



Grupo de Análisis de situaciones  
Meteorológicas Adversas (GAMA)



Universidad de Barcelona  
Departamento de Astronomía y Meteorología

Trabajo para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Programa de doctorado de Astronomía y Meteorología (Bienio 2002-2004).

# **Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España.**

Antonio Barrera Escoda

Barcelona, Junio de 2004

DAM/250999-15/0406



## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado y presentado para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA) del programa de doctorado de Astronomía y Meteorología de la Universidad de Barcelona (Bienio 2002-2004) bajo la supervisión y dirección de la Dra. María del Carmen Llasat Botija.

La realización del presente trabajo ha sido posible gracias al convenio de colaboración entre el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH) del CEDEX (Ministerio de Infraestructuras) y la *Fundació Bosch i Gimpera* (Universidad de Barcelona) (Proyecto nº 3930) y al proyecto CICYT RAMSHES (REN2002-04584-C04). Los datos de series meteorológicas utilizados en el presente trabajo, así como los programas para calcular la precipitación areal han sido facilitados por el CEDEX dentro del convenio de colaboración con la *Fundació Bosch i Gimpera*.

Mi agradecimiento a los Sres. Javier Álvarez Rodríguez, Manuel Menéndez Prieto y Luis Quintas Ripoll del CEH del CEDEX por su ayuda y colaboración en los capítulos 1 y 2 y a la Sra. Esther Capó Truyols por su colaboración en el estudio sobre la NAO.

También me gustaría agradecer a mis compañeros del Departamento de Astronomía y Meteorología Sres. Tomeu Rigo Ribas y Salvador José Ribas Rubio, por la ayuda prestada en temas de programación. Agradecer también, a los miembros del grupo GAMA: Sres. Manel Ceperuelo Mallafré, Miquel Àngel Prat Martínez, Dr. José Gibergans Báuena y a las Sras. Montserrat Llasat Botija y Mercè Barnolas Viladés, por su ayuda moral y por tenerme que aguantar cada día.

Un especial agradecimiento a mi directora de tesis, la Dra. María del Carmen Llasat Botija, por su labor de dirección y dedicación personal en transmitir sus conocimientos en la realización del presente trabajo y al Dr. Mariano Barriendos Vallvé también por su apoyo, paciencia y dedicación en enseñar climatología histórica y geografía a una persona de ciencias.

Finalmente me gustaría dedicar este trabajo a mi madre, a mi abuela Adoración, a Roberto, a mi hermana, a mis tíos Rafel y Dorita y a mi prima Loida, sin quienes hoy no sería la persona que soy.

Antonio Barrera Escoda

Barcelona, 9 de junio de 2004.



# ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>4</b>
<b>1. COMPLETADO DE DATOS</b>	<b>6</b>
1.1 Datos utilizados	6
1.1.1 La estación agrometeorológica de Raïmat	6
1.1.2 Series del INM	8
1.2 Correlación entre datos	12
1.3 Métodos univariados	15
1.3.1 Autocorrelación	16
• Criterio del dato anterior o posterior	16
• Criterio del valor medio	17
• Criterio de las diferencias	19
1.3.2 Modelización senoidal	20
1.4 Métodos multivariantes aplicados a una única variable meteorológica	26
1.4.1 Criterio de Karl (Karl y Williams, 1987)	27
1.4.2 Razón normal (Paulus y Kohler, 1952)	28
1.4.3 Combinación lineal ponderada (CLP)	29
1.4.4 Criterio de la correlación lineal	30
1.4.6 Correlación múltiple (CORMUL)	31
• Regresión bivariada	31
1.5 Métodos multivariantes aplicados a varias variables meteorológicas	35
1.5.1 Análisis de regresión lineal múltiple	36
1.5.2 Análisis en componentes principales (ACP)	39
1.5.3 Modelización física	41
1.6 Protocolo a seguir para el completado de series mensuales	43
1.6.1 Temperatura	45
1.6.2 Precipitación	45
1.6.3 Humedad relativa	46
1.6.4 Presión atmosférica	47
1.6.5 Insolación	48
1.6.6 Velocidad del viento	48
<b>2. ANÁLISIS CLIMÁTICO DE SERIES</b>	<b>49</b>
2.1 Evolución temporal	49
2.1.1 Gráficas de evolución	49
• Media móvil	49
• Filtro gaussiano	50
2.1.2 Estadísticos básicos	50
• Media aritmética	50
• Desviación estándar	51
• Coeficiente de variación	51
• Coeficiente de asimetría o sesgo	51
• Curtosis	51
2.2 Análisis de tendencias	51
2.3 Análisis de periodicidades	52



2.4	Análisis de anomalías y desplazamientos estacionales	52
2.5	Análisis climático de la precipitación	53
2.5.1	Regionalización	53
2.5.2	Series areales	54
2.5.3	Análisis temporal	55
<b>3.</b>	<b>OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE (NAO)</b>	<b>67</b>
3.1	Definición	67
3.2	Variaciones interanuales del NAOI	69
3.3	Relación entre la NAO y la precipitación	70
3.4	NAO y precipitación en España	71
3.4.1	La pluviometría	71
	• Caracterización espacial	71
	• Caracterización temporal	73
3.4.2	Relación NAO y precipitación	75
3.5	La NAO y la interacción océano-atmósfera	76
3.5.1	El Océano Atlántico	76
3.5.2	El acoplamiento océano-atmósfera	76
	• Evidencia observada del acoplamiento	77
	• Relación NAO-SST	77
	• Relación NAO-Temperaturas	77
3.5.3	Sistemas desacoplados vs. sistema acoplado	78
	• Estudio de los sistemas desacoplados	78
	• Estudio del sistema acoplado	78
	• Modelización basada en el sistema acoplado	79
	• Modelización basada en los sistemas desacoplados	80
<b>4.</b>	<b>RELACIÓN NAO Y PRECIPITACIÓN: RESULTADOS</b>	<b>81</b>
4.1	Correlación mensual	82
4.2	Correlación estacional	85
4.3	Correlación invernal	87
	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>90</b>
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>92</b>

## INTRODUCCIÓN

El análisis climático necesita de la existencia de series temporales de datos meteorológicos continuos, homogéneos y que abarquen el máximo intervalo temporal posible. Una gran mayoría de esas series presentan lagunas de información debidos a diferentes causas: la interrupción de las lecturas, los fallos en los instrumentos de medida, errores asociados a cambios en las condiciones de medición, errores de transcripción, etc. Por lo tanto, tal análisis presenta el inconveniente inicial de plantearse el relleno de esos huecos y he aquí el gran problema: ¿cómo se ha de realizar ese completado? Es importante hacerse esta pregunta, porque con el completado se van a generar nuevos valores para las series que no han sido medidos por ningún instrumento y si esos valores calculados no son realistas ocurrirá que las conclusiones de cualquier análisis que se realice sobre esos datos serán erróneas.

Existen diferentes métodos o técnicas para el completado de huecos, pero desgraciadamente existe poca bibliografía especializada en esta cuestión para el área de la Meteorología y la Climatología, con lo que uno de los motivos para la realización del presente estudio ha sido la recopilación de información en esta materia y la evaluación de los diferentes métodos a la hora de completar series meteorológicas. Con esta evaluación se ha pretendido obtener cuál o cuáles son los métodos de completado más idóneos para cada variable meteorológica, es decir, la definición de un protocolo de pasos a seguir para completar cada variable, para después aplicarlo a casos concretos, como el que se trata en el presente trabajo. El objetivo final es el estudio de la distribución y evolución de la precipitación en España y la posible influencia de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte) sobre ésta.

Es importante destacar que para realizar estudios de relaciones entre elementos climáticos es necesario tener en cuenta la dimensión espacial, lo que implica la regionalización de la variable que se va a estudiar. En concreto para atacar el objetivo final de este estudio, la posible influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España, hay que realizar los estudios en base a una buena regionalización de la precipitación en España. Además, también es necesario el uso de series representativas de cada una de las regiones, lo que se conoce en hidrología como series areales.

Teniendo en cuenta todas las consideraciones anteriores el trabajo desarrollado en el presente estudio se ha dividido en los siguientes capítulos:

**Capítulo 1: Completado de Datos.** Se describen y revisan los fundamentos de los principales métodos de completado utilizados en la actualidad. A continuación se aplica cada uno de los métodos a cada una de las principales variables meteorológicas seleccionando al final el método o métodos más óptimos para cada una de ellas. Éste o éstos son los que cumplen la condición de rellenar el máximo número posible de huecos con la mejor calidad de completado. Como conclusión final se define un protocolo con los pasos a seguir para completar series dependiendo del tipo de variable que se tenga.



Capítulo 2: **Análisis climático de series.** Se describen cuáles son los principales pasos a seguir a la hora de analizar series de datos meteorológicos desde un punto de vista climático poniendo énfasis para el caso de la precipitación. Se presentan los resultados de la aplicación de la metodología explicada para el estudio de la distribución de la precipitación en España durante periodo de octubre de 1897 a septiembre de 1998.

Capítulo 3: **Oscilación del Atlántico Norte (NAO).** Se describe de forma breve en qué consiste la NAO y se resumen los estudios sobre este tema que hacen referencia a la influencia de esta oscilación en el clima de Europa y en particular el de la Península Ibérica. Se centra, particularmente, en la influencia de la NAO sobre la distribución de la precipitación en España, uno de los objetivos principales del presente estudio y que servirá para poder comparar y discutir ampliamente los resultados expuestos en el capítulo 4.

Capítulo 4: **Relación NAO y precipitación: Resultados.** Se presentan los resultados del análisis de correlaciones entre el índice de la NAO (NAOI) y las series de precipitación areal para cada una de las regiones calculadas y discutidas en el capítulo 2. También se intenta encontrar explicaciones plausibles para los resultados encontrados enlazándolos con lo explicado en el capítulo 3.

Al finalizar los capítulos anteriores, habiendo explicado los conceptos teóricos, expuesto todos los métodos utilizados y resultados más importantes encontrados, se presentan las principales conclusiones a las que se han llegado en el presente trabajo, así como las cuestiones que no se han podido abordar o contestar, y que requieren de estudios más detallados o de un mayor tiempo de dedicación al disponible para la realización de un trabajo DEA.

## 1. COMPLETADO DE DATOS

Los huecos de datos en un registro meteorológico se pueden rellenar o completar mediante técnicas que combinen el conocimiento de la evolución de cada variable meteorológica, de sus relaciones con las registradas en el entorno y de su relación con otras variables registradas bajo las mismas condiciones. Para ello se puede hacer uso del conocimiento físico de la variable y de sus relaciones; y de técnicas de interpolación y estadísticas. La revisión y validación de estas técnicas es el objetivo de este capítulo. La revisión de los métodos para el completado de datos de una serie y una variable se ha ordenado de la siguiente manera:

1. aprovechando únicamente la información contenida en el resto de la propia serie temporal. **Métodos univariados.**
2. en función de series de la misma variable registradas en otros puntos bajo condiciones climáticas similares. **Métodos multivariantes aplicados a una única variable meteorológica.**
3. utilizando datos de otras variables meteorológicas, combinando variables y series registradas en el mismo u otros puntos bajo condiciones climáticas similares. **Métodos multivariantes aplicados a varias variables meteorológicas.**

### 1.1 Datos utilizados

Para poder evaluar la efectividad de cada uno de los métodos revisados se han utilizado dos fuentes de datos: la serie de todas las variables meteorológicas medidas en la estación agrometeorológica automática de Raïmat (Lleida) y series mensuales de variables meteorológicas de estaciones completas del INM. Se han escogido dos fuentes diferentes de datos, porque la primera (estación de Raïmat) ofrece una gran variedad de variables, muy interesante para evaluar relaciones estadísticas entre ellas, las cuales son medidas en diferentes intervalos de tiempo (minutales, horarias, diarias, mensuales) como se verá en la descripción que aparece en el apartado 1.1.1. La segunda (series del INM) se ha escogido porque, aunque contiene series con un menor número de variables medidas, la cobertura temporal y espacial de sus datos es superior a la ofrecida por la primera fuente de datos, como se verá en la descripción que se encuentra en el apartado 1.1.2.

#### 1.1.1 La estación agrometeorológica de Raïmat

Es una estación agrometeorológica automática que pertenece a la XAC (*Xarxa Agrometeorològica de Catalunya*, Red Agrometeorológica de Cataluña), cuya red actualmente depende del *Departament de Medi Ambient i Habitatge* (DMAH) de la *Generalitat de Catalunya*. Una estación agrometeorológica es aquella que además de medir las variables meteorológicas estándares (temperatura, humedad, presión, radiación solar, insolación, velocidad y dirección del viento) mide variables que son útiles para el control y desarrollo de los cultivos de una zona agrícola, estas variables son: temperatura del suelo, del subsuelo a diferentes profundidades, del aire a diferentes alturas, evapotranspiración, velocidad del viento y dirección a diferentes alturas. La

estación está situada en la provincia de Lleida, comarca de El Segrià y a unos 15 km de la capital (Figura 1), en una zona llana y dedicada básicamente al cultivo de la vid. Aunque esta estación sólo funciona desde hace unos catorce años (se puso en marcha en septiembre de 1988), es una estación que dispone de todos los instrumentos para medir todas las variables meteorológicas principales y de manera continua. Es una de las estaciones automáticas más viejas de España. La resolución de los datos es horaria. Así mismo se conservan los valores extremos y la hora en que se registran dentro de cada uno de los intervalos horarios. En el caso de la lluvia los datos se almacenan a intervalos 10-minutales, lo que la convierte en la serie más larga de valores 10-minutales de precipitación. Con estos valores se calculan los valores medios diarios y con éstos los valores medios mensuales. La estación también registra valores puntuales de algunas variables a determinadas horas.

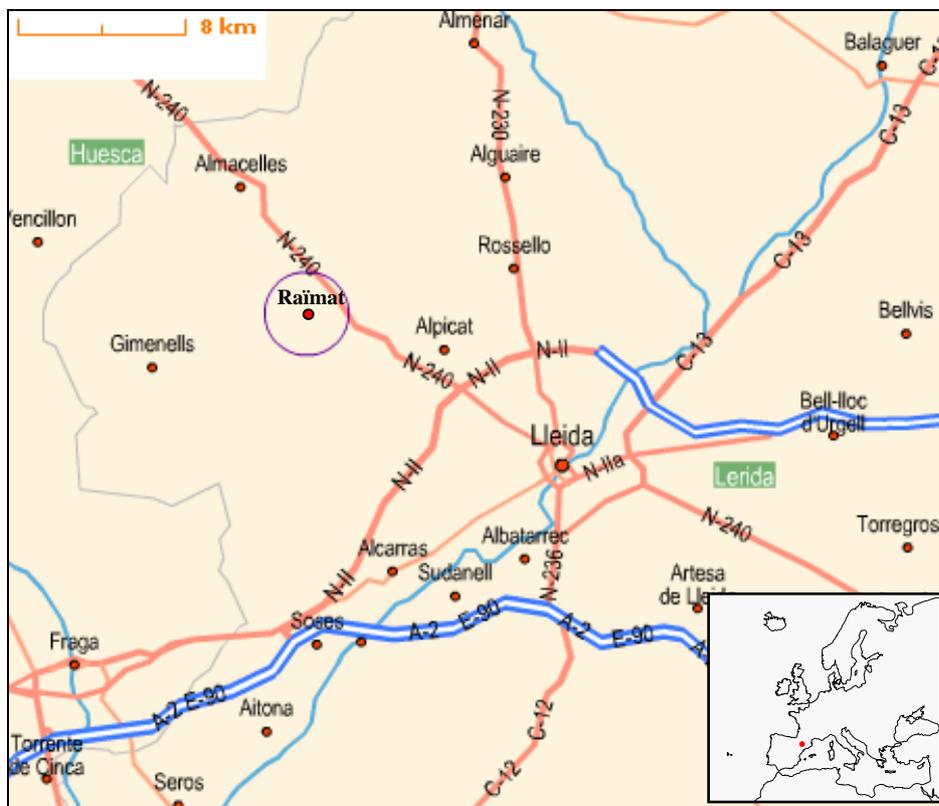


Figura 1. Localización de la estación de Raïmat (Lleida) (<http://www.mappy.com>, modificado).

En resumen, las variables meteorológicas que registra la estación de Raïmat a escala horaria son las siguientes:

- i) Temperatura del aire: media, máxima y mínima; temperatura del termómetro húmedo y temperatura del punto de rocío medias.
- ii) Humedad relativa del aire: media, máxima y mínima.
- iii) Viento: velocidad media, dirección media, racha máxima.
- iv) Radiación: solar global y neta totales.
- v) Precipitación acumulada.
- vi) Evapotranspiración total.

Los datos disponibles de la estación de Raïmat abarcan los siguientes periodos:

- Datos horarios: 31/8/1988 (20UTC) – 30/9/2001 (24 UTC)
- Datos diarios: 1/9/1988 – 30/9/2001
- Datos mensuales: septiembre 1988 – septiembre 2001

La base de datos horarios, que es la base madre a partir de la cual están construidas las bases de datos diarios y mensuales, presenta huecos. Muchos de ellos son puntuales; pero hay que destacar que el año hidrológico (de octubre a septiembre) 1989/90 presenta una gran cantidad de huecos, faltando casi 900 datos horarios, concentrados en los meses de febrero, mayo y junio. Debido a esto, no se pueden calcular los valores medios mensuales de esos meses. Por lo tanto, este año no se ha tenido en cuenta para el presente trabajo. El periodo final que se ha utilizado, teniendo en cuenta la disponibilidad de los diferentes datos y con el fin de tener un periodo común con el mínimo número posible de huecos para todas las variables, se ha restringido a once años hidrológicos (de octubre a septiembre): de 1990/91 a 2000/01.

### 1.1.2 Series del INM

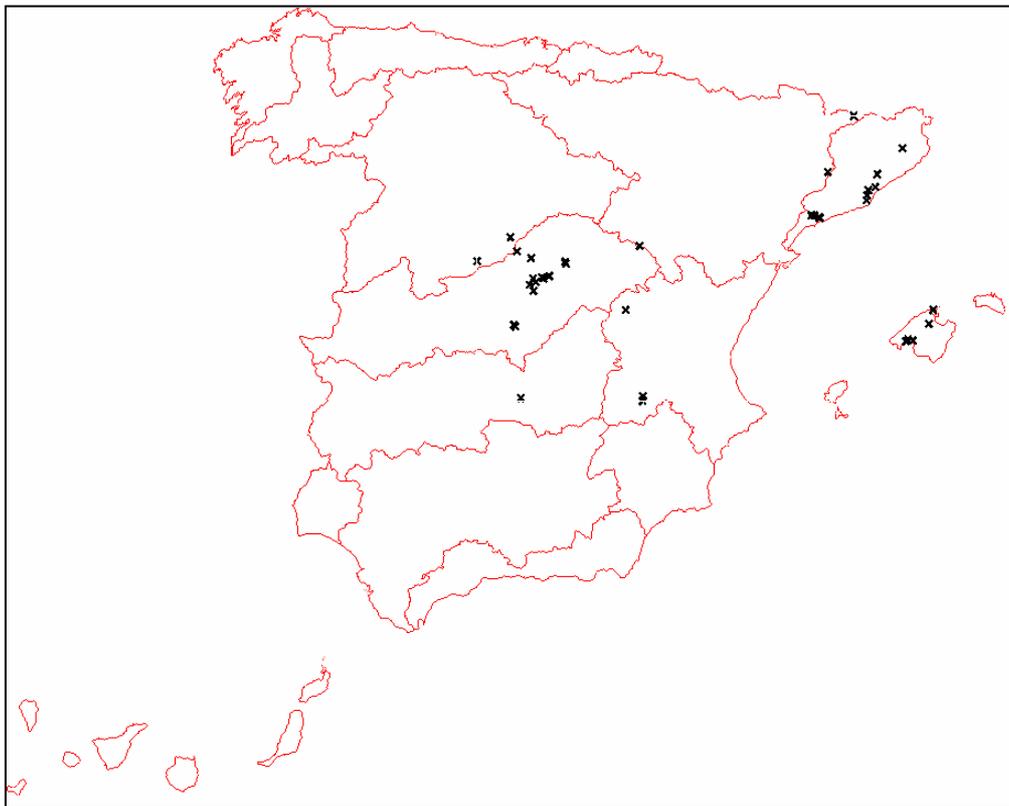
Para el estudio de la mejora de los métodos de completado de series mensuales se han utilizado series de datos de un máximo de 37 estaciones completas del INM. Como estación completa se entiende aquella estación que mide y registra el mayor número de variables meteorológicas posibles. Las estaciones disponibles se encuentran en las cuencas del Duero, Tajo, Cabecera del Guadiana, Ebro, Levante, CIC e Islas Baleares. Se han elegido las estaciones de estas cuencas porque pertenecen a dos de las tres regiones climáticas características o principales de la Península Ibérica: la Meseta y la Región Mediterránea. No todas las 37 estaciones utilizadas contienen información del mismo número de variables. Las variables disponibles son las siguientes, entre paréntesis el número de series totales:

- PMT: precipitación mensual total (37)
- TAX: temperatura máxima absoluta mensual (37)
- TAN: temperatura mínima absoluta mensual (37)
- TMX: temperatura media mensual de las máximas diarias (37)
- TMN: temperatura media mensual de las mínimas diarias (37)
- TMD: temperatura media del mes (37)
- HMX: humedad relativa media máxima (30)
- HMN: humedad relativa media mínima (30)
- HMM: humedad relativa media mensual (32)
- H00: humedad relativa media mensual a las 0UTC (28)
- H07: humedad relativa media mensual a las 7UTC (30)
- H13: humedad relativa media mensual a las 13UTC (30)
- H18: humedad relativa media mensual a las 18UTC (30)
- PRM: presión atmosférica media diaria mensual (30)
- VMD: velocidad del viento media diaria mensual (30)
- RSM: radiación solar media diaria mensual (5)
- HSM: horas de sol mensuales (34)

La calidad de los datos escogidos es muy diversa en función de la variable que se tenga:

- i) Temperaturas: series bastantes largas y con un porcentaje de datos elevado.
- ii) Humedades: series de características muy diversas; pueden ser largas con bastantes datos y cortas con bastantes huecos.
- iii) Precipitación: series largas y con un elevado porcentaje de datos.
- iv) Insolación: series largas y con un porcentaje de datos elevado y series cortas con un porcentaje de datos pequeño.
- v) Presión: series con un porcentaje de huecos elevado.
- vi) Viento: series, en general, cortas y con un porcentaje de datos elevado.
- vii) Radiación: series muy cortas y con algunos huecos.

En la Figura 2 se encuentra representada la localización de las 37 series completas del INM utilizadas en el presente estudio.



**Figura 2. Distribución geográfica de las 37 estaciones completas del INM utilizadas.**

Todas las series disponibles del INM se han sometido previamente a un sencillo control de la calidad de sus datos, con el objetivo de identificar valores incorrectos o dudosos, corregirlos si es posible, y si no eliminarlos antes de realizar los estudios posteriores. Se han encontrado errores debidos a dos tipos de problemas, uno es la existencia de errores debidos a errores de digitalización u otros. El segundo problema es el debido a la homogeneidad de los datos.

Los errores que se han encontrado en las series son los siguientes:

- La serie de HMM de Ciudad Real (código 4121) contiene datos erróneos. En vez de contener los datos de humedad relativa media mensual, contenía los datos de temperatura media mensual. Los datos erróneos se han sustituido por los valores resultantes de calcular la HMM como media aritmética de los valores de H07, H13 y H18, manera de calcularla en los observatorios del INM (Barrera y Llasat, 2002). Esos datos sí que son correctos a priori.
- La serie de HMM de Madrid (código 3195) sólo contiene 9 años con datos, mientras que las series de HMX, HMN, H00, H07, H13, H18 contienen 38 años con datos. Esta serie se ha alargado hacia atrás con los valores resultantes de calcular la HMM como media aritmética de los valores de H07, H13 y H18, manera de calcularla en los observatorios del INM (Barrera y Llasat, 2002).
- La serie de TMD de Ciudad Real (código 4121) se ha alargado en 8 años a partir de los valores resultantes de hacer la media aritmética de TMX y TMN, manera de calcular la media mensual en los observatorios del INM (Barrera y Llasat, 2002); ya que se disponen de datos de esas variables para el periodo 1960/61-1967/68. La serie de TMD empezaba en 1968/69.
- Problemas de digitalización en las series: Al representar gráficamente cada una de las series se han detectado valores mucho mayores o menores que la gran mayoría. Se ha podido comprobar que estos valores eran debidos a errores en la transcripción de su valor. Se han podido observar estos errores sobretodo en las series de presión. En un principio, comparando con el resto de valores de la serie, es fácil averiguar cuál es el número incorrectamente transcrito en la mayoría de casos. Los errores corregidos se muestran en la Tabla 1.
- El estudio de la homogeneidad de las series ha consistido, básicamente, en un estudio de la homogeneidad relativa a través del método de las *dobles acumulaciones* (CEDEX, 2003). Con este método se pueden identificar posibles errores en las series bajo la hipótesis de que se mantiene la proporcionalidad entre las medidas de dos estaciones distintas que guardan una elevada correlación. Esta correlación varía en función de la variable considerada y de la localización peculiar de cada estación. En tanto que radiación solar, humedad y temperatura suelen presentar valores similares en bastas extensiones, precipitación y viento presentan una mayor variación de un punto a otro. El estudio de la homogeneidad relativa a través de las *dobles acumulaciones*, consiste, básicamente, en lo siguiente:
  - i) Cálculo de una serie de referencia cuyos valores son la media aritmética de los valores del conjunto de series de las que se quiere comprobar su homogeneidad relativa.
  - ii) Representación de los valores de cada una de las series en función de los valores de la serie de referencia bajo la hipótesis de que en la serie media los errores se compensan (Ley de los grandes números). En todo caso se pueden obtener conclusiones comparando unas estaciones con otras.



- iii) Una serie es heterogénea si la gráfica anterior no sigue una tendencia lineal, es decir, o bien presenta un cambio de pendiente, o bien presenta saltos.

El método de las dobles acumulaciones se ha aplicado a todas las series del INM disponibles observándose lo siguiente:

- i) Las series de las variables TMD, PRM, HMM, HSM no presentan ningún problema de homogeneidad a priori.

- ii) Algunas series de las variables VMD y PMT sí que presentan problemas de homogeneidad. Las series problemáticas son las siguientes:

a. **VMD** (son leves y poco marcadas).

- 1) 03168-A Guadalajara-INM
- 2) 8096 Cuenca
- 3) 10076 El Prat de Llobregat

b. **PMT**

- 1) 2444 Ávila
- 2) 03168-A Guadalajara-INM
- 3) 10016-A Reus-Aeropuerto
- 4) 10076 El Prat de Llobregat
- 5) 10200-E Barcelona-O. Fabra
- 6) 10237 Badalona
- 7) 11691 Sa Canova

Estación	Código	Tipo de dato y unidad	Fecha dato incorrecto	Valor incorrecto	Valor supuesto	Comprobación y comentarios
Palma de Mallorca-Jefatura	11228-J	PRM <i>mmHg</i>	09-1965	720,1	760,1	Por comparación con los otros datos de la serie Valor anual 1964/65: de 756,8 a 760,1
Palma de Mallorca-Jefatura	11228-J	PRM <i>mmHg</i>	03-1970	259,3	759,3	Por comparación con los otros datos de la serie y ser un valor físicamente imposible
Guadalajara-INM	03168-A	PRM <i>mmHg</i>	07-1977	598,2	698,2	Por comparación con los otros datos de la serie Valor anual 1976/77: 698,9
Segovia	02465	PRM <i>mmHg</i>	07-1962	636,0	676,0	Por comparación con los otros datos de la serie Valor anual 1961/62: de 673,3 a 676,6
Segovia	02465	PRM <i>mmHg</i>	01-1965	631,6	671,6	Por comparación con los otros datos de la serie Valor anual 1964/65: de 672,6 a 675,9
Ciudad Real	04121	PRM <i>mmHg</i>	04-1962	757,4	707,4	Por comparación con los otros datos de la serie Valor anual 1961/62: de 712,3 a 708,1
Ciudad Real	04121	PRM <i>mmHg</i>	04-1964	738,2	708,2	Por comparación con los otros datos de la serie
Tarragona	10042	TAN °C	06-1961	70,2	7,2	Valor imposible para la temperatura del aire

Tabla 1. Listado de datos corregidos en las series estudiadas del INM

## 1.2 Correlación entre datos

La correlación entre datos es una medida del grado de relación que guardan entre ellos y una buena herramienta estadística para comprobar si, a priori, un conjunto de datos mantienen algún tipo de dependencia. La manera más sencilla de estimar el grado de dependencia (correlación) entre datos es preguntarse si entre ellos existe la posibilidad que dependan linealmente unos de los otros. El coeficiente de correlación lineal de Pearson da tal estimación. Su expresión matemática es la siguiente:

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{N \left( \sum_{i=1}^N x_i \cdot y_i \right) - \left( \sum_{i=1}^N x_i \right) \left( \sum_{i=1}^N y_i \right)}{\sqrt{\left[ N \sum_{i=1}^N x_i^2 - \left( \sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \right] \left[ N \sum_{i=1}^N y_i^2 - \left( \sum_{i=1}^N y_i \right)^2 \right]}} \quad (1)$$

donde, las  $x_i$ 's y las  $y_i$ 's son los datos correspondientes, respectivamente, a cada una de las series de las que se quiere calcular su correlación;  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  son los valores medios de cada una de las series de las que se quiere calcular su correlación y  $N$ , el número total de datos.

El valor del coeficiente varía entre  $-1$  y  $1$ . El coeficiente  $r$  toma el valor de  $1$ , momento denominado de correlación completa positiva, cuando los puntos de datos describen una perfecta línea recta con pendiente positiva, con  $x$  e  $y$  aumentando conjuntamente. El valor  $1$  es independiente de la magnitud de la pendiente. En cambio si los puntos de datos describen una perfecta línea recta con pendiente negativa, con  $y$  decreciendo cuando  $x$  aumenta, el coeficiente  $r$  toma el valor de  $-1$ , momento denominado de correlación completa negativa. Un valor de  $r$  cercano a cero indica que las variables  $x$  e  $y$  no están correlacionadas linealmente.

El coeficiente de Pearson tiene el inconveniente que es un estadístico pobre para decidir si la correlación observada es estadísticamente significativa, y/o si una correlación observada es significativamente más fuerte que otra. El motivo es que en el cálculo del coeficiente se ignora la distribución individual de  $x$  e  $y$ , por lo tanto no hay una manera universal de evaluar sus distribuciones en el caso de que las dos variables no estén correlacionadas (la hipótesis nula). Entonces para poder evaluar esto hay que recurrir a lo que se conoce como el cálculo de la significancia estadística de la correlación (Press *et al.*, 1992).

Para poder evaluar la significancia estadística de una correlación hay que tener en cuenta lo siguiente: Si la hipótesis nula es que  $x$  e  $y$  no estén correlacionados, si cada una de sus distribuciones tienen los momentos suficientemente convergentes (los extremos de las distribuciones tienden a cero rápidamente) y si el número de datos de la muestra ( $N$ ) es elevado (típicamente mayor que 500), entonces  $r$  presenta una distribución aproximadamente normal o gaussiana, con:

$$\text{media} = 0 \text{ y desviación estandar} = \frac{1}{\sqrt{N}} \quad (2)$$

En este caso la significancia de la correlación, esto es, la probabilidad que  $|r|$  fuera más grande que su valor observado en la hipótesis nula, es:

$$p = \text{ferc} \left( \frac{|r|\sqrt{N}}{\sqrt{2}} \right) \quad (3)$$

donde,  $\text{ferc}(x)$  es la función error complementaria.

Un valor pequeño de la  $\text{ferc}(x)$  indica que las dos distribuciones están estadísticamente correlacionadas. Muchos libros de estadística intentan ir más allá de la ecuación nº 3, y muestran tests estadísticos que se pueden realizar usando el coeficiente  $r$ . En la gran mayoría de casos, no obstante, estos tests sólo son válidos bajo ciertos tipos de hipótesis muy especiales, particularmente para aquellas distribuciones de  $x$  e  $y$  que conjuntamente forman una distribución alrededor de sus valores medios del tipo *binomial* o *gaussiana bidimensional*, con una densidad de probabilidad tal como:

$$p(x, y) dx dy = \text{cte.} \exp(-0,5(a_{11}x^2 - 2a_{12}xy + a_{22}y^2)) dx dy \quad (4)$$

donde,  $a_{11}$ ,  $a_{12}$  y  $a_{22}$  son constantes arbitrarias.

Para este tipo de distribución el coeficiente  $r$  tiene como expresión la siguiente:

$$r = \frac{a_{12}}{\sqrt{a_{11}a_{22}}} \quad (5)$$

Dejando de lado las expresiones anteriores (ecuaciones nº 4 y 5), cuando las dos muestras contengan un número de datos no muy elevado, esto es  $N < 500$ , la función error complementaria ya no es una buena manera de calcular la significancia estadística de la correlación. Entonces se tiene que recurrir al siguiente estadístico:

$$t = r \sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}} \quad (6)$$

que está distribuido en la hipótesis nula (caso de no correlación) como la distribución  $t$  de Student con  $\nu = N - 2$  grados de libertad, cuyo nivel de significación bilateral viene dado por  $1 - A(t|\nu)$ , siendo esta última función, la función de probabilidad de la distribución  $t$  de Student:

$$A(t|\nu) = 1 - I_{\frac{\nu}{\nu+t^2}}\left(\frac{\nu}{2}, \frac{1}{2}\right) = \frac{1}{\nu^{1/2} B\left(\frac{1}{2}, \frac{\nu}{2}\right)} \int_{-t}^t dx \left(1 + \frac{x^2}{\nu}\right)^{-\frac{\nu+1}{2}} \quad (7)$$

donde,  $B(a,b)$  es la función beta:

$$B(a,b) = \int_0^1 dt t^{a-1} (1-t)^{b-1} \quad (8)$$

$I_x(a,b)$  es la función beta incompleta:

$$I_x(a,b) = \frac{1}{B(a,b)} \int_0^x dt t^{a-1} (1-t)^{b-1} \quad (9)$$

con  $(a,b > 0)$  y con los valores límite de  $I_0(a,b) = 0$  y  $I_1(a,b) = 1$  y que cumple la siguiente relación de simetría:

$$I_x(a,b) = 1 - I_{1-x}(b,a) \quad (10)$$

La función de probabilidad de la distribución  $t$  de Student tiene como valores límite:  $A(0|\nu) = 0$  y  $A(\infty|\nu) = 1$ . A medida que  $N$  crece, las funciones  $A(t|\nu)$  y  $\text{ferc}(x)$  tienden a parecerse asintóticamente, por lo tanto, no se comete un error muy grande si se calcula la significancia estadística a partir de la expresión nº 7, aún cuando la suposición de binormalidad no esté bien consolidada.

Una vez calculada la significancia estadística se tiene que la correlación encontrada será estadísticamente significativa si se cumple que la significancia estadística sea inferior a un valor umbral dado, que está relacionado con el nivel de confianza que se quiera exigir. La condición es:

$$SE < 1 - \frac{NC}{100} \quad (11)$$

donde  $SE$  es la significancia estadística y  $NC$ , el nivel de confianza en tanto por ciento. Los valores umbrales habituales que se suelen utilizar para la significancia estadística son 0,1 y 0,05, correspondientes a niveles de confianza del 90 y 95 % respectivamente.

Resumiendo, para evaluar las correlaciones entre dos series de datos se han de seguir los siguientes pasos:

- i) Normalización de los datos mensuales, considerando medias y desviaciones típicas mensuales, a través de la siguiente expresión:

$$z_i = \frac{x_i - \overline{x_j}}{\sigma_j} \quad (12)$$

donde,  $x_i$ , es el valor  $i$ -ésimo correspondiente al mes  $j$ -ésimo;  $\overline{x_j}$ , es el valor medio del mes  $j$ -ésimo y  $\sigma_j$ , es la desviación estándar del mes  $j$ -ésimo.

Se normalizan los valores para así poder ser comparados valores de distintas variables; ya que cada variable tiene diferentes magnitudes físicas asociadas que implican distintas unidades de medida y por lo tanto diferentes rangos de variación. Al normalizar todos estos efectos dejan de tener importancia.

- ii) Cálculo del coeficiente de correlación de Pearson entre los distintos pares de variables meteorológicas y evaluación de la significancia estadística de la posible correlación lineal entre ellas. La significancia estadística viene a ser la “probabilidad” de que dos variables no estén correlacionadas (correlación nula).

Programar las expresiones anteriores para calcular la correlación y su significancia estadística entre series de datos es sencillo en FORTRAN con la ayuda del *Numerical Recipes in FORTRAN* de Press *et al.* (1992). Siguiendo las instrucciones explicadas en ese libro, se ha elaborado para el presente trabajo un programa en FORTRAN para el estudio de las correlaciones.

### 1.3 Métodos univariados

Los métodos de completado univariado reciben este nombre porque para completar las lagunas existentes en una serie se utilizan los datos de una única serie y en este caso particular los datos de la misma serie que se quiere completar. Estos métodos tienen en cuenta la posible correlación (véase apartado 1.2) entre los datos de la serie (autocorrelación) o el comportamiento físico de la variable (modelización física).

### 1.3.1 Autocorrelación

► **DEFINICIÓN:** La autocorrelación es el estudio de la independencia de una serie de datos entre sí o estudiar si los datos de una serie son aleatorios entre sí. También se denomina *correlación serial* o *dependencia temporal*. Esto es, que exista dependencia entre un valor y el siguiente en la escala temporal. Este hecho es el que sucede en la gran mayoría de series meteorológicas, pero depende de la escala temporal de trabajo. A escalas diaria y horaria la autocorrelación suele ser alta en cambio para escalas mensual y anual la autocorrelación suele ser baja.

La autocorrelación se basa en las correlaciones lineales (véase apartado 1.2) entre la serie original y la misma serie desplazada en 1, 2, 3, ..., k posiciones. A estas correlaciones se les llama autocorrelaciones de orden 1, 2, 3, ..., k respectivamente. Si los datos fueran independientes, todas las posibles autocorrelaciones serían iguales a cero y, en consecuencia, la función de autocorrelación, representación de las autocorrelaciones en función del desplazamiento, sería nula. Una manera de observar esto de fácilmente es la representación del correlograma de la serie. Éste es una representación gráfica del valor de la función de autocorrelación respecto al desplazamiento en la serie. La gráfica debe mostrar una tendencia a acercarse a cero a medida que crece el número de paso o desplazamiento.

Una vez estudiada la autocorrelación de la serie, las lagunas que presenta se pueden sustituir básicamente a través de una serie de métodos sencillos, que se explican detalladamente más adelante, los cuales son los siguientes:

- Criterio del dato anterior o posterior
- Criterio del valor medio
- Criterio de las diferencias

#### • Criterio del dato anterior o posterior

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en sustituir la falta de un dato por el valor correspondiente al registro anterior o posterior, en la escala temporal dada. Para escalas diarias, por el registro del día anterior o posterior; para escalas mensuales o anuales por el registro del mes o año anterior o posterior. Este método es de esperar que sea más útil para escalas temporales reducidas (diaria y horaria) que para escalas mensual y anual y para series que no tengan un ciclo muy marcado en la escala de estudio. Su utilización depende del estudio de los coeficientes de autocorrelación (que deben ser altos) o de otra forma que la serie presente dependencia temporal y además no tenga un ciclo muy marcado en la escala de estudio.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Se ha realizado con los datos de la estación automática y agrometeorológica de Raïmat ya que esta estación mide las variables meteorológicas en diferentes escalas temporales: horaria, diaria y mensual (véase apartado 1.1.1) y las del INM no. Se ha calculado el valor medio del error relativo que se cometería si los datos de un momento determinado (día o mes) se cambiasen por los datos anterior o posterior a éstos, para cada una de las variables que se miden en tal estación y así poder evaluar para qué escala temporal es más idóneo este método de completado, así como cuál es su fiabilidad. En las Tabla 2 y Tabla 3 se presentan los

errores relativos entre el valor de un determinado dato y el valor del dato anterior o posterior en la escala temporal, respectivamente.

De los resultados se puede concluir que el método del criterio del dato anterior o posterior es:

i) aceptable para escalas diarias y mensuales para la humedad relativa, con errores relativos medios del orden de 9%.

ii) no apropiado para escalas mensuales y diarias para las demás variables: Temperatura, velocidad y dirección del viento, radiación solar global, radiación neta, precipitación y evapotranspiración, con errores relativos elevados, en especial para la precipitación con errores medios superiores al 300%.

Por lo tanto, **este método sólo será correcto aplicarlo a la humedad relativa**, cometiéndose un error relativo medio del 9% en los valores completados.

Escala	T	HR	VV	DV	RN	RSG	PP	ET <sub>0</sub>
Mensual	0,346 (35%)	0,086 (9%)	0,237 (24%)	0,156 (16%)	0,415 (42%)	0,326 (33%)	3,438 (344%)	0,476 (48%)
Diaria	0,288 (29%)	0,085 (9%)	0,458 (46%)	1,110 (111%)	0,504 (50%)	0,304 (30%)	4,107 (411%)	0,351 (35%)

**Tabla 2. Errores relativos medios para los datos anteriores.**

**NOTAS:** T se refiere a Temperatura; HR, a Humedad Relativa; VV, a Velocidad del Viento; DV, Dirección del Viento; RN, a Radiación Neta; RSG, a Radiación Solar Global; PP, a Precipitación y ET<sub>0</sub>, a Evapotranspiración de referencia.

Escala	T	HR	VV	DV	RN	RSG	PP	ET <sub>0</sub>
Mensual	0,343 (34%)	0,085 (9%)	0,246 (25%)	0,155 (16%)	0,433 (43%)	0,332 (33%)	3,335 (334%)	0,474 (47%)
Diaria	0,296 (30%)	0,085 (9%)	0,468 (47%)	0,875 (88%)	0,535 (54%)	0,309 (31%)	2,870 (287%)	0,387 (39%)

**Tabla 3. Errores relativos medios para los datos posteriores.**

**NOTAS:** T se refiere a Temperatura; HR, a Humedad Relativa; VV, a Velocidad del Viento; DV, Dirección del Viento; RN, a Radiación Neta; RSG, a Radiación Solar Global; PP, a Precipitación y ET<sub>0</sub>, a Evapotranspiración de referencia.

### • Criterio del valor medio

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en sustituir la carencia de un registro por el valor medio de la serie, o del mes en cuestión si se trata de valores mensuales. Si la serie que se está completando es una serie estacionaria, este método produce un efecto perturbador mínimo o muy pequeño, en magnitud, frente a las anomalías de la variable (Rodríguez *et al.*, 2000). Es de esperar que este método sólo sea útil y fiable para series cuyos coeficientes de variación sean lo más pequeño posible, inferiores al 5%, o lo que es lo mismo, para series con desviaciones típicas mucho menores que su valor medio.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Para cada una de las 37 series del INM (véase apartado 1.1.2) se han calculado sus estadísticos básicos (véase apartado 2.1.2). Se han escogido las series del INM, porque abarcan un intervalo temporal mayor que los datos de la estación de Raïmat y dan información de una zona geográfica más amplia. Con todos los coeficientes de variación mensuales y anuales se ha calculado su valor medio para cada una de las siguientes variables: temperatura, humedad relativa, presión atmosférica y velocidad del viento medias mensuales, precipitación e insolación total mensual. Los resultados se muestran en la Tabla 4.

Var.	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Valor medio	Anual
<b>TMD</b>	0,10 (10%)	0,15 (15%)	0,91 (91%)	0,29 (29%)	0,38 (38%)	0,18 (18%)	0,12 (12%)	0,10 (10%)	0,07 (7%)	0,05 (5%)	0,05 (5%)	0,08 (8%)	<b>0,21</b> <b>(21%)</b>	0,05 (5%)
<b>HMM</b>	0,08 (8%)	0,07 (7%)	0,06 (6%)	0,06 (6%)	0,07 (7%)	0,11 (11%)	0,09 (9%)	0,09 (9%)	0,09 (9%)	0,09 (9%)	0,10 (10%)	0,08 (8%)	<b>0,08</b> <b>(8%)</b>	0,05 (5%)
<b>VVM</b>	0,22 (22%)	0,22 (22%)	0,28 (28%)	0,21 (21%)	0,19 (19%)	0,18 (18%)	0,17 (17%)	0,17 (17%)	0,15 (15%)	0,15 (15%)	0,15 (15%)	0,18 (18%)	<b>0,19</b> <b>(19%)</b>	0,12 (12%)
<b>PRM</b>	0,00 (0%)	0,00 (0%)	0,00 (0%)	<b>0,00</b> <b>(0%)</b>	0,00 (0%)									
<b>PMT</b>	0,84 (84%)	0,79 (79%)	0,88 (88%)	0,99 (99%)	0,89 (89%)	0,82 (82%)	0,73 (73%)	0,74 (74%)	0,87 (87%)	1,29 (129%)	1,09 (109%)	0,86 (86%)	<b>0,90</b> <b>(90%)</b>	0,27 (27%)
<b>HSM</b>	0,13 (13%)	0,17 (17%)	0,19 (19%)	0,24 (24%)	0,22 (22%)	0,23 (23%)	0,16 (16%)	0,13 (13%)	0,13 (13%)	0,06 (6%)	0,07 (7%)	0,08 (8%)	<b>0,15</b> <b>(15%)</b>	0,05 (5%)

Tabla 4. Coeficientes de variación medios mensuales y anuales de las 37 estaciones completas del INM. Entre paréntesis, valores expresados en porcentaje.

Observando tales resultados se llega a la conclusión que el criterio del valor medio es:

- i) **apropiado** para el completado, **a nivel mensual**, de la **presión atmosférica** (con un CV medio mensual de 0,00) y para la **humedad relativa** (con un CV medio mensual de 0,08).
- ii) **no apropiado** para el completado, **a nivel mensual**, de la **temperatura, velocidad del viento, precipitación e insolación**, ya que presentan CV medios mensuales superiores a 0,10; con el caso extremo de la precipitación que es de 0,90.
- iii) **apropiado** para el completado, **a nivel anual**, para la **presión, temperatura, humedad e insolación** y **no apropiado** para la **velocidad del viento** y la **precipitación**.

Por lo tanto, **este método sólo será correcto aplicarlo al completado de lagunas, a escala mensual, para la presión atmosférica y la humedad relativa.**

• **Criterio de las diferencias**

► **DEFINICIÓN:** Consiste en sustituir la falta de un registro mensual por el valor del mes anterior, añadiendo el valor medio de las diferencias entre el mes anterior y el mes en cuestión. Este método es de esperar que sea válido para series que presenten una alta autocorrelación.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Este método se ha probado para cada una de las variables medias mensuales medidas en la estación agrometeorológica de Raïmat (véase apartado 1.1.1). Se ha escogido los datos de esta estación en lugar de las series del INM, porque las series meteorológicas de Raïmat apenas contienen huecos inicialmente, cosa que si que pasa con casi todas las series del INM y por una mayor comodidad a la hora de evaluar este método. Entonces, se ha comparado el valor real medido de cada mes, y para cada una de las variables medidas en la estación de Raïmat, con el valor que se obtendría de aplicar este método para rellenar todos los valores mensuales. La comparación se ha basado en el cálculo del error relativo medio entre el valor real y el estimado a través del criterio de las diferencias (Tabla 5).

VAR.	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Error medio
<b>TMM</b>	0,133 (13%)	0,118 (12%)	0,155 (16%)	0,405 (41%)	0,229 (23%)	0,052 (5%)	0,106 (11%)	0,039 (4%)	0,070 (7%)	0,071 (7%)	0,044 (4%)	0,049 (5%)	<b>0,122</b> <b>(12%)</b>
<b>HMM</b>	0,051 (5%)	0,031 (3%)	0,047 (5%)	0,074 (7%)	0,070 (7%)	0,057 (6%)	0,088 (9%)	0,074 (7%)	0,099 (10%)	0,047 (5%)	0,045 (5%)	0,032 (3%)	<b>0,060</b> <b>(6%)</b>
<b>VVM</b>	0,207 (21%)	0,305 (31%)	0,220 (22%)	0,392 (39%)	0,289 (29%)	0,280 (28%)	0,215 (22%)	0,190 (19%)	0,065 (7%)	0,066 (7%)	0,073 (7%)	0,092 (9%)	<b>0,199</b> <b>(20%)</b>
<b>DVM</b>	0,310 (31%)	0,178 (18%)	0,143 (14%)	0,171 (17%)	0,151 (15%)	0,110 (11%)	0,140 (14%)	0,131 (13%)	0,120 (12%)	0,105 (11%)	0,108 (11%)	0,140 (14%)	<b>0,151</b> <b>(15%)</b>
<b>RNM</b>	0,344 (34%)	0,286 (29%)	0,297 (30%)	0,457 (46%)	0,195 (20%)	0,078 (8%)	0,102 (10%)	0,069 (7%)	0,196 (20%)	0,161 (16%)	0,045 (5%)	0,082 (8%)	<b>0,193</b> <b>(19%)</b>
<b>RSM</b>	0,109 (11%)	0,141 (14%)	0,242 (24%)	0,332 (33%)	0,200 (20%)	0,110 (11%)	0,070 (7%)	0,059 (6%)	0,076 (8%)	0,083 (8%)	0,039 (4%)	0,054 (5%)	<b>0,126</b> <b>(13%)</b>
<b>PMT</b>	0,491 (50%)	0,468 (47%)	2,289 (229%)	9,799 (980%)	1,019 (102%)	1,233 (123%)	0,522 (52%)	0,731 (73%)	15,196 (1520%)	---- (---)	4,400 (440%)	0,277 (28%)	<b>3,311</b> <b>(331%)</b>
<b>ETO</b>	0,148 (15%)	0,219 (22%)	0,392 (39%)	0,499 (50%)	0,174 (17%)	0,082 (8%)	0,084 (8%)	0,059 (6%)	0,093 (9%)	0,078 (8%)	0,058 (6%)	0,072 (7%)	<b>0,163</b> <b>(16%)</b>

Tabla 5. Errores relativos al aplicar el criterio de las diferencias según variables para la estación de Raïmat (Lleida). Entre paréntesis el error expresado en porcentaje.

De los resultados se puede concluir claramente que este método es **totalmente inapropiado** para el completado de la **precipitación a nivel mensual**. Para esta variable se obtienen errores relativos muy elevados, superiores al 1000 % en verano y en general presenta un error relativo medio superior al 300%. Esto pone de manifiesto la gran variabilidad mensual de esta variable meteorológica, ya esperada dado el elevado coeficiente de variación que presenta tal variable (véase el apartado anterior) y por tratarse de datos pertenecientes a España, país mayoritariamente de carácter mediterráneo, donde el régimen pluviométrico se caracteriza por su elevada irregularidad y variabilidad interanual. Para la **temperatura, la velocidad y dirección del viento, radiación neta y solar global** y la **evapotranspiración** el criterio de las diferencias **no parece un método apropiado** de completado, a **nivel mensual**, porque se cometen errores relativos medios superiores al 10%. En cambio para la **humedad**



i) Cálculo de los parámetros  $\omega$  y  $\varphi$ :

Una variable con un comportamiento estacional (periódico con un único máximo y mínimo anual) tiene como periodo el de 12 meses. Con lo que:

$$\omega = \frac{2\pi}{12 \text{ meses}} = \frac{\pi}{6} \text{ meses}^{-1} \quad (15)$$

Teniendo en cuenta cómo es la gráfica de la función seno y asignando en el eje de abscisas los siguientes valores para cada uno de los meses de un año hidrológico (de octubre a septiembre): 0 = octubre; 1 = noviembre; 2 = diciembre; 3 = enero; 4 = febrero; 5 = marzo; 6 = abril; 7 = mayo; 8 = junio; 9 = julio; 10 = agosto; 11 = septiembre; 12 = octubre, ... se tiene que el máximo de la función seno cae en  $x = 3$ . Con todo esto se tiene que el desfase entre la función que se quiere ajustar y la función seno será la diferencia de posición (en radianes) entre el máximo de la función seno y el máximo de la función que se quiere ajustar:

$$\varphi = \frac{\pi(m(y_{\text{máx}}) - 3)}{6} \quad (16)$$

ii) Ajuste de las constantes  $A$  y  $B$

Aplicando a cada mes de un año hidrológico la función que se quiere ajustar, se tienen las siguientes doce ecuaciones:

$$\begin{array}{ll} y_0 = A \cdot \sin(\varphi) + B & y_1 = A \cdot \sin(\omega + \varphi) + B \\ y_2 = A \cdot \sin(2\omega + \varphi) + B & y_3 = A \cdot \sin(3\omega + \varphi) + B \\ y_4 = A \cdot \sin(4\omega + \varphi) + B & y_5 = A \cdot \sin(5\omega + \varphi) + B \\ y_6 = A \cdot \sin(6\omega + \varphi) + B & y_7 = A \cdot \sin(7\omega + \varphi) + B \\ y_8 = A \cdot \sin(8\omega + \varphi) + B & y_9 = A \cdot \sin(9\omega + \varphi) + B \\ y_{10} = A \cdot \sin(10\omega + \varphi) + B & y_{11} = A \cdot \sin(11\omega + \varphi) + B \end{array}$$

estas doce ecuaciones forman un sistema lineal sobredeterminado del tipo  $Y_i = C_{ij} \cdot X_j$ , con las siguientes definiciones para cada uno de los elementos de la matrices,  $Y$ ,  $C$  y  $X$ :

$$Y_i \equiv y_i; C_{i1} \equiv \sin(\omega m_i + \varphi); C_{i2} \equiv 1; X_1 \equiv A \text{ y } X_2 \equiv B \quad (17)$$

Para resolver el sistema se recurre al método de los mínimos cuadrados transformando el sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado en uno de equivalente que contenga un número igual de ecuaciones e incógnitas:

$$C^T \cdot Y = C^T \cdot C \cdot X \quad (18)$$

cuya solución es:

$$X = (C^T \cdot C)^{-1} \cdot C^T \cdot Y \quad (19)$$

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Para evaluar este método se han analizado las curvas de evolución de los valores medios mensuales a lo largo de un año hidrológico (de octubre a septiembre) de las variables meteorológicas básicas de tres estaciones elegidas como representativas de las series del INM disponibles. Se han escogido las series del INM, en lugar de las de Raïmat, porque abarcan un periodo temporal más largo.

Se han escogido tres estaciones como representativas, porque las estaciones utilizadas en el presente estudio pertenecen a tres regiones climáticas características de la península: la Meseta, la costa Mediterránea y las Islas Baleares. Dependiendo de a qué región pertenezca cada una de las estaciones, es posible que la evolución anual de una variable sea diferente de una región a otra.

Como estaciones representativas se han escogido aquellas que contenían como mínimo 30 años con datos; ya que es la longitud mínima de una serie para realizar estudios climáticos (WMO, 1990), con el mínimo número de huecos y en las que se midiesen las siguientes variables: temperatura, humedad, precipitación, presión atmosférica, velocidad del viento e insolación. Hay que comentar que para las estaciones de las Islas Baleares se ha encontrado el problema de que ninguna de las estaciones cumplía todos los requisitos para ser estación representativa de la zona. Este problema se ha solucionado uniendo dos series, ya que una es la continuación de la otra. Estas dos series son Palma de Mallorca (código 11228) y Palma de Mallorca-Jefatura (código 11228-J). Justo cuando acaban los datos de la segunda, empiezan los de la primera. Los valores de presión se han reducido al nivel del mar por separado para cada una de las series, teniendo en cuenta el valor de la altura diferente para cada una de ellas. A la serie final, fruto de la fusión de las dos series citadas anteriormente, se le han asignado las coordenadas UTM30 de la primera serie, porque es la que está operativa en la actualidad (González Hidalgo *et al.*, 2002). A las series resultantes se les ha aplicado el método de las dobles acumulaciones (CEDEX, 2003) para comprobar su homogeneidad y no ha habido ningún problema grave de heterogeneidades en ninguna variable. Sólo en algunas de ellas se han detectado leves heterogeneidades, que prácticamente no afectan el comportamiento general de la serie en referencia al cálculo de estadísticos básicos y propiedades de la distribución de los datos.

Las estaciones seleccionadas como representativas son:

- Cabecera del Guadiana: Ciudad Real
- Cuencas Internas de Cataluña (CIC): El Prat de Llobregat
- Baleares: Palma de Mallorca

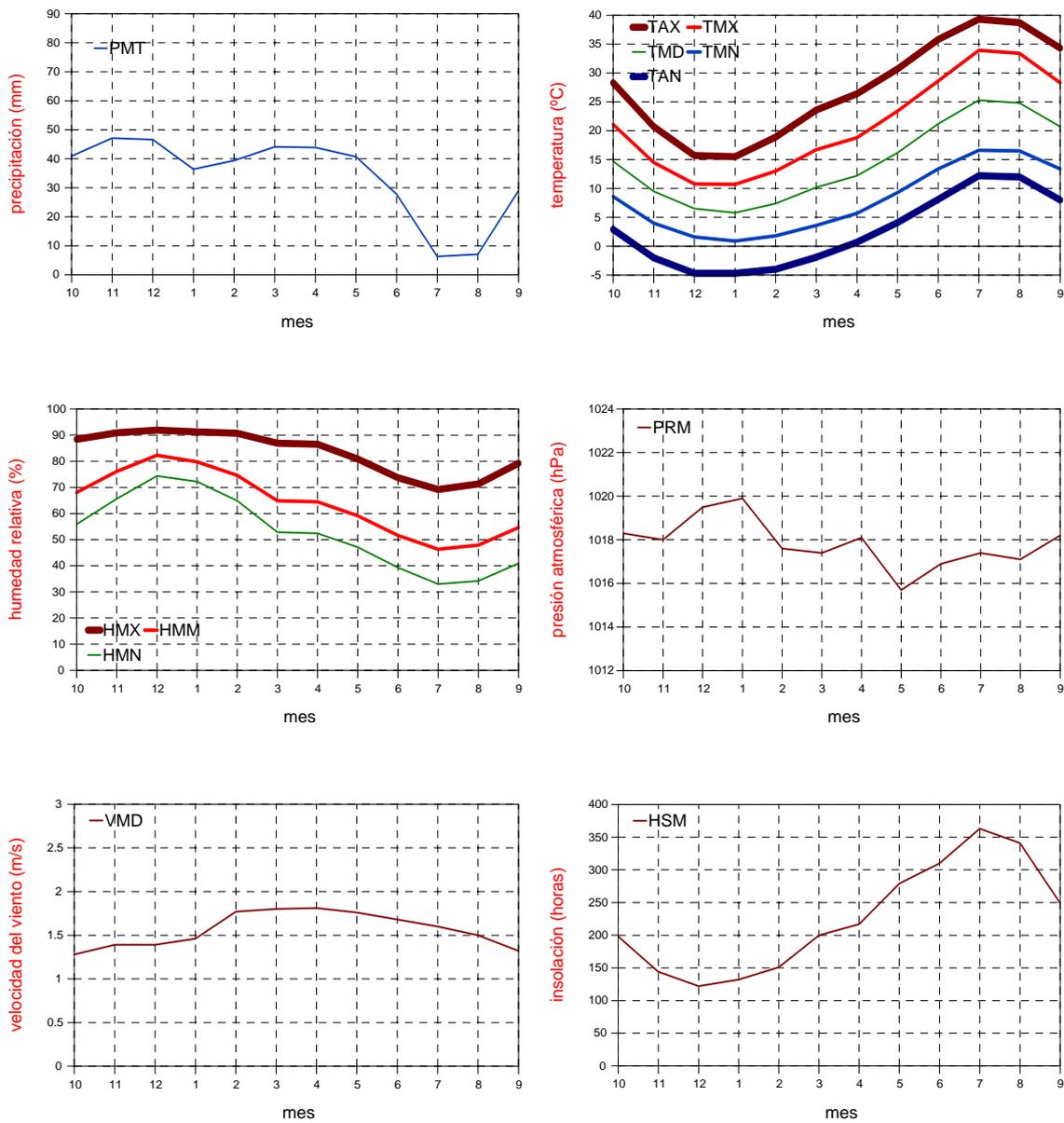
Del estudio de las curvas de evolución media anual (Figura 3, Figura 4 y Figura 5), para cada una de las tres series representativas se tiene que:

- i) La temperatura y la insolación presentan un claro comportamiento estacional para los tres observatorios, con máximos en verano y mínimos en invierno.
- ii) La humedad relativa presenta dos comportamientos claramente diferentes. En El Prat y en Palma la evolución anual es prácticamente constante y en cambio en Ciudad Real sigue un comportamiento estacional, aunque no muy marcado, con

máximo en invierno y mínimo en verano. Esto pone de manifiesto que esta variable sigue comportamientos diferentes según la región climática a la que pertenece el observatorio (evidentemente influido por la proximidad al mar en El Prat y en Palma).

- iii) La velocidad del viento tiene una fluctuación anual débil y muy poco marcada en los tres observatorios.
- iv) La precipitación no tiene un comportamiento parecido para los tres observatorios. En Ciudad Real tiene una época seca marcada respecto a un comportamiento homogéneo el resto del año con precipitaciones escasas; en el Prat hay máximos en primavera y otoño; y en Palma aparece el otoño más marcado.
- v) La presión atmosférica presenta un comportamiento algo parecido para las tres estaciones con máximos en enero y julio y mínimos en abril, aunque según el observatorio presenta más máximos y mínimos locales a lo largo del año.

Por lo tanto se puede afirmar que la temperatura y la insolación son las dos únicas variables que cumplen los requisitos para poderles aplicar el método senoidal. Las otras variables o bien tienen un comportamiento más complejo (precipitación y presión), o bien sus curvas de evolución dependen de la región climática a la que pertenece el observatorio (humedad relativa) o bien su evolución es prácticamente nula (humedad relativa y velocidad del viento). Estos tipos de comportamiento desaconsejan poder aplicarles el método de la modelización senoidal. Por lo tanto sólo para la **temperatura** y la **insolación es válido aplicar tal método**.



**Figura 3. Curvas de evolución media anual para la estación de Ciudad Real.**

**NOTA:** PMT, Precipitación Mensual Total; TAX, Temperatura Absoluta máXima; TMX, Temperatura Media de las máXimas; TMD, Temperatura Mensual meDia; TMN, Temperatura Media de las míNimas; TAN, Temperatura Absoluta míNima; HMX, Humedad relativa Media de las máXimas; HMM, Humedad Media Mensual; HMN, Humedad Media de las míNimas; PRM, PResión atmosférica Mensual; VMD, Velocidad del viento Mensual meDia y HSM, Horas de Sol Mensuales.

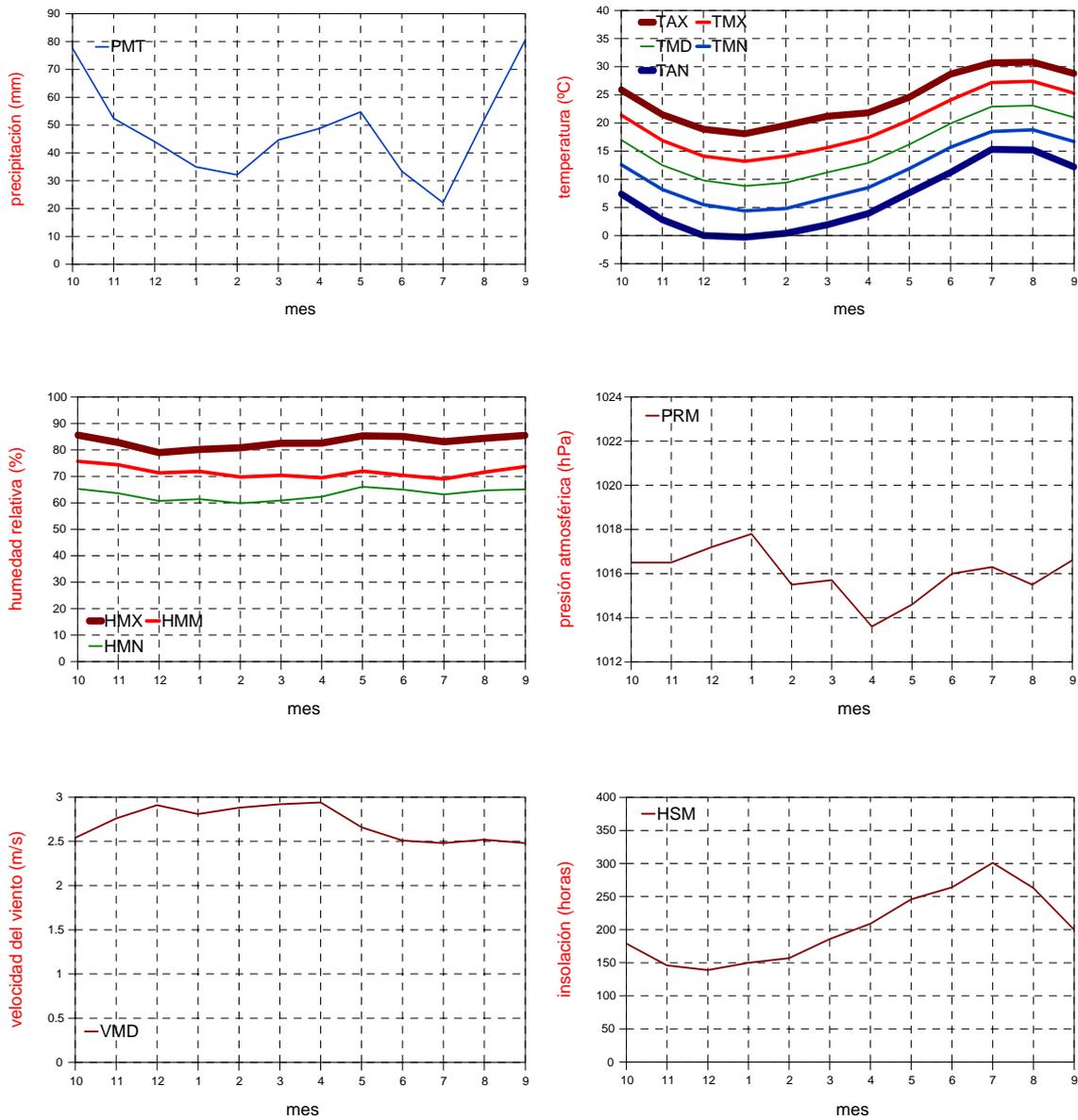
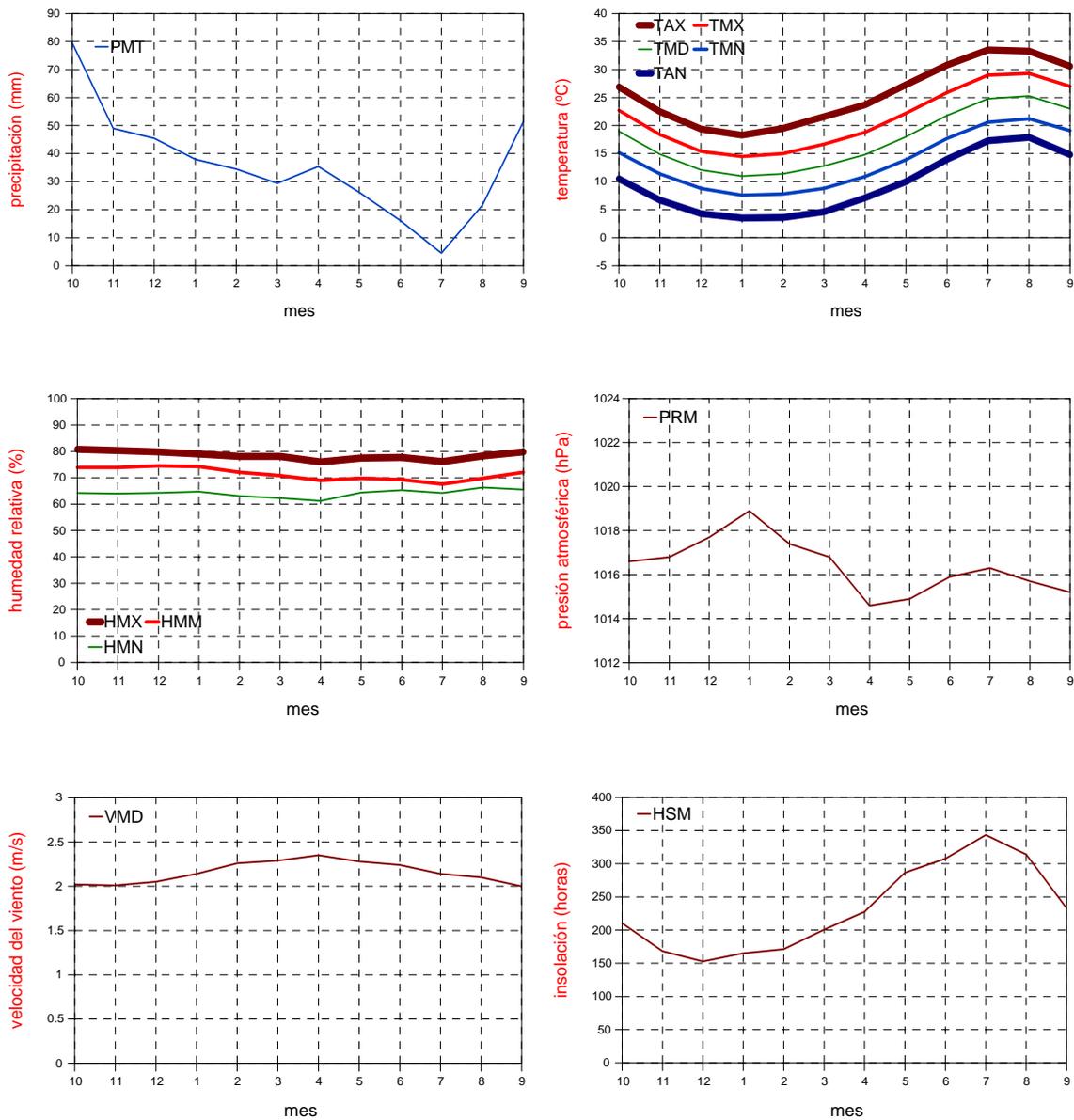


Figura 4. Curvas de evolución media anual para la estación de El Prat de Llobregat.

**NOTA:** PMT, Precipitación Mensual Total; TAX, Temperatura Absoluta máXima; TMX, Temperatura Media de las máXimas; TMD, Temperatura Mensual meDia; TMN, Temperatura Media de las míNimas; TAN, Temperatura Absoluta míNima; HMX, Humedad relativa Media de las máXimas; HMM, Humedad Media Mensual; HMN, Humedad Media de las míNimas; PRM, PResión atmosférica Mensual; VMD, Velocidad del viento Mensual meDia y HSM, Horas de Sol Mensuales.

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España



**Figura 5. Curvas de evolución media anual para la estación de Palma de Mallorca.**

**NOTA:** PMT, Precipitación Mensual Total; TAX, Temperatura Absoluta máXima; TMX, Temperatura Media de las máXimas; TMD, Temperatura Mensual meDia; TMN, Temperatura Media de las mínimas; TAN, Temperatura Absoluta míNima; HMX, Humedad relativa Media de las máXimas; HMM, Humedad Media Mensual; HMN, Humedad Media de las mínimas; PRM, PResión atmosférica Mensual; VMD, Velocidad del viento Mensual meDia y HSM, Horas de Sol Mensuales.

## 1.4 Métodos multivariantes aplicados a una única variable meteorológica

Los métodos incluidos en este apartado tienen en cuenta para rellenar los datos de una serie de una cierta variable meteorológica medida en un observatorio, series de la misma variable, pero medida en diferentes observatorios. Todos los métodos se basan en el estudio de las correlaciones lineales (correlación de Pearson, apartado 1.2) individuales entre las series. El algoritmo que se aplica para el rellenado es muy variado, así como el número de series que se utilizan. Los métodos que se engloban dentro de este grupo son los que aparecen a continuación, ordenados según su sencillez de aplicación:

- Criterio de Karl (Karl y Williams, 1987)
- Razón o *ratio* normal (Paulus y Kohler, 1952)
- Combinación lineal ponderada (CLP)
- Criterio de la correlación lineal
- Correlación múltiple (CORMUL)

Como todos estos métodos se basan en el estudio de las correlaciones lineales, se han calculado todas las correlaciones lineales individuales (véase apartado 1.2) entre todas las series completas del INM disponibles para las variables básicas mensuales (véase apartado 1.1.2): PMT, TMD, HMM, VMD, PRM y HSM.

### 1.4.1 Criterio de Karl (Karl y Williams, 1987)

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en sustituir la carencia de un registro en una estación dada por el valor correspondiente de otra estación vecina (estación próxima a la estación problema) que presente un alto índice de correlación lineal. Este método requiere realizar los cálculos con los valores de las series previamente normalizados mensualmente (expresión nº 12) y el coeficiente de correlación calculado es el de Pearson (véase apartado 1.2).

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Con los coeficientes de correlación lineal individuales calculados para cada par de estaciones y para todas las variables disponibles de las series completas del INM (véase apartado 1.1.2) se ha elaborado la Tabla 6, donde aparecen resumidas tales correlaciones: valor medio, máximo y mínimo, así como el número de casos en función del valor de las correlaciones. A la hora de calcular el coeficiente de correlación no se han tenido en cuenta aquellas series que contenían pocos datos; esto es, aquellas series que contenían menos de 5 años con datos. Hay que destacar que como todas las estaciones completas del INM que se han escogido para el presente trabajo son de dos regiones climáticas diferentes, aunque no antagónicas, de la mitad norte de la Península Ibérica, todos los coeficientes de correlación encontrados son positivos.

Estudiando los resultados se tiene que este método **sería aplicable** para todas las series de **temperatura** y **presión atmosférica**; ya que los coeficientes de correlación entre las series son apreciables en términos generales. **En menor medida** este método

será aplicable a series de **precipitación e insolación**; ya que aunque los coeficientes de correlación son apreciables entre series, el porcentaje de correlaciones apreciables es más bajo que para la temperatura y la presión atmosférica, así como el coeficiente promedio para todas las series. En cambio, para la **humedad relativa** y la **velocidad del viento sólo sería aplicable para algunas series**; ya que en general los coeficientes de correlación lineal entre las series son muy bajos y muy próximos a cero.

Variable:	T	PP	HR	P	VV	I
Media	0,71	0,42	0,34	0,65	0,26	0,52
Máximo	0,96	0,97	0,90	0,96	0,81	0,88
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
% r > 0,9	5,2	0,2	0,0	6,7	0,0	0,0
% r > 0,8	32,3	4,3	1,7	41,1	1,0	7,5
% r > 0,7	56,6	11,6	4,2	65,1	2,9	21,7
% r > 0,6	79,4	23,7	11,7	76,6	4,8	35,0
% r > 0,5	91,9	35,1	23,3	78,5	9,6	56,7
% r < 0,5	7,5	63,9	70,0	22,0	90,9	42,5
% r > 0,9	5,2	0,2	0,0	6,7	0,0	0,0
% 0,9 > r > 0,8	27,1	4,1	1,7	34,4	1,0	7,5
% 0,8 > r > 0,7	24,3	7,3	2,5	23,9	1,9	14,2
% 0,7 > r > 0,6	22,8	12,1	7,5	11,5	1,9	13,3
% 0,6 > r > 0,5	12,5	11,4	11,7	1,9	4,8	21,7
% 0,5 > r > 0,4	3,7	10,2	15,0	3,8	12,4	22,5
% 0,4 > r > 0,3	0,5	19,4	19,2	3,8	22,0	8,3
% 0,3 > r > 0,2	0,2	20,5	14,2	1,0	15,3	1,7
% 0,2 > r > 0,1	0,0	11,1	4,2	1,0	15,3	0,8
% r < 0,1	3,7	3,2	24,2	12,4	24,9	10,0
Nº series disponibles	34	34	16	15	15	15

Tabla 6. Estadísticos de las correlaciones individuales entre cada par de series para cada una de las variables disponibles.

NOTA: T es Temperatura; PP, PreciPitación; HR, Humedad Relativa; VV, Velocidad del Viento e I, Insolación.

### 1.4.2 Razón normal (Paulus y Kohler, 1952)

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en calcular el dato incompleto,  $x(t)$ , de una serie a partir de los datos de las series de tres estaciones vecinas y contemporáneas, que presenten un alto grado de correlación con la serie a completar, a través de la expresión:

$$x(t) = \frac{1}{3} \left[ \frac{\bar{x}}{\bar{x}_1} x_1(t) + \frac{\bar{x}}{\bar{x}_2} x_2(t) + \frac{\bar{x}}{\bar{x}_3} x_3(t) \right] \quad (20)$$

donde  $\bar{x}$ ,  $\bar{x}_1$ ,  $\bar{x}_2$  y  $\bar{x}_3$  son las medias de las variables en cuestión de la serie incompleta y de las tres series vecinas, respectivamente; y  $x_1(t)$ ,  $x_2(t)$  y  $x_3(t)$  son los datos correspondientes a las series vecinas, respectivamente. Este método juega con la variabilidad registrada en otras estaciones y con la razón proporcional entre ellas. Al ser tres estaciones se suaviza la influencia que podría tener un error en una de ellas.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Estudiando los coeficientes de correlación lineal individuales calculados para cada par de las series completas del INM (véase apartado 1.1.2) y que se encuentran resumidos estadísticamente en la Tabla 6 para cada variable, se tiene que **este método será apropiado para series de temperatura, insolación, presión atmosférica y precipitación**, porque el porcentaje de series con correlaciones superiores a 0,7 ó 0,8 es apreciable. En cambio, **será inapropiado para series de humedad relativa y velocidad del viento**, debido al poco porcentaje de series con correlaciones apreciables.

### 1.4.3 Combinación lineal ponderada (CLP)

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en sustituir la falta de datos a partir de los datos de series estadísticamente próximas, que son conocidas como vecinas. De tal manera que cada dato incompleto se obtiene mediante la combinación lineal ponderada de los datos de las series que se van a utilizar para el completado. Dichos datos tienen un peso en la CLP proporcional al coeficiente de correlación de Pearson (véase apartado 1.2) con la serie incompleta, siempre que éste sea superior a un valor crítico aceptable. El valor que se suele coger depende del tipo de variable que se quiera completar, afinidad climática y alcance de la correlación espacial según el tipo de variable. Por ejemplo, para la precipitación, que es una variable que presenta, sobre todo en ambientes mediterráneos, una baja correlación entre estaciones vecinas (Rodríguez *et al.*, 1999) el valor que se suele escoger es entre:  $0,7 < r < 0,8$  (González Hidalgo *et al.*, 1999). En cambio para variables como la temperatura, la insolación o la presión atmosférica se pueden escoger valores de  $r > 0,8$ ; ya que son variables que presentan mayores correlaciones con estaciones vecinas (Tabla 6).

Por lo tanto, se tiene que para un mes  $t$  determinado, el dato incompleto  $x(t)$  se puede expresar como:

$$x(t) = \frac{r_1 \cdot x_1(t) + r_2 \cdot x_2(t) + r_3 \cdot x_3(t) + \dots}{r_1 + r_2 + r_3 + \dots} \quad (21)$$

donde, en general:  $r_i$  es el coeficiente de correlación de Pearson entre la serie  $i$ -ésima y la serie incompleta y  $x_i(t)$  es el valor del instante  $t$  de la serie  $i$ -ésima. El número de series que se utilizan para el completado es arbitrario en principio. El valor que se suele coger está en torno a cinco y nunca inferior a dos (Peterson y Easterling, 1994).

Los coeficientes de correlación de Pearson deben calcularse con los valores de las series normalizados mensualmente (expresión nº 12).

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Los mismos comentarios realizados en la aplicación práctica de los métodos del criterio de Karl y de la razón normal (véanse apartados 1.4.1 y 1.4.2) son válidos para este método.

#### 1.4.4 Criterio de la correlación lineal

► **DEFINICIÓN:** Este método consiste en el cálculo de los valores inexistentes por el ajuste, a través del método de los mínimos cuadrados, de una recta de regresión lineal del tipo  $y = a \cdot x + b$ ; entre dos estaciones: una incompleta, cuya serie es la variable dependiente ( $y$ ), y otra completa que proporciona la variable independiente ( $x$ ) de la cual depende la anterior. La base teórica del cálculo admite como hipótesis de partida que entre las dos series a comparar existe una correlación apreciable, de tal modo que las variaciones que se producen en ambas son similares. Esto quiere decir que la estación que se utiliza de referencia presenta un coeficiente de correlación lineal lo más cercano posible al valor 1. El coeficiente de correlación lineal que se calcula es el de Pearson (véase apartado 1.2). Para calcularlo, previamente hay que normalizar las series mensualmente (expresión nº 12).

Para que el ajuste sea correcto se han de cumplir una serie de requisitos como son; Fernández García y Galán (1994) o Fernández García (1995):

- a) *La existencia de un número de años comunes en ambas series.* Según los autores el número de años mínimos en la serie a completar oscila entre 5 y 15 años; pero cuantos más años con datos en común tengan ambas series, más creíble será la correlación encontrada entre ambas series. El número mínimo de años que se requieren, también depende de la variable meteorológica que se tenga en cuenta: por ejemplo en el caso de series térmicas, más regulares, 5 años puede ser un umbral mínimo aceptable.
- b) *La proximidad geográfica de los observatorios* es necesaria, pero no suficiente, debido a las modificaciones que pueden introducir los factores locales del clima. Por lo tanto es necesario que las dos estaciones presenten rasgos climáticos similares y por todo ello debe tenerse en cuenta, además, la correlación entre observatorios.
- c) *Comprobación de que la nueva serie resultante aporta un incremento a la información original.* Esto se consigue cuando el cociente entre la varianza de la muestra original y la muestra completada, es superior o igual a la unidad o lo que es lo mismo, cuando el coeficiente de determinación de la regresión,  $r^2$ , cumple que:

$$r^2 \geq \frac{1}{n_1 - 2} = R^2 \quad (22)$$

siendo  $n_1$  la longitud de la serie incompleta.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Los mismos comentarios realizados en la aplicación práctica del método del criterio de Karl y de la razón normal (véanse apartados 1.4.1 y 1.4.2) son válidos para este método. Como la expresión nº 22 sirve para evaluar si el método de la correlación es aplicable o no, se ha calculado el coeficiente  $r^2$  con los valores medios de las correlaciones entre cada par de series y para cada una de las variables (Tabla 6) y el coeficiente  $R^2$  con la longitud media de las series disponibles para cada variable. Los resultados se muestran en la Tabla 7 y de su análisis se puede concluir que todas las variables, excepto la velocidad del viento, cumplen la expresión

nº 22 y por lo tanto el presente **método sería aplicable a todas ellas, excepto a la velocidad del viento.**

Variable:	T	PP	HR	P	VV	I
<b><math>r^2</math> medio</b>	<b>0,5041</b>	<b>0,1764</b>	<b>0,1156</b>	<b>0,4225</b>	0,0676	<b>0,2704</b>
$n_1$ medio	36,9	52,5	14,0	14,0	13,9	14,4
<b><math>R^2</math> medio</b>	<b>0,0287</b>	<b>0,0198</b>	<b>0,0833</b>	<b>0,0833</b>	0,0840	<b>0,0806</b>

Tabla 7. Comprobación de la expresión nº 22 para aplicar el criterio de la correlación a partir de las series completas del INM utilizadas. En negrita aparecen los valores que cumplen tal condición.

NOTAS: T es la Temperatura; PP, la Precipitación; HR, la Humedad Relativa; VV, la Velocidad del Viento e I, la Insolación.

### 1.4.6 Correlación múltiple (CORMUL)

► **DEFINICIÓN:** Este método es válido para series homogéneas y tal que la autocorrelación temporal de los datos sea baja. Se utilizan los datos de series que presenten una alta correlación con la serie de datos que se quiere completar. Cuanto mayor sea el número de series, menor será la sensibilidad al error en una de ellas. El método suele utilizarse para el completado de datos mensuales y por lo tanto requiere que se trabaje con valores normalizados mensualmente (expresión nº 12). El caso más sencillo de aplicar es en el que se escogen dos series de referencia (caso particular de la *regresión bivariada*).

#### • Regresión bivariada

El proceso que hay que seguir para la realización de la regresión bivariada es el siguiente:

Establecimiento de la ecuación de regresión, a través de la cual se puede expresar la dependencia de los datos de la serie incompleta como una función lineal de los datos de las dos series de referencia. Esta ecuación, que recibe el nombre de ecuación *estocástica de regresión bivariada*, tiene el siguiente aspecto:

$$z_{ij} = a_1 \cdot z_{ij}^{(1)} + a_2 \cdot z_{ij}^{(2)} + \varepsilon_{ij} \quad (23)$$

donde  $z_{ij}$  es el valor normalizado de la variable en cuestión del año  $i$ -ésimo y mes  $j$ -ésimo; los superíndices (1) y (2) hacen referencia a los datos de las dos estaciones que se utilizan en el proceso de completado y los coeficientes  $a_1$  y  $a_2$  son los coeficientes de la regresión parcial que se pueden expresar en función de los coeficientes de correlación simple  $r_1$ ,  $r_2$  y  $r_{12}$  al añadir la condición de error cuadrático mínimo y  $\varepsilon_{ij}$  es un ruido independiente y normalmente distribuido de media 0 y desviación típica  $S_\varepsilon$  (ruido blanco).

De acuerdo a la mencionada condición de error cuadrático mínimo, las expresiones de los coeficientes de regresión  $a_1$  y  $a_2$  son:

$$\begin{aligned} a_1 &= \left( \frac{r_1 - r_2 \cdot r_{12}}{1 - r_{12}^2} \right) \\ a_2 &= \left( \frac{r_2 - r_1 \cdot r_{12}}{1 - r_{12}^2} \right) \end{aligned} \quad (24)$$

donde  $r_1$ ,  $r_2$  y  $r_{12}$  son los coeficientes de correlación simple entre los valores normalizados de las estaciones 1 e incompleta; 2 e incompleta y entre 1 y 2, respectivamente. Los coeficientes de correlación simple se calculan a partir de la expresión de Pearson (véase apartado 1.2).

Se puede comprobar que la media del ruido  $\varepsilon_{ij}$  es cero, mientras que su desviación típica es función del error cuadrático cometido en la ecuación de regresión. Se puede estimar a partir de la expresión:

$$s_\varepsilon^2 = s^2 \cdot \left[ 1 - (R_{12}^{(i)})^2 \right] \quad (25)$$

donde  $s$  es la desviación típica de la serie incompleta y  $R_{12}^{(i)}$  es el coeficiente de correlación múltiple entre los valores normalizados de las estaciones 1 y 2 con la serie incompleta y cuya expresión para calcularlo es:

$$R_{12}^{(i)} = \sqrt{\frac{r_1^2 + r_2^2 - 2 \cdot r_{12} \cdot r_1 \cdot r_2}{1 - r_{12}^2}} \quad (26)$$

con valores comprendidos entre cero y uno.

Una vez elegidas las estaciones por su correlación con la dada y por su disponibilidad de datos, se ajusta la ecuación de regresión. En el momento de rellenar un dato se debe elegir aquella pareja de estaciones que proporcione el completado más satisfactorio. El criterio que se debe seguir para realizar tal elección se basa en la formación de una *matriz de priorización* para cada estación a completar, función de los coeficientes de correlación múltiple entre las series normalizadas y del número de datos comunes entre las tres estaciones (la pareja que se utiliza en el completado y la serie incompleta que se quiere rellenar). Entonces, en general, se tiene que los términos de la matriz de priorización para la estación a completar  $k$ , para la pareja de estaciones de referencia  $m$  y  $n$ , se expresan de la siguiente manera:

$$P_{mn} = R_{mn}^k \cdot \left( \frac{N_{mnk}}{12 \cdot N} \right)^a \quad (27)$$

donde  $P_{mn}$  es el elemento  $(m,n)$  de la matriz de priorización correspondiente a la estación a completar  $k$ ;  $R_{mn}^k$  el coeficiente de correlación múltiple entre los valores normalizados de la estación  $k$  y las estaciones  $m$  y  $n$  de referencia;  $N_{mnk}$  el número de datos mensuales en común (registrados a la vez) de las tres estaciones  $m$ ,  $n$  y  $k$ ;  $N$  el número de años de la serie incompleta; y  $a$ , el *exponente de priorización*. Tal exponente suele ser un dato que se introduce para ponderar la importancia que tiene en el completado el número de datos comunes entre las tres estaciones, aunque se puede

determinar experimentalmente bajo el criterio de generar series con mínimo error cuadrático.

Halladas las matrices de priorización de cada estación, se puede elegir cuál es la mejor pareja para rellenar un mes en cuestión. En principio se escogerá para cada estación  $k$  la pareja de referencia con un mayor valor de priorización, pero la existencia de los valores en el mes de completado en esas estaciones  $n$  y  $m$ , origina que se tengan que elegir sucesivas parejas de estaciones de acuerdo a valores decrecientes de priorización hasta un valor mínimo llamado *umbral de priorización*.

Debido a que las series que se han utilizado en la ecuación de regresión están normalizadas, los valores que se obtienen para rellenar los huecos también están normalizados y, por lo tanto, hay que deshacer la transformación de los resultados. Esto se consigue aplicando la siguiente expresión:

$$x_{ij} = \bar{x}_j + s_j \cdot z_{ij} \quad (28)$$

donde  $x_{ij}$  y  $z_{ij}$  son, respectivamente, los valores completos y normalizados correspondientes al mes  $j$ -ésimo del año  $i$ -ésimo de la estación que se ha completado; y  $\bar{x}_j$  y  $s_j$  son el valor medio y la desviación estándar del mes  $j$ -ésimo de la serie antes de completarla.

Este método ha sido implementado por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH) del CEDEX (Centro de Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Infraestructuras) en el modelo CHAC (Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas) con el nombre de CORMUL. Este método está incluido en el software de elaboración propia del CEDEX, llamado CHAC, el cual está disponible libremente en Internet en la siguiente dirección:

<http://hercules.cedex.es/chac/>

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Se ha ejecutado el programa CHAC, para todas las series completas del INM (véase apartado 1.1.2) de una misma variable y para cada variable disponible. El programa se ha ejecutado para un periodo de 30 años hidrológicos (de octubre a septiembre) común a la gran mayoría de series: 1968/69-1997/98. Se han escogido 30 años, porque es el periodo mínimo para realizar estudios climáticos (WMO, 1990). Con esto se ha podido comprobar para qué variables el CORMUL completa de una manera más exitosa el mayor número de series con un coeficiente de correlación múltiple (umbral de priorización) lo más elevado posible. En principio **el CORMUL es un método apropiado para variables como la temperatura, la presión, la precipitación y en menor medida la insolación.** A continuación se muestran los resultados desglosados por variables:

- TMD:

Las correlaciones individuales entre series son muy elevadas (entre 0,8 y 0,95) (Tabla 6) sobre todo entre observatorios de altura semejante. Con un umbral de priorización elevado ( $r = 0,9$ ) se consiguen completar huecos y tener algunas series casi

completas. Si se dispusieran de más series y sobre todo cercanas entre sí, se conseguiría rellenar un mayor número de series casi completa o completamente.

**El CORMUL es un método apropiado para completar series de esta variable.**

- HMM:

Las correlaciones individuales entre series son bajas y la gran mayoría tiene coeficientes de correlación  $r \leq 0,6$  (Tabla 6). Por lo tanto para que el CORMUL consiga completar el mayor número posible de series hay que bajar mucho el umbral de priorización, lo que supone que el completado se hace con estaciones poco correlacionadas con la estación problema, lo que significa que el error que se comete al rellenar es bastante elevado al usar series de correlaciones bajas entre ellas. Esto pone de manifiesto que se necesitaría tener estaciones disponibles muy cercanas entre sí para poder usar el presente método (caso irreal).

**El CORMUL es un método inapropiado para completar series de esta variable**

- HSM:

Los coeficientes de correlación individuales entre series están comprendidos mayoritariamente entre:  $0,5 \leq r \leq 0,8$  (Tabla 6). Aunque el CORMUL no consigue tener ninguna serie completa, rellena bastantes huecos para umbrales de priorización de  $r = 0,8$  ó  $r = 0,7$ . Disponiendo de un mayor número de series y sobretodo próximas entre sí, se conseguiría mejorar los resultados.

**El CORMUL se puede considerar que medianamente es un método apropiado para completar series de esta variable.**

- PRM:

Los coeficientes de correlación individuales entre series son bastante elevados, comprendidos entre:  $0,7 \leq r \leq 0,9$  (Tabla 6). Se consiguen rellenar bastantes huecos con umbrales de priorización elevados, aunque nunca se llega a completar totalmente ninguna serie. Con un mayor número de series se conseguiría tener series totalmente completas.

**El CORMUL para esta variable es un método apropiado de completado.**

- PMT:

Aunque se han encontrado series heterogéneas de esta variable, los saltos se observan antes del periodo seleccionado para realizar el CORMUL y además dentro de tal periodo no se observa ninguna heterogeneidad. Por lo tanto se han tenido en cuenta todas las series para realizar el CORMUL. Los coeficientes de correlación individuales entre series de un mismo ámbito climático están comprendidos mayoritariamente entre:  $0,6 \leq r \leq 0,8$ . Con un valor de  $r = 0,7$ ; valor mínimo recomendado en la literatura para realizar completados con precipitación (González Hidalgo *et al.*, 2002), que es una

variable usualmente muy poco correlacionada con estaciones vecinas (Rodríguez *et al.*, 1999), se consiguen rellenar bastantes huecos. Con un mayor número de series de ámbitos climáticos similares se conseguiría tener rellenados un número superior de huecos y con una mejor calidad.

**En principio el CORMUL es un método apropiado para completar series de esta variable.**

- VMD:

Los coeficientes de correlación individuales entre series son muy bajos, la gran mayoría están por debajo de:  $r < 0,5$  (Tabla 6). Lo que da cuenta de lo sensible que es la velocidad del viento medida en una estación a los efectos locales (orografía y topografía) que producen la presencia de vientos catabáticos y anabáticos, brisas, canalización por los relieves, etc. Esto provoca que aunque se tengan estaciones muy cercanas entre sí, si una de ellas esta en la cima de un monte (aunque no sea de mucha altitud) y la otra al pie de la montaña, el registro de la velocidad del viento sea diferente en cada una de ellas. Con el CORMUL no se consiguen rellenar huecos para umbrales de priorización elevados. Con umbrales de  $r = 0,6$  se consiguen rellenar algunos huecos, para poder obtener un porcentaje de completado apreciable, hay que bajar mucho tal umbral de priorización, lo que supone que el completado se hace con estaciones poco correlacionadas con la estación problema. Esto significa que el error que se comete al rellenar es bastante elevado.

**El CORMUL es un método inapropiado para completar series de esta variable.**

## **1.5 Métodos multivariantes aplicados a varias variables meteorológicas**

Todos los métodos que se han explicado anteriormente, utilizan datos de otras series, pero que son de la misma variable. Los métodos que se estudian en este apartado tienen en cuenta otras variables que se midan en la estación que contiene la serie incompleta de una variable meteorológica.

Como se tienen en cuenta diferentes tipos de variables, cuyo rango de variación es muy distinto, hay que normalizar mensualmente todos los datos (expresión nº 12), para que así puedan ser comparados. Con estos métodos, las lagunas en una serie se completan a través de una ecuación que depende linealmente, o bien de un determinado número de variables meteorológicas cuyo comportamiento está correlacionado con la variable de la serie incompleta (*análisis de regresión lineal múltiple*), o bien con las variables derivadas de las anteriores (*análisis en componentes principales: ACP*) o bien utilizando expresiones fisico-empíricas conocidas (*modelización física*).

### 1.5.1 Análisis de regresión lineal múltiple

► **DEFINICIÓN:** La aplicación de este método consta de dos partes: una primera que consiste en un estudio de las posibles correlaciones entre pares de variables (cálculo de la correlación y su significancia estadística, véase apartado 1.2) y una segunda cuyo empeño es la construcción de una recta de regresión lineal múltiple que ajuste el comportamiento de una variable dada.

- *Primera parte: análisis de la correlación entre variables*

Esta parte consiste en el cálculo de las correlaciones lineales de Pearson (véase apartado 1.2) entre cada par de variables y su significancia estadística (*p-valor*). El *p-valor* es un parámetro que comprueba el nivel estadísticamente significativo de las correlaciones antes mencionadas y es el nivel de significancia o la significancia estadística. Por lo tanto este parámetro está relacionado con el nivel de confianza de las correlaciones calculadas entre cada par de variables. La relación entre el nivel de confianza, *NC* y el *p-valor* tiene que ser la siguiente:

$$p - \text{valor} < 1 - \frac{NC}{100} \quad (29)$$

donde el *NC* tiene que estar expresado en porcentaje (%). Este primer paso se realiza con el fin de simplificar a priori el número de variables que se tienen que tener en cuenta. Por lo tanto se eliminarán todas aquellas variables que tenga un *p-valor* que cumpla la condición de la ecuación nº 29. Por ejemplo si queremos tener un nivel de confianza del 95%, todas las variables con un *p-valor* > 0,05 serán eliminadas.

- *Segunda parte: regresión lineal múltiple*

La regresión lineal múltiple consta de las siguientes etapas:

i) Ajuste de una función lineal entre la variable dependiente y las variables independientes. En el que se calculan los coeficientes de regresión de la *ecuación lineal múltiple*, la cual tiene el siguiente aspecto:

$$y = b + \sum_{i=1}^N a_i \cdot x_i \quad (30)$$

donde los  $a_i$ 's son los coeficientes de regresión múltiple;  $b$  es un parámetro constante;  $y$ , la variable dependiente; las  $x_i$ 's son las variables que pueden estar correlacionadas linealmente con la variable  $y$ ;  $N$  es el número de variables independientes que se tienen en cuenta. También se calculan los errores estándares de los coeficientes de regresión múltiple, como la significancia estadística de la correlación con cada variable a través del parámetro *p-valor*.

ii) Análisis de Varianza (*ANOVA: ANalysis Of VAriance*). Este análisis es el estudio de la bondad del ajuste realizado: consistencia del ajuste y si la ecuación ajustada explica en su mayoría la variabilidad del comportamiento de la variable ajustada. Para realizar tal análisis se tienen que calcular una serie de parámetros estadísticos: *suma de cuadrados*, *Df*, *Media cuadrática*, *razón F* y el *p-valor* tanto para el modelo

de regresión lineal múltiple encontrado o ajustado como para los residuos (la diferencia entre los valores reales de la variable y los que da el ajuste), y a partir de los parámetros anteriores, y como resumen, se calculan los siguientes parámetros: los *R cuadrados* (son los parámetros que dan constancia del porcentaje de variabilidad que puede explicar el modelo), el *error estándar de la estimación*, el *error medio absoluto* (es el valor medio de los residuos), el *estadístico de Durbin-Watson* (parámetro que analiza los residuos para determinar si existe alguna correlación significativa basada en el orden en el que ocurren) y la *autocorrelación residual a un intervalo* (la autocorrelación entre los términos de un intervalo temporal y los términos del intervalo temporal anterior). Estos parámetros también son útiles para comprobar si existe correlación temporal o si la serie presenta autocorrelación (si los datos de la serie son temporalmente dependientes).

Después de ejecutar los pasos anteriores puede ser que una de las variables iniciales se pueda eliminar de la ecuación con el fin de simplificar el modelo (la variable candidata será aquella que presente un mayor *p-valor*). Cuando esto sucede, hay que volver a aplicar el análisis de regresión lineal múltiple, para ver si hay más variables prescindibles. El proceso se acaba cuando no se puede asegurar que el término a eliminar no es significativo estadísticamente, con un nivel de confianza mínimo del 90% o superior. Esta condición requiere que el *p-valor* del término a eliminar sea superior a 0,1. Si se quisiera tener un mayor nivel de confianza, tiene que cumplirse que:

$$p\text{-valor} > 1 - \frac{NC}{100} \quad (31)$$

donde *NC* tiene que estar expresado en tanto por ciento (%).

Este tipo de análisis suele estar disponible en muchos programas estadísticos de software, entre los cuales destaca el programa STATGRAPHICS. Información de este programa se puede encontrar en Internet en la siguiente dirección:

<http://www.statgraphics.com/>

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Se ha aplicado el método a las series que se han escogido como representativas (véase apartado 1.3.2) para simplificar la evaluación del método (Tabla 8) y se ha observado que este método no es un buen método para la gran mayoría de variables con las variables que se disponen. Se han encontrado las ecuaciones lineales entre PMT, TMM, HMM, PRM, HSM y VMD y todas ellas presentan un porcentaje de variabilidad explicado bastante bajo (inferior al 50% en la mayoría de casos). Si en la relación anterior se tienen en cuenta TAX, TAN, HMX y HMN los porcentajes aumentan, aún así continúan siendo bajos. Para la única variable en la que los porcentajes de variabilidad explicada por el modelo son aceptables es para la HMM.

Otro problema que se ha encontrado es que las ecuaciones finales para una misma variable de series diferentes no contienen los mismos términos (Tabla 8) y en principio, dado que son magnitudes físicas, su comportamiento tiene que estar influido por las

mismas variables. Sólo para una única variable, HMM, se consigue que en todas las estaciones se relacione esta variable con las variables HMX y HMN.

Ciudad Real	Variables ec. regresión múltiple	% variabilidad explicada
TMD	HMN, TAN y TAX	78,39
HMM	HMX y HMN	96,22
PMT	HMN y PRM	38,23
PRM	HMM, HMX y HSM	30,91
VMD	HMM y HMX	14,96
HSM	HMN, PMT, PRM y TAN	60,47
El Prat	Variables ec. regresión múltiple	% variabilidad explicada
TMD	TAX, TAN y HMN	64,80
HMM	HMX y HMN	85,65
PMT	HMN y HSM	21,48
PRM	HSM	7,45
VMD	HMM, HMN y TAX	12,12
HSM	HMN, PMT y PRM	29,70
Palma	Variables ec. regresión múltiple	% variabilidad explicada
TMD	HMN, HMX, PMT, TAN y TAX	73,85
HMM	HMX y HMN	86,46
PMT	HMM, HSM, PRM y TAN	22,60
PRM	HSM y PMT	6,01
VMD	HMM, HMX, HSM, PRM y TMD	18,48
HSM	PMT, PRM y TMD	22,90

Tabla 8. Resumen de la aplicación del análisis de regresión múltiple a las series representativas de las series completas del INM disponibles (Ciudad Real, El Prat de Llobregat y Palma de Mallorca).

Los pobres porcentajes encontrados en general pueden tener su explicación en que la relación entre las variables no es lineal y/o a que se debería contar con otras variables de las que no se disponen de datos: radiación, dirección del viento, evapotranspiración, temperatura del suelo, del subsuelo, flujo térmico del suelo, etc... Por lo tanto, **con los datos de las variables que se tienen, queda descartado en general el análisis multivariante como un método de completado válido**. En cambio para la HMM, por lo comentado en el párrafo anterior, el análisis de regresión lineal múltiple es un método de completado adecuado, siempre y cuando se dispongan de series de HMN y HMX y que no contengan los mismos huecos que HMM. Este método para la HMM sería de esperar, que en un principio, se pueda aplicar pocas veces, ya que es muy extraño que si en una estación se registran datos medios de humedad relativa del aire, también se midan los valores extremos máximos y mínimos. Con un programa FORTRAN se ha comprobado si los huecos en las series de HMM coinciden con los huecos en las series de HMX y HMN. Los resultados se muestran en la Tabla 9, para así poder evaluar la viabilidad de aplicación de este método.

Con los resultados que se muestran en la Tabla 9 se puede concluir que en la gran mayoría de casos cuando existen huecos en la serie de *HMM* aparecen los mismos huecos en las series de *HMX* y *HMN*. En diez series de un total de treinta y dos, a todos los huecos en *HMM* les corresponden los mismos huecos en *HMX* y *HMN*. Pero a pesar de esto hay series en que los huecos de *HMM* y los de *HMX* y *HMN* no coinciden y por lo tanto **el análisis multivariante es un método válido** para completar huecos en *HMM*; pero desafortunadamente no es válido para todas las series y para rellenar todos

los huecos, por lo tanto no podrá ser el único método para completar series de *HMM*, ya que el porcentaje total de coincidencias de huecos entre las tres series es del 83% (muy elevado) y el de no coincidencias del 17% (muy bajo).

CÓDIGO	CASOS	CC	CNC	%CC	%CNC	CÓDIGO	CASOS	CC	CNC	%CC	%CNC
3013	17	14	3	82,4	17,6	3259	12	12	0	100,0	0,0
03129-A	20	20	0	100,0	0,0	3175	29	29	0	100,0	0,0
03168-C	9	7	2	77,8	22,2	9585	18	15	3	83,3	16,7
03191-E	33	33	0	100,0	0,0	10016-B	8	7	1	87,5	12,5
3195	13	13	0	100,0	0,0	10200-E	15	11	4	73,3	26,7
3200	36	14	22	38,9	61,1	10237	9	8	1	88,9	11,1
03260-B	29	23	6	79,3	20,7	10016-A	11	11	0	100,0	0,0
4121	126	126	0	100,0	0,0	10042	15	15	0	100,0	0,0
8096	65	53	12	81,5	18,5	10042-C	28	19	9	67,9	32,1
3129	16	14	2	87,5	12,5	10076	57	57	0	100,0	0,0
2465	24	14	10	58,3	41,7	10367	59	42	17	71,2	28,8
2462	28	18	10	64,3	35,7	11228-J	13	13	0	100,0	0,0
3196	44	40	4	90,9	9,1	11691	16	16	0	100,0	0,0
8175	28	18	10	64,3	35,7	11278	25	14	11	56,0	44,0
2444	45	27	18	60,0	40,0	11780	8	8	0	100,0	0,0
03168-A	11	11	0	100,0	0,0	11228	12	11	1	91,7	8,3
RESUMEN	879	733	146	83,4	16,6						

Tabla 9. Resumen comparación entre los huecos en series de *HMM* y series de *HMN* y *HMX*.

NOTAS: La columna CÓDIGO hace referencia al número de código de cada una de las estaciones; CASOS, al número de casos que se han podido comparar; CC, al número de casos coincidentes; CNC, al número de casos no coincidentes; %CC, al porcentaje de casos coincidentes y %CNC, al porcentaje de casos no coincidentes.

### 1.5.2 Análisis en componentes principales (ACP)

► **DEFINICIÓN:** Este método se utiliza para la extracción de *factores* o *componentes* de un grupo de variables observadas con el fin de formar combinaciones lineales de esas variables de manera que tales combinaciones sean independientes. Con lo que el objetivo de este método es la reducción del conjunto original de variables en un conjunto más pequeño de variables derivadas de las primeras, las cuales no están correlacionadas entre sí y representan la mayor parte de la información encontrada en las variables originales. La primera componente tiene la varianza máxima. Las componentes sucesivas explican progresivamente proporciones menores de la varianza y no están correlacionadas las unas con las otras. La técnica es más útil cuando un extenso número de variables impide una interpretación eficaz de las relaciones entre los objetos (sujetos y unidades). Al reducir la dimensionalidad, se interpreta un pequeño número de componentes en lugar de un extenso número de variables. En la mayoría de casos las dos primeras componentes dan cuenta de entre el 75 y 90% de la varianza, con lo que normalmente se utilizan sólo esas componentes para ajustar el comportamiento de los datos. La aplicación del ACP requiere que se sigan los siguientes pasos:

- i) Cálculo de la matriz de las covarianzas entre cada par de variables. La covarianza entre dos variables se calcula a partir de la expresión:

$$\text{cov}(x, y) = r(x, y) \sigma_x \sigma_y = \frac{1}{N} \left[ \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \right] \quad (32)$$

donde  $r(x, y)$  es el coeficiente de correlación lineal de Pearson entre las variables  $x$  e  $y$ ;  $\sigma_x$  y  $\sigma_y$  son las desviaciones típicas o estándares de las variables  $x$  e  $y$ ;  $\bar{x}$  y  $\bar{y}$  son las medias aritméticas de las variables  $x$  e  $y$ .

- ii) Diagonalización de la matriz de covarianzas: cálculo de los valores y vectores propios. Los valores propios dan constancia de la varianza expresada por cada componente y los vectores propios dan cuenta de la relación de cada componente con las variables originales.

- iii) Cálculo del porcentaje de la varianza total que explica cada componente:

$$\% \text{ varianza} = \frac{\lambda_j}{\sum_{i \neq j} \lambda_i} \quad (33)$$

donde los  $\lambda_i$ 's son los valores propios de la matriz de covarianzas y  $\lambda_j$  es el valor propio de la componente principal  $j$ -ésima.

- iv) Elección de las componentes que dan cuenta de gran parte de la varianza total. Dependiendo de la exactitud que se quiera obtener y de la simplificación del modelo se escogerán más o menos componentes. Normalmente el umbral utilizado es que se escojan aquellas componentes que expliquen como mínimo el 85% de la varianza total (Cunillera, 1995).

El ACP tiene la ventaja, frente al análisis de regresión lineal múltiple (véase apartado 1.5.2), que de una sola ejecución se tienen las expresiones para el comportamiento de todas las variables originales que intervienen en el análisis multivariante. En cambio el análisis de regresión lineal múltiple, hay que realizarlo para cada una de las variables por separado, para encontrar la ecuación a la que se ajusta su comportamiento.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Este método presenta como gran problema que las expresiones encontradas para la dependencia de cada una de las variables están en función de las componentes principales que dependen, a su vez, de esas variables iniciales. Entonces, la falta de datos en estas variables correponderan con huecos en las componentes principales y por lo tanto no aportará ninguna información adicional el hecho de aplicar este método directamente. Este método, como se ha explicado en su definición, tiene como objetivo simplificar el número inicial de variables al estudiar un fenómeno a través de variables derivadas, con lo que es más un método de análisis para describir el comportamiento de un fenómeno físico que no un método de completado. Por lo tanto **este método de por sí no será un buen método de completado**. Si se quiere aplicar tendrá que ser conjuntamente con otro método. Por ejemplo, se puede usar este método para calcular las componentes principales, completar los huecos en las componentes principales a través del criterio de la correlación lineal o el método del

CORMUL; y una vez completas las series de componentes principales, rellenar las lagunas en una variable sustituyendo los valores de las componentes principales correspondientes en su expresión de dependencia, pero esta manera de proceder es posible que produzca errores significativos.

### 1.5.3 Modelización física

► **DEFINICIÓN:** En este apartado la modelización física consiste en utilizar las relaciones físicas o empíricas existentes entre las diferentes variables meteorológicas para poder completar los valores inexistentes. Por lo tanto las lagunas en una serie de una variable dada se completan a partir de los valores resultantes de aplicar una ecuación física o empírica que tiene en cuenta datos de la misma estación, pero de variables distintas a la dada.

► **APLICACIÓN PRÁCTICA:** Se han intentado probar para todas las series completas del INM disponibles en el presente estudio (apartado 1.1.2), y teniendo en cuenta la disponibilidad de variables, diferentes ecuaciones analíticas conocidas que relacionan tales variables.

Para la temperatura, precipitación, presión atmosférica y viento no se ha podido probar ninguna ecuación, porque no existe ninguna expresión analítica conocida que englobe todos los parámetros y variables de las que dependen.

En cambio, para la humedad relativa sí que existen una serie de expresiones para calcularla indirectamente. Por lo tanto si se disponen de datos de temperatura se podrían rellenar los huecos en la humedad a partir de algunas de las expresiones que existen para calcularla. Una de las expresiones más usadas es la que calcula la humedad relativa a partir de la temperatura del punto de rocío ( $T_d$ ) y la temperatura del aire ( $T$ ):

$$HR = 100 \exp \left[ \frac{17,27T_d}{T_d + 237,3} - \frac{17,27T}{T + 237,3} \right] \quad (34)$$

para que esta ecuación represente el valor de un mes, se debería utilizar la temperatura media del punto del rocío y la temperatura media ( $TMD$ ) mensuales. Como en la gran mayoría de observatorios es difícil disponer de datos de temperatura del punto de rocío, se puede aproximar tal temperatura por la mínima diaria. Esta aproximación asume implícitamente que a la salida del Sol, cuando la temperatura del aire está cerca de la temperatura mínima, el aire está casi saturado de vapor de agua y la humedad relativa es cercana al 100% (Allen *et al.*, 1998). Entonces para escala mensual, se podría coger como aproximación que la temperatura del punto de rocío media mensual está próxima a la temperatura media mensual de las mínimas ( $TMN$ ). Se aproxima a la temperatura media mensual de las mínimas, porque por definición de la temperatura del punto de rocío siempre se cumple que  $T_d \leq T$  y también se cumple siempre que  $TMN < TMD$ . Por lo tanto la expresión nº 34, quedaría de la siguiente manera:

$$HR = 100 \exp \left[ \frac{17,27TMN}{TMN + 237,3} - \frac{17,27TMD}{TMD + 237,3} \right] \quad (35)$$

Para comprobar si esta manera de proceder es correcta, se ha calculado mediante un programa FORTRAN, las humedades medias mensuales a partir de las temperaturas medias de las mínimas y mensual y se han evaluado los errores relativos medios de aplicar el presente método a todos los valores disponibles, es decir la diferencia media, en valor absoluto, entre los valores reales disponibles y los rellenados por el presente método. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 10.

CÓDIGO	CASOS	CC	CNC	%CC	%CNC	ER (%)
3013	22	1	21	4,5	95,5	6,81
03129-A	19	0	19	0,0	100,0	15,76
03168-C	17	0	17	0,0	100,0	8,64
03191-E	6	0	6	0,0	100,0	3,76
3195	454	3	451	0,7	99,3	16,02
3200	15	1	14	6,7	93,3	12,67
03260-B	166	2	164	1,2	98,8	9,31
4121	224	4	220	1,8	98,2	7,54
8096	338	18	320	5,3	94,7	7,44
3129	23	0	23	0,0	100,0	11,34
2465	468	19	449	4,1	95,9	9,18
2462	24	0	24	0,0	100,0	9,44
3196	21	2	19	9,5	90,5	10,90
8175	336	16	320	4,8	95,2	7,55
2444	447	21	426	4,7	95,3	11,20
03168-A	314	23	291	7,3	92,7	5,69
3259	274	5	269	1,8	98,2	9,45
3175	10	0	10	0,0	100,0	12,67
9585	21	1	20	4,8	95,2	4,99
10016-B	18	0	18	0,0	100,0	12,15
10200-E	11	1	10	9,1	90,9	9,72
10237	17	0	17	0,0	100,0	6,44
10016-A	15	1	14	6,7	93,3	4,55
10042	138	2	136	1,4	98,6	13,22
10042-C	180	3	177	1,7	98,3	9,15
10076	398	39	359	9,8	90,2	4,75
10367	258	14	244	5,4	94,6	5,62
11228-J	208	10	198	4,8	95,2	6,48
11691	75	3	72	4,0	96,0	7,02
11278	66	4	62	6,1	93,9	7,75
11780	31	3	28	9,7	90,3	4,58
11228	274	2	272	0,7	99,3	9,02
<b>Resumen</b>	<b>4888</b>	<b>198</b>	<b>4690</b>	<b>4,05</b>	<b>95,94</b>	<b>8,77</b>

Tabla 10. Resumen comparación entre valores reales y calculados de HMM.

NOTAS: La columna CÓDIGOS hace referencia al número de código de cada una de las estaciones; CASOS, al número de casos que se han podido comparar; CC, al número de casos coincidentes; CNC, al número de casos no coincidentes; %CC, al porcentaje de casos coincidentes; %CNC, al porcentaje de casos no coincidentes y ER, al error relativo medio cometido por el método.

En un principio el método explicado anteriormente parecía un buen método alternativo para el completado de la humedad relativa media, pero a la vista de los resultados mostrados en la Tabla 10, en que los porcentajes de coincidencias son muy bajos (inferior al 5% en la gran mayoría de estaciones, con un promedio del 4% del total) y las diferencias absolutas medias entre valor real y calculado son apreciables (superiores al 5%, con un promedio para todas las series cercano al 9%) **hay que concluir que tal método no es un buen método de completado.**

Para la radiación no se ha probado ninguna ecuación, aunque existen numerosas ecuaciones para evaluarla indirectamente, porque en el presente estudio se disponen de muy pocos datos y series de esta variable para poder realizar una evaluación fiable de los resultados.

Para la evapotranspiración no se ha probado ninguna ecuación, aunque existen numerosas ecuaciones para evaluarla indirectamente, porque no se disponen de datos directos en el presente estudio para poder comprobar la fiabilidad del completado.

## **1.6 Protocolo a seguir para el completado de series mensuales**

A continuación se muestra el protocolo o procedimiento que hay que seguir para poder completar series de valores mensuales para España y facilitadas por el INM, ya que es el tipo de serie con el que se ha trabajado en el presente estudio, básicamente. Todos los procesos parten de un esquema general que se ha realizado teniendo en cuenta la eficacia general de cada uno de los métodos estudiados y evaluados anteriormente y con el fin de poder completar al máximo todas las lagunas que pueda presentar una serie temporal de datos meteorológicos. Este esquema general se detalla en la Figura 6.

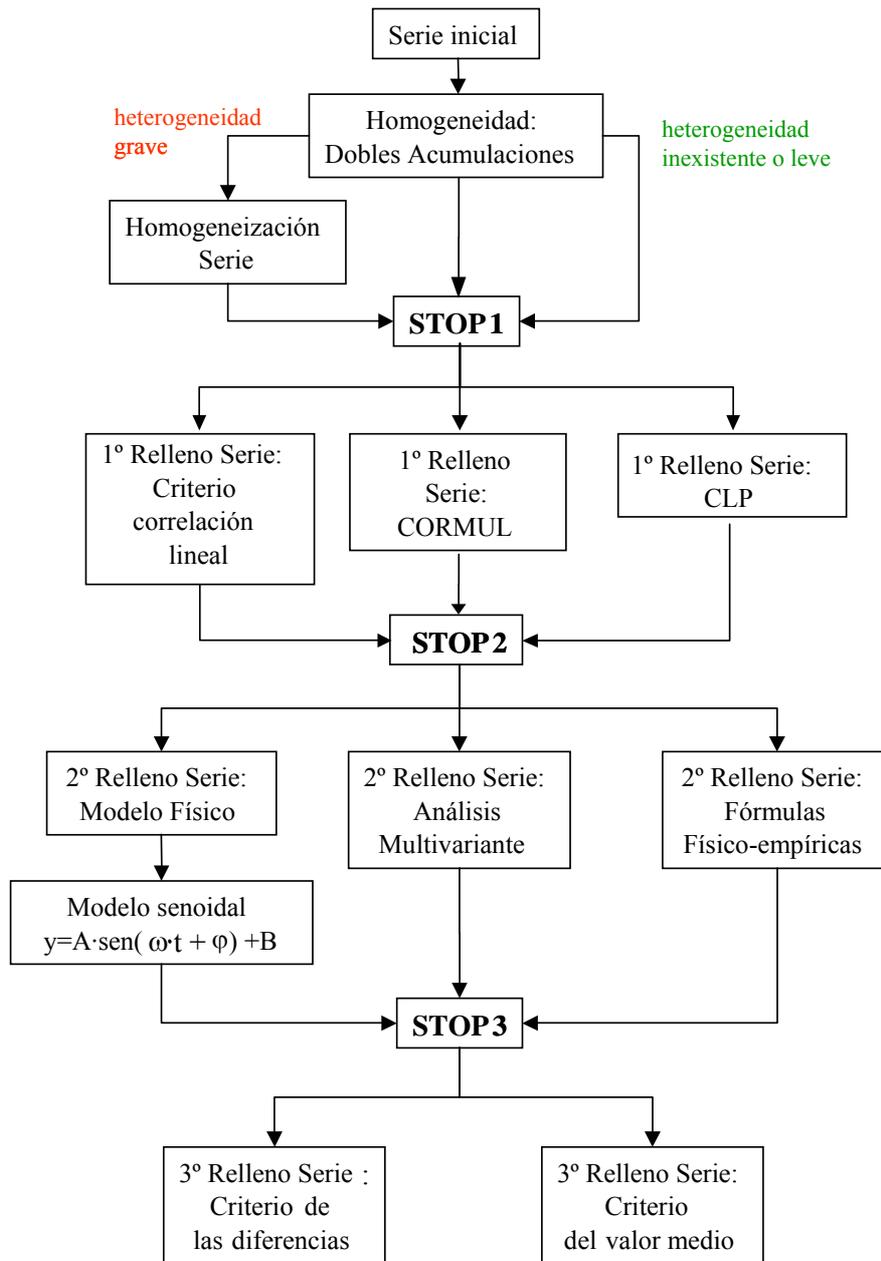


Figura 6. Esquema general de completado de series temporales de variables meteorológicas.

### 1.6.1 Temperatura

Los pasos a seguir para completar los huecos de esta variable son los siguientes:

1. Ejecutar el CHAC (CORMUL) con un umbral de priorización elevado:  
 $r \geq 0,8$  ó  $r \geq 0,9$ .
2. Si en el paso anterior quedan huecos, completarlos a partir del modelo senoidal que ajusta el comportamiento mensual medio de la variable.

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 7):

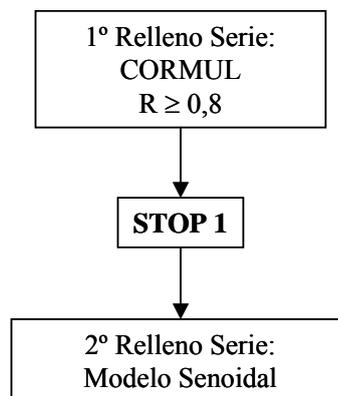


Figura 7. Esquema del proceso de completado de series de temperatura.

### 1.6.2 Precipitación

Los pasos a seguir para completar los huecos de esta variable son los siguientes:

1. Ejecutar el CHAC (CORMUL) con un umbral de priorización que sea:  $r \geq 0,7$ .

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 8):

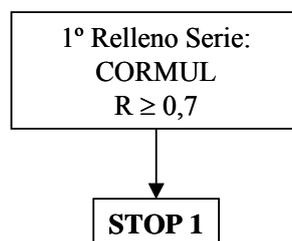


Figura 8. Esquema del proceso de completado de series de precipitación.

### 1.6.3 Humedad relativa

Los pasos a seguir para completar los huecos de esta variable son los siguientes:

1. Si se quiere completar la humedad media mensual de una estación y se disponen de las series de humedad máxima y mínima medias mensuales de la misma estación proceder al análisis multivariante de regresión lineal múltiple, entrando como variables independientes las humedades máxima y mínima medias mensuales. Si no se disponen de tales series saltarse este paso.
2. Completar los huecos restantes a partir del criterio de las diferencias.
3. Si quedan huecos completarlos a partir del criterio del valor medio o con el criterio del dato anterior o posterior

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 9):

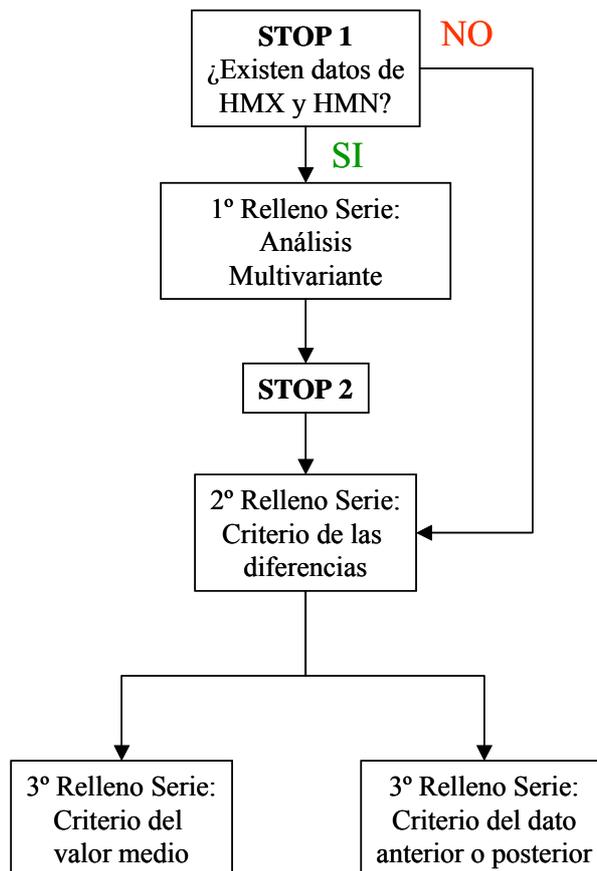


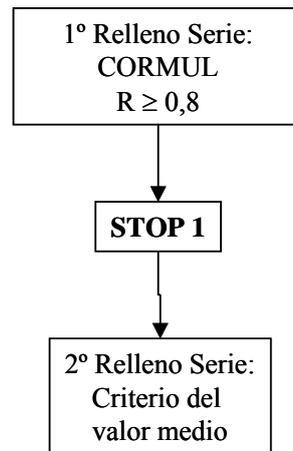
Figura 9. Esquema del proceso de completado de series de humedad relativa.

### 1.6.4 Presión atmosférica

Los pasos a seguir para completar los huecos de esta variable son los siguientes:

1. Ejecutar el CHAC (CORMUL) con un umbral de priorización elevado:  
 $r \geq 0,8$  ó  $r \geq 0,9$ .
2. Si quedan huecos completarlos a partir del criterio del valor medio.

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 10):



**Figura 10. Esquema de completado de series de presión atmosférica.**

### 1.6.5 Insolación

Los pasos a seguir para completar los huecos de esta variable son los siguientes:

1. Ejecutar el CHAC (CORMUL) con un umbral de priorización elevado:  $r \geq 0,8$ .
2. Si en el paso anterior quedan huecos, completarlos a partir del modelo senoidal que ajusta el comportamiento medio mensual de la variable.

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 11):

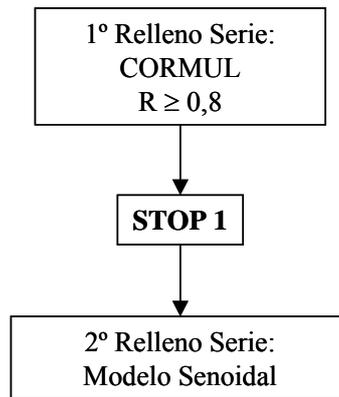


Figura 11. Esquema de completado de series de insolación.

### 1.6.6 Velocidad del viento

Para esta variable ninguno de los métodos que se han probado han mostrado un resultado favorable para completar las series de este variable. Lo único que se puede hacer es utilizar el método de completado que da el mínimo error. Así pues, para completar series de esta variable lo mejor sería utilizar el criterio del valor medio, aunque teniendo en cuenta que el coeficiente de variación medio de esta variable es del 19% (Tabla 4). A parte, este método es el propuesto por la FAO en Allen *et al.* (1998) para rellenar lagunas en series de velocidad del viento para poder calcular la evapotranspiración de una zona.

Lo que resulta de forma esquemática (Figura 12):



Figura 12. Esquema de completado de series de velocidad del viento

## 2. ANÁLISIS CLIMÁTICO DE SERIES

Recibe el nombre de análisis climático o temporal de series el tratamiento a través de varios métodos y algoritmos matemáticos de las series de datos meteorológicos o/y climáticos con el fin de poder contestar a las siguientes preguntas:

- ¿Cómo es la evolución temporal de los datos?
- ¿Existen posibles tendencias?
- ¿Existen periodicidades?
- ¿Existen periodos anómalos?
- ¿Existen desplazamientos estacionales?

Para responder a cada una de estas preguntas hay que seguir una metodología específica para cada una de ellas y general para todo tipo de datos que se quieran estudiar. Esta metodología se presenta de manera general a continuación.

### 2.1 Evolución temporal

El estudio de la evolución temporal consiste en estudiar cómo es la variabilidad de los datos a través del tiempo. Su estudio requiere por un lado la representación de los valores de la serie en función del tiempo (gráficas de evolución) y por el otro el cálculo de sus estadísticos básicos.

#### 2.1.1 Gráficas de evolución

Para estudios climáticos la primera gráfica de evolución que se construye es la representación de los valores de la serie en función de los años, este tipo de gráfico da información de cómo es la variabilidad interanual. Para obtener información gráfica de cómo es la variabilidad a escalas mayores (por ejemplo quinquenales, decenales, trentenales, ...) se recurre a suavizar los valores iniciales según diferentes ventanas temporales, para después representarlos en función de los años. Existen diferentes métodos de suavizado, el más sencillo es la media móvil, otro más sofisticado es el de aplicar filtros; por ejemplo, filtros gaussianos pasa bajo. Las ventanas temporales que se suelen usar para suavizar son 5, 10 y 30 años.

##### • Media móvil

El método de la media móvil para suavizar series consiste en calcular la media aritmética de la serie (véase apartado 2.1.2) para intervalos de tiempo determinados. Por ejemplo, para calcular la media móvil de  $m$  años, se calcula primero la media para los primeros  $m$  años de la serie, luego para los  $m$  años posteriores al primer año de la serie, después para los  $m$  años posteriores al segundo año de la serie, y así sucesivamente, hasta el último intervalo completo de  $m$  años de la serie. Todos los valores calculados se representan gráficamente en función del año asignando cada valor calculado al último año del intervalo de  $m$  años considerado. Teniendo en cuenta la expresión nº 38 (apartado 2.1.2), la media móvil de una serie de datos, para un determinado momento  $t$  es:

$$\bar{x}_t = \frac{1}{m} \cdot \sum_{i=t}^{t+m-1} x_i \quad (36)$$

donde  $m$  es la ventana temporal en la que se calcula la media móvil;  $t$ , el momento en el que se calcula la media móvil (este subíndice va desde 1 hasta  $N-m-1$ ) y  $x_i$ , el valor  $i$ -ésimo de la serie.

#### • Filtro gaussiano

El filtro gaussiano es un método de suavizado que consiste a grosso modo en “ajustar” los datos que se encuentran dentro de un ventana temporal de  $m$  años a una campana de Gauss (ecuación nº 37) de tal manera que o bien se eliminen las altas frecuencias (filtro pasa bajo) o bien las bajas (filtro pasa alto). El más utilizado en estudios climáticos es el filtro gaussiano pasa bajo, ya que en este tipo de estudios lo que interesa más es observar el comportamiento de una serie de datos temporales a largo plazo o término.

$$f(x, \sigma) = \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \exp\left[-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right] \quad (37)$$

donde,  $\sigma$  es la desviación estándar.

Existen varios programas estadísticos que permiten calcular este tipo de filtros y suavizar series de datos. Entre ellos destaca el programa ANCLIM elaborado por Štěpánek (2003) en el Departamento de Geografía, Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de Masaryk (Brno, República Checa), el cual está disponible libremente en la siguiente dirección de Internet:

<http://www.sci.muni.cz/~pest/>

### 2.1.2 Estadísticos básicos

Se entiende por estadísticos básicos los parámetros que definen las características generales de una serie de datos y su posible distribución:

- i) valor medio de los datos: *media aritmética*
- ii) dispersión y variabilidad de los datos: *desviación estándar* y *coeficiente de variación*
- iii) simetría de los datos respecto al valor medio: *coeficiente de asimetría o sesgo*
- iv) apuntamiento de las frecuencias: *curtosis*

Las expresiones de cada uno de los estadísticos básicos son las siguientes:

#### • Media aritmética

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i \quad (38)$$

donde  $N$  es la longitud temporal de la serie y  $x_i$ , el valor  $i$ -ésimo de la serie.

**• Desviación estándar**

$$\sigma = \left[ \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (39)$$

donde  $N$  es la longitud temporal;  $x_i$ , el valor  $i$ -ésimo y  $\bar{x}$ , la media aritmética de la serie.

**• Coeficiente de variación**

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (40)$$

donde  $\sigma$  es la desviación estándar y  $\bar{x}$  la media aritmética de la serie.

**• Coeficiente de asimetría o sesgo**

$$c_s = \frac{N}{(N-1)(N-2)} \cdot \sum_{i=1}^N \left( \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^3 \quad (41)$$

donde  $N$  es la longitud temporal;  $x_i$ , el valor  $i$ -ésimo;  $\bar{x}$ , la media aritmética y  $\sigma$ , la desviación estándar.

**• Curtosis**

$$c_k = \left[ \frac{N(N+1)}{(N-1)(N-2)(N-3)} \cdot \sum_{i=1}^N \left( \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^4 \right] - \frac{3(N-1)^2}{(N-2)(N-3)} \quad (42)$$

donde  $N$  es la longitud temporal;  $x_i$ , el valor  $i$ -ésimo;  $\bar{x}$ , la media aritmética y  $\sigma$ , la desviación estándar.

Todas las expresiones anteriores exigen que la serie de datos contenga un número mínimo de éstos. Para poder calcular la media aritmética, la desviación estándar y el coeficiente de variación se requiere que la serie contenga un mínimo de dos datos, para el sesgo se requieren un mínimo de tres datos y para la curtosis un mínimo de cuatro datos.

De todos los estadísticos anteriores, el más importante para evaluar la variabilidad de la datos de las serie temporal es el coeficiente de variación. Una serie presenta más variabilidad cuanto más grande sea su desviación estándar en relación a su media aritmética, con lo que series que presenten coeficientes de variación superiores a 0,5 pueden considerarse series con una elevada variabilidad.

## 2.2 Análisis de tendencias

El análisis de las tendencias se realiza siguiendo la metodología propuesta por el comité científico del *World Climatic Program-Water* (WMO-UNESCO) y apoyada por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2000) en la que se hace hincapié en el uso de diferentes tests, ya que el patrón de variabilidad no se conoce de antemano. Algunos tests son muy buenos para detectar un tipo de cambio muy específico; otros, por ejemplo, son buenos para seleccionar un tipo de entre una multitud de posibles cambios. Los métodos más utilizados para tal análisis son los tests de los rangos de

Spearman y de Mann-Kendall (WMO, 2000) y el método de la regresión lineal. Otro método útil y de fácil aplicación es el de las pendientes o tendencias acumuladas (Llasat *et al.*, 2003).

Para que se pueda afirmar que existe tendencia en una serie temporal todos los métodos usados deben de ser favorables a la hipótesis de existencia de tendencia, solamente a la que haya uno de los métodos que apunte a la inexistencia de tal tendencia, debe suponerse que no se puede afirmar tal existencia. Es aconsejables, para contrarrestar los datos, que se aplique el análisis no sólo a la series bruta, sino también a las series suavizadas para diferentes intervalos temporales.

### 2.3 Análisis de periodicidades

El estudio de las periodicidades consiste en la búsqueda de algún comportamiento periódico en las series de datos. O de otra manera, si el comportamiento de una serie obedece a algún ciclo o ciclos determinados. Para poder evaluar la posibilidad de la existencia de periodos se recurre al análisis espectral de la serie de datos. El método más utilizado es el MESA (*Maximum Entropy Spectrum Analysis*, Análisis espectral de máxima entropía). Este método proporciona una buena resolución y es muy útil para determinar bajas frecuencias (Rodríguez *et al.*, 1999), las de mayor interés en estudios climáticos. Para aplicar el MESA es necesario decidir el valor de dos parámetros:  $M$  y  $\Delta v$ . El parámetro  $M$  está relacionado con la longitud de la serie de datos. Un valor aconsejable para tal parámetro es entre el 10 y 30% de la longitud de la serie de datos,  $N$ . Este parámetro no debe exceder del 50% de  $N$ . El otro parámetro,  $\Delta v$ , está relacionado con el número de frecuencias calculadas por el método (incremento frecuencial), cuanto más pequeño sea, un mayor rango de frecuencias serán analizadas, con lo que se aumenta la posibilidad de no dejarse ningún posible periodo real fuera de estudio. Un valor apropiado para tal parámetro es  $3,333 \times 10^{-4} \text{ años}^{-1}$ , correspondiente a 1500 frecuencias calculadas (Llasat *et al.*, 2003). La relación entre el número de frecuencias calculadas y el incremento frecuencial es la siguiente:

$$\Delta v = \frac{1}{2n} \quad (43)$$

donde  $n$  es el número de frecuencias calculadas.

### 2.4 Análisis de anomalías y desplazamientos estacionales

El análisis de las anomalías se realiza a partir del estudio de las series normalizadas mensualmente, es decir, habiéndoles quitado a cada valor mensual el valor medio del mes en cuestión y dividiendo el resultado entre la desviación estándar de dicho mes. En general se suelen considerar como anómalos aquellos valores que distan de la media una desviación estándar por encima o por debajo de ella. Para valores normalizados, esta condición es que sean, en valor absoluto, más grandes que uno (Rodríguez *et al.*, 1999). Lo siguiente que se hace es estudiar la evolución temporal de los valores mensuales normalizados a través de los años, representando tal evolución mes a mes en función del año. Este tipo de representación muestra la evolución de los valores mes por mes y año por año. Tal representación determina una figura de doble entrada, donde los años están en el eje de abscisas y los meses en el de coordenadas y en donde los años y meses son analizados a través de isolíneas (Rodríguez *et al.*, 1999). Este tipo de representación es

útil para observar la concentración de anomalías en el tiempo (periodos anómalos) y la posible existencia de desplazamientos estacionales en la serie de datos.

## **2.5 Análisis climático de la precipitación**

Toda la metodología anterior se ha aplicado para el estudio climático de la distribución de la precipitación en España para un periodo de unos 100 años hidrológicos aproximadamente (de octubre de 1897 a septiembre de 1898). Debido a que la precipitación en España es una variable distribuida espacialmente de una manera muy irregular y compleja (Capel Molina, 1981; Martín Vide y Olcina Cantos, 2001) la representatividad de una serie puntual es casi nula; por lo que se hace necesario la elaboración o cálculo de series areales de precipitación, que dan idea del valor medio de la precipitación de toda una región. Esto implica que se tenga que realizar previamente una regionalización de la zona de estudio.

### **2.5.1 Regionalización**

La regionalización que se ha tenido en cuenta para el análisis de la distribución de la precipitación en España es la realizada por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH) del CEDEX (Ministerio de Medio Ambiente, 1998). El proceso seguido fue el siguiente:

En primer lugar, selección para el periodo de años hidrológicos (de octubre a septiembre) 1940/41–1995/96 de todas las series disponibles con datos en el citado periodo (unas 2000).

En segundo lugar, no fue necesario realizar análisis alguno de homogeneidad de las estaciones una a una, para descartar aquellas series heterogéneas que podrían falsear los resultados finales, ya que se puede suponer que los errores se compensan por el gran volumen de datos para este periodo.

En tercer lugar, las series de precipitación fueron completadas a partir del método de la correlación múltiple (CORMUL) (véase apartado 1.4.6) desarrollado por el propio CEH. Una vez acabados los procesos anteriores se calcularon las precipitaciones areales anuales de cada una de las grandes cuencas hidrográficas de España y se sometieron al análisis de conglomerados jerárquico para definir grupos de características similares, es decir la regionalización en sí.

El análisis de conglomerados jerárquico permitió definir 7 regiones: cinco grandes regiones peninsulares, una región mixta y una más insular (Figura 13): Noroeste, Norte, Noreste, Centro Norte, Centro Sur, Levante y Canarias. Estas regiones han sido las utilizadas para la confección del “Libro Blanco del Agua en España” (Ministerio de Medio Ambiente, 1998) y el consecuente análisis de los recursos hídricos en España.

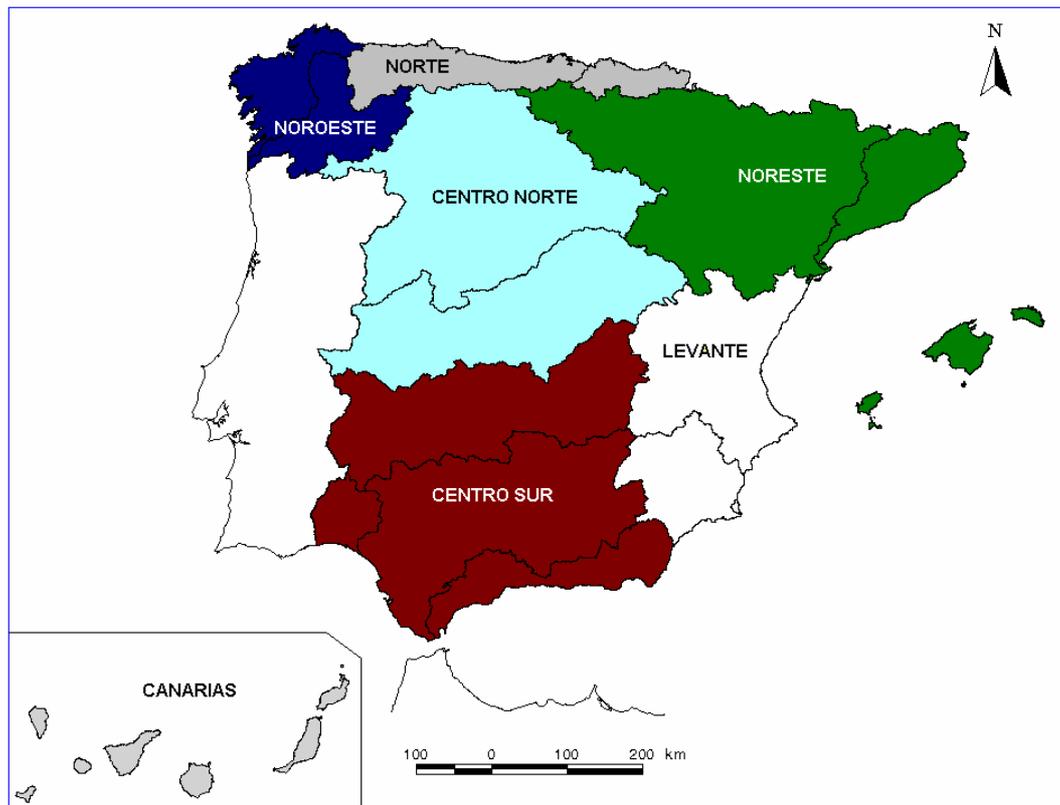


Figura 13. Regionalización de las grandes cuencas hidrográficas españolas (Ministerio de Medio Ambiente, 1998 modificado).

### 2.5.2 Series areales

Para cada una de las siete regiones definidas en el apartado anterior se ha obtenido la llamada precipitación areal a escala mensual. El cálculo de estas series se ha realizado para el periodo de años hidrológicos (de octubre a septiembre) 1897/98–1997/98, a partir de 106 series con más de 60 años de datos y que abarcan un periodo temporal superior a 100 años (Figura 14).

Previamente, se ha analizado la homogeneidad de estas series, para el periodo completo, a través del método de las dobles acumulaciones (CEDEX, 2003), no encontrándose heterogeneidades importantes. Por lo tanto se han tenido en cuenta todas las 106 series iniciales para el cálculo de la precipitación areal.

Después del análisis de homogeneidad se han completado las lagunas en las series con el método del CORMUL y con un umbral de priorización de 0,6 (véase apartado 1.4.6) para poder rellenar el máximo de lagunas con un grado de fiabilidad elevado. Aunque no se han podido completar los 33.092 huecos, el porcentaje de completado obtenido ha sido elevado, rellenándose el 81% de los huecos iniciales para el periodo 1897/98 – 1997/98. Los datos sin completar al final (6.200) representan sólo el 5% de los datos totales del periodo de estudio (128.472).

Todas las series areales anuales calculadas presentan una gran variabilidad y dispersión de los datos, como es habitual en series pluviométricas de un país de latitudes medias y en gran parte mediterráneo, tal como es España, teniendo todas ellas desviaciones estándares del orden de magnitud de la media aritmética.

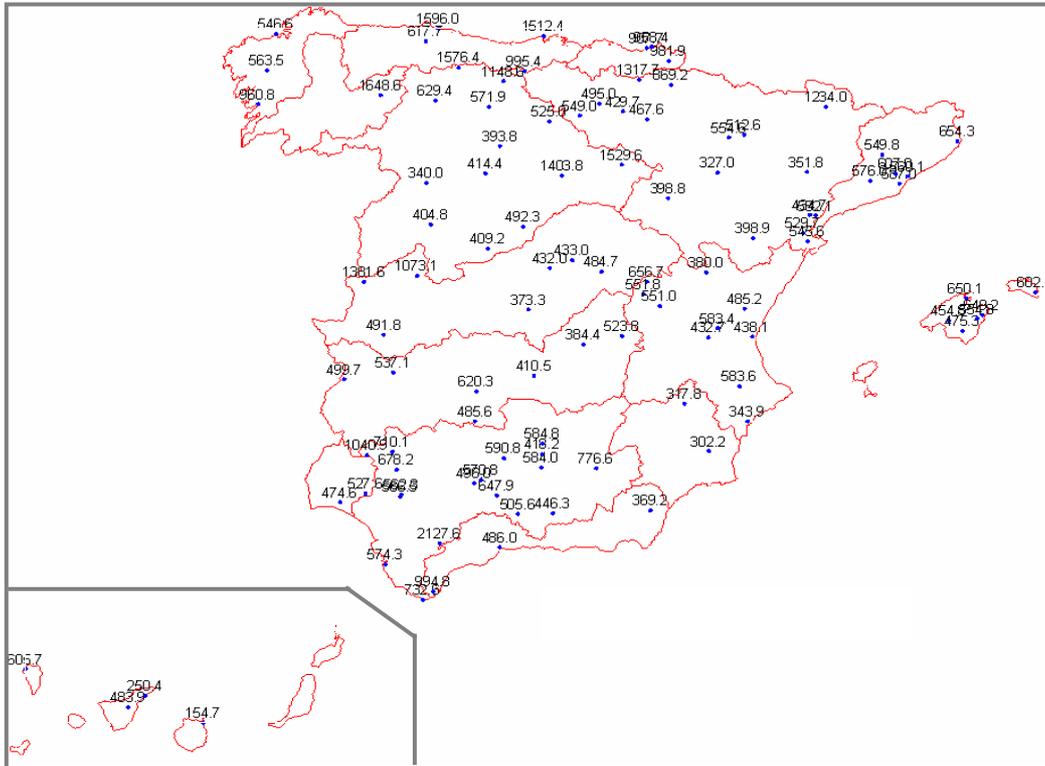


Figura 14. Localización de las series utilizadas para la elaboración de las precipitaciones areales de cada región y valor de precipitación media anual para el periodo 1897/98-1997/98 en cada una de ellas.

### 2.5.3 Análisis temporal

Las evoluciones temporales (Figura 15) de cada una de las siete series areales calculadas, así como de las evoluciones suavizadas por un filtro gaussiano pasa bajo (Štěpánek, 2003) de ventanas 5, 10 y 30 años, para ilustrar la variabilidad a escalas temporales mayores, muestran diferencias apreciables entre ellas, aunque también se pueden observar similitudes entre las regiones Norte y Noroeste y entre la Centro Norte y Centro Sur. Esto queda corroborado con el cálculo de los coeficientes de correlación lineal de Pearson y sus significancias estadísticas (Tabla 11). Las correlaciones entre las diferentes series areales presentan valores bajos, exceptuando las regiones Centro Norte y Centro Sur que presentan una correlación apreciable entre ellas cercana al 0,85 y las regiones Norte y Noroeste con una correlación cercana a 0,7. Todos estos resultados ya esperados dada la compleja orografía y el carácter de la pluviometría española (Capel Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Martín Vide y Olcina Cantos, 2001).

	NO	N	NE	LEV	CN	CS	CAN
NO		<b>0,69</b>	0,37	<b>-0,05</b>	<b>0,62</b>	0,44	<b>0,09</b>
N	<b>0,0000</b>		<b>0,58</b>	<b>-0,02</b>	0,50	0,29	<b>0,06</b>
NE	0,0001	<b>0,0000</b>		0,42	0,44	0,38	<b>0,05</b>
LEV	<b>0,6236</b>	<b>0,8687</b>	0,0000		0,32	0,41	<b>0,12</b>
CN	<b>0,0000</b>	0,0000	0,0000	0,0009		<b>0,84</b>	0,31
CS	0,0000	0,0033	0,0001	0,0000	<b>0,0000</b>		0,41
CAN	<b>0,3837</b>	<b>0,5350</b>	<b>0,6470</b>	<b>0,2372</b>	0,0015	0,0000	

Tabla 11. Correlaciones lineales de Pearson entre las regiones (diagonal superior) y significancia estadística de las correlaciones (diagonal inferior). En negrita aparecen las correlaciones apreciables y en rojo las correlaciones no significativas.

NOTA: NO (Noroeste), N (Norte), NE (Noreste), LEV (Levante), CN (Centro Norte), CS (Centro Sur) y CAN (Canarias).

La correlación apreciable encontrada entre las regiones Centro Norte y Centro Sur, es estadísticamente significativa. Se puede afirmar, con un nivel del confianza de casi el 100%, que ambas regiones están correlacionadas, ya que la significancia estadística de tal correlación es nula (hasta el cuarto decimal al menos) y el coeficiente de correlación es elevado. Esta dos regiones engloban sendas partes de la meseta, contienen unidades de relieve semejantes y un comportamiento parecido a los sistemas nubosos procedentes del W o SW, productores de precipitación, de ahí la alta correlación encontrada.

Es importante, también, destacar las nulas correlaciones entre la región de Levante y las regiones Norte y Noroeste, existiendo una alta probabilidad de que éstas no estén correlacionadas con la región de Levante (significancias estadísticas elevadas de 0,87 y 0,62; respectivamente). Esto es debido a que estas regiones pertenecen a ámbitos climáticos diferentes: Levante de influencia mediterránea y las otras dos de influencia atlántica. También hay que destacar, como era de esperar por pertenecer a una zona subtropical y alejada de las otras regiones, las muy bajas correlaciones de la región de Canarias con las demás regiones y las probabilidades apreciables de que no exista ningún tipo de correlación con las demás regiones exceptuando las del centro (Centro Norte y Sur).

Hay que comentar también, que todas las correlaciones encontradas son positivas o casi nulas, y no existe entre ningún par de regiones correlación negativa significativa. Ello implica que o no hay simultaneidad o hay una cierta simultaneidad de periodos secos y húmedos. Sin embargo, lo que no hay significativamente es sequía en una zona mientras hay abundancia pluviométrica en otra, y viceversa.

De las evoluciones temporales de cada una de las series (Figura 15) hay que destacar también como queda plasmada la gran variabilidad interanual de la precipitación, con años muy húmedos seguidos inmediatamente de años muy secos. También se puede destacar, a groso modo, la coincidencia en todas las regiones, excepto en Canarias, de la presencia de periodos secos en los años 40 y 50 del siglo XX y máximos de las series entorno a los años 20 y 30 del siglo XX. Es de esperar pues que en el análisis de anomalías queden bien reflejados estos periodos. También se puede comprobar, observando especialmente la evolución de los valores suavizados, que no parecen

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

intuirse tendencias importantes en la precipitación de cada una de las regiones. Esto, en un principio deberá notarse en el análisis de tendencias.

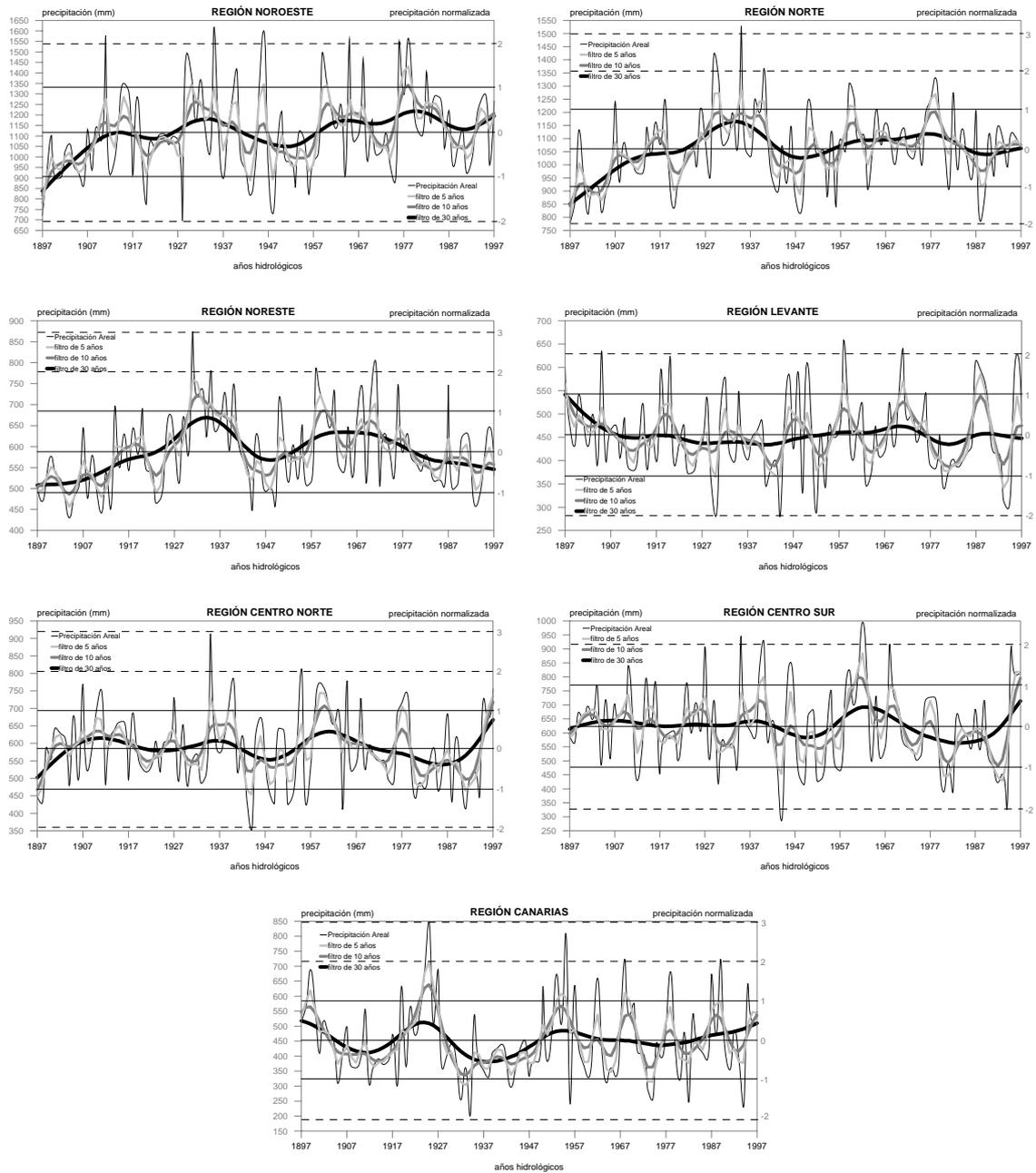


Figura 15. Evolución temporal de las series areales anuales y suavizadas con filtros de 5, 10 y 30 años para cada una de las regiones.

El análisis de tendencias no muestra la existencia de tendencias importantes, como se podía intuir en la evolución temporal de los datos brutos y suavizados de cada una de las siete series areales. Tampoco se pueda deducir de forma clara la existencia de tendencias importantes. Los métodos utilizados en este análisis: Regresión lineal (Figura 16), pendientes acumuladas (Figura 17) y tests de los rangos de Spearman y Mann-Kendall han dado resultados contradictorios para todas las series (Tabla 12). Lo único que se puede afirmar es que se observan ligeras o muy ligeras tendencias en todas

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

las series, exceptuando la región de Canarias donde apenas se observan cambios. Así pues se observa un leve o muy leve aumento de las precipitaciones en las regiones más septentrionales de la Península (Noroeste, Norte y Noreste) y una leve o muy leve disminución en las regiones del centro y del sur (Centro Norte, Centro Sur y Levante).

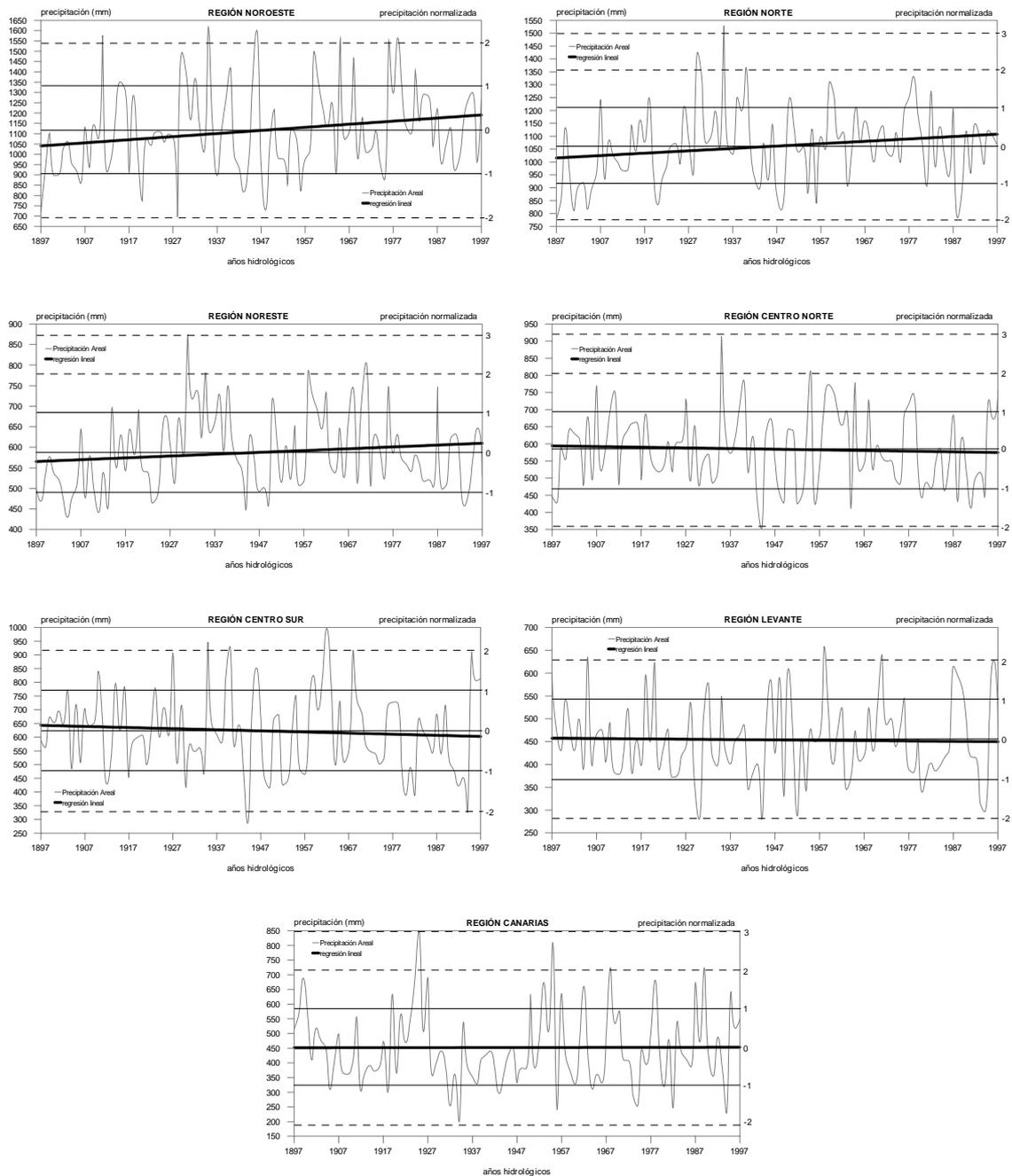


Figura 16. Resultados gráficos de la aplicación del método de la regresión lineal a la precipitación areal de cada una de las siete regiones.

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

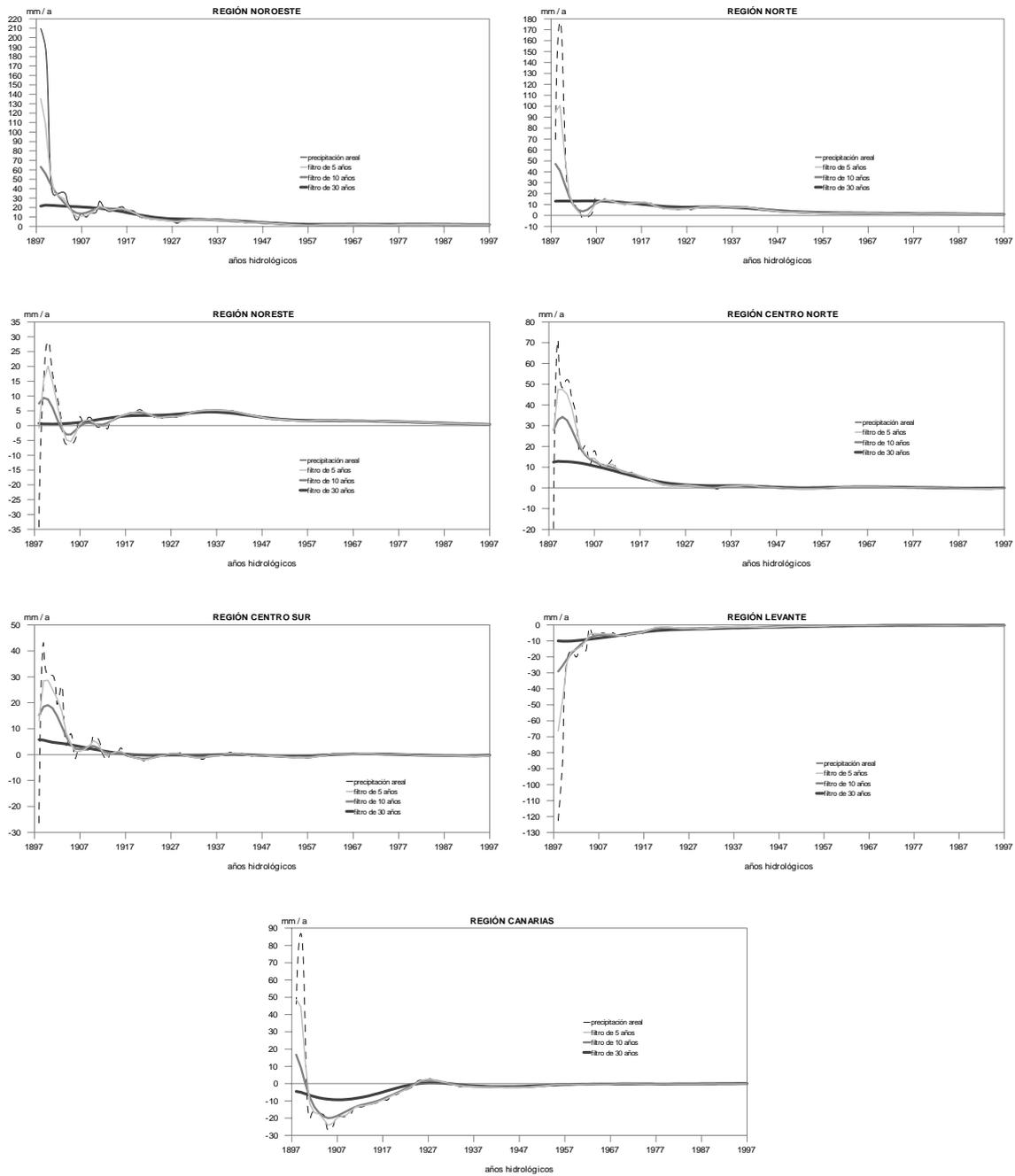


Figura 17. Resultados de la aplicación del método de las pendientes acumuladas a la precipitación areal de cada una de las siete regiones.

Región	Tipo de serie	Spearman	Mann-Kendall	Pendientes Acumuladas	Regresión lineal (mm/a)
NOROESTE	sin filtro	SI	NO	MUY LEVE	1,50
	filtro 5 años	SI	NO	MUY LEVE	1,51
	filtro 10 años	SI	NO	MUY LEVE	1,56
	filtro 30 años	SI	NO	MUY LEVE	1,80
NORTE	sin filtro	SI	NO	MUY LEVE	0,92
	filtro 5 años	SI	NO	MUY LEVE	0,92
	filtro 10 años	SI	NO	MUY LEVE	0,93
	filtro 30 años	SI	NO	MUY LEVE	1,02
NORESTE	sin filtro	SI	SI	LEVE	0,44
	filtro 5 años	SI	SI	LEVE	0,44
	filtro 10 años	SI	NO	LEVE	0,43
	filtro 30 años	SI	NO	LEVE	0,41
CENTRO NORTE	sin filtro	SI	SI	NULA	-0,19
	filtro 5 años	SI	SI	NULA	-0,19
	filtro 10 años	SI	NO	NULA	-0,18
	filtro 30 años	SI	SI	NULA	0,01
CENTRO SUR	sin filtro	SI	SI	NULA	-0,40
	filtro 5 años	SI	SI	NULA	-0,40
	filtro 10 años	SI	NO	NULA	-0,40
	filtro 30 años	SI	NO	NULA	-0,22
LEVANTE	sin filtro	SI	SI	NULA	-0,08
	filtro 5 años	SI	SI	NULA	-0,08
	filtro 10 años	SI	SI	NULA	-0,12
	filtro 30 años	SI	SI	NULA	-0,19
CANARIAS	sin filtro	SI	SI	NULA	0,02
	filtro 5 años	SI	SI	NULA	0,02
	filtro 10 años	SI	SI	NULA	0,03
	filtro 30 años	SI	SI	NULA	0,11

Tabla 12. Resumen del análisis de tendencias aplicado para cada una de las series de precipitación areal de cada región.

Estudiando la evolución temporal, mes por mes y año por año, de los valores de precipitación areal mensuales normalizados para cada una de las siete regiones (Figura 18) se encuentra que hay un predominio de los periodos secos (con valores negativos) frente a los húmedos (valores positivos), pero no parece observarse ningún desplazamiento estacional significativo. Por lo que se refiere a los periodos anómalos (Figura 19 y Figura 20), debido a las bajas correlaciones entre las regiones, no se presentan de la misma manera y época los periodos más secos y húmedos. Aun así, a groso modo, en todas las regiones se observan los siguientes periodos “comunes”:

- bastante seco en las regiones más septentrionales (Noroeste, Norte y Noreste) para el periodo 1897–1907.
- bastante húmedo para los años 20 y 30 del siglo XX. Estos periodos se intuían en el análisis de la evolución temporal.
- algo seco, con alternancias, para los años 40 y 50 del siglo XX. Estos periodos se intuían en el análisis de la evolución temporal.

- algo húmedo, con alternancias, para los años 60 y 70 del siglo XX.
- muy seco en la primera mitad del año para el periodo 1987–1997
- muy húmedo en la segunda mitad del año para el periodo 1993–1997.

De los periodos anteriores es importante destacar el comportamiento anómalo de la precipitación al final del periodo de estudio (1993-1997) en el que en la primera mitad del año es muy seca y, en cambio, la segunda mitad del año es muy húmeda. Sería bueno en un futuro próximo poder evaluar, alargando el presente análisis climático hasta la actualidad, si este comportamiento se sigue manteniendo o no, ya que tal comportamiento somete a la vegetación (cultivos y bosques) a un gran estrés hídrico. Debido a una carencia importante de la precipitación en la primera mitad del año y a una gran abundancia durante la segunda mitad del año. Todo esto, como se puede suponer, no es nada beneficioso para el óptimo desarrollo de los cultivos y el buen estado de los bosques de cara a evitar la fácil propagación y aparición de los incendios forestales que normalmente sufre España desde finales de la primavera a inicios del otoño.

Los periodos anómalos encontrados para cada serie areal presentan coincidencias importantes con los encontrados en estudios anteriores realizados sobre series individuales y anuales de las regiones que representan, aunque es de destacar que existen algunas diferencias notables (Capel Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998) (véase apartado 3.4.1). Hay que destacar, en el análisis de anomalías que se ha llevado a cabo, lo novedoso del presente estudio: **el uso de series areales de 100 años**, series representativas de cada una de las regiones. Por lo tanto, los periodos encontrados en tal análisis son representativos del comportamiento de la precipitación en toda una región, dando fe del comportamiento climático de la precipitación durante los aproximadamente últimos 100 años en esa región y, sobre todo, matizando comportamientos de carácter local, que son los que se encuentran analizando series individuales como los de los estudios citados anteriormente. De ahí son debidas en gran parte las pocas, pero notables, diferencias encontradas. También pueden ser debidas a que esos estudios se han realizado sobre las precipitaciones anuales y no mensuales como se ha hecho en el presente trabajo. Otra fuente de discrepancia, aunque de menor importancia, podría ser el diferente intervalo de normalización de las series.

El análisis espectral (método MESA) de las series de precipitación areal se ha realizado con unos valores para los parámetros del tal método de  $M = 50$  y  $\Delta v = 5 \times 10^{-4} \text{ años}^{-1}$ , valor correspondiente a 1000 frecuencias calculadas (véase apartado 2.3). Se ha escogido tal valor para el parámetro  $M$ , porque con este valor se obtienen los picos de frecuencia más estrechos y aislados del resto de picos para las series areales, obteniéndose unos resultados más sencillos de analizar. El análisis aplicado a las series ofrece resultados muy variados y diferentes de una región a otra (Figura 21), debido a las bajas correlaciones entre ellas (Tabla 11), ya comentadas anteriormente. Para algunas regiones presenta poco ruido y se obtienen picos muy pronunciados y diferenciados del resto (como por ejemplo las regiones Noroeste y Norte); para otras, en cambio presenta bastante ruido que hace difícil la determinación y comprensión de los periodos encontrados (regiones Noreste, Centro Sur y Canarias). Aun así, el análisis espectral permite o hace posible encontrar para cada una de ellas ciertas señales

periódicas que se encuentran resumidas en la Tabla 13, de izquierda a derecha ordenadas de mayor a menor poder espectral.

Cada serie presenta sus propios periodos habiendo pocas coincidencias entre ellas, sólo las regiones Noroeste y Centro Norte tienen el primer periodo casi idéntico (2,7 años aprox.), la región Norte tiene este periodo como segundo periodo. En algunas regiones, Norte y Centro Sur, se han encontrado periodos que podrían estar relacionados con el ciclo solar (el cual es de unos 11 y 22 años). Aún así, la disparidad de resultados encontrados hace difícil poder relacionar la presencia de esos periodos con fenómenos físicos conocidos como son la oscilación casi-bianual, el ciclo solar, etc ... ya que deberían aparecer en todas las regiones.

Región	Periodo 1º	Periodo 2º	Periodo 3º	Periodo 4º	Periodo 5º	Periodo 6º
Noroeste	<b>2,74 (1,000)</b>	3,9 (0,247)	16,8 (0,198)	23,3 (0,154)		
Norte	<b>22,0 (1,000)</b>	<b>2,75 (0,982)</b>	8,5 (0,335)	47,6 (0,320)	2,17 (0,252)	
Noreste	<b>83,3 (1,000)</b>	<b>37,7 (0,861)</b>	21,3 (0,686)	5,05 (0,653)	2,79 (0,602)	6,3 (0,528)
Centro Norte	<b>2,73 (1,000)</b>	<b>2,14 (0,707)</b>	3,9 (0,457)	2,49 (0,436)	2,60 (0,309)	
Centro Sur	<b>12,0 (1,000)</b>	7,1 (0,493)	19,2 (0,454)	4,0 (0,461)	4,5 (0,420)	3,72 (0,405)
Levante	<b>9,9 (1,000)</b>	<b>13,3 (0,839)</b>	2,52 (0,691)	2,81 (0,543)	6,25 (0,205)	
Canarias	<b>2,0 (1,000)</b>	<b>5,32 (0,927)</b>	4,73 (0,626)	27,0 (0,501)	4,24 (0,510)	8,8 (0,489)

Tabla 13. Periodicidades (en años) encontradas para las siete series areales y poder espectral normalizado asociado a cada una de ellas (entre paréntesis) aplicando el método del MESA. En negrita los periodos más significativos.

Comparando los resultados encontrados (Tabla 13) con otros estudios de análisis espectrales de la precipitación en series españolas, como el estudio de Rodríguez *et al.* (1999) sobre la serie de precipitación mensual de Barcelona (1850-1991) se pueden observar algunas coincidencias con algunos periodos aparecidos en algunas de las series areales como: 22; 8,3 y 5,2 años. En ese estudio, además, se encuentran otros periodos (1 año, 8 y 6 meses) que en el presente análisis no se han encontrado por no tener en cuenta la franja temporal de 2 a 0 años. No se ha tenido en cuenta ese intervalo de tiempo ya que esos periodos son obvios por ser correspondientes al ciclo anual y estacional de la precipitación (Rodríguez *et al.*, 1999).

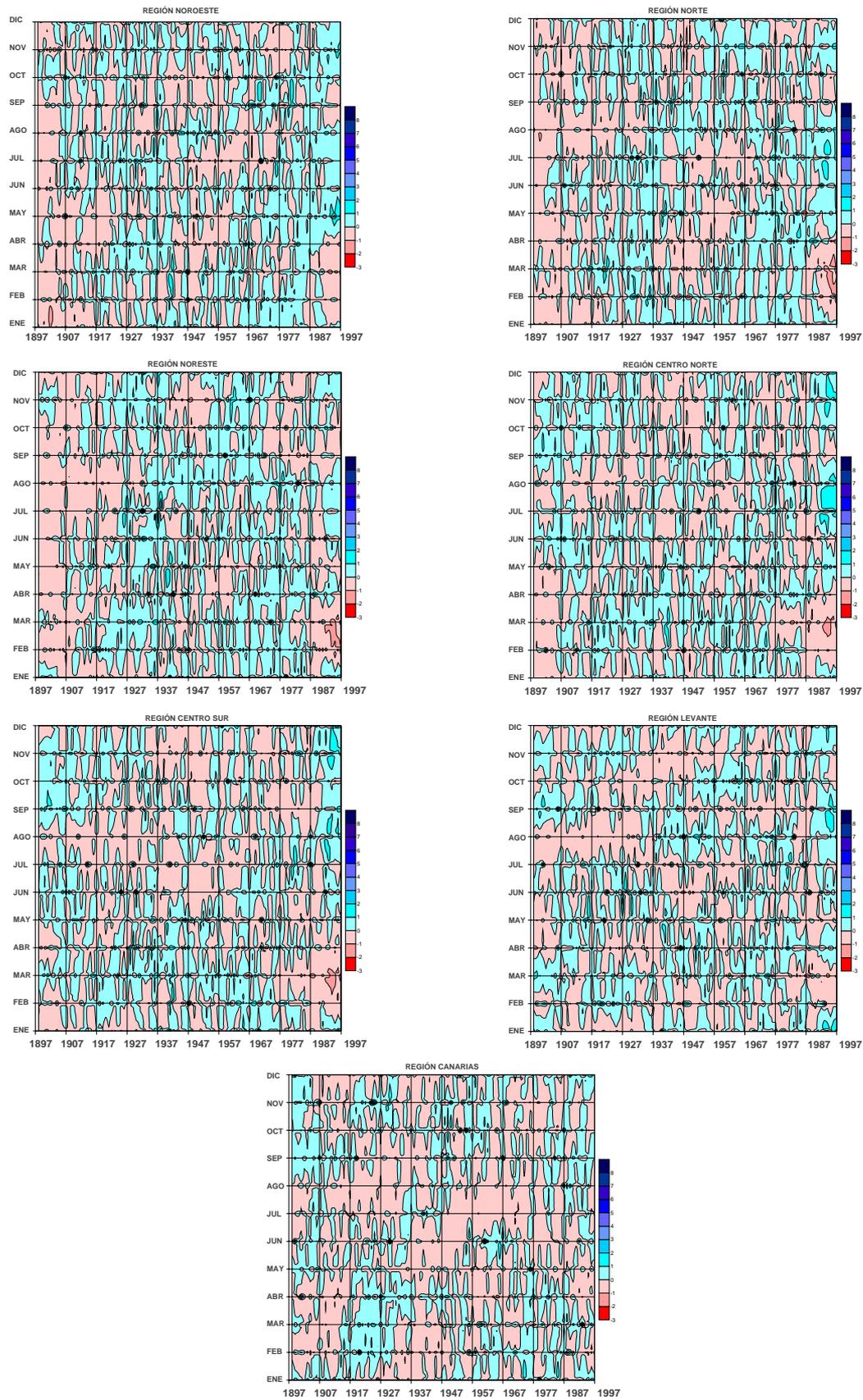


Figura 18. Evolución temporal de los valores mensuales normalizados para cada una de las siete regiones.

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

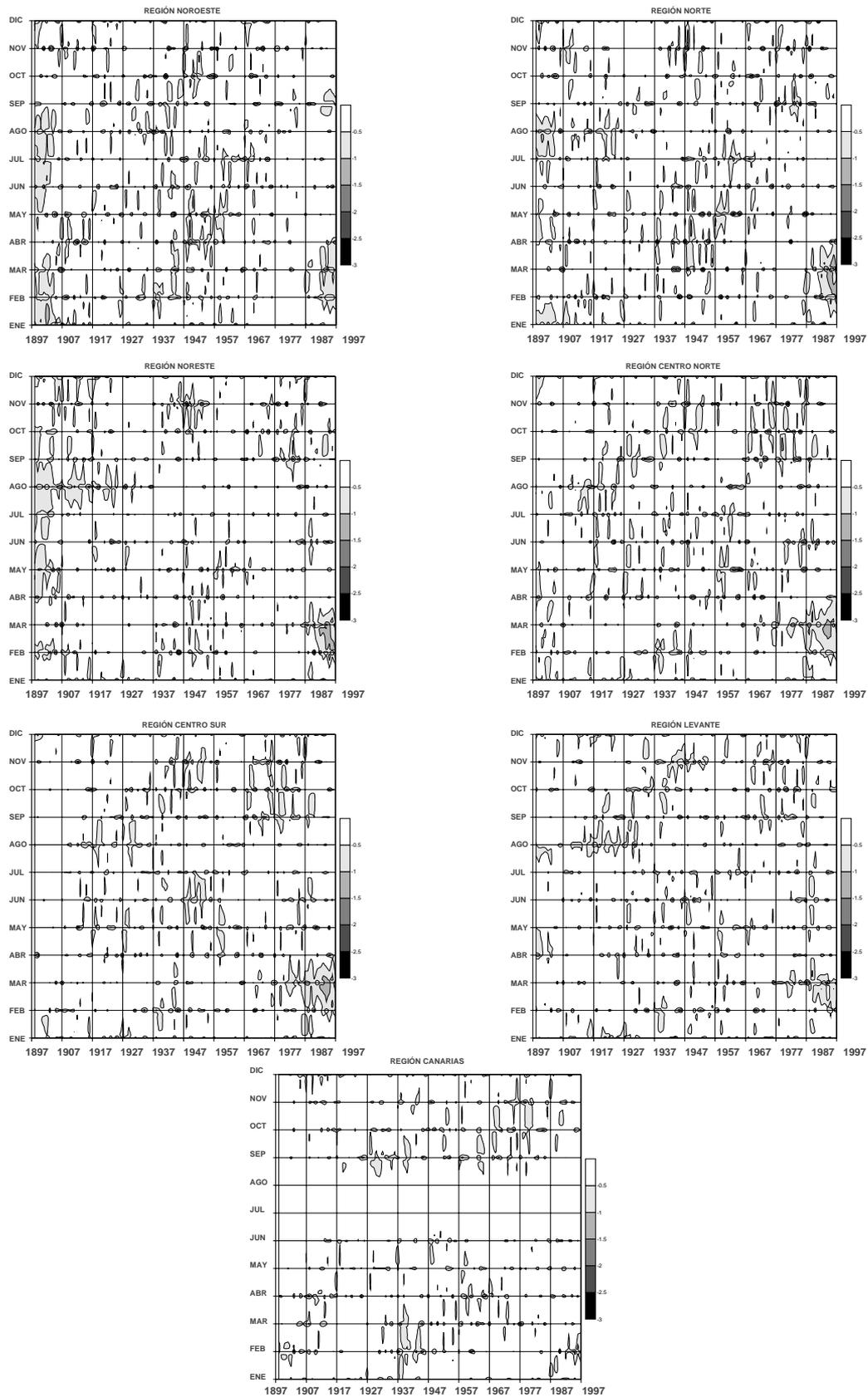


Figura 19. Evoluciones temporales de los periodos secos de precipitación areal mensual para cada una de las siete regiones.

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

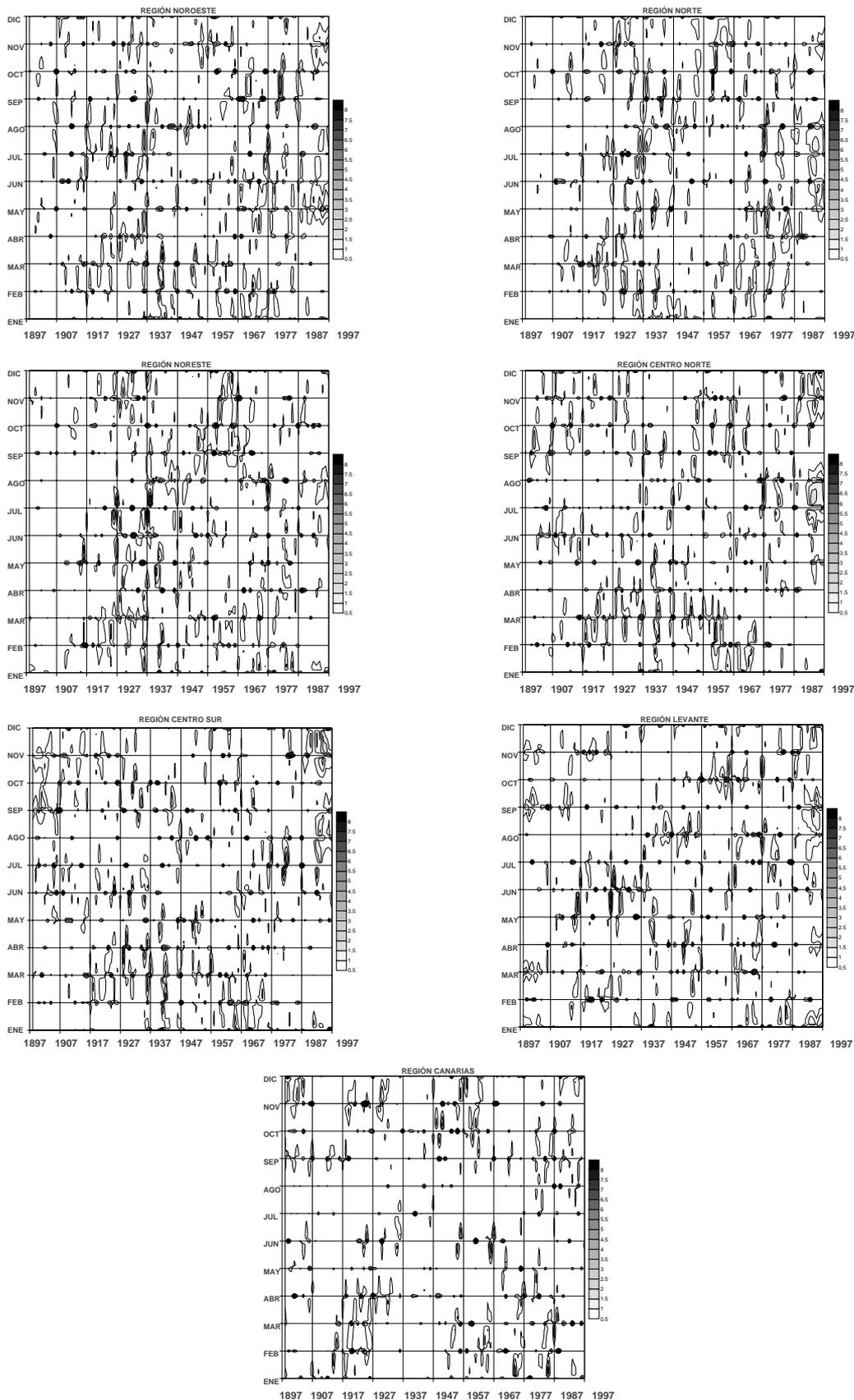


Figura 20. Evoluciones temporales de los periodos húmedos de precipitación areal mensual para cada una de las siete regiones.

Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

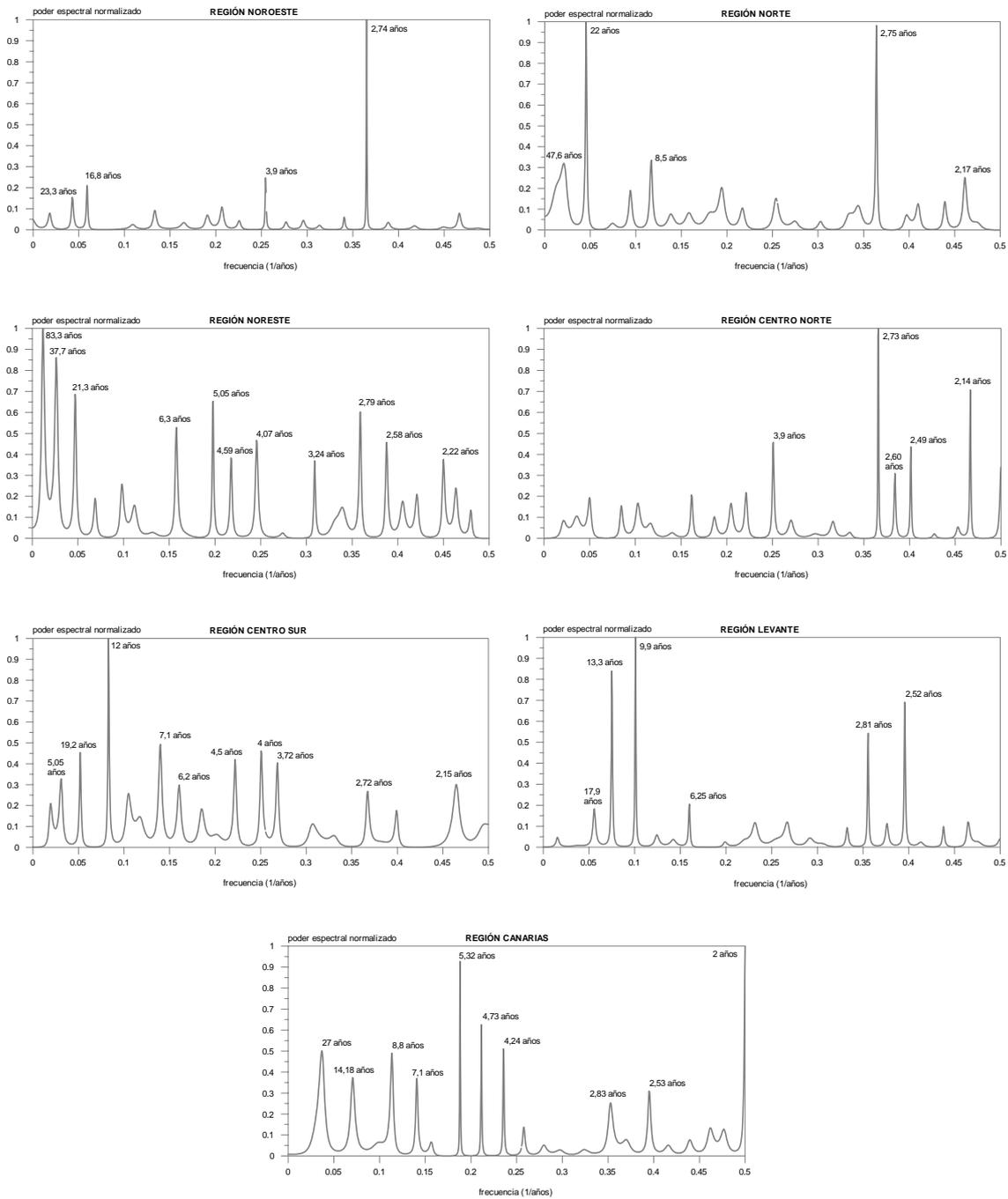


Figura 21. Resultados de la aplicación del MESA a la precipitación areal de cada una de las siete regiones.

## 3. OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE (NAO)

### 3.1 Definición

Asociada a fluctuaciones de los vientos superficiales del oeste (*westerlies*) que penetran en Europa desde el Atlántico, la NAO (*North Atlantic Oscillation*, Oscilación del Atlántico Norte) caracteriza una oscilación meridional de la masa atmosférica con centros de acción situados cerca de la Baja de Islandia y el Anticiclón de las Azores. Es el único modo de oscilación presente en todos los meses del año aunque es más pronunciado, en cuanto a amplitud y radio de acción, durante el invierno (Diciembre, Enero y Febrero), justificando más de un tercio de la varianza total de la presión superficial a nivel del mar (*SLP*) en el Atlántico Norte (Marshall y Kushnir, 1997). La NAO ejerce su influencia sobre una extensa zona que abarca, por lo menos, las latitudes limitadas por Groenlandia y el Ecuador, y las longitudes comprendidas entre Norteamérica y Siberia.

La NAO fue estudiada como tal por primera vez por Walker (1924) y el primer índice NAO (NAOI), que sirve para evaluar tal oscilación, fue definido por Walker y Bliss (1932). Posteriormente fue simplificado por Rogers (1984), quien reconstruye el NAOI desde 1894 basándose en las anomalías de *SLP* de Ponta Delgada (Azores) y Akureyry (Islandia). Hurrell (1995) extiende la serie 30 años más basándose en la *SLP* de Lisboa (Portugal) y Reykjavik (Islandia). Más recientemente se han llevado a cabo varias nuevas reconstrucciones del NAOI con el fin de alargar al máximo las reconstrucciones ya existentes: a partir de registros instrumentales antiguos (Jones *et al.*, 1997; Vinther *et al.*, 2003b) con los registros de la *SLP* media mensual de Gibraltar y Reykjavik (Islandia) a resolución mensual para el periodo 1821-2002 y estacional para el invierno (DEFM) para 1825-1998 (Osborn *et al.*, 1999); a partir de datos documentales históricos (Luterbacher *et al.*, 1999 y 2002) a resolución mensual para el periodo 1658-2001 y a resolución estacional (invierno: DEF; primavera: MAM; verano: JJA y otoño: SON) para 1500-1658 y Rodrigo *et al.* (2001) para el periodo de diciembre a marzo hasta 1501 y finalmente para el mismo periodo, pero a partir de datos proxy o multi-proxies (Glueck y Stockton, 2001) para 1429-1983; (Cook *et al.*, 2002) hasta el año 1400 y (Vinther *et al.*, 2003a) hasta el año 1300. Algunas de estas reconstrucciones están disponibles libremente en Internet y se van actualizando a través de las direcciones de la CRU (*Climatic Research Unit*, Universidad de East Anglia, Reino Unido) y de la CGD (*Climate and Global Dynamics Division*, NCAR-National Center for Atmospheric Research, EE.UU.):

- <http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/>
- [http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao\\_update.htm](http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm)
- <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>

Los valores positivos del NAOI indican una anomalía de presión negativa sobre la Baja de Islandia y una positiva en la zona del Anticiclón Subtropical, mientras que los índices negativos reflejan un patrón de anomalías opuesto. Ambas fases de la NAO están asociadas a cambios en la intensidad y localización de la corriente en chorro (*jet stream*) y de la trayectoria de los ciclones (*storm track*) y a variaciones en el transporte zonal y meridional de calor y humedad (Hurrell, 1995). En las siguientes figuras (Figura

22 y Figura 23) se esquematizan la configuración general del campo de SLP y los efectos generales que se producen según las fases positivas y negativas de la NAO sobre el Hemisferio Norte:

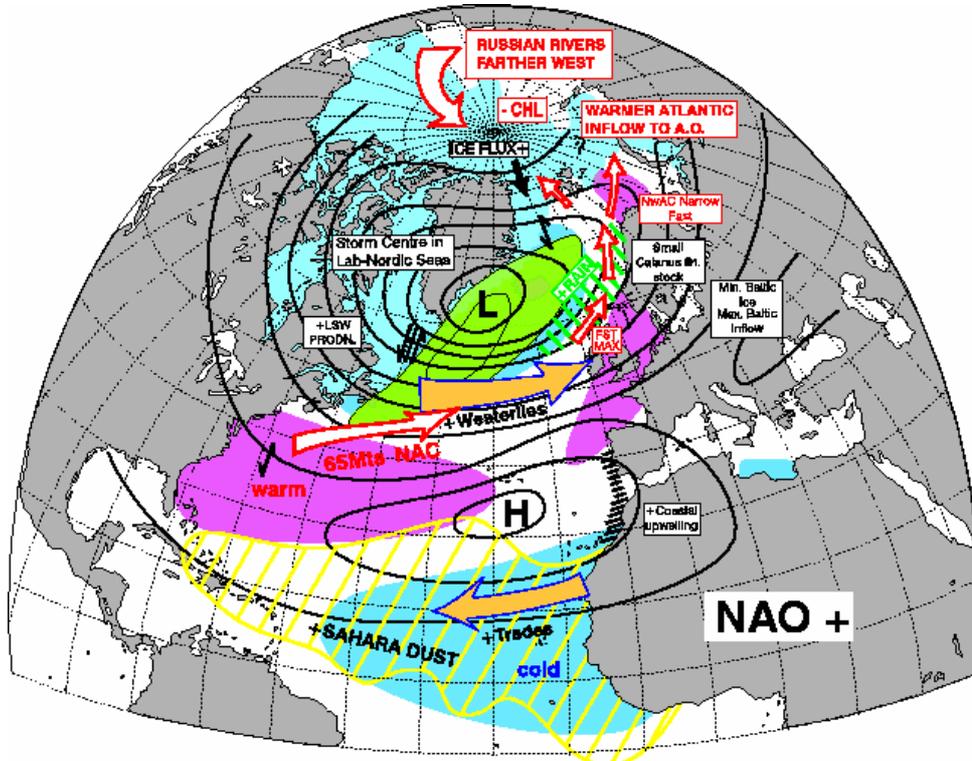


Figura 22. Esquema tipo de la fase positiva de la NAO (<http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/>).

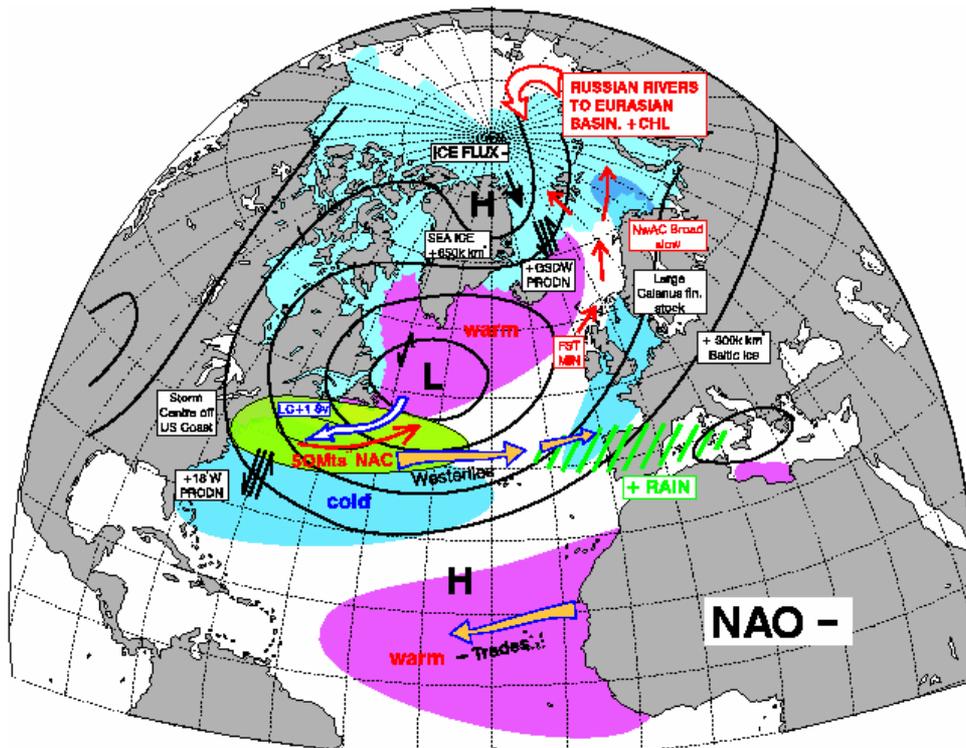
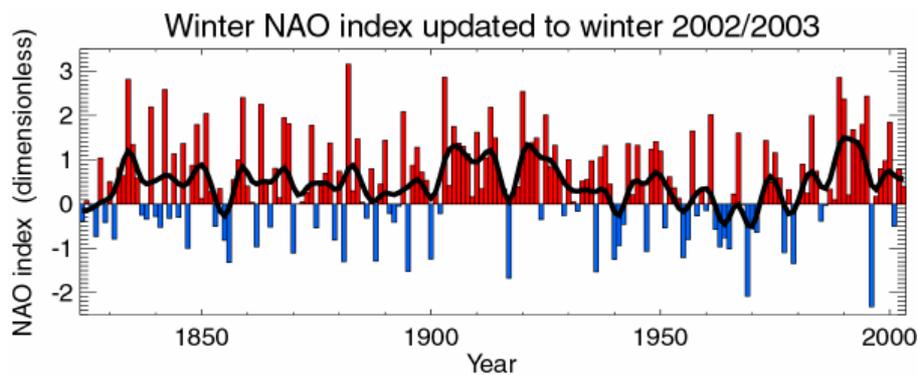


Figura 23. Esquema tipo de la fase negativa de la NAO (<http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/>).

### 3.2 Variaciones interanuales del NAOI

El estudio de la NAO en los últimos años se ha visto renovado, particularmente por dos tendencias contemporáneas observadas en los inviernos de las últimas tres décadas (Osborn *et al.*, 1999): una tendencia hacia la fase positiva de la NAO y una tendencia hacia un calentamiento en las temperaturas en superficie del Hemisferio Norte (Hurrell, 1996). En la evolución anual del NAOI (Figura 24) destaca el predominio de los valores positivos frente a los negativos, debido al predominio habitual de las altas presiones en el sur del Atlántico Norte (Anticiclón de las Azores) y de las bajas presiones en la zona norte del mismo (Baja de Islandia). Hay que destacar que el NAOI ha aumentado en los últimos 20 años desde los bajos valores registrados en los años 40 y 50 del siglo XX, alcanzando uno de sus máximos históricos en el invierno de 1988/89. Dentro del aumento de los últimos 20 años, destaca el invierno 1995/96, cuando se registró el mínimo histórico del índice, comportamiento no observado antes tan intensamente, debido al brusco cambio de un invierno a otro: Invierno anterior (1994/95) con un valor elevado positivo del NAOI y al invierno siguiente (1995/96) con un valor negativo muy bajo. Desde el invierno 2001/02 la NAO se encuentra de nuevo en su fase positiva.



**Figura 24.** Evolución anual y suavizada del índice NAO invernal (DEFM) para el periodo 1825-2003. Procedente de la CRU (Climatic Research Unit, Universidad de East Anglia, Reino Unido) ([http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao\\_update.htm](http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm)).

Superpuestas a la tendencia positiva de las dos últimas décadas, también se manifiestan oscilaciones a escala decenal e interdecenal. En términos generales, el comportamiento de la NAO durante el siglo XX puede resumirse en el siguiente esquema de Marshall y Kushnir (1997):

- i) Periodo 1901-1930:** NAO positiva con índices muy elevados, excepto entre 1916 y 1919. Intensificación de los vientos del oeste sobre Europa y anomalías positivas en la temperatura superficial.
- ii) Principios 1940- principios 1970:** tendencia decreciente del NAOI. Anomalía negativa de la temperatura superficial en Europa (van Loon y Rogers, 1978).
- iii) Desde 1980:** fase muy positiva de la NAO con máximos en 1983, 1989 y 1995, contribuyendo al aumento de las temperaturas superficiales en el Hemisferio Norte registrado en los últimos 20 años (Wallace *et al.*, 1995; Hurrell, 1996).

Cada vez son más los autores que defienden que uno de los factores fundamentales en la modulación de la variabilidad decenal de la NAO es su interacción con el océano. Los efectos de la NAO se manifiestan sobre una gran cantidad de variables meteorológicas y oceanográficas, abarcando un amplio espectro de frecuencias. A escalas de tiempo cortas la NAO genera anomalías de gran amplitud en la velocidad del viento y en los flujos de calor sensible y calor latente en gran parte del Atlántico Norte extratropical (Hurrell, 1995), afectando por tanto a la temperatura superficial del océano (Deser y Blackmon, 1993). Cabe destacar también su relación con los cambios en el recorrido e intensidad del *storm track*, en los patrones de evaporación (E) y precipitación (P), en el transporte de corriente en el Mar del Labrador y en la extensión de la superficie helada del océano Ártico o de la capa de nieve sobre Eurasia (Hurrell, 1995; Entekhabi, 1999). A escalas plurianuales, muchos autores afirman que es el fenómeno responsable de modular y coordinar la intensidad de la convección profunda en el océano; así, periodos muy prolongados con una circulación atmosférica anómala asociada a la NAO alterarían la cantidad de calor extraída del océano por la atmósfera y la renovación de aguas en el océano, la cual está dominada por las alteraciones que tienen lugar en la magnitud (E-P), en el derretimiento del hielo en latitudes altas o en la escorrentía continental, afectando por tanto a la dinámica de formación de aguas profundas en el Atlántico Norte. Sin embargo, otros estudios defienden la tesis contraria, según la cual son los cambios en el océano los que controlan la variabilidad atmosférica a escalas de tiempo relativamente largas, y no viceversa.

### 3.3 Relación entre la NAO y la precipitación

Los cambios en la circulación del Atlántico Norte van asociados a pronunciados desplazamientos del *storm track* y de su actividad sinóptica asociada, afectando al transporte de la humedad atmosférica en esta zona y, por tanto, a la distribución regional de la precipitación (Ulbrich *et al.*, 1990; Hurrell, 1995; Marshall y Kushnir, 1997). El análisis de la correlación NAO-humedad (Hurrell, 1995) demuestra que durante las épocas de NAO muy positiva, el eje del transporte máximo de humedad se desplaza hacia una orientación SW-NE extendiéndose mucho más hacia el NE sobre el Norte de Europa y Escandinavia, mientras que en determinadas zonas del Sur de Europa, Mediterráneo y Norte de África la conducción de humedad sufre una reducción significativa.

Las divergencias en el transporte de la humedad determinan el exceso de precipitación sobre evaporación (E-P). Durante los inviernos de elevado NAOI la evaporación supera a la precipitación en la mayor parte de la superficie de Groenlandia, mientras que el Mediterráneo y las regiones del centro y sur de Europa registran condiciones mucho más secas. Esta tendencia se viene observando en las dos últimas décadas y es consistente con la variabilidad a baja frecuencia de la NAO (Hurrell, 1995). De hecho, durante los dos máximos del NAOI registrados en 1989 y en 1995 (Jones *et al.*, 1997) las zonas de Europa al norte de los 45°N experimentaron un invierno más templado y lluvioso, especialmente en las regiones de orografía muy pronunciada, y afectadas por el continuo flujo de los *westerlies*. Al mismo tiempo, el área del Mediterráneo Occidental, y en especial el sur de España, Portugal, Marruecos y Argelia, sufrían severas sequías. En el año siguiente al último máximo la oscilación se invierte de forma drástica, suponiendo el cambio más pronunciado de la NAO registrado hasta el momento entre dos inviernos consecutivos, como se aprecia en la Figura 24. La

respuesta climática resulta inmediata y, a la vez que cesa la sequía en la zona Mediterránea, el norte del Continente registra el invierno más frío y seco de la última década.

## 3.4 NAO y precipitación en España

### 3.4.1 La pluviometría

La disposición geográfica de España, situada en el borde del vórtice circumpolar, hace que su clima esté fuertemente ligado a la circulación atmosférica. En líneas generales y debido a la complicada orografía del territorio nacional, la caracterización pluviométrica espacio-temporal de la Península presenta tres regiones claramente definidas y diferenciadas entre sí, tanto por las cantidades de lluvia registradas como por las condiciones atmosféricas que las provocan (Capel Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998):

1. Regiones del centro y tercio sur peninsular.
2. Costa Mediterránea.
3. Costa Cantábrica.

A continuación se describen los aspectos generales de la pluviometría en España, primero desde una perspectiva espacial (Martín-Vide y Olcina Cantos, 2001) y luego desde una perspectiva temporal (Capel Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998).

#### • Caracterización espacial

Para caracterizar la pluviometría de un territorio a nivel espacial se recurre al estudio de la distribución de las isoyetas de precipitación media anual. La precipitación media anual de nuestro país presenta valores de una gran variedad espacial, debido a la compleja orografía de España (Figura 25), que influye en la orientación y exposición de las unidades de relieve a los flujos aéreos, además de su altitud. Por lo tanto la distribución espacial de las isoyetas medias anuales presenta una gran complejidad (Figura 26), en la que aparecen individualizados muchos máximos o mínimos contrastados por relación con el entorno. En terminología geográfica este tipo de máximos y mínimos reciben el nombre de “islotos lluviosos” y “sombras pluviométricas”, respectivamente. A grandes rasgos la precipitación media anual en España cumple lo siguiente:

- i) disminuye de norte a sur y de oeste a este, por lo que en la diagonal imaginaria que une Galicia con Almería se produce el contraste pluviométrico extremo.
- ii) Debido a la orografía, y con ella la altitud y la orientación, provocan que muchos relieves montañosos sean auténticos islotos lluviosos en medio de áreas secas o, al revés, ciertas depresiones y valles, a resguardo de los flujos húmedos por el relieve circundante, se configuren en sombras pluviométricas con escasos aportes pluviométricos en referencia a los alrededores elevados.

## Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España

Con lo anterior se tiene, a grandes rasgos, que las zonas más lluviosas del país (la llamada *España húmeda o lluviosa*) son todo el norte y noroeste del país, desde el norte de Castilla y León y la Cordillera Cantábrica al mar homónimo en su sector central, con su extremo occidental ensanchado hasta englobar toda Galicia y los Montes de León y el oriental prolongado, a través de las provincias vascas litorales, por el Prepirineo y Pirineo hasta cerca del extremo oriental de éste.

Por otra parte las zonas menos lluviosas del país (la llamada *España seca*) son las tierras llanas de las dos Mesetas, las bajas de la cuenca del Ebro, la depresión del Guadalquivir, así como buena parte de la fachada oriental de la Península Ibérica, las Islas Baleares, Ceuta y Melilla.

Finalmente las zonas más secas de España (la llamada *España semidesértica*) son el sureste peninsular (buena parte de las provincias de Almería y Murcia, extremo meridional de la de Alicante y zonas de las de Granada), así como las Islas Canarias.



**Figura 25. Mapa físico de España (Ministerio de Fomento, 1992 modificado).**

Teniendo en cuenta las características orográficas de la Península Ibérica, Islas Baleares y Canarias (Figura 25) en la *España húmeda* habría que incluir las cimas y vertientes más meridionales de gran parte de la cordillera Central; los macizos más elevados de la cordillera Ibérica; las principales elevaciones de la cordillera Prelitoral Catalana, así como su nexo de unión – cordillera Transversal – con el Pirineo; la Sierra de Guadalupe (Cáceres); la Sierra de Aracena (Huelva) y algún otro lugar de Sierra Morena; la Sierra de Grazalema (Cádiz) prolongándose hasta Algeciras (Cádiz); la Serranía de Ronda y alguna otra sierra malagueña; las mayores elevaciones de las

alineaciones Subbéticas, como las Sierras de Cazorla (Jaén) y Segura (Albacete/Jaén), así como el macizo de Alcoy (Alicante); Sierra Nevada y sus proximidades; las cimas más elevadas de la Sierra de Tramontana (Mallorca) y, finalmente, las medianías orientadas al norte y nordeste de las islas Canarias más elevadas.

Por otra parte habría que incluir en la *España semidesértica* la zona de los Monegros (Zaragoza); sureste de Zamora; así como las Islas de Lanzarote, Fuerteventura y las tierras bajas de las restantes islas Canarias, excepto La Palma.

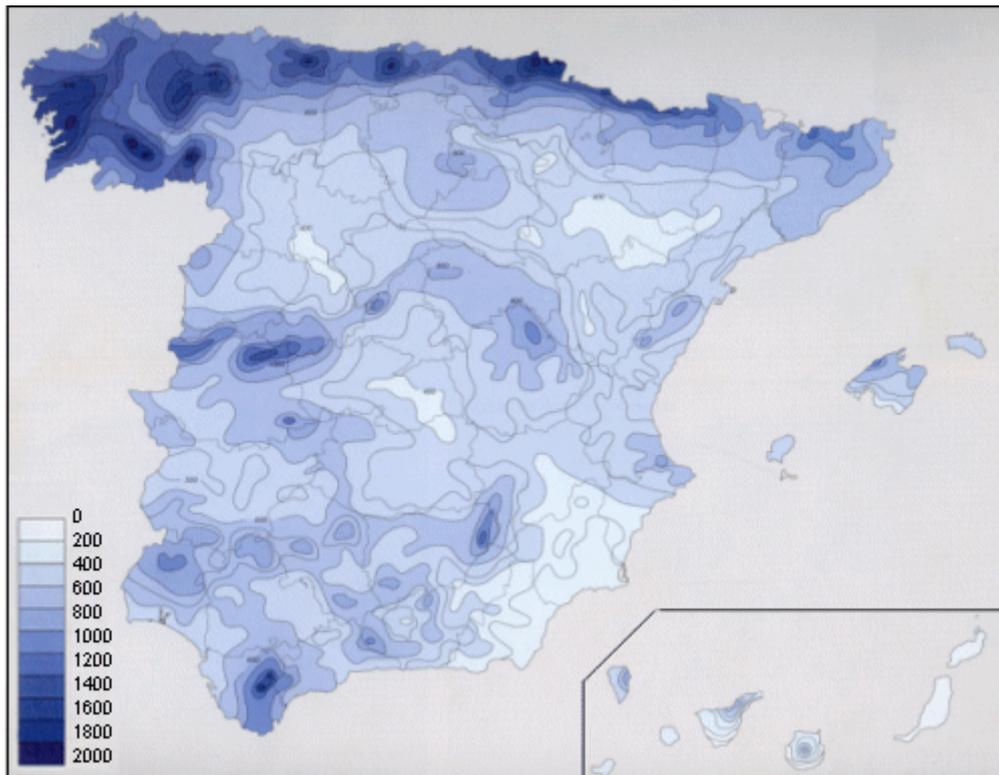


Figura 26. Mapa de la distribución espacial de las isoyetas medias anuales (en mm) para el periodo 1956-1985 (Ministerio de Fomento, 1992).

#### • Caracterización temporal

Para cada una de las tres grandes regiones pluviométricas en las que se puede dividir a la península Ibérica se tiene que:

**i) La precipitación en Andalucía y en el interior de la Península:** suele ir asociada a una circulación del oeste (o sudoeste), en la cual coinciden masas de aire marítimo tropical y polar. Este régimen permanece de Octubre a Mayo (con el máximo de precipitación en invierno), atenuándose durante el verano debido al bloqueo provocado por el anticiclón de las Azores. Las series de precipitación anual presentan características muy similares a las de Europa central a partir de 1920, aproximadamente, en especial las situadas más hacia el sur (Brázdil *et al.*, 1985).

Analizando el periodo 1880-1998, y considerando básicamente los registros entre Septiembre y Mayo, el estudio sobre algunas series anuales (Esteban-Parra *et al.*, 1998) destaca los siguientes intervalos:

- 1880-1893: periodo muy lluvioso.
- 1893-1930: ligeramente seco, tras un cambio muy abrupto alrededor de 1890.
- 1930-1945: periodo relativamente lluvioso.
- 1945-1960: años muy secos en general.
- 1960-1980: muy lluviosos, con un descenso a partir de mediados de los 70.
- 1980-final: periodo muy seco (Romero *et al.*, 1998).

**ii) La precipitación en la costa mediterránea:** está muy influenciada por la compleja orografía del Mediterráneo Occidental, la cual configura esta zona como una cuenca cerrada aislada de otras regiones, causando importantes contrastes en la precipitación según las zonas se vean expuestas a los vientos húmedos procedentes del Atlántico o del Mediterráneo. El hecho de que se trate de un mar cerrado y la fuerte insolación recibida durante el verano causan temperaturas de la superficie del mar muy altas, provocando un flujo considerable de calor latente durante el otoño. Esta situación de inestabilidad convectiva a menudo acaba desencadenando lluvias de carácter torrencial (Capel Molina, 1981; Llasat, 1987; Llasat *et al.*, 1996; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998). Al encontrarse en una zona de transición entre las bajas presiones de latitudes medias y las altas subtropicales (entre 36 y 44°N), el Mediterráneo presenta diferentes regímenes pluviométricos según se trate de zonas del norte o del sur de la cuenca, acentuándose dichos contrastes entre las diferentes estaciones (Romero *et al.*, 1998).

Según los mismos criterios utilizados en el caso anterior, el estudio de Esteban-Parra *et al.* (1998) destaca los siguientes intervalos:

- 1880-1910: periodo relativamente húmedo.
- 1910-1945: moderadamente seco, con intervalos muy lluviosos en los años 30.
- 1945-1970: incremento general de la precipitación.
- 1976-final: sequía severa.

Estos resultados concuerdan con otros estudios (Maheras y Koliva-Machera, 1990; Maheras *et al.*, 1992). En ellos se menciona la década de los 30 del siglo XX como un periodo muy húmedo para casi toda Europa, en especial las regiones situadas por debajo de 50°N (Brázdil *et al.*, 1985), aunque de forma menos pronunciada para el Mediterráneo occidental y central (Maheras, 1988; Maheras *et al.*, 1992). El periodo seco de los años 20 del siglo XX también es común entre esta zona y el centro-sur de Europa (Brázdil *et al.*, 1985; Maheras y Koliva-Machera, 1990), como ocurría con la región centro-sur Peninsular.

**iii) La precipitación en la costa cantábrica:** se caracteriza por su abundante frecuencia. Las lluvias son provocadas generalmente por las masas de aire marítimo ártico y polar que penetran asiduamente en la Península Ibérica desde el norte o el noroeste. Al alcanzar la costa, este aire frío y húmedo intercepta la Cordillera Cantábrica cargado de una fuerte inestabilidad (Capel Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998) dando lugar a precipitación.

La caracterización temporal de esta región para el último siglo, según los mismos criterios utilizados en los casos anteriores, presenta los siguientes intervalos (Esteban-Parra *et al.*, 1998):

- Hasta 1920: periodo seco.
- 1920-1940: época muy lluviosa, tras un cambio muy abrupto en 1920.
- 1944-1960: moderadamente seco.
- Desde 1960: muy lluvioso.

Las series de precipitación anual presentan características bastante similares a las registradas en el norte de Europa (Brázdil *et al.*, 1985; Vines, 1985).

### 3.4.2 Relación NAO y precipitación

La posición e intensidad del anticiclón de las Azores es un factor determinante para la precipitación en la Península Ibérica, especialmente en las zonas del sur y del interior, donde los periodos secos coinciden con valores altos de la *SLP* media de su núcleo o con un desplazamiento hacia el este de su posición media. Las correlaciones máximas tienen lugar durante el invierno, cuando el anticiclón de las Azores se halla al sudeste de Ponta Delgada, resultando una posición óptima para controlar la precipitación en el sur y oeste peninsulares (Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998).

Se han observado comportamientos similares en las costas cantábrica y mediterránea, especialmente durante el periodo seco registrado entre 1940 y 1960, cuando el anticiclón se había desplazado hacia el este, y durante los años 80 del siglo XX, en los que coincidieron un aumento en la *SLP* media y un notable descenso de la precipitación en esas zonas. Sin embargo las correlaciones no resultan tan obvias, puesto que estas regiones se ven fuertemente influenciadas por el sistema montañoso cantábrico y por situaciones atmosféricas procedentes del este, respectivamente, atenuando los efectos de la NAO.

Otros autores se muestran más contundentes a la hora de desvincular los efectos de la NAO y la precipitación en la costa norte y en la mitad este peninsular (Rodó *et al.*, 1997; Martín-Vide *et al.*, 1999). Para esta última región incluso insinúan una ligera influencia de la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO, *El Niño Southern Oscillation*), aunque las correlaciones obtenidas son muy poco significativas y no justifican una relación causal entre ambos fenómenos. Por otra parte, se ha sugerido la existencia de cierta conexión entre la evolución de la precipitación en la costa mediterránea peninsular y la *SLP* media del Mediterráneo, llegándose a insinuar una posible “Oscilación Mediterránea” (Esteban-Parra *et al.*, 1998). Este estudio revela que las anomalías negativas de *SLP* registradas entre 1880 y 1900 y entre 1930 y 1970 en la latitud 40°N coincidieron con periodos muy húmedos en la zona Mediterránea occidental, y las anomalías positivas registradas entre 1900-1930 y 1970-1980 se corresponden con los periodos secos iniciados en las décadas de los años 10, 20 y 80 del siglo XX.

La correlación *SST*-lluvia se aborda en Zorita *et al.* (1992). En este artículo se estudia la relación entre las anomalías de *SST* y *SLP* en la región del Atlántico Norte, y su posible influencia en la precipitación de la Península Ibérica. Los autores concluyen

que la variabilidad baroclina, relacionada con la NAO, es el mecanismo desencadenante de gran parte de las anomalías térmicas de la superficie del Atlántico, ejerciendo a su vez una notable influencia sobre el régimen de precipitación peninsular. De esta forma, puede decirse que existe una relación indirecta entre las anomalías de la SST y la precipitación, la cual se manifiesta a través del forzamiento provocado por el estado de la atmósfera a gran escala.

## 3.5 La NAO y la interacción océano-atmósfera

### 3.5.1 El Océano Atlántico

El océano Atlántico posee unas características térmicas y mecánicas que le proporcionan un papel determinante en la variabilidad climática a nivel global, y entre las cuales se puede destacar:

- Transporta 1,2 pw (1 petawatt =  $10^{15}$  watts) de calor, aproximadamente, a una latitud de 24°N (Trópico de Cáncer); en comparación, el transporte total teniendo en cuenta el conjunto de la superficie oceánica mundial es de 2 pw, y el transporte de calor por la atmósfera a la misma latitud es de 3 pw.
- Posee una fuerte circulación termohalina (THC) que lo distingue del resto de los océanos; durante el proceso de transformación de aguas cálidas a frías en la rama superior de esta circulación, situada en el extremo norte del Atlántico, se genera una intensa advección vertical acompañada de la consiguiente liberación de calor; la rama inferior reconduce hacia el sur los productos de esta transformación, (Kushnir, 1994).
- También es importante la advección de calor en los giros (*gyres*) de circulación horizontal (Corriente del Golfo y Corriente Norte-Atlántica), que contribuye a la creación de una gran zona de liberación de calor hacia la atmósfera en la región de confluencia de los giros subpolar y subtropical (Deser y Blackmon, 1993; Kushnir, 1994).

### 3.5.2 El acoplamiento océano-atmósfera

La escala de tiempo característica a la cual se desarrollan las anomalías de la circulación atmosférica es del orden de una semana, aproximadamente. Al poseer una memoria a muy corto plazo, la atmósfera no proporciona medios para controlar la variabilidad de la NAO a escalas superiores. Por lo tanto, uno de los principales factores que modulan la fase e intensidad de la NAO a escalas interanuales y decenales podría ser su interacción con el océano.

En invierno, a causa de este acoplamiento, los modos atmosféricos de variabilidad climática son mayores en amplitud y más pronunciados: el océano posee una memoria selectiva para las condiciones invernales, de forma que si una anomalía de la temperatura superficial del mar está ligada a anomalías térmicas de las aguas profundas, la escala temporal de esta anomalía de SST será larga y poseerá una mayor habilidad para alterar, mediante flujos anómalos, la atmósfera superficial. A pequeñas escalas de tiempo, sin embargo, el océano responde masivamente a las alteraciones atmosféricas.

### • Evidencia observada del acoplamiento

Las anomalías de *SLP* que origina la Oscilación del Atlántico Norte provocan alteraciones evidentes en la tensión superficial del océano y en el intercambio de flujos de calor aire-mar y, por lo tanto, en la formación de masas de agua y en la circulación oceánica accionada por los vientos. Las propiedades de las masas de agua atlánticas muestran fluctuaciones plurianuales, y están gobernadas por las diferencias en la fuerza y trayectoria de las tormentas (*storm track*) durante fases extremas de la NAO (Zorita *et al.*, 1992; LDEO, 1997). También la variabilidad de la *SST*, desde el Ecuador hasta el extremo Norte del Atlántico, exhibe una periodicidad decenal relacionada con alteraciones en las propiedades de las masas de agua subsuperficiales (Marshall y Kushnir, 1997; Sutton y Allen, 1997, Zorita *et al.*, 1992, Deser y Blackmon, 1993; Kushnir, 1994); otros estudios (Dickson *et al.*, 1996; Timmermann *et al.*, 1998) defienden que estas alteraciones aparecen como consecuencia de las variaciones en la circulación termohalina del océano Atlántico.

De esta forma, la NAO podría ser un ejemplo de la interacción mutua entre océano y atmósfera, con fluctuaciones climáticas decenales y pluridecenales.

### • Relación NAO-SST

La contribución de Bjerknes (1964) constituye uno de los primeros documentos introductorios en la naturaleza oscilatoria del sistema océano-atmósfera a escalas interanuales e interdecenales (LDEO, 1998). Durante sus investigaciones, Bjerknes encontró que un lento calentamiento de las *SST* en el Atlántico Norte extratropical, centrado en 1920, coincidió con una anomalía positiva de *SLP* en el Anticiclón de las Azores y con una anomalía negativa al norte de los 50°N, estructura que hoy se identifica como NAO. Según las conclusiones a las que llega el autor, el calentamiento interdecenal de las *SST* es un fenómeno accionado por el océano y está ligado a una lenta intensificación de las Corrientes del Golfo y Norte-Atlántica como respuesta al aumento de la circulación anticiclónica en las Azores. Según Bjerknes (1964) y Kushnir (1994), las fluctuaciones interdecenales de la *SST* en latitudes medias aparecen inversamente correlacionadas con la intensidad de los *westerlies*, de manera que las anomalías positivas en la *SST* van acompañadas de una reducción en la intensidad de estos vientos, y viceversa.

### • Relación NAO-Temperaturas

Durante los meses de invierno, la NAO ejerce una gran influencia en las temperaturas en la región del Atlántico Norte (van Loon y Rogers, 1978; Marshall y Kushnir, 1997). Un análisis de regresión lineal relaciona directamente gran parte de las fluctuaciones climáticas decenales en las temperaturas superficiales del aire y en la *SST* con el NAOI; a lo largo del noroeste del Atlántico y extendiéndose desde el norte de Europa hasta la mayor parte de Eurasia, cambios de más de 1°C se han asociado con variaciones del orden de una desviación típica del NAOI. También son notables los cambios en las temperaturas del norte de África y del sudeste de los Estados Unidos (Molinari *et al.*, 1996).

### 3.5.3 Sistemas desacoplados vs. sistema acoplado

#### • Estudio de los sistemas desacoplados

Algunos autores barajan la posibilidad de que los procesos físicos que intervienen en la variabilidad decenal observada en el océano y en la atmósfera no precisen la existencia de un acoplamiento activo entre ambas componentes (Marshall y Kushnir, 1997). De hecho, los modelos de circulación general cuyos forzamientos no implican variaciones temporales en las *SST* presentan como resultado fluctuaciones similares a la NAO de forma que, según parece, algunos de los mecanismos fundamentales que modulan la NAO surgen de procesos únicamente atmosféricos (Hasselmann, 1976). Otros trabajos más recientes también atribuyen la variabilidad decenal de la *SST* y de la THC (Griffies y Tziperman, 1995) al forzamiento atmosférico. Todos estos estudios sugieren que la variabilidad del Atlántico Norte es simplemente la respuesta por parte del océano a un forzamiento caótico y de alta frecuencia de la atmósfera, sin descartar la posibilidad de que exista un proceso de realimentación desde los cambios experimentados por el océano sobre la circulación atmosférica.

Un método mediante el cual la atmósfera podría provocar, como sistema aislado, variaciones interdecenales y a mayor escala en la intensidad de la NAO lo sugieren Perlwitz *et al.* (1995) y Kordera *et al.* (1997). Estos estudios demuestran que, durante los inviernos en los que el vórtice polar estratosférico es muy pronunciado, la NAO suele encontrarse en su fase positiva, con la consiguiente intensificación de los *westerlies* a lo largo del Atlántico. Se desconoce cuáles son exactamente los mecanismos mediante los que la estratosfera adquiere estas características, si bien podrían estar relacionados con los efectos del calentamiento global (Marshall y Kushnir, 1997). En tal caso, el calentamiento provocaría una expansión de la troposfera en las latitudes tropicales intensificando su gradiente de presión, y así se explicaría el continuo reforzamiento que ha experimentado la NAO desde finales de los 60 del siglo XX y durante los últimos 30 años.

#### • Estudio del sistema acoplado

Considerando la posibilidad de que, a partir de los cambios experimentados por el océano debidos al forzamiento atmosférico, exista un mecanismo de realimentación sobre la misma, la variabilidad decenal atlántica podría ser el resultado de procesos físicos basados en el acoplamiento de los dos sistemas, océano y atmósfera. En Marshall y Kushnir (1997) se proponen dos mecanismos como posibles conductores de esta variabilidad a baja frecuencia:

1.- El primero se basa en la interacción térmica y mecánica que tiene lugar entre los giros oceánicos accionados por los vientos y la circulación atmosférica. Deser y Blackmon (1993) estudian dicha interacción en la región del giro subpolar, donde la atmósfera se muestra sensible a las anomalías térmicas superficiales del Mar del Labrador y Terranova. Una realimentación positiva desde la atmósfera reforzaría estas anomalías propagando sus efectos corriente abajo hacia el centro del giro subpolar. La interacción en el giro subtropical ha sido planteada en dos trabajos basados en modelos acoplados de circulación general, Latif y Barnett (1996) y Latif *et al.* (1996). Un giro subtropical muy pronunciado intensificaría el transporte de calor hacia el polo,

provocando anomalías positivas del contenido de calor en las capas superficial y subsuperficial del Atlántico Norte central. Las anomalías positivas de *SST* generarían una circulación anticiclónica anómala, de características espaciales similares a las que presenta la NAO. La realimentación por parte de la atmósfera tendría lugar a partir del intercambio de calor con la superficie oceánica y mediante la interacción mecánica provocada por los vientos (Kushnir, 1994; Marshall y Kushnir, 1997).

2.- En segundo lugar se proponen mecanismos que modularían, a escalas de tiempo pluridecenales, la intensidad de la circulación meridional y su transporte de calor asociado, afectando a la *SST* y, por lo tanto, a la circulación atmosférica. Latif *et al.* (1996) y Timmermann *et al.* (1998) sugieren modelos que implican a la circulación termohalina (THC). Las fluctuaciones en la intensidad de la THC afectarían a la atmósfera a través de las anomalías térmicas provocadas en la superficie oceánica, y una realimentación por parte de la atmósfera completaría la oscilación. Sin embargo, todavía está por determinar hasta qué punto esta variabilidad pluridecenal de la *SST* es de naturaleza puramente oceánica, o bien responde a un acoplamiento con la atmósfera.

#### • Modelización basada en el sistema acoplado

La diversidad de escalas temporales involucradas en la Oscilación del Atlántico Norte supone una gran dificultad de cara a su modelización; si bien la determinación de los modos de variabilidad de la NAO, aparte de cuáles puedan ser sus causas, sigue siendo un tema de estudio en la actualidad. Por todo ello, los modelos deben basarse en estrategias diferentes según la escala que pretendan representar. Como se ha visto en los apartados anteriores, a escalas de tiempo cortas el océano permanece pasivo ante las fluctuaciones de la atmósfera, mientras que a escalas climáticas deben considerarse ambos sistemas de forma acoplada y tener en cuenta las variables que intervienen en los mecanismos de realimentación. Uno de los factores que supone un mayor obstáculo es la parametrización de la capa límite entre el mar y la atmósfera. Los modelos actuales no son capaces de reproducirla adecuadamente dada la complejidad de los mecanismos de intercambio entre los dos sistemas. También surgen otras cuestiones como la memoria propia de la atmósfera independientemente del océano, o la memoria selectiva que posee el océano para las condiciones de invierno, cuando la NAO es más intensa (Marshall y Kushnir, 1997).

Por lo tanto, en el proceso de modelización de la NAO deben intervenir variables tanto meteorológicas como oceanográficas, así como su evolución a lo largo del ciclo anual. Si los estudios abarcan periodos de varios años (del orden de cinco, por ejemplo) será posible investigar la variabilidad interanual del sistema acoplado, la persistencia de las anomalías a lo largo de los años y examinar los mecanismos de realimentación que conectan océano y atmósfera.

En un modelo descrito en Sutton y Allen (1997) se estudia la variación de la *SST* en el Atlántico Norte hallando periodicidades de entre 12 y 14 años en las regiones de la Corriente Norte-Atlántica y de la Corriente del Golfo. El contraste de temperaturas tierra-mar en la costa sureste norteamericana genera una fuerte inestabilidad baroclina que conduce al desarrollo de tormentas muy severas, por lo que la zona se conoce como la '*Storm Formation Region*' (Región de formación de borrascas). En base a los resultados obtenidos, los autores concluyen que las anomalías en las *SST* de esta región

podrían afectar a la estructura dipolar del campo de presiones del Atlántico Norte Occidental y, por lo tanto, influir en la modulación e intensidad de la NAO. Resultados muy similares se obtienen en Watanabe y Kimoto (1999), donde los modelos sugieren que la variabilidad de la *SST* Atlántica afecta directamente a la atmósfera y al océano en esta región.

• **Modelización basada en los sistemas desacoplados**

**i) Atmósfera activa, océano pasivo:** Muchos de los modelos de circulación general (GCM) atmosférica que no consideran variaciones en la *SST* presentan fluctuaciones similares a la NAO, sugiriendo que la dinámica fundamental de esta oscilación podría basarse únicamente en procesos atmosféricos. Sin embargo, es más prudente asumir que los resultados de estos modelos se deben a que la estructura espacial de la NAO está ligada a los aspectos básicos de la circulación atmosférica a gran escala, si bien puede presentar características suplementarias propias de la excitación que incorpore cada modelo (Marshall y Kushnir, 1997).

La interacción de la atmósfera con el océano en las latitudes medias surge básicamente del intercambio de calor, humedad y momento que tiene lugar en la capa límite, y ocurre con especial intensidad durante el invierno. Si bien está accionada por mecanismos atmosféricos de escalas de tiempo cortas (del orden de días), éstos están gobernados por perturbaciones de menor frecuencia de las cuales la principal es la NAO.

Por lo tanto, en estos procesos deberían considerarse cuestiones relacionadas con la dinámica de las ondas planetarias que gobierna la troposfera, como el forzamiento térmico y orográfico en las regiones extratropicales, y examinar de qué manera afectan a la variabilidad de la NAO.

**ii) Atmósfera pasiva, océano activo:** Por otra parte, el estudio de la respuesta atmosférica a las anomalías de la *SST* ha sido abordado en numerosas investigaciones sobre modelos de circulación general (Marshall y Kushnir, 1997; Sutton y Allen, 1997). Si bien, en cuanto al comportamiento en latitudes medias, realidad y modelos no han alcanzado el consenso en las regiones tropicales, las teorías y los GCMs ofrecen resultados muy coherentes con las observaciones.

La finalidad de estos estudios consiste en obtener respuestas a cuestiones básicas como la sensibilidad de la atmósfera a la estructura de la *SST*, la forma en qué puede responder a las anomalías mediante mecanismos de realimentación y su carácter espacio-temporal, o los procesos dinámicos atmosféricos que activan o intervienen en este comportamiento.

En estos modelos se sugiere que la variabilidad interdecenal de la circulación atmosférica es una respuesta de la atmósfera a las variaciones interdecenales de la *SST*, asociadas, a su vez, a cambios en la intensidad de las corrientes oceánicas, en la salinidad, o en la circulación termohalina (Kushnir, 1994).

## 4. RELACIÓN NAO Y PRECIPITACIÓN: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de haber realizado el estudio de la correlación entre la precipitación areal de cada una de las siete regiones pluviométricas en las que se puede dividir a España (apartado 2.5.1) y el índice de la NAO (NAOI). Para estudiar la correlación entre estas dos variables se ha calculado el coeficiente de correlación lineal de Pearson (apartado 1.2) entre ellas, así como la significancia estadística de las correlaciones encontradas (apartado 1.2).

La principal motivación de estudiar la posible relación de la precipitación y la NAO es que, si existe una relación directa entre ambas variables para todas las regiones españolas, se tendría una manera de predecir la precipitación estacional de una zona a partir de predicciones estacionales del NAOI. Por lo tanto, sería posible realizar tareas de planificación del consumo del agua con una antelación razonable, sobre todo ante situaciones de previsión de sequía. Aunque existen numerosos trabajos y estudios previos en los que se aborda la relación entre la NAO y la precipitación (véanse apartados 3.3 y 3.4.2) y en los que se afirma de una manera u otra la influencia de la NAO en la precipitación de la Península Ibérica, el presente estudio aporta la novedad de enfocar tal tema con el uso de series areales de 100 años; es decir, con series largas y representativas de toda una región, a diferencia de los estudios previos que se realizaron sobre series individuales y de una longitud temporal menor. El hecho de realizar el estudio con series areales permite tener una visión más global y generaliza de tal relación, matizando los efectos o fenómenos de carácter local, que son los que se encuentran analizando series individuales como en los estudios previos al presente trabajo.

Los datos del NAOI (véase apartado 3.1) que se han utilizado son los procedentes de la CRU (*Climate Research Unit*, Universidad de East Anglia, RU), definidos por Jones *et al.* (1997). Estos datos están disponibles en la siguiente dirección de Internet:

<http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/>

Se ha escogido el NAOI definido por Jones *et al.* (1997) y actualizado por Vinther *et al.* (2003b), porque de los índices de la NAO definidos hasta el momento es el que abarca un mayor intervalo temporal a partir de registros instrumentales, con lo que es un buen índice para estudiar relaciones entre variables meteorológicas y la NAO para los últimos 180 años. El NAOI definido por Hurrell (1995), por ejemplo, abarca los últimos 140 años.

Para realizar el estudio de la correlación se han normalizado previamente los valores mensuales de precipitación areal con la media y desviación estándar calculadas para el periodo 1951-1980, ya que éste es el periodo de 30 años escogido para la definición del NAOI usado en este capítulo y realizada por Jones *et al.* (1997). Se han realizado tres tipos de correlaciones entre el NAOI y la precipitación areal para poder evaluar la relación entre ambas a diferentes escalas temporales: la correlación entre valores mensuales; la correlación entre valores estacionales y la correlación entre el valor del

NAOI de referencia y la precipitación areal para el periodo de diciembre a marzo. Todo ello para cada una de las siete regiones definidas en el apartado 2.5.1.

### 4.1 Correlación mensual

La correlación mensual se ha realizado con los valores normalizados mensualmente según la expresión:

$$z_i = \frac{x_i - \bar{x}_j}{\sigma_j} \tag{44}$$

donde,  $x_i$ , es el valor i-ésimo correspondiente al mes j-ésimo;  $\bar{x}_j$ , es el valor medio del mes j-ésimo y  $\sigma_j$ , es la desviación estándar del mes j-ésimo. Los valores de la media y la desviación estándar, que se han utilizado en la normalización, se han calculado para el periodo 1951-1980.

Las correlaciones encontradas, así como sus significancias estadísticas, se presentan en las Tabla 14 y Tabla 15, respectivamente.

Región	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
NO	-0,32	-0,11	-0,15	-0,30	-0,31	-0,38	-0,20	-0,28	-0,24	-0,20	-0,19	-0,15
N	-0,39	-0,21	-0,34	-0,45	-0,43	-0,44	-0,13	-0,47	-0,23	-0,16	-0,18	-0,18
NE	-0,40	-0,46	<b>-0,60</b>	<b>-0,60</b>	-0,48	-0,41	-0,31	-0,44	-0,24	-0,07	-0,09	-0,24
CN	<b>-0,61</b>	-0,43	<b>-0,51</b>	<b>-0,59</b>	-0,50	<b>-0,55</b>	-0,34	<b>-0,54</b>	-0,27	-0,11	-0,07	-0,28
CS	<b>-0,64</b>	<b>-0,56</b>	<b>-0,65</b>	<b>-0,67</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,64</b>	-0,38	<b>-0,54</b>	-0,17	-0,05	-0,19	-0,33
LEV	-0,10	-0,40	<b>-0,58</b>	<b>-0,59</b>	-0,39	-0,47	-0,26	-0,41	-0,19	-0,09	-0,06	-0,33
CAN	-0,45	-0,43	-0,46	-0,50	-0,42	-0,33	-0,20	-0,26	-0,02	-0,06	<b>0,05</b>	-0,26

Tabla 14. Coeficientes de correlación mensuales de Pearson entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica. Señaliza de manera más gruesa las correlaciones apreciables.

NOTA: NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

Región	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
NO	0,000	<b>0,250</b>	<b>0,122</b>	0,002	0,002	0,000	0,043	0,004	0,013	0,038	<b>0,062</b>	<b>0,123</b>
N	0,000	0,031	0,001	0,000	0,000	0,000	<b>0,180</b>	0,000	0,021	<b>0,109</b>	<b>0,067</b>	<b>0,065</b>
NE	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,017	<b>0,502</b>	<b>0,373</b>	0,014
CN	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	<b>0,255</b>	<b>0,493</b>	0,005
CS	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	<b>0,088</b>	<b>0,618</b>	<b>0,056</b>	0,001
LEV	<b>0,317</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,007	<b>0,053</b>	<b>0,351</b>	<b>0,531</b>	0,001
CAN	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	<b>0,867</b>	<b>0,549</b>	<b>0,621</b>	0,008

Tabla 15. Significancias estadísticas de las correlaciones mensuales entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica. En negrita los valores correspondientes a las correlaciones no significativas (nivel de confianza del 95%).

NOTA: NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

De los resultados de las tablas anteriores (Tabla 14 y Tabla 15) se puede concluir que las correlaciones entre el NAOI y la precipitación areal son bajas en general y negativas

para todas las regiones (son, en valor absoluto, inferiores a 0,7). El signo negativo encontrado era de esperar, ya que en la fase negativa de la NAO es cuando dominan las bajas presiones en la zona de las Azores y la Península Ibérica se encuentra afectada por el paso de borrascas que dejan precipitaciones. En cambio, cuando la NAO se encuentra en su fase positiva, las altas presiones dominan la zona de las Azores y las borrascas pasan más al norte o afectan de manera indirecta a la Península Ibérica, con lo que no se producen precipitaciones o estas son de menor cuantía.

A pesar de las bajas correlaciones mensuales encontradas en general, se observan algunas leves correlaciones para los meses de diciembre y enero en las regiones NE, CN, LEV y CS. Esta última región es la que presenta unas mayores correlaciones para casi todos los meses del año (exceptuando abril y los meses del verano: junio, julio y agosto). Es importante destacar las casi nulas correlaciones para los meses de verano, resultado esperado, dado el carácter mayoritariamente convectivo de la precipitación en la España peninsular e Islas Baleares, dominando claramente entonces fenómenos de escala local (mesoescala y microescala) frente a los efectos de escala mayor (sinóptica y global) de los que depende la NAO. También es de destacar la disparidad de comportamiento entre regiones, fruto de la gran variabilidad espacial de la precipitación en España debido a su compleja orografía (véase apartado 3.4.1) y porque las correlaciones entre las distintas regiones son bajas (apartado 2.5.3; Tabla 11).

Hay que destacar también que las regiones NO, N y CAN son las que parecen estar más desvinculadas de la influencia de la NAO en su precipitación a nivel mensual, ya que en ninguno de los meses del año se llegan a correlaciones superiores a 0,50 en valor absoluto. El motivo de las bajas correlaciones en la región CAN, es la posición geográfica de esta región, ubicada en una zona subtropical, desligada ya del comportamiento general de la circulación del oeste que gobierna el comportamiento y la dinámica meteorológicos en la Europa Occidental. Por el contrario, las bajas correlaciones en las regiones NO y N, son debidas en gran parte a la presencia, cerca de la costa, de un gran sistema montañoso como es la Cordillera Cantábrica, que delimita el sur de la región N y; cuyas estribaciones occidentales, delimitan por el Este la región NO. Este sistema montañoso provoca que las masas de aire marítimo ártico y polar que penetran por el Norte o Noroeste de la Península Ibérica puedan precipitar al entrar en contacto con la barrera orográfica que presenta tal cordillera (véase apartado 3.4.1). La entrada de estas masas de aire productoras de precipitación se puede presentar tanto en la fase positiva, como negativa de la NAO, aunque se ve más favorecida, como es obvio, en la fase negativa. De ahí, que las correlaciones encontradas sean bajas y de signo negativo. La presencia de altas presiones en la zona de las Azores sí que barra, en cambio, el paso a las borrascas hacia las zonas del centro y Sur de la Península (que presentan correlaciones mayores), pero en cambio por el borde nororiental de los anticiclones, donde el flujo de viento suele ser del NW o N, se favorece que masas de aire húmedo marítimo penetren en las regiones NO y N, o el paso de sistemas frontales o líneas de inestabilidad hacia esas zonas y por consiguiente que hayan precipitaciones en tales zonas.

Aunque las regiones NE y LEV son regiones de influencia mediterránea, entre ellas se observan comportamientos algo diferentes: las correlaciones para la región NE son mayores que para la LEV y en el mes de octubre tal diferencia es bastante notable, con

correlaciones de -0,40 y -0,10; respectivamente. Esto es debido a que la regionalización utilizada en este estudio (Ministerio de Medio Ambiente, 1998) se realizó tomando como unidades menores las grandes cuencas hidrográficas de España, quedando englobada la cuenca hidrográfica del Ebro en la región NE. Esta cuenca abarca una extensa zona geográfica con una gran variabilidad climática (zonas de alta montaña en el nacimiento del río Ebro y los Pirineos; zonas muy secas y con un marcado grado de continentalidad como Los Monegros y zonas costeras como Bajo Ebro y su delta). Por lo tanto, la influencia mediterránea en esta región se ve matizada. La gran diferencia de correlación que se observa en octubre es debida a que este mes es en el que con mayor ocurrencia suelen producirse los fenómenos de lluvias torrenciales que provocan inundaciones en la costa mediterránea española (Llasat *et al.*, 2003), en cuyo mecanismo (Llasat, 1987; Llasat y Puigcerver, 1992, 1994; Ramis *et al.*, 1994; Llasat *et al.*, 1996; Jansà *et al.*, 1996; Jansà, 1997) poco tiene que ver la NAO y de ahí que la región LEV muestre una correlación tan baja.

Finalmente, se puede afirmar con un nivel de confianza de casi el 100%, ya que la significancia estadística de las correlaciones es ampliamente inferior al umbral de 0,01; que diciembre y enero son los meses en los que más obvio parece ser que existe una relación directa entre la NAO y la precipitación, aunque leve o muy leve para todas las regiones excepto la región CS, en la que esta relación parece ser algo notable (próxima a 0,7). Por el contrario se puede afirmar con un nivel de confianza del 95%, que en los meses de julio y agosto la precipitación no presenta ningún tipo de relación directa con la NAO, ya que la significancia estadística de las correlaciones es, en general, ampliamente superior al umbral de 0,05. Este dato corrobora el hecho que en esos meses la precipitación en la España peninsular e Islas Baleares es de carácter mayoritariamente convectivo, dominando los efectos locales a los de mayor escala, que son los responsables de la NAO, como se apuntaba anteriormente al comentar las bajas correlaciones para esos meses.

Los resultados aquí encontrados concuerdan a grosso modo con estudios previos realizados sobre estaciones individuales. No son coincidentes del todo porque en este apartado se han utilizado series areales en vez de individuales, mucho mejores para estudiar de una manera global y general relaciones entre variables meteorológicas y climáticas. Por ejemplo, en el trabajo de Martín Vide *et al.* (1999) donde se estudia sólo la correlación entre la precipitación de diciembre en 41 observatorios de la España peninsular para el periodo 1900-1994, se encuentra que en la zona septentrional y en la franja mediterránea oriental la correlación entre la NAO y la precipitación para el mes de diciembre es débil o incluso no significativa. Por el contrario, en el centro y en el cuadrante suroccidental del país los valores muestran una clara correlación negativa. Estos resultados aparecen resumidos en la Figura 27.

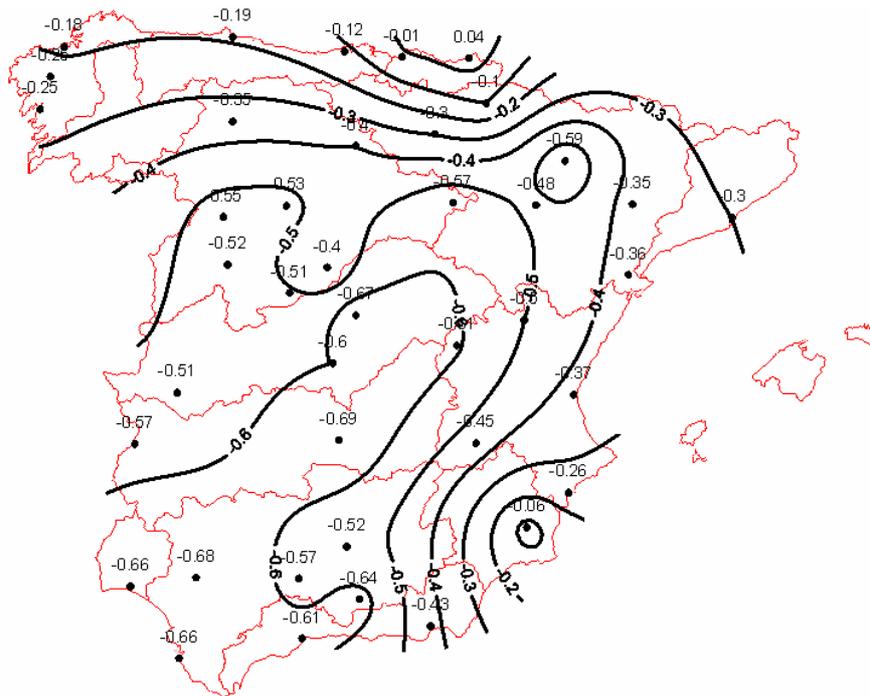


Figura 27. Isopletas del coeficiente de Pearson entre el índice de la NAO (Lisboa-Reykjavik) y la precipitación, en diciembre (Martín Vide *et al.*, 1999 modificado por Barrera).

## 4.2 Correlación estacional

Para realizar la correlación estacional se han calculado primero los valores estacionales de precipitación areal y del NAOI, tomando como estaciones del año las siguientes:

- Otoño: septiembre, octubre y noviembre
- Invierno: diciembre, enero y febrero
- Primavera: marzo, abril y mayo
- Verano: junio, julio y agosto

Luego se han normalizado estos valores usando la expresión nº 44, pero a través de la media y desviación estándar estacionales calculadas para el periodo 1951-1980. Las correlaciones encontradas, así como sus significancias estadísticas, se presentan en las Tabla 16 y Tabla 17, respectivamente. De los resultados que figuran en esas tablas se puede concluir en general, como para el caso mensual, que las correlaciones entre el NAOI y la precipitación areal son bajas y negativas para todas las regiones (en valor absoluto inferiores a 0,7). El signo negativo encontrado era de esperar, como se ha comentado en el apartado anterior. El invierno es la estación del año para la que las correlaciones son algo apreciables (superiores a 0,5 en valor absoluto) y vuelve a ser la región CS la que presenta una mayor correlación. Es de destacar, también, las casi nulas correlaciones en verano para todas las regiones, por los motivos comentados en el apartado anterior.

Región	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
NO	-0,19	-0,37	-0,07	-0,07
N	-0,09	-0,44	-0,21	0,01
NE	-0,25	<b>-0,59</b>	-0,21	-0,11
CN	-0,31	<b>-0,58</b>	-0,02	-0,07
CS	-0,44	<b>-0,70</b>	-0,09	-0,07
LEV	-0,26	<b>-0,52</b>	-0,12	0,10
CAN	-0,29	-0,48	-0,05	-0,12

Tabla 16. Coeficientes de correlación estacionales de Pearson entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica. Señaliza de una manera más gruesa las correlaciones apreciables.

NOTA: NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

Región	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
NO	<b>0,0590</b>	0,0001	<b>0,5151</b>	<b>0,5081</b>
N	<b>0,3858</b>	0,0000	0,0358	<b>0,8897</b>
NE	0,0100	0,0000	0,0363	<b>0,2914</b>
CN	0,0017	0,0000	<b>0,8037</b>	<b>0,4667</b>
CS	0,0000	0,0000	<b>0,3462</b>	<b>0,5078</b>
LEV	0,0077	0,0000	<b>0,2326</b>	<b>0,3362</b>
CAN	0,0029	0,0000	<b>0,6103</b>	<b>0,2157</b>

Tabla 17. Significancias estadísticas de las correlaciones estacionales entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica. En negrita los valores correspondientes a las correlaciones no significativas (nivel de confianza del 95%).

NOTA: NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

Se puede afirmar que la relación entre la NAO y la precipitación en primavera y verano no mantienen ningún tipo de relación directa con un nivel de confianza del 95 %, ya que las significancias estadísticas son ampliamente superiores al valor umbral de 0,05. En cambio sí que puede afirmar, con un nivel de confianza de casi el 100%; ya que las significancias estadísticas son ampliamente superiores al umbral de 0,01, que existe una relación directa o algún tipo de relación entre la NAO y la precipitación en invierno. Tal relación es bastante marcada en la región CS, leve en las regiones NE, CN y LEV y muy leve en las regiones NO, N y CAN.

Los resultados aquí encontrados son parecidos, a grosso modo, con otros estudios realizados anteriormente para series individuales de España. No son coincidentes del todo porque en este apartado se han utilizado series areales en vez de individuales, mucho mejores para estudiar de una manera global y general relaciones entre variables meteorológicas y climáticas. Por ejemplo, en el estudio de Rodó *et al.* (1997) en el que se estudia la correlación entre 17 series de precipitación mensual de la Península Ibérica, Islas Baleares y el Norte de África y la NAO para el periodo 1910-1994, se remarca la influencia de la NAO en la precipitación de invierno (DEF) afectando principalmente la zona del SW español y Ceuta. Como ya se comentaba en el apartado 3.4.2, para las zonas del levante peninsular Rodó *et al.* (1997) aprecian una cierta leve influencia de la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO) en la precipitación para los meses de primavera y otoño. La correlación entre la precipitación y el ENSO no ha sido

tratada en este trabajo, quedaría pues como un tema pendiente a tratar próximamente. De forma gráfica las correlaciones encontradas entre la NAO y la precipitación de invierno en el estudio citado anteriormente se presentan resumidas en la Figura 28.

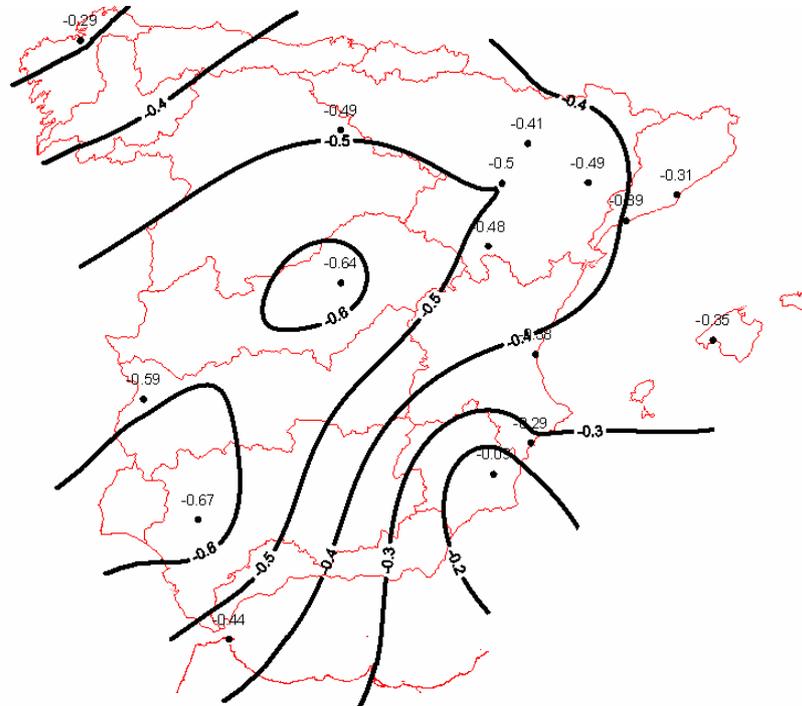


Figura 28. Isopletas del coeficiente de correlación de Pearson entre el NAOI y la precipitación de invierno (DEF) para el periodo 1910-1994 (Rodó *et al.*, 1997 modificado por Barrera)

### 4.3 Correlación invernal

Para estudiar la correlación invernal se han calculado los valores de precipitación areal para el periodo de diciembre a marzo, periodo para el cual tiene sentido hablar del índice de la NAO y para el que está definido en un principio, ya que es la época del año donde se manifiesta más claramente la NAO (véase capítulo 3). Este periodo es el que algunos autores llaman como invierno extendido y es un periodo útil para referirse a la estación del invierno (Osborn *et al.*, 1999). Los valores, posteriormente, se han normalizado (expresión nº 44) cogiendo de referencia, para el cálculo de la media y la desviación estándar invernales, el periodo 1951-1980. Las correlaciones encontradas, así como sus significancias estadísticas, se presentan en las Tabla 18 y Tabla 19, respectivamente.

De los resultados de las correlaciones, mostrados en las Tabla 18 y Tabla 19, se puede concluir con un nivel de confianza de casi el 100%, que existe relación directa entre la NAO y la precipitación areal para el periodo de diciembre a marzo, ya que la significancia estadística de las correlaciones es ampliamente superior al umbral de 0,01. La relación es muy leve para las regiones NO, LEV y CAN; leve para las regiones N, NE y CN y notable para la región CS (con un coeficiente de correlación cercano a 0,75). Hay que destacar que la compleja orografía de la península es la causante de la disparidad de comportamientos entre regiones y que las correlaciones encontradas para las regiones sean inferiores de lo que se podría esperar en un principio. Durante la fase

negativa de la NAO, abundan el paso de depresiones atlánticas hacia la península que producen flujos de vientos del W o/y SW, los cuales entran sin dificultades importantes en las regiones CS y CN aportando humedad y precipitaciones a esas regiones. De ahí que para estas regiones los coeficientes de correlación sean los mayores. Estos vientos, en cambio, para las regiones LEV, N y NE llegan alterados y modificados por los grandes sistemas montañosos Ibérico, Central y Cantábrico, no aportando tanta humedad y tanta precipitación, e incluso en el caso del una situación marcada de poniente llegan a las regiones LEV y NE vientos secos y recalentados, con lo que o no se producen precipitaciones o éstas son de carácter muy débil.

Región	NAOI(DEFM)
NO	-0,43
N	<b>-0,51</b>
NE	<b>-0,59</b>
CN	<b>-0,62</b>
CS	<b>-0,72</b>
LEV	-0,45
CAN	-0,42

**Tabla 18. Coeficientes de correlación invernales de Pearson entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica. En negrita las correlaciones apreciables.**

**NOTA:** NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

Región	NAOI(DEFM)
NO	0,0000
N	0,0000
NE	0,0000
CN	0,0000
CS	0,0000
LEV	0,0000
CAN	0,0000

**Tabla 19. Significancias estadísticas de las correlaciones invernales entre el NAOI y las series de precipitación areal de cada región pluviométrica.**

**NOTA:** NO, Región Noroeste; N, Región Norte; NE, Región Noreste; CN, Región Centro Norte; CS, Región Centro Sur; LEV, Región Levante y CAN, Región Canarias.

Los resultados aquí encontrados concuerdan, a groso modo, con los resultados de otros estudios realizados anteriormente, como el de Estaban-Parra *et al.* (1998) en que se estudian las correlaciones entre la precipitación invernal (DEFM) de 40 estaciones españolas de la Península Ibérica con el NAOI (DEFM) para el periodo 1880-1992. En este estudio se analizan las series individuales a partir del análisis en componentes principales, el cual permite considerar o definir tres regiones coherentes: Andalucía y zona interior de España, costa mediterránea y costa cantábrica. La correspondencia entre estas zonas y las regiones consideradas en el presente trabajo serán las siguientes: La primera zona englobaría las regiones CN y CS, toda la zona interior de la región LEV y NO y gran parte de la NE; la segunda zona englobaría toda la parte costera de las regiones LEV y NE y finalmente la tercera zona englobaría la región N y la parte costera de la región NO. El estudio de Estaban-Parra *et al.* (1998) concluye que para invierno la zona más sensible a la NAO es Andalucía y la zona interior de España y la

menos sensible es la costa mediterránea, seguida de la cantábrica (Tabla 20). En ese estudio se calcula también la correlación a nivel anual entre la precipitación y la NAO. Esto no se ha considerado en el presente trabajo ya que, como se ha visto anteriormente, la influencia de la NAO sólo es importante en la época invernal. Por lo tanto, teniendo en cuenta la disponibilidad de tiempo de sólo un año para la realización de un trabajo DEA, no se ha considerado oportuno realizar la correlación anual entre la NAO y la precipitación. Sería interesante realizar posteriormente, pero próximamente, tal correlación para poder comparar tales resultados.

Periodo	Andalucía e Interior	Costa mediterránea	Costa cantábrica
Anual	<b>-0,55</b>	-0,22	-0,33
Invernal	<b>-0,67</b>	-0,31	-0,42

**Tabla 20. Coeficiente de correlación entre el NAOI y la componente principal de la precipitación en España para el periodo 1880-1992 (Esteban-Parra *et al.*, 1998 modificado)**

Se puede comprobar la similitud de la correlación invernal encontrada para las regiones CS y CN (-0,72 y -0,62) con la de la zona Andalucía e Interior (-0,67). Las regiones NO y N (-0,43 y -0,51) con la Costa cantábrica (-0,42) no tan coincidentes porque las zonas no son iguales. Para la Costa mediterránea hay más discrepancia con las regiones NE y LEV, porque estas dos regiones abarcan una zona geográfica mucho más amplia que la zona primera. Las discrepancias observadas hay que acarrearlas primero a que las regiones consideradas no son las mismas y a que el periodo temporal tampoco es el mismo. Aunque el periodo de estudio de Esteban-Parra *et al.* (1998) sea 12 años más largo que el periodo considerado en el presente trabajo, los resultados del presente estudio son de una mayor solidez porque el número de series utilizado para la generación de series regionales es mayor (106 frente a 40), es decir se ha tenido en cuenta más información.

Resumiendo, se puede concluir en este apartado y teniendo en cuenta todo lo anterior, que aunque la teoría apunta a que existe una relación directa entre la NAO y la precipitación en la Europa Occidental (véase capítulo 3), esta oscilación no es la única responsable del comportamiento de la precipitación para toda España, en gran medida debido a la compleja orografía de la Península Ibérica, Islas Baleares y Canarias y a la presencia del mar Mediterráneo. Todo esto era de esperar y ya se había apuntado en estudios previos al actual (Rodó *et al.*, 1997), como se ha expuesto en el capítulo 3. Lo más novedoso de este estudio ha sido el uso de series areales para el estudio de la influencia de la NAO en la precipitación, así como el hecho de disponer de un mayor número de series con longitudes superiores a los 100 años. Este estudio también ha aportado un nuevo matiz, como el hecho de que al considerar como unidades básicas la precipitación representativa de toda una zona, se han encontrado correlaciones más elevadas para las regiones de influencia mediterránea (NE y LEV), en las que las correlaciones para las series individuales próximas a la costa son muy bajas y en cambio las estaciones situadas en los límites interiores de esas regiones son más elevadas (Figura 27 y Figura 28). Es decir con las series areales se ha tenido una visión más general y global del fenómeno y se ha visto que la posible influencia de la NAO en la costa mediterránea podría ser algo más importante (aunque leve) de lo que se sabía hasta el momento.

## CONCLUSIONES

Las conclusiones del presente trabajo hay que dividir las en tres partes, que corresponden a los tres principales objetivos del presente estudio: la evaluación de los diferentes métodos de completado (capítulo 1), el análisis climático de la precipitación en España durante los últimos 100 años (capítulo 2) y la influencia de la NAO en su distribución (capítulos 3 y 4).

1) El estudio y evaluación de los diferentes métodos de completado ha permitido definir los métodos más idóneos para cada tipo de variable y la definición de un procedimiento, también según la variable. Estos procedimientos son de gran utilidad a la hora de encarar estudios climáticos de esas variables, en los que se requieren series temporales continuas. El procedimiento definido para el caso de la precipitación se ha aplicado para completar series de esta variable que se han usado para el cálculo de series areales representativas de diferentes regiones españolas para los últimos 100 años.

2) El análisis climático de la precipitación areal ha permitido caracterizar regionalmente la precipitación en España durante los últimos 100 años. Los resultados más importantes a los que se ha llegado han sido los siguientes:

- Las series regionales de precipitación anual calculadas para el periodo de años hidrológicos (de octubre a septiembre) 1897/98–1997/98 no muestran la existencia de tendencias importantes y tampoco la existencia de desplazamientos estacionales.
- Esas mismas series regionales muestran correlaciones bastante bajas entre sí, resultado de la compleja orografía y del carácter de la pluviometría española.
- El análisis espectral presenta comportamientos diferentes para cada región, debido a las bajas correlaciones entre ellas, lo que hace difícil relacionar las señales encontradas con fenómenos físicos conocidos como la oscilación casi-bianual y el ciclo solar.
- Los periodos más secos comunes son, a grosso modo, 1897–1907 y primera mitad del año para 1987–1997. Mientras los periodos más húmedos comunes comprenden los años 20 y 30 del siglo XX y la segunda mitad del año para 1993–1997. Es importante destacar el comportamiento de la precipitación al final del periodo de estudio (1993–1997) en el que en un mismo año, la primera mitad es muy seca y la segunda, en cambio, es muy húmeda.

Como trabajo futuro y dentro del plan de trabajo de mi tesis doctoral, la identificación de los periodos anómalos a partir del análisis climático de la precipitación areal va a ser muy útil para analizar esos periodos a través de modelos meteorológicos de mesoescala con una alta fiabilidad y resolución como el MM5. La modelización se utilizó con el fin de realizar un downscaling dinámico de la precipitación de esos periodos anómalos y poder encontrar así los factores físicos principales responsables de tales anomalías.



3) El estudio de las correlaciones entre la NAO y la precipitación areal en España para los aproximadamente últimos 100 años (1897-1998) ha permitido evaluar cuál es el grado de relación para cada una de las regiones españolas, encontrándose los siguientes resultados:

- Las correlaciones mensuales son en general bajas y negativas para todas las regiones.
- Las correlaciones más elevadas se producen para el periodo de diciembre a marzo y las más bajas para los meses de verano y primavera.
- La región Centro Sur es la única región que presenta una correlación notable con la NAO (DEFM). Esta correlación es leve para las regiones Norte, Centro Norte y Noreste y muy leve para las regiones Noroeste, Levante y Canarias.
- El comportamiento tan diferente de unas regiones a otras, así como que las correlaciones observadas no sean tan apreciables como cabría esperar en un principio son debidas en gran parte a la compleja orografía de la Península Ibérica y las Islas Canarias y a la influencia que ejerce sobre una gran parte de España el mar Mediterráneo.

Como trabajo futuro y aunque en principio no deberían haber diferencias notables en las correlaciones usando diferentes puntos para definir el NAOI (Osborn *et al.*, 1999), habría que estudiar también las correlaciones con otros NAOI como el definido por Hurrell (1995) para tener una visión más completa y que sirviera de comparación con el índice utilizado de Jones *et al.* (1997). También sería interesante evaluar la correlación entre la precipitación y otros índices climáticos correspondientes a otras oscilaciones conocidas como son el ENSO o la Oscilación Mediterránea entre otras; para así, tener una visión más detallada, sobre todo para las regiones en las que se ha observado que la NAO tiene poca influencia sobre su evolución.

## BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998): *Crop Evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and drainage paper 56, Rome, 300 pp.
- Barrera, A. y M.C. Llasat (2002): *Estudios sobre variables meteorológicas y completado de series mensuales*. Convenio de colaboración entre el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas y la Fundació Bosch i Gimpera (Universidad de Barcelona). Informe técnico. GAMA, DAM/250999-11/0211.
- Bjerknes, J. (1964): "Atlantic air-sea interaction". En *Advances in Geophysics*, Academic Press, pp. 1-82.
- Brázdil, R., F. Samaj y S. Valovic (1985): "Variation of spatial annual precipitation sums in Central Europe in the period 1881-1980". *Journal of Climatology*, 5, pp. 617-631.
- Capel Molina, J. J. (1981): *Los climas de España*. Oikos-Tau, Barcelona, 429 pp.
- CEDEX (2003): *Módulo de estadística aplicada a la Hidrología*. Apuntes del Máster de Hidrología Superficial. Publicación interna, 140 pp.
- Cook, E. R., R. D. D'Arrigo y M. E. Mann (2002): "A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400". *Journal of Climate*, 15, pp. 1754-1764.
- Cunillera Grañó, J. (1995): *L'ús de la teledetecció i l'anàlisi multivariant a la caracterització agroclimàtica del territori. Aplicació a Catalunya*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, Barcelona, 239 pp.
- Deser, C. y M. L. Blackmon (1993): "Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989". *Journal of Climate*, 6, pp. 1743-1753.
- Dickson, R. R., J. Lazier, J. Meinke, P. Rhines y J. Swift (1996): "Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic". *Prog. Oceanography*, 38, pp. 241-295.
- Entekhabi, D. (1999): "Winter-time extratropical climate predictability: land sources of North Atlantic Oscillation (NAO)". En *Centro di Ricerca in Monitoraggio Ambientale, III Workshop*. Savona, Italy. March 12<sup>th</sup>, 1999.
- Esteban-Parra, M. J., F. S. Rodrigo y Y. Castro-Díez (1998): "Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992". *International Journal of Climatology*, 18, pp. 1557-1574.
- Fernández García, F. y E. Galán (1994): "Las precipitaciones en el valle del Tiétar. Aspectos Metodológicos", en *Aplicaciones en homenaje al profesor Luís Miguel Albentosa*, pp. 75-89. Tarragona.
- Fernández García, F. (1995): *Manual de Climatología Aplicada. Clima, Medio Ambiente y Planificación*. Colección espacios y sociedades, serie mayor nº 2. Editorial Síntesis, Madrid, 288 pp.
- Glueck, M. F. y C. W. Stockton, C.W. (2001): "Reconstruction of the North Atlantic Oscillation". *International Journal of Climatology*, 21, pp. 1453-1465.



- González Hidalgo, J. C., M. De Luís, P. Štěpánek, J. Raventós y J. M. Cuadrat (2002): "Reconstrucción, estabilidad y proceso de homogeneizado de series de precipitación en ambientes de elevada variabilidad pluvial" en J. M. Cuadrat, S. M. Vicente y M. A. Saz (eds.): *VII Reunión Nacional de Climatología: La información climática como herramienta de gestión ambiental*, pp. 47-57. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Hurrell, J.W. (1995): "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation". *Science*, 269, pp. 676-679.
- Hurrell, J. W. (1996): "Influences of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature". *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 665-668.
- Jansà, A., A. Genovés, R. Riosalido y O. Carretero (1996): "Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean". *MAP Newsletter*, 5, pp. 24-25.
- Jansà, A. (1997): "A general view about Mediterranean Meteorology: cyclones and hazardous weather". *Proceedings of the INM/WMO International Symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean* (Palma de Mallorca, Spain, 14-17 April), pp. 33-42.
- Jones, P.D., Jónsson, T. & Wheeler, D., (1997): "Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland". *International Journal of Climatolology*, 17, pp. 1433-1450.
- Karl, T. R. y C. N. Williams Jr. (1987): "An approach to adjusting climatological time series for discontinuous inhomogeneities". *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, pp. 1744-1763.
- Kushnir, Y. (1994): "Interdecadal variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and associated atmospheric conditions". *Journal of Climate*, 7, pp. 141-157.
- LDEO (1997): *The North Atlantic Oscillation*. (<http://ldeo.columbia.edu/NAO/>).
- Llasat, M.C. (1987): *Episodios de lluvias copiosas en Cataluña: genesis, evolucion y factores coadyuvantes*. Tesis Doctoral. Publicacions de la Universitat de Barcelona, 84-7528-235-0, 543 pp.
- Llasat, M.C. y M. Puigcerver (1992): "Pluies extrêmes en Catalogne. Influence orographique et caractéristiques synoptiques". *Hydrologie Continentale*, 7(2), pp. 99-115.
- Llasat, M.C. y M. Puigcerver (1994): "Meteorological factors associated with floods in the northeastern part of the Iberian peninsula". *Natural Hazards*, 9, pp. 81-93.
- Llasat, M.C., C. Ramis y J. Barrantes (1996): "The meteorology of high-intensity rainfall events over the west mediterranean region". *Remote Sensing Reviews*, 14, pp. 51-90.
- Llasat, M.C. y E. Capó (1999): *Definición de un índice meteorológico global para el diagnóstico de situaciones de sequía en España*. Convenio de colaboración entre el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas y la Fundació Bosch i Gimpera (Universidad de Barcelona). Proyecto 3556. Informe Técnico DAM/250201-02/9912, 54 pp.
- Llasat, M.C., Barriendos, M., Barrera, A. & Rigo, T. (2003): "Climatological analysis of flood frequency in Ter, Llobregat and Segre basins from 14th to 20th centuries" en V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos & M.C. Llasat (eds.): *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16-19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 275-280.



- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., González-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. & Wanner, H. (2002): "Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500". *Atmospheric Science Letters*, 2, pp. 114-124.
- Luterbacher, J., C. Schmutz, D. Gyalistras, Xoplaki, E. & Wanner, H. (1999): "Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675". *Geophysical Research Letters*, 26, pp. 2745-2748.
- Maheras, P. (1988): "Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century". *International Journal of Climatolology*, 8, pp. 179-189.
- Maheras, P. y F. Koliva-Machera (1990): "Temporal and spatial characteristics of annual precipitation over the Balkans in the twentieth century". *International Journal of Climatology*, 10, pp. 495-504.
- Maheras, P., C. Balafoutis y M. Dafiadis (1992): "Precipitation in the central Mediterranean during the last century". *Theoretical Applied Climatology*, 45, pp. 209-216.
- Marshall, J. y Y. Kushnir (1997): "Atlantic Climate Variability". En *Science Plan for NAO and Tropical Dipole*. (<http://geoid.mit.edu/accp/avehtml.html>), 39 pp.
- Martín-Vide, J., M. Barriendos, J. C. Peña, J. M. Raso, M. C. Llasat y R. Rodríguez, (1999): "Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España". En *Gerencia de Riesgos*, Fundación Mapfre Estudios, no. 67, pp. 19-29.
- Martín Vide, J. y J. Olcina Cantos (2001): *Climas y tiempos de España*. Historia y Geografía. Alianza Editorial, Madrid, 258 pp.
- MINISTERIO DE FOMENTO (1992): *Atlas Nacional de España*, Madrid.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1998): *Libro Blanco del Agua en España*, Madrid, 855 pp.
- Osborn T.J., K. R. Briffa, S. F. B. Tett, P. D. Jones y R. M. Trigo (1999): "Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model". *Climate Dynamics*, 15, pp. 685-702.
- Paulus, J. L. H y M. A. Kohler (1952): "Interpolation of missing precipitation records". *Monthly Weather Review*, 80, pp. 129-133.
- Peterson, T. and D. Easterling (1994): "Creation of homogenous composite climatological reference series". *International Journal of Climatology*, 14, pp. 671-679.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery (1992): *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*, 2nd Edition. Cambridge University Press, Victoria, 963 pp.
- Ramis, C., M.C. Llasat, A. Genovés, A. Jansà (1994): "The October-1987 floods in Catalonia: synoptic and mesoscale mechanisms". *Meteorological Applications*, 1, pp. 337-350.
- Rodó, X., E. Baert and F.A. Comín (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(4), pp. 275-284.
- Rodrigo, F.S., D. Pozo-Vázquez, M. J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez (2001): "A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to AD 1501 using documentary data in southern Spain". *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 14,805-14,818.



- Rodríguez Barrera, R. (1995): *Análisis de series meteorológicas. Evaluación del cambio climático*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, Barcelona, 273 pp.
- Rodríguez, R., M. C. Llasat y D. Wheeler (1999): "Analysis of the Barcelona precipitation series". *International Journal of Climatology*, 19, pp. 787-801.
- Rodríguez, R., M. C. Llasat y J. Martín-Vide (2000): *Análisis de Series Temporales en Climatología: modelización y homogeneidad*. Edicions de la Universitat de Barcelona, Textos Docents 165. Barcelona.
- Rogers, J. C. (1984): "The association between the North Atlantic and the Southern oscillation in the Northern Hemisphere". *Monthly Weather Review*, 112, pp. 1999-2015.
- Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis y 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, pp. 541-560.
- Sutton, R.T. y M.R. Allen (1997): "Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate". *Nature*, 388, pp. 563-567.
- Štěpánek, P. (2003): AnClim - software for time series analysis. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB. (<http://www.sci.muni.cz/~pest/>).
- Timmermann, A., M. Latif, R. Voss y A. Grötzner (1998): "Northern Hemisphere interdecadal variability: a coupled air-sea mode". *Journal of Climate*, 11, pp. 1906-1931.
- Ulbrich, U., M. Christoph, J. G. Pinto y J. Corte-Real (1990): "Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity". *International Journal of Climatology*, 19, pp. 379-390.
- Van Loon, H. y J. C. Rogers (1978): "The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: general description". *Monthly Weather Review*, 106, pp. 296-310.
- Vines, R. G. (1985): "European rainfall patterns". *Journal of Climatology*, 5, pp. 607-616.
- Vinther, B. M., S. J. Johnsen, K. K. Andersen, H. B. Clausen y A. W. Hansen (2003a): "NAO signal recorded in the stable isotopes of Greenland ice cores". *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1387, doi:10.1029/2002GL016193.
- Vinther, B.M., K. K. Andersen, A. W. Hansen, T. Schmith y P. D. Jones (2003b): "Improving the Gibraltar/Reykjavik NAO index". *Geophysical Research Letters* 30(23), 2222, doi:10.1029/2003GL018220.
- Walker, G. T. (1924): "Correlations in seasonal weather IX. A further study of world weather". *Memories of the Indian Meteorological Department*, 24, pp. 275-332.
- Walker, G. T. y E. W. Bliss (1932): "World Weather V". *Memories of the Royal Meteorological Society*, 4, pp. 53-84.
- Wallace, J. M., Y. Zhang y J. A. Renwick (1995): "Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends". *Science*, 270, pp. 780-783.
- WMO (1990): *Guía de prácticas climatológicas*. Ginebra, N 100.
- WMO (2000): *Detecting trends and others changes in hydrological data*. WCDMP-45, WMO/TD-No. 1013, Geneva, Switzerland, 157 pp.
- Zorita, E., K. Viacheslav y H. von Storch (1992): "The atmospheric circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation". *Journal of Climate*, 5, pp. 1097-1108.