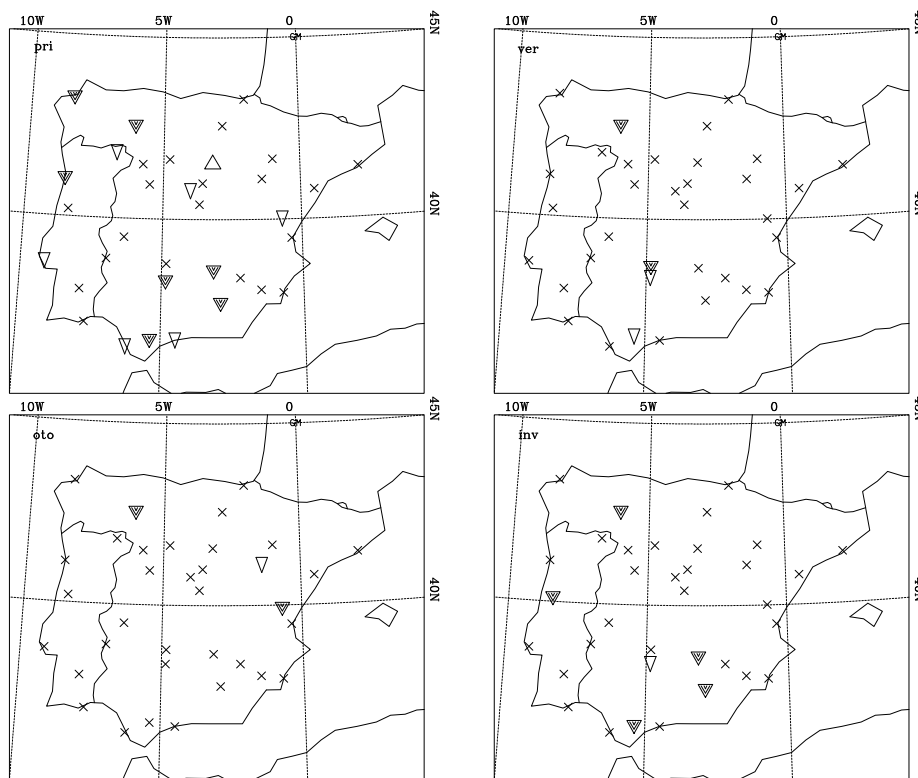


Figura 4.32: Idem para precipitación acumulada estacional intensa. Periodo común 1958-1997.



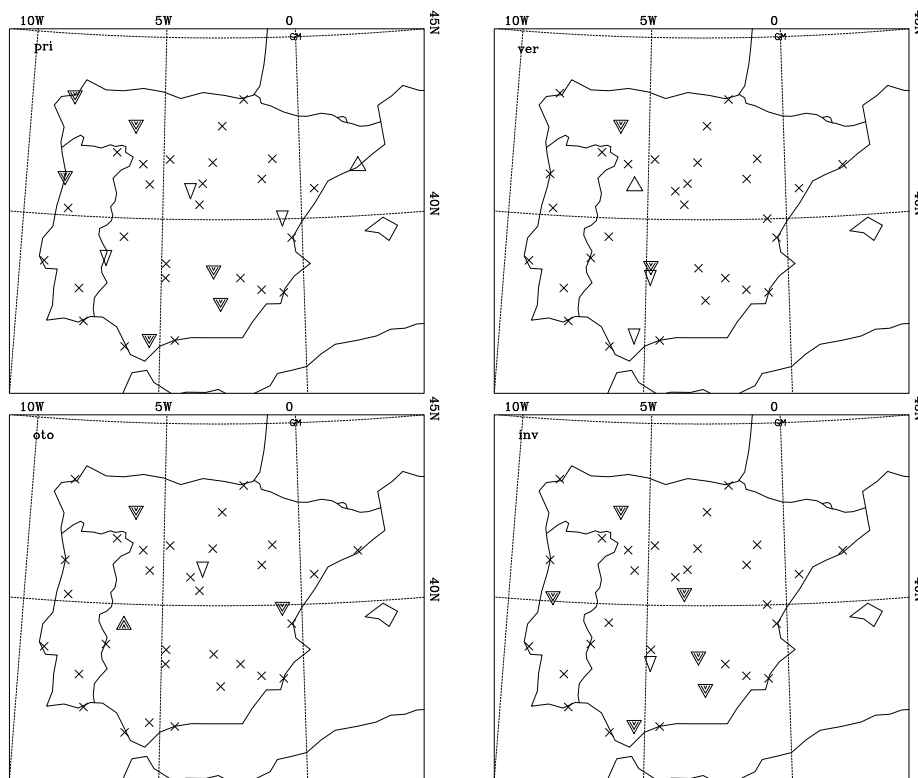


Figura 4.33: Idem para precipitación acumulada estacional muy intensa. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.34: Idem para series de proporción de lluvia ligera respecto de la total. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.

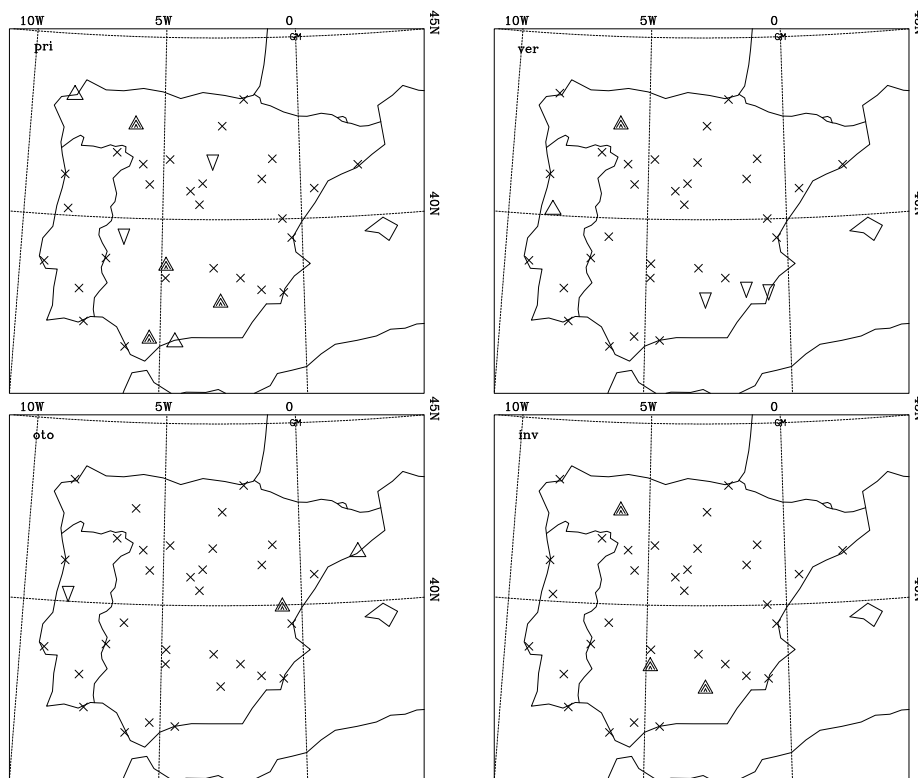


Figura 4.35: Idem para series de proporción de lluvia moderada respecto de la total. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.36: Idem para series de proporción de lluvia intensa respecto de la total. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.37: Idem para series de proporción de lluvia muy intensa respecto de la total. Periodo común 1958-1997.

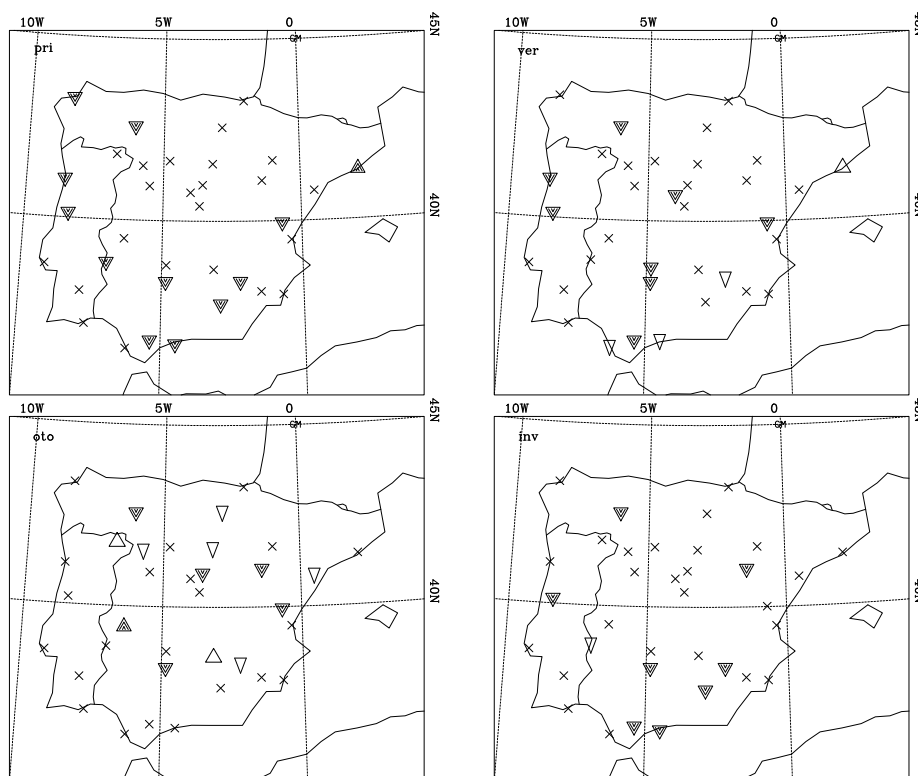


Figura 4.38: Test de Kendall para series de precipitación media por evento lluvioso. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.

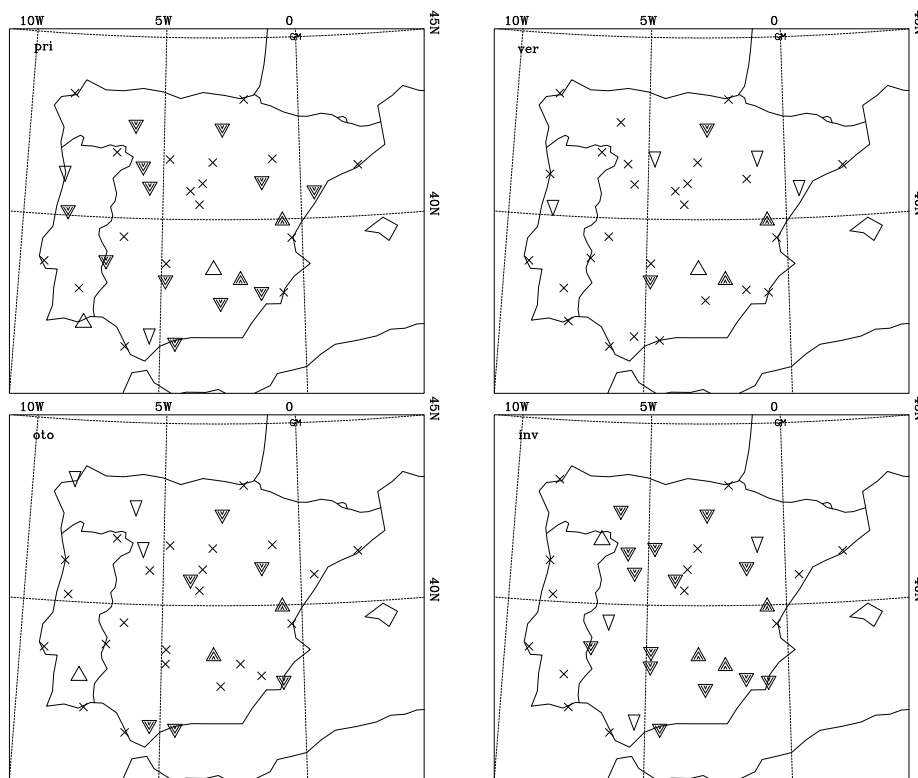


Figura 4.39: Idem para series de media por suceso de precipitación ligera. Periodo común 1958-1997.

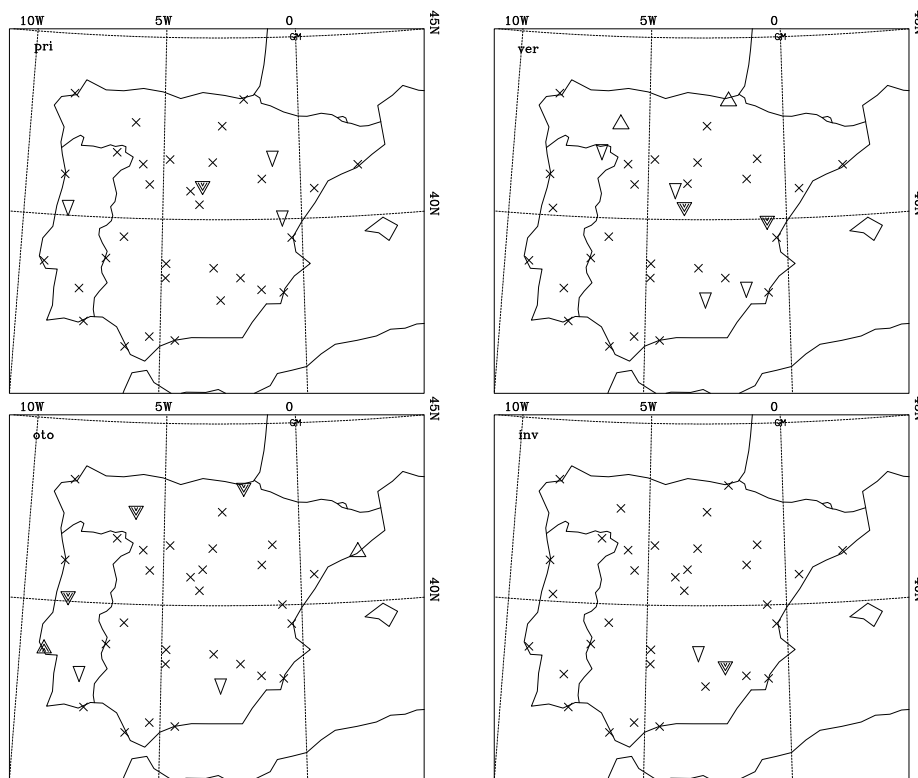


Figura 4.40: Idem para series de media por suceso de precipitación moderada. Periodo común 1958-1997.



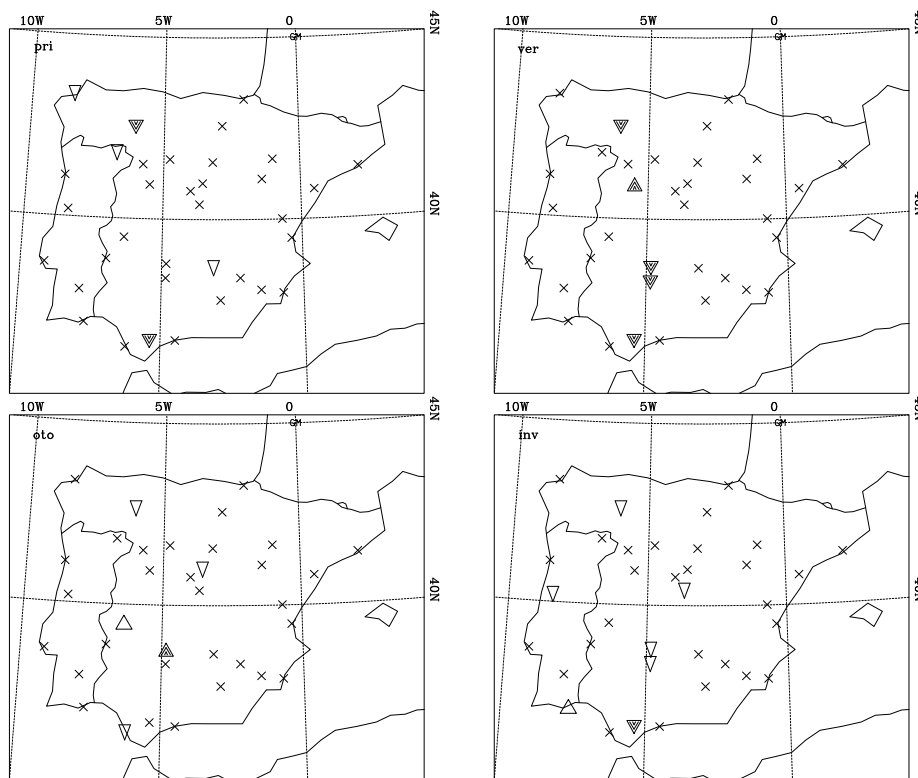


Figura 4.41: Idem para series de media por suceso de precipitación intensa. Periodo común 1958-1997.



Figura 4.42: Idem para series de media por suceso de precipitación muy intensa. Periodo común 1958-1997.

## Capítulo 5

# Máximos de precipitación

Los sucesos de precipitación intensa tienen un enorme impacto social, pues asociadas a ellos ocurren con cierta frecuencia graves inundaciones, con las subsiguientes repercusiones tanto en pérdida de vidas humanas como de importantes daños materiales en sectores tales como agricultura, ganadería, industria, etc. Así, por ejemplo, durante el treintenio 1971-2000, se registraron en España, 209918 siniestros por inundación con una cuantía global de 1436 millones euros (Consortio de Compensación del Seguro). Además, en estos últimos años los impactos de los sucesos de precipitación intensa se han agravado, pues debido a la construcción de diversas obras civiles en los cauces de los ríos, éstos han sido incapaces de absorber las avenidas producidas por los sucesos de precipitación intensa dando lugar a importantes inundaciones. Es lo que sucedió en nuestra propia ciudad en la noche del 5 al 6 de Noviembre de 1997, en la que debido a ciertas obras en el cauce de los ríos Rivillas y Calamón, éstos fueron incapaces de soportar las intensas lluvias producidas a lo largo del día 5 de Noviembre produciéndose 24 muertos e importantes daños materiales.

Por ello, resulta de especial interés la parametrización de los sucesos extremos mediante la distribución generalizada de valores extremos (GEV), que nos ofrece la posibilidad de extender los resultados a periodos más largos

que el observacional. De hecho, los valores de los periodos de retorno que se calculan superan la duración del periodo de las observaciones. Este modelado es muy importante a la hora del diseño de obras civiles, pues deben estar pensadas y construidas para poder soportar las grandes avenidas de agua producidas por un eventual suceso extremo.

En este capítulo analizamos la variación temporal de los sucesos extremos de precipitación diaria en la Península Ibérica. En primer lugar, analizaremos el tipo de distribución de extremos a la que se ajustan nuestros datos y la posible variación de dicha distribución evaluada a través del posible cambio de los parámetros a lo largo de los periodos de registro. Estos cambios en la función de distribución de máximos podrían estar apuntando a cambios en la estructura y distribución de los eventos de precipitación. Con la idea de ver reflejadas estas variaciones en los datos, se han evaluado tests de tendencias (Mann–Kendall) a partir de las series de datos estacionales en cada uno de los observatorios, obteniéndose resultados coherentes con las variaciones anteriores.

## 5.1. Metodología

El análisis de los datos se ha hecho aplicando la bien desarrollada teoría de extremos. Su objetivo es cuantificar, desde el punto de vista estadístico, el comportamiento aleatorio de los valores inusualmente grandes o pequeños. En particular, se ocupa la estimación de la probabilidad de que se produzcan valores extremos que todavía no se han observado. Esto es posible debido a que la teoría de valores extremos es una teoría asintótica. En el apartado siguiente se presenta un resumen de la misma.

Existen diferentes aproximaciones al estudio de valores extremos. Por un lado tenemos la teoría, más clásica, de máximos por bloque, en donde se divide la serie de observaciones en bloques de una cierta longitud fija y se elige el valor máximo en cada bloque. Esta teoría es la más desarrollada. Existe

también la aproximación de tomar los  $r$ -valores más elevados en cada bloque. Otra alternativa es la teoría denominada POT (Peak Over Threshold), que trata de analizar el comportamiento de aquellos valores que superan un cierto umbral. Es usual en esta teoría suponer que los instantes en los que los sucesos superan un cierto umbral siguen una ley de Poisson y que los excesos respecto del umbral siguen una distribución de Pareto generalizada. También existe una teoría recientemente desarrollada y que trata de analizar mediante la teoría de procesos puntuales los valores que superan un cierto umbral. En nuestro estudio vamos a emplear la teoría más clásica de los valores extremos por bloque. Esto supone que a partir de las series de precipitación diaria con las que venimos trabajando hemos construido las series de máximos de precipitación (máximos en cuanto a la intensidad de precipitación, es decir, cantidad de agua caída en cada evento lluvioso extremo (100 % percentil)) tomando el mayor valor de precipitación registrada en cada periodo estacional de cada año. Una breve descripción de esta teoría se expone a continuación.

### 5.1.1. Algunas notas sobre la Teoría de Valores Extremos

La teoría clásica de extremos describe cómo para secuencias lo suficientemente largas de variables aleatorias independientes  $X_1, \dots, X_n$ , los máximos  $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ ,  $n \geq 1$ , de muestras de tamaño  $n$  pueden ser ajustados a una de entre tres familias combinadas en una sola distribución conocida como distribución de valores extremos generalizada (GEV).

Teniendo en cuenta que la secuencia  $X_1, \dots, X_n$  tiene una función de distribución  $F$ , los máximos  $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ ,  $n \geq 1$ , de muestras de tamaño  $n$  poseen una función de distribución como sigue:

$$Pr\{M_n \leq x\} = F^n(x).$$

Cuando  $n \rightarrow \infty$ , se obtiene la función de distribución degenerada

$$F^n(x) \rightarrow \begin{cases} 1 & \text{if } x = \infty \\ 0 & \text{if } x < \infty \end{cases} .$$

Sin embargo, para algunas funciones de distribución existen ciertas constantes de normalización  $a_n, b_n$  tales que, cuando  $n \rightarrow \infty$ ,

$$\frac{M_n - a_n}{b_n} \Rightarrow z$$

converge en probabilidad a una variable aleatoria  $z$  cuya función de distribución es  $GEV(z)$ , conocida como distribución de valores extremos generalizada. Su forma es

$$GEV_\xi(z) = \begin{cases} \exp[-(1 + \xi z)^{-1/\xi}] & \xi \neq 0; \quad 1 + \xi z > 0 \\ \exp[\exp(-z)] & \xi = 0; \quad -\infty < z < +\infty \end{cases} ,$$

donde  $\xi$  es el parámetro de forma que determina el tipo de distribución y  $z(x)$  viene dado por  $z(x) = (x - \mu)/\sigma$ , con  $\mu$  (parámetro de localización) asociado a la moda de la distribución de extremos y  $\sigma$  (parámetro de escala) asociado a la dispersión. El parámetro de forma  $\xi$  determina el comportamiento de las colas de la distribución  $GEV_\xi$ . A su vez, la cola de la función inicial  $F$  es la que determina el valor del parámetro de forma  $\xi$ . Si la cola de  $F$  decae exponencialmente, entonces  $\xi = 0$  (usualmente existen todos los momentos) y la  $GEV$  es una distribución del tipo Gumbel. Pertenecen a este tipo todas las que están en el dominio de atracción de la distribución de Gumbel, como la distribución normal, log-normal, exponencial y la gamma. Si la cola de  $F$  decae como una serie de potencias (no todos los momentos son finitos), entonces  $\xi > 0$  y la  $GEV$  es del tipo Fréchet, por ejemplo, la distribución t-Student o la de Cauchy. Si la cola de  $F$  es finita (todos los momentos existen), entonces  $\xi < 0$  y la  $GEV$  es de tipo Weibull. Introduciendo los parámetros de localización  $\mu$  y escala  $\sigma$ , tenemos que

$$GEV_{\xi}(z) = GEV_{\xi}\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}.$$

La media y varianza de la distribución vienen dadas por ( $\xi \neq 0$ ):

$$\mu_1 = E(x) = \mu - \frac{\sigma}{\xi}(1 - \Gamma(1 - \xi)), \quad \xi < 1$$

y

$$\mu_2 = E((x - \mu)^2) = \frac{\sigma^2}{\xi^2}[\Gamma(1 - 2\xi) - \Gamma^2(1 - \xi)], \quad \xi < 1/2.$$

Debemos tener en cuenta que la media sólo existe si  $\xi < 1$  y el segundo momento existe sólo si  $\xi < 1/2$ . Generalmente, el  $m$ -momento de la distribución existe sólo si  $\xi < 1/m$ . La moda es  $\mu$  y el  $(1 - p)$ -quantil se expresa de la siguiente forma:

$$x_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - (-\log(1 - p))^{-\xi}\right], \quad \xi \neq 0,$$

donde  $G(x_p) = 1 - p$ . En una terminología más común,  $x_p$  es el **nivel de retorno** o **valor de diseño** asociado al **periodo de retorno**  $1/p$ . Se espera que el nivel  $x_p$  se exceda una vez en  $1/p$  años.

En nuestro caso, los parámetros de la distribución fueron calculados mediante el método de Máxima Verosimilitud haciendo uso de los paquetes *evd* e *ismev* del lenguaje de programación R. La bondad del ajuste ha sido evaluada aplicando el test de Kolmogorov–Smirnov mediante un Bootstrap paramétrico (método de Monte–Carlo). También han sido usadas algunas herramientas gráficas como los diagramas: PP, QQ, de densidad y periodos de retorno.

## 5.2. Resultados

Antes de comenzar el proceso de ajuste de la distribución GEV a nuestros datos de máximos de precipitación, veamos cómo evolucionan a lo largo del año. La Figura 5.1 nos muestra, como ejemplo, la distribución de los máximos estacionales, para cuatro observatorios situados en diferentes regiones geográficas de la Península donde podemos observar cómo efectivamente los máximos estacionales parecen presentar ciclo estacional, valga la redundancia. Los resultados que se muestran corresponden al periodo completo. Se han efectuado también los cálculos para el periodo común 1958-1997, no mostrando, para el modelo estacionario, diferencias significativas.

Como podemos ver, en el caso de Lisboa, el valor más alto de la mediana se registra en otoño, seguida del invierno y la primavera alcanzando el valor más pequeño en verano. Lo mismo sucede en el caso de Valencia; sin embargo, ahora los datos ‘anómalos’ (los que exceden las bandas de error) aparecen con frecuencia en el verano y en el otoño –aunque es éste último un poco menor–, lo que indica una gran actividad tormentosa en estas estaciones. Grazalema, sin embargo, alcanza su máxima intensidad en el invierno y la mínima en el verano. En cuanto a Daroca, es el único caso de los estudiados donde la mediana alcanza su máximo valor en el verano. Es bien conocido que una buena parte de las precipitaciones anuales que se recogen en ciertas estaciones del valle del Ebro se registran en las tormentas que aparecen en el verano [Linés \(1981\)](#), y Daroca parece encontrarse en esta situación. Para tener una visión global del reparto estacional de las precipitaciones máximas, la Figura 5.2 nos muestra la estación del año donde la mediana de las precipitaciones máximas alcanza su máximo y mínimo valor. De la figura se infiere que la mayor parte de los observatorios (25 casos), la mediana alcanza su valor más elevado en el otoño, seguida por el invierno (7 casos), la primavera (2 casos) y el verano (1 caso, el de Daroca antes mencionado). Según se observa en la figura, en la distribución de los valores más altos de la mediana no parece que existan zonas con coherencia espacial, si no más bien que los otoños se distribuyen a lo largo de la Península con algunos inviernos intercalados. Si



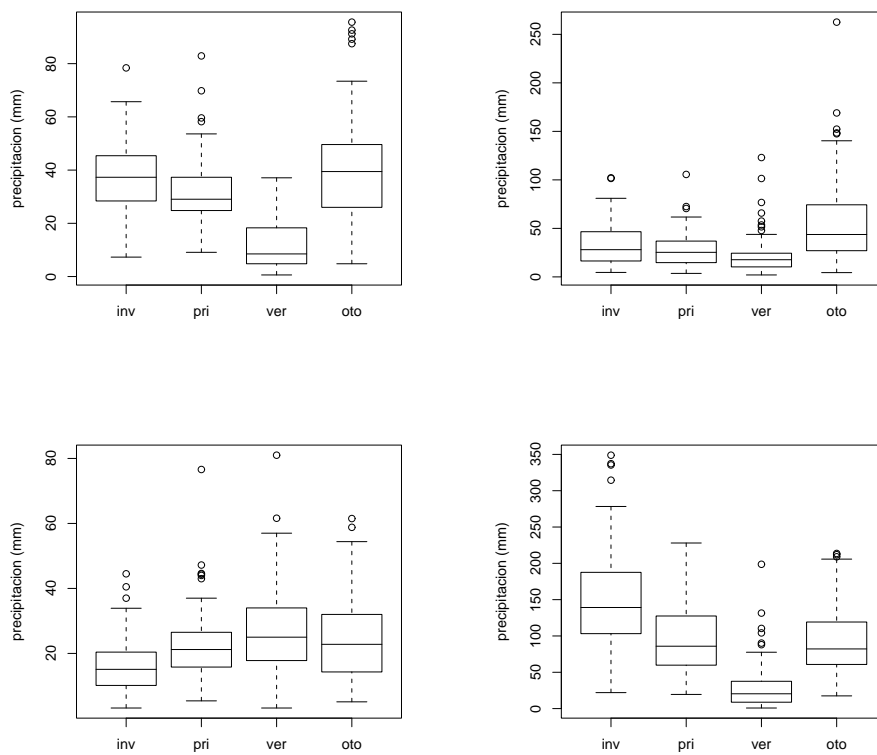


Figura 5.1: De izquierda a derecha y de arriba abajo, diagramas de cajas de 'Tukey', para Lisboa, Valencia, Daroca y Grazaleta

nos fijamos en la estación donde la mediana alcanza su valor más pequeño, podemos ver que ahora surge una distribución algo más coherente, al situarse los inviernos a lo largo del valle del Ebro, estando el resto de la geografía dominado por los veranos. Así pues, podemos concluir que a lo largo del valle del Ebro, los valores más pequeños aparecen en el invierno y los valores más elevados en primavera, verano y otoño, dependiendo del observatorio. En el resto de la Península, los valores más elevados tienden a aparecer en el otoño (salvo un número reducido de observatorios en los que aparecen en el invierno) y los valores más débiles en el verano.

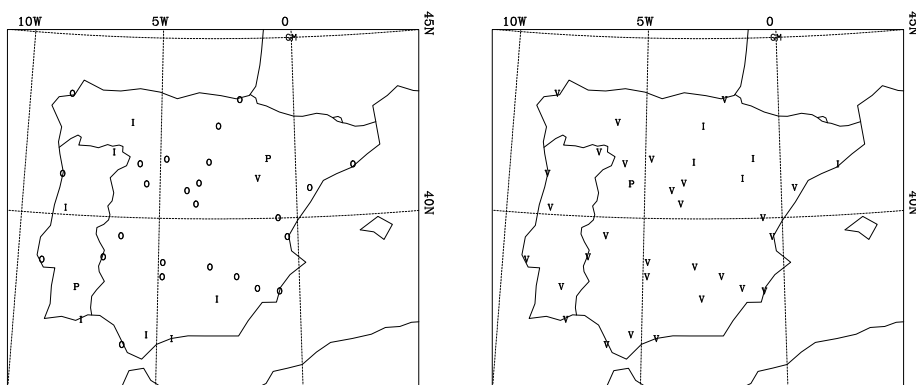


Figura 5.2: Estación en la que la mediana alcanza su valor más elevado (izquierda) y su valor más pequeño (derecha). 'I': invierno, 'P': primavera, 'V': verano, 'O': otoño.

Una vez analizada la fase estacional de los máximos (en realidad, su mediana), veamos cómo se distribuyen a lo largo de la península para cada estación. Esto lo podemos ver en la Figura 5.3, donde se muestra un mapa de isóneas de la distribución espacial de las medianas de máximos de precipitación. Recordamos que en los índices de precipitación estudiados en los dos capítulos anteriores, habíamos analizado la distribución peninsular de los valores medios de cada uno de ellos. Debido a que el valor medio es sensible a los datos extremos, utilizaremos en este caso la mediana, más robusta.

Como podemos extraer de esta figura, no existe una estructura espacial

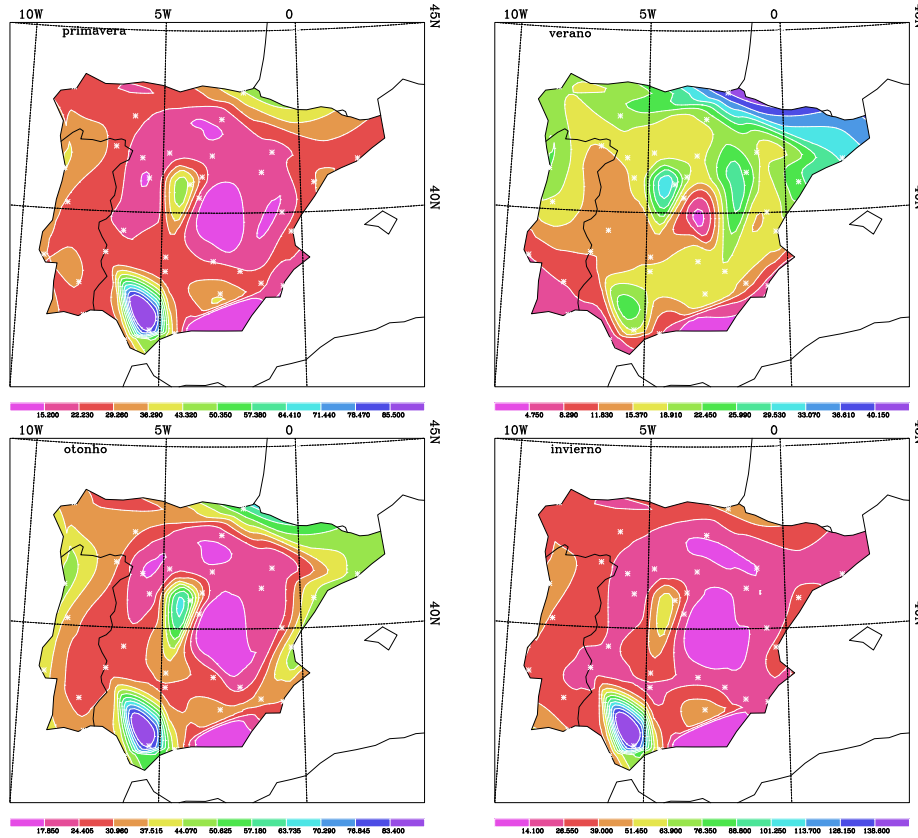


Figura 5.3: Distribución de las medianas de los máximos de precipitación.

nítida y coherente en la distribución de máximos (en realidad, de sus medianas). No obstante, podemos sacar algunas conclusiones de estos mapas. En primer lugar podemos ver cómo para la primavera, otoño e invierno, la influencia del observatorio de Grazalema es tan fuerte que deforma el mapa fuertemente a su alrededor. Por esta razón, y en aquellas situaciones en las que sucede ésto, se hará la representación espacial sin este observatorio. Así, la Figura 5.4 nos muestra la distribución de medianas sin considerar el caso de Grazalema.

Si nos fijamos en el verano, podemos observar que existe un gradiente bastante bien marcado en la dirección sur-norte, con los valores más impor-

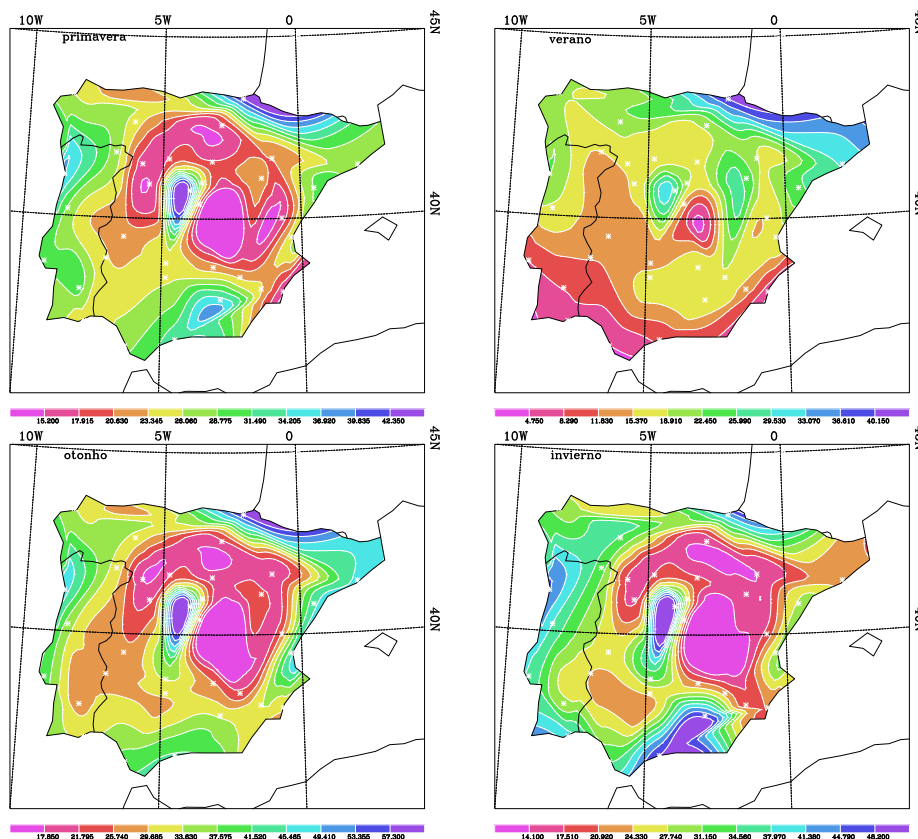


Figura 5.4: Distribución de las medianas de los máximos de precipitación. No se ha incluido el observatorio de Grazaalema

tante apareciendo en una franja cercana al borde occidental de los Pirineos. Una situación similar aparece en el otoño, pero los valores más importantes aparecen ahora también en Cataluña y el Mediterráneo. Ésto está de acuerdo con el carácter torrencial de las lluvias en esta época del año en esta zona de la península. Así mismo, y según podemos ver, comienzan a tener importancia las precipitaciones que ocurren en la fachada atlántica y la franja costera sur de Andalucía. La región con valores de máximos menos intensos aparece en el centro de la península excepto la pequeña isla de Navacerrada que ya comentábamos para los casos de precipitación acumulada intensa y muy intensa (ver Figuras 4.4 y 4.5, proporción del número de días de lluvia

intensa y muy intensa respecto del total (ver Figuras 3.4 y 3.5), proporción por evento lluvioso de cada una de las categorías respecto de la total (Figuras 4.6 a 4.9) y valor medio por evento de lluvia intensa y muy intensa (Figuras 4.13 a 4.14). En el invierno, podemos ver como se acrecienta la importancia de la zona atlántica y el sur de Andalucía, disminuyendo la importancia de la franja mediterránea. Como en los casos anteriores, las dos submesetas presentan los valores menos importantes. Lo mismo sucede en primavera donde, sin embargo, ya empiezan a hacerse más importantes las precipitaciones en la zona norte, que aparecerán con más claridad en el verano.

### 5.2.1. Parámetros de la distribución GEV

En esta sección, vamos a hacer un análisis de los resultados obtenidos del ajuste de los máximos estacionales mediante la distribución GEV. En primer lugar, vamos a suponer que tenemos un modelo estacionario en el que se toma como hipótesis que los parámetros de la distribución son constantes en el tiempo. Posteriormente, analizaremos el modelo no estacionario. Como ya hemos comentado, el ajuste a la distribución GEV se ha realizado mediante el método de máxima verosimilitud utilizando los paquetes *evd* y *ismev* del lenguaje de programación R [Coles \(2001\)](#). El análisis de la bondad del ajuste del modelo se hecho mediante dos métodos: el test de Kolmogorov–Smirnov y un conjunto de tests gráficos que viene incorporado en los paquetes informáticos utilizados, que consiste en la representación de un diagrama cuantil–cuantil, de un diagrama percentil–percentil, de la función densidad y del periodo de retorno. La Figura 5.5 nos muestra estos gráficos para el caso de Badajoz en invierno. Similares figuras y con un similar nivel de ajuste se han obtenido para el resto de los observatorios.

Como podemos observar, el ajuste se puede considerar bastante satisfactorio sin que las diferentes curvas teóricas se aparten mucho de las correspondientes empíricas. La información aportada por los tests gráficos se ha visto corroborada por el test Kolmogorov–Smirnov, cuyo nivel de confianza se ha estimado mediante un método bootstrap paramétrico o también

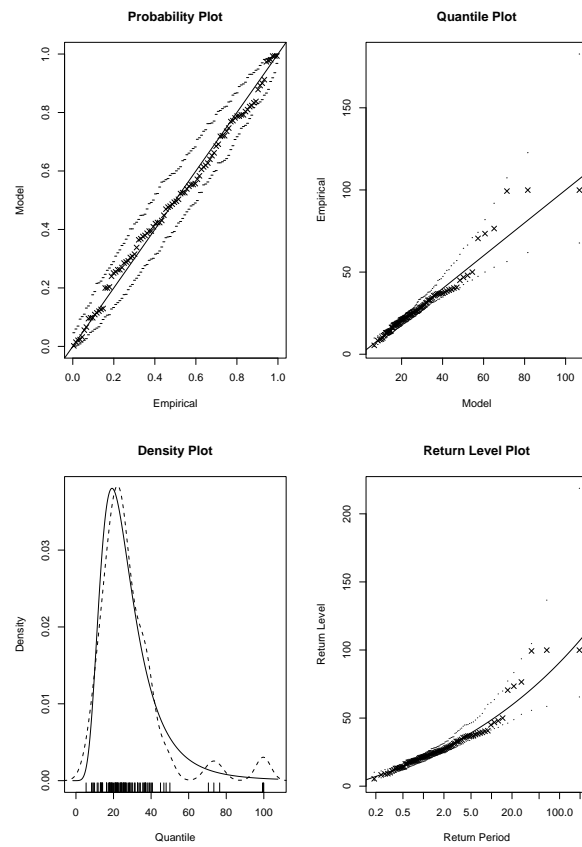


Figura 5.5: De izquierda a derecha y de arriba abajo, diagramas percentil–percentil, cuantil–cuantil, de la función densidad y de los periodos de retorno para el caso de Badajoz. Aparecen también los intervalos de confianza.

llamado de Monte–Carlo. De acuerdo con este método, se ha calculado el estadístico correspondiente a dicho test a partir de los datos experimentales, para calcular luego el percentil que ocupa este valor en una serie de réplicas aleatorias obtenidas a partir de la distribución GEV teórica. Si el percentil así calculado no es muy alto no tenemos razones estadísticas para rechazar la hipótesis nula de que nuestros datos se comportan como una GEV. En todos los casos, el percentil fue menor que 0.95, lo que indica que con este nivel de confianza la distribución GEV no debe de ser rechazada. El cálculo de los parámetros de la distribución GEV estaría incompleto si no calculásemos sus intervalos de confianza. Estos se han evaluado, con un nivel del 95 %, mediante un método ‘bootstrap’ no paramétrico. Así mismo se ha evaluado el intervalo de confianza para el valor de diseño o valor de retorno a 100 años.

### 5.2.2. Tipo de distribución

La teoría de valores extremos muestra que existen diversos tipos de distribuciones. Una de las más ampliamente utilizadas en meteorología es la distribución de Gumbel. Puesto que, a priori, la función de distribución básica de la precipitación es desconocida, no podemos de antemano establecer cuál de las tres distribuciones es la aplicable a nuestros datos. Una de las posibles aplicaciones de este análisis consiste en ver hasta qué punto una de las distribuciones más frecuentes utilizadas en meteorología para ajustar a los datos de precipitación diaria, como es la distribución Gamma (que cae dentro del dominio de la distribución Gumbel) es capaz de ajustar los datos de precipitación intensa. Así tenemos que si la distribución de extremos se ajusta a un tipo de distribución de Fréchet o Weibull, como la distribución Gamma cae dentro del dominio de la distribución Gumbel, es probable que esta distribución no ajuste correctamente la cola superior de nuestros datos.

La técnica empleada para analizar el número de parámetros a emplear es el llamado test de razón de verosimilitudes (likelihood ratio test) Wilks (1995). De acuerdo con este test, si tenemos dos posibles modelos que ajustan a una serie de datos y uno de estos modelos  $M_0$  que contiene  $k$  parámetros

está embebido en otro modelo  $M_1$  con  $m$  parámetros, siendo  $m > k$ , entonces se verifica, bajo condiciones apropiadas de regularidad, que

$$\Lambda_n = 2(l_0 - l_1)$$

siendo  $l_0$  y  $l_1$  el logaritmo neperiano cambiado de signo de la función de verosimilitud utilizando los modelos  $M_0$  y  $M_1$  respectivamente. Cuando el número de datos  $n$  se hace muy grande,  $\Lambda_n$  se comporta como una función de distribución  $\chi^2$  con  $(m - k)$  grados de libertad, esto es

$$\Lambda_n \xrightarrow{d} \chi_q^2, \quad n \rightarrow \infty, \quad q = m - k.$$

Los resultados los hemos expresado en forma de mapas. La Figura 5.6 nos muestra los observatorios donde el parámetro  $\xi$  es significativamente mayor que cero, es decir, tenemos una distribución de tipo Fréchet, o menor que cero, en cuyo caso la distribución sería de tipo Weibull.

Como se puede ver en la figura, el verano es la estación del año donde mayor preponderancia existe de valores  $\xi$  positivos (14 casos) debido, probablemente, al carácter tormentoso de las precipitaciones en esta época del año, principalmente en la mitad sur de la península y en las cercanías del Mediterráneo. En el otoño (9 casos) e invierno (7 casos) los valores  $\xi$  positivos tienden a concentrarse en aquellos observatorios situados en las cercanías del Mediterráneo debido probablemente al carácter torrencial, principalmente en el otoño, de las precipitación en esta región. Badajoz y Embalse de Cierva son los únicos observatorios donde  $\xi$  es positivo en todas las estaciones del año. Únicamente en Almadén y Madrid en otoño e invierno, respectivamente,  $\xi < 0$ . Dado que no todos los observatorios verifican la misma distribución a lo largo del año, por facilidad de cálculo seguiremos en el resto de nuestro análisis utilizando la distribución GEV completa.





Figura 5.6: Observatorios donde el parámetro  $\xi$  de la distribución GEV es significativamente distinto de cero. Triángulos con el vértice hacia arriba,  $\xi > 0$ . Triángulos con el vértice hacia abajo,  $\xi < 0$ .

### Distribución estacional de los parámetros

En esta sección, vamos a mostrar cómo varían en función de las estaciones los parámetros GEV obtenidos.

La Figura 5.7 nos muestra la evolución estacional de los tres parámetros de la distribución GEV junto con el valor de diseño a 100 años para el observatorio de Lisboa. Como podemos observar para este caso, siguiendo el comportamiento que tiene su mediana que ya vimos en una sección anterior (ver la Figura 5.1), el parámetro  $\mu$  presenta un mínimo muy acusado en el verano y un máximo en el otoño. Un comportamiento similar se observa,

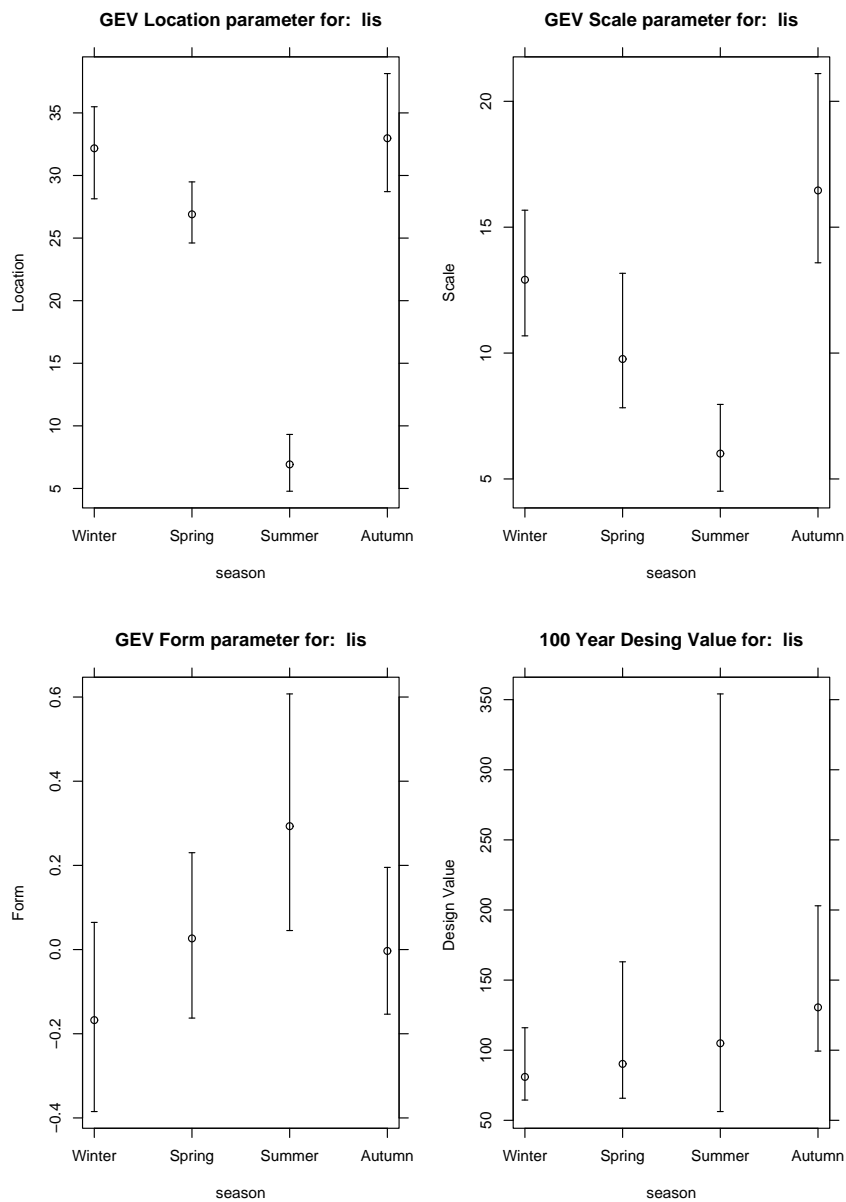


Figura 5.7: Distribución estacional de los parámetros de la distribución GEV junto con el valor de retorno a 100 años para el caso de Lisboa.

aunque con una menor amplitud, en la evolución del parámetro  $\sigma$ . En lo que se refiere al parámetro de forma  $\xi$ , se ve que el valor más elevado se alcanza en el verano y el más pequeño en el invierno. En este caso no sólo debemos considerar la forma de la evolución sino también el signo del parámetro de forma pues el comportamiento de la distribución depende del signo de dicho parámetro. Así, para el caso que nos ocupa,  $\xi$  toma un valor positivo en el verano, lo que nos indica que durante esta estación la cola de la distribución probabilística de la precipitación disminuye muy lentamente. Lo contrario sucede en el invierno, donde el parámetro  $\xi$  se hace negativo. En una sección posterior analizaremos con más detenimiento el signo del parámetro de forma. En cuanto al valor de diseño a 100 años, el valor más elevado se alcanza en el otoño. En verano se llega a un valor algo más elevado que en la primavera y el invierno, aunque dado el enorme intervalo de confianza no parece que existan diferencias significativas entre las cuatro estaciones. Otro hecho remarcable en la distribución del valor de retorno es la gran asimetría que se observa en el intervalo de confianza. Esto se debe a la forma fuertemente asimétrica que tiene la distribución de este parámetro.

Dado que mostrar para cada observatorio figuras similares a las obtenidas para Lisboa haría la memoria demasiado extensa, hemos resumido la forma estacional de los parámetros en la Figura 5.8, que muestra las estaciones en las que cada uno de los parámetros de la GEV alcanza su valor más alto para cada observatorio. En Presa de Puentes Viejas, Madrid y Embalse de Fuensanta, es en otoño cuando todos los parámetros alcanzan su valor más alto. Los parámetros de localización y escala presentan una distribución bastante similar. Ninguno de ellos llega a su valor más alto en la primavera. Predomina el otoño, sobre todo en el interior, aunque existe mezcla con el invierno, especialmente en el oeste y sur peninsular. La diferencia fundamental entre ambos parámetros se encuentra en el valle del alto y medio Ebro, donde  $\sigma$  alcanza su valor más elevado en verano y  $\mu$  en otoño, excepto en Daroca que coinciden ambos en verano. El parámetro de forma presenta una mayor mezcla en la zona interior y norte. Se distingue la parte oeste, sur y la costa mediterránea (excepto Barcelona) en las que el valor más alto de

$\xi$  se alcanza en verano (hecho que puede estar relacionado con la existencia de lluvias torrenciales en estos lugares en dicha estación, como ya habíamos comentado).



Figura 5.8: De izquierda a derecha y de arriba abajo, estación en la que los parámetros  $\mu$ ,  $\sigma$  y  $\xi$  alcanzan su valor más elevado. ‘I’: invierno, ‘P’: primavera, ‘V’: verano, ‘O’: otoño.

### Distribución espacial de los parámetros

La Figura 5.9 nos muestra la distribución espacial del parámetro  $\mu$  de la distribución GEV para cada una de las estaciones. En primavera, otoño e invierno se ha optado por dibujar los mapas sin el observatorio de Grazalema. Su influencia es tan grande que deformaba el mapa de la distribución y no permitía la visualización de otras estructuras en el resto de la península.

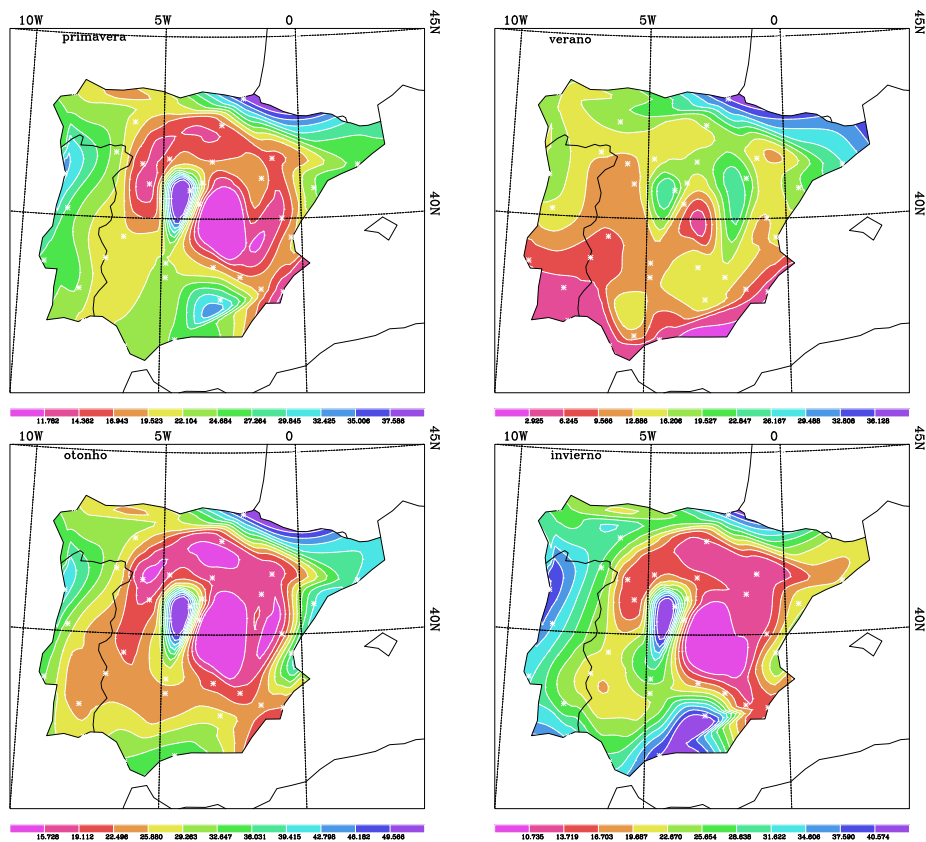


Figura 5.9: Distribución espacial del parámetro  $\mu$  (primavera, otoño e invierno sin Grazalema).

Como podemos ver, en el invierno, los valores más grandes de  $\mu$  se obtienen en la fachada atlántica y Andalucía mientras que los valores más pequeños se obtienen en el centro de la península. Una situación similar se obtiene en la primavera. Sin embargo, cambia por completo en el verano. Ahora, los valores más elevados se obtienen en el noreste de la península, apareciendo un gradiente entre el sur y norte de la misma. Con la entrada del otoño se vuelve a la situación de invierno, pero ahora merece la pena destacar los altos valores que se obtienen en la fachada mediterránea. Es precisamente en esta estación cuando se obtienen las lluvias más intensas.

La Figura 5.10 nos muestra la distribución espacial del parámetro  $\sigma$  para las cuatro estaciones. Los valores más bajos se alcanzan en el interior de la península y en la costa de Almería en cualquier estación; los más altos, en la zona de Grazalema en primavera, otoño e invierno, especialmente en este último.

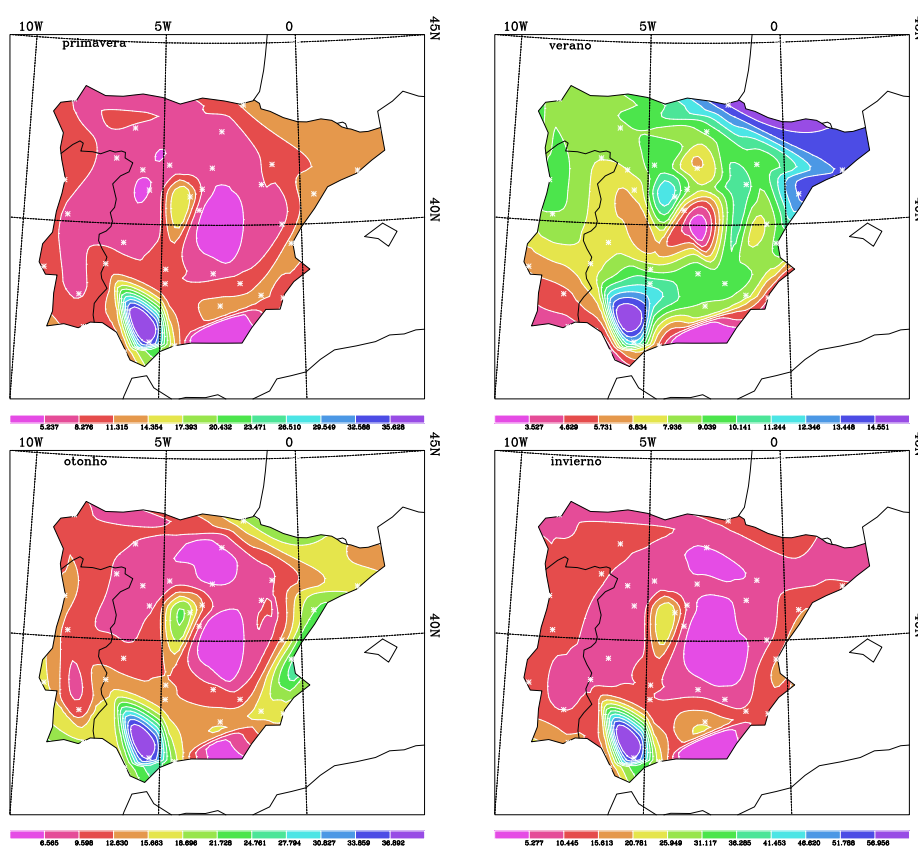


Figura 5.10: Distribución espacial del parámetro  $\sigma$ .

La Figura 5.11 nos muestra la distribución espacial del parámetro  $\xi$  para las cuatro estaciones. Para el parámetro de forma, nos interesaban las zonas de valores positivos y las de valores negativos, para poder establecer la forma de la cola de la distribución y establecer el comportamiento de los extremos. Las zonas de valores positivos corresponden a una cola que decae como una

serie de potencias, es decir, que espaciados en el tiempo se registran valores de precipitación muy altos; lo que podrá corresponder a episodios tormentosos que dejan abundantes lluvias. Las zonas de valores negativos corresponden a una cola finita. Como zonas positivas podemos señalar: el valle del Ebro, el pre-litoral cantábrico, parte del valle del Guadiana y la costa mediterránea en primavera y otoño y, con menor intensidad, en invierno, y el sur de la península en verano. Efectivamente, se corresponden con zonas en las que en las citadas épocas podemos encontrar eventos tormentosos que descargan lluvias copiosas. Las zonas con valores negativos se corresponden principalmente con el interior peninsular.

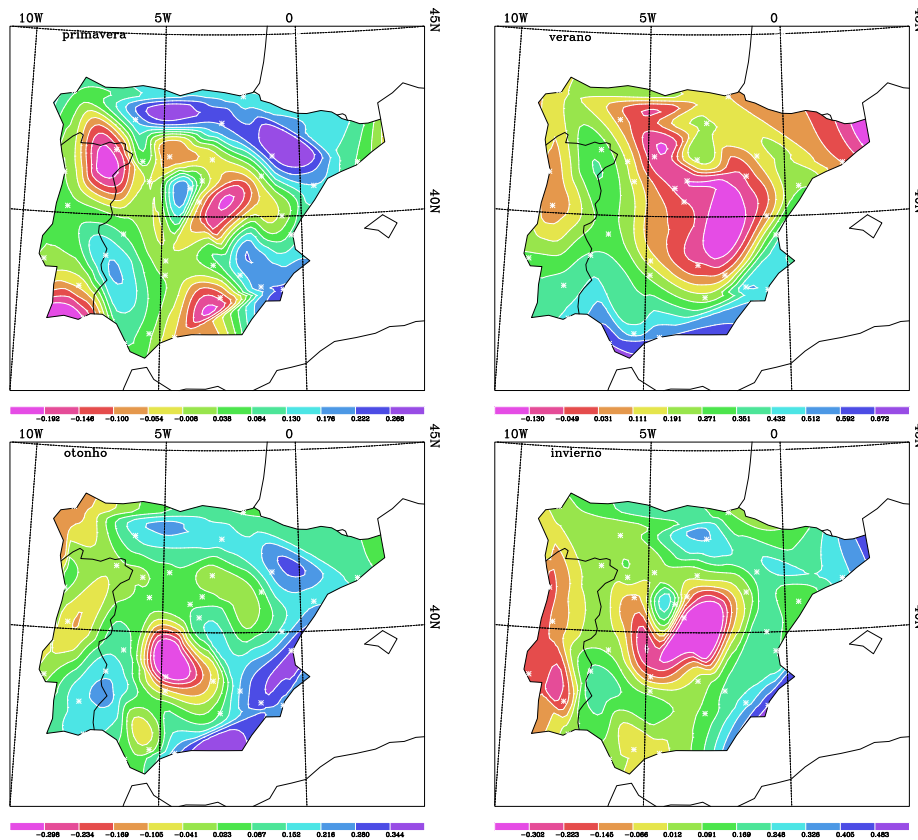


Figura 5.11: Distribución espacial del parámetro  $\xi$ .

### 5.3. Modelo no estacionario

Hasta el momento actual se ha supuesto que los parámetros de la distribución GEV se mantienen constantes, lo que equivale a suponer que la distribución de las precipitaciones se mantiene estacionaria. Vamos ahora a eliminar esta hipótesis y admitir que pueden existir tendencias u otro tipo de procesos no estacionario en nuestras series. El modelo más sencillo que vamos a utilizar es la hipótesis de una tendencia lineal en los parámetros de la distribución. Dado que nuestro modelo contiene tres parámetros se pueden imaginar diversas combinaciones de tendencias en los mismos. Nosotros nos vamos a restringir en esta memoria a dos modelos: tendencia en los parámetros de localización y escala:

$$\begin{aligned}\mu &= \mu_0 + at, \\ \sigma &= \sigma_0 + bt.\end{aligned}$$

Como vimos en la presentación de la función GEV, el valor medio de ésta depende tanto del parámetro de escala como del parámetro de localización, mientras que la variabilidad, representada por la varianza, depende del parámetro de escala. Así pues, el primer modelo implica un cambio en la media a través del parámetro de localización. El segundo modelo, además de variar el valor de la media implica un cambio en la variabilidad.

Antes de comenzar con el proceso de parametrización –que constituye un método paramétrico de análisis de tendencias a través de un modelo GEV no estacionario– vamos a analizar, como se ha hecho en secciones anteriores, la posible tendencia en los máximos de precipitación mediante un test de Mann–Kendall –que como ya hemos mencionado en varias ocasiones es un método no paramétrico–.

En la Figura 5.12 aparecen los observatorios donde el mencionado test dio como resultado que la serie de máximos estacionales presenta tendencia significativa. Dado que en esta figura aparecen resultados de observatorios



Tabla 5.1: Tendencias encontradas en las series de máximos de precipitación y parámetros de la GEV (ST: sin tendencia).

Primavera			
	-	+	ST
Máximos	7	1	27
$\mu$	7	4	24
$\sigma$	0	12	23
Verano			
	-	+	ST
Máximos	3	0	32
$\mu$	3	0	32
$\sigma$	0	1	34
Otoño			
	-	+	ST
Máximos	2	3	30
$\mu$	2	4	29
$\sigma$	0	4	31
Invierno			
	-	+	ST
Máximos	3	1	31
$\mu$	6	2	27
$\sigma$	0	7	28

Tabla 5.2: Estadístico  $B$  para los casos de máximos de precipitación.  $B$  en mm por 100 años.

Código	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
alm	-7.2	-16.2	3.1	-9.8
bad	0.0	-1.4	-10.8	-3.8
bar	10.5	-5.2	11.2	8.9
bej	-5.9	0.8	8.4	3.3
bra	-16.0	6.0	10.8	2.9
brs	-36.1	-30.7	-31.2	-28.1
cac	1.9	5.7	5.0	-1.8
coi	1.1	-3.8	5.0	9.7
cor	-1.6	-1.4	4.3	6.9
dar	-3.3	-2.0	0.0	-2.5
eci	0.0	10.0	12.3	11.5
efu	-2.6	5.5	10.8	9.7
grz	-61.2	-3.8	-23.2	-77.4
har	5.4	-2.8	0.4	18.1
lis	-6.2	0.0	11.3	-11.0
mad	-6.8	-2.8	-12.8	-6.6
mal	-25.9	0.0	4.1	-5.1
nav	-36.9	-1.8	17.8	45.9
opo	0.0	-2.3	32.4	10.4
pal	-19.5	12.1	7.8	-56.5
poz	-12.7	-12.5	7.3	-11.4
ppv	-11.4	-14.0	-15.8	-4.6
sal	11.2	9.3	-5.3	2.2
seb	5.6	0.0	-7.9	3.9
ses	6.2	0.0	4.8	0.0
sfe	-5.3	-0.1	-7.9	-4.2
tav	-20.0	-0.8	-17.5	4.8
tja	-8.2	10.0	5.4	0.0
tor	0.6	0.3	1.1	8.1
tts	-6.8	-2.2	18.3	1.6
val	2.4	-10.6	-31.4	18.0
vdl	2.3	3.5	4.1	1.7
vil	-6.5	4.1	5.3	3.6
zam	-2.3	0.8	10.5	0.5
zar	7.6	-16.2	-12.5	-1.1

Tabla 5.3: Tendencias encontradas en las series de máximos de precipitación y parámetros de la GEV (ST: sin tendencia). Periodo común 1958-1997.

	Primavera		
	-	+	ST
Máximos	6(17.14 %)	1(2.86 %)	28(80 %)
$\mu$	7(20 %)	3(8.57 %)	25(71.43 %)
$\sigma$	0(0 %)	13(37.14 %)	22(62.86 %)
	Verano		
	-	+	ST
Máximos	1(2.86 %)	0(0 %)	34(97.14 %)
$\mu$	3(8.57 %)	0(0 %)	32(91.43 %)
$\sigma$	0(0 %)	1(2.86 %)	34(97.14 %)
	Otoño		
	-	+	ST
Máximos	2(5.71 %)	3(8.57 %)	30(85.71 %)
$\mu$	2(5.71 %)	3(8.57 %)	30(85.71 %)
$\sigma$	0(0 %)	3(8.57 %)	32(91.43 %)
	Invierno		
	-	+	ST
Máximos	3(8.57 %)	2(5.71 %)	30(85.71 %)
$\mu$	5(14.29 %)	4(11.43 %)	26(74.29 %)
$\sigma$	0(0 %)	8(22.86 %)	27(77.14 %)

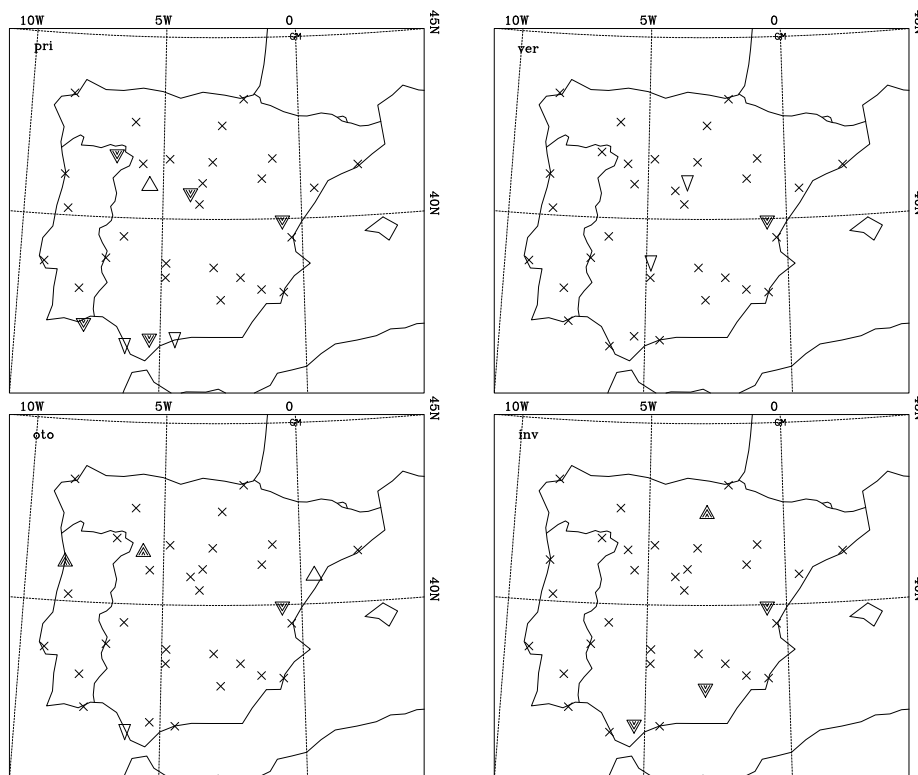


Figura 5.12: Test de Mann–Kendall para series de máximos de precipitación. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia.

con distinto número de años, no podemos obtener conclusiones referentes a la significación global de la tendencia, pero sí podemos sacar conclusiones referentes a observatorios individuales. Así, tenemos que el único observatorio donde se observa una tendencia (negativa) en las cuatro estaciones es Barracas. La mayoría de las tendencias son negativas. Únicamente, Oporto y Zamora en otoño y Haro en invierno presentan tendencias positivas al 5 % y Tortosa en verano al 10 %. Así mismo podemos ver que la estación del año donde aparecen mayor número de tendencias es la primavera, seguidas del otoño, invierno y verano. Todo ello aparece reflejado en la Tabla 5.1, en la

que se recoge el número de tendencias encontradas en cada caso. La magnitud de dichas tendencias se resume en la Tabla 5.2 a través del estadístico  $B$ . Llamam la atención los valores de  $B$  que se obtienen para Grazalema y Pozo Alcón en invierno, de -77.4 mm y -56.5 mm en 100 años, respectivamente. Estas tendencias son coherentes con las encontradas en dichos observatorios para las series de proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total (ver Figuras 4.22 y 4.23), que sugieren la existencia de eventos lluviosos cada vez más ligeros y el consecuente descenso de los valores máximos estacionales.

Al igual que en ocasiones anteriores, para poder comparar los datos de tendencia entre observatorios se han recalculado el test de Mann–Kendall para el periodo 1958-97. Los resultados se muestran en la Figura 5.13. El número de tendencias encontradas se resume en la Tabla 5.3.

Como se desprende del análisis de la figura, los resultados para el periodo común reproducen bastante bien los hallados para el periodo completo de cada observatorio. Teniendo en cuenta las condiciones que nos imponía la distribución binomial, parece ser que, con ciertas restricciones, podemos hablar de un cierto comportamiento global decreciente de los máximos de precipitación en primavera que es congruente con las tendencias negativas encontradas para el periodo común de las series de precipitación acumulada intensa y muy intensa, proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total y valor medio por evento lluvioso intenso en dicha estación.

Una vez analizada la tendencia de forma no paramétrica vamos a intentar evaluarla de forma paramétrica, ajustando nuestros datos a un modelo en el que uno de los parámetros depende explícitamente del tiempo (el parámetro de localización,  $\mu_0 + bt$  o el de escala,  $\sigma_0 + bt$ ). La ventaja que presenta este método es que, si el ajuste es bueno, con el modelo en la mano podemos hacer inferencia, es decir, dar la probabilidad de que un suceso pueda o no tener lugar. Como en casos anteriores el ajuste de los parámetros se ha hecho mediante el paquete *evd*. La valoración de la importancia de la tendencia representada por el parámetro  $b$  (pendiente de la recta) se ha

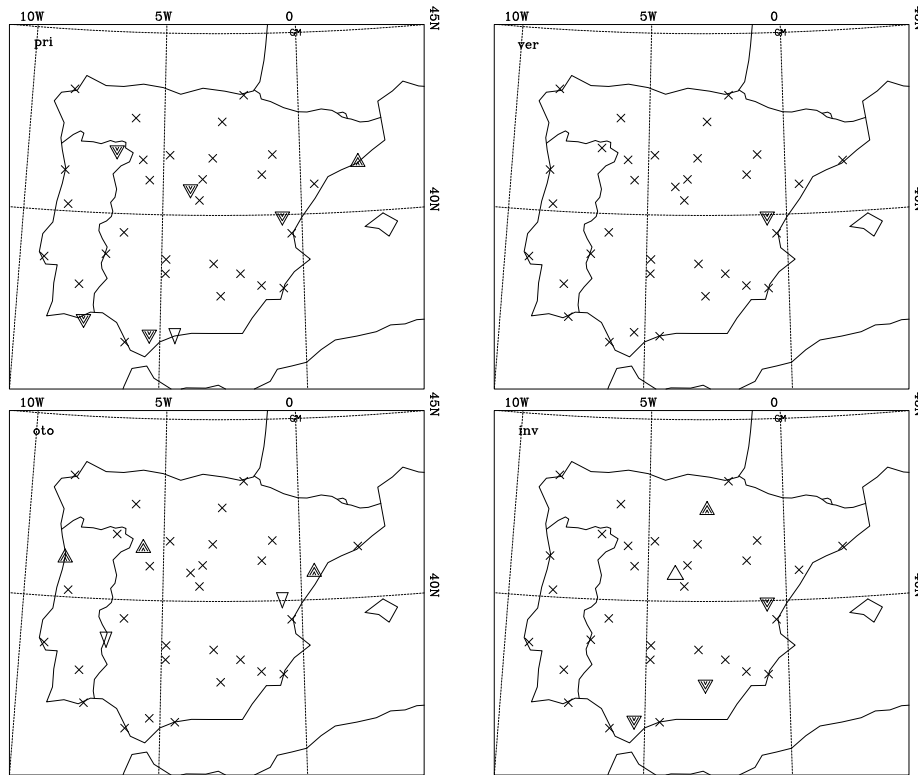


Figura 5.13: Test de Mann–Kendall para series de máximos de precipitación. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas al evaluar dicho test. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.

hecho mediante el test razón de verosimilitud, ya empleado a la hora de chequear la importancia del parámetro  $\xi$  de la distribución GEV.

Pensemos, en primer lugar, en un modelo en el que el parámetro de localización depende explícitamente del tiempo. En esta ocasión la hipótesis nula es que el modelo tiene tres parámetros  $\mu, \sigma, \xi$  y la hipótesis alternativa es que contiene cuatro parámetros  $\mu_0, b, \sigma, \xi$ . Como en casos anteriores presentaremos los resultados para el conjunto total de datos en cada observatorio y luego daremos los resultados para el periodo 1958-1997.

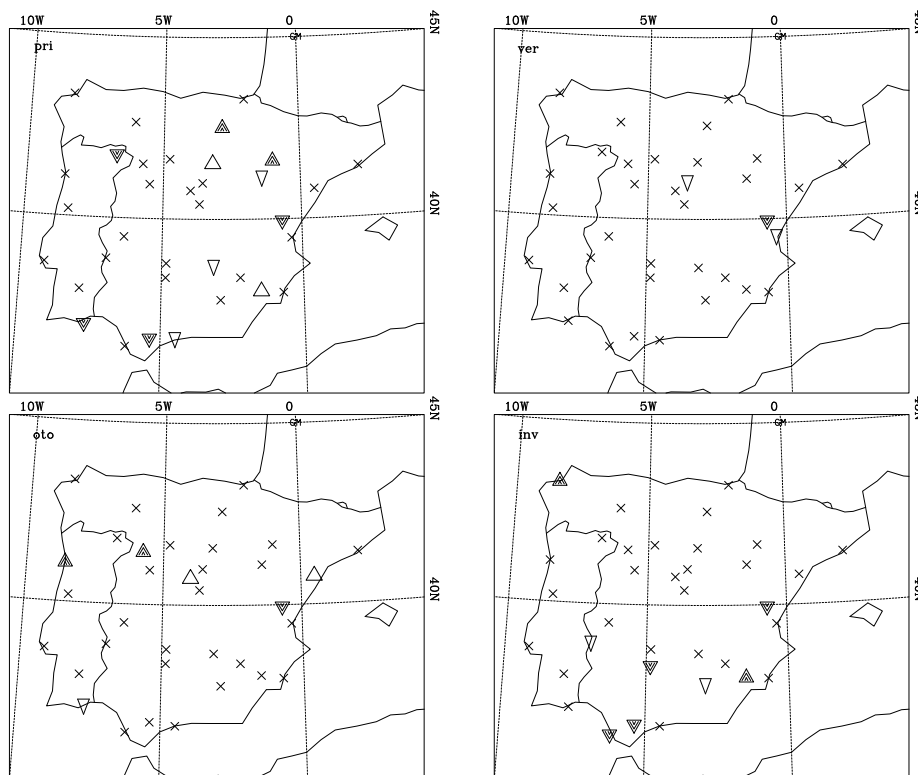


Figura 5.14: Observatorios que muestran una tendencia en el parámetro de localización. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las espas indican que no existe tendencia.

Los resultados, para el periodo global, los podemos ver en la Figura 5.14, que nos muestra la posición de aquellos observatorios para los que se ha obtenido una tendencia significativa. Una primera mirada a este mapa, comparándolo con el mapa expuesto en la Figura 5.12, nos indica que los resultados son coherentes pues en ambos mapas aparecen repetidos muchos de los observatorios en los que se encuentra tendencia significativa, lo que confirma de alguna manera que éstas se pueden considerar ‘reales’ (recordemos que el parámetro de localización está relacionado con la moda, por lo que los resultados son coherentes). Como sucede al aplicar el test de Mann–Kendall,

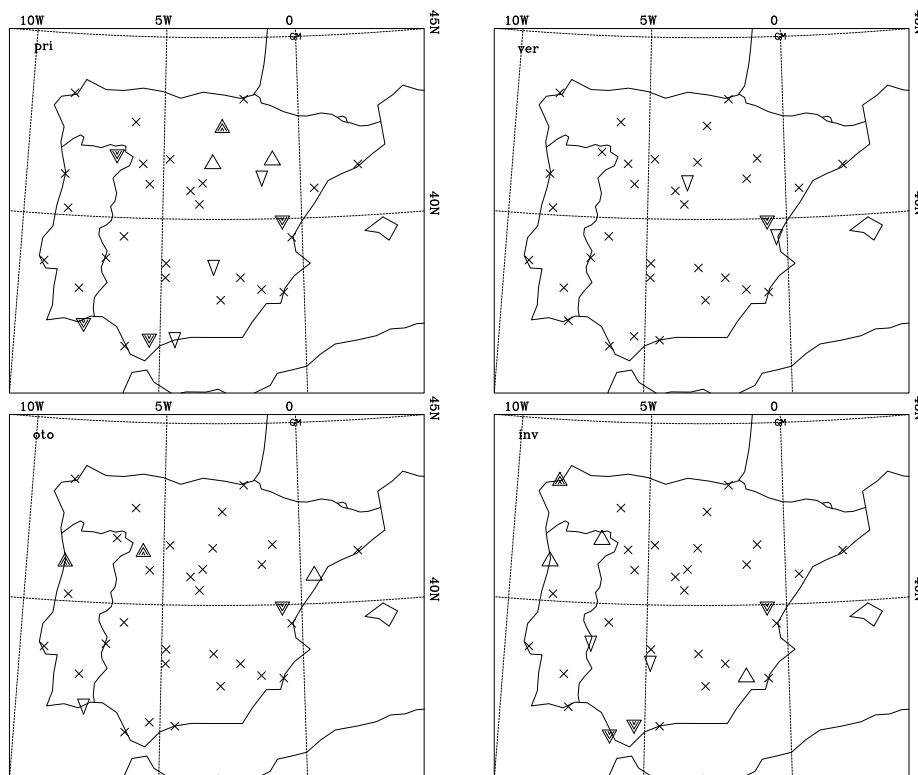


Figura 5.15: Observatorios que muestran una tendencia en el parámetro de localización. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.

la estación que mayor número de tendencias presenta es la primavera, seguida del invierno, otoño y verano. Aunque estos resultados se han obtenido para el periodo completo, similares conclusiones se pueden obtener para el periodo común si observamos la Figura 5.15. Si nos fijamos en el invierno, en la mitad sur de la península se observa que existen 5 (3 al 5 % y 2 al 10 %) de 16 observatorios, donde la tendencia es negativa y un observatorio donde la tendencia es positiva, se podría concluir que en la mitad sur peninsular existe una tendencia decreciente en el parámetro de localización corroborado por el test de Mann-Kendall (aunque con mucha menor significación, pues solo



hay tres observatorios con tendencia significativa al 5%). Conviene señalar que Pozo Alcón, que mostraba tendencia negativa en el periodo completo, no la muestra en el periodo común. Una situación similar, aunque con menor significación, se da en primavera. En este caso 5 observatorios (3 al 5% y 2 al 10%) presentan tendencia negativa. Cuatro de ellos: Barracas, Grazalema, Málaga y Tavira también presentaban una tendencia negativa significativa para los máximos de precipitación en primavera en el periodo común (ver Figura 5.13). El observatorio de Barracas, más aún, muestra tendencias negativas durante todo el año tanto para el periodo completo como para el común (como ya lo hacía para las series de máximos de precipitación y todas las de intensidad de precipitación –en las categorías total, intensa y muy intensa– que estudiábamos en el Capítulo 4 –ver, por ejemplo, las Figuras 4.22, 4.23 y 4.24). Estas tendencias globales, aún tomadas con el cuidado que siempre comentamos, son congruentes con las decrecientes que muestran las categorías de lluvia intensa (y muy intensa) en primavera e invierno para las series de índices de intensidad de precipitación (acumulada, proporción y media por evento) que señalábamos en el capítulo anterior.

Si consideramos ahora el modelo donde el parámetro  $\mu$  se mantiene constante y consideramos variable el parámetro  $\sigma$  los resultados son muy diferentes de los anteriores. La Figura 5.16 nos muestra aquellos observatorios para los que se obtienen pendientes significativas del parámetro  $\sigma$ .

Ahora, la mayor parte de las pendientes son positivas, destacando la primavera donde 12 de los 35 observatorios presentan tendencias significativas, no apareciendo ninguna con tendencia negativa. En el invierno 7 de los 35 observatorios presentan tendencia positiva sin que aparezca ninguna negativa. En el otoño sólo aparecen 4 y en el verano 1. Resultados semejantes se obtienen para el periodo común como se puede ver en la Figura 5.17 y se resume en la Tabla 5.1. Todas las tendencias son positivas: 13 en primavera, 1 en verano, 3 en otoño y 8 en invierno. Así pues podemos considerar que, a nivel peninsular, parece existir una tendencia positiva del parámetro de escala en primavera y en invierno, aunque en esta última estación la conclusión

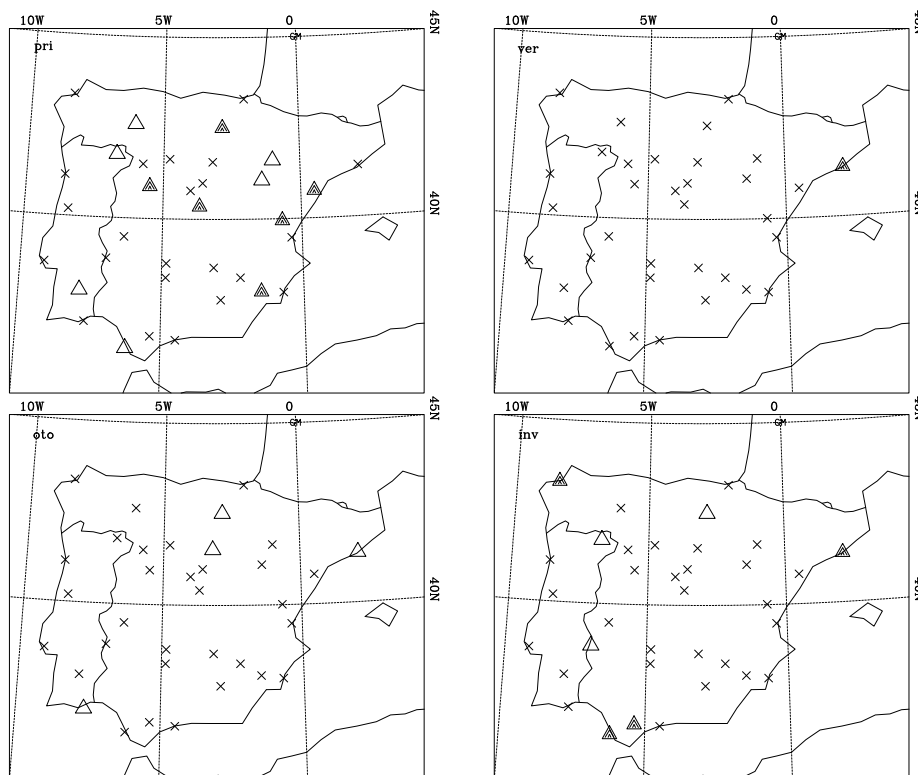


Figura 5.16: Observatorios que muestran una tendencia en el parámetro de escala. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia.

es menos evidente. Dado que el parámetro de escala está relacionado con la variabilidad de los extremos, de los anteriores resultados podemos deducir que existe un incremento de la variabilidad en las precipitaciones máximas en primavera e invierno.

## 5.4. Conclusiones del capítulo

Resumimos los resultados obtenidos de la siguiente forma:

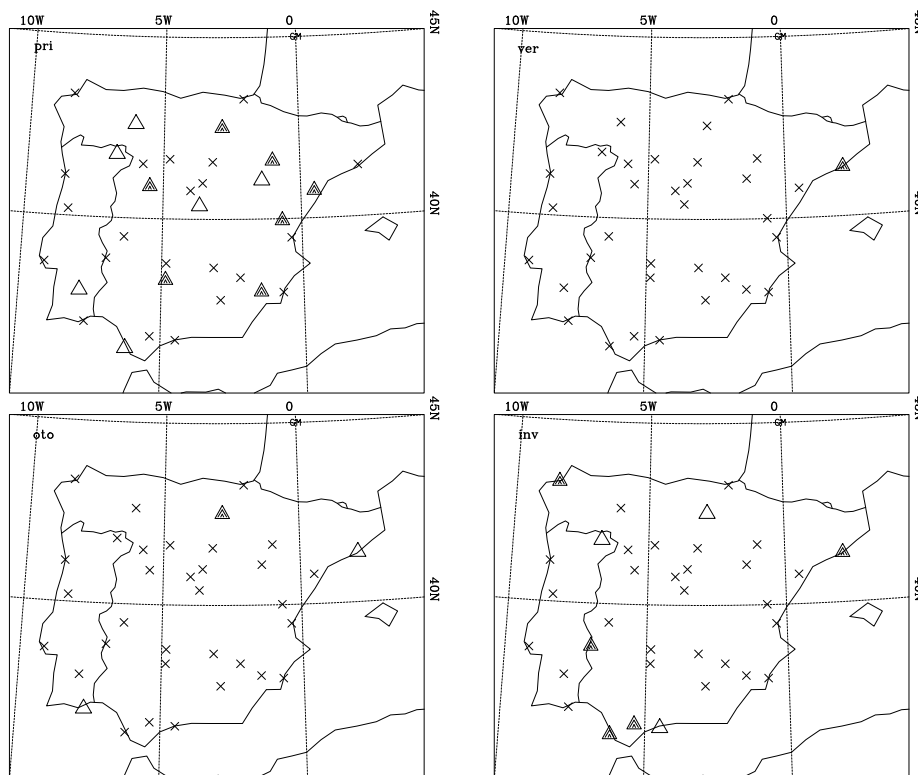


Figura 5.17: Observatorios que muestran una tendencia en el parámetro de escala. Los triángulos indican el carácter creciente (hacia arriba) o decreciente (invertido) de las tendencias encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe tendencia. Periodo común 1958-1997.

- En la mayoría de los observatorios de la península los valores más altos de los máximos de precipitación se registran en otoño.
- Se ha efectuado un modelado de las series de máximos de precipitación mediante la distribución generalizada de valores extremos (GEV) y a través de sus parámetros de localización, escala y forma.
- En la mayoría de los casos en los que el parámetro de forma ( $\xi$ ) es significativamente distinto de cero, presenta un valor positivo (distribución tipo Fréchet). El mayor número de  $\xi$  positivos lo encontramos

en verano, posiblemente asociado al carácter tormentoso de la precipitación diaria peninsular en el periodo estival. Los observatorios que muestran valores de  $\xi$  positivo en otoño e invierno tienden a concentrarse en las cercanías del Mediterráneo, asociado al carácter torrencial de la precipitación en esta región.

- La distribución espacial en la geografía peninsular de los máximos de precipitación, el parámetro de localización y el de escala son similares a las obtenidas para las categorías de lluvia intensa y muy intensa en los distintos índices de precipitación.
- Podemos hablar de un cierto comportamiento global decreciente de los máximos de precipitación en primavera que es congruente con las tendencias negativas encontradas para el periodo común de las series de precipitación acumulada intensa y muy intensa, proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total y valor medio por evento lluvioso intenso en dicha estación.
- En invierno, en la mitad sur peninsular se ha encontrado una tendencia decreciente en el parámetro de localización. En primavera, este comportamiento decreciente se muestra a nivel peninsular. Estas tendencias son congruentes con las con las decrecientes que muestran las categorías de lluvia intensa y muy intensa en primavera e invierno para las series de índices de intensidad de precipitación (acumulada, proporción y media por evento lluvioso).
- Se ha puesto de manifiesto un incremento de la variabilidad en las precipitaciones máximas en primavera e invierno a través de la tendencia positiva que presenta el parámetro de escala de la distribución GEV en dichas estaciones.

## Capítulo 6

# Relación con índices climáticos

La precipitación a escala diaria en la Península Ibérica puede estar relacionada con algunos agentes climáticos externos. Algunas de las variables que pueden estar influyendo son la presión a nivel del mar (SLP) y la temperatura de la superficie del mar (SST) (esta última puede ser tomada como medida del intercambio entre calor sensible y calor latente entre el océano y la atmósfera). Según [Linés \(1981\)](#), una buena parte de la lluvia peninsular es debida a sistemas frontales provenientes de Atlántico Norte. Por ello, se puede esperar que exista un relación entre las series de lluvia medida sobre la Península Ibérica y las SLP y SST sobre el Atlántico Norte. La existencia de tales teleconexiones (relaciones entre variables correspondientes a zonas distantes) entre las SLP y SST sobre el Atlántico Norte y el tiempo a gran escala sobre Europa ha sido demostrada, entre otros, por [Ratcliffe and Murray \(1970\)](#), [Meehl and van Loon \(1979\)](#) y [Barnett \(1984\)](#). De forma más concreta, dicha relación también ha sido estudiada sobre la Península Ibérica por [Mateos et al. \(2002\)](#), a partir de datos de precipitación mensual.

En este capítulo nos preguntamos por la posible relación de la SLP y la SST con los diferentes índices de precipitación que se han estudiado a lo largo de la presente memoria. El uso de una escala diaria en los datos de precipitación nos permite estudiar de forma más concreta cada una de

las categorías de lluvia que hemos visto que aparecen en nuestra geografía y, por tanto, la posible influencia de los campos a gran escala escogidos (SLP y SST) en cada una de ellas (tanto en frecuencia como en intensidad). Para este cálculo de teleconexiones, efectuaremos en un primer momento un análisis de correlación entre cada una de las series de índices de precipitación en cada uno de los observatorios y estaciones y los campos de SLP y SST en el Atlántico Norte. De aquí obtendremos si existen determinadas zonas del océano que influyen en el comportamiento del índice de precipitación en cuestión. Algunos autores sugieren el uso de herramientas más potentes que la evaluación de la correlación [Bretherton, Smith and Wallace \(1992\)](#). Siguiendo sus recomendaciones, también haremos uso de la técnica conocida como mapas de composición.

Uno de los índices climáticos más ampliamente estudiado en la bibliografía es la *Oscilación del Atlántico Norte* (NAO), que resume el comportamiento del campo de SLP y se puede considerar como su primer modo de variación. Es de esperar que en los observatorios que se vean afectados por la distribución del campo de SLP, la precipitación tenga alguna relación con las fases positiva y negativa de la NAO. Para ahondar en esta cuestión, en este capítulo nos preguntamos por la posible relación entre la NAO y los diferentes índices de precipitación. La influencia de la NAO en la precipitación peninsular ha sido puesta de manifiesto, entre otros, por [Rodríguez-Puebla et al. \(1998\)](#), [García, Serrano and Gallego \(2002\)](#), [Mateos et al. \(2002\)](#)... Ahora bien, la escala empleada en dichos estudios ha sido la escala mensual, tomando series de precipitación acumulada mensual. Esto implica, además, que la única característica de la precipitación estudiada ha sido su intensidad en la escala citada. En nuestro caso, la definición de los índices de precipitación con los que venimos trabajando nos va a permitir ir un poco más allá en el estudio de esta relación NAO – precipitación peninsular, intentando buscar su influencia sobre la estructura de la precipitación peninsular puesta de manifiesto a través de los índices de precipitación utilizados.

Para ello, se han efectuado regresiones lineales entre cada una de las se-

ries de índices seleccionadas y la serie de índice NAO para cada observatorio y estación. Para la evaluación de la bondad del análisis de regresión se ha llevado a cabo un análisis no paramétrico mediante el test de Kendall de asociación entre dos variables. No hacemos ninguna suposición sobre la distribución estadística que modela los datos y el tipo de relación entre ellos, evaluando la asociación entre la NAO y las series de índices de precipitación a través de un test que además es robusto, es decir, que su eficacia no depende mucho de la presencia de datos anómalos (esto es especialmente importante en las series de máximos de precipitación). El estadístico  $r_k$  de Kendall y su nivel de significación han corroborado la existencia de una influencia de la NAO sobre la zona suroeste e interior de la península. Se ha estudiado la distribución espacial del estadístico  $r_k$  de Kendall para cada uno de los índices de precipitación y estaciones del año.

## 6.1. Relación con la SLP y la SST

La primera parte del capítulo consiste en el estudio de la relación de la presión a nivel del mar media estacional (SLP) y la temperatura de la superficie del mar (SST) con las series de índices de precipitación seleccionados. Los datos de presión y temperatura utilizados en esta parte han sido obtenidos de la base COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), la recopilación más extensa de datos de la superficie marina mundial desde hace aproximadamente siglo y medio (1854) [Woodruff et al. \(1987\)](#). Estos datos están basados en las primeras observaciones que ya hacían los marinos mercantes y han sido actualizados y completados en los últimos años con observaciones llevadas a cabo con nueva instrumentación: boyas marinas, satélite,... La resolución de la malla usada en nuestro estudio es de  $10^\circ \times 10^\circ$ .

La búsqueda de una posible relación entre los índices de precipitación y la SLP la hemos realizado aplicando, en primer lugar, un análisis de correlación entre ambas variables para determinar qué zonas del océano influyen en el

comportamiento del índice de precipitación en cuestión. Posteriormente se ha efectuado un análisis de composición a los datos de presión a nivel del mar y chequeando los valores medios para diferencias significativas respecto de la media usando el test t-Student. Construimos así los mapas de composición tomando como índice en cada caso uno de los parámetros de precipitación seleccionados. Hemos operado del mismo modo con las temperaturas en la superficie del mar.

La técnica de composición se basa en la aparición simultánea o desfasada de anomalías en dos campos diferentes. Es un método robusto en cuanto a que es independiente del tipo de relación entre las variables y no impone la restricción de linealidad propia de las técnicas lineales. De esta forma, el método es capaz de descubrir relaciones no lineales entre los campos involucrados. Además, una de las potencias del test es que permite conocer los valores del campo estudiado en cualquier caja de la zona de estudio, lo que se hace especialmente interesante en las zonas en las que exista una correlación significativa entre el campo y la variable índice. En nuestro caso, nos permitirá conocer en valor medio el nivel de la isobaras y las isotermas de la superficie del mar cuando la precipitación es elevada o es baja.

Dada la serie temporal de una variable índice, la primera fase del método de composición consiste en separar las fechas asociadas a cada elemento de la serie en dos clases según éste sea mayor o menor que un cierto umbral. Nuestras variables índice serán cada uno de los parámetros de precipitación seleccionados para el estudio de frecuencia e intensidad de precipitación diaria en la Península, de forma que al aplicar el método a cada una de las series estaremos estableciendo subseries de caracteres opuestos. Se ha realizado un estudio del umbral adecuado para separar las series de índices en valores *altos* y *bajos*. Se han barrido distintos valores, estudiando el número de casos significativos obtenidos con cada umbral. De entre los valores probados se ha escogido el umbral 0.6, que consigue discriminar un número aceptable de casos significativos (hemos de tener en cuenta que no podemos tomar un umbral muy restrictivo pues cada una de las subseries de valores *alto* y *bajo*



podrían llegar a no ser representativas). Este valor de 0.6 también ha sido utilizado por otros autores [Carlenton, Carpenter and Weser \(1990\)](#); [Serrano et al. \(1999\)](#).

La información obtenida mediante ambas técnicas puede resultar redundante en algunos casos. Sin embargo, se ha creído oportuno operar con las dos motivados por el hecho de que para el caso de las SST el análisis mediante mapas de composición no resulta tan claro por la sutil diferencia que muestran sus isolíneas. De esta forma, el análisis de correlación nos sirve para identificar zonas de asociación entre la variable a gran escala y el índice de precipitación tomado y los mapas de composición nos permiten conocer el valor del campo en la zona de asociación.

Pasemos, en primer lugar, a describir los resultados obtenidos a partir del análisis de correlación. Las Figuras 6.1 y 6.2 muestran la correlación de las series de número total de días de lluvia invernal con los campos de SLP y SST respectivamente para algunos observatorios seleccionados <sup>1</sup>. Los observatorios que presentan una mayor correlación con los campos de SLP y SST son los situados en la zona oeste, suroeste e interior de la península (Badajoz, La Coruña, Grazalema y Lisboa, en los casos mostrados a modo de ejemplo) y para la estación de invierno, que será la que mostremos.

En el caso de las SLP, se llegan a obtener para estos observatorios correlaciones de -0.8 en la zona comprendida aproximadamente entre 35°N y 45°N de latitud y 10°E y 20°W de longitud, aunque varía para cada observatorio (por ejemplo, en el caso de La Coruña, esta zona se desplaza ligeramente hacia el noreste). Merece la pena destacar los valores de correlación con SLP que se alcanzan para la serie de número total de días de lluvia en invierno en Lisboa que se encuentran en la banda comprendida entre -0.8 y -1.0 en la zona cercana a las costas cantábrica y gallega. Estos valores de correlación negativa indican que presiones altas a nivel del mar en estas zonas están relacionadas con un número menor de días de lluvia en invierno y viceversa,

---

<sup>1</sup>Los observatorios, en el orden en que aparecen en las figuras, son: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazalema, Lisboa y San Sebastián.

presiones bajas a nivel del mar en estas zonas tendrán como consecuencia un número mayor de días de lluvia invernal en los observatorios mejor correlacionados. En el resto de los observatorios que se muestran, Daroca y San Sebastián podríamos decir que se encuentran en una situación intermedia y Barcelona y Barracas, pertenecientes a la vertiente mediterránea, presentan unos valores de correlación con SLP atlánticas mucho menor, lo que confirma el hecho conocido de que las precipitaciones en esta zona no están asociadas a fluctuaciones en las SLP del Atlántico Norte.

Las correlaciones del número total de días de lluvia invernal con SST que se muestran en la Figura 6.2 también presentan algunas zonas de mayor relación en los mismos observatorios que señalábamos antes, pero en este caso los valores de correlación son mucho menores. Se observan dos zonas de acción, que ya apuntaban Mateos et al. (2002) para la precipitación acumulada mensual, y que se pueden apreciar mejor en los casos de Badajoz y Lisboa. Una primera zona de correlación negativa (del orden de -0.2) situada aproximadamente entre los 30°N y 50°N de latitud y los 20°W y 40°W de longitud. Otra zona de correlación positiva (también del orden de 0.2, pero algo menor) situada a latitudes más bajas, entre los 20°N y 30°N, y con una banda de longitudes más extensa, de 10°W a 70°W aproximadamente. En estos casos, una zona de correlación negativa indica que temperaturas más bajas en la superficie del mar en esta zona están relacionadas con un mayor número de días de lluvia invernal en los observatorios en cuestión (viceversa, con temperaturas altas). Una correlación positiva, indica que a mayor temperatura en dicha zona del mar, mayor número de días de lluvia invernal en el lugar considerado. Estas estructuras que acabamos de describir tienen mucho que ver con el conocido tripolo que se forma en las SST durante una fase NAO positiva (aguas cálidas en el Atlántico tropical, frías en el Atlántico medio y cálidas en el Atlántico norte).

Los resultados obtenidos para otros índices de precipitación muestran mapas similares, tanto para SLP como para SST, en los casos de número de días de lluvia intensa y precipitación acumulada total e intensa, especial-

mente. Los índices referidos a la duración de periodos secos, considerados opuestos al cuantificar los días secos, muestran, como era de esperar, mapas semejantes pero con signos opuestos de los valores de correlación.

Como hemos comentado, siguiendo las indicaciones de otros autores como [Bretherton, Smith and Wallace \(1992\)](#), hemos llevado a cabo un análisis de mapas de composición tanto para SLP como para SST.

La Figura 6.3 y la Figura 6.4 muestran los mapas de composición con SLP para índice *alto* y *bajo* respectivamente, para el caso de número total de días de lluvia invernal. Los resultados correspondientes a observatorios con índices que presentaban una alta correlación con la SLP (Badajoz, La Coruña, Grazalema y Lisboa, en los casos ejemplo que hemos tomado) muestran que cuando el índice de precipitación es *alto* (más días de lluvia, en este caso) un centro de altas presiones aparece a latitudes más bajas que la Península Ibérica, provocando una distribución de flujo zonal sobre ella (este comportamiento, como veremos a continuación, se correspondería con la fase negativa de la NAO). Cuando el índice es *bajo*, el centro de altas presiones y, como consecuencia, el flujo zonal se desplazan hacia latitudes mayores (comportamiento de la fase positiva de la NAO). Este hecho explicaría el decrecimiento observado en el número de días de lluvia sobre la Península Ibérica.

La Figura 6.5 muestra las diferencias entre los índices alto y bajo. Se observa que las zonas en las que las diferencias son mayores se corresponden con aquellas en las que los valores de correlación también son más altos. Se llegan a alcanzar diferencias significativas al 1 % de -8 mm de Hg entre los valores de SLP en una caja del mar determinada para índice de precipitación alto y bajo.

Figuras similares han sido obtenidas para los índices de precipitación referidos al número de días de lluvia en cada categoría, precipitación acumulada en cada categoría de lluvia y máximos de precipitación, y las conclusiones que se pueden extraer de ellas son similares. Las estructuras que se observan

son semejantes a las descritas para el número total de días de lluvia invernal. Para la duración de periodos secos, el comportamiento es inverso.

La Figura 6.6 y la Figura 6.7 muestran los mapas de composición con SST para índice *alto* y *bajo* respectivamente, para el caso de número total de días de lluvia invernal. Aunque de forma muy sutil, se observa una ligera diferencia en las isolíneas de temperatura para aquellas zonas del océano en las que encontrábamos una mayor correlación en los observatorios del oeste y suroeste peninsular. Fijémonos nuevamente en los observatorios de Badajoz y Lisboa, que citábamos antes como mejor correlacionados. En el índice *alto* se observa un ligero desplazamiento hacia el Sur de aguas cálidas (la banda isoterma de 15°C a 18°C desciende) y en sentido inverso (la banda isoterma de 15°C a 18°C asciende), hacia el Norte, en el índice *bajo* en la zona de correlaciones negativas que describíamos. Este comportamiento es coherente con la correlación negativa que mencionamos: cuando tenemos índice alto (mayor número de días de lluvia total invernal) las temperaturas de la superficie del mar en dicha zona descienden ligeramente y sucede lo contrario para el índice bajo (menor número de días de lluvia total invernal).

La Figura 6.8 muestra las diferencias entre los índices alto y bajo. Se observa nuevamente que las zonas en las que las diferencias son mayores se corresponden con aquellas en las que los valores de correlación también son más altos. Se llegan a alcanzar diferencias de -2.5°C significativas al 15% entre los valores de SST en una caja del mar determinada para índice de precipitación alto y bajo. Para el caso de Badajoz, a modo de ejemplo, podemos visualizar tres zonas con mayores valores de diferencias: una zona correspondiente a la caja centrada en (45°N,-55°W) con una diferencia de -1.0°C significativa al 13%, otra centrada en (45°N,-25°W) con menor diferencia (-0.5°C) pero mayor nivel de significación (1%) y una tercera centrada en (25°N,-15°W) con una diferencia positiva (0.2°C) significativa al 6%. Al igual que en caso de las SLP, se han encontrado mapas equivalentes para el resto de los índices, especialmente para el número de días de lluvia intensa y precipitación acumulada total e intensa. Un comportamiento contrario se

observa para la duración de periodos secos.

## 6.2. El índice NAO

La NAO es el modo de oscilación dominante de la variabilidad climática en invierno en la región del Atlántico Norte. La NAO es a gran escala un intercambio continuo de masa atmosférica entre la alta subtropical y la baja polar, y podemos considerarlo como resumen del comportamiento del campo de SLP estudiado en la sección anterior. En ella veíamos cómo distintas estructuras en el campo de SLP del Atlántico Norte estaban relacionadas con un índice de precipitación particular en una localización determinada. Por ello, dado un índice de precipitación necesitábamos un mapa para cada observatorio. El índice NAO nos permite reducir a un solo mapa su relación con un índice de precipitación determinado en cada observatorio situado en la península.

Por otro lado, el estudio de la NAO está muy candente. Hoy día se intenta modelar los índices climáticos y ver su relación con la precipitación en una región determinada para, en base al modelo, poder después inferir valores de precipitación usando el índice como predictor.

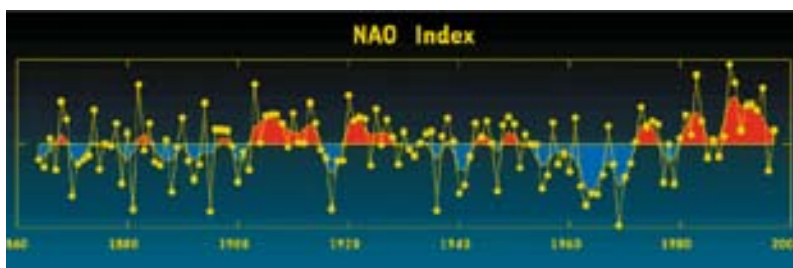


Figura 6.9: Índice NAO. La serie muestra valores positivos y negativos desde 1860 hasta 2000.

El índice NAO, de forma genérica, viene dado por la diferencia de presiones normalizadas entre la baja polar y la alta subtropical [Hurrell \(1995\)](#);

Jones, Jonsson and Wheeler (1997). De forma más particular, dependiendo de la escala que utilicemos en los valores de presión, podemos obtener el índice NAO anual, mensual, estacional... Así, durante la estación de invierno (desde diciembre hasta marzo), se define el llamado índice NAOi, muy utilizado por ser el que presenta la señal más intensa. El índice correspondiente puede ser positivo o negativo (ver Figura 6.9) con las siguientes características:

- *Índice NAO Positivo.* La fase positiva del índice NAO (ver Figura 6.10 (a)) muestra un centro de altas presiones subtropical más fuerte de lo normal y una baja más profunda de lo normal en Islandia. El incremento en la diferencia de presiones resultante provoca más y mayores tormentas invernales a lo largo del Atlántico Norte. El resultado son inviernos templados y húmedos en Europa y fríos y secos en el norte de Canadá y Groenlandia. En el este de Estados Unidos las condiciones serán de inviernos suaves y húmedos.
- *Índice NAO Negativo.* La fase negativa del índice NAO (ver Figura 6.10 (b)) muestra una débil alta subtropical y una débil baja en Islandia. La consecuente reducción del gradiente de presiones produce más escasas y débiles tormentas invernales cruzando de oeste a este. Esta circulación introduce aire húmedo en el Mediterráneo y aire frío en el Norte de Europa. La costa este de Estados Unidos sufre entradas de aire frío que provocan condiciones óptimas para que se produzcan nevadas. En Groenlandia, sin embargo, las temperaturas invernales serán más suaves.

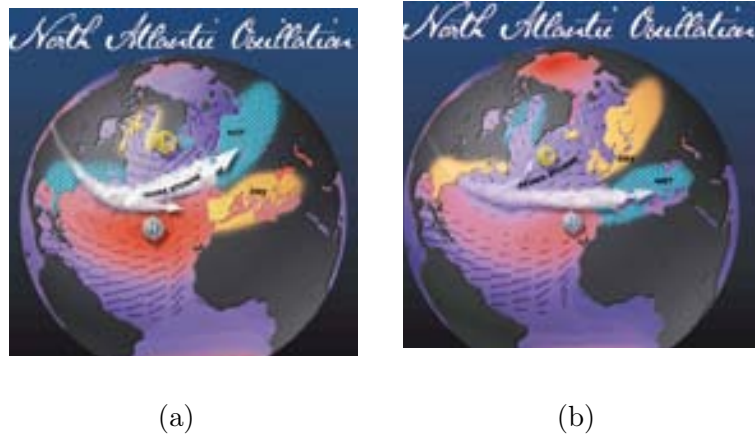


Figura 6.10: (a) Fase positiva del índice NAO. (b) Fase negativa del índice NAO.

### 6.3. Relación entre el índice NAO y las series de índices de precipitación

Abordamos ya el estudio de la relación entre el índice NAO y los índices de precipitación diaria en cada uno de los observatorios distribuidos en la geografía de la Península Ibérica y para cada una de las estaciones del año. Como se ha comentado, la escala diaria en la que trabajamos y el hecho de fijarnos en las distintas características de la precipitación (frecuencia e intensidad) nos permitirá detallar un poco más esta relación. De los índices de frecuencia de precipitación nos fijaremos en el número de días de lluvia en las distintas categorías y en la duración de periodos secos. De los índices de intensidad tomaremos la precipitación acumulada en cada categoría y los máximos de precipitación (que estudiaremos por separado en el apartado 6.3.1).

En una primera aproximación al problema se han realizado sendas regresiones lineales entre cada una de las series de índices seleccionados y

la serie de índice NAO. Las series de índices de precipitación ya han sido descritas en capítulos anteriores. La serie de índice NAO usada es la correspondiente a la diferencia de presión a nivel del mar (SLP) normalizada entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur/Reykjavik (Islandia) desde 1869 hasta 1999. Las anomalías de SLP en cada estación fueron normalizadas mediante la división de cada presión media estacional por la desviación estándar media en todo el periodo. La serie usada ha sido construida por Hurrell (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>) Hurrell (1995). Tanto las series de índices de precipitación como la serie de índice NAO que hemos usado son estacionales. Es conocido que el índice que, además de presentar la señal más intensa, tiene influencia sobre la península es la NAO invernal (NAOi), por lo que en un principio hemos correlacionado el índice NAOi con cada una de las estaciones del año. Los resultados obtenidos muestran relación únicamente en invierno. Podemos pensar que la atmósfera guarda memoria de invierno a primavera, e incluso verano, pero hasta el otoño del año siguiente, quizás sea más aventurado pensarlo. Este hecho nos ha llevado a buscar relaciones estación a estación, correlacionando el índice NAO en cada estación del año con la serie del índice de precipitación en cuestión en la misma estación. Los resultados son prácticamente los mismos y, en la mayoría de los casos, sólo se encuentra relación significativa en invierno (excepto en el caso del número de días de precipitación intensa en otoño, que comentaremos más adelante).

La Figura 6.11 muestra, a modo de ejemplo, los resultados de los ajustes lineales para el caso de número total de días de lluvia invernal frente al índice NAOi en ocho observatorios seleccionados: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazalema, Lisboa y San Sebastián. Se observa que todos los observatorios presentan una correlación negativa con el índice NAOi. En una primera inspección visual podríamos decir que, de las citadas, las localizaciones que muestran menor dispersión, y podemos pensar que son las mejor correlacionadas con el índice NAOi, son Badajoz, Grazalema y Lisboa. Sin embargo, también existen algunas en las que la dispersión de los datos es bastante grande. En estos observatorios (Barcelona y Barracas, por ejemplo)



podemos pensar que la influencia de la NAO en el número total de días de lluvia en invierno va a ser menor.

La bondad del análisis de regresión anterior se ha llevado a cabo mediante el test de Kendall de asociación entre dos variables a través del estadístico  $r_k$ . Los resultados muestran, a grandes rasgos, que los observatorios que presentan una mayor relación con el índice NAO son los situados en la zona suroeste e interior de la península, como sucedía con las SLP y SST.

En la aplicación del test de Kendall se ha tomado como hipótesis nula la no existencia de asociación entre la NAO y cada uno de los índices de precipitación y como hipótesis alternativa que sí existe, sin postular si esta asociación va a ser positiva o negativa. Los resultados obtenidos muestran que para las estaciones de primavera, verano y otoño, la incidencia del índice NAO estacional es muy pequeña, siendo muy pocos o ninguno los observatorios que presentan alguna asociación con la NAO en los índices de precipitación estudiados. Sin embargo, sí existe una fuerte incidencia del índice NAO invernal (NAOi) en las distintas series de índices de precipitación para la estación de invierno. Una buena parte de los observatorios presenta asociación negativa en los resultados del test de Kendall aplicado a las series de número de casos, precipitación acumulada y máximos de precipitación. Esto significa que con una NAOi positiva disminuyen los valores de nuestros índices de precipitación invernal y aumentan cuando la NAOi es negativa. Sucede lo contrario para el caso de la duración de periodos secos, que presentan una asociación positiva con la NAOi. Su comportamiento es el opuesto a los índices de precipitación anteriores, de forma que para NAOi positivas la duración de periodos secos tendería a aumentar y con NAOi negativa a disminuir.

Los comentarios anteriores aparecen reflejados en las Figuras 6.12-6.24, que representan los resultados de la evaluación del test de Kendall, en cuanto a niveles de significación se refiere, para el periodo completo de cada serie. Se muestran los resultados para dos niveles de significación: 5% (triángulos rellenos) y 10% (triángulos huecos). La orientación de los triángulos indica

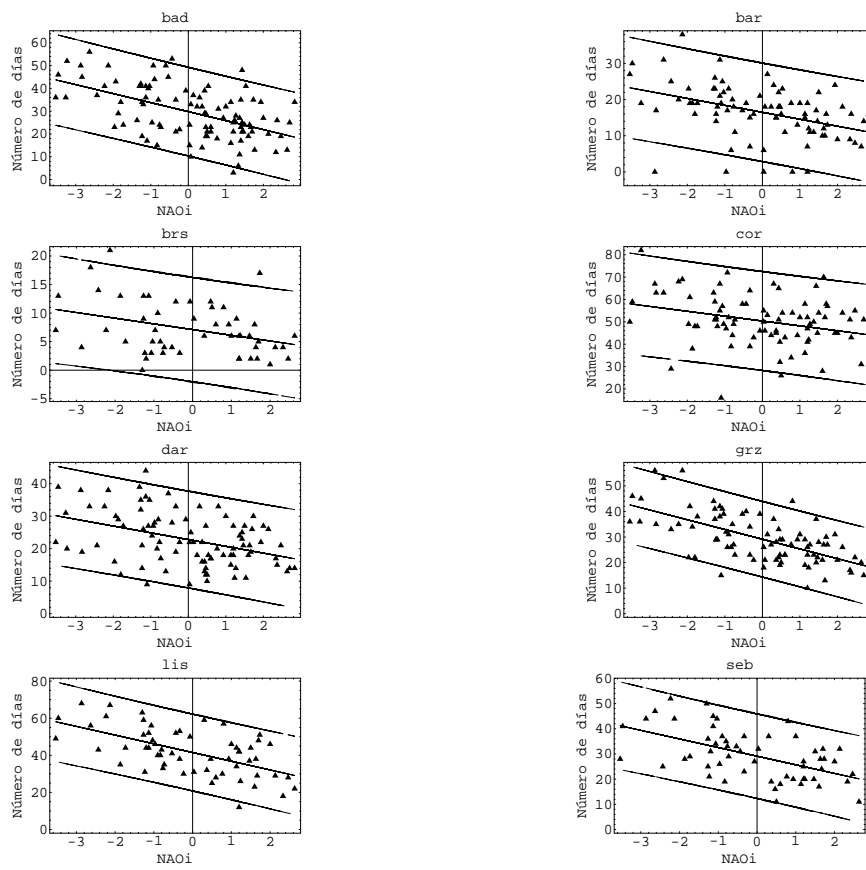


Figura 6.11: Regresión lineal entre la serie de índice NAO y la serie de número total de días de lluvia invernal para los observatorios seleccionados. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazales, Lisboa y San Sebastián.

el carácter positivo (hacia arriba) o negativo (invertido) de las asociaciones encontradas y las aspas indican que no existe asociación. Recordamos que, de esta forma, al no usar el periodo común 1958-1997, cada asociación se ha evaluado para un periodo distinto y los mapas que se visualizan no poseen ‘información espacial’, reduciéndose su significado a la mera existencia o no de asociación en las series NAO – índice de precipitación y al signo de la misma. Ya hemos comentado que la estación en la que obtenemos mayor número de asociaciones con el índice NAO es en invierno; como era de esperar, por otro lado, puesto que es la época del año en la que el fenómeno de la NAO es más intenso y ejerce su mayor influencia, y en el que hemos visto que existía mayor relación con los campos a gran escala de SLP y SST en el Atlántico Norte. Por ello, será la única estación que mostraremos gráficamente, excepto en un caso, que es el correspondiente a la relación entre el índice NAO otoñal (NAOo) y el número de días de lluvia intensa en otoño (Figura 6.16), donde se observa que muchos de los observatorios situados en la mitad norte peninsular presentan una asociación positiva con el índice NAOo. Se sabe que, principalmente para el oeste y suroeste peninsular, existe una asociación negativa entre la NAOi y las precipitaciones acumuladas mensuales que, como vemos en las figuras, se traslada también a otros índices de precipitación diaria. Al igual que sucede con el análisis de datos mensuales, la menor asociación se da en los observatorios cerca del Mediterráneo [Hurrell \(1995\)](#); [Rodó, Baert and Comin \(1997\)](#); [Esteban-Parra, Rodrigo and Castro-Diez \(1998\)](#).

El número de asociaciones encontradas en esta estación del año para el periodo completo se resume en la Tabla 6.1. Se observa que sólo para la categoría de lluvia ligera, tanto en número de casos como en acumulada, existe mezcla de comportamientos positivos y negativos. En el resto de los índices de precipitación si los observatorios muestran asociaciones positivas (como en el número de casos, máximos de precipitación y precipitación acumulada) no existe ninguna negativa. Sucede lo contrario con las rachas secas, en las que tanto en medianas como en máximos, los observatorios registran asociaciones positivas y ninguna negativa (se corrobora el comportamiento

Tabla 6.1: Asociaciones encontradas entre la serie de índice NAO invernal y cada una de las series de índices de precipitación en invierno. (ST: sin tendencia).

Número de casos			
	-	+	ST
Lluvia total	34	0	1
Lluvia ligera	21	2	12
Lluvia moderada	29	0	6
Lluvia intensa	31	0	4
Lluvia muy intensa	26	0	9
Rachas secas			
	-	+	ST
Medianas	0	30	5
Máximos	0	33	2
Precipitación acumulada			
	-	+	ST
Lluvia total	31	0	4
Lluvia ligera	24	1	10
Lluvia moderada	31	0	4
Lluvia intensa	29	0	6
Lluvia muy intensa	25	0	10

‘opuesto’ del que hablábamos antes). Fijándonos en el número de casos, el mayor número de asociaciones que se observa pertenece a las categorías de lluvia total, moderada e intensa. Lo mismo sucede con los valores de precipitación acumulada invernal. Este hecho nos puede llevar a pensar que la asociación con la NAOi de los índices de precipitación total, tanto en número de eventos como en valores acumulados, viene dada sobre todo a través de la influencia que ejerce la NAOi sobre la lluvia moderada e intensa (y no tanto por la ligera).

Los valores del estadístico  $r_k$  de Kendall obtenidos al aplicar el test a las series de índices de precipitación se presentan en los mapas de isolíneas que constituyen las Figuras 6.25-6.37. Para poder obtener una representación es-

pacial con significado, los cálculos se han hecho para el periodo común de las series, el usado durante todo el trabajo: 1958-1997. Como es de esperar, es en la estación de invierno en la que el índice NAO muestra alguna influencia sobre la precipitación peninsular. Se observa que las regresiones lineales realizadas para cada caso muestran resultados congruentes (en aquellos que funcionan bien) y describen zonas similares: el sur-oeste de España junto con la zona interior (la zona mejor correlacionada con la fase negativa del índice NAO), la costa Mediterránea (la zona peor correlacionada con un índice NAO negativo), y el resto de España (con valores medios, comportamientos no tan acusados). Esta distribución de las correlaciones está de acuerdo con la encontrada por otros autores [Goodess and Jones \(2002\)](#).

Se observa que los índices que dan un mejor acuerdo, en  $r_k$ , con la NAOi son los referidos a las categorías de lluvia total e intensa, tanto en número de casos (Figuras 6.25 y 6.28) como en valores acumulados estacionales (Figuras 6.33 y 6.36) y en la estación de invierno, cuyos valores negativos de correlación eran los esperados. La categoría de lluvia moderada parece no estar ahora tan asociada como las anteriores, quizás en el periodo común 1958-1997 la NAOi ha ejercido sobre ella menor influencia y la mayor parte de la asociación encontrada en las categorías totales procede de la lluvia intensa. En el resto de los índices de precipitación los valores de correlación son menores y aparecen comportamientos locales que dan lugar a isletas de muy difícil interpretación en los mapas de isolíneas. La duración máxima de periodos secos se comporta de forma ‘opuesta’ al número total de días de lluvia, como cabría esperar, mostrando una mejor correlación con la fase positiva del índice NAO.

Los resultados obtenidos a partir del estudio de la relación entre el índice NAO y las series de índices de precipitación confirman el hecho de que un índice NAO negativo está bien correlacionado con abundantes lluvias (bien en frecuencia o en intensidad) sobre el Sur de Europa.

### 6.3.1. Relación entre el índice NAO y los máximos de precipitación

El análisis de la relación entre el índice NAO y los máximos de precipitación en cada observatorio y estación lo vamos a llevar a cabo mediante dos vías: una no paramétrica a través el test de Kendall de asociación entre dos variables (como en el resto de los índices de precipitación) y otra paramétrica mediante un modelo GEV no estacionario en el que la variable exógena es el índice NAOi (previamente normalizado para el periodo en cuestión). Como hemos venido haciendo mostraremos nuestros resultados en forma de mapas donde se muestran los observatorios en los que los tests aplicados han resultado significativos.

Así, la Figura 6.38 nos muestra los resultados obtenidos de la aplicación del test de Kendall de asociación entre la NAOi y los máximos de precipitación en cada una de las estaciones del año para el periodo completo de cada observatorio. En estos mapas mostramos aquellos observatorios que han resultado significativos en la evaluación del test con dos niveles de significación: 5% y 10%. En la Figura 6.39 presentamos las isolíneas de distribución del estadístico  $r_k$  de Kendall en la geografía peninsular en el periodo común 1958-1997. Como podemos ver, existe una fuerte incidencia entre la NAOi y las precipitaciones máximas de invierno, pues una buena parte de los observatorios presenta asociación negativa dichas variables, lo que significa que con una NAOi positiva disminuyen las precipitaciones máximas. Se sabe que, principalmente para el oeste y suroeste peninsular, existe una asociación negativa entre la NAOi y las precipitaciones acumuladas mensuales que como vemos se traslada también a las precipitaciones máximas. Al igual que sucede con el análisis de datos mensuales, la menor asociación se da en los observatorios cerca del Mediterráneo. Según nos alejamos de la estación invernal va disminuyendo la influencia de la NAOi, como se puede ver en los mapas correspondientes a la primavera, verano y otoño, donde según avanza el año va disminuyendo la influencia. Sorprende principalmente el otoño, que según hemos visto es la estación donde más máximos aparecen, por esta razón para

Tabla 6.2: Asociaciones encontradas entre la serie de índice NAO invernal y la serie de máximos de precipitación mediante el test de Kendall y el modelo GEV no estacionario. (ST: sin tendencia).

Índice (máximos)	Primavera		
	-	+	ST
Kendall	4	1	30
GEV	6	0	29
Verano			
	-	+	ST
Kendall	4	3	28
GEV	5	2	28
Otoño			
	-	+	ST
Kendall	1	1	33
GEV	1	1	33
Invierno			
	-	+	ST
Kendall	24	0	11
GEV	26	1	8

este estación se han rehecho los cálculos utilizando la NAO correspondiente a esta estación. Los resultados son totalmente equivalentes y no se percibe una relación mayor con el índice NAO de la estación en cuestión.

La Figura 6.40 muestra los resultados del análisis paramétrico mediante el modelo GEV no estacionario en el que la variable exógena es el índice NAOi. Dichos resultados son muy similares a los obtenidos con el test de Kendall descritos anteriormente. En la Tabla 6.2 se recoge el número de asociaciones encontradas en cada estación mediante ambos métodos. Comparando las Figuras 6.38 y 6.40, a grandes rasgos, podemos decir que a nivel peninsular los resultados de asociación del índice NAO con los máximos de precipitación a través del método no paramétrico (test de Kendall) y el paramétrico (modelo GEV no estacionario) son muy similares. De forma particular, existen algu-

nas diferencias. Podemos ver que en primavera el test de Kendall muestra una asociación positiva en Salamanca, mientras que las negativas de Almadén y Torre de Juan Abad que señala el modelo GEV como significativas, no aparecen. En verano, el número de observatorios sin asociación es el mismo, aunque existen pequeños cambios en los que sí presentan relación con NAOi. En otoño, siguen apareciendo sólo dos asociaciones, aunque veíamos que era la estación del año en la que se alcanzaban los valores más altos de los máximos: se mantiene La Coruña, con signo positivo, y cambiamos Almadén (en Kendall) por Málaga (en GEV). El invierno se muestra nuevamente como la estación en la que la NAOi tiene más influencia. El modelo GEV muestra alguna asociación más que el test de Kendall, según se recoge en la Tabla 6.2. La asociación positiva que allí se señala corresponde a La Coruña, y no era mostrada por el test de Kendall, pues no recogía ninguna asociación positiva.

## 6.4. Conclusiones del capítulo

Se pueden extraer las siguientes conclusiones de este capítulo:

- Se ha llevado a cabo un análisis mediante mapas de composición y análisis de correlación entre cada una de las series de índices de precipitación y los campos de SLP y SST. Los resultados para ambos métodos son congruentes y muestran en el Atlántico Norte zonas de asociación negativa significativa para las SLP; para las SST aparecen una zona de asociación negativa a latitudes peninsulares y otra de asociación positiva a latitudes más bajas, ambas significativas. Los observatorios que presentan una mayor relación significativa con los campos de SLP y SST son los situados en la zona oeste, suroeste e interior de la península para los índices de precipitación referidos al número de días de lluvia total e intensa invernal y precipitación acumulada total e intensa invernal. La duración de periodos secos también muestra asociaciones similares a las citadas pero de signo contrario.



- Se ha realizado un estudio de la relación entre el índice NAO y las series de índices de precipitación. Los resultados confirman el hecho de que un índice NAOi negativo está bien correlacionado con abundantes lluvias (bien en frecuencia o en intensidad) sobre la península. La duración de periodos secos está bien correlacionada con un NAOi positivo.
- La asociación con la NAOi de los índices de precipitación total invernal, tanto en número de eventos como en valores acumulados, viene dada sobre todo a través de la influencia que ejerce la NAOi sobre la lluvia intensa (y no tanto por la ligera).
- La evaluación del estadístico  $r_k$  de Kendall para cada una de las relaciones índice de precipitación–índice NAOi y su distribución espacial muestran el sur-oeste de España junto con la zona interior como la región mejor correlacionada con el índice NAOi y la costa Mediterránea como la zona peor correlacionada.
- El análisis de la relación entre el índice NAOi y los máximos de precipitación a través el test de Kendall y mediante un modelo GEV no estacionario muestran resultados equivalentes: una asociación negativa significativa principalmente para el oeste y suroeste peninsular.

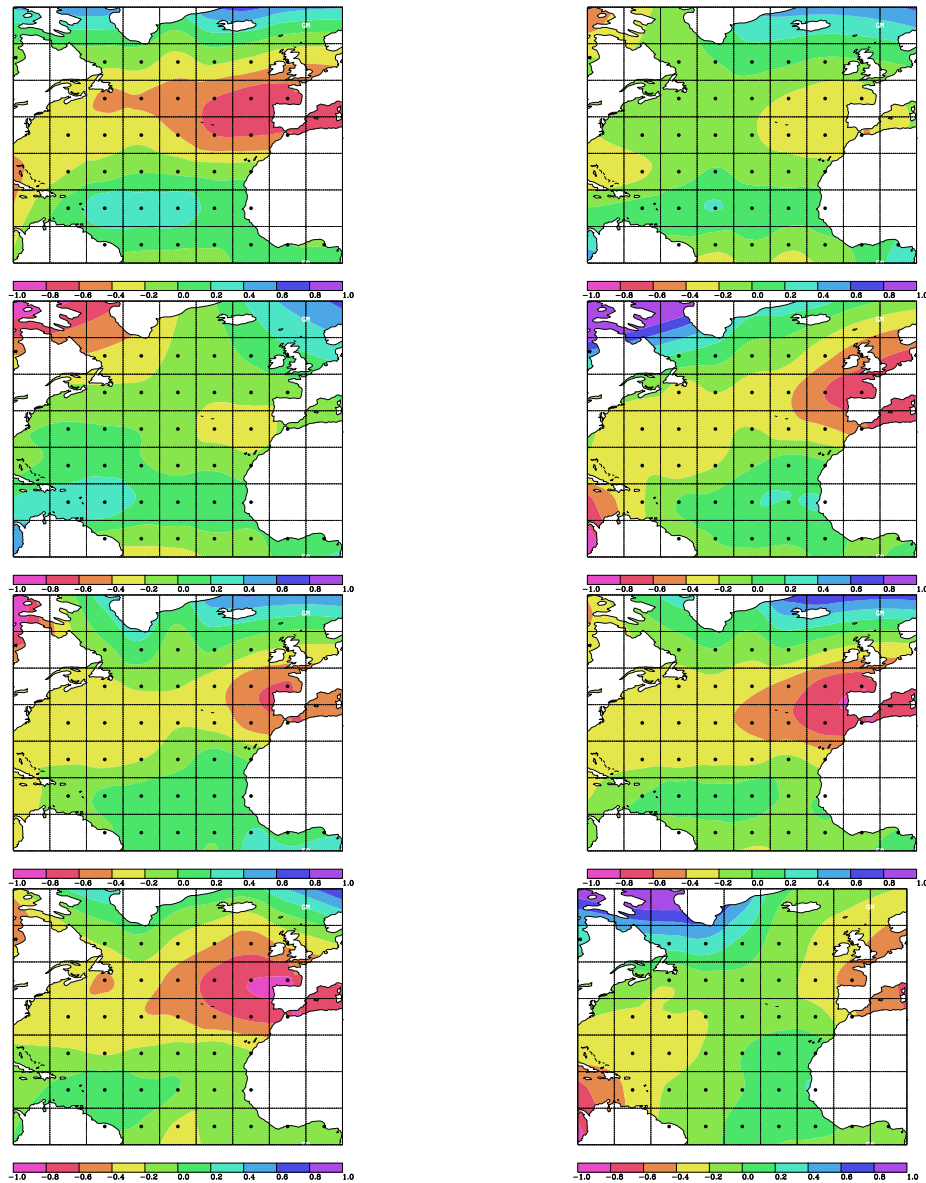


Figura 6.1: Correlación SLP - número total de días de lluvia invernal. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazelema, Lisboa y San Sebastián.

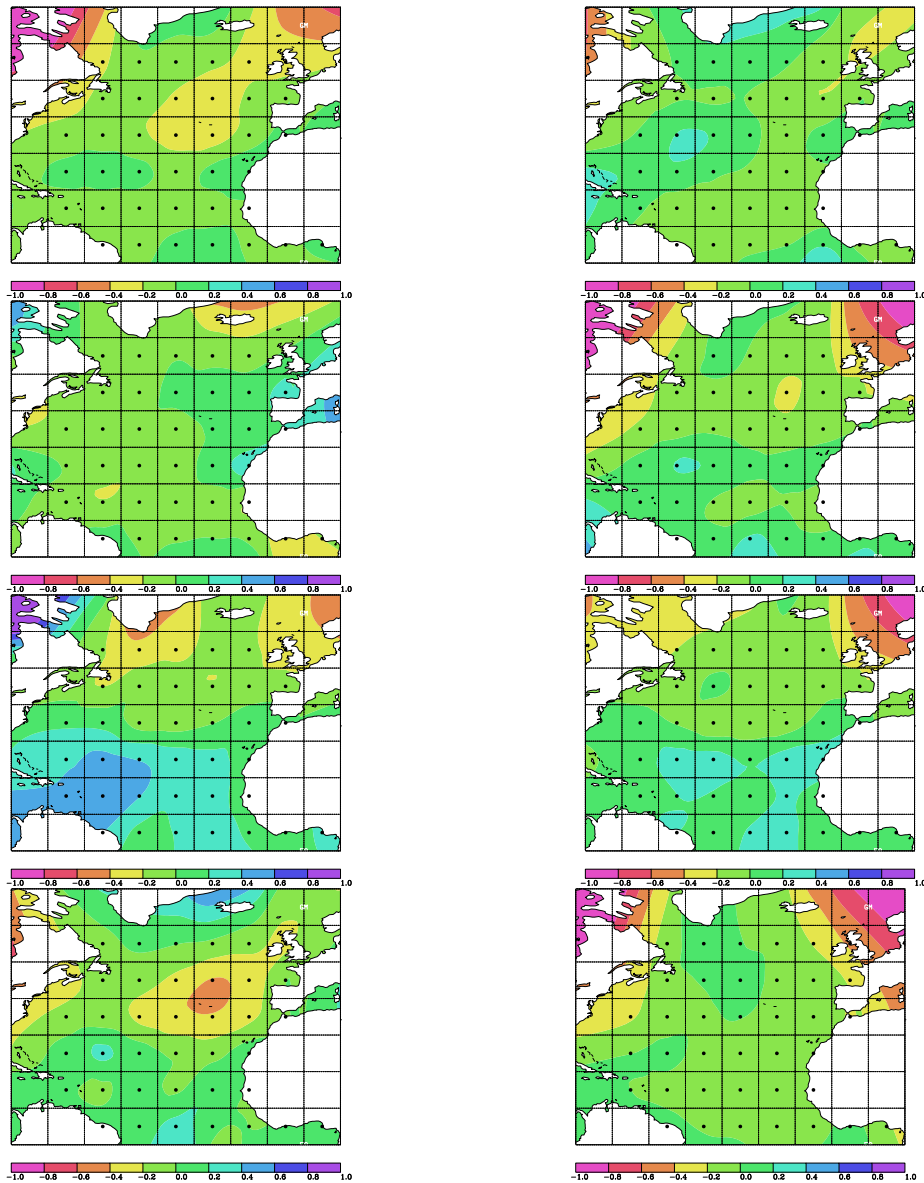


Figura 6.2: Correlación SST - número total de días de lluvia invernal. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazelema, Lisboa y San Sebastián.

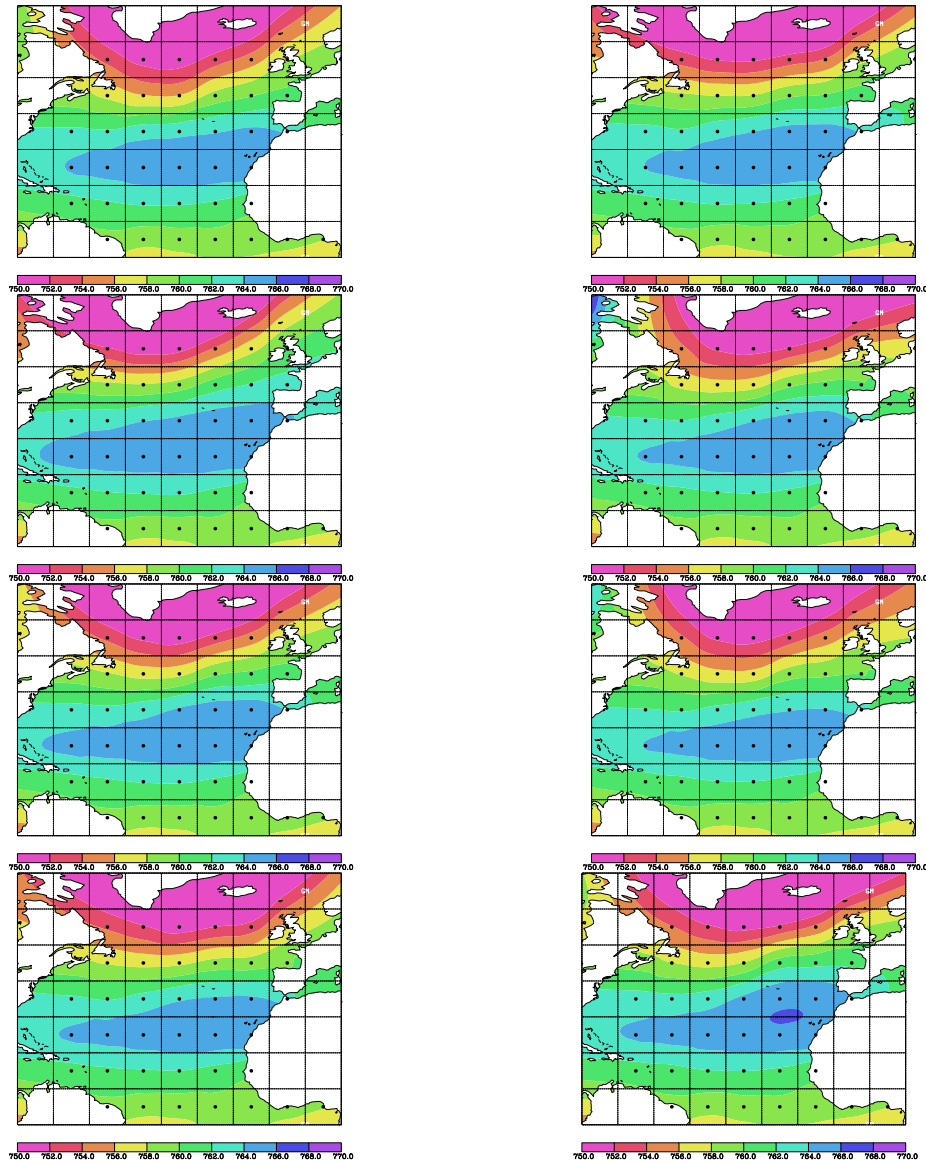


Figura 6.3: Mapa de composición SLP - número total de días de lluvia invernal. Índice *alto*. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazalema, Lisboa y San Sebastián.

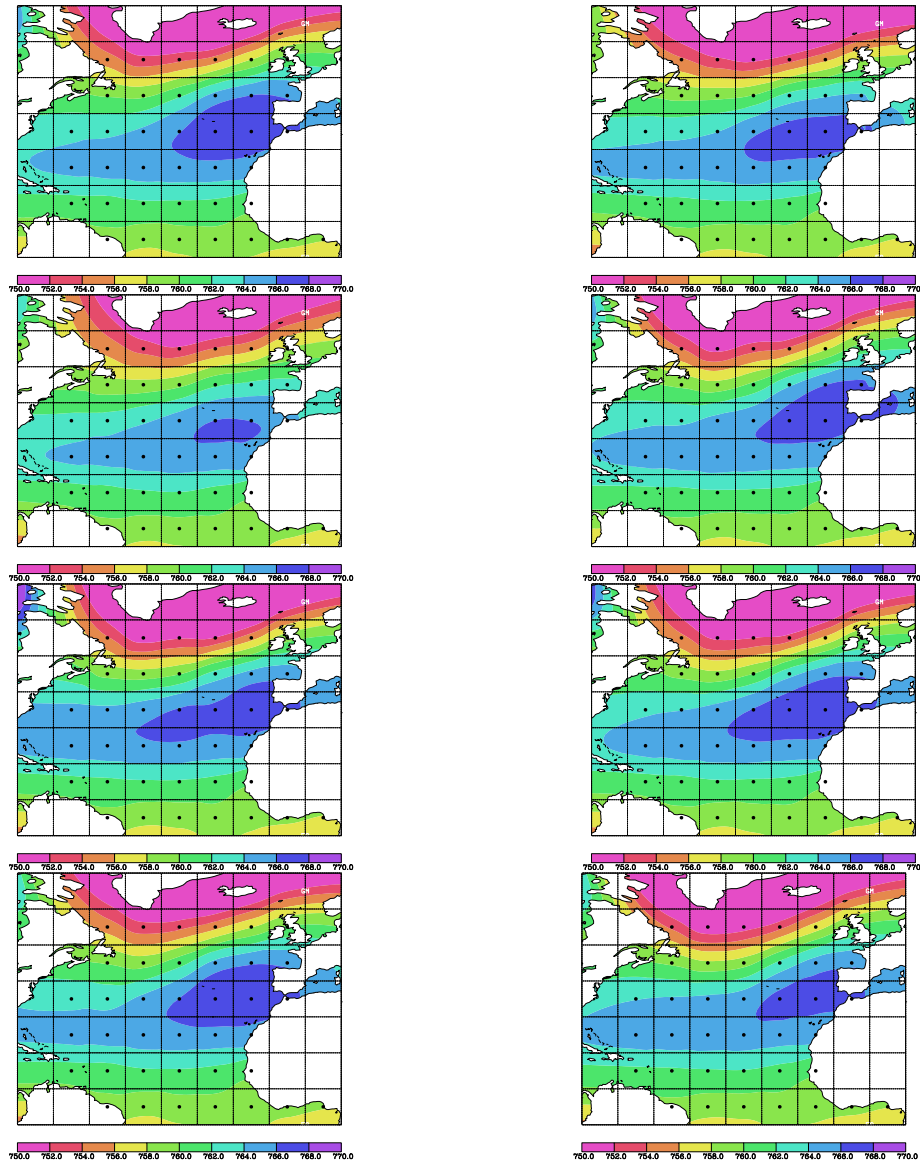


Figura 6.4: Mapa de composición SLP - número total de días de lluvia invernal. Índice *bajo*. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazalema, Lisboa y San Sebastián.

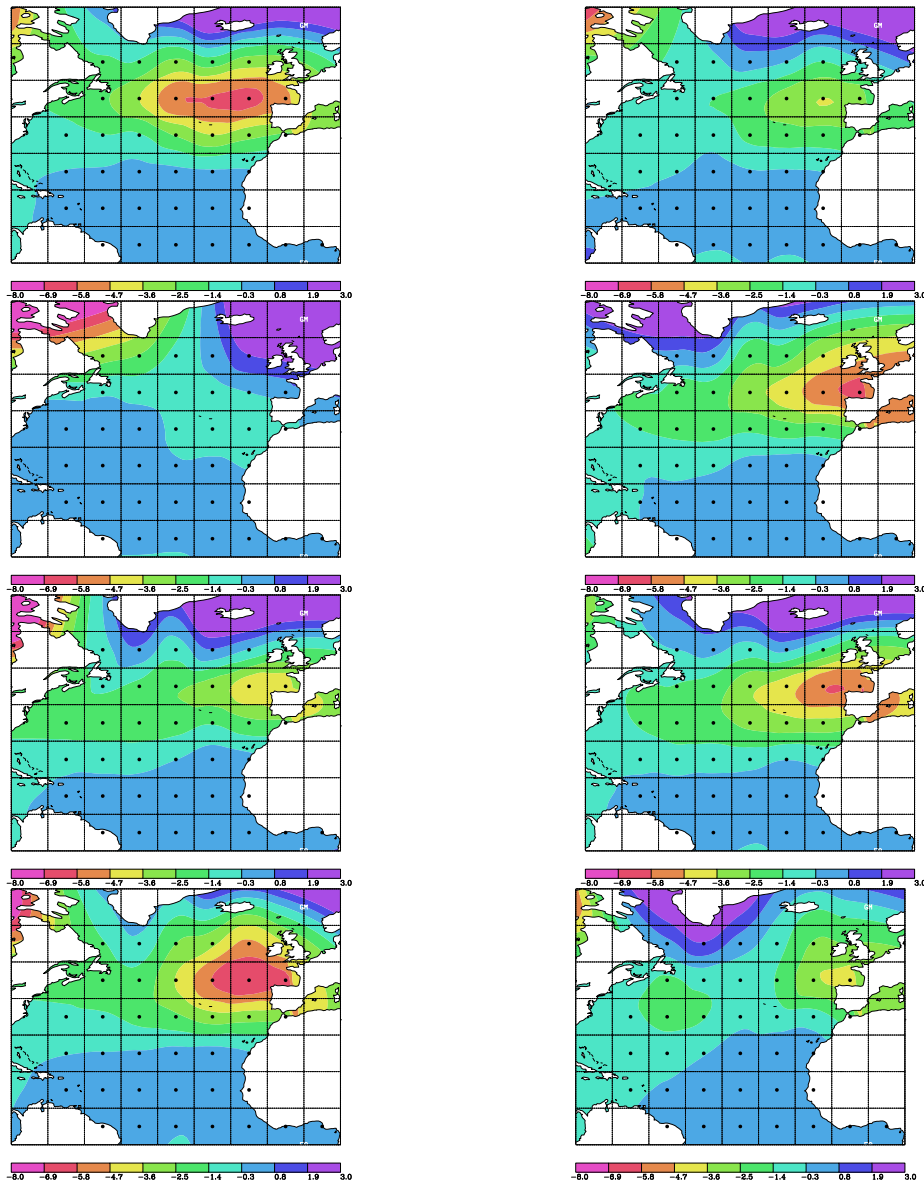


Figura 6.5: Mapa de composición SLP - número total de días de lluvia invernal. Diferencias. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazaema, Lisboa y San Sebastián.

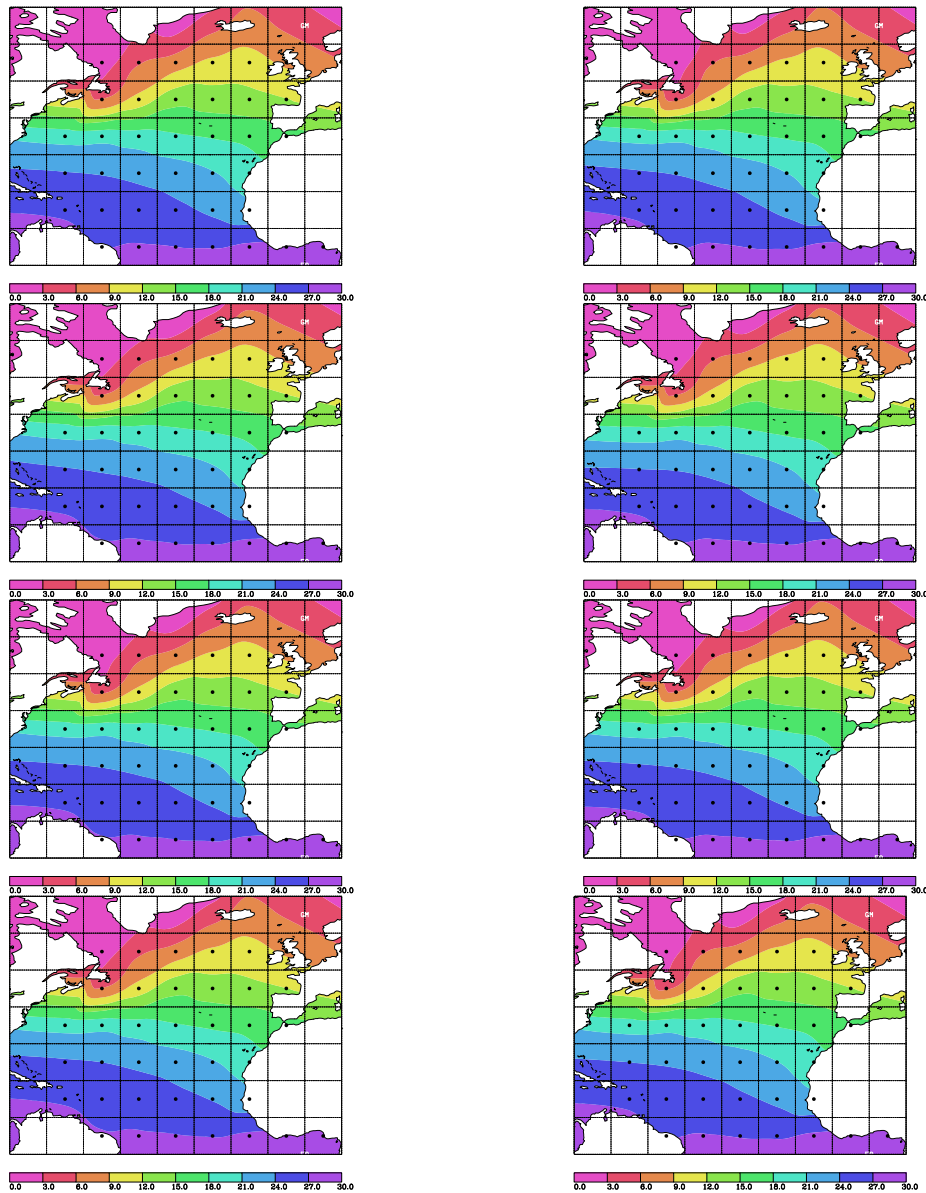


Figura 6.6: Mapa de composición SST - número total de días de lluvia invernal. Índice *alto*. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazaema, Lisboa y San Sebastián.

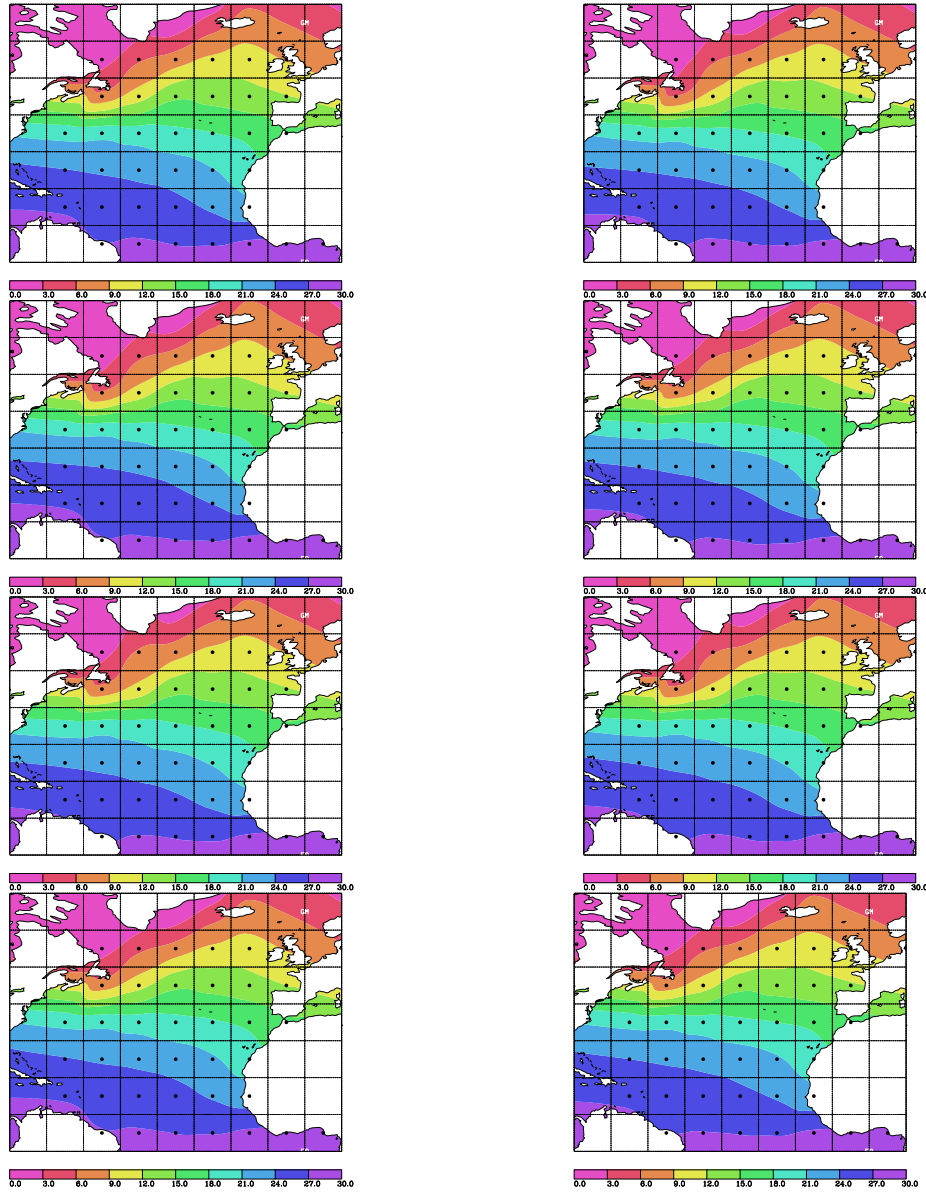


Figura 6.7: Mapa de composición SST - número total de días de lluvia invernal. Índice *bajo*. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazalema, Lisboa y San Sebastián.



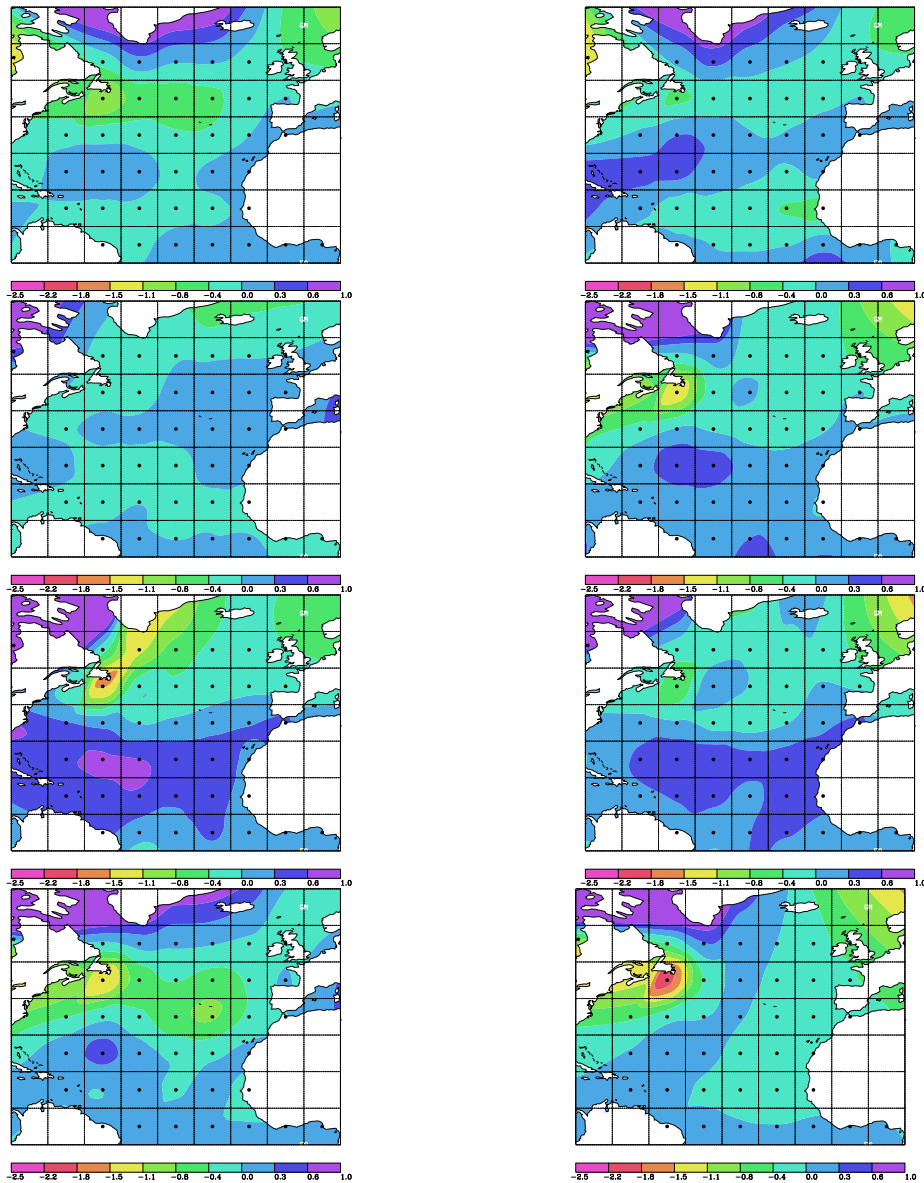


Figura 6.8: Mapa de composición SST - número total de días de lluvia invernal. Diferencias. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: Badajoz, Barcelona, Barracas, La Coruña, Daroca, Grazaema, Lisboa y San Sebastián.

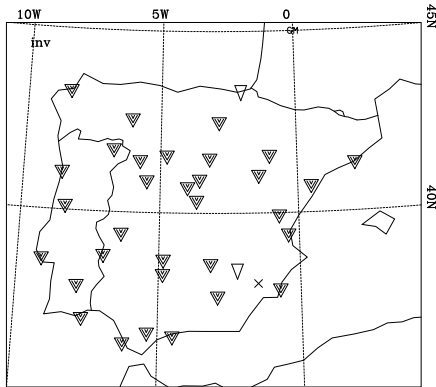


Figura 6.12: Test de Kendall de asociación NAOi - número total de días de lluvia invernal.

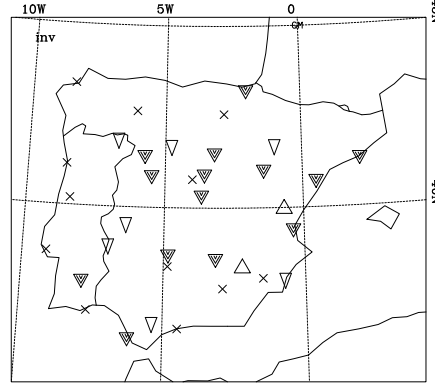


Figura 6.13: Test de Kendall de asociación NAOi - número de días de lluvia ligera invernal.

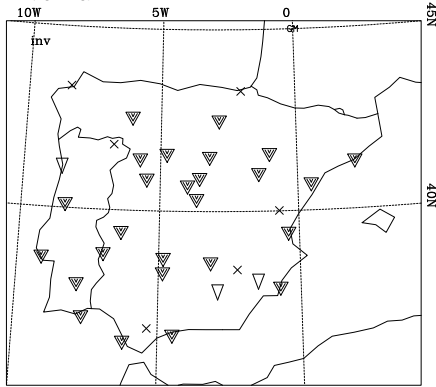


Figura 6.14: Idem NAOi - número de días de lluvia moderada invernal.

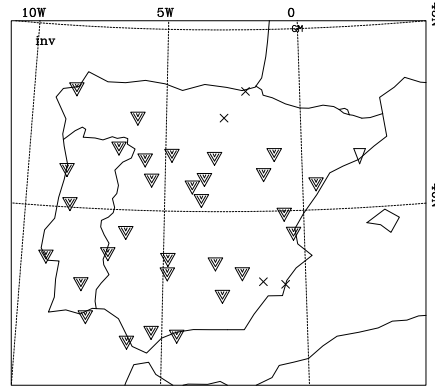


Figura 6.15: Idem NAOi - número de días de lluvia intensa invernal.

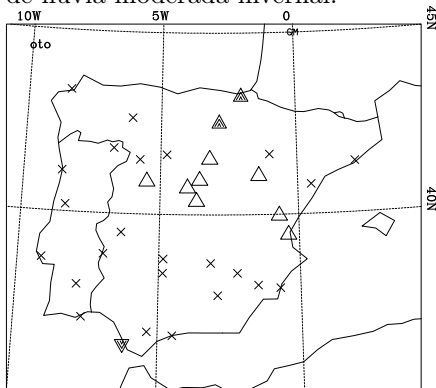


Figura 6.16: Idem NAOi - número de días de lluvia intensa otoñal.

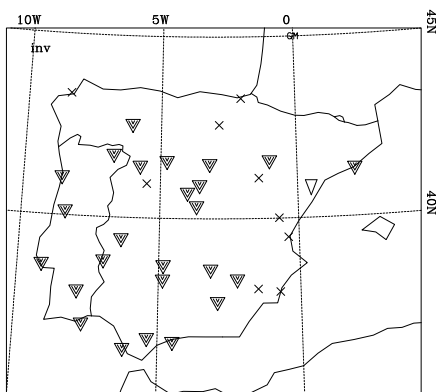


Figura 6.17: Test de Kendall de asociación NAOi - número de días de lluvia muy intensa invernal.

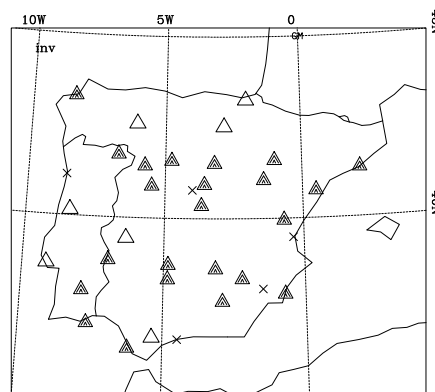


Figura 6.18: Test de Kendall de asociación NAOi - medianas de duración de periodos secos invernal.

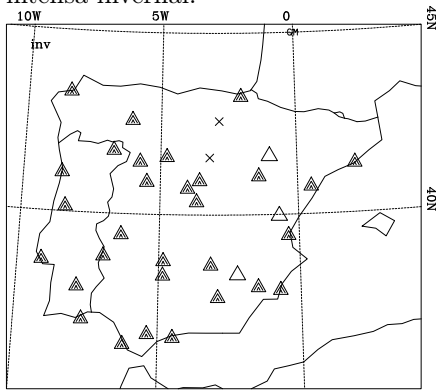


Figura 6.19: Idem NAOi - máximos de duración de periodos secos invernal.

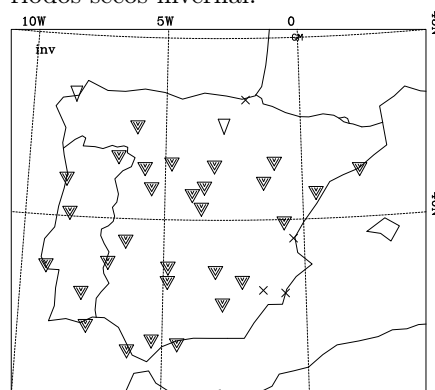


Figura 6.20: Idem NAOi - precipitación acumulada total invernal.

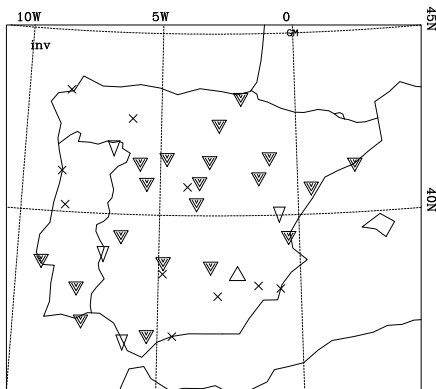


Figura 6.21: Test de Kendall de asociación NAOi - precipitación ligera acumulada invernal.

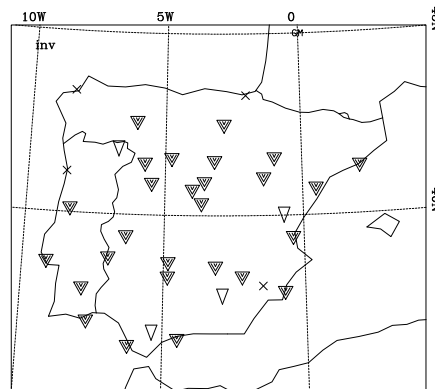


Figura 6.22: Test de Kendall de asociación NAOi - precipitación moderada acumulada invernal.

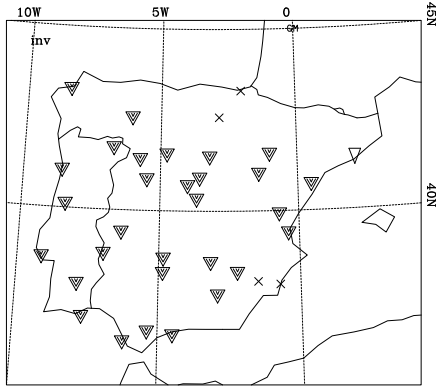


Figura 6.23: Idem NAOi - precipitación intensa acumulada invernal.

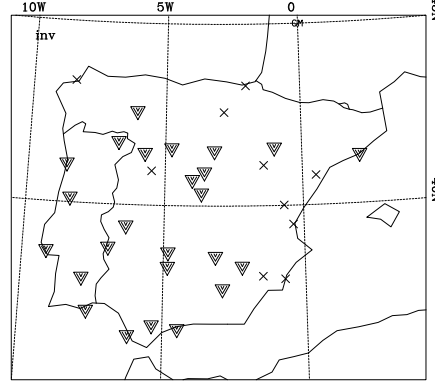


Figura 6.24: Idem NAOi - precipitación muy intensa acumulada invernal.

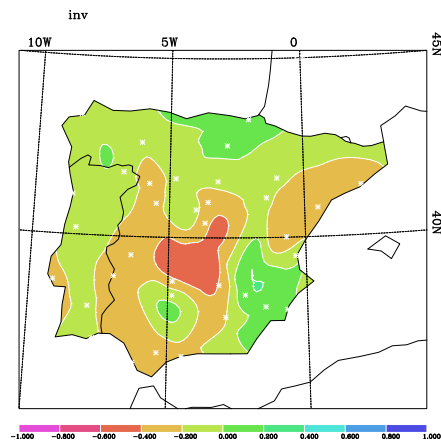


Figura 6.25: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - número total de días de lluvia invernal.

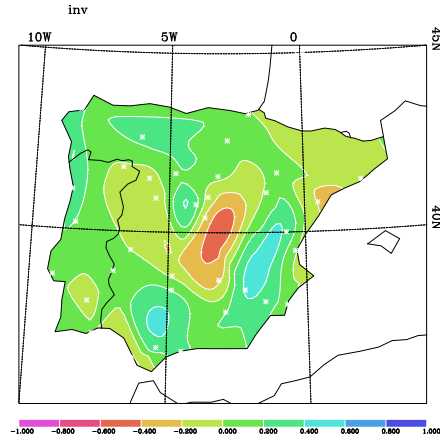


Figura 6.26: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - número de días de lluvia ligera invernal.

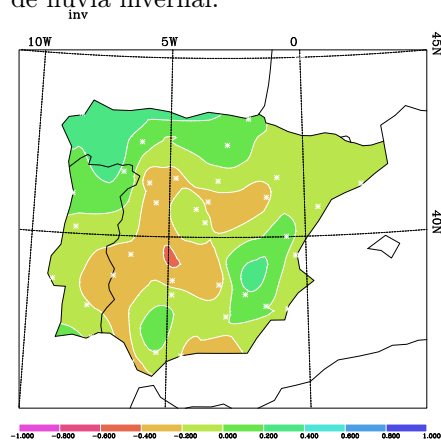


Figura 6.27: Idem NAOi - número de días de lluvia moderada invernal.

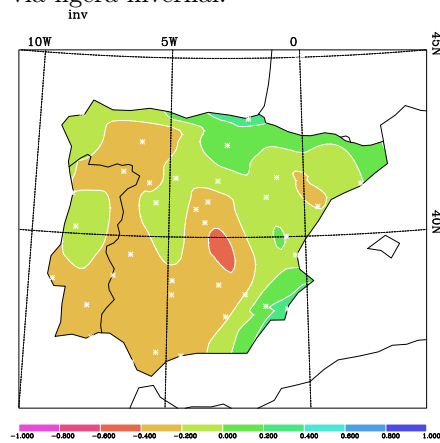


Figura 6.28: Idem NAOi - número de días de lluvia intensa invernal.

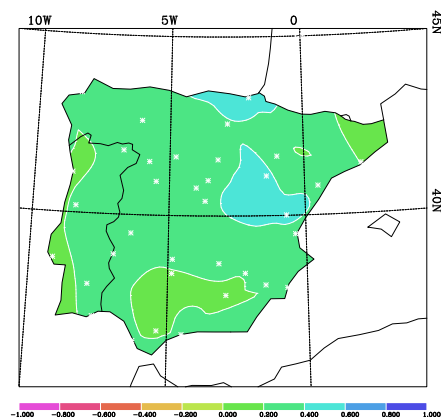


Figura 6.29: Idem NAOi - número de días de lluvia intensa otoñal.

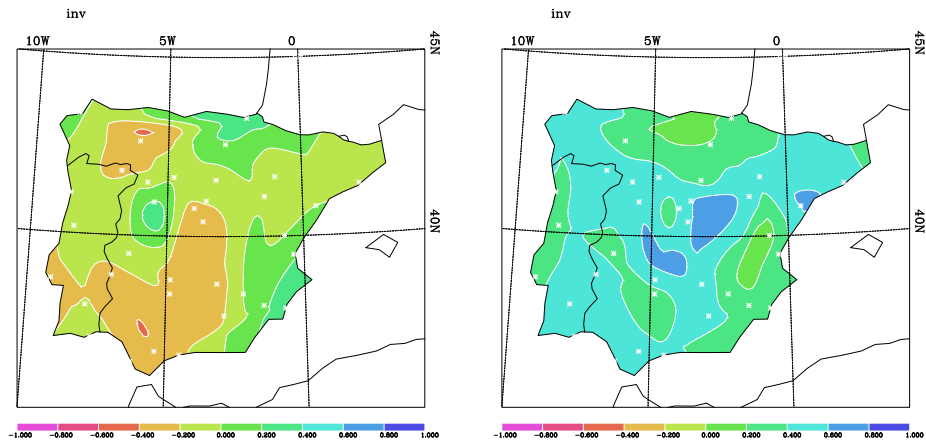


Figura 6.30: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - número de días de lluvia via muy intensa invernal.

Figura 6.31: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - medianas de duración de periodos secos invernal.

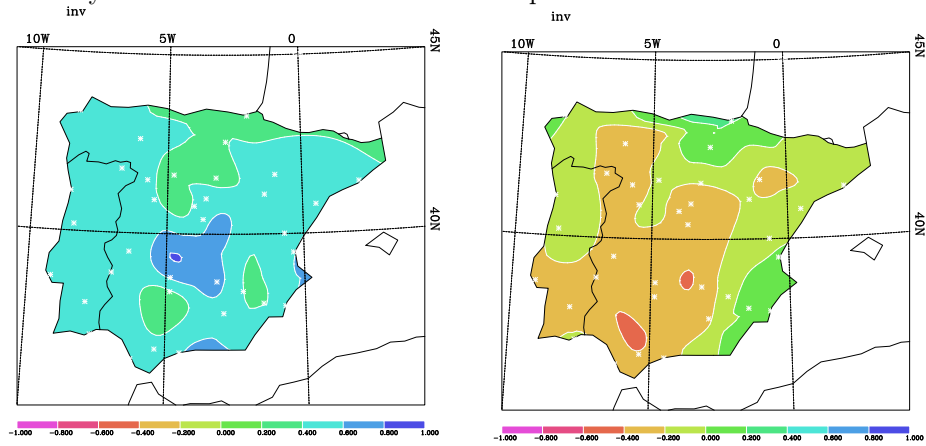


Figura 6.32: Idem NAOi - máximos duración de periodos secos invernal.

Figura 6.33: Idem NAOi - precipitación acumulada total invernal.

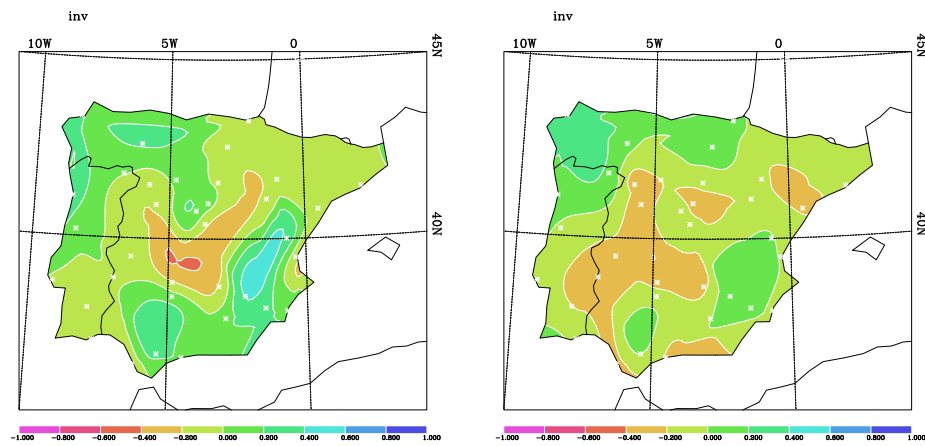


Figura 6.34: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - precipitación ligera acumulada invernal.

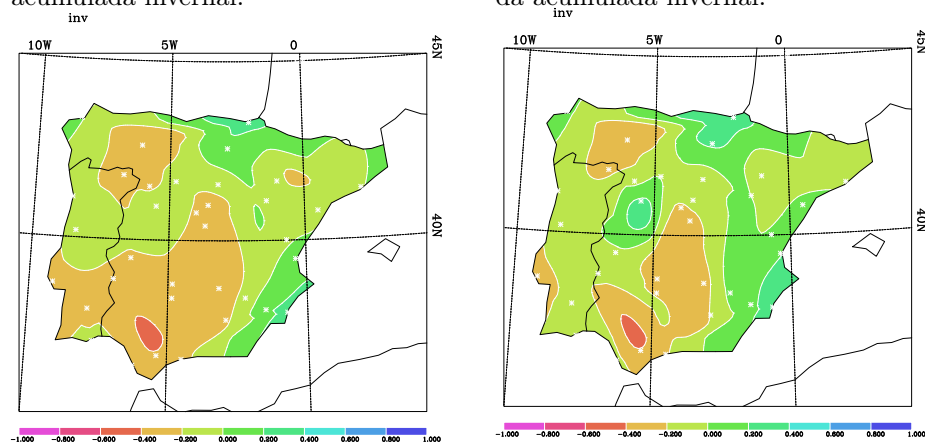


Figura 6.36: Idem NAOi - precipitación intensa acumulada invernal.

Figura 6.35: Estadístico de Kendall de asociación NAOi - precipitación moderada acumulada invernal.

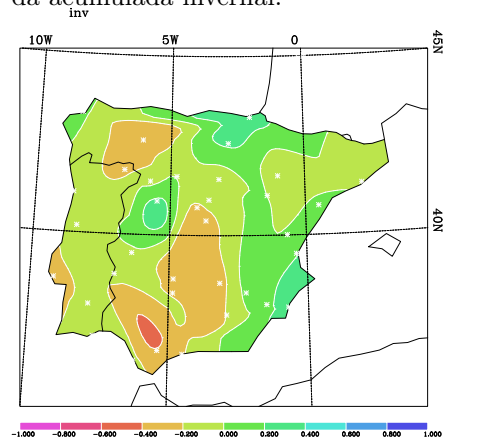


Figura 6.37: Idem NAOi - precipitación muy intensa acumulada invernal.

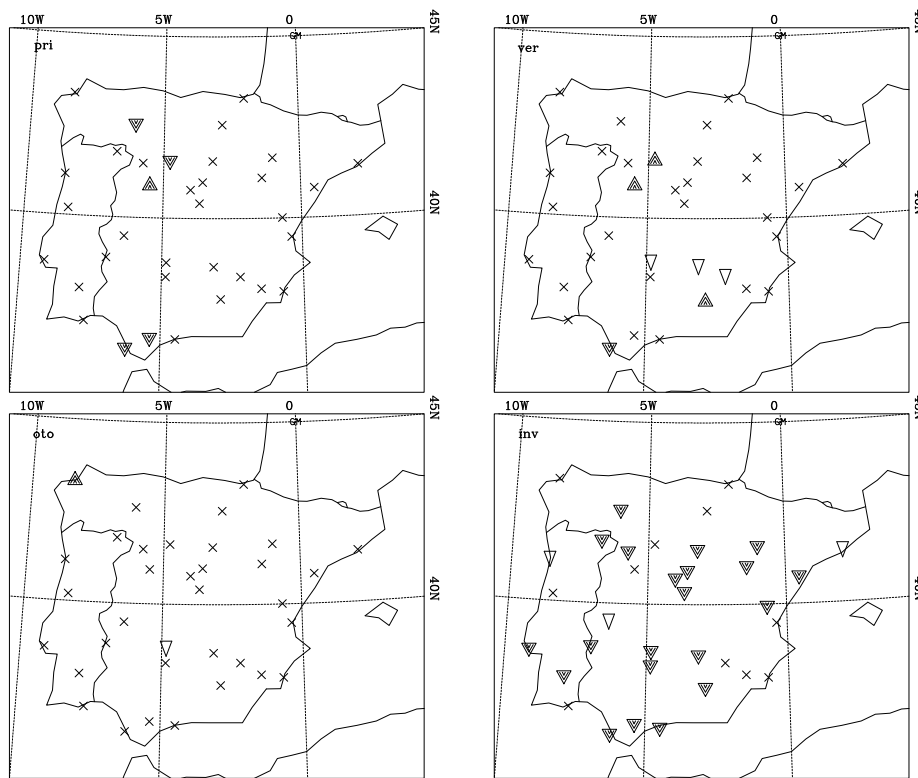


Figura 6.38: Test de Kendall de asociación NAOi – máximos de precipitación. Los triángulos indican el carácter positivo (hacia arriba) o negativo (invertido) de las asociaciones encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5 % (triángulos rellenos) y al 10 % (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe asociación.



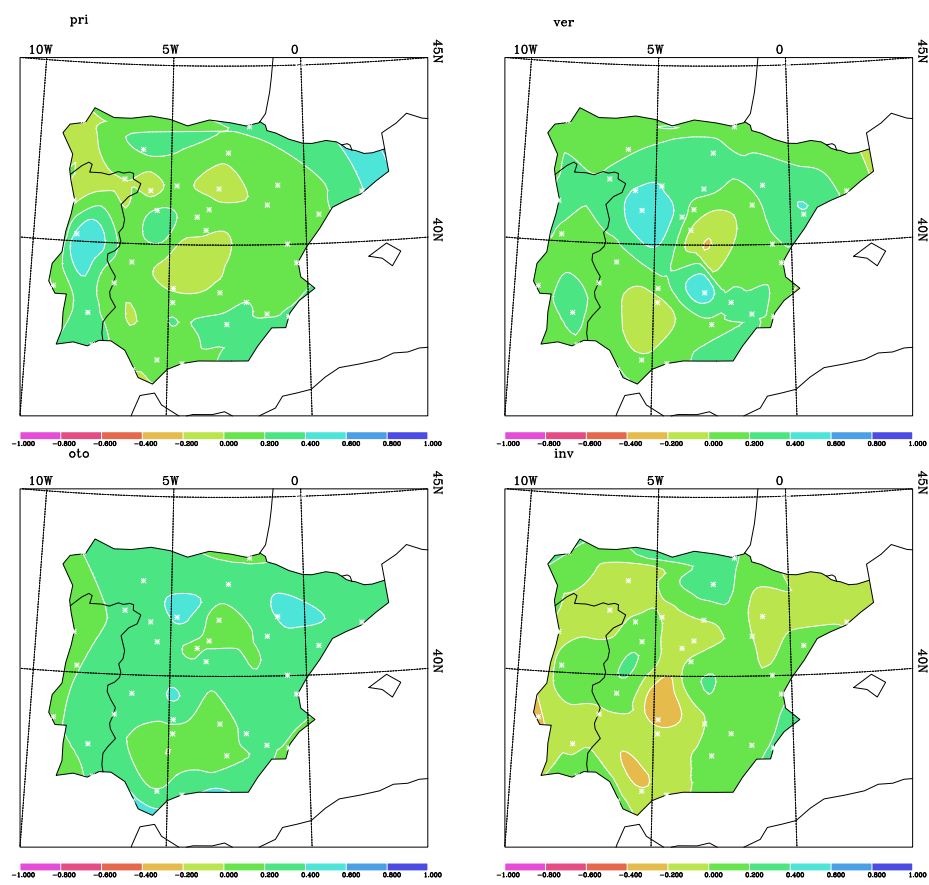


Figura 6.39: Estadístico de Kendall de asociación NAOi – máximos de precipitación.

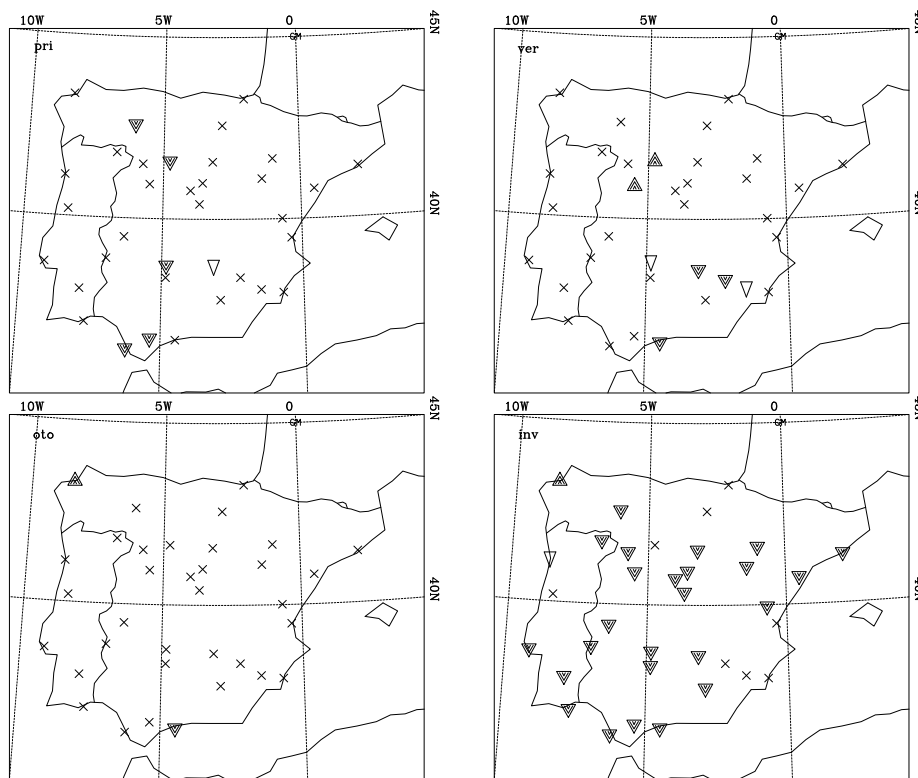


Figura 6.40: Observatorios que muestran el nivel de significación en el modelo GEV no estacionario con variable NAOi. Los triángulos indican el carácter positivo (hacia arriba) o negativo (invertido) de las asociaciones encontradas. Se muestran resultados con niveles de significación al 5% (triángulos rellenos) y al 10% (triángulos huecos). Las aspas indican que no existe asociación.

## Capítulo 7

# Downscaling o Regionalización

### 7.1. Introducción

Los modelos de circulación general atmósfera-océano (AOGCM) son una de las herramientas más importantes en el estudio del clima y su evolución, de la variabilidad climática y del posible cambio climático. En su intento de reproducción del sistema real, las últimas versiones de estos modelos ya incluyen comportamientos acoplados de los diversos subsistemas implicados en el clima terrestre (atmósfera, océano, procesos en la superficie terrestre...). De esta forma, simulan razonablemente la circulación atmosférica (las zonas de convergencia intertropical, la corriente en chorro,...), la circulación oceánica (con las corrientes oceánicas del oeste y la circulación termohalina) y fenómenos acoplados atmósfera-océano como el caso de El Niño. En cuanto a la variabilidad interanual, los AOGCM reproducen satisfactoriamente los patrones más importantes de la variabilidad del flujo atmosférico y de la temperatura de la superficie del mar (SST) en latitudes medias [Zorita and von Storch \(1999\)](#). Sin embargo, para resoluciones espaciales más finas, los AOGCM presentan un acuerdo mucho peor y es necesario encontrar otras herramientas para la obtención de variables simuladas. Los esfuerzos para mejorar las simulaciones de los AOGCM se han desarrollado en dos direccio-

nes: hacer cada vez más fina su resolución horizontal de forma que permitan la mejora de su funcionamiento a escala regional y el uso de los denominados modelos de área limitada (LAM), que son modelos que se desarrollan para áreas geográficas del orden de  $10^7$  km<sup>2</sup> y resoluciones del orden de 20-50 km que usan los campos a gran escala simulados por los AOGCM como condiciones de contorno y que además tienen en cuenta características regionales como la topografía (un aumento de la resolución en la zona de interés puede mejorar aspectos importantes de la simulación del clima regional). Pero no sólo basta con aumentar la resolución sino que es necesario mejorar las parametrizaciones de los procesos que tienen lugar a escalas aún menores [Risbey and Stone \(1996\)](#). Una técnica alternativa de gran simplicidad y bajo coste comparado con las aproximaciones anteriores es el ‘downscaling’ estadístico [Zorita and von Storch \(1999\)](#).

La idea esencial del ‘downscaling’ estadístico que vamos a desarrollar en este capítulo consiste en usar las relaciones observadas entre la circulación general y el clima local para inferir modelos estadísticos que puedan trasladar las anomalías a gran escala en anomalías de alguna variable climática local [von Storch \(1995\)](#). Esta aproximación estadística supone que la relación entre la circulación de gran escala y el clima local permanece inalterable en un clima cambiante, hecho que no está garantizado. Sin embargo, si la serie utilizada en el modelo es lo suficientemente larga (del orden de décadas), es razonable asumir que contiene situaciones diferentes, incluyendo aquellas que serán más probables en un clima en evolución. Si estas situaciones son importantes para el clima local, el modelo estadístico debiera ser capaz de identificarlas en las observaciones reales y estimar con cierto acuerdo el posible impacto en el clima local. Esta afirmación sólo es válida si las variaciones a gran escala en el ‘nuevo clima’ se deben a la variabilidad natural del clima presente, que es la información que usa el modelo estadístico. El hecho de que el modelo estadístico sea capaz de reproducir razonablemente la variabilidad del pasado incrementa el nivel de confianza en él pero no implica que pueda ser utilizado para condiciones futuras, puesto que las relaciones estadísticas pueden no volver a repetirse. Si el rango de variaciones en el nuevo

clima es mayor que el previsto por la variabilidad natural del clima presente, el modelo estadístico debe ser tomado con precaución. Otro requisito para los modelos de downscaling estadístico es que sean capaces de reproducir la evolución histórica de las variables locales cuando son conducidas por la circulación a gran escala observada en el pasado. En el contexto del estudio del cambio climático, un punto importante es la reproducción de la variabilidad natural de baja frecuencia de las variables locales de interés, que pueden incluir valores medios, pero también eventos extremos. Las variaciones naturales de baja frecuencia en forma de tendencias u oscilaciones pueden ser consideradas como cambio ‘natural’ y un buen modelo estadístico debiera ser capaz de reproducirlas [Zorita and von Storch \(1999\)](#). Es en este sentido en el que evaluaremos la bondad del método de los análogos que vamos a utilizar para llevar a cabo el downscaling estadístico. Veamos a continuación de forma concreta en qué consiste el método y su desarrollo.

## 7.2. Método de los Análogos

Quizás el esquema más simple de downscaling estadístico sea el método de los análogos. Éste método ha sido aplicado esencialmente en el campo del pronóstico del tiempo y la predicción del clima a corto plazo [Lorenz \(1969\)](#); [Van den Dool \(1989, 1994\)](#). También ha sido usado como herramienta para downscaling [Zorita et al. \(1995\)](#); [Zorita and von Storch \(1999\)](#) y su idea es bastante simple. La circulación atmosférica a gran escala simulada por un AOGCM se compara con cada una de las observaciones históricas de referencia y la más similar, con el criterio de comparación que se haya adoptado, es tomada como su análogo. El tiempo local observado en ese momento se asocia al patrón de gran escala simulado.

Un problema relevante asociado a este método es la necesidad de observaciones con un periodo de registro lo suficientemente largo para asegurar que siempre se pueda encontrar un análogo de la circulación a gran escala. Debido al número de grados de libertad de la circulación atmosférica a

gran escala, para poder predecir de forma global se necesitarían del orden de varios miles de años Van den Dool (1994). Sin embargo, muchos de esos grados de libertad representan una base de ruido que puede ser previamente filtrada usando análisis estándar como por ejemplo funciones ortogonales empíricas (EOF) y además para aplicaciones de downscaling el área de interés no es global sino que se restringe a un continente u océano. Además, para los propósitos del downscaling el método de los análogos es usado no en un esquema de predicción sino más bien como un medio para especificar un estado local coherente con uno a gran escala simultáneo. En esta forma simple de aplicación del método, las anomalías de la circulación atmosférica, representadas en nuestro caso por las anomalías del campo  $\Delta f$  de SLP, son descritas por algunas EOF como sigue:

$$\Delta f(i, t) = \sum_{k=1}^n x_k(t)g_k(i) + \epsilon(t) , \quad (7.1)$$

donde  $i$  es el índice de la cuadrícula,  $t$  es el tiempo,  $g_k$  es el  $k$ -ésimo patrón EOF,  $x_k(t)$  es la amplitud de dicho patrón en un tiempo  $t$ ,  $n$  es el número de EOF retenidos y  $\epsilon$  es el porcentaje de variabilidad no descrito por los  $n$  patrones y considerado muy pequeño. Los análogos se buscan solamente en el espacio generado por los  $n$  EOF.

Consideremos un patrón de anomalías atmosférico  $\Delta f(\mathbf{r}, t)$  (en nuestro caso va a ser el campo de SLP, del cual vamos a retener cinco de sus EOF, que explican aproximadamente un 75% de su varianza en el caso diario que nos ocupa). Este patrón puede tener coordenadas  $z_k$  en el espacio de EOF. Su análogo viene definido como la circulación en el momento  $t$  que minimiza la distancia en el espacio de EOF:

$$\sum_{k=1}^n [z_k - x_k(t)]^2 . \quad (7.2)$$

Calculando el análogo para cada momento  $t_j$  del intervalo temporal  $(t, t + \Delta t)$ , donde  $j = 1, \dots, m$  siendo  $m$  el número de unidades del intervalo tem-

poral en la escala utilizada, obtendremos una serie de la variable problema simulada por el método de los análogos en el intervalo temporal citado.

### 7.3. Construcción de las series de datos análogos

Como ya hemos citado, se trata de identificar patrones de circulación análogos a partir de los cuales extraer los valores asociados de una variable concreta. El problema concreto que aquí nos ocupa es la búsqueda de análogos de las 35 series de precipitación diaria distribuidas en la geografía peninsular con las que venimos trabajando. Como ya hemos citado en el apartado anterior, el campo a gran escala que vamos a tomar como referencia para la construcción de nuestros datos análogos es el campo de SLP simulado por los reanálisis de NCEP. El método requiere la diferenciación de dos periodos temporales en la serie de la variable problema. En nuestro caso, un periodo de referencia o aprendizaje en el que para cada día se asocian valores de anomalías de SLP a los valores de precipitación registrados y un periodo de validación o simulación en el que, conocido el valor de la anomalía de SLP para un día concreto, se tratará de identificar la situación análoga en circulación en el periodo de referencia y asociar el valor de precipitación que allí se registrara. Para el caso que nos ocupa, en un primer momento, vamos a tomar como periodo de aprendizaje al que nos referiremos para buscar las situaciones análogas 1958-1980 y como periodo de validación en el que generaremos los datos simulados 1981-1997. Invirtiendo el orden de los periodos, construiremos la serie complementaria en el periodo total (es decir, periodo de referencia 1981-1997 y periodo de validación 1958-1980) y después concatenaremos, de forma que al final obtendremos series de análogos completas en el periodo 1958-1997 que compararemos con los datos reales de precipitación diaria en el mismo intervalo temporal.

El método que vamos a aplicar precisa la información que le proporcionan una serie de variables de entrada para poder generar la variable de salida. Como entradas tenemos: los cinco primeros EOF de SLP retenidos en el

periodo completo, las anomalías de SLP en el periodo de referencia, los datos de precipitación real en el periodo de referencia y las anomalías de SLP en el periodo de validación. Así, la salida del modelo son los datos de precipitación análogos en el periodo de validación. Los pasos a seguir para su obtención son:

- Leemos los datos de precipitación diaria real en el periodo de referencia.
- Leemos los EOF de SLP en el periodo completo y retenemos los cinco que explican mayor porcentaje de varianza.
- Leemos las anomalías de SLP en los periodos de referencia y validación y obtenemos sus proyecciones sobre el espacio que generan los EOF retenidos. Con estas coordenadas proyectadas vamos a trabajar de la siguiente forma: tomando el valor de la anomalía proyectada en un día del periodo de validación, buscamos el valor de anomalía del periodo de referencia que minimice la distancia euclídea (como ya mencionábamos, según la expresión 7.2) y que corresponderá a un día (llamado análogo) que lleve asociado un valor de precipitación real determinado. Este valor de precipitación será el que asociemos al día problema del periodo de validación. Así, buscando los días análogos vamos construyendo la serie de precipitación diaria simulada.

## 7.4. Comparación con los datos reales. Análogos con SLP de Reanálisis NCEP/NCAR

### 7.4.1. Valores medios y varianzas

Para una primera evaluación del comportamiento y la bondad del método de los análogos usado para hacer downscaling, hemos usado como patrón de anomalías atmosférico el campo de SLP predicho por el modelo cuasi-observacional Reanálisis de NCEP/NCAR. Para obtener más información



acerca de cómo se han calculado los datos modelados a partir de la base de observaciones históricas se puede consultar el trabajo de [Kalnay et al. \(1996\)](#).

### Precipitación diaria media

Como ya citábamos en la sección 7.1, y es frecuente en este tipo de análisis, una primera aproximación a la evaluación del modelo de downscaling estadístico que hemos usado (método de los análogos) es la comparación de los valores medios y varianzas totales y estacionales de datos reales y simulados por el modelo.

La Figura 7.1 es una representación gráfica de los valores medios de la precipitación diaria (tomando la serie completa: días húmedos y días secos) en el periodo 1958-1997 obtenidos a partir de las series de análogos frente a los valores medios de la precipitación diaria real en cada uno de los observatorios. En ella se puede observar un gran acuerdo entre los distintos valores medios de observaciones reales y análogos. Aparece reflejada también la recta de pendiente unidad y ordenada en el origen nula, para que se pueda apreciar gráficamente la bondad de la relación entre dato real y simulado. Si hacemos una regresión lineal de la serie representada se obtiene la recta de ecuación  $y = (0.08 \pm 0.03) + (0.91 \pm 0.01)x ; R^2 = 0.991$ .

Haciendo lo mismo a partir de las series estacionales, se obtienen sendas gráficas que aparecen en la Figura 7.2. Las ecuaciones de las rectas de regresión lineal calculadas para las series estacionales y los valores del estadístico  $R^2$  aparecen resumidos en la Tabla 7.1. En todos los casos las regresiones lineales son muy buenas a juzgar por el valor de  $R^2$  y se desvían poco del valor de pendiente unidad que sería deseable. De ello, podemos concluir que el método de los análogos empleado para hacer el downscaling se comporta muy bien en valores medios lo cual era uno de los primeros requisitos que le pedíamos.

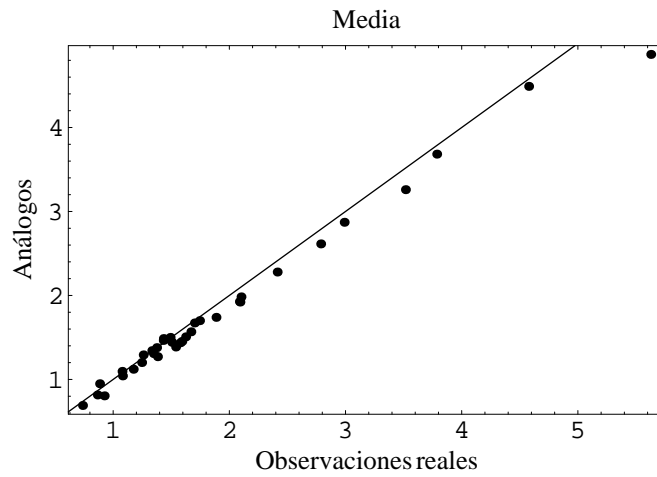


Figura 7.1: Valor medio de la precipitación diaria (mm) en el periodo 1958-1997 (análogos frente a observaciones reales). Se incluyen tanto los días húmedos como los secos. Cada punto corresponde al valor medio en un observatorio.

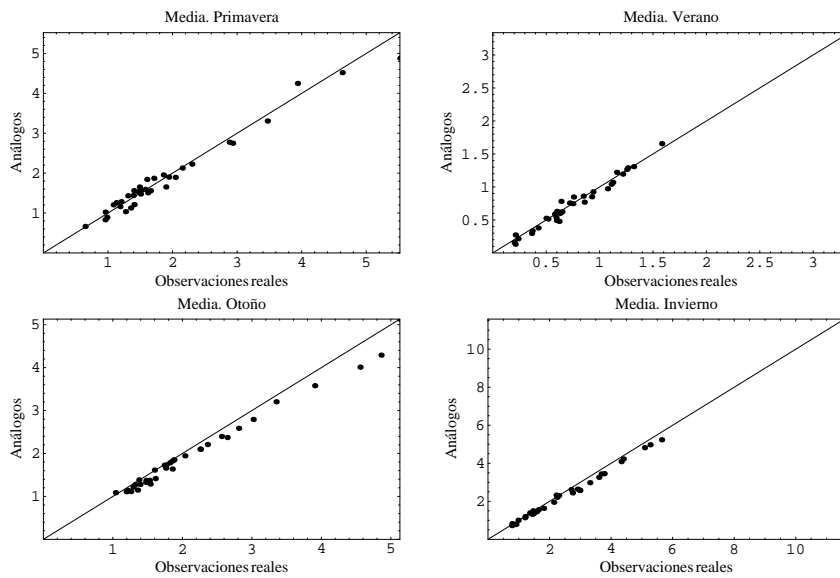


Figura 7.2: Valor medio de la precipitación diaria estacional en el periodo 1958-1997.

Ecuación de la recta de regresión		$R^2$
Primavera	$y = (0.10 \pm 0.06) + (0.93 \pm 0.03)x$	0.974
Verano	$y = (-0.03 \pm 0.02) + (1.02 \pm 0.02)x$	0.989
Otoño	$y = (0.03 \pm 0.04) + (0.92 \pm 0.02)x$	0.988
Invierno	$y = (0.17 \pm 0.04) + (0.86 \pm 0.01)x$	0.993

Tabla 7.1: Resultado de las regresiones lineales efectuadas entre los valores medios de la precipitación diaria estacional real y la simulada mediante el método de los análogos.

Un análisis paralelo y complementario puede hacerse tomando las varianzas de las series de datos reales y simulados mediante los análogos. De la misma forma que hacíamos con las medias, lo vemos primeramente para el caso de la serie de precipitación diaria en el periodo completo de estudio 1958-1997 y en segundo lugar para las series de precipitación diaria estacionales en el mismo intervalo temporal. La Figura 7.3 muestra la varianza de las series totales simuladas mediante análogos frente a la varianza de las series totales de datos reales. La recta de la regresión lineal aplicada a la serie representada en dicha figura es  $y = (0.51 \pm 0.11) + (0.88 \pm 0.02)x$  con  $R^2 = 0.988$ .

La Figura 7.4 y la Tabla 7.2 resumen los resultados de la comparación de las varianzas para las series estacionales de precipitación diaria. Nuevamente, estos resultados son bastante satisfactorios aunque se observa una dispersión ligeramente mayor en las gráficas correspondientes a las varianzas de verano y otoño. No obstante, a la vista de lo obtenido podemos decir que la varianza de la precipitación diaria peninsular calculada mediante el método de los análogos no reproduce la de los datos observados tan fielmente como el valor medio (la pendiente se aleja algo más del valor unidad y la ordenada en el origen de cero).

La Figura 7.5 muestra una representación espacial de los valores medios y las varianzas de la precipitación diaria en el periodo de trabajo para los datos reales y modelados conjuntamente. Se observa un gran acuerdo entre

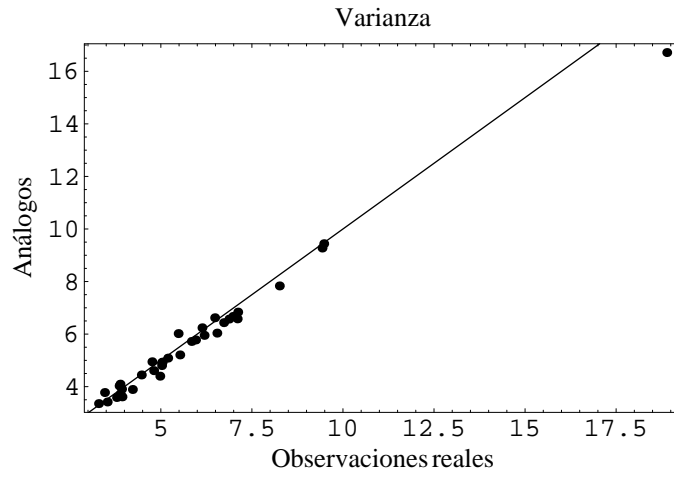


Figura 7.3: Varianza de la precipitación diaria en el periodo 1958-1997 (análogos frente a observaciones reales).

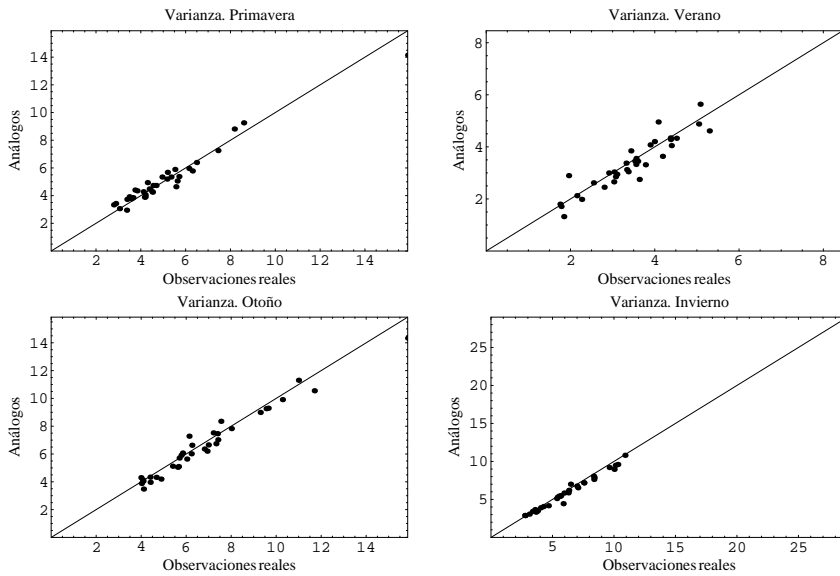


Figura 7.4: Varianza de la precipitación diaria estacional en el periodo 1958-1997.

	Ecuación de la recta de regresión	$R^2$
Primavera	$y = (0.64 \pm 0.18) + (0.88 \pm 0.03)x$	0.959
Verano	$y = (0.22 \pm 0.20) + (0.91 \pm 0.05)x$	0.899
Otoño	$y = (0.29 \pm 0.23) + (0.93 \pm 0.03)x$	0.964
Invierno	$y = (0.39 \pm 0.10) + (0.89 \pm 0.01)x$	0.993

Tabla 7.2: Resultado de las regresiones lineales efectuadas entre las varianzas de las series de precipitación diaria estacional real y la simulada mediante el método de los análogos.

los valores reales y predichos. Las zonas donde los valores medios de la precipitación diaria en el periodo de trabajo son mayores son Grazalema y San Sebastián. La varianza en las inmediaciones de Grazalema es sensiblemente mayor que en el resto de la península.

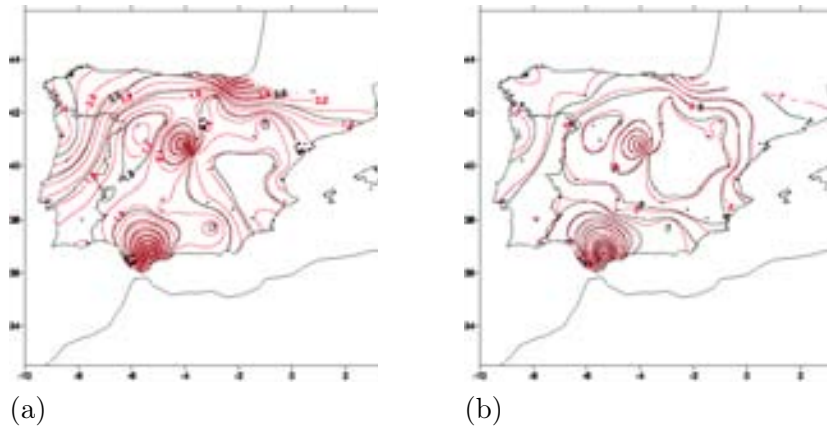


Figura 7.5: Mapa de (a) medias y (b) varianzas de datos de precipitación diaria reales (negro) y análogos (rojo) en el periodo 1958-1997.

Un paso más allá en el análisis de los datos simulados por el método de los análogos será ver cómo se reproducen las series de índices con las que hemos ido trabajando a lo largo de todo el estudio. Para ello, construimos dichas series de la misma forma que lo hacíamos con los datos reales para cada uno de los observatorios (35) y estaciones del año (4). Procediendo

de la misma manera que en el caso de las series completas, hacemos una regresión lineal a partir de las series enfrentadas (real-simulado) de valores medios y varianzas de las series de índices. Ahora la comparación involucra aspectos estructurales de la precipitación no descritos por los valores medios y los resultados es de esperar que sean un poco peores. En los siguientes apartados veremos los resultados de esta comparación entre observaciones reales y análogos. Por no alargar demasiado la presente memoria, no se han incluido todas las gráficas resultantes de esta comparación. Se muestran solamente algunos casos representativos, a modo de ejemplo, para ilustrar el funcionamiento del método.

### Número de casos

Para el estudio en frecuencia, tomaremos, como venimos haciendo, series del número de días de precipitación en las distintas categorías: total, ligera, moderada, intensa y muy intensa, tanto para dato real como para dato predicho. Comparamos, como en el apartado anterior, en valores medios y varianzas cada una de las series estacionales de índices de precipitación definidas. Algunas de estas comparaciones se muestran en las Figuras 7.12 a 7.16. En todos los casos, los valores medios de los análogos simulados funcionan bastante bien y dan muy buen acuerdo al comparar con las medias de los datos reales. Esta concordancia se puede observar visualmente en la Figura 7.12 para el número total de eventos lluviosos mostrada como ejemplo. No sucede así con las varianzas, que presentan mucha más dispersión. En las Tablas 7.3 y 7.4 se muestra el coeficiente de correlación de Pearson de las regresiones citadas para valores medio y varianzas, respectivamente. Efectivamente, los valores de dicho coeficiente son muy altos (superiores a 0.97) para los casos de valor medio del número de días de lluvia en cualquier categoría. El nivel de significación de los coeficientes es en cualquier caso menor del 1%. Para las varianzas, los coeficientes de Pearson son más bajos, no mostrándose tanto acuerdo entre observaciones reales y análogos. No obstante, su nivel de significación sigue siendo menor que el 1%, aunque sí

es cierto que más alto cuanto más baja es la correlación. Los casos más discordantes son el número total de casos en primavera y otoño y el número de días de lluvia moderada en otoño (en todos ellos, Pearson muestra un valor menor que 0.7). Si observamos la Figura 7.13, se aprecia una subestimación de la varianza del número total de días de precipitación.

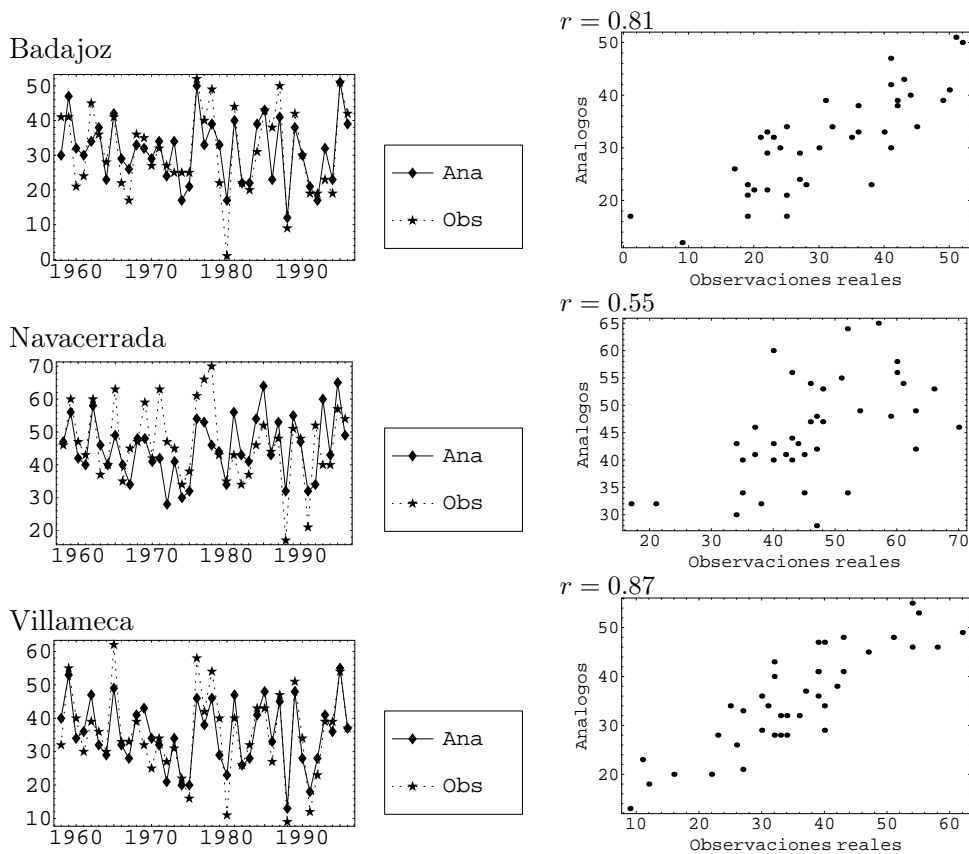


Figura 7.6: Ejemplos de representación conjunta de series real y simulada del número de días de precipitación invernal en el periodo 1958-1997.

Este hecho puede deberse a que la variabilidad de la serie real no es reproducida fielmente por la simulada en algunas ocasiones, aunque ambas sí están ajustadas en valores medios. Incluso en los casos de mejor correlación entre serie real y modelada, los picos de variabilidad natural presentan valores

diferentes manteniéndose las medias. Fijémonos en la Figura 7.6, que muestra algunos ejemplos de representación conjunta de las series real y simulada por los análogos para el caso de número total de días de precipitación invernal. Se observa, efectivamente, que el valor medio de ambas series en los tres casos que se muestran (Badajoz, Navacerrada y Villameca) puede ser el mismo. Sin embargo, los picos de ambas series no coinciden, no tanto en comportamiento sino más bien en magnitud. Esta discordancia es más notable en el caso de Navacerrada, que lógicamente presenta el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) más bajo que los otros dos observatorios (su nivel de significación es en los tres casos menor del 1%). Esta falta de acuerdo en variabilidad puede llegar a provocar la existencia de tendencias significativas de signo contrario en las series real y simulada para una misma localización, lo cual resulta un poco artificioso pues, como hemos dicho, los valores medios se mantienen.

Volviendo a la Tabla 7.3 en los casos de las varianzas de lluvia intensa y muy intensa (ver Figuras 7.15 y 7.16) los valores de  $r$  para cada una de las estaciones del año, especialmente el invierno, son bastante aceptables. Parece que el método reproduce mejor en frecuencia los valores medios y varianzas de días de precipitación más elevada. De hecho, como veíamos en el capítulo anterior, existe una relación mayor entre la precipitación intensa peninsular y el campo de SLP en el Atlántico Norte (que es el patrón de anomalías atmosférico que hemos usado para el método de reducción de escala), por lo que es de esperar que la concordancia sea mejor.

### Duración de periodos secos

Pasamos ahora a la comparación en medias y varianzas de la duración de periodos secos. Según muestran las Figuras 7.17 a 7.20 existe un peor acuerdo entre dato real y dato análogo para el caso de la duración de periodos secos, tanto en medias como en varianzas. De hecho, se percibe una subestimación de la duración de los periodos entre eventos lluviosos para ambos estadísticos. Los valores del coeficiente de correlación de Pearson que muestran las Tablas



Tabla 7.3: Coeficiente de correlación de Pearson para las regresiones efectuadas entre las series de medias de cada una de las series de índices reales y simuladas. El nivel de significación es menor del 5 % en todos los casos excepto en los señalados por un asterisco \*.

Número de casos				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.996	0.998	0.997	0.996
Lluvia ligera	0.988	0.991	0.989	0.990
Lluvia moderada	0.973	0.981	0.971	0.989
Lluvia intensa	0.977	0.988	0.991	0.995
Lluvia muy intensa	0.977	0.984	0.990	0.996
Rachas secas				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Medianas	0.632	0.841	0.592	0.342
Máximos	0.933	0.973	0.928	0.959
Percentiles				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Máximos	0.963	0.914	0.973	0.989
Precipitación acumulada				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.983	0.992	0.991	0.996
Lluvia ligera	0.976	0.981	0.977	0.983
Lluvia moderada	0.975	0.982	0.970	0.987
Lluvia intensa	0.982	0.988	0.990	0.997
Lluvia muy intensa	0.982	0.977	0.991	0.998
Proporción por categoría				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia ligera	0.944	0.864	0.897	0.942
Lluvia moderada	0.868	0.534	0.901	0.960
Lluvia intensa	0.919	0.839	0.935	0.978
Lluvia muy intensa	0.932	0.834	0.929	0.967
Precipitación media por caso				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.986	0.916	0.983	0.996
Lluvia ligera	0.969	0.958	0.953	0.985
Lluvia moderada	0.671	0.504	0.687	0.661
Lluvia intensa	0.954	0.801	0.959	0.965
Lluvia muy intensa	0.915	0.733	0.924	0.959

Tabla 7.4: Coeficiente de correlación de Pearson para las regresiones efectuadas entre las series de varianzas de cada una de las series de índices reales y simuladas. El nivel de significación es menor del 5 % en todos los casos excepto en los señalados por un asterisco \*.

Número de casos				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.537	0.848	0.695	0.884
Lluvia ligera	0.755	0.865	0.796	0.744
Lluvia moderada	0.719	0.738	0.666	0.810
Lluvia intensa	0.831	0.875	0.871	0.969
Lluvia muy intensa	0.919	0.893	0.906	0.979
Rachas secas				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Medianas	0.577	0.754	0.582	0.123*
Máximos	0.451	0.521	0.356	0.654
Percentiles				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Máximos	0.773	0.782	0.924	0.962
Precipitación acumulada				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.945	0.857	0.943	0.984
Lluvia ligera	0.598	0.884	0.747	0.639
Lluvia moderada	0.722	0.736	0.650	0.821
Lluvia intensa	0.952	0.848	0.948	0.985
Lluvia muy intensa	0.957	0.866	0.941	0.989
Proporción por categoría				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia ligera	0.619	0.878	0.502	0.630
Lluvia moderada	0.684	0.880	0.669	0.841
Lluvia intensa	0.704	0.920	0.777	0.885
Lluvia muy intensa	0.857	0.895	0.792	0.876
Precipitación media por caso				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.904	0.681	0.935	0.939
Lluvia ligera	0.872	0.917	0.854	0.755
Lluvia moderada	0.811	0.721	0.733	0.831
Lluvia intensa	0.887	0.855	0.682	0.667
Lluvia muy intensa	0.790	0.721	0.728	0.536

7.3 y 7.4, para medias y varianzas respectivamente, son más bajos que en los casos de número de días de lluvia. En todos los ellos, excepto en la varianza de las serie de medianas invernal, su significación es menor que 5%.

### **Máximos de precipitación**

Los valores medios y varianzas de las series de máximos se comparan en las Figuras 7.21 y 7.22. El acuerdo es bastante bueno, también en varianza, que presenta para este caso unos valores muy altos. Incluso el observatorio de Grazalema, que presenta un valor medio y varianza reales mayor que el resto de los observatorios, sobre todo en el invierno, lo muestra semejante en los análogos (aunque un poco subestimado en cualquier caso). El coeficiente de correlación de Pearson refleja lo que acabamos de comentar.

### **Precipitación acumulada estacional**

Los valores medios de las acumuladas estacionales los reproduce bastante bien el modelo en cualquier categoría, aunque tiende a subestimar los valores más altos, sobre todo para Grazalema que presenta los mayores (ver Figuras 7.23 a 7.25). Las varianzas muestran bastante dispersión, sobre todo en las categorías de acumulada ligera y moderada. En estos casos es en los que Pearson muestra valores más bajos, según recoge la Tabla 7.4.

### **Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la total**

Nuevamente, la proporción de lluvia de cada categoría respecto de la total se reproduce bastante bien en medias, y con algo más de dispersión en varianzas (puede observarse en las Figuras 7.26 a 7.28). Los coeficientes de correlación de Pearson que resume la Tabla 7.3 muestran sus valores más bajos en verano. Para las varianzas (ver Tabla 7.4) parece que las proporciones de las categorías de lluvia intensa y muy intensa son las que mejor se

reproducen.

### **Precipitación media por evento lluvioso**

En este caso, las Figuras 7.29 a 7.31 muestran, a modo de ejemplo, el acuerdo entre las observaciones reales y los análogos en valores medios y varianzas. Los coeficientes de correlación para el valor medio en la categoría de lluvia moderada son un poco más bajos que para el resto. Si observamos la Figura 7.30, vemos que del intervalo en el que podían oscilar los valores de precipitación media por evento lluvioso moderado (2.5-7.5 mm) toman sólo una parte (4-5 mm aproximadamente). Por ello, se hace más difícil de reproducir unos valores tan acotados y el acuerdo es peor. Las varianzas, como en otros casos, muestran mayor dispersión.

La proporción de lluvia de cada categoría junto con el valor medio por evento lluvioso, al ser índices de precipitación compuestos, puede ser que magnifiquen los errores del método que presentan aquellos índices de los que proceden.

#### **7.4.2. Correlación dato real–dato análogo**

Como hemos comentado anteriormente, otra forma más real de comparar las series de índices reales y simuladas es hacer un análisis de regresión entre ambas. Es lo que aparece representado de forma espacial en los siguientes mapas representados en las Figuras 7.32 a 7.38. En ellos se muestra la distribución de los coeficientes de correlación de Pearson entre las series de dato real y simulado para alguno de los índices de precipitación: número de días de lluvia (Figuras 7.32 a 7.34), duración de periodos secos (Figura 7.35) y precipitación acumulada estacional (Figuras 7.36 a 7.38). Los valores del coeficiente de correlación que aparecen en los mapas oscilan entre -1.0 y 1.0. Los casos de mayor correlación, comprendidos en la banda de 0.8 a 1.0, son los que nos interesan pues indican un buen acuerdo entre los datos reales y

simulados para el índice de precipitación en cuestión. El nivel de significación de los coeficientes en dicho intervalo es menor del 1 %.

Los mejores valores de correlación los presenta el número total de días de lluvia en la estación de invierno (ver Figura 7.32). Para casi toda la península, excepto para el suroeste español y una región del norte portugués, los valores del coeficiente de Pearson superan el 0.8. También en otoño se observan valores de correlación en este intervalo para la costa cantábrica y atlántica y parte del interior peninsular. Para el número de días de lluvia en la categoría de lluvia intensa, se observan patrones muy similares a los descritos para otoño e invierno (ver Figura 7.33), pero con la zona de mayor correlación algo más restringida. Sucede lo mismo con el caso de lluvia muy intensa para otoño e invierno (ver Figura 7.34), pero más restringido aún que en la categoría anterior.

Ya en términos de intensidades, los casos que mayores valores de correlación dato real–dato análogo presentan son los de acumulada estacional, acumulada estacional intensa y acumulada estacional muy intensa (en menor grado) (ver Figuras 7.36, 7.37 y 7.38, respectivamente). También para las estaciones de invierno y otoño, como en los índices de frecuencia que citábamos, se registran valores de Pearson mayores que 0.8 en la mitad oeste para el invierno y en el noroeste en otoño.

Todos estos índices para los que hemos obtenido una mejor reproducción del dato real por el simulado a través del método de los análogos son los mismos para los que encontrábamos en el Capítulo 6 valores de correlación negativa con las SLP y una asociación negativa con el índice NAO. Este resultado era de esperar, pues el campo de anomalías atmosférico que hemos usado para buscar situaciones análogas es el campo cuasi-observacional de SLP de Reanálisis en el Atlántico Norte.

En el resto de los casos la correlación es bastante más pobre, encontrándose también algunos valores altos pero en regiones aisladas.

## 7.5. Análogos con SLP de ECHAM4/OPYC3

Una vez que hemos validado el funcionamiento del método de los análogos partiendo de un campo de anomalías cuasi-observacional en el que esperábamos que todo funcionara más o menos bien, vamos a aplicar el método con un campo de anomalías de SLP predichas por un AOGCM, el ECHAM4/OPYC3 (en adelante diremos ECHAM4 por abreviar). Podríamos decir que es una aplicación real de downscaling a partir de los campos que predice bien un modelo del sistema climático (en nuestro caso, el campo medio de SLP). Se puede obtener información de este modelo acoplado en los documentos técnicos *The ECHAM3 Atmospheric General Circulation Model* (1993) y Oberhuber (1993).

### 7.5.1. Valores medios y varianzas

#### Precipitación diaria media

En primer lugar, como en el caso anterior, veamos qué tal se comportan los valores medios de la precipitación total. La Figura 7.7 refleja una gran concordancia entre los valores medios de los datos reales y los simulados a partir de las SLP del modelo global. Tanto en dicha figura como en el resto de las que comparan dato real y simulado que veremos, aparece reflejada también la recta de pendiente unidad y ordenada en el origen nula. Así podemos apreciar visualmente de forma rápida si los datos modelados se ajustan bien o no a los reales.

Haciendo lo mismo a partir de las series estacionales, se obtienen sendas gráficas que aparecen en la Figura 7.8. En todos los casos las regresiones lineales son bastante buenas y se desvían poco del valor de pendiente unidad que sería deseable. Tan sólo en el caso del otoño parece que los datos simulados subestiman los valores medios más altos que se encuentran, aunque en los menores no van del todo mal y se reproducen de forma más fiel. De ello,

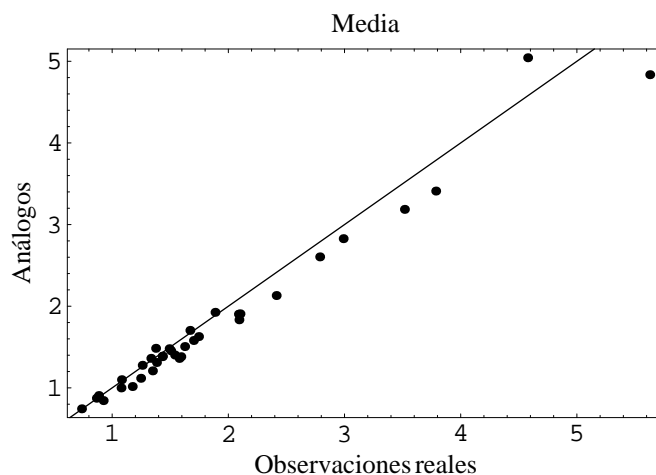


Figura 7.7: Valor medio de la precipitación diaria (mm) en el periodo 1958-1997 (análogos frente a observaciones reales). Se incluyen tanto los días húmedos como los secos. Cada punto corresponde al valor medio en un observatorio (con SLP ECHAM4).

podemos concluir que los valores medios que predicen las SLP de ECHAM4 se ajustan bien a los valores medios de los datos reales excepto en el caso del otoño, en el que los valores simulados son algo más bajos de lo esperado.

Un análisis paralelo y complementario puede hacerse tomando las varianzas de las series de datos reales y simulados mediante los análogos. De la misma forma que hacíamos con las medias, lo vemos primeramente para el caso de la serie de precipitación total en el periodo completo de estudio 1958-1997 y en segundo lugar para las series estacionales en el mismo intervalo temporal. La Figura 7.9 muestra la varianza de las series totales simuladas mediante análogos frente a la varianza de las series totales de datos reales.

La Figura 7.10 resume los resultados de la comparación de las varianzas para las series estacionales. Nuevamente, estos resultados son bastante satisfactorios aunque se observa una dispersión ligeramente mayor en las gráficas correspondientes a las varianzas de verano y otoño. La Figura 7.11 muestra una representación espacial de (a) los valores medios y (b) las varianzas para

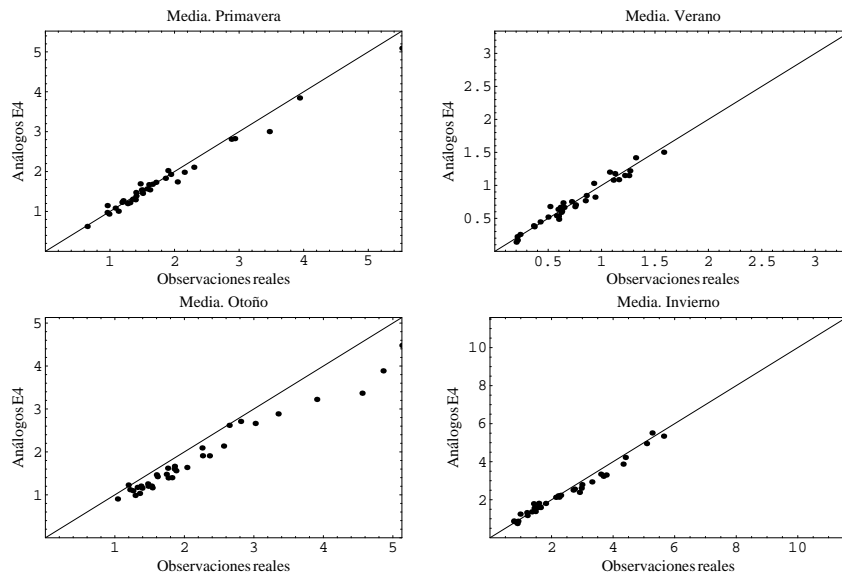


Figura 7.8: Valor medio de la precipitación diaria estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

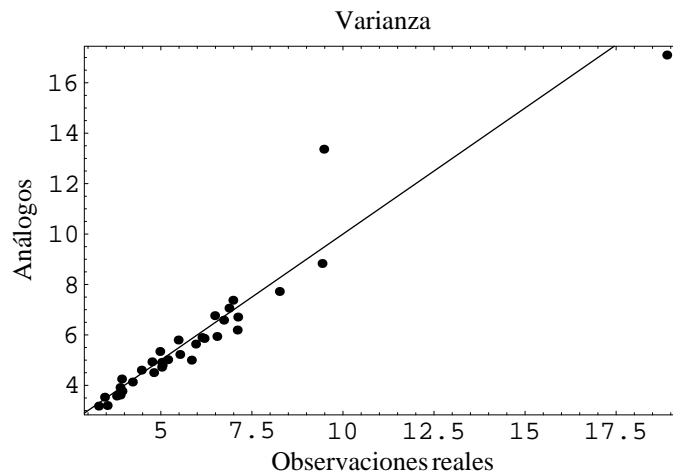


Figura 7.9: Varianza de la precipitación diaria estacional en el periodo 1958-1997 (análogos frente a observaciones reales) (con SLP ECHAM4).



los datos reales y modelados conjuntamente. Se observa un acuerdo bastante bueno entre los tres. Solamente en la zona de Cataluña parece que el método sobreestima tanto los valores medios como las varianzas, quizás porque en esta zona la precipitación está menos correlacionada con el campo de SLP atlántico en el que nos basamos para construir los análogos.

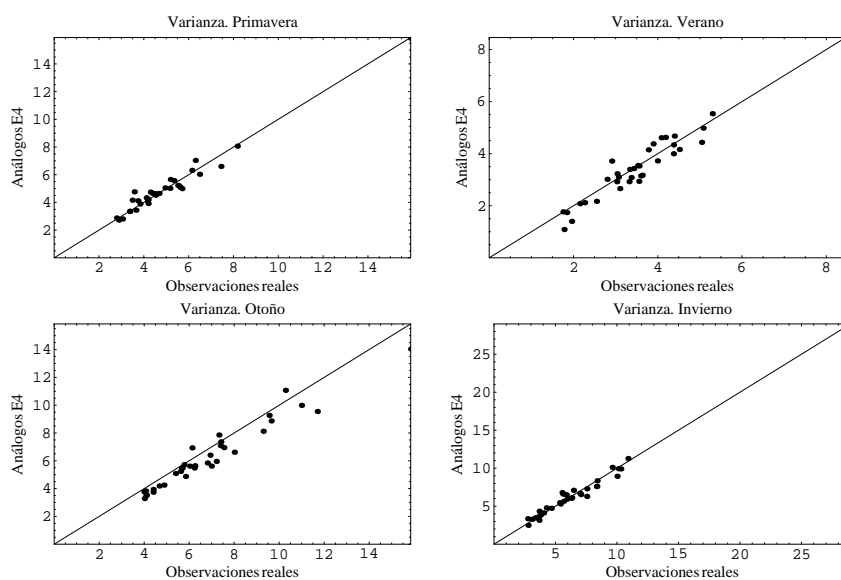


Figura 7.10: Varianza de la precipitación diaria estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

Como hacíamos en el caso anterior con las SLP de los reanálisis, un paso más allá en el estudio de los datos simulados por el método de los análogos sería ver cómo se reproducen las series de índices. Procediendo de la misma manera, representaremos las series enfrentadas (real-simulado) de valores medios y varianzas de las series de índices junto con la recta de pendiente unidad.

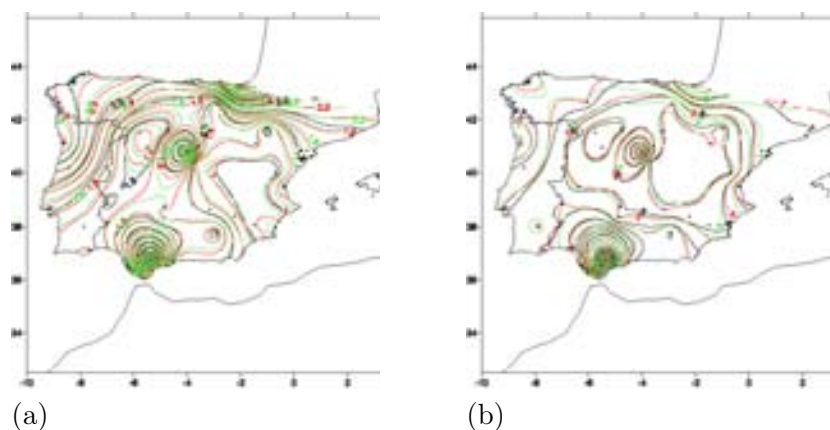


Figura 7.11: Mapa de: (a) medias y (b) varianzas de datos reales (negro), análogos con SLP de Reanálisis (rojo) y análogos con SLP de ECHAM4/OPYC3 (verde).

### Número de casos

Las Figuras 7.39 a 7.44 nos muestran los valores medios y varianzas enfrentados para las series de número de días de lluvia. La Tabla 7.5 resume los valores del coeficiente de correlación de Pearson en cada uno de los casos. Salvo algunos observatorios que presentan unos valores un poco dispares, en general los valores medios de estos índices en las series simuladas con las SLP de ECHAM4 no van demasiado mal. Las varianzas de las series de número total de días de lluvia muestran una gran subestimación de los datos del modelo en cuanto a su variabilidad, según muestra la Figura 7.40 (de hecho, en otoño e invierno, no son significativos al 5%). Podemos pensar que los picos de variabilidad natural de las series no son reproducidos por el modelo, como ya veíamos para el caso anterior en el que validábamos los resultados obtenidos con las SLP de reanálisis. Ahora estamos ante un hecho distinto, no es que los picos de variabilidad natural aparezcan desplazados, sino que son de una amplitud mucho menor. Por ello, podemos decir para este índice concreto, que las series que nos da el modelo son mucho más suaves que las reales.

Tabla 7.5: Coeficiente de correlación de Pearson para las regresiones efectuadas entre las series de medias de cada una de las series de índices reales y simuladas con SLP ECHAM4. El nivel de significación es menor del 5 % en todos los casos excepto en los señalados por un asterisco \*.

Número de casos				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.803	0.945	0.820	0.717
Lluvia ligera	0.987	0.987	0.981	0.989
Lluvia moderada	0.969	0.977	0.962	0.960
Lluvia intensa	0.987	0.979	0.985	0.985
Lluvia muy intensa	0.977	0.968	0.980	0.990
Rachas secas				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Medianas	0.958	0.904	0.963	0.981
Máximos	0.544	0.905	0.656	0.463
Percentiles				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Máximos	0.781	0.866	0.964	0.987
Precipitación acumulada				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.973	0.978	0.986	0.992
Lluvia ligera	0.983	0.985	0.972	0.973
Lluvia moderada	0.970	0.974	0.962	0.961
Lluvia intensa	0.969	0.970	0.986	0.992
Lluvia muy intensa	0.960	0.962	0.981	0.994
Proporción por categoría				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia ligera	0.949	0.767	0.845	0.956
Lluvia moderada	0.880	0.648	0.946	0.890
Lluvia intensa	0.921	0.780	0.939	0.936
Lluvia muy intensa	0.918	0.789	0.951	0.954
Precipitación media por caso				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.979	0.846	0.978	0.992
Lluvia ligera	0.977	0.936	0.963	0.964
Lluvia moderada	0.790	0.385	0.767	0.637
Lluvia intensa	0.910	0.540	0.965	0.981
Lluvia muy intensa	0.790	0.501	0.912	0.916

Tabla 7.6: Coeficiente de correlación de Pearson para las regresiones efectuadas entre las series de varianzas de cada una de las series de índices reales y simuladas con SLP ECHAM4. El nivel de significación es menor del 5% en todos los casos excepto en los señalados por un asterisco \*.

Número de casos				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.409	0.807	0.219*	0.305*
Lluvia ligera	0.691	0.844	0.849	0.752
Lluvia moderada	0.618	0.833	0.583	0.692
Lluvia intensa	0.757	0.823	0.750	0.882
Lluvia muy intensa	0.888	0.864	0.811	0.924
Rachas secas				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Medianas	0.871	0.743	0.807	0.849
Máximos	0.287	0.493	0.329*	0.365
Percentiles				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Máximos	0.692	0.738	0.920	0.952
Precipitación acumulada				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.913	0.822	0.892	0.965
Lluvia ligera	0.619	0.916	0.762	0.627
Lluvia moderada	0.610	0.840	0.559	0.670
Lluvia intensa	0.910	0.855	0.911	0.967
Lluvia muy intensa	0.918	0.858	0.919	0.967
Proporción por categoría				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia ligera	0.666	0.733	0.184*	0.819
Lluvia moderada	0.628	0.834	0.755	0.816
Lluvia intensa	0.715	0.827	0.719	0.818
Lluvia muy intensa	0.797	0.710	0.771	0.874
Precipitación media por caso				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Lluvia total	0.894	0.371	0.947	0.875
Lluvia ligera	0.846	0.868	0.717	0.754
Lluvia moderada	0.696	0.663	0.764	0.770
Lluvia intensa	0.719	0.547	0.669	0.954
Lluvia muy intensa	0.632	0.427	0.756	0.942

Los valores de número de días de lluvia moderada también van bastante bien en medias y varianza, aunque en esta última la dispersión vuelve a ser mayor (ver Figuras 7.41 y 7.42). Sucede lo mismo para el número de días de lluvia intensa, representado en valores medios en la Figura 7.43 y en varianzas en la Figura 7.44. Aquí vuelve a apreciarse de forma algo más acusada para otoños e inviernos la subestimación en varianzas de la que hablábamos antes. Para el número de días de lluvia muy intensa, las gráficas son muy similares a las del número de días de lluvia intensa.

### Duración de periodos secos

Pasamos ahora a la comparación de la duración de periodos secos. Las Figuras 7.45 y 7.46 corresponden a las medias y varianzas respectivamente de las series de medianas de duración de periodos secos. En ambos casos, el modelo subestima los valores en todas las estaciones del año excepto el verano. Recordamos que estamos hablando ahora de duración de periodos secos y, justo en verano, es cuando la precipitación es más escasa en nuestra península, exceptuando las situaciones tormentosas que producen la lluvia convectiva. Los valores de duración máxima de periodos secos aparecen reflejados en media y varianza en las Figuras 7.47 y 7.48 respectivamente. Ambas aparecen subestimadas en todos los casos, presentando además bastante dispersión en el caso de las varianzas. Esta subestimación de la duración de periodos secos puede ser debida a que el modelo genera series con días de precipitación más frecuentes o, al menos, con una distribución distinta que hace que existan intervalos secos de menor duración entre eventos lluviosos. Los valores de correlación que se recogen en las Tablas 7.5 y 7.6 muestran un peor acuerdo para el caso de duración máxima de periodos secos.

### Máximos de precipitación

Los máximos de precipitación muestran bastante buen acuerdo tanto en medias como en varianzas, según indican las Figuras 7.49 y 7.50. Los

coeficientes de correlación de Pearson señalan un poco más de dispersión en ambas en las estaciones de primavera y verano.

### **Precipitación acumulada estacional**

Se vuelve a apreciar la subestimación de los valores medios en otoño principalmente y la subestimación de las varianzas en todas las estaciones (ver Figuras 7.51 a 7.55). Parece ser que la subestimación en valores medios otoñales de la acumulada estacional viene introducida más por la lluvia intensa que por la ligera (ver Figuras 7.51, 7.53 y 7.54), es decir, afecta más a los valores altos. Los valores de correlación son sensiblemente menores para las varianzas en las categorías de acumulada estacional ligera y moderada. Las que mejor acuerdo dan en varianza son las acumuladas estacionales intensa y muy intensa (ver Tabla 7.6).

### **Proporción de cada categoría de lluvia respecto de la total**

Según muestran los valores de correlación que recoge la Tabla 7.6, existe más dispersión en la proporción de lluvia por categoría que en los índices anteriores. Quizás sea debido a que, como el método tiende a subestimar los valores, las categorías más acotadas las reproduce un poco peor, sobre todo en varianzas. De hecho, modela mejor la proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total, según resume la tabla de correlaciones y se observa en las Figuras 7.56 y 7.57 a modo de ejemplo. En medias, el verano es el que peor acuerdo muestra.

### **Precipitación media por evento lluvioso**

Las Figuras 7.58 a 7.61 representan los valores medios y varianzas de análogos frente a observaciones reales en cada observatorio. En este caso, en conjunto, el método modela mejor la precipitación media por evento lluvioso

total y ligero en medias (aunque también es cierto que en intensa y muy intensa, exceptuando el verano, el resto de las estaciones no las reproduce mal). En varianzas, sin embargo, los valores medios por evento lluvioso intenso y muy intenso en invierno son los que mejor acuerdo presentan, según indican los valores de correlación.

### 7.5.2. Correlación dato real–dato análogo

Haciendo un estudio de regresión lineal entre las series de índices reales y las simuladas en el ensayo con SLP del modelo acoplado, encontramos que no existe buen acuerdo entre ellas para ninguno de los índices de precipitación. En las Figuras de 7.62 a 7.68 se muestran para este caso las comparaciones que funcionaban mejor en el downscaling con SLP de Reanálisis. Los mejores valores de correlación aparecen de forma aislada y no podemos hablar de concordancia entre las series reales y predichas. En algunas zonas, la correlación se llega a hacer negativa. En los índices de precipitación con los que hemos trabajado entran en juego factores locales que el modelo acoplado no consigue captar.

## 7.6. Conclusiones del capítulo

Como resumen del capítulo podríamos decir que:

- Se han construido series de datos de precipitación simuladas mediante el Método de los Análogos en el periodo 1958-1997 a partir de campos de anomalías de SLP procedentes, en un caso, de los Reanálisis de NCEP/NCAR (como primer ensayo del método con un campo cuasi-observacional) y, en el otro, del modelo acoplado ECHAM4/OPYC3 (como ensayo de un caso de downscaling real con un campo modelado por un AOGCM).
- Se han validado las series de análogos construidas comparando con

los datos reales. En valores medios estacionales, los modelos funcionan bastante bien en ambos ensayos, reproduciendo con suficiente fiabilidad los datos reales. Las varianzas presentan más disparidad, por lo que podemos pensar que los modelos no son capaces de reproducir la variabilidad natural de las series de precipitación diaria.

- Se ha encontrado que la comparación entre los datos reales y simulados basada en los valores medios y las varianzas de los índices de precipitación no es tan buena, posiblemente porque el método no es capaz de reproducir la estructura de la precipitación. Se observa en general una subestimación de variabilidad en los valores de los índices de precipitación que se refleja principalmente en las varianzas. Esta subestimación que parece inducir el método se ve amplificada cuando el campo de anomalías utilizado es el simulado por el ECHAM4/OPYC3.
- Se han efectuado comparaciones entre la series de índices reales y simuladas mediante una regresión lineal entre ambas para cada uno de los casos y en ambos ensayos. En un estudio espacial de los coeficientes de correlación de Pearson para el experimento con SLP de Reanálisis, se ha encontrado una coincidencia algo mayor (valores del coeficiente mayores de 0.8 significativos al 1 %) para la estación de invierno de las series de número total de días de lluvia y número de días de lluvia intensa y muy intensa en casi toda la geografía peninsular, exceptuando el sureste español y la zona norte portuguesa. En otoño se encuentran relaciones similares pero en una región un poco más restringida que comprende las costas cantábrica y atlántica y parte del interior de la península. En términos de intensidades, los casos que mayores valores de correlación presentan son los de acumulada estacional, acumulada estacional intensa y muy intensa para las estaciones de invierno y otoño. Se registran valores de Pearson mayores que 0.8 significativos al 1 % en la mitad oeste para el invierno y en el noroeste en otoño. Para el experimento con SLP de ECHAM4/OPYC3 no se observan regiones en las que las series de índices de precipitación simuladas muestren una alta correlación con las reales.



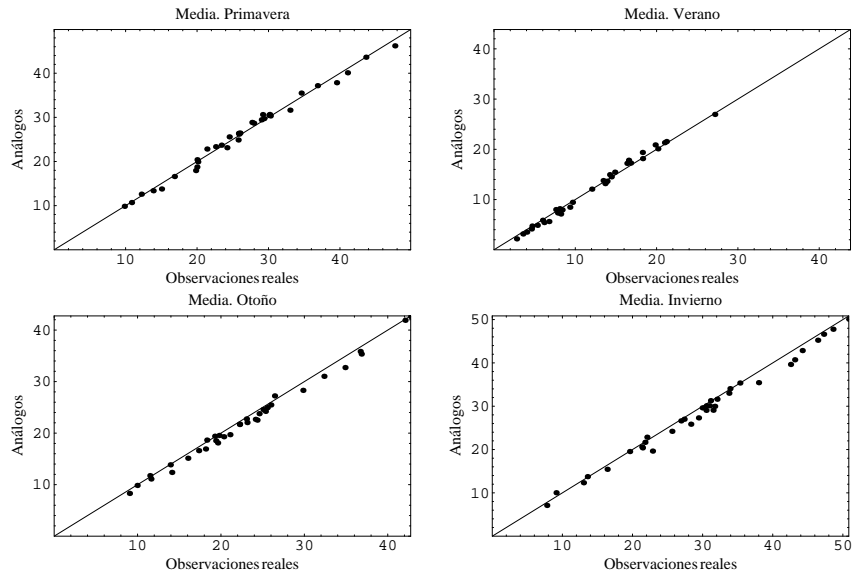


Figura 7.12: Valor medio del número total de días de precipitación estacional en el periodo 1958-1997.

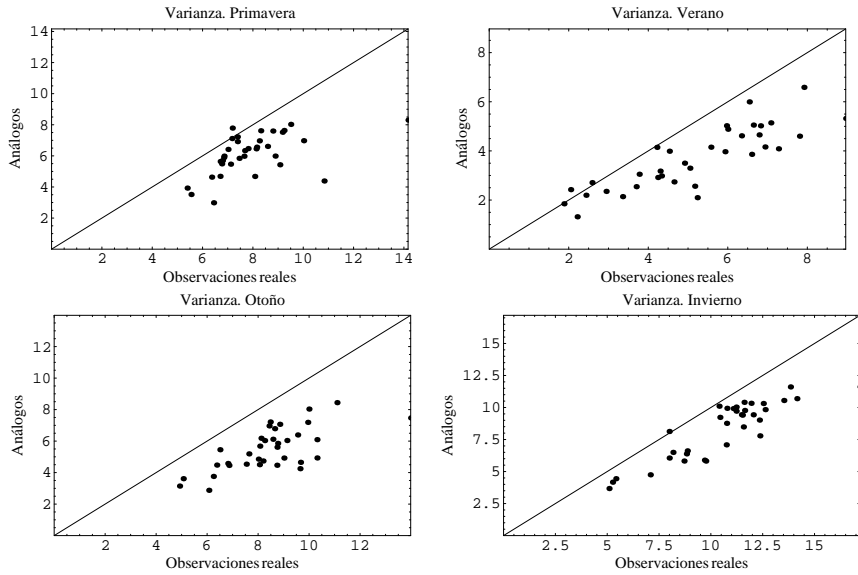


Figura 7.13: Varianza del número total de días de precipitación estacional en el periodo 1958-1997.

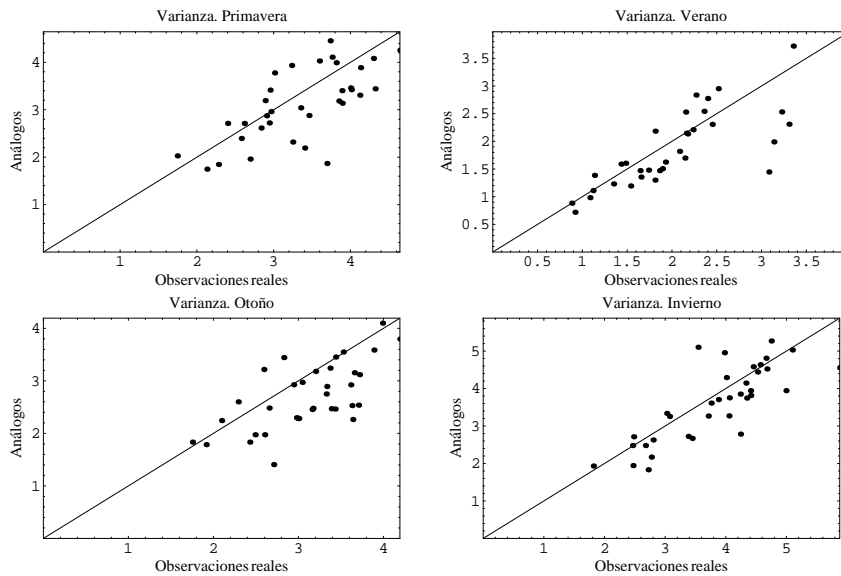


Figura 7.14: Varianzas de las series de número de días de precipitación moderada estacional en el periodo 1958-1997.

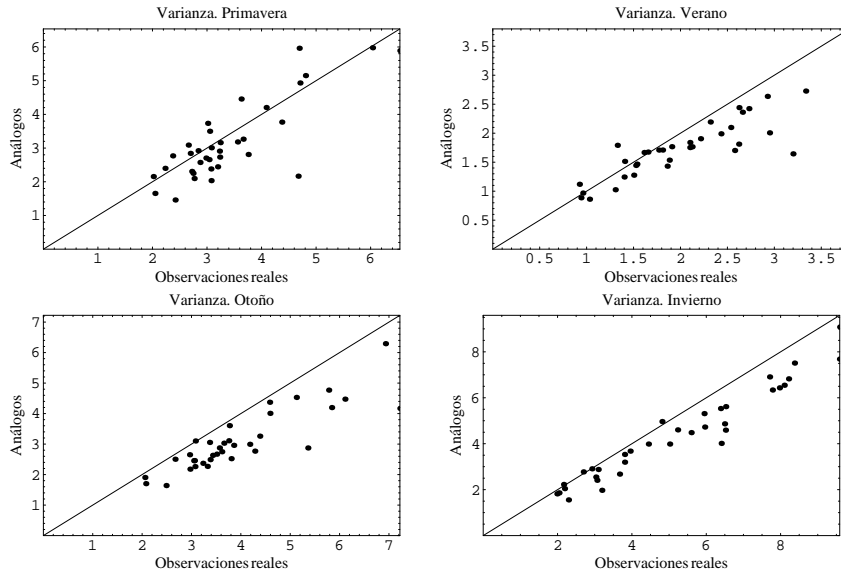


Figura 7.15: Varianzas de las series de número de días de precipitación intensa estacional en el periodo 1958-1997.

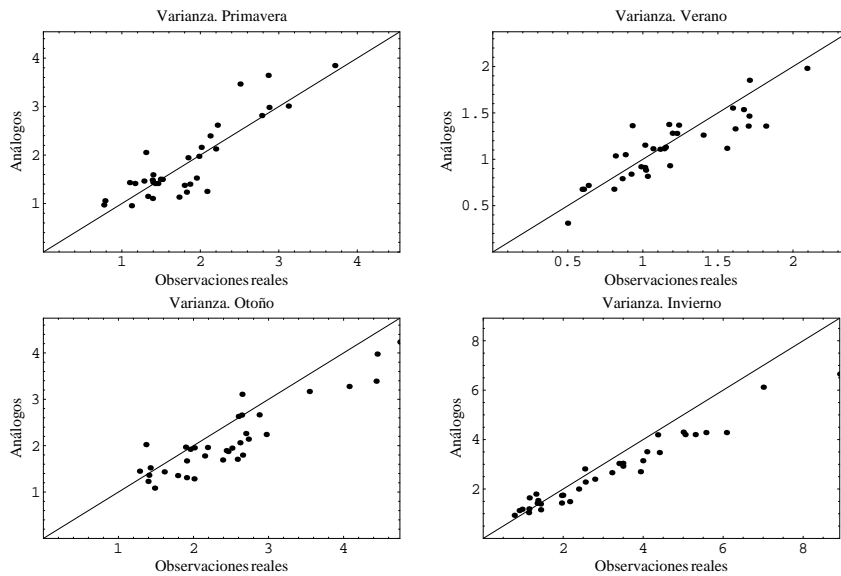


Figura 7.16: Varianzas de las series de número de días de precipitación muy intensa estacional en el periodo 1958-1997.

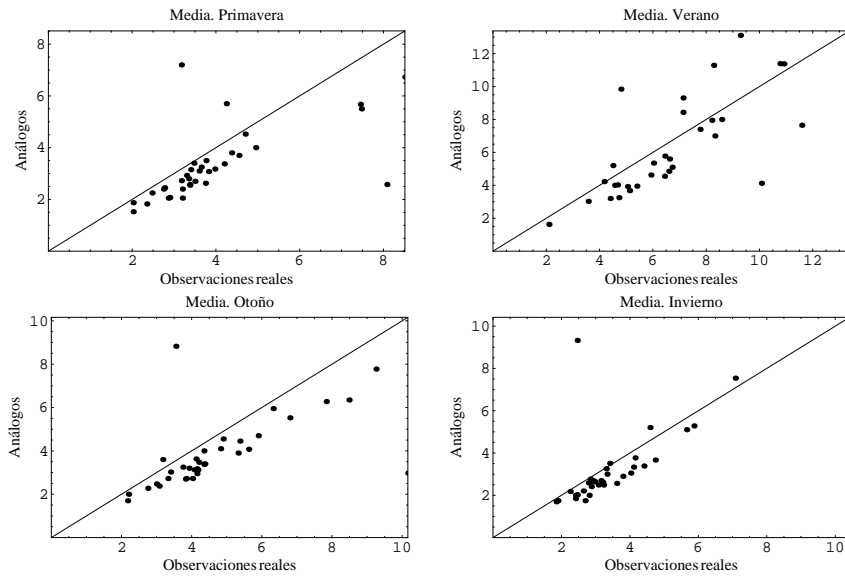


Figura 7.17: Valor medio de las series estacionales de medianas de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997.

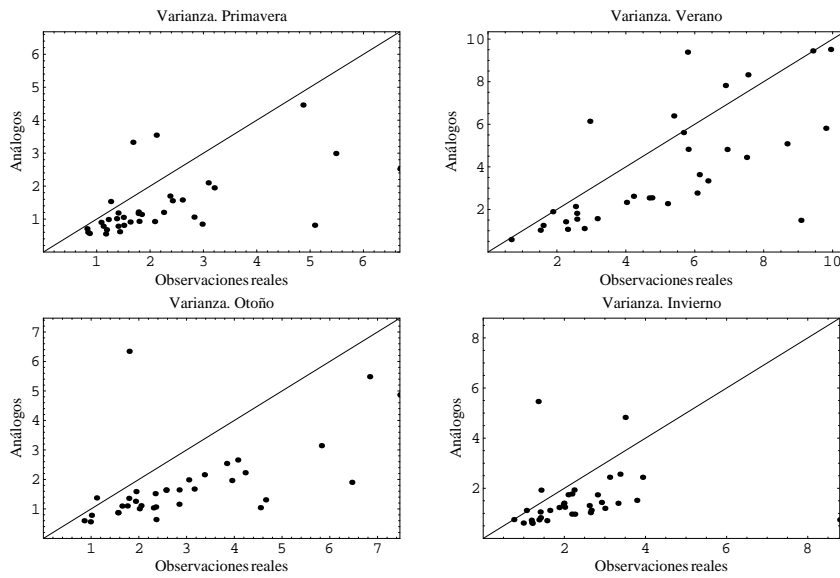


Figura 7.18: Varianzas de las series estacionales de medianas de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997.

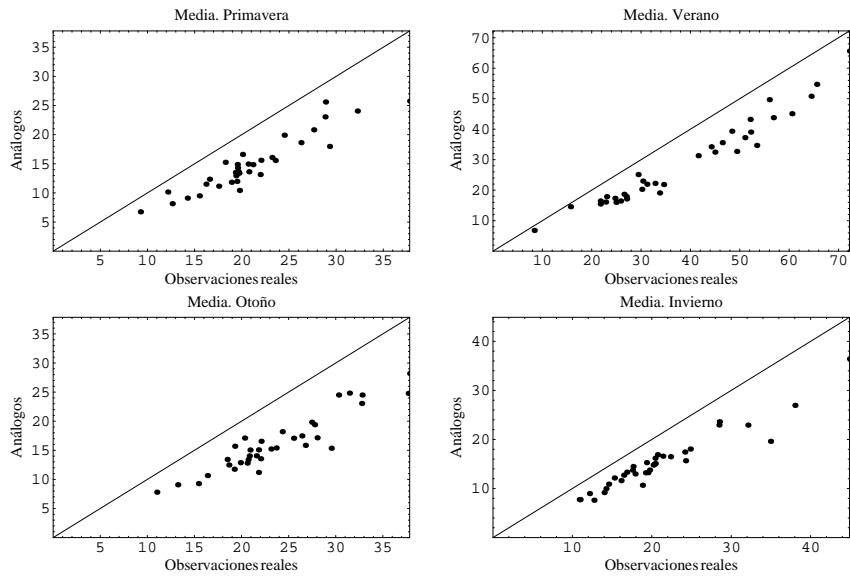


Figura 7.19: Valor medio de las series estacionales de máximos de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997.

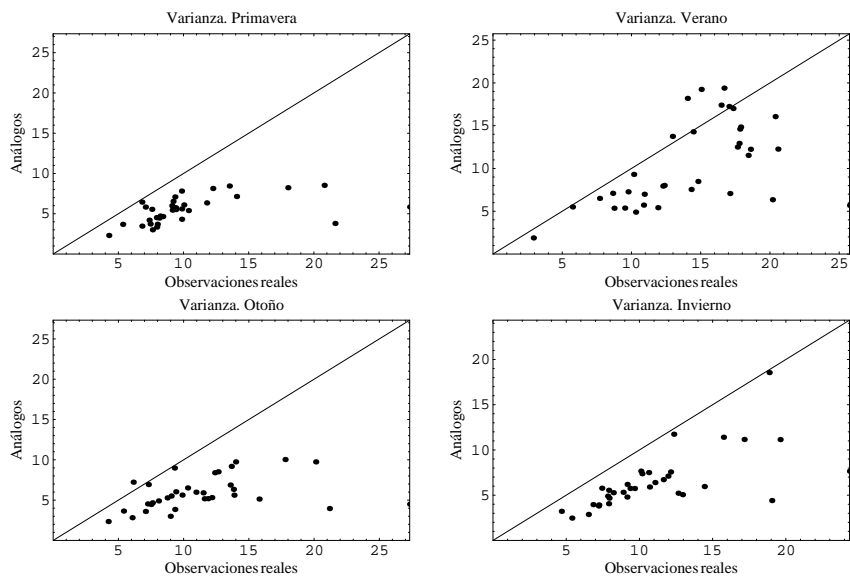


Figura 7.20: Varianzas de las series estacionales de máximos de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997.

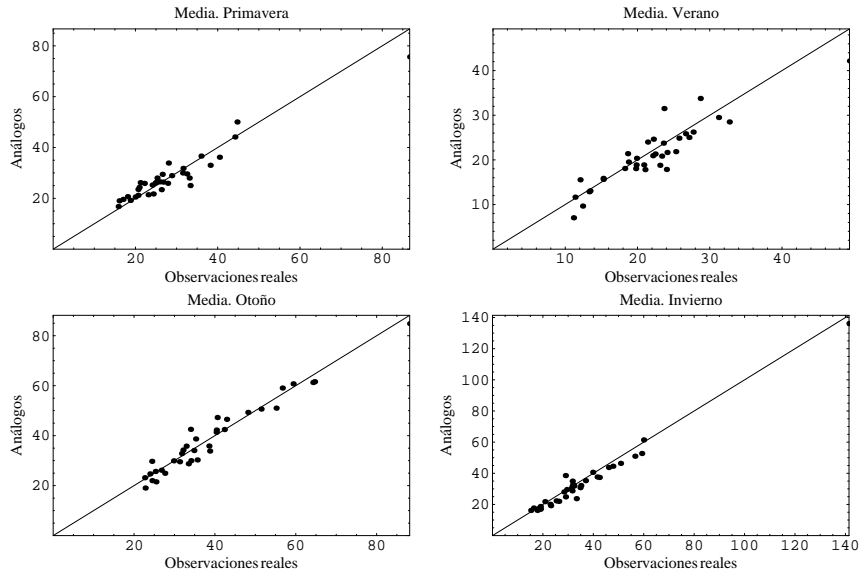


Figura 7.21: Valor medio de las series de máximos de precipitación estacional en el periodo 1958-1997.

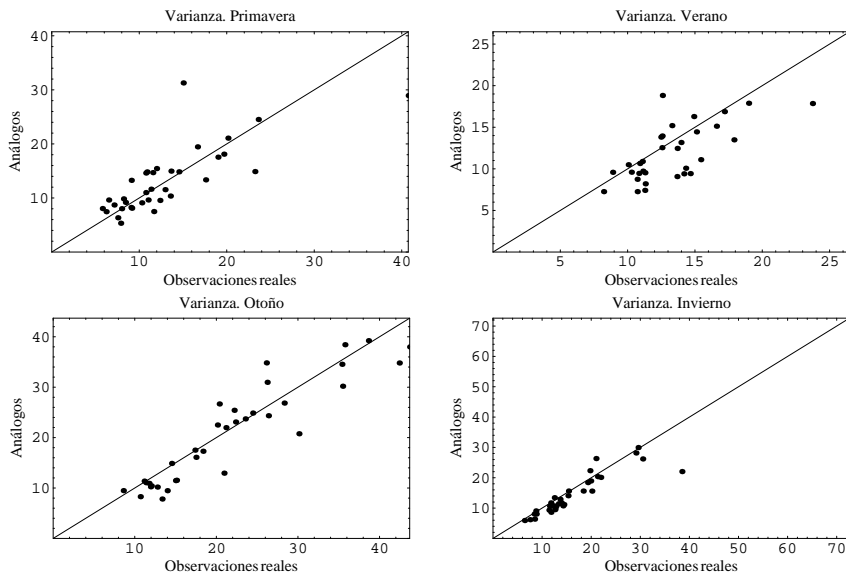


Figura 7.22: Varianzas de las series de máximos de precipitación estacional en el periodo 1958-1997.

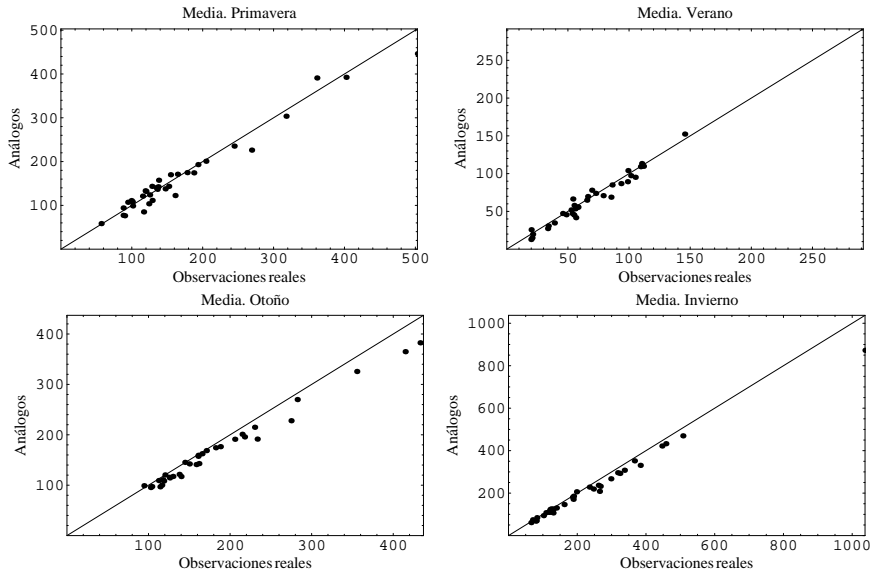


Figura 7.23: Valor medio de las series de precipitación total acumulada estacional en el periodo 1958-1997.

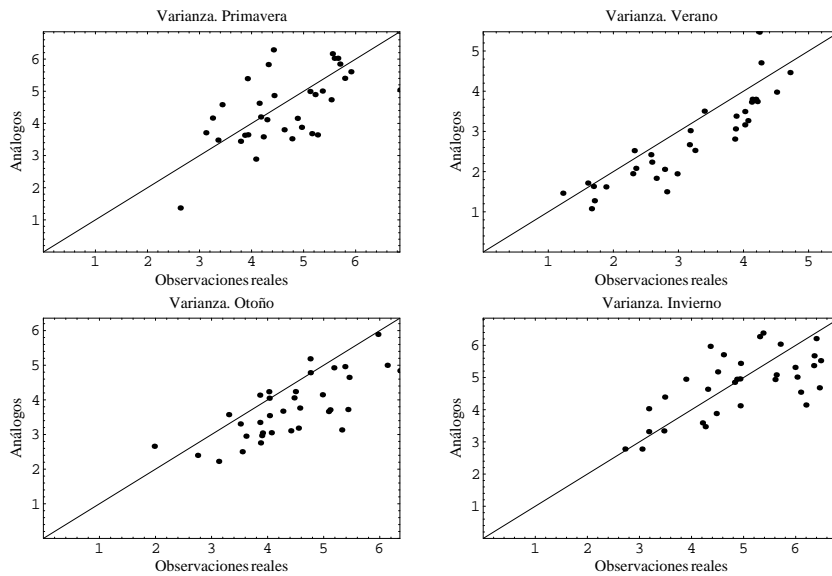


Figura 7.24: Varianzas de las series de precipitación ligera acumulada estacional en el periodo 1958-1997.

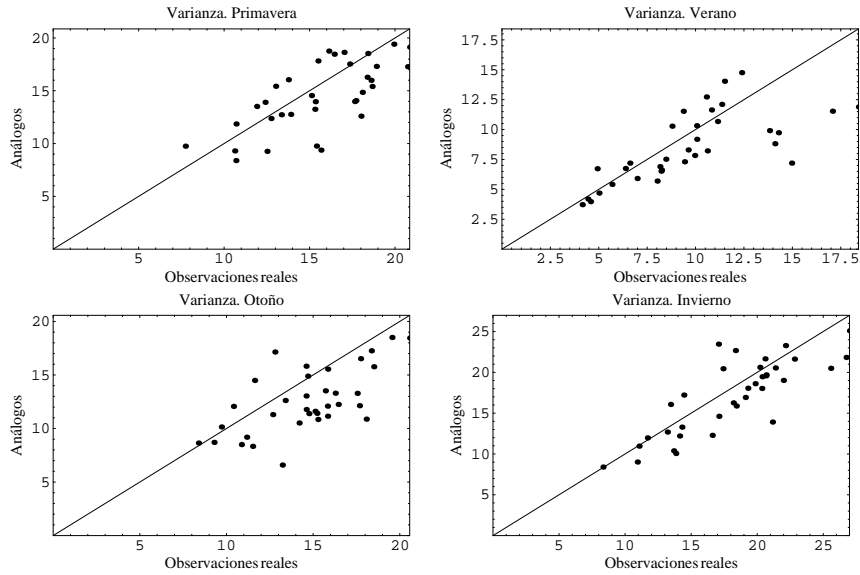


Figura 7.25: Varianzas de las series de precipitación moderada acumulada estacional en el periodo 1958-1997.

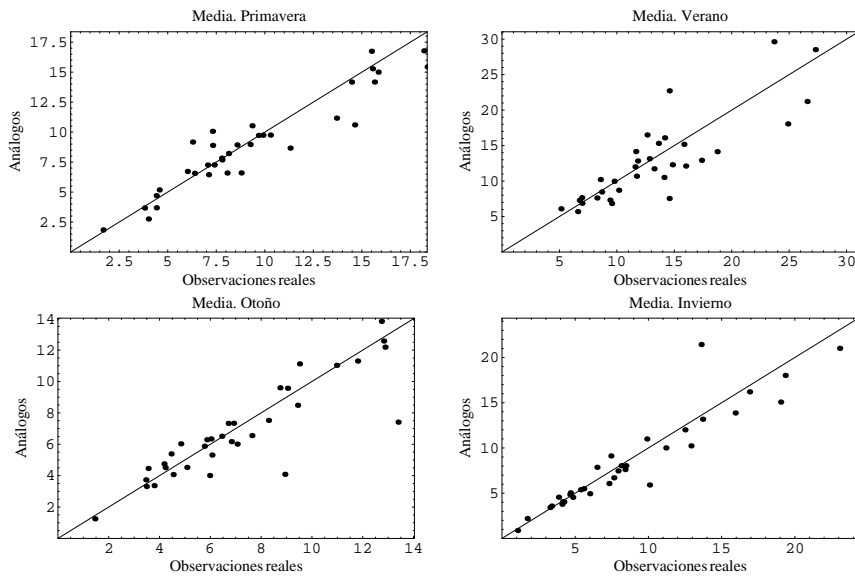


Figura 7.26: Valor medio de las series de proporción de la cantidad de lluvia ligera respecto de la total estacional en el periodo 1958-1997.



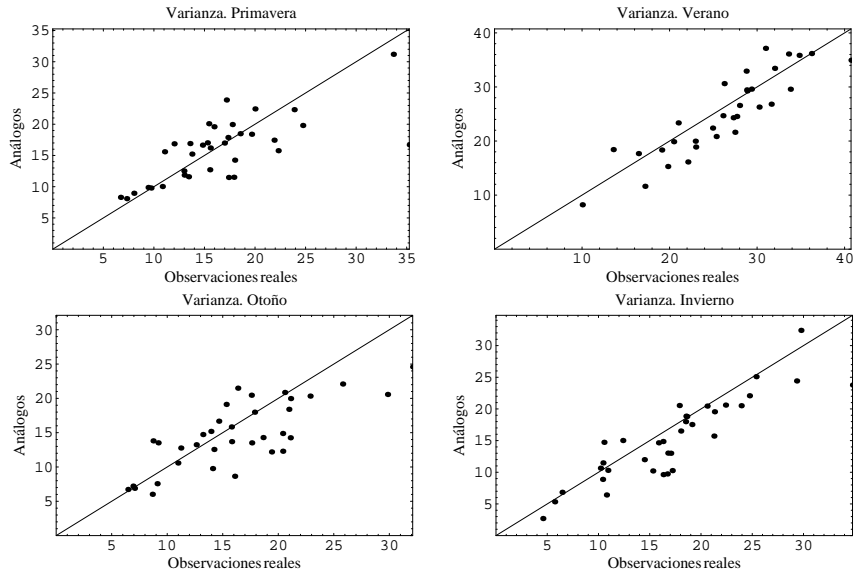


Figura 7.27: Varianzas de las series de proporción de la cantidad de lluvia intensa respecto de la total estacional en el periodo 1958-1997.

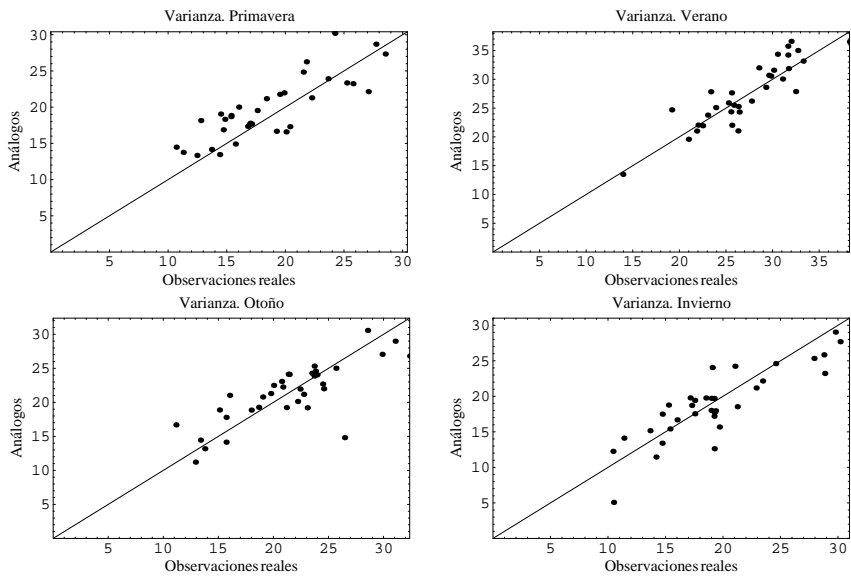


Figura 7.28: Varianzas de las series de proporción de la cantidad de lluvia muy intensa respecto de la total estacional en el periodo 1958-1997.

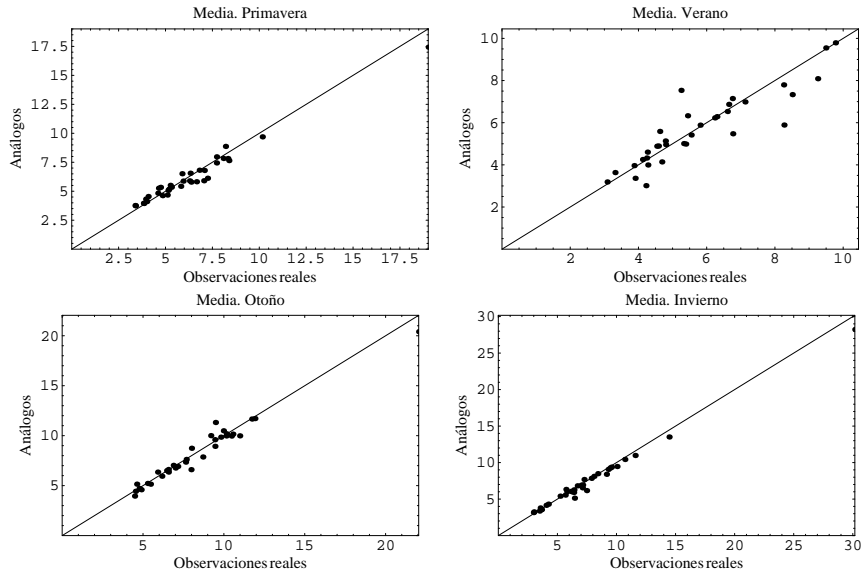


Figura 7.29: Valor medio de las series de valor medio por evento de lluvia total en el periodo 1958-1997.

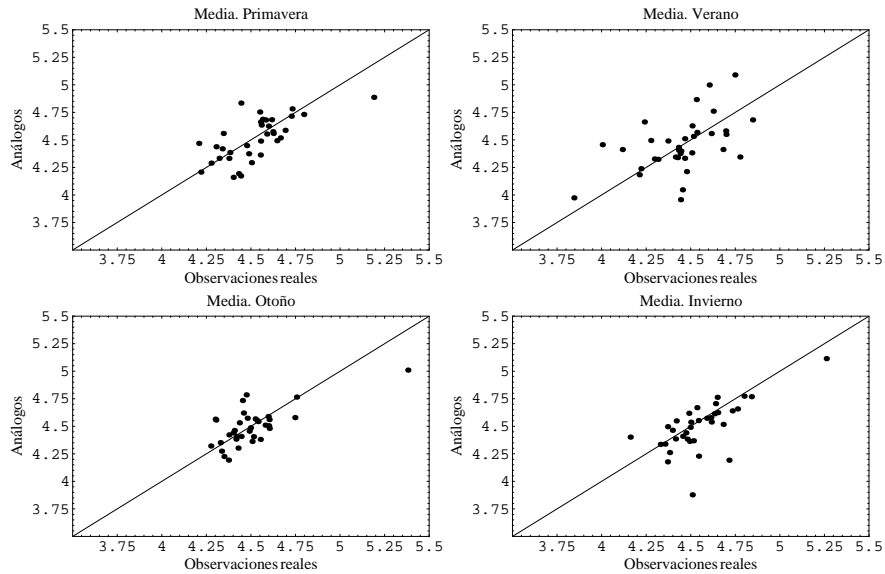


Figura 7.30: Valor medio de las series de valor medio por evento de lluvia moderada en el periodo 1958-1997.

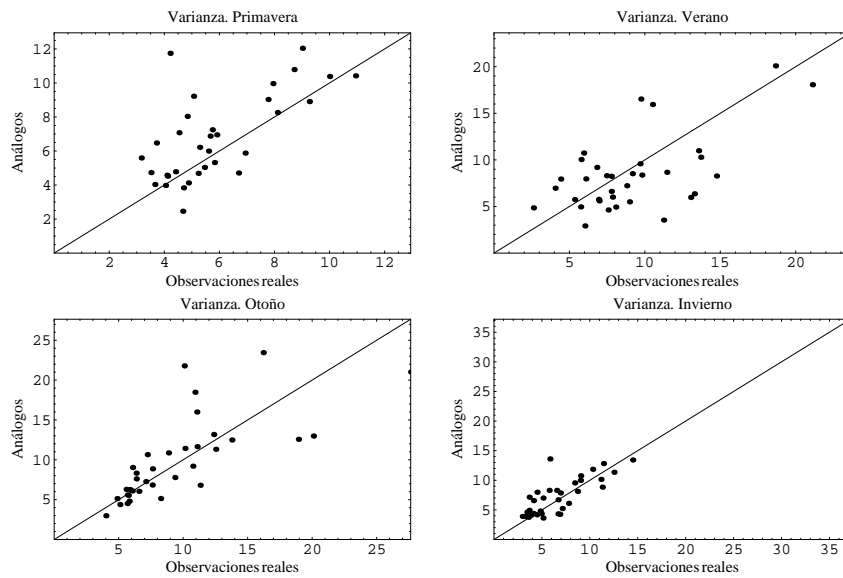


Figura 7.31: Varianzas de las series de valor medio por evento de lluvia muy intensa en el periodo 1958-1997.

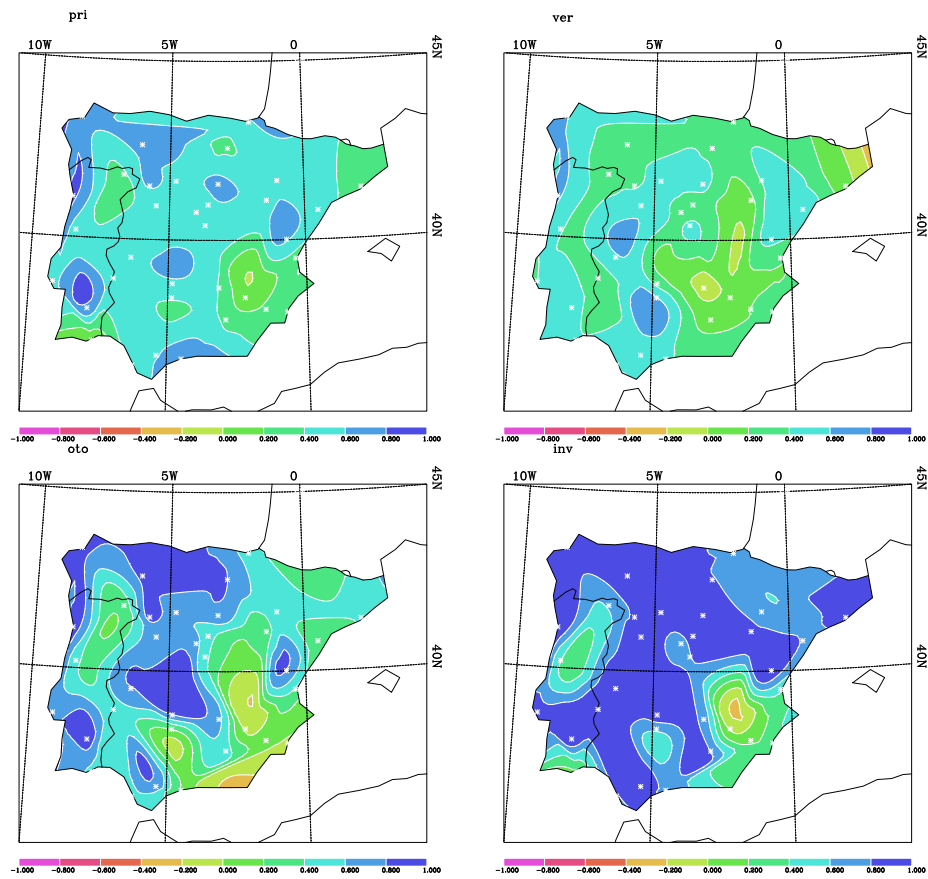


Figura 7.32: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número total de días de precipitación real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

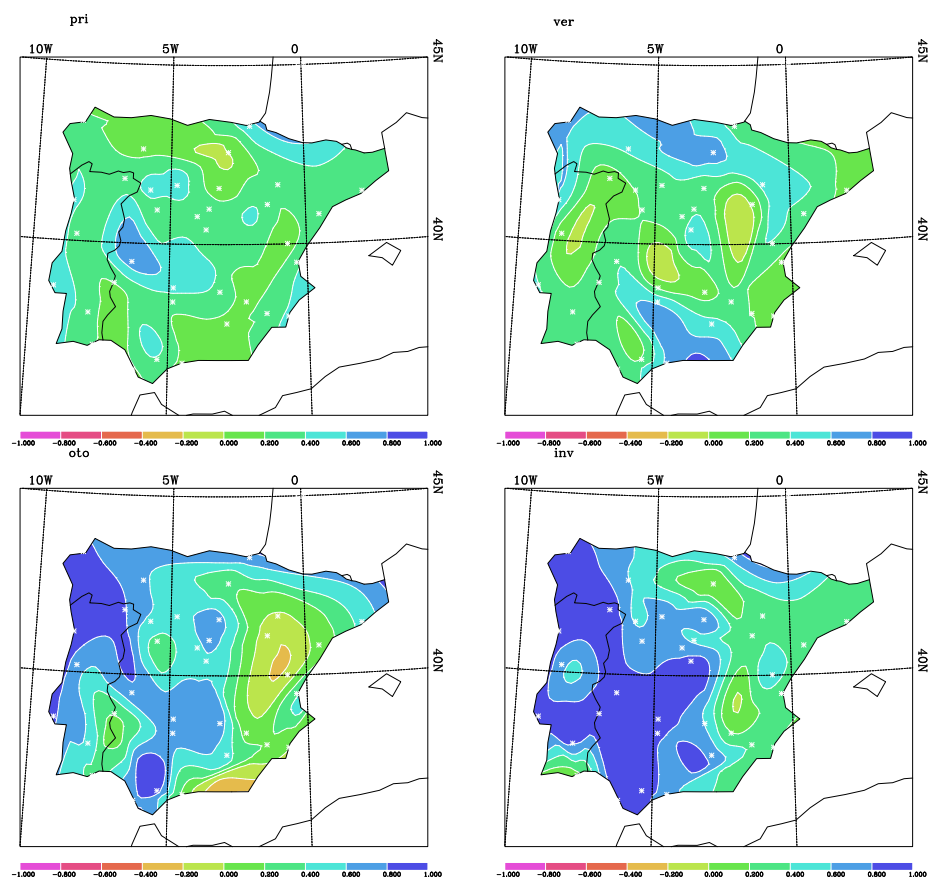


Figura 7.33: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número de días de precipitación intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

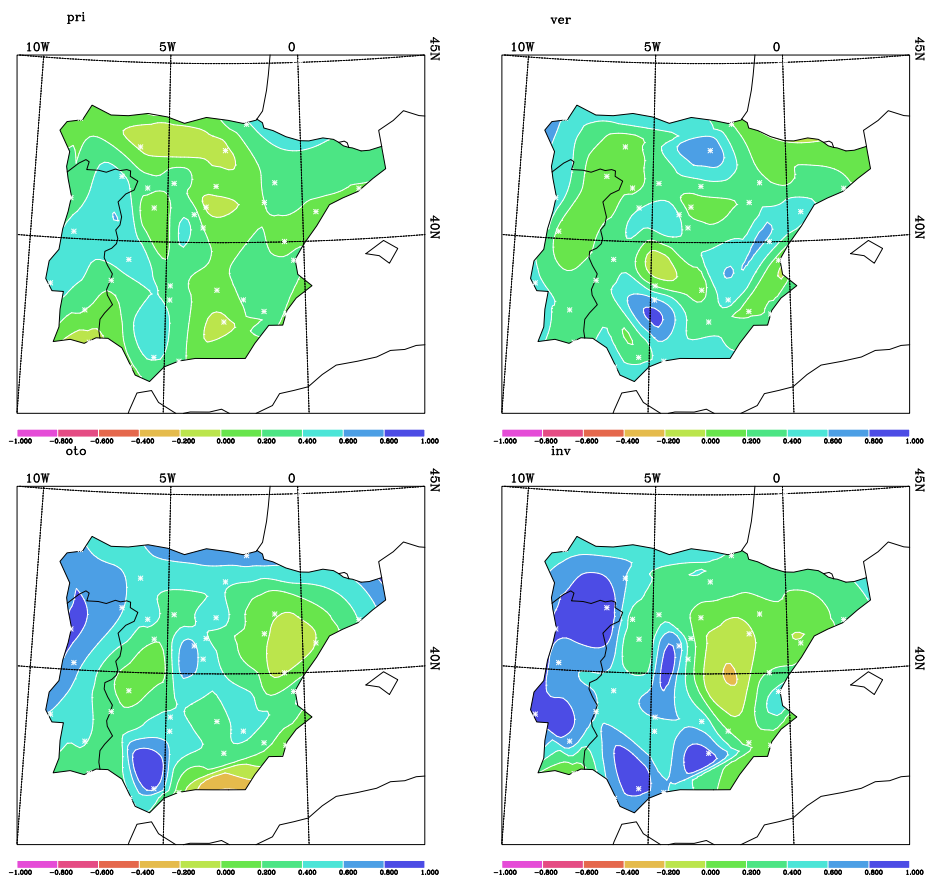


Figura 7.34: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número de días de precipitación muy intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

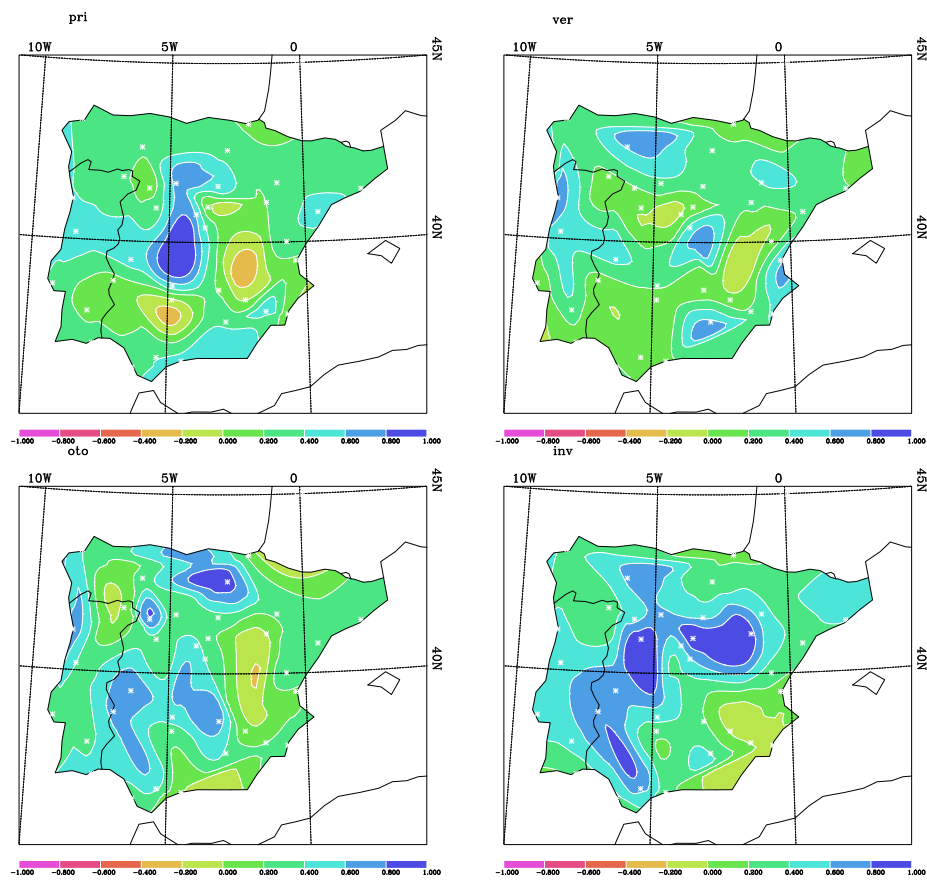


Figura 7.35: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de medianas de duración de periodos secos real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

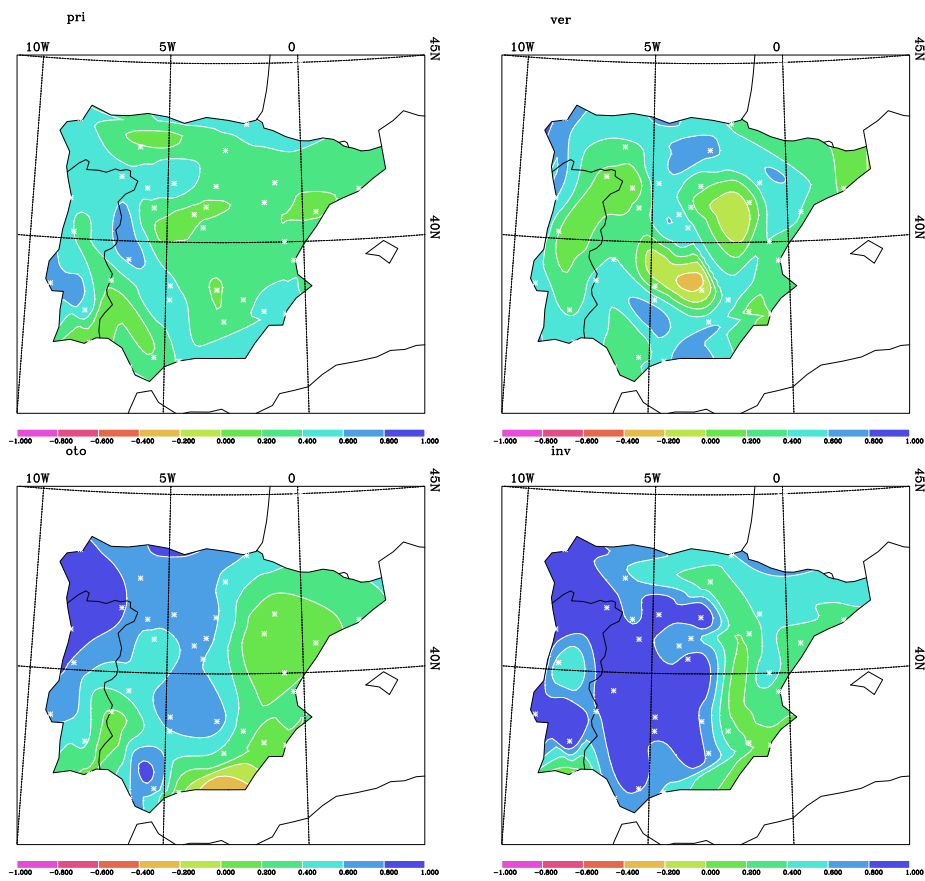


Figura 7.36: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.



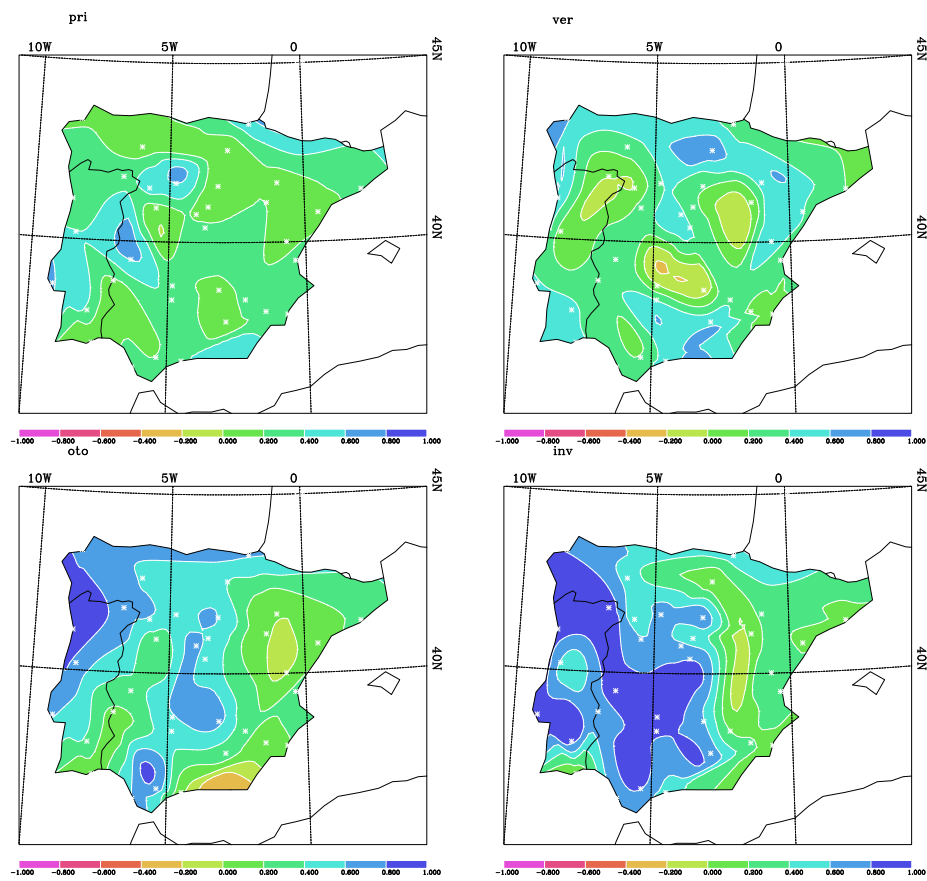


Figura 7.37: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

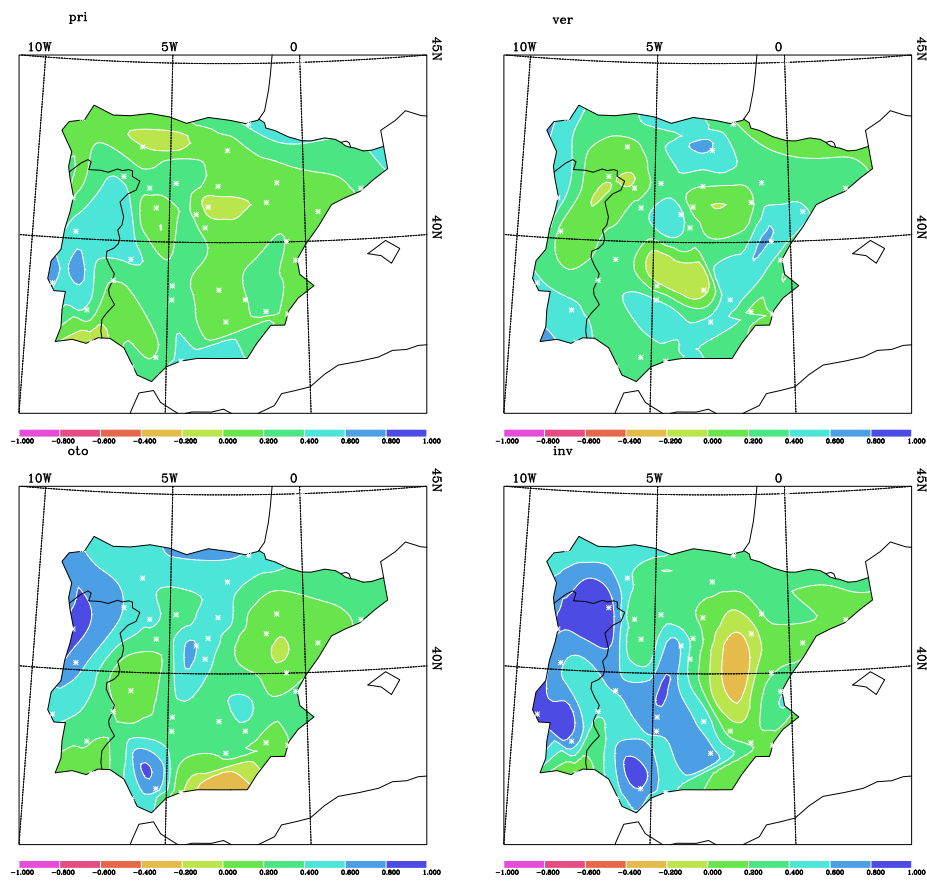


Figura 7.38: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional muy intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997.

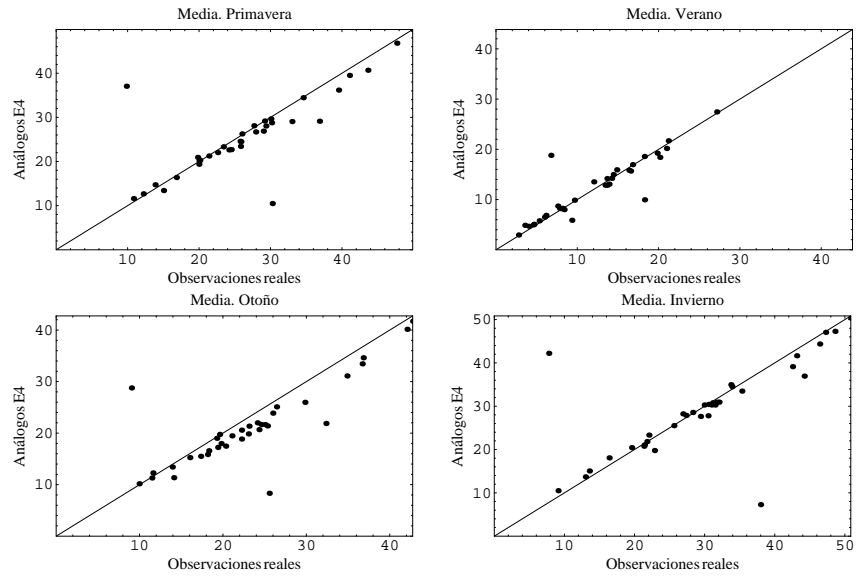


Figura 7.39: Valor medio del número total de días de precipitación estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

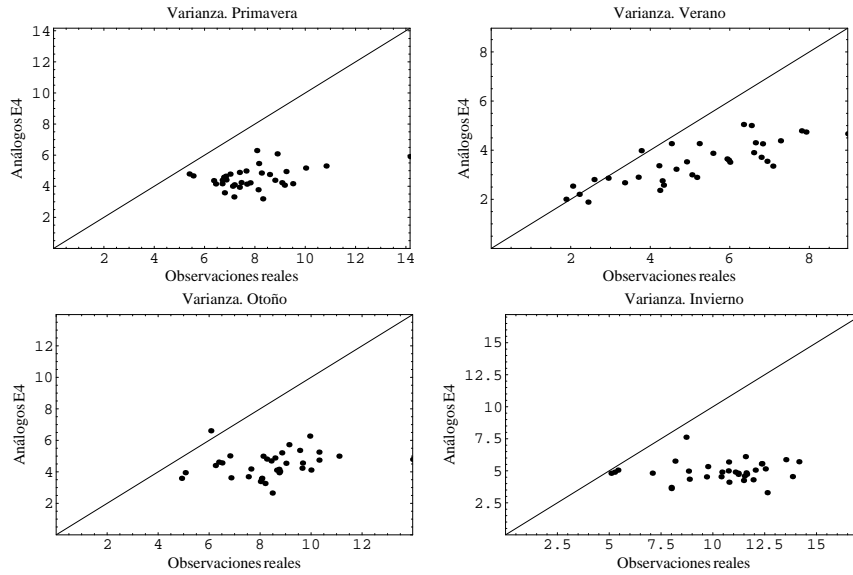


Figura 7.40: Varianzas de las series de número total de días de precipitación estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

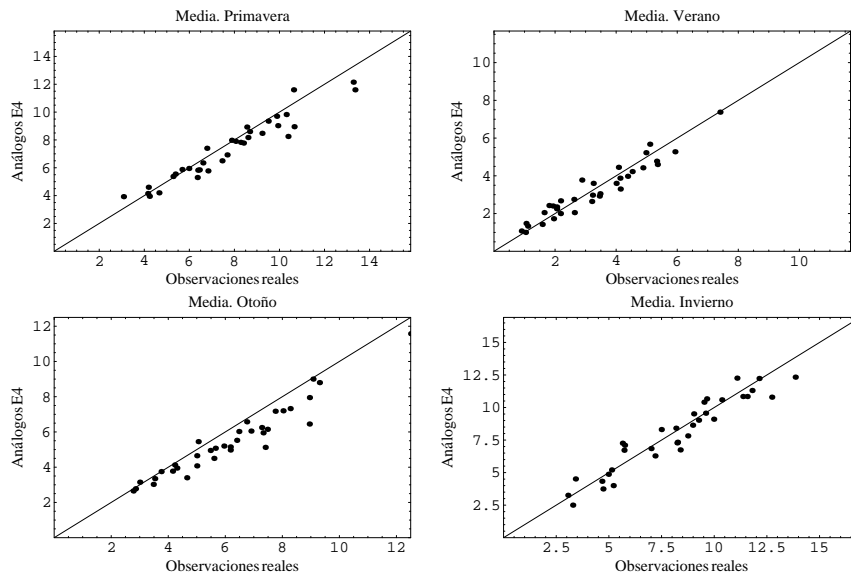


Figura 7.41: Valor medio del número de días de precipitación moderada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

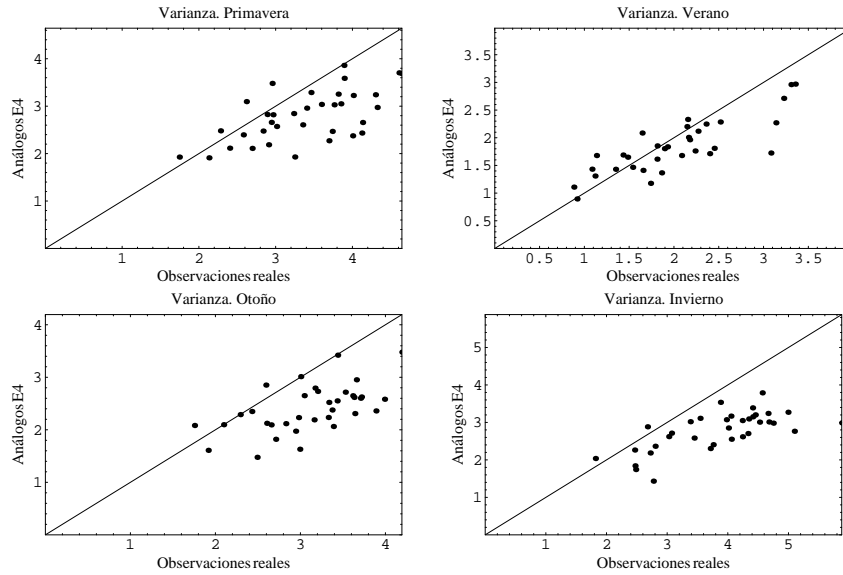


Figura 7.42: Varianzas de las series de número de días de precipitación moderada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

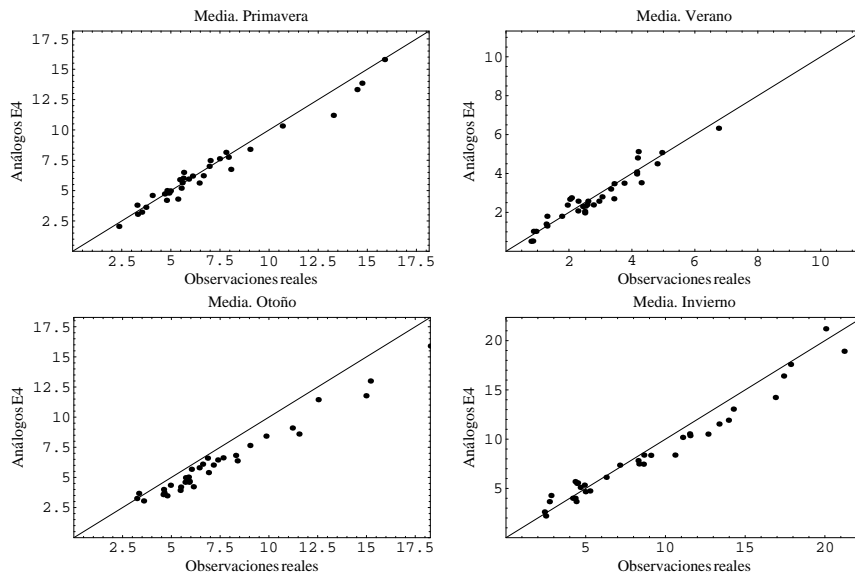


Figura 7.43: Valor medio del número de días de precipitación intensa estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

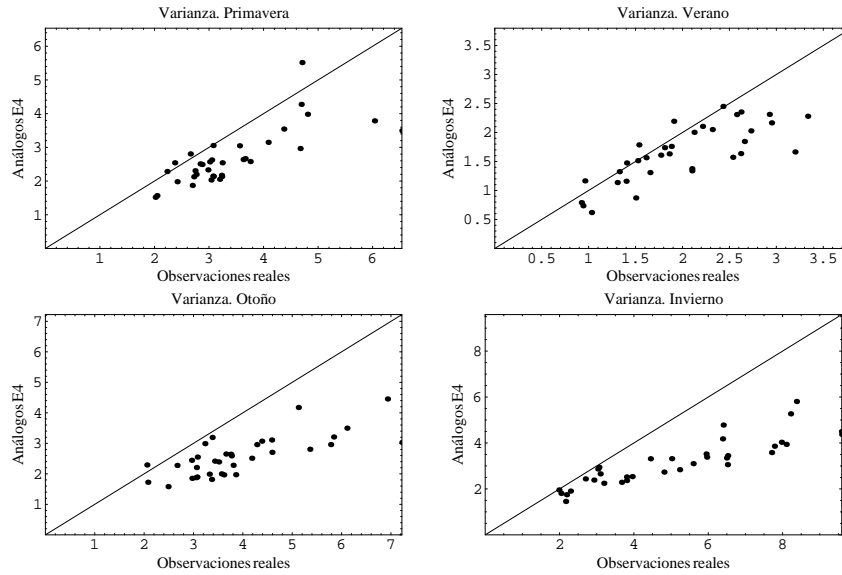


Figura 7.44: Varianzas de las series de número de días de precipitación intensa estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

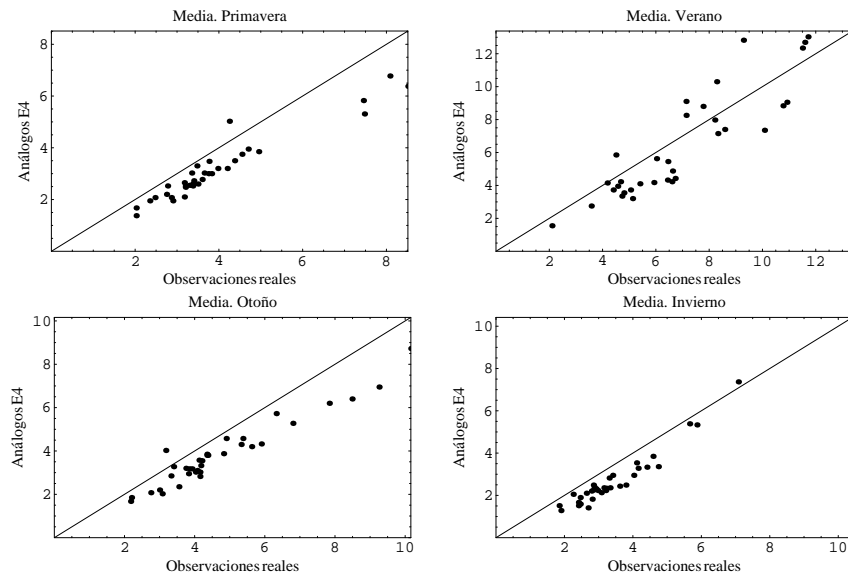


Figura 7.45: Valor medio de las series estacionales de medianas de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

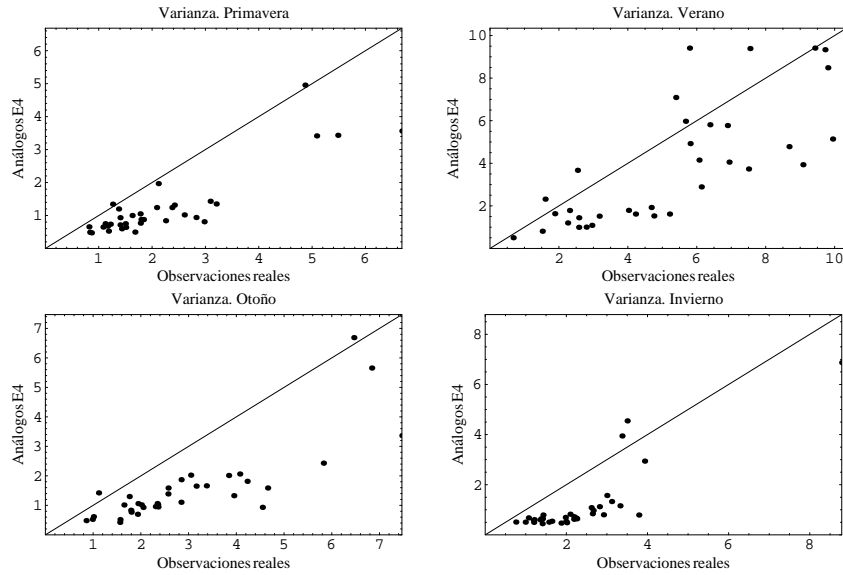


Figura 7.46: Varianzas de las series estacionales de medianas de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

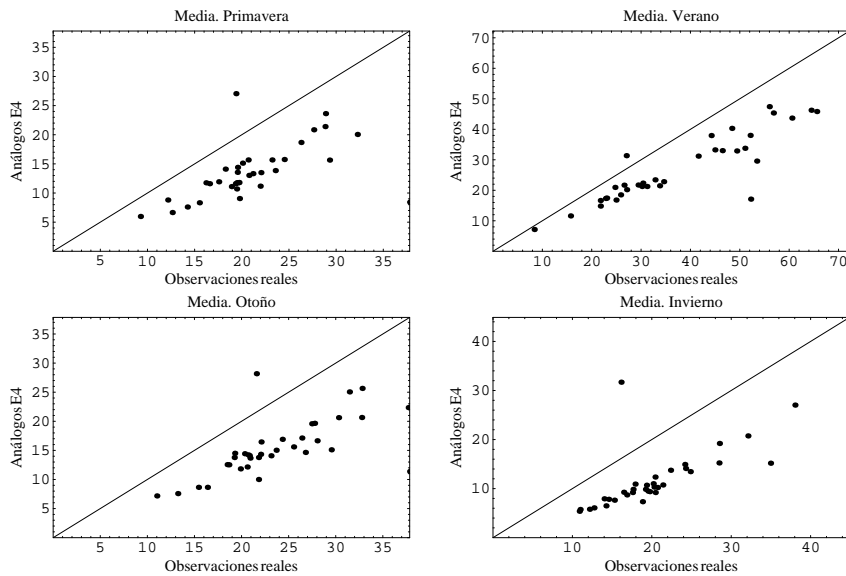


Figura 7.47: Valor medio de las series estacionales de máximos de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

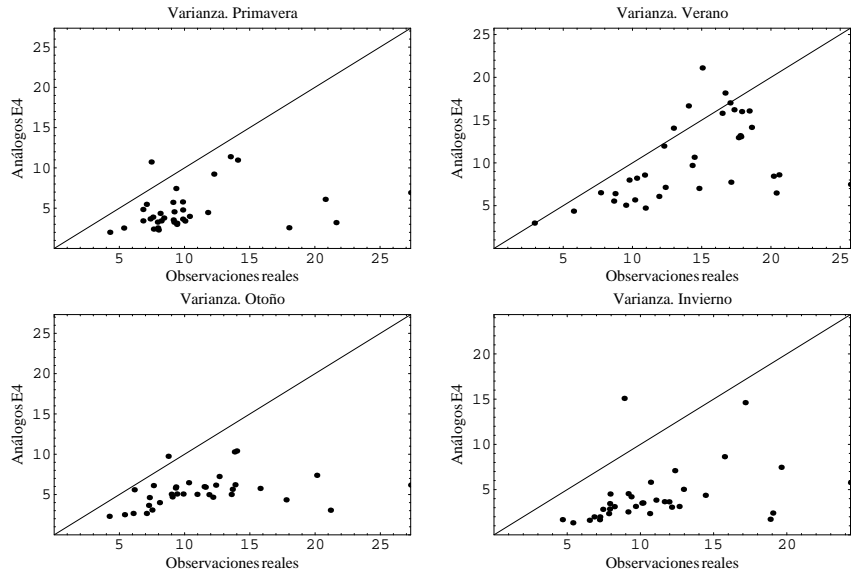


Figura 7.48: Varianzas de las series estacionales de máximos de duración de periodos secos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

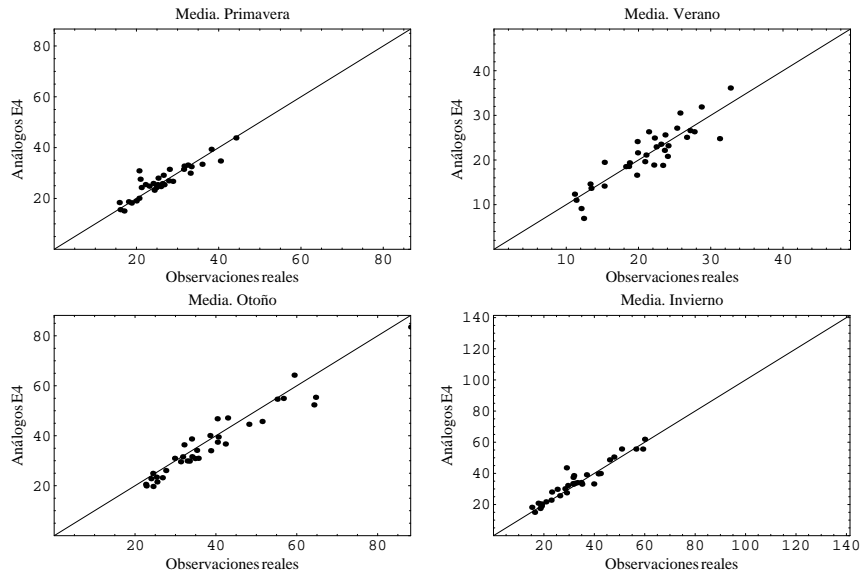


Figura 7.49: Valor medio de las series de máximos de precipitación estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).



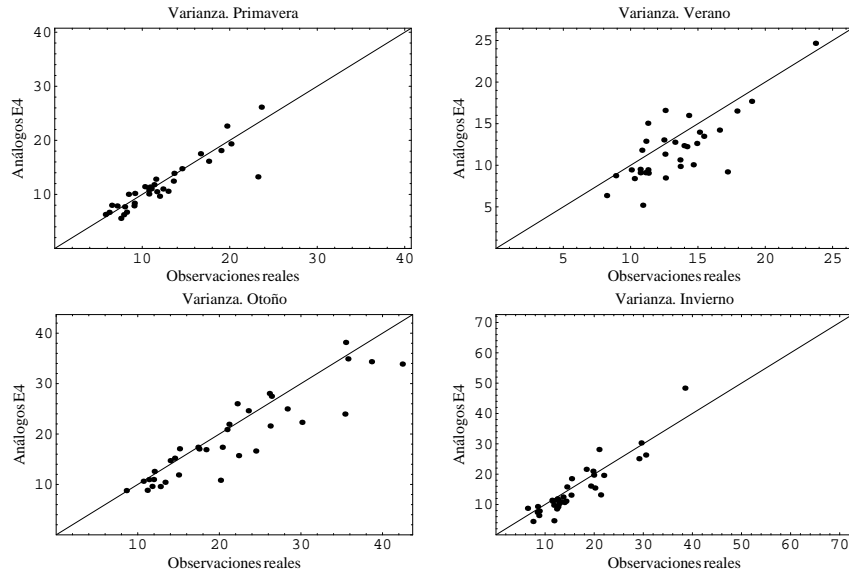


Figura 7.50: Varianzas de las series de máximos de precipitación estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

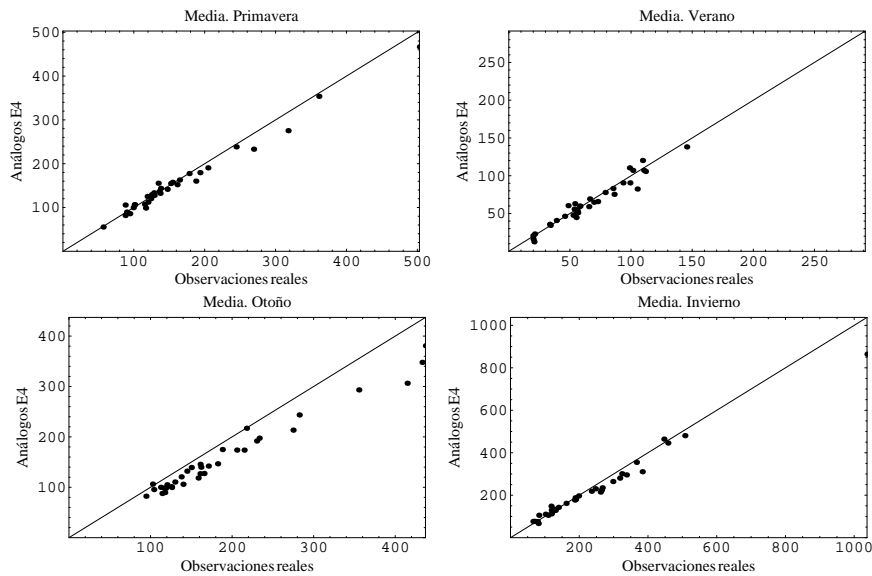


Figura 7.51: Valor medio de las series de precipitación total acumulada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

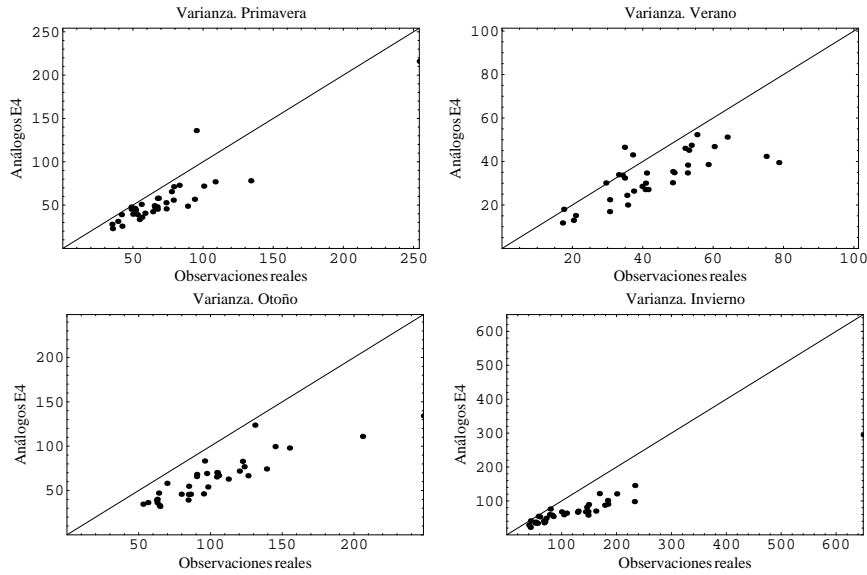


Figura 7.52: Varianzas de las series de precipitación total acumulada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

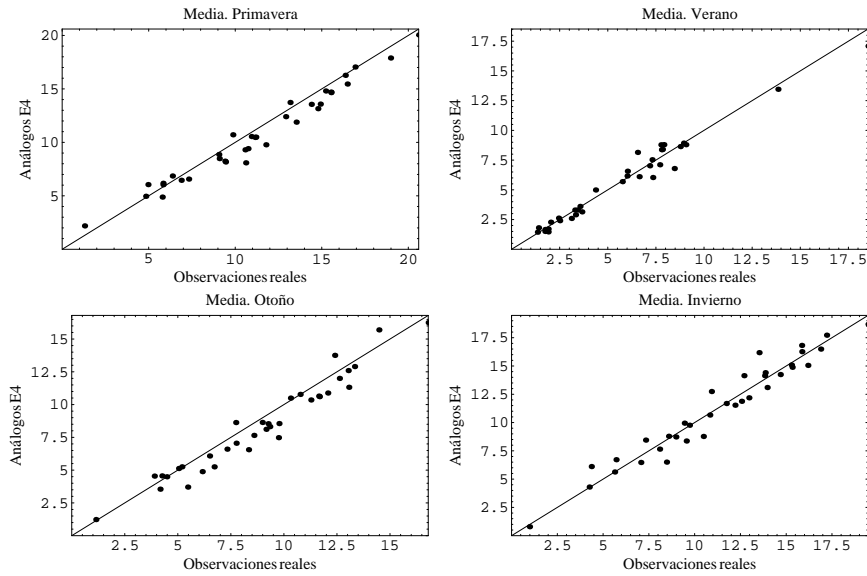


Figura 7.53: Valor medio de las series de precipitación ligera acumulada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

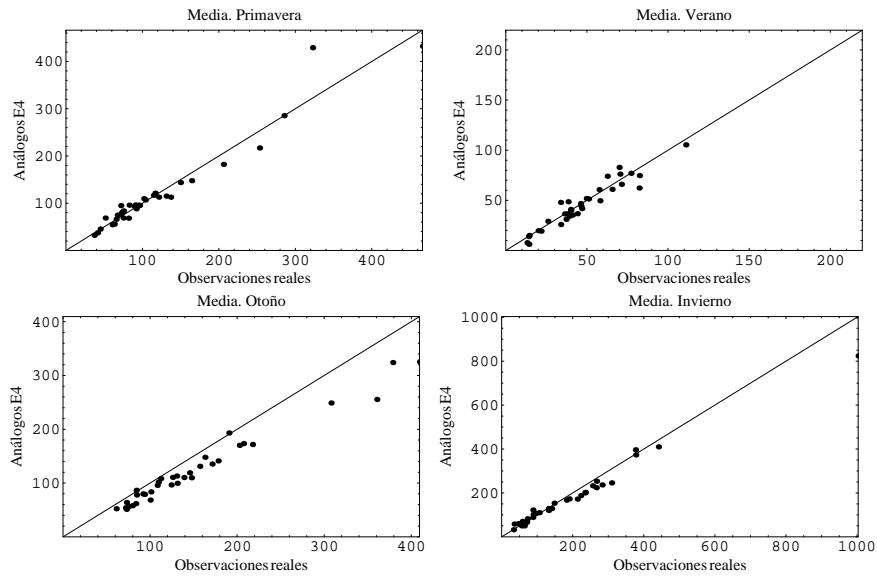


Figura 7.54: Valor medio de las series de precipitación intensa acumulada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

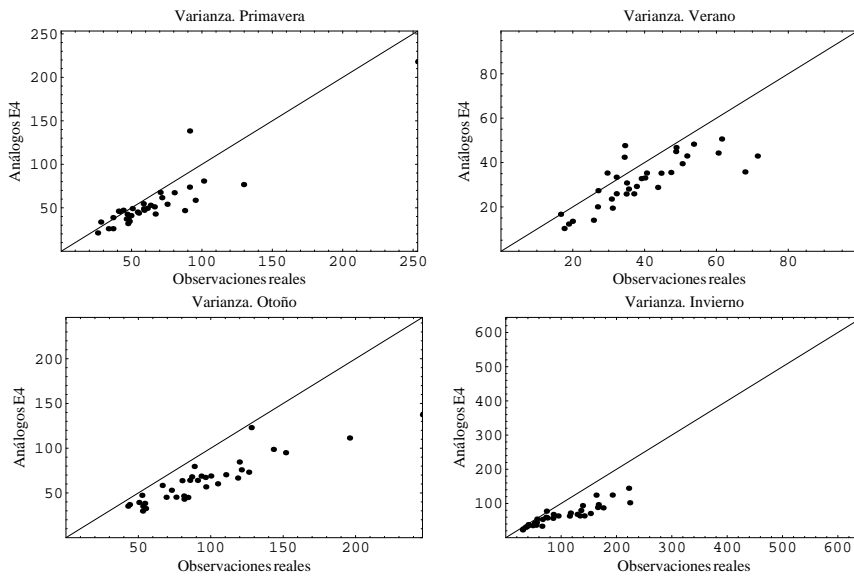


Figura 7.55: Varianzas de las series de precipitación intensa acumulada estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

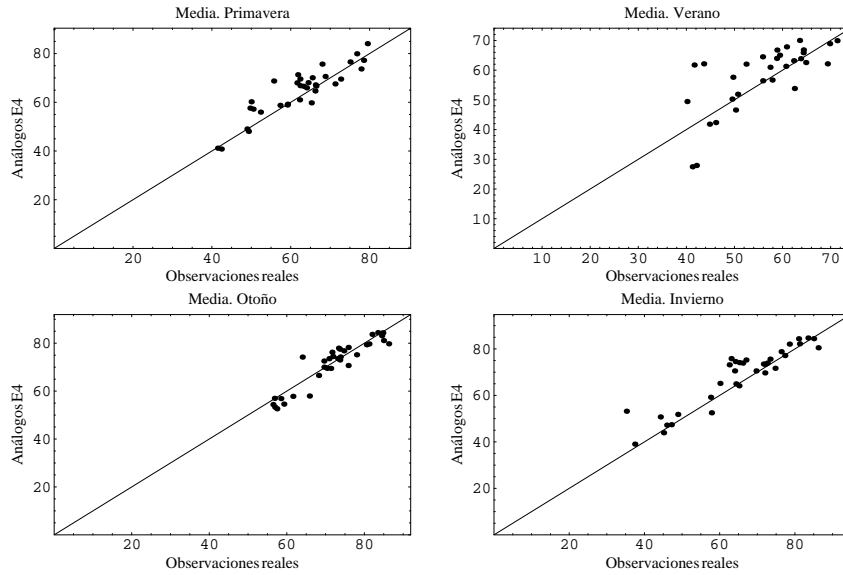


Figura 7.56: Valor medio de las series de proporción de la cantidad de lluvia intensa respecto de la total estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

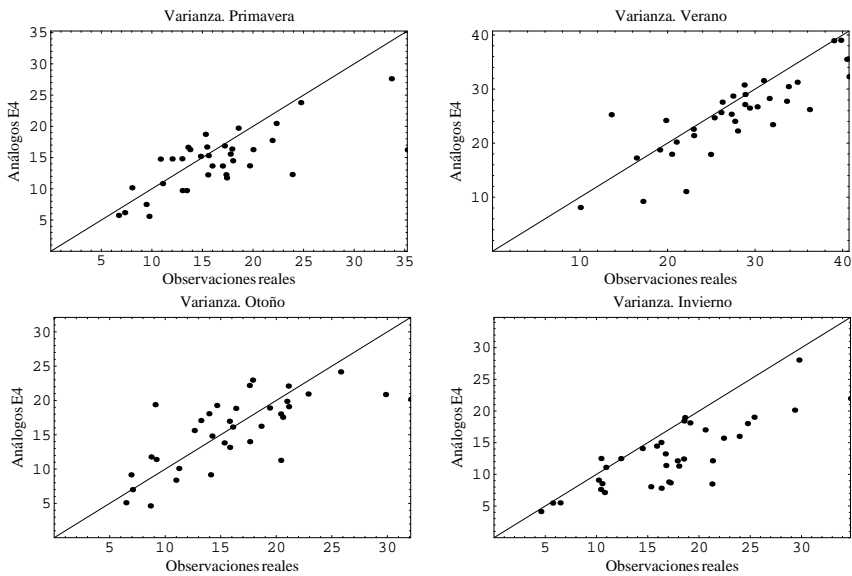


Figura 7.57: Varianzas de las series de proporción de la cantidad de lluvia intensa respecto de la total estacional en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

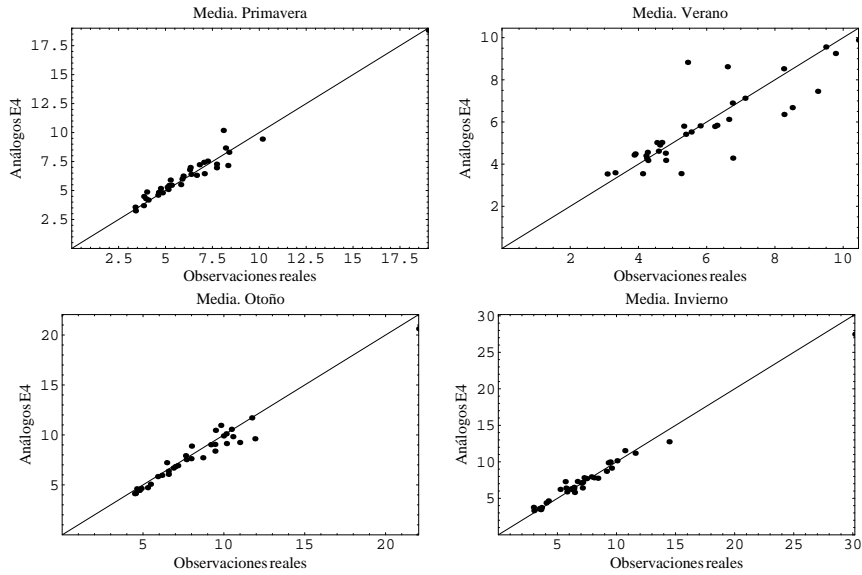


Figura 7.58: Valor medio de las series de valor medio por evento de lluvia total en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

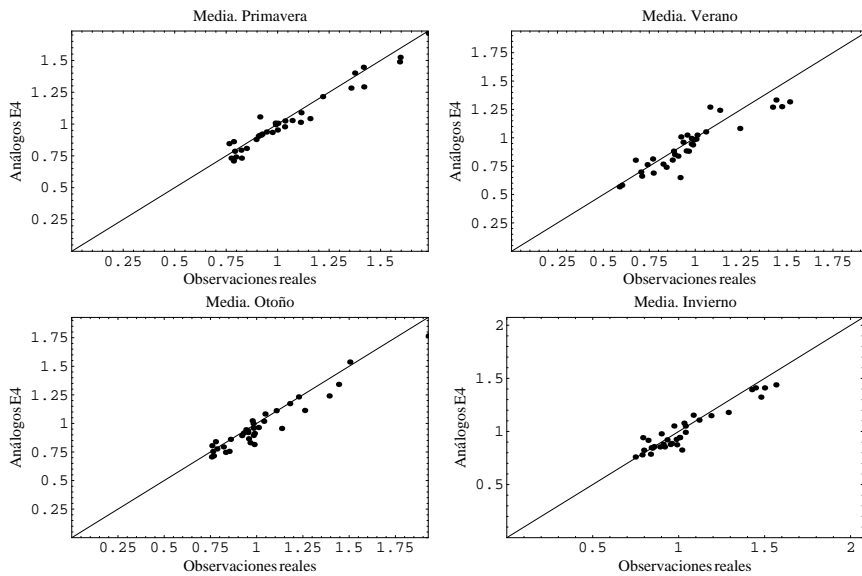


Figura 7.59: Valor medio de las series de valor medio por evento de lluvia ligera en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

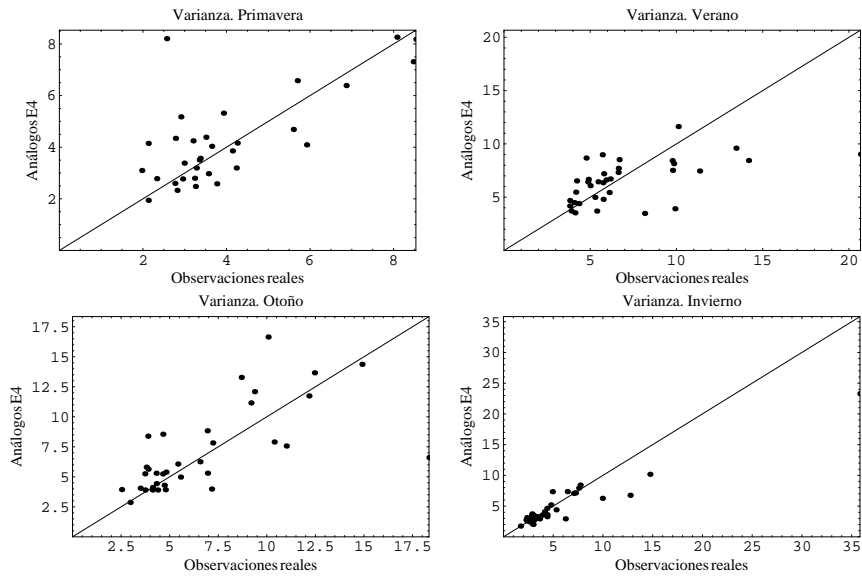


Figura 7.60: Varianzas de las series de valor medio por evento de lluvia intensa en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

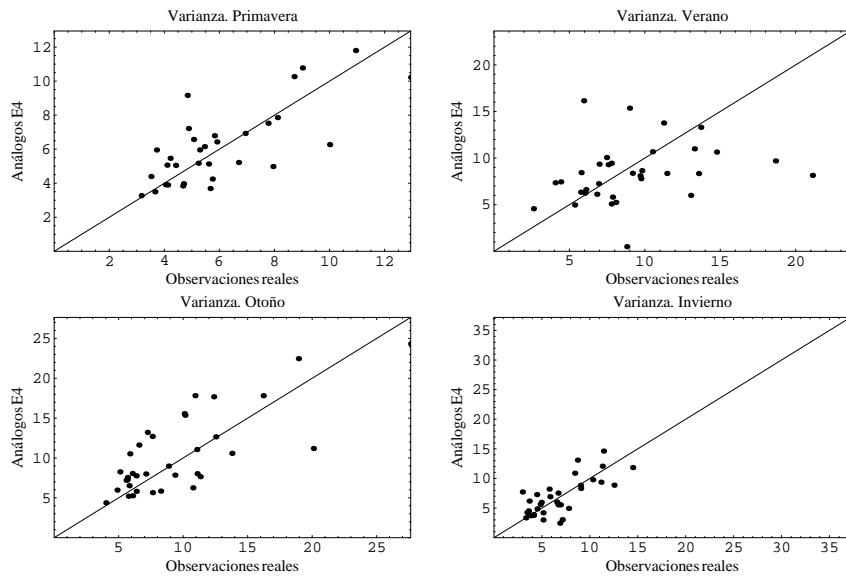


Figura 7.61: Varianzas de las series de valor medio por evento de lluvia muy intensa en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

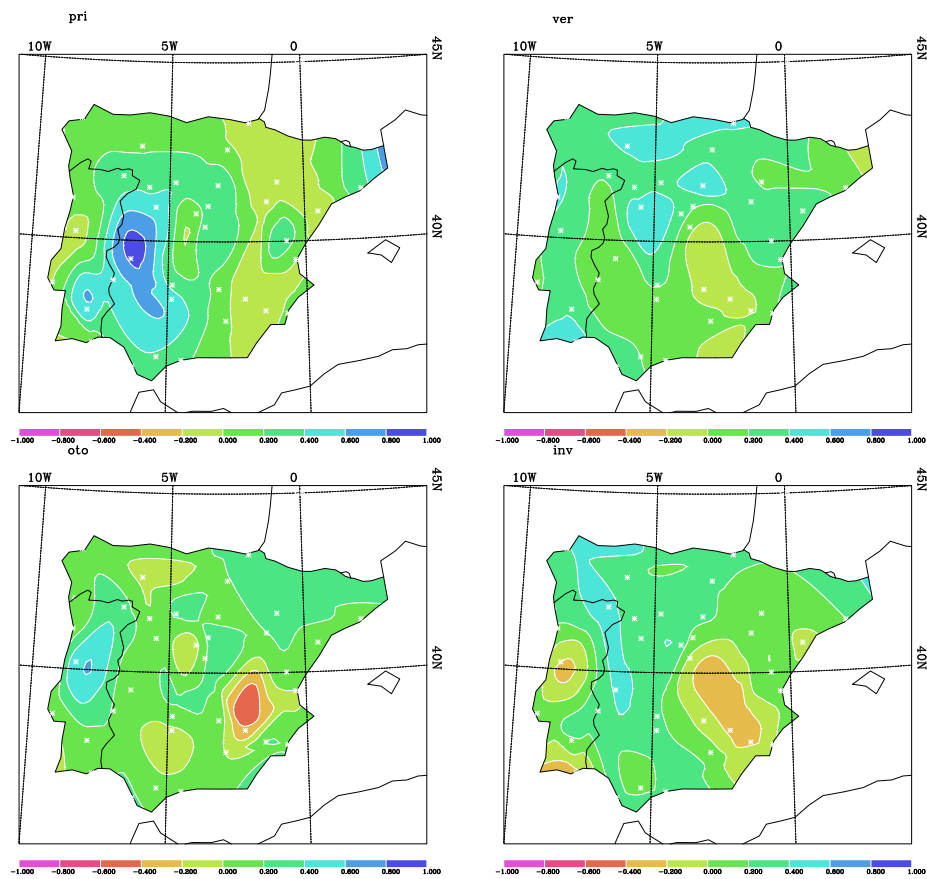


Figura 7.62: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número total de días de precipitación real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

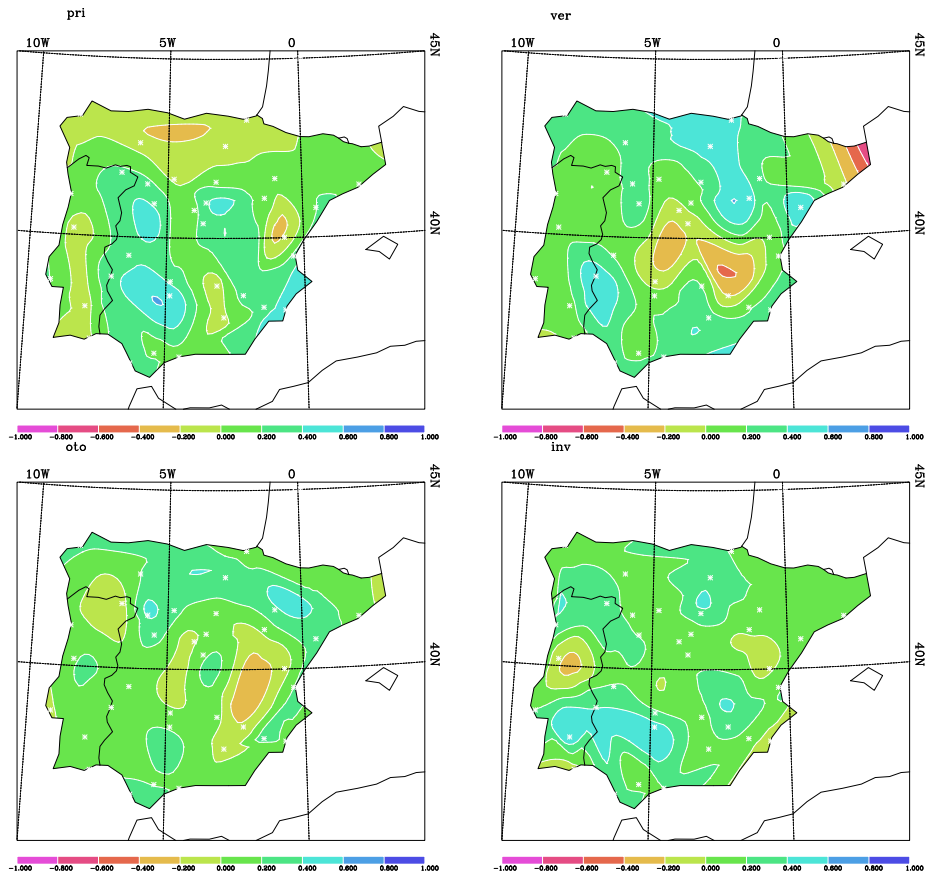


Figura 7.63: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número de días de precipitación intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).



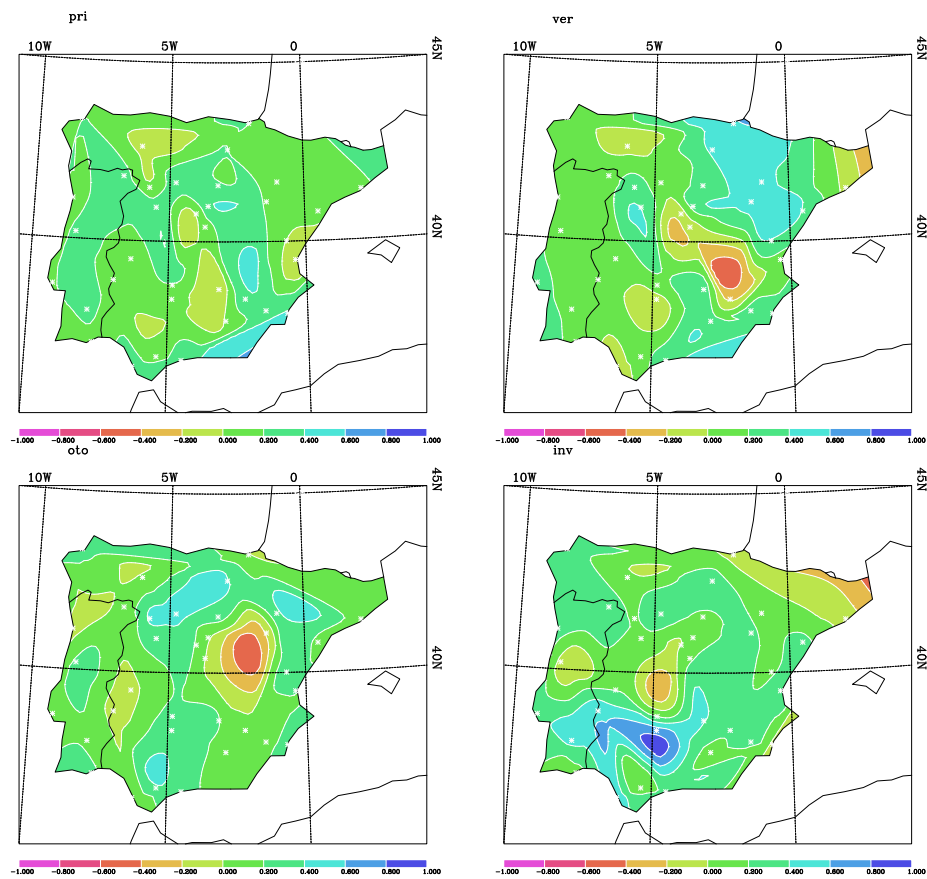


Figura 7.64: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de número de días de precipitación muy intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

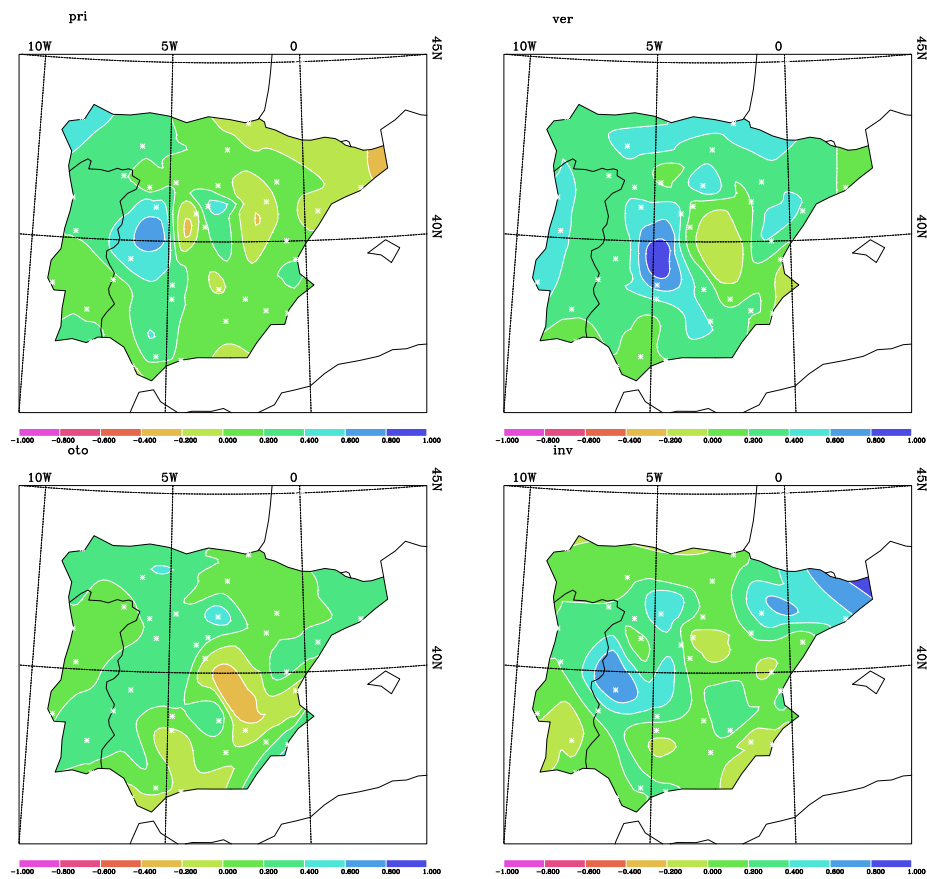


Figura 7.65: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de medianas de duración de periodos secos real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

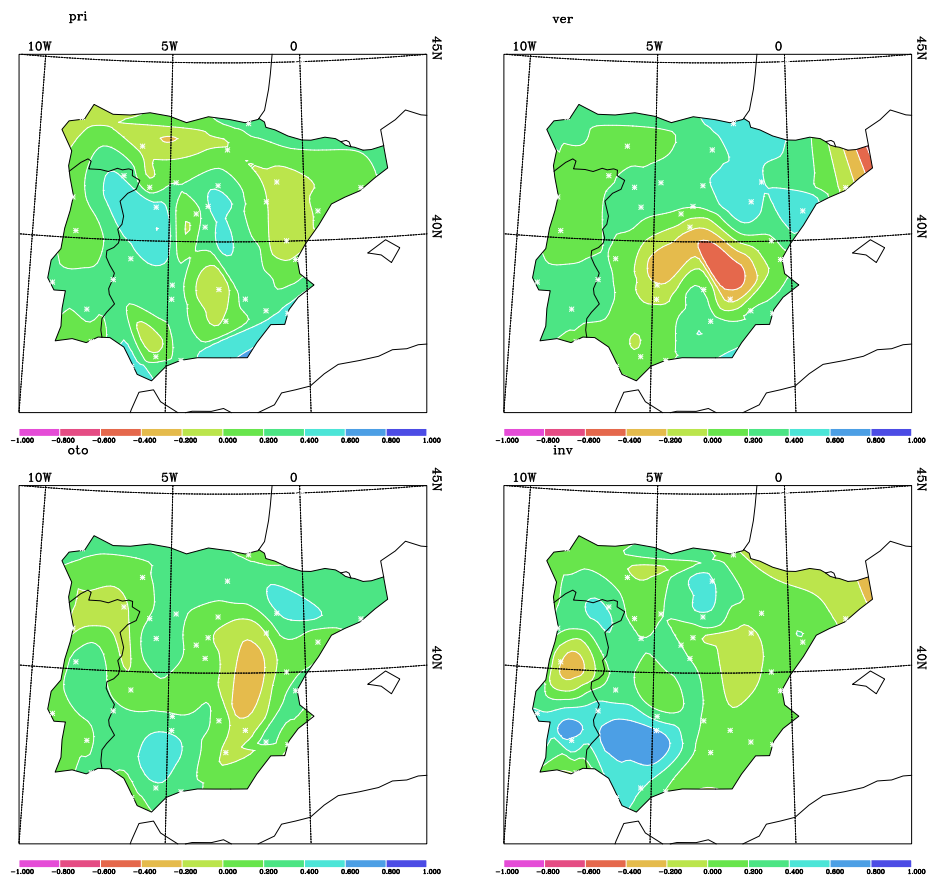


Figura 7.66: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

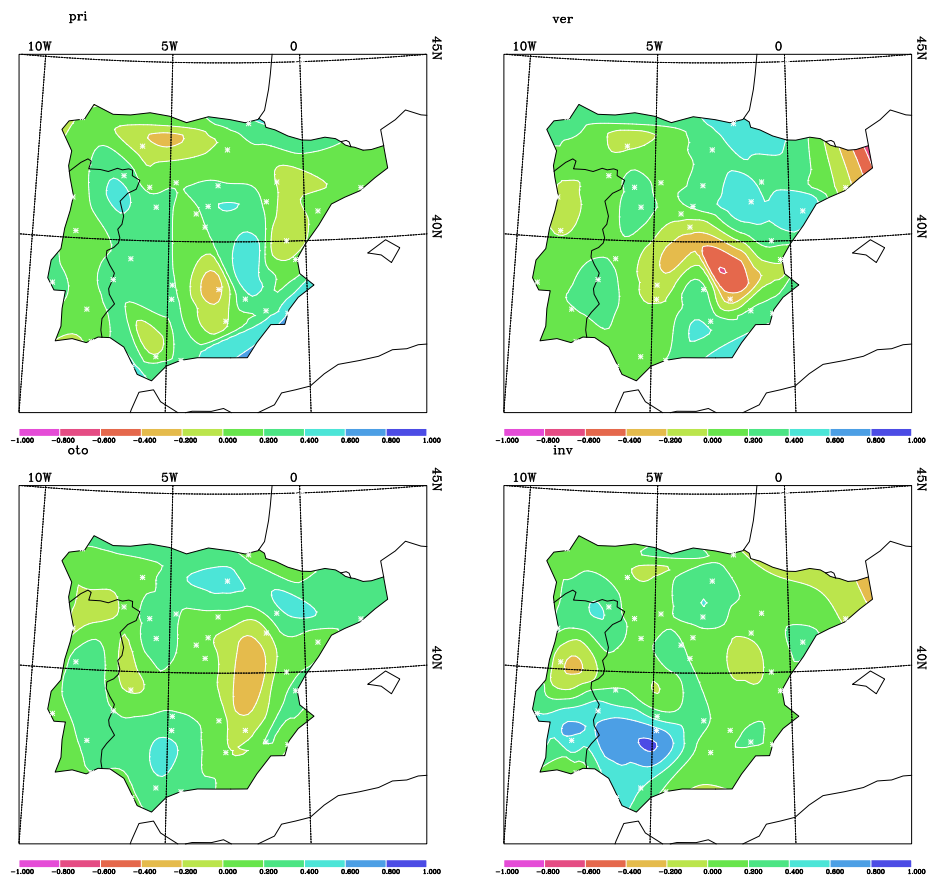


Figura 7.67: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).

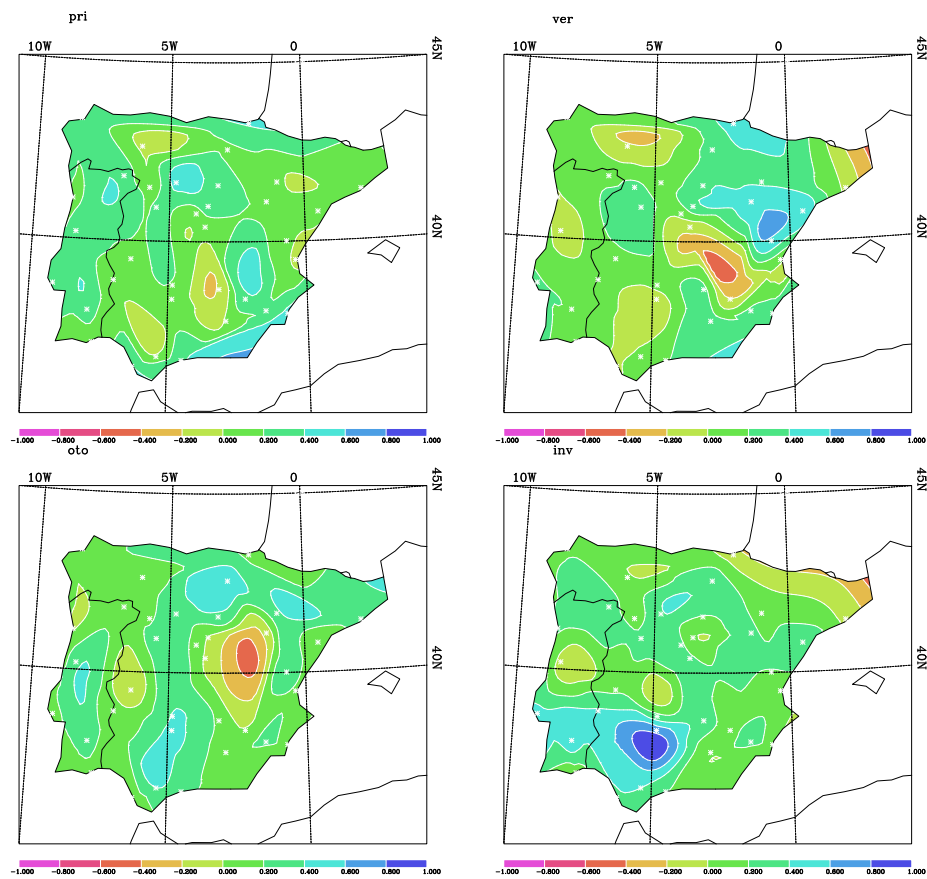


Figura 7.68: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de precipitación acumulada estacional muy intensa real y simulada mediante el método de los análogos en el periodo 1958-1997 (con SLP ECHAM4).



## Capítulo 8

# Conclusiones y líneas futuras

### 8.1. Resultados y conclusiones

A partir del estudio realizado, podemos concluir que:

- Se ha construido una base de datos de precipitación diaria en treinta y cinco observatorios de la Península Ibérica con representatividad espacial en toda nuestra geografía y con el máximo periodo temporal permitido en cada caso. Se ha realizado un control de la calidad de estas series.
- Se han definido índices de precipitación diaria para extraer información sobre la frecuencia y sobre la intensidad de la misma. Como índices de frecuencia tenemos el número de días de lluvia (total, ligera, moderada, intensa y muy intensa) y la duración de periodos secos (medianas y máximos). Como índices de intensidad tenemos la precipitación acumulada en cada categoría, la proporción de cada categoría de lluvia respecto de la total, la precipitación media por evento lluvioso en cada categoría y los máximos de precipitación.
- Se ha llevado a cabo un estudio de tendencias de series estacionales de

índices de precipitación construidas a partir de las series de precipitación diaria en los treinta y cinco observatorios peninsulares escogidos para los periodos completos que permiten cada una de las series y para el periodo común de trabajo 1958-1997. Existe una gran semejanza en las tendencias y la estructura de la precipitación del periodo común y el completo que permite cada observatorio.

- En un número significativo de observatorios, el número total de días de lluvia muestra tendencias crecientes en las estaciones de verano y otoño en la Península Ibérica.
- El número de días de lluvia ligera está experimentando un aumento en todas las estaciones del año.
- El número de días de lluvia moderada, intensa y muy intensa está disminuyendo en las estaciones de primavera e invierno.
- En cuanto a la duración de periodos secos, se observa un ligero decrecimiento invernal de las medianas en el sur de la península y de los máximos en el norte peninsular. En primavera, los máximos de duración de periodos secos muestran una ligera tendencia creciente en el sur de la península. Y en verano, un descenso algo más generalizado.
- Los comportamientos globales encontrados en el número de casos son coherentes entre sí. Las tendencias crecientes en el número de días de lluvia ligera en verano y otoño alimentan las existentes en el número total de días de lluvia que hemos citado anteriormente. Las tendencias positivas en el número de días de lluvia ligera en primavera e invierno lo son a costa de las tendencias negativas que experimentan el resto de las categorías de lluvia (moderada, intensa y muy intensa) en dichas estaciones. Esto implica que la función de distribución real de la precipitación diaria peninsular está haciéndose cada vez más asimétrica. La tendencia decreciente observada en los máximos de duración de periodos secos en verano es coherente con la positiva que muestra el número total de días de lluvia en la misma estación.



- En un número significativo de observatorios, la precipitación acumulada estacional muestra tendencias decrecientes en las estaciones de primavera e invierno en la Península Ibérica.
- La precipitación acumulada ligera está experimentando un aumento en otoño en el sur de la península y en verano en toda la geografía peninsular.
- La precipitación acumulada moderada, intensa y muy intensa está disminuyendo en las estaciones de primavera e invierno.
- La proporción de lluvia ligera respecto de la total muestra un crecimiento a nivel peninsular en todas las estaciones del año. La proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total muestran tendencias decrecientes en primavera y verano y primavera e invierno, respectivamente. Esto indica que el aumento de la proporción de lluvia ligera se hace a costa de la disminución de la proporción de lluvia intensa y muy intensa. Este hecho también apunta a una asimetría cada vez más pronunciada en la función de distribución real de la precipitación diaria peninsular, que ya señalábamos en el capítulo anterior y es coherente con la existencia de cada vez mayor número de eventos de precipitación ligera.
- El valor medio por evento de lluvia total está disminuyendo en todas las estaciones del año. Esta disminución es coherente con el aumento de la proporción de lluvia ligera respecto de la total que mencionábamos. El valor medio por evento de lluvia ligera muestra tendencias decrecientes en las estaciones primavera, otoño e invierno. Otro tanto le sucede al valor medio por evento de lluvia intensa en primavera e invierno. Todos están contribuyendo a la disminución del valor medio por suceso lluvioso, que sugiere la existencia de sucesos lluviosos cada vez menos intensos.
- La disminución del valor medio por evento de lluvia ligera es coherente con un aumento en la precipitación acumulada ligera siempre que tam-

bién se produzca un crecimiento del número de casos de precipitación ligera. Este crecimiento lo señalábamos en el capítulo anterior.

- En la mayoría de los observatorios de la península los valores más altos de los máximos de precipitación se registran en otoño.
- Se ha efectuado un modelado de las series de máximos de precipitación mediante la distribución generalizada de valores extremos (GEV) y a través de sus parámetros de localización, escala y forma.
- En la mayoría de los casos en los que el parámetro de forma ( $\xi$ ) es significativamente distinto de cero, presenta un valor positivo (distribución tipo Fréchet). El mayor número de  $\xi$  positivos lo encontramos en verano, posiblemente asociado al carácter tormentoso de la precipitación diaria peninsular en el periodo estival. Los observatorios que muestran valores de  $\xi$  positivo en otoño e invierno tienden a concentrarse en las cercanías del Mediterráneo, asociado al carácter torrencial de la precipitación en esta región.
- La distribución espacial en la geografía peninsular de los máximos de precipitación, el parámetro de localización y el de escala son similares a las obtenidas para las categorías de lluvia intensa y muy intensa en los distintos índices de precipitación.
- Podemos hablar de un cierto comportamiento global decreciente de los máximos de precipitación en primavera que es congruente con las tendencias negativas encontradas para el periodo común de las series de precipitación acumulada intensa y muy intensa, proporción de lluvia intensa y muy intensa respecto de la total y valor medio por evento lluvioso intenso en dicha estación.
- En invierno, en la mitad sur peninsular se ha encontrado una tendencia decreciente en el parámetro de localización. En primavera, este comportamiento decreciente se muestra a nivel peninsular. Estas tendencias son congruentes con las con las decrecientes que muestran las categorías de lluvia intensa y muy intensa en primavera e invierno para las

series de índices de intensidad de precipitación (acumulada, proporción y media por evento lluvioso).

- Se ha puesto de manifiesto un incremento de la variabilidad en las precipitaciones máximas en primavera e invierno a través de la tendencia positiva que presenta el parámetro de escala de la distribución GEV en dichas estaciones.
- Se ha llevado a cabo un análisis mediante mapas de composición y análisis de correlación entre cada una de las series de índices de precipitación y los campos de SLP y SST. Los resultados para ambos métodos son congruentes y muestran en el Atlántico Norte zonas de asociación negativa significativa para las SLP; para las SST aparecen una zona de asociación negativa a latitudes peninsulares y otra de asociación positiva a latitudes más bajas, ambas significativas. Los observatorios que presentan una mayor relación significativa con los campos de SLP y SST son los situados en la zona oeste, suroeste e interior de la península para los índices de precipitación referidos al número de días de lluvia total e intensa invernal y precipitación acumulada total e intensa invernal. La duración de periodos secos también muestra asociaciones similares a las citadas pero de signo contrario.
- Se ha realizado un estudio de la relación entre el índice NAO y las series de índices de precipitación. Los resultados confirman el hecho de que un índice NAOi negativo está bien correlacionado con abundantes lluvias (bien en frecuencia o en intensidad) sobre la península. La duración de periodos secos está bien correlacionada con un NAOi positivo.
- La asociación con la NAOi de los índices de precipitación total invernal, tanto en número de eventos como en valores acumulados, viene dada sobre todo a través de la influencia que ejerce la NAOi sobre la lluvia intensa (y no tanto por la ligera).
- La evaluación del estadístico  $r_k$  de Kendall para cada una de las relaciones índice de precipitación–índice NAOi y su distribución espacial

muestran el sur-oeste de España junto con la zona interior como la región mejor correlacionada con el índice NAOi y la costa Mediterránea como la zona peor correlacionada.

- El análisis de la relación entre el índice NAOi y los máximos de precipitación a través el test de Kendall y mediante un modelo GEV no estacionario muestran resultados equivalentes: una asociación negativa significativa principalmente para el oeste y suroeste peninsular.
- Se han construido series de datos de precipitación simuladas mediante el Método de los Análogos en el periodo 1958-1997 a partir de campos de anomalías de SLP procedentes, en un caso, de los Reanálisis de NCEP/NCAR (como primer ensayo del método con un campo cuasi-observacional) y, en el otro, del modelo acoplado ECHAM4/OPYC3 (como ensayo de un caso de downscaling real con un campo modelado por un AOGCM).
- Se han validado las series de análogos construidas comparando con los datos reales. En valores medios estacionales, los modelos funcionan bastante bien en ambos ensayos, reproduciendo con suficiente fiabilidad los datos reales. Las varianzas presentan más disparidad, por lo que podemos pensar que los modelos no son capaces de reproducir la variabilidad natural de las series de precipitación diaria.
- Se ha encontrado que la comparación entre los datos reales y simulados basada en los valores medios y las varianzas de los índices de precipitación no es tan buena, posiblemente porque el método no es capaz de reproducir la estructura de la precipitación. Se observa en general una subestimación de variabilidad en los valores de los índices de precipitación que se refleja principalmente en las varianzas. Esta subestimación que parece inducir el método se ve amplificada cuando el campo de anomalías utilizado es el simulado por el ECHAM4/OPYC3.
- Se han efectuado comparaciones entre la series de índices reales y simuladas mediante una regresión lineal entre ambas para cada uno de

los casos y en ambos ensayos. En un estudio espacial de los coeficientes de correlación de Pearson para el experimento con SLP de Reanálisis, se ha encontrado una coincidencia algo mayor (valores del coeficiente mayores de 0.8 significativos al 1 %) para la estación de invierno de las series de número total de días de lluvia y número de días de lluvia intensa y muy intensa en casi toda la geografía peninsular, exceptuando el sureste español y la zona norte portuguesa. En otoño se encuentran relaciones similares pero en una región un poco más restringida que comprende las costas cantábrica y atlántica y parte del interior de la península. En términos de intensidades, los casos que mayores valores de correlación presentan son los de acumulada estacional, acumulada estacional intensa y muy intensa para las estaciones de invierno y otoño. Se registran valores de Pearson mayores que 0.8 significativos al 1 % en la mitad oeste para el invierno y en el noroeste en otoño. Para el experimento con SLP de ECHAM4/OPYC3 no se observan regiones en las que las series de índices de precipitación simuladas muestren una alta correlación con las reales.

## 8.2. Líneas futuras

En el presente estudio hemos intentado entender algo más la estructura de la precipitación diaria peninsular a través de los índices de frecuencia e intensidad con los que hemos trabajado. Un paso más allá, será ahondar en los mecanismos que generan estas estructuras de precipitación. Es una línea en la que ya se está investigando en el marco del proyecto VALIMOD financiado por el MCYT (REN2002-04558-C04-03).

El uso del Método de los Análogos nos ha permitido regionalizar los datos globales a nuestra geografía peninsular, intentando maximizar la resolución para obtener un tamaño de cuadrícula más apropiado para nuestra reducida dimensión. Según se ha puesto de manifiesto, el método subestima los valores de los índices de precipitación. Por ello, creemos que sería interesan-

te poder validar datos de modelos climáticos a través de otros métodos de downscaling, por ejemplo el downscaling dinámico, que tiene más en cuenta la dinámica de la circulación atmosférica utilizando los campos a gran escala simulados por los AOGCM como condiciones de contorno.

# Bibliografía

- Akinremi, O. O., S. M. McGinn and H. W. Cutforth. 1999. "Precipitation trends on the Canadian Prairies." *Journal of Climate* 12:2996–3003. [9](#), [24](#), [58](#)
- Alpert, P., T. Ben-Gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides and A. Manes. 2002. "The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values." *Geophysical Research Letters* 29(10):1536, doi:10.1029/2001GL013554. [10](#), [58](#)
- Armengot, R. 2002. *Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana*. Instituto Nacional de Meteorología (España). [12](#)
- Barnett, T. P. 1984. "Statistical prediction of seasonal air temperature over Eurasia." *Tellus* 36A:132–146. [205](#)
- Brázdil, H. R., R. Forland, H. Tuomenvirta, H. Alexandersson, M. Beniston, C. Pfister, M. Rebetez, G. Rosenhagen, S. Rösner and J. Wibig. 1999. "Progress in the study of climate extremes in northern and central Europe." *Climatic Change* 42:151–181. [10](#), [24](#)
- Bretherton, C. S., C. Smith and J. M. Wallace. 1992. "An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data." *Journal of Climate* 5:541–560. [206](#), [211](#)
- Brunetti, M., M. Colacino, M. Maugeri and T. Nanni. 2001. "Trends in the

- daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996.” *International Journal of Climatology* 21:299 – 316. [10](#), [57](#)
- Brunetti, M., M. Maugeri and T. Nanni. 2001. “Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy.” *International Journal of Climatology* 21:861 – 871. [57](#)
- Brunetti, M., M. Maugeri, T. Nanni and A. Navarra. 2002. “Droughts and extreme events in regional daily italian precipitation series.” *International Journal of Climatology* 22:543 – 558. [24](#)
- Buishand, T.A. 1982. “Some methods for testing the homogeneity of rainfall records.” *Journal of Hidrology* 58:11–27. [34](#)
- Carlenton, A. M., D. A. Carpenter and P. Weser. 1990. “Mechanisms of interannual variability of the Southwest United States summer rainfall maximum.” *Journal of Climate* 3:999–1015. [209](#)
- Coles, S. 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Series in Statistics, 205 pp. [181](#)
- Conrad, V. and L.D. Pollak. 1962. *Methods in Climatology*. Harvard University Press, 459 pp. [33](#)
- Consorcio de Compensación de Seguros. 2002. *Estadística Riesgos Extraordinarios. Serie 1971-2001*. Ministerio de Economía, 146 pp. [5](#)
- Esteban-Parra, M. J., F. S. Rodrigo and Y. Castro-Diez. 1998. “Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992.” *International Journal of Climatology* 18:1557–1574. [12](#), [219](#)
- Estrabón. 1992. *Geografía*. Gredos. [3](#)
- Font, I. 1983a. *Atlas climático de España*. Instituto Nacional de Meteorología. [36](#), [39](#)
- Font, I. 1983b. *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología. [36](#), [87](#)



- Gallego, M. C. 2001. Precipitación diaria en la Península Ibérica: un análisis preliminar. Master's thesis. [v](#)
- García de Pedraza, L. and J. M. Giménez de la Cuadra. 1985. *Notas para una historia de la meteorología en España*. Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Transporte, Turismo y Comunicaciones. [17](#)
- García, J. A., A. Serrano and M. C. Gallego. 2002. "A spectral analysis of Iberian monthly rainfall." *Theoretical and Applied Climatology* 71:77–95. [5](#), [206](#)
- Garrido, J. and J.A. García. 1992. "Periodic signals in Spanish precipitation data." *Theor. Appl. Climatology* 45:97–106. [5](#)
- Garrido, J. and J.A. García. 1993. "Aplicación de los procesos autorregresivos-media móvil para modelizar series temporales de precipitación mensual en la España peninsular." *Anales de Física* 89:50–56. [5](#)
- González-Rouco, J.F., H. Heyen, E. Zorita and F. Valero. 2000. "Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe." *Journal of Climate* 13:3057–3065. [13](#)
- Goodess, C. M. 2000. The construction of daily rainfall scenarios for Mediterranean sites using a circulation-type approach to downscaling Ph.d.thesis University of East Anglia (UK). [13](#)
- Goodess, C.M. and J.P. Palutikof. 1998. "Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling." *International Journal of Climatology* 18:1051–1083. [13](#)
- Goodess, C.M. and P.D. Jones. 2002. "Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall." *International Journal of Climatology* 22:1593–1615. [13](#), [221](#)
- Groisman, P. Y., T. R. Karl, D. R. Easterling, R. W. Knight, P. F. Jamason, K. J. Hennessey, R. Suppiah, C. M. Page, J. Wibig, K. Fortuniak, V.Ñ.

- Razuvaev, A. Douglas, E. Forland and P. Zhai. 1999. "Changes in the Probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change." *Climatic Change* 42:243–283. [24](#)
- Gruza, G., E. Rankova, V. Razuvaev and Bulygina O. 1999. "Indicators of climate change for the Russian Federation." *Climatic Change* 42:219–242. [10](#)
- Haylock, M. and N. Nicholls. 2000. "Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998." *International Journal of Climatology* 20:1533–1541. [11](#), [25](#), [57](#)
- Hirsch, R. M. and R. A. Smith. 1982. "Techniques of ten analysis for monthly water quality data." *Water Resource Research* 18:107–121. [40](#)
- Houghton, J.T., L.G.M. Filho, B.A. Callander, N. Harris and A. Kattenberg and K. Maskell, eds. 1996. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press. [323](#), [324](#)
- Hurrell, J.W. 1995. "Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation." *Science* 269:676–679. [213](#), [216](#), [219](#)
- IPCC–Grupo de Trabajo II. 1992. *Cambio Climático. Evaluación de los impactos de IPCC*. Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente. [2](#)
- Jones, P. D., T. Jonsson and D. Wheeler. 1997. "Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland." *International Journal of Climatology* 17:1433–1450. [214](#)
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne and D. Joseph. 1996. "The NCEP/NCAR

- 40-Year Reanalysis Project.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3):437–472. [249](#)
- Karl, T. R. and R. W. Knight. 1998. “Secular trends of precipitation, frequency and intensity in the United States.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 79:231–241. [9](#), [23](#), [24](#), [120](#)
- Karl, T.R., R.W. Knight and N. Plummer. 1995. “Trends in high frequency climate variability in the twentieth century.” *Nature* 377:217–220. [2](#), [24](#)
- Kattenberg, A., F. Giorgi, H. Grassl, and J.F.B. Mitchell G.A. Meehl, R.J. Stouffer, T. Tokioka, A.J. Weaver and T.M.L. Wigley. 1996. *Climate Models: Projection of future climate*. in [Houghton et al. \(1996\)](#) pp. 285–357. [2](#)
- Kendall, Sir Maurice. 1976. *Time Series*. Charles Griffin and Co. Ltd., 2nd edition, 198 pp. [39](#)
- Klein Tank, A. M. G., J. B. Wijngaard, G. P. Können, R. Böhm and *et al.* 2002. “Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment.” *International Journal of Climatology* 22:1441–1453. [45](#), [51](#), [112](#), [118](#)
- Kunkel, K. E., K. Andsager and D. R. Easterling. 1999. “Long-term trends in extreme precipitation events over conterminous United States and Canada.” *Journal of Climate* 12:2515 – 2527. [9](#), [24](#)
- Lana, X. and A. Burgueño. 2000. “Some statistical characteristics of monthly and annual pluviometric irregularity for the spanish Mediterranean coast.” *Theoretical and Applied Climatology* 65:79–97. [43](#)
- Lana, X., C. Serra and A. Burgueño. 2003. “Trends affecting pluviometric indices at the Fabra observatory (Barcelona, NE Spain) from 1917 to 1999.” *International Journal of Climatology* 23:315–332. [10](#), [12](#), [43](#), [110](#)
- Lana, X., G. Fernandez Mills and A. Burgueño. 1995. “Daily precipitation maxima in Catalonia (north-east Spain): Expected values and their spatial distribution.” *International Journal of Climatology* 15:341–354. [12](#)

- Lettenmaier, D. P., E. F. Wood and J. R. Wallis. 1994. "Hydro-climatological trend in the continental United States, 1948-88." *J. Climate* 7:586-607. [40](#)
- Linés, A. 1981. *Perturbaciones típicas que afectan a la Península Ibérica y precipitaciones asociadas*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid. [87](#), [176](#), [205](#)
- Lorenz, E.N. 1969. "Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogs." *J. Atmos. Sci.* 26:639-646. [245](#)
- Manton, M. J, P. M. Della-Marta, M. R. Haylock, K. J. Hennessy, N. Nicholls, L. E. Chambers, D. A. Collins, G. Daw, A. Finet, D. Gunawan, K Inape, H. Isobe, T. S. Kestin, P. Lefale, C. H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C. M. Page, J. Pahalad, N. Plummer, M. J. Salinger, R. Suppiah, V. L. Tran, B. Trewin, I. Tibig and D. Yee. 2001. "Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998." *International Journal of Climatology* 21:269 - 284. [11](#), [24](#), [57](#)
- Martín-Vide, J. and L. Gómez. 1999. "Regionalization of Peninsular Spain based on the length of dry spells." *International Journal of Climatology* 19:537-555. [13](#), [53](#)
- Mateos, V. L., J. A. García, A. Serrano and M. C. Gallego. 2002. "Transfer function modeling of the monthly accumulated rainfall series over the Iberian Peninsula." *Atmosfera* 15:237-256. [205](#), [206](#), [210](#)
- Mateos, V.L., J.A. García and A. Serrano. 1998. "Modelos de función de transferencia con más de una variable para diagnosticar la precipitación mensual en la Península Ibérica." *Información Tecnológica* 9:381-388. [5](#)
- Meehl, G. A. and H. van Loon. 1979. "The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part III: Teleconnections with lower latitudes." *Monthly Weather Review* 107:1095-1106. [205](#)

- Ministerio de Medio Ambiente. 2000. *Libro blanco del agua en España*. Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica Ministerio de Medio Ambiente. 2
- Mitchel, J.M.Jr. 1953. "On the causes of instrumentally observed secular temperature trends." *Journal of Meteorology* 10:244–261. 33
- Nicholls, N., G.V. Gruza, J. Jouzel, T.R. Karl, L.A. Ogallo and D.E. Parker. 1996. *Observed climate variability and change*. in Houghton et al. (1996) pp. 133–192. 2
- Nicholls, N. and W. Murray. 1999. "Workshop on indices and indicators for climate extremes: Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997. Breakout Group B: Precipitation." *Climatic Change* 42:23–29. 24
- Oberhuber, J. M. 1993. The OPYC Ocean General Circulation Model. Technical Report 7 DKRZ. 130 pp. 262
- Osborn, T. J., M. Hulme, P. D. Jones and T. A. Basnett. 2000. "Observed trend in the daily intensity of United Kingdom precipitation." *International Journal of Climatology* 20:347 – 364. 10, 58
- Plummer, N., M. J. Salinger, N. Nicholls, R. Suppiah, Hennessey K. J., R. M. Leighton, B. Trewin, C. M. Page and J. M. Lough. 1999. "Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century." *Climatic Change* 42:183–202. 11, 24
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky and W. T. Vetterling. 1990. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press, 963 pp. 40
- Ratcliffe, R. A. S. and R. Murray. 1970. "New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting." *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96:226–246. 205
- Risbey, J. and P. Stone. 1996. "A case study of the adequacy of GCM simulations for input to regional climate change." *J. Climate* 9:1441–1467. 244

- Rodó, X., E. Baert and F.A. Comin. 1997. "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. [219](#)
- Rodrigo, F. S. 2002. "Changes in climate variability and seasonal rainfall extremes: a case study from San Fernando (Spain), 1821-2000." *Theoretical and Applied Climatology* 72:193–207. [12](#)
- Rodríguez-Puebla, C., A. H. Encinas, S. Nieto and J. Garmendia. 1998. "Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian peninsula." *Int. J. Climatol.* 18:299–316. [12](#), [206](#)
- Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis and S. Alonso. 1998. "A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study." *International Journal of Climatology* 18:541–560. [12](#)
- Sen, P. K. 1968. "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau." *J. Am. Statist. Assoc.* 63(1-2):1379–1389. [40](#)
- Serrano, A., J. A. García, V. L. Mateos, M. L. Cancillo and J. Garrido. 1999. "Monthly Modes of Variation of Precipitation over the Iberian Peninsula." *J. Climate* 12(9):2894–2919. [12](#), [209](#)
- Serrano, A., V. L. Mateos and J.A. García. 1999. "Trend Analysis of Monthly Precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995." *Phys. Chem. Earth (B)* 24(1-2):85–90. [6](#), [117](#)
- Sevruk, B. 1989. *Inhomogeneities in precipitation time series*. Proceedings Fourth International Meeting on Statistical Climatology. [34](#)
- Suppiah, R. and K. J. Hennessy. 1998. "Trends in total rainfall, heavy rain events and the number of dry days in Australia, 1910-1990." *International Journal of Climatology* 18:1141–1164. [11](#), [24](#)
- Tarhule, A. and M. Woo. 1998. "Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria." *International Journal of Climatology* 18:1261–1271. [12](#)

- The ECHAM3 Atmospheric General Circulation Model*. 1993. Technical Report 6 DKRZ. 184 pp. [262](#)
- Theil, H. 1950a. “A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. 1.” *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch* 53:386–392. [40](#)
- Theil, H. 1950b. “A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. 2.” *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch* 53:521–525. [40](#)
- Theil, H. 1950c. “A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. 3.” *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch* 53:1397–1412. [40](#)
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen and D. B. Parsons. 2003. “The changing character of precipitation.” *BAMS* 84(9):1205–1217. [7](#)
- Van den Dool, H.M. 1989. “A new look at weather forecasting through analogues.” *Mon. Wea. Rev.* 117:2230–2247. [245](#)
- Van den Dool, H.M. 1994. “Searching for analogues, how long must we wait?” *Tellus* 46A:314–324. [245](#), [246](#)
- Vaquero, J. M. and M. C. Gallego. 1998. “Noticia documental sobre Rafael Gallardo Cortés, encargado de la estación meteorológica de Peraleda del Zaucejo (Badajoz).” *Llull* 21:831–833. [18](#)
- Vaquero, J. M. and M. C. Gallego. 2000. “Una red meteorológica privada en el Badajoz decimonónico.” *Revista Española de Física* 14:58–60. [17](#)
- von Storch, H. 1995. “Inconsistencies at the interface between climate research and climate impacts studies.” *Meteor. Z.* 4:72–80. [244](#)
- Waymire, E. and V. K. Gupta. 1981. “The mathematical structure of rainfall representations. I. A review of the stochastic rainfall models.” *Water Resources Research* 17(5):1261–1272. [21](#)
- Wilks, D. S. 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press. [183](#)

- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne and P. M. Steurer. 1987. "A comprehensive ocean-atmosphere data set." *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 68:1239–1250. [207](#)
- Zhai, P., A. Sun, F. Ren, X. Liu, B. Gao and Q. Zhang. 1999. "Changes of climate extremes in China." *Climatic Change* 42:203–218. [11](#), [24](#)
- Zorita, E. and H. von Storch. 1999. "The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods." *J. Climate* 12:2474–2489. [13](#), [243](#), [244](#), [245](#)
- Zorita, E., J. Hughes, D. Lettenmaier and H. von Storch. 1995. "Stochastic downscaling of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation." *J. Climate* 8:1023–1042. [245](#)