

**Efectos climáticos en la Península Ibérica del cambio de fase del índice  
SNAO en 1967**

**Vicent Favà Figueres**

<http://hdl.handle.net/10803/667948>

**ADVERTIMENT.** L'accés als continguts d'aquesta tesi doctoral i la seva utilització ha de respectar els drets de la persona autora. Pot ser utilitzada per a consulta o estudi personal, així com en activitats o materials d'investigació i docència en els termes establerts a l'art. 32 del Text Refós de la Llei de Propietat Intel·lectual (RDL 1/1996). Per altres utilitzacions es requereix l'autorització prèvia i expressa de la persona autora. En qualsevol cas, en la utilització dels seus continguts caldrà indicar de forma clara el nom i cognoms de la persona autora i el títol de la tesi doctoral. No s'autoritza la seva reproducció o altres formes d'explotació efectuades amb finalitats de lucre ni la seva comunicació pública des d'un lloc aliè al servei TDX. Tampoc s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant als continguts de la tesi com als seus resums i índexs.

**ADVERTENCIA.** El acceso a los contenidos de esta tesis doctoral y su utilización debe respetar los derechos de la persona autora. Puede ser utilizada para consulta o estudio personal, así como en actividades o materiales de investigación y docencia en los términos establecidos en el art. 32 del Texto Refundido de la Ley de Propiedad Intelectual (RDL 1/1996). Para otros usos se requiere la autorización previa y expresa de la persona autora. En cualquier caso, en la utilización de sus contenidos se deberá indicar de forma clara el nombre y apellidos de la persona autora y el título de la tesis doctoral. No se autoriza su reproducción u otras formas de explotación efectuadas con fines lucrativos ni su comunicación pública desde un sitio ajeno al servicio TDR. Tampoco se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al contenido de la tesis como a sus resúmenes e índices.

**WARNING.** The access to the contents of this doctoral thesis and its use must respect the rights of the author. It can be used for reference or private study, as well as research and learning activities or materials in the terms established by the 32nd article of the Spanish Consolidated Copyright Act (RDL 1/1996). Express and previous authorization of the author is required for any other uses. In any case, when using its content, full name of the author and title of the thesis must be clearly indicated. Reproduction or other forms of for profit use or public communication from outside TDX service is not allowed. Presentation of its content in a window or frame external to TDX (framing) is not authorized either. These rights affect both the content of the thesis and its abstracts and indexes.

## TESIS DOCTORAL

Título Efectos climáticos en la Península Ibérica del cambio de fase del índice SNAO en 1967

Realizada por Vicent Favà Figueres

en el Centro Observatori de l'Ebre

y en el Departamento de Geofísica

Dirigida por Dr. Juan José Curto Subirats y  
Dra. María del Carmen Llasat Botija

**A mi familia**

## Resumen

El principal objetivo de esta tesis es estudiar los cambios que se produjeron en la temperatura, precipitación y viento en la Península Ibérica y que se derivaron de la brusca transición que experimentó el índice SNAO (Oscilación del Atlántico Norte en verano) hacia una fase positiva persistente a finales de los años 60 del siglo XX, como consecuencia del cambio climático abrupto conocido como *Rapid Global Climate Shift*, evento que quedó reflejado en diversos indicadores climáticos de primer orden a escala global, como por ejemplo, un enfriamiento del Hemisferio Norte, una disminución drástica de las precipitaciones monzónicas en el Sahel y un cambio de fase de la AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico) por sólo nombrar algunos.

Para ello han sido utilizados datos de reanálisis de NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ Nacional Center for Atmospheric Research) junto con análisis derivados de observaciones en superficie, principalmente Spain02 (temperaturas en la España peninsular) y E-OBS (temperaturas y precipitación a nivel del continente europeo). Se ha implementado el método de análisis de componentes principales (PCA) para el cálculo de diversos índices atmosféricos, tanto procedentes de la bibliografía (SNAO) cómo desarrollados en esta tesis (CPSNAO, CNSNAO, iPCN1, iPCN2, iPC1). La metodología aplicada para la estimación de la significancia de tendencias y correlaciones ha consistido en diversos tests paramétricos (t-student) y no paramétricos (Mann-Kendall y Block Bootstrap). Para el cálculo de las tendencias se ha utilizado la regresión de Theil-Sen y de los mínimos cuadrados.

En síntesis, para abordar el objetivo principal, este estudio ha contemplado una aproximación regional que analiza la influencia de los cambios registrados en el Atlántico Norte sobre las temperaturas máximas en la España Peninsular y sobre las precipitaciones en el NE de la Península Ibérica (PI)) y una aproximación a escala local en la que se estudian los cambios en la dirección del viento en los Observatorios del Ebro, Ourense y Valencia así como su influencia en las temperaturas máximas.

Los resultados más relevantes a escala regional han sido encontrados al comparar las condiciones climáticas del periodo 1950-1966 con respecto a las de los años 70 y principios de los 80. Los valores negativos de SNAO del periodo 1950-1966 se caracterizaron no sólo por una elevada frecuencia de sistemas de bajas presiones en el norte de Europa, sino que, por su disposición espacial, dichos sistemas reforzaron sobre la Península Ibérica, el flujo de componente N y NW, influyendo significativamente en las temperaturas máximas de su mitad norte. Así en el periodo 1950-1966, la diferencia entre las temperaturas máximas del sur de la PI con respecto a las de su parte norte fue la mayor registrada, del orden de un 10% superior al de las últimas décadas del siglo XX. Por otro lado, la relativamente frecuente presencia de patrones atmosféricos ligados a flujo de componente N y NW, contribuyó significativamente, por un lado a disminuir las temperaturas máximas en el NW de la PI y al mismo tiempo a hacerlas subir en el SE.

A escala regional se ha encontrado que los valores negativos de SNAO de los años 50 y 60 estuvieron asociados en general a una disminución de la vorticidad en superficie en el SW de la PI y a un aumento en el NE. Estos cambios en la vorticidad favorecieron la llegada de aire más continental y, por tanto, más cálido y seco, al litoral de Valencia y SE de la PI, lo que contribuyó a hacer subir las temperaturas máximas en esta zona. Cuando SNAO cambió a valores fuertemente positivos entre finales de los años 60 y principios de los 80, este patrón de vorticidades se revirtió, haciendo que el flujo en superficie tendiera a ser más marítimo, lo que contribuyó a la bajada de las Tx y de la amplitud diurna de temperatura (DTR) observadas en Valencia y en el litoral SE de la PI. Los valores negativos de SNAO de los años 50 y 60 estuvieron asociados, además, a la formación de un núcleo anticiclónico sobre el Mediterráneo Occidental, aislado del Anticiclón de las Azores. Entre ambos sistemas de altas presiones, la PI quedaba en un pantano barométrico que favorecía por un lado la formación de bajas térmicas sobre el centro-este de la PI y por el otro, la llegada de aire cálido y húmedo al NE de la PI, factor que contribuyó a la formación de tormentas.

En el periodo 1950-1966, las precipitaciones en el NE de la PI mostraron correlaciones significativas de signo negativo con SNAO, de signo contrario al existente con las precipitaciones del centro de la PI en el periodo 1950-2010. Se ha encontrado también que en el periodo 1950-1966, las transiciones de flujo de componente sur a componente norte en el NE de la PI contribuyeron más que en cualquier otro periodo, a la precipitación, lo que es coherente con una mayor precipitación de origen frontal en este periodo.

## Agradecimientos

A Juan José Curto, sin el cual este trabajo no existiría. Gracias por compartir conmigo el entusiasmo por la ciencia y por la meteorología y climatología. Quiero expresarle mi agradecimiento más sincero por motivarme a emprender este estudio, y por su apoyo e inestimable ayuda en todo momento y especialmente al principio, cuando conseguir publicar no fue nada fácil.

A María del Carmen Llasat por haber aceptado ser codirectora de esta tesis, a pesar de iniciarla con un estudio previo no muy elaborado. Gracias a ella, la estructura de algunos artículos y de esta tesis ha mejorado apreciablemente.

A Pere Quintana por revisar el primer intento de artículo. Sus consejos y sugerencias ayudaron a que posteriormente fuera publicado.

A Marco Turco por compartir su código de Matlab para poder determinar la significancia de las tendencias mediante el método de *block-bootstrap*.

A los observadores meteorológicos del Observatorio del Ebro, pues sin sus datos este trabajo no hubiera sido posible.

A la Agencia Estatal de Meteorología por el suministro de parte de los datos empleados en este estudio.

Al Grupo de Meteorología de Santander, por crear y compartir la base de datos de temperaturas *Spain02*.

Al *National Weather Service* y al *National Center for Atmospheric Research* de EE.UU. por darme acceso a los datos de reanálisis empleados en este estudio.

Al *European Climate Assessment & Dataset project* por darme acceso a la base de datos de temperatura y precipitación en el continente europeo *E-OBS*.

A Brian y Silvia, el equipo de traductores que, gracias a su implicación, no sólo han traducido los manuscritos antes de ser publicados, sino que han contribuido a mejorar la gramática y la calidad del texto.

## Sobre el autor

Vicent Favà Figueres obtuvo el título de Ingeniería Técnica Industrial en la especialidad de electrónica industrial en la UPC en el año 1989. En el año 1990, obtuvo una plaza de profesor en el Instituto Politécnico de Formación Profesional de Tortosa. Desde entonces y hasta ahora ha permanecido en este centro y se ha dedicado a la enseñanza de materias relacionadas con la electrónica y la informática. En los planes de estudio se contemplaba la posibilidad de que los alumnos pudieran realizar prácticas en las empresas en tiempo parcial. El interés por las ciencias de la tierra que siempre han acompañado al autor, contribuyó a que algunos alumnos eligieran realizar sus prácticas en el Observatorio del Ebro, coordinadas por el Dr. Juan José Curto. Gracias a esta colaboración y a la implicación del Dr. Juan José Curto, pudieron desarrollarse algunos proyectos que permanecieron funcionando durante algunos años como por ejemplo, un equipo dedicado a la calibración automática de sensores sísmicos, una tarjeta electrónica dedicada a marcar las señales procedentes de una base de tiempos en los registros continuos de salida de los sensores sísmicos o la fabricación de una fuente de alimentación conmutada de alto rendimiento destinada a la base antártica española Juan Carlos I, situada en la isla Livingston.

En 2007 obtuvo el título de Graduado Superior en Meteorología y Climatología (título propio de la Universitat de Barcelona) y en 2008 el título de Master en Meteorología por la Universitat de Barcelona. La tesis de Master titulada "Estudi del globus pilot com instrument meteorològic de mesura. Aplicació a la sèrie de dades de l'Observatori de l'Ebre de 1952-1963" fue realizada a partir de datos de observación de trayectorias de globos piloto muy precisos y de marcada importancia y calidad teniendo en cuenta su antigüedad. La realización de dicha tesis de master abrió la puerta a una colaboración más estrecha entre el autor y el Observatorio del Ebro gracias a Juan José Curto. De esta colaboración surgió la idea de contribuir a explicar, desde el punto de vista de la variabilidad de la dinámica atmosférica, al menos una parte del acusado aumento detectado en las temperaturas máximas del área del Observatorio del Ebro en verano en comparación con las estaciones meteorológicas situadas en el litoral mediterráneo más al sur, como Valencia y Alicante, hecho que fue la motivación inicial de esta tesis doctoral.

## Tabla de Contenidos

<b>Resumen</b>	<b>ii</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>iv</b>
<b>Sobre el autor</b>	<b>v</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>x</b>
<b>Lista de Tablas</b>	<b>xii</b>
<b>Glosario</b>	<b>xii</b>
<b>1 Motivación y objetivos</b>	<b>1</b>
1.1 Motivación	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Estructura de la tesis	4
1.4 Producción científica vinculada con la tesis	5
<b>2 Estado del arte</b>	<b>7</b>
2.1 SNAO: definición y relación con el clima de la Península Ibérica	7
2.1.1 El índice de teleconexión NAO	7
2.1.2 El índice de teleconexión Summer NAO (SNAO)	9
2.1.3 Evolución de la temperatura global y en la PI en el siglo XX	10
2.1.4 Relación entre SNAO y la temperatura y las precipitaciones en la PI	10
2.1.5 Los valores extraordinariamente anómalos del índice SNAO de finales del siglo XX	11
2.2 SNAO: anomalías y circulación general atmósfera-océano	12
2.2.1 El <i>Rapid Global Climate Shift</i> de finales de los años 60	12
2.2.2 La GSA ( <i>Great Salinity Anomaly</i> ) de finales de los años 60	12
2.2.3 El extraordinario debilitamiento de la AMOC (circulación meridional de retorno del Atlántico) de finales de los años 60	13
2.2.4 Posibles factores que contribuyeron a la GSA y al debilitamiento de la AMOC de finales de los años 60	17



2.2.4.1	Aumento de los aerosoles en el Hemisferio Norte .....	17
2.2.4.2	Las pruebas nucleares.....	17
2.2.4.3	Aumento de la actividad volcánica.....	18
2.2.4.4	El rol de las variaciones en la actividad solar.....	19
2.2.4.5	Aumento de la fusión del hielo continental en Groenlandia.....	22
2.2.5	El cambio de fase de la AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico) de finales de los años 60 .....	22
2.3	CONCLUSIONES.....	25
<b>3</b>	<b>Área de estudio y datos utilizados.....</b>	<b>32</b>
3.1	Área de estudio.....	32
3.2	Datos de reanálisis de NCEP/NCAR.....	34
3.3	Datos observacionales .....	34
<b>4</b>	<b>Metodología.....</b>	<b>37</b>
4.1	Distribución gaussiana .....	37
4.2	Distribución t-student.....	38
4.3	Regresión lineal .....	38
4.3.1	Método de los mínimos cuadrados.....	39
4.3.2	Método de Theil-Sen.....	40
4.4	Métodos de contraste de hipótesis.....	40
4.4.1	Evaluación de la significancia de correlaciones lineales con métodos paramétricos .....	41
4.4.2	Evaluación de la significancia de tendencias mediante el test de Mann-Kendall .....	42
4.4.3	Evaluación de la significancia mediante block bootstrap.....	43
4.4.4	Estimación de la significancia espacial .....	46
4.5	Análisis de componentes principales (PCA) .....	48
4.6	Cálculo del índice SNAO y su patrón espacial .....	52
4.7	Cálculo de los índices CNSNAO y CPSNAO.....	52
4.8	Cálculo de los índices iPCN1, iPCN2, iPC1.....	54
4.9	Cálculo del viento geostrófico teórico y de la vorticidad .....	55
4.10	Clasificación basada en el viento geostrófico sobre los Pirineos: días de norte y días de sur .....	56

## **5 SNAO y las temperaturas máximas diarias en los extremos NW y SE de la PI..... 60**

- 5.1 Introducción..... 60
- 5.2 Correlaciones entre SNAO y las Tx de la PI ..... 60
- 5.3 Estudio de las causas físicas de las correlaciones diarias entre SNAO y las Tx de la PI ..... 61
- 5.4 Conclusiones ..... 64

Artículo 1: Relationship between the summer NAO and maximum temperatures for the Iberian Peninsula..... 65

## **6 Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO..... 80**

- 6.1 Introducción..... 80
- 6.2 Descomposición de las configuraciones sinópticas con valores absolutos elevados del índice SNAO en función del signo de las anomalías de las Tx en la PI y de su distribución espacial ..... 81
  - 6.2.1 Estudio de la evolución temporal de los índices CNSNAO y CPSNAO a lo largo de la segunda mitad del siglo XX y su relación con la evolución de las temperaturas de la PI..... 85
  - 6.2.2 Las correlaciones entre SNAO y las Tx del norte de la PI en el periodo 1951-1967 ..... 86
  - 6.2.3 Relación entre el índice CNSNAO y el gradiente de presión en la PI, con el viento de componente norte y con la intensidad del gradiente meridional de temperatura en la PI ..... 88
- 6.3 Relación entre SNAO y la insolación estival en la PI ..... 90
- 6.4 La anomalía térmica de finales de los años 60 ..... 91
- 6.5 Conclusiones ..... 92

Artículo 2: Regional differential behaviour of maximum temperatures in the Iberian Peninsula regarding the Summer NAO in the second half of the twentieth century.....95

## **7 Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO.. 111**

- 7.1 Introducción..... 111
- 7.2 Búsqueda de patrones sinópticos ligados a una gran divergencia entre las Tx y DTR del OE y las del SE de la PI..... 111
- 7.3 Evolución temporal del índice iPCN2..... 115

7.4	Posibles explicaciones a la bajada de la DTR en el litoral del SE.....	115	
7.5	Conclusiones.....	116	
Artículo 3: Changes in Summer Pressure Patterns across the Late 1960s and Their Influence on Temperature Trends on the Eastern Coast of the Iberian Peninsula.....			118
<b>8 Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival .....</b>			<b>138</b>
8.1	Introducción.....	138	
8.2	Patrones sinópticos relacionados con la intensidad del viento del segundo cuadrante en el OE.....	139	
8.3	Influencia de SNAO en las precipitaciones del NE de la PI.....	145	
8.4	Relación entre SNAO y la intensidad de la baja térmica estival de la PI en los días de sur .....	151	
8.5	Conclusiones.....	154	
Artículo 4: Changes in summer temperatures and rainfall in the northeastern Iberian Peninsula in the late 1960s and the weakening of the Iberian thermal low.....			157
<b>9 Conclusiones .....</b>			<b>177</b>
9.1	El Rapid Global Climate Shift.....	177	
9.2	Análisis de los índices SNAO, CNSNAO, CPSNAO.....	178	
9.3	Vinculación entre SNAO y el viento.....	180	
9.4	Vinculación entre SNAO y las precipitaciones .....	181	
9.5	SNAO y cambios en la circulación atmosférica .....	182	
9.6	SNAO y la evolución de la DTR en la costa mediterránea .....	182	
<b>10 Líneas de futuro .....</b>			<b>184</b>

<b>11</b>	<b>Poster.....</b>	<b>185</b>
<b>12</b>	<b>Cambios en la circulación oceánica .....</b>	<b>187</b>
12.1	El Niño, la circulación de Walker, el <i>Great Pacific Climate Shift</i> del año 1976 y la PDO.....	187
12.2	Aumento del caudal de los ríos que desembocan en el Océano Glacial Ártico.....	190
<b>13</b>	<b>Sobre la tendencia al calentamiento .....</b>	<b>192</b>
13.1	La subida de la temperatura global del siglo XX en el contexto de los dos últimos milenios .....	192
13.2	La aparente interrupción del calentamiento global y su abrupto final con la llegada del evento extremo El Niño de 2015-2016 .....	193

## Lista de Figuras

2.1	EOF1 de las anomalías de SLP (Diciembre a Marzo) en el sector del Atlántico Norte (20°-80°N; 90°W-40°E) en el periodo 1899-2017	8
2.2	Correlaciones entre SNAO y MSLP (datos diarios 1948-2007)	9
2.3	Evolución temporal de SNAO	11
2.4	Esquema de la circulación termohalina	14
2.5	Número de manchas solares durante el siglo XX	21
2.6	Evolución de la AMO según Trenberth	24
3.1	Mapa de Europa	32
3.2	Mapa de la Península Ibérica	33
3.3	Posición de los observatorios del Ebro y de Valencia	33
3.4	Mapa de relieve de la parte baja del río Ebro	33
4.1	Distribución t de Student para varios grados de libertad $\nu$	38
4.2	Recta de regresión lineal	39
4.3	Distribuciones empíricas de frecuencias obtenidas mediante <i>bootstrap</i>	46
5.1	Distribución de las correlaciones entre SNAO y las Tx de la PI	60
5.2	Evolución de las Tx en los dos extremos de la PI en el periodo 1954-1981	60
5.3	Correlaciones obtenidas con el PC1 obtenido del PCA en Ourense (izquierda) y en Valencia (derecha) en los días de norte (en negro) y en los días de sur (en gris)	62
5.4	Valores medios de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que PC1NW > percentil 90	63
5.5	Anomalías de Tx (°C) para el mismo conjunto de días	63
5.6	Valores medios de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (m) para los días en que PC1NW < percentil 10	63
5.7	Anomalías de Tx (°C) para el mismo conjunto de días	63
6.1	Presión media en superficie y anomalías de Z500 para los días en que PC1 > perc. 90	82

6.2	Presión media en superficie y anomalías de Z500 para los días en que PC1 < percentil 10	82
6.3	Presión media en superficie y anomalías de Z500 para los días en que PC2 > percentil 90	82
6.4	Presión media en superficie y anomalías de Z500 para los días en que PC2 < percentil 10	82
6.5	Distribución espacial de las correlaciones entre PC1 y las Tx del conjunto de datos Spain02	83
6.6	Distribución espacial de las correlaciones entre PC2 y las Tx del conjunto de datos Spain02	83
6.7	Anomalías de las Tx para los días en que CPSNAO > 1 desviación típica (1950-2006)	84
6.8	Anomalías de las Tx para los días en que CNSNAO > 1 desviación típica (1950-2006)	84
6.9	Distribución para valores absolutos de SNAO > 1 desviación estándar, mostrando el signo de SNAO (positivo en marrón y negativo en azul)	85
6.10	Distribución para valores absolutos de SNAO > 1 desviación estándar mostrando el promedio espacial de las anomalías de las Tx en la Península Ibérica (positivas en rojo y negativas en azul).	85
6.11	Temperaturas máximas en el NW de la PI y CNSNAO cambiado de signo ( $r = 0,7 > 99\%$ )	86
6.12	Temperaturas máximas en el SE de la PI y CPSNAO cambiado de signo ( $r = 0,69 > 99\%$ )	86
6.13	Correlaciones con valores mensuales entre CNSNAO y las Tx de Spain02 (1951-1967) (>99%)	87
6.14	Correlaciones con valores mensuales entre SNAO y las Tx de Spain02 (1951-1967) (>95%)	87
6.15	Diferencia entre las Tx del sur y el norte de la PI, según el paralelo 42N (rojo) y diferencia de presión entre los puntos P1(40°N 12,5°W) y P2(40°N 0°E)	90
6.16	Correlaciones entre TCC y CNSNAO (1951-1967) (en color si la significancia >95%)	91
6.17	Diferencia entre la regresión y TxSpain02	92
6.18	Correlación entre TxSpain02 y la regresión (ventana móvil de 12 años)	92
7.1	Valores máximos absolutos de las correlaciones entre TxValencia y la diferencia de vorticidad relativa entre dos puntos (datos diarios)	112
7.2	Promedio de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que iPCN2 < percentil 10	114
7.3	Promedio de las anomalías de las Tx en el este de la IP para el mismo conjunto de días. La línea negra rodea la región con anomalías positivas. Las flechas indican la dirección aproximada de flujo a nivel de superficie	114
7.4	Promedio de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que iPCN2 > percentil 90	114
7.5	Promedio de las anomalías de las Tx en el este de la IP para el mismo conjunto de días. La línea negra rodea la región con anomalías negativas. Las flechas indican la dirección aproximada de flujo a nivel de superficie	114
7.6	Evolución temporal de la diferencia TxEbro-TxValencia (marrón) y el índice iPCN2 (azul)	115
7.7	Evolución temporal de DTR Ebro (azul) y DTR en el SE (marrón)	115
8.1	Serie temporal del índice PC1	141
8.2	Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los 7 meses con mayores valores de PC1 (1948-1966)	142
8.3	Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los 7 meses con menores valores de PC1 (1948-1966)	142
8.4	Recorrido horario medio del viento del segundo cuadrante de los meses seleccionados (1948-1966)	143
8.5	Temperatura horaria media del viento del segundo cuadrante de los meses seleccionados (1948-1966)	143
8.6	Promedio de las anomalías de Tx de los 7 meses con mayores valores de PC1 (1948-	143

	1966)	
8.7	Promedio de las anomalías de Tx de los 7 meses con menores valores de PC1 (1948-1966)	143
8.8	Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) (iPC1 < percentil 10) (1948-2006)	144
8.9	Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) (iPC1 > percentil 90) (1948-2006)	144
8.10	Vorticidad relativa sobre la zona de Córdega y Cerdeña (40°N 10°E)	145
8.11	Proporción de días S-N con lluvia con respecto al número de días de lluvia en el NE de la IP en verano (Julio y Agosto) (en marrón). Lo mismo sólo para los días con lluvia > 2mm (en negro)	145
8.12	Proporción de lluvia caída en la transición S-N respecto a la lluvia en el NE caída en los días de sur	146
8.13	Número de veces en los que se han dado dos días de sur seguidos de lluvia en el NE	146
8.14	promedio de MSLP y Z500 de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	147
8.15	promedio de MSLP y Z500 de los días siguientes a los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	147
8.16	Anomalías de Tx de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	148
8.17	Anomalías de Tx de los días siguientes a los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	148
8.18	Anomalías de precipitación de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	148
8.19	Anomalías de precipitación de los días siguientes a los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)	148
8.20	Diferencia relativa entre la lluvia caída en días de norte menos la caída en días de sur	148
8.21	Promedio de MSLP y Z500 de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1967-2006)	149
8.22	Promedio de MSLP y Z500 de los días siguientes a los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1967-2006)	149
8.23	Correlaciones entre diversos índices atmosféricos y la lluvia en el NE de la PI	150
8.24	Anomalías de precipitación para los días en los que CNSNAO superan el percentil 90 (1950-1966)	151
8.25	Anomalías de precipitación para los días en los que CPSNAO superan el percentil 90 (1967-2006)	151
8.26	Intensidad de la baja térmica en el este de la PI a las 06 UTC (azul), las 12 UTC (marrón) y a las 18 UTC (naranja) (Media móvil con ventana de 30 días)	152
8.27	Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los días con una baja térmica centrada sobre el centro-este de la IP (1948-1966)	153
8.28	Anomalías de Tx de los días con una baja térmica centrada sobre el centro-este de la IP (1948-1966)	153
8.29	Gradiente de presión y recorrido del viento del segundo cuadrante por la mañana	153
12.1	Esquema de la circulación de Walker del Pacífico	188

## Lista de Tablas

3.1	Bases de datos empleadas en este estudio	35
6.1	Anomalías en las Tx por zonas de la PI	83

## Glosario

AMO	<i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i>
CNSNAO	<i>Cold Negative SNAO</i>
CPSNAO	<i>Cold Positive SNAO</i>
DTR	<i>Diurnal Temperature Range</i>
DTRE	<i>DTR at Ebro Observatory</i>
DTREV	<i>DTRE – DTRV</i>
DTRV	<i>DTR at Valencia Observatory</i>
EA	<i>East Atlantic pattern</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
GSA	<i>Great Salinity Anomaly</i>
IP	<i>Iberian Peninsula</i>
iPCN1	<i>Index obtained from PC1 in northern days</i>
iPCN2	<i>Index obtained from PC2 in northern days</i>
MSLP	<i>Mean Sea Level Pressure</i>
N_cold_run	<i>Time series of the wind run recorded at Ebro Observatory during the northern days with negative anomalies in TxEbro</i>
N_run	<i>Time series of the wind run recorded at Ebro Observatory during the northern days</i>
NE	<i>Northeast</i>
OE	<i>Observatorio del Ebro</i>
PI	<i>Península Ibérica</i>
P1	<i>MSLP at the point (40°N 12,5°W)</i>
P2	<i>MSLP at the point (40°N 0°E)</i>
PC1	<i>Leading principal component of the PCA</i>
PC2	<i>Second principal component of the PCA</i>
PCA	<i>Principal Component Analysis</i>
Run_2q	<i>Wind run of the second quadrant wind at Ebro Observatory</i>
Run_2q_iPCN2PC10	<i>Run_2q for northern days with iPCN2 &lt; 10th percentile</i>
Run_2q_iPCN2PC90	<i>Run_2q for northern days with iPCN2 &gt; 90th percentile</i>
Run_2q_N	<i>Run_2q for northern days</i>
Run_2q_S	<i>Run_2q for southern days</i>
Run_N	<i>Wind run of the wind with positive northerly component at Ebro Observatory</i>
Run_N_iPCN2PC10	<i>Run_N for northern days with iPCN2 &lt; 10th percentile</i>
Run_N_iPCN2PC90	<i>Run_N for northern days with iPCN2 &gt; 90th percentile</i>
SCA	<i>Scandinavian pattern</i>
SE	<i>Southeast</i>
SNAO	<i>Summer North Atlantic Oscillation</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
T850	<i>850 hPa Temperature</i>
TCC	<i>Total Cloud Cover</i>
Tn	<i>Minimum temperature</i>
TnE	<i>Minimum temperature at Ebro Observatory</i>
TnV	<i>Minimum temperature at Valencia Observatory</i>
Tx	<i>Maximum temperature</i>
TxE	<i>Maximum temperature at Ebro Observatory</i>
TxEbro	<i>Time series of the maximum temperature at Ebro Observatory</i>

TxEV	$TxE - TxV$
TxN	<i>Time series of the spatial average of IP Tx north of the 42° parallel</i>
TxNW	<i>Time series of the Tx spatial average of the area of the NW IP where the correlation between Tx and the SNAO is higher than +0.2</i>
TxS	<i>Time series of the spatial average of IP Tx south of the 42° parallel</i>
TxSE	<i>Time series of the Tx spatial average of the area of the NE IP where the correlation between Tx and the SNAO is lower than -0.2</i>
TxSpain02	<i>Time series of the spatial average of IP Tx</i>
TxV	<i>Maximum temperature at Valencia Observatory</i>
VortNE	<i>Relative vorticity at sea level in the NE (2,5°E 42,5°N)</i>
VortSW	<i>Relative vorticity at sea level in the SW (7,5°W 37,5°N)</i>
WeMO	<i>Western Mediterranean Oscillation</i>
Z1000	<i>1000 hPa Geopotential height</i>
Z500	<i>500 hPa Geopotential height</i>



# Capítulo 1

## 1 Motivación y objetivos

### 1.1 Motivación

La constatación de un marcado comportamiento diferencial en las temperaturas máximas (Tx) y la oscilación térmica diaria (DTR) del área del Observatorio del Ebro en los meses de verano (julio y agosto) en relación con el sur del litoral Mediterráneo español fue la motivación inicial de esta tesis. En el sur de Catalunya fue detectada una importante subida de las Tx y de la DTR, especialmente en el periodo que va desde mediados de los años 60 del siglo XX hasta el principio de los años 80. Paralelamente, sin embargo, tanto las Tx como la DTR del litoral sudeste de la Península Ibérica sufrieron una bajada significativa en el mismo periodo.

Hay que destacar la existencia de una base de datos de observación relativos a la dirección y velocidad del viento registrados en el Observatorio del Ebro a nivel horario desde el año 1942. El hecho de disponer de esta base de datos de calidad excepcional fue un aliciente para investigar si la subida en las Tx y DTR detectadas en el Observatorio desde mediados de los años 60 podría estar relacionada con una hipotética variación significativa en el régimen de vientos. En el Observatorio del Ebro, dada su situación geográfica (en el prelitoral y en la parte final del Valle del Ebro) y por su orografía regional (un valle orientado de norte a sur rodeado de montañas), las condiciones termométricas en verano son muy sensibles a la distribución de la presión atmosférica a nivel del mar a escala sinóptica. Así, partimos como hipótesis que si las condiciones sinópticas favorecen más el 'terral' (viento de componente W) es de esperar un aumento de las Tx y la DTR, por una mayor influencia del aire continental mucho más cálido en verano que el de la costa; lo contrario ocurre si las condiciones de gran escala favorecen el viento marítimo: una mayor convergencia de las condiciones térmicas de la zona del Observatorio con las del litoral.

Así, al analizar la evolución temporal del régimen de vientos registrados en el Observatorio del Ebro, emergió un hecho de notable importancia: tanto el viento de componente norte como el del segundo cuadrante sufrieron un descenso significativo a partir de la segunda parte de los años 60. El hecho de que este descenso se produjera al mismo tiempo en el que las Tx y DTR del Observatorio del Ebro empezaron a diverger con respecto de las del litoral del SE de la PI, sugería que ambos procesos podían estar

## Motivación y objetivos

relacionados de algún modo, con eventuales cambios en la circulación atmosférica a escala sinóptica.

Hay un índice de teleconexión en concreto que experimentó un cambio de signo muy importante a finales de los años 60; se trata del índice SNAO (Oscilación del Atlántico Norte en verano) [1,2]. Pero este índice de teleconexión hasta la fecha era conocido por estar principalmente relacionado con las condiciones térmicas y pluviométricas de la parte norte y oeste de Europa y en sentido contrario en la zona de los Balcanes y el Mediterráneo oriental. Su influencia en la Península Ibérica estaba relacionada con la precipitación (en sentido negativo en el NW y positivo en el centro y este), y con las temperaturas del NW (en sentido positivo). Hasta la fecha no había ningún trabajo que tratase de la relación entre el índice SNAO y las temperaturas de toda la península Ibérica ni mucho menos entre SNAO y el viento.

**La motivación principal de esta tesis ha sido poder explorar, encontrar y mostrar desde un punto de vista estadístico, el papel que ha podido tener la fuerte subida de SNAO detectada a finales de los años 60 del siglo XX, no sólo en la evolución diferencial de las Tx y DTR del litoral del levante de la Península Ibérica en verano, sino también en la evolución termométrica y régimen de vientos del norte de la PI, así como los posibles cambios en la precipitación en el noreste de la PI a lo largo de la segunda parte del siglo XX.**

Una motivación no menos interesante ha sido poder investigar en qué contexto a nivel planetario ha subido el índice SNAO y qué vínculos a nivel de causa-efecto puede tener esta subida con otros cambios extremadamente importantes que ocurrieron a finales de los años 60 [3], como por ejemplo, el inicio de un periodo de sequías extremas en el Sahel que causaron miles de muertos, el cambio de fase del índice AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico), *The great salinity anomaly* [4] (un episodio muy persistente en el tiempo que condujo a una desalinización y enfriamiento del Atlántico Norte a partir de finales de los años 60), un aumento de los episodios del Niño, un enfriamiento del hemisferio norte con respecto al hemisferio sur, y un debilitamiento de la célula de Hadley Africana, y qué papel pudo tener el hombre en todo esto, es decir, si puede o no haber algún tipo de influencia antropogénica en alguno de estos eventos.

## 1.2 Objetivos

Desde el año 1948 hasta aproximadamente el año 1967, los valores de SNAO fueron muy negativos en general, con una presencia frecuente de sistemas de bajas presiones en el norte y oeste de Europa [1,2]. Uno de los principales objetivos de esta tesis es determinar si durante este periodo, dicha actividad ciclónica pudo afectar, y si es el caso, de qué forma, a las condiciones climáticas de la Península Ibérica, o al menos a las de su mitad norte. Cuando SNAO es negativo, el anticiclón de las Azores, tiende a confinarse en el

## Motivación y objetivos

Océano Atlántico, hacia el oeste de la Península Ibérica, al contrario de lo que ocurre cuando SNAO es positivo: entonces el anticiclón se extiende por toda Europa occidental. Como el clima de la Península Ibérica está fuertemente vinculado a la posición de este anticiclón, no se puede ni mucho menos descartar que la brusca transición de SNAO a finales de los años 60, desde valores muy negativos hasta valores extraordinariamente positivos [1,2], haya podido dejar su huella, no sólo en las temperaturas, sino también en la distribución de los gradientes de presión a nivel del mar (de los que dependen los regímenes de vientos) y en la distribución regional de las precipitaciones.

**El principal objetivo de esta tesis es explorar y determinar los posibles efectos del *Rapid Global Climate Shift* [3] y de la fuerte subida del índice de teleconexión SNAO de finales de los años 60 en la variabilidad climática de la Península Ibérica a nivel regional durante los meses de verano (julio y agosto), en particular en relación a las temperaturas máximas, pero también respecto a la precipitación y el viento.**

Es sabido que las temperaturas en el extremo NW de la PI presentan correlaciones positivas con SNAO, que son del mismo sentido que en el norte de Europa [5]. Pero ningún estudio ha determinado la posible relación entre las temperaturas máximas de la PI a nivel regional con SNAO, ni la posible influencia que el brusco cambio de signo que ocurrió a finales de los años 60 pudo haber tenido en el régimen termométrico y en las distintas tendencias regionales de las temperaturas máximas dentro de la PI. En este sentido, cabe resaltar la constatación de que desde los años 60 hasta principios de los años 80, las tendencias de las temperaturas máximas de dos observatorios relativamente cercanos como son el Observatorio del Ebro (ubicado en el sur de Catalunya) y el Observatorio de Valencia (tan sólo unos 200 km al sur) hayan mostrado valores tan divergentes: mientras en el primero se ha detectado una significativa subida durante este periodo, lo contrario ha ocurrido en el segundo. Este hecho junto con la detección en el Observatorio del Ebro de una bajada significativa de la intensidad del viento del segundo cuadrante y una subida significativa en la DTR hacia finales de los años 60, sugieren que puede haber habido cambios relevantes a nivel de la circulación atmosférica de gran escala durante este periodo y que estos cambios han podido influir en algunas variables climáticas de esta zona.

Hay por otro lado, cierta controversia respecto a las posibles causas de la disminución observada en la oscilación térmica diaria (DTR) en la costa y prelitoral del levante peninsular durante la segunda parte del siglo XX en los meses de verano. Mientras algunos autores vinculan dicha disminución al aumento del efecto 'isla de calor urbana' [6,7] asociado a la expansión de la construcción y de la urbanización desde los años 70, otros autores la relacionan con el aumento de frecuencia de la llegada de aire tropical en el contexto del cambio climático [8,9]. Sin embargo, esta última hipótesis no es del todo satisfactoria, puesto que no fue hasta finales de los años 80 cuando empezó a subir de una forma importante la temperatura debido al cambio climático. Dicha bajada en la DTR empieza hacia los años 60 y culmina en los primeros años 80, y podría estar relacionada con la disminución de las temperaturas máximas en el área de Valencia ya indicadas en el

## Motivación y objetivos

anterior apartado y es posible que también pueda estar vinculada de algún modo a la fuerte subida de SNAO.

**Es por ello que otro de los objetivos de esta tesis es determinar, si es el caso, qué procesos físicos pueden conectar la subida de SNAO de finales de los años 60 con la variación, arriba indicada, de las tendencias de la temperatura máxima a lo largo de la costa Mediterránea de la PI y con el debilitamiento del viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro.**

### 1.3 Estructura de la tesis

A continuación de este primer capítulo (motivación y objetivos) se dedica un extenso capítulo a la exposición del estado del arte (capítulo 2), necesario para poder ubicar la investigación llevada a cabo, así como los resultados obtenidos en el contexto adecuado. Se da una particular importancia a conocer qué amalgama de procesos estrechamente conectados, interactuando mutuamente, pueden llegar a desembocar en los cambios simultáneos de una gran cantidad de variables de relevancia climática a nivel global, que son el punto de partida de esta tesis: el *Rapid Global Climate Shift* [3].

En el capítulo 3 se indica el área de estudio y los datos que han sido empleados en esta tesis, y en el capítulo 4 se exponen los recursos metodológicos que han sido implementados. Aquí se da una introducción a los distintos métodos utilizados, muchos de ellos estadísticos, así como la justificación de su empleo.

A partir del capítulo 5, hasta el capítulo 8, se expone la investigación llevada a cabo relacionada con los distintos objetivos perseguidos en este trabajo de forma que cada capítulo está relacionado con un artículo publicado. En cada uno de estos capítulos, en el correspondiente apartado de introducción, se indican los objetivos concretos perseguidos. A continuación, se exponen de forma resumida el desarrollo de la investigación más relevante y las conclusiones. Al final de cada uno de estos capítulos (a excepción del capítulo 7) se adjunta un enlace de internet que apunta al artículo publicado por la revista científica correspondiente y donde se puede encontrar en una forma más extensa, la investigación llevada a cabo. Sólo se ha podido adjuntar en esta tesis el artículo del capítulo 7 al ser el único publicado en modo *open access*. Los demás artículos están sujetos al copyright de las correspondientes editoriales.

En el apartado 9 se resumen las conclusiones más generales obtenidas y en el 10 se exponen cuales son las líneas de futuro que han podido ser abiertas gracias a todo lo aprendido en el desarrollo de este trabajo.

Finalmente, en los anexos, se ha añadido el póster presentado en el Simposio Internacional CLIMA-ES 2015, así como un resumen de diversos estudios relacionados con los cambios en la dinámica oceánica y sobre el Calentamiento global. En cada capítulo se incluyen las referencias bibliográficas correspondientes.

### 1.4 Producción científica vinculada con la tesis

Esta tesis se basa en el compendio de las siguientes contribuciones:

- I. Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2015) Relationship between the summer NAO and maximum temperatures for the Iberian Peninsula, *Theor. Appl. Climatol.* <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1547-2>
- II. Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2016) Regional differential behaviour of maximum temperatures in the Iberian Peninsula regarding the Summer NAO in the second half of the twentieth century. *Atmos. Res.* 182, 319-334. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.006>
- III. Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2018) Changes in Summer Pressure Patterns across the late 1960s and Their Influence on Temperature Trends on the Eastern Coast of the Iberian Peninsula. *Atmos.* <https://doi.org/10.3390/atmos9020042>
- IV. Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2018) Changes in summer temperatures and rainfall in the north-eastern Iberian Peninsula in the late 1960s and the weakening of the Iberian thermal low. *Meteorol. Atmos. Phys.* <https://doi.org/10.1007/s00703-018-0643-0>

Respecto de la influencia del índice de teleconexión SNAO en las temperaturas máximas de la península Ibérica en verano, se ha presentado un póster en el siguiente congreso:

Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2015). The summer NAO and Maximum Temperatures for the Iberian Peninsula, Simposio Internacional CLIMA-ES 2015.

[www.climaes2015.urv.cat/wp-content/uploads/2015/02/CLIMA2015\\_3\\_Vicent-Favà-](http://www.climaes2015.urv.cat/wp-content/uploads/2015/02/CLIMA2015_3_Vicent-Favà-)

## Referencias

- [1] Linderholm HW, Folland CK, Hurrell JW (2007) Reconstructing Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability over the last few centuries. *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 6: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2007, May 3rd – 6th 2007, Riga, Latvia. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 08/05, Potsdam, 6 –13.
- [2] Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW (2009) The summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. *J. Clim.* 22, 1082–1103.
- [3] Baines PG, Folland CK (2007) Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *J. Clim.* 20, 2721–2744. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4177.1>.
- [4] Dickson RR, Meincke J, Malmberg S, Lee AJ (1988) The “Great Salinity Anomaly” in the Northern North Atlantic 1968–1982. *Prog. Oceanog.* 20, 103–151.
- [5] Bladé I, Liebmann B, Fortuny D, Van Oldenborgh GJ (2011) Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in theMediterranean region. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1195-x.
- [6] Quereda J, Montón E, Escrig J (1999) Las tendencias climáticas de la región mediterránea ¿cambio o estabilidad? *Revista Valenciana d’Estudis Autònòmic*s. 27, 117–152.
- [7] Quereda J, Montón E, Quereda V, Mollá B (2016) Significant Climate Warming (1950–2013) in the Spanish Mediterranean: Natural Trend or Urban Heat Island (UHI). *Tethys*. 13, 11–20
- [8] Miró J, Estrela MJ (2004) Tendencia de la temperatura en los meses de julio y agosto en la comunidad Valenciana en las últimas décadas: Cambios en la frecuencia de días calurosos. In *El Clima Entre el Mar y la Montaña*; García, J.C., Liaño, C., de Arróyabe, P.F., Garmendia, C., Rasilla, D., Eds.; Serie A, No. 4; Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC); Universidad de Cantabria, Santander, Spain.
- [9] Miró J, Estrela MJ, Millan M (2006) Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region). *Int. J. Climatol.* 26, 1051–1073.

## Capítulo 2

### 2 Estado del arte

En este apartado se introducen algunos conceptos clave relacionados con este estudio. En particular lo referente a los índices de teleconexión NAO y SNAO así como su relación con las temperaturas y precipitaciones en la PI según diversos estudios. También se presta especial atención al brusco y excepcional cambio de fase de SNAO de finales de los años 60 (del que se derivan una parte importante de los resultados obtenidos en esta tesis) y a los procesos de escala planetaria que pudieron contribuir a este singular evento.

#### 2.1 SNAO: definición y relación con el clima de la Península Ibérica

##### 2.1.1 El índice de teleconexión NAO

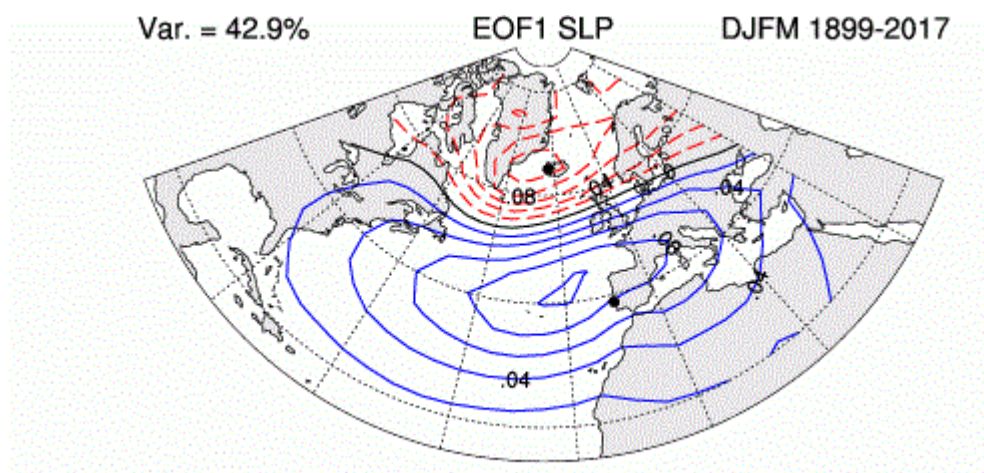
La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es un patrón de circulación relacionado con las oscilaciones en la distribución de la presión atmosférica y con la intensidad de los vientos del oeste en el norte del Atlántico. Actualmente puede ser definida de distintas formas, pero la más sencilla y 'tradicional' corresponde a la intensidad del dipolo formado por la alta subtropical de las Azores y la zona de bajas presiones subpolares de Islandia. En este caso se usan dos estaciones los más cercanas posibles a dichos centros de acción para calcular la intensidad del dipolo. Por ejemplo, se puede definir como la diferencia entre la presión atmosférica a nivel del mar (SLP) en Lisboa (también Ponta Delgada en las Azores o Gibraltar) respecto de la de Stykkishólmur/Reykjavík. Un índice NAO positivo indica un refuerzo del dipolo, con una intensificación de los vientos del oeste en el norte de Europa y el noroeste de Eurasia, lo que conlleva una suavización de las temperaturas y un incremento de las precipitaciones en esa zona. Lo contrario ocurre cuando NAO es negativo, aumentando en invierno las probabilidades de irrupciones de aire frío de origen ártico y continental ligadas a valores negativos de AO (Oscilación Ártica) y a calentamientos estratosféricos repentinos (SSW).

La Oscilación del Atlántico Norte da cuenta de la mayor parte de la variabilidad atmosférica en el sector del Atlántico Norte durante la parte fría del año en el Hemisferio Norte (Diciembre-Marzo) y está estrechamente ligada al transporte de calor y humedad entre el Atlántico y el norte de Europa [1] así como a la frecuencia, intensidad y trayectoria de los sistemas de bajas presiones [2]. Está muy relacionado en invierno con la Oscilación Ártica (también llamada Modo Anular del Norte, NAM), que es el patrón

## Estado del arte

dominante de la variabilidad en relación con la diferencia entre la presión atmosférica a nivel del mar en el Ártico respecto de la zona de latitudes medias circundante [3,4].

Actualmente, sin embargo, gracias al desarrollo de los modelos numéricos y a la existencia de datos de reanálisis relativos a presión atmosférica que se remontan hasta mediados del siglo XIX (NOAA-CIRES 20<sup>th</sup> Century Reanalysis) es posible la definición de NAO a partir de análisis basados en PCA (análisis de componentes principales). **Así se define NAO como la distribución espacial del primer autovector (EOF), que explica la mayor variabilidad de las anomalías del campo de SLP en el sector del Atlántico Norte** (Fig 2.1). El índice NAO se obtiene de proyectar dicho EOF sobre la matriz diaria de anomalías, y corresponde por tanto al primer componente principal del PCA. La definición de NAO basada en PCA tiene la ventaja respecto de la 'tradicional' basada en la diferencia entre las presiones de dos determinadas estaciones meteorológicas, en que esta última pierde precisión a la hora de expresar la variabilidad de la presión del Atlántico Norte a medida que nos alejamos del invierno. Esto es así porque la situación espacial del dipolo formado por la Alta de las Azores y la baja de Islandia no permanece estática a lo largo del año: a medida que nos aproximamos al verano dicho dipolo se desplaza hacia el norte. Por este motivo las correlaciones entre los índices NAO basados en PCA y en las presiones de dos estaciones meteorológicas son muy altas en invierno, pero muy bajas en verano.



**Fig 2.1** EOF1 (explica el 42,9% de la varianza) de las anomalías de SLP (Diciembre a Marzo) en el sector del Atlántico Norte (20°-80°N; 90°W-40°E) en el periodo 1899-2017 según Hurrell [5,6]. Los colores azules indican valores positivos y los rojos negativos. Los dos puntos indican las estaciones de Lisboa y Stykkisholmur/Reykjavík

La relación entre NAO y las temperaturas de la PI en invierno no es sencilla pues está estrechamente ligada a la localización de los centros de acción que forman el dipolo [7]. Por otro lado, los valores positivos de NAO, al corresponder a un aumento de las condiciones anticiclónicas en la PI, están relacionados con un aumento de las temperaturas máximas debido a la mayor insolación, pero al mismo tiempo con una disminución de las mínimas debido a la mayor pérdida radiativa en las noches



## Estado del arte

despejadas invernales, habiendo por tanto una relación muy baja con las temperaturas medias [8]. Sí hay en cambio una fuerte relación entre NAO y las precipitaciones en la parte oeste de la IP [9-13].

### 2.1.2 El índice de teleconexión Summer NAO (SNAO)

El patrón de teleconexión 'Summer NAO' es la expresión de NAO (calculada con PCA) en los meses de verano (Julio y Agosto). SNAO tiene una extensión espacial bastante menor que la NAO de los meses de invierno, y sus centros de acción se han desplazado significativamente hacia el norte. Así, su centro de acción meridional se centra alrededor de las Islas Británicas y Escandinavia, mientras que su centro de acción septentrional, sobre Groenlandia [14] (Fig 2.2). Debido a la ausencia de datos en Groenlandia, SNAO se ha definido a partir de la variabilidad en su centro de acción meridional, como el primer EOF obtenido a partir de las anomalías de SLP en el sector (25°-70°N; 70°W-50°E) [15], aunque la elección de este sector en particular no es crítica [16].

La fase de SNAO está estrechamente relacionada con cambios en las trayectorias de los sistemas de bajas presiones en verano en el Atlántico y el Norte de Europa [17]. En su fase positiva, la trayectoria de los sistemas de bajas presiones se desplaza al norte y entonces el norte de Europa queda bajo la influencia de condiciones anticiclónicas persistentes, con un aumento de las temperaturas, una disminución importante de las precipitaciones y un aumento del riesgo de sequías. En su fase negativa, la trayectoria de las borrascas se desplaza aproximadamente 10 grados hacia el sur [18], lo que hace aumentar la nubosidad y las precipitaciones y disminuir las temperaturas en el norte de Europa. La influencia de SNAO en las temperaturas y precipitaciones en el sur de Europa es en signo contrario, especialmente en el Mediterráneo oriental [16,19].

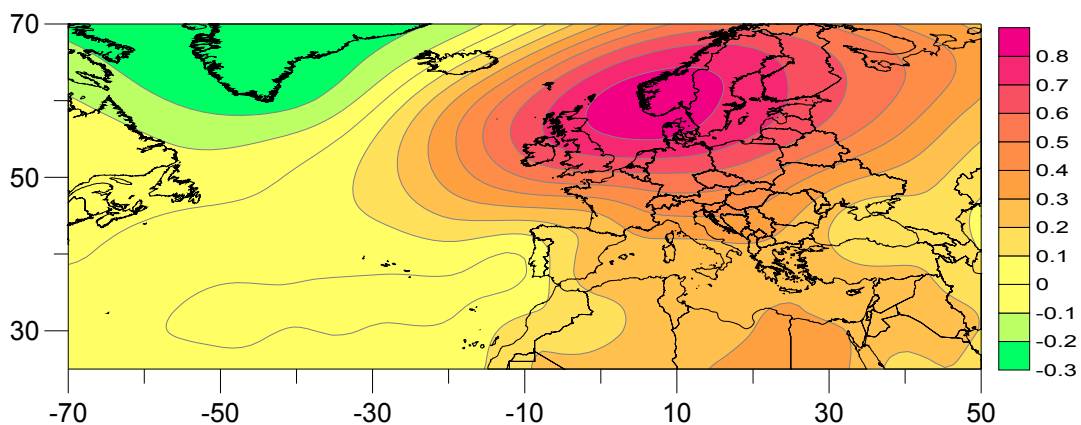


Fig 2.2 Correlaciones entre SNAO y MSLP (datos diarios 1948-2007)

### 2.1.3 Evolución de la temperatura global y en la PI en el siglo XX

La temperatura global experimentó una destacable subida a lo largo del siglo XX. Sin embargo, esta subida no se produjo de forma progresiva, sino que se repartió en dos periodos bien diferenciados: el primero desde aproximadamente 1910 hasta 1945 [20], mientras que el segundo y más importante, a partir de 1976. Por el contrario, desde aproximadamente 1950 hasta principios de los años 70 las temperaturas descendieron discretamente. Por otro lado, la oscilación térmica diurna (DTR) bajó de forma significativa desde 1950 hasta principios de los años 80 [21]. En el actual periodo de calentamiento planetario que empezó a finales de los 70, las temperaturas máximas y las mínimas han experimentado una tendencia positiva del mismo orden de magnitud.

La evolución de las temperaturas en la PI a lo largo del siglo XX ha sido prácticamente paralela a la global. Brunet et al. [22] detectó dos periodos de subida (1901-1949 y a partir de 1973) y un descenso desde 1950 hasta 1972. El hecho más remarcable respecto a la evolución térmica en la PI a lo largo del siglo XX es la fuerte subida detectada a partir de principios de los años 70 [23-26].

En la zona del Levante peninsular, hay que destacar las conclusiones aparentemente contradictorias obtenidas por algunos estudios respecto de la evolución de la DTR a lo largo de la segunda parte del siglo XX. Estos estudios convergen en mostrar una significativa tendencia negativa en la DTR, pero divergen cuando se trata de dar una explicación a dicha tendencia. Así Quereda et al. [27,28] explican esta bajada en la DTR basándose en el efecto de 'isla de calor urbana' ya que dicha tendencia ha sido encontrada por dichos autores en los observatorios de la costa correspondientes a grandes núcleos de población, pero no en los rurales. Por el contrario, Miró y Estrela [29,30] encontraron un mayor aumento de las temperaturas mínimas respecto de las máximas en observatorios del litoral y prelitoral en el periodo 1958-2003 empleando datos procedentes únicamente de estaciones meteorológicas alejadas de grandes núcleos urbanos para evitar el efecto de 'isla de calor'. Estos autores, gracias a la metodología empleada en su estudio, pudieron por tanto descartar el efecto 'isla de calor' como principal causa de la fuerte bajada de la DTR y para explicarla, sugirieron como principal 'driver' de dicha bajada el importante aumento de la temperatura de la superficie del mar (SST) de finales del siglo XX.

### 2.1.4 Relación entre SNAO y la temperatura y las precipitaciones en la PI

En general, los estudios relacionados con SNAO anteriores a este trabajo, están más centrados en los posibles vínculos entre SNAO y las temperaturas y precipitaciones del norte de Europa [15,18] y del Mediterráneo Oriental [19] que en su posible influencia en la PI. Esto es lógico porque la primera impresión es que la PI queda fuera del límite del radio de acción de SNAO en Europa, al menos en lo que respecta a la temperatura. No así en cuanto a la precipitación, donde en el periodo 1950-2010 se han encontrado

## Estado del arte

correlaciones muy significativas de signo positivo (como en el Mediterráneo Oriental) especialmente en la parte central y oriental de la PI y de signo negativo (como en el norte de Europa) en el extremo NW [16].

En los estudios previos a este trabajo, la única zona de la PI donde se ha encontrado una relación entre las temperaturas y SNAO es en el NW, donde se han encontrado correlaciones positivas, es decir del mismo signo que en el norte de Europa [16].

### 2.1.5 Los valores extraordinariamente anómalos del índice SNAO de finales del siglo XX

Muchos estudios que tratan sobre la evolución de las temperaturas en la PI no tienen en cuenta el hecho de que los veranos de las últimas décadas del siglo XX fueron extraordinariamente anómalos en Europa en un contexto de como mínimo varios siglos. Hasta finales de los años 60 del siglo XX, lo normal en verano era la presencia frecuente de bajas presiones en el Norte de Europa (valores negativos de SNAO), ligadas a abundantes precipitaciones y a temperaturas relativamente bajas, ya que, durante los últimos 500 años, SNAO ha estado en general, en fase negativa [1]. Sólo en algunas ocasiones y en periodos no más largos de 20 años, SNAO fue positiva antes de 1850 [1]. Sin embargo, a partir de aproximadamente 1967 (Fig 2.3), SNAO subió a elevados niveles positivos sin precedentes como mínimo en los últimos 500 años [1,15], alcanzando un máximo en los años 70 y principios de los 80, lo que ha implicado un gran cambio en los patrones de circulación atmosférica, haciendo habituales las condiciones anticiclónicas en el norte de Europa en verano.

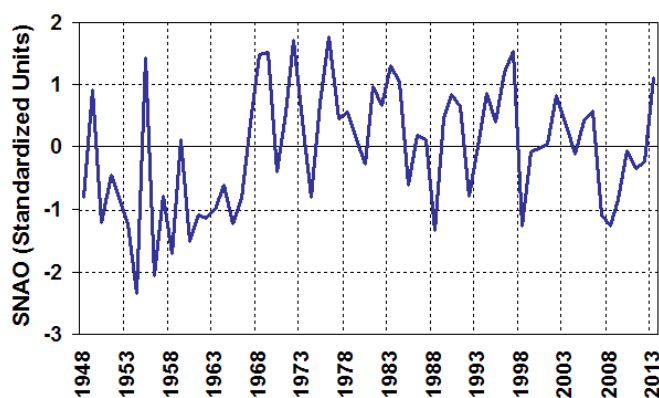


Fig 2.3 Evolución temporal de SNAO (valores bimensuales)

Las implicaciones de los elevados valores de SNAO en la parte final del siglo XX en las condiciones térmicas y pluviométricas del norte de Europa y Mediterráneo Oriental son evidentes. En la PI son un poco más sutiles, pero como veremos más adelante, ni mucho menos despreciables.

## 2.2 SNAO: anomalías y circulación general atmósfera-océano

### 2.2.1 El *Rapid Global Climate Shift* de finales de los años 60

Hacia aproximadamente el año 1967 se produjo un cambio de estado en el sistema climático que, aunque no tan importante y generalizado como el actual cambio climático global, sí produjo marcados cambios en un gran número de variables en muchos puntos del planeta durante un periodo aproximado de 10 años y precedió al momento de temperatura mínima en superficie del Hemisferio Norte y planetaria (año 1975) [31]. Aunque la distribución espacial de los impactos tuvo una escala global, estos fueron especialmente significativos en el Atlántico Norte y en los Trópicos.

El *Rapid Global Climate Shift* de finales de los años 60 condujo a importantes eventos; algunos de los más significativos incluyen:

- 1- Una fuerte disminución de las precipitaciones en la zona del Sahel (el área de vegetación de tipo estepa/sabana que se extiende desde el desierto del Sahara hasta los bosques tropicales situados más al sur), en el Caribe, y en el Pacífico central y al mismo tiempo un aumento en la Amazonia brasileña [31].
- 2- Los anteriores cambios en los regímenes pluviométricos están ligados a cambios en la inyección de calor latente en los niveles altos de la atmósfera en determinadas zonas, con el consiguiente debilitamiento de la célula de Hadley africana (por la falta de lluvia en el Sahel) y un fortalecimiento de la circulación de Walker en el Atlántico tropical debido a la mayor convección en América del Sur [31].
- 3- Una disminución significativa de la frecuencia de huracanes en el Caribe.
- 4- Una disminución del monzón asiático [32].
- 5- Un cambio de fase de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) de positiva a negativa, que condujo a un importante enfriamiento del Atlántico Norte, con un máximo de cerca de 1° C en el área de Groenlandia [31].
- 6- Un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical [31].
- 7- Un enfriamiento del hemisferio Norte y un ligero calentamiento del Hemisferio Sur [31].
- 8- Un cambio brusco de la fase en la Oscilación del Atlántico Norte del verano (SNAO) de negativa a positiva, relacionado probablemente con el cambio de fase de la AMO, con el debilitamiento de la circulación termohalina del Atlántico (AMOC) y con la *Great Salinity Anomaly* (GSA).

### 2.2.2 La GSA (*Great Salinity Anomaly*) de finales de los años 60

A través del estrecho de Fram (entre la costa noroeste de Groenlandia y el archipiélago noruego de las islas Svalbard), se transporta desde el océano Glacial Ártico una gran

## Estado del arte

cantidad de hielo marino y agua dulce (procedente del deshielo) los cuales pasando a través del mar de Groenlandia, llegan a la parte más septentrional del Atlántico Norte, modulando en este sector, además de la temperatura, la densidad del agua oceánica. **A finales de los años 60 y principio de los 70, hubo un fuerte incremento en el transporte de hielo y agua dulce por el estrecho de Fram, que originó lo que se conoce como la *Great Salinity Anomaly* (GSA).**

La GSA de finales de los 60, fue un extenso enfriamiento de la capa superficial oceánica (entre 500-800 m de espesor) de la parte más septentrional del Atlántico Norte con una duración de varios años [33] que tuvo un papel relevante en la circulación oceánica y atmosférica del Hemisferio Norte en la segunda parte del siglo XX.

### **2.2.3 El extraordinario debilitamiento de la AMOC (circulación meridional de retorno del Atlántico) de finales de los años 60**

La circulación termohalina del Atlántico (AMOC) es un flujo de agua que distribuye una parte del calor del Hemisferio Sur hacia el Hemisferio Norte y que forma parte de la denominada cinta transportadora global [34] (Global Conveyor Belt) (Fig 2.4) que conecta la circulación oceánica mundial. A medida que las aguas superficiales que forman esta corriente viajan hacia el norte del Atlántico, se van enfriando debido a la evaporación inducida por los vientos de componente oeste, volviéndose, por tanto, además, más saladas. La progresiva disminución de la temperatura y aumento de la salinidad hace las aguas cada vez más densas, hasta que llega un punto en el que se hunden hacia grandes profundidades por las que vuelven hacia el sur. A este proceso se le denomina 'formación de agua profunda en el Atlántico norte' (North Atlantic Deep Water; NADW). Una gran parte de este flujo de retorno aflora en el Océano Antártico. El transporte de calor anual hacia el norte del Atlántico debido a la AMOC es descomunal: el equivalente a un 35% del recibido por el Sol a una latitud de 40°N [34], y es en parte responsable de que los inviernos en Europa sean más templados de lo que cabría esperar, teniendo en cuenta su latitud. Según Manabe y Stauffer [35], las aguas del Atlántico Norte estarían 5°C más frías si se detuviera la circulación termohalina y el patrón espacial de anomalías térmicas negativas en el Atlántico y Eurasia sería muy similar al que se produjo en la última pulsación del periodo glacial más reciente (Younger Dryas) [34,36]. Una interrupción de esta circulación calentaría el Hemisferio Sur y enfriaría el Hemisferio Norte.

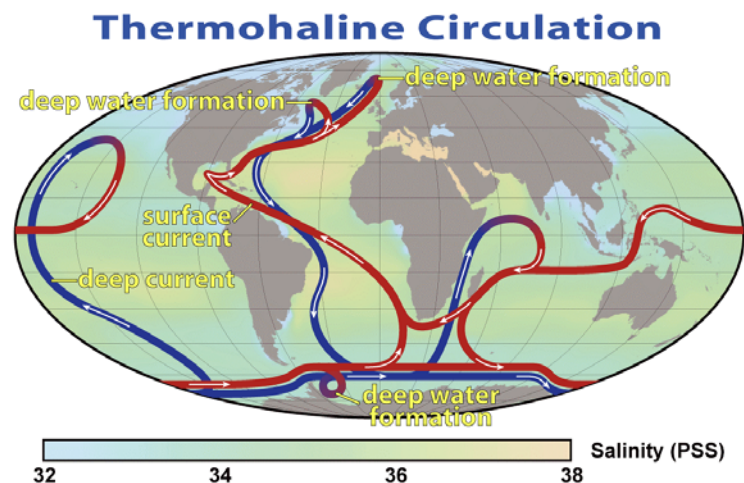


Fig 2.4 Esquema de la circulación termohalina (NASA Earth Observatory)

El transporte de volumen de agua de la AMOC es muy difícil de determinar incluso con los datos de observación actuales. Broecker [34] considera que, para medir el flujo de la AMOC, el método más eficaz (aunque muy complejo) es el basado en determinar empíricamente la concentración de isótopos radiactivos de carbono en muestras de agua profunda del Océano (por ejemplo, el agua profunda es más pobre en  $C_{14}$  que la superficial porque hace mucho tiempo que fue expuesta al  $C_{14}$  atmosférico). Otros oceanógrafos prefieren hacer estimaciones a partir de una combinación entre las mediciones obtenidas de las corrientes superficiales y cálculos de flujo geostrófico [34]. Pero la metodología utilizada no es crítica y los valores obtenidos son parecidos: ¡nada menos que del orden de 20 veces mayor que la descarga combinada de todos los ríos del mundo! [34]. Pero si resulta muy complejo medir el flujo actual, determinar el que podía haber en el pasado se hace mucho más complicado, si cabe. Por ello sólo puede inferirse indirectamente utilizando 'proxy-data' de diversos orígenes, como hace Rahmstorf et al. [37] que calcula un índice restando la temperatura del Hemisferio Norte a la del 'Subpolar Gyre'. Pero no deja de ser, en cualquier caso, una estimación muy aproximada.

De los testigos de hielo extraídos en Groenlandia, analizando las concentraciones del isótopo del oxígeno  $O_{16}$  respecto del  $O_{18}$  ( $\delta_{18}O$ ), se han encontrado en las capas depositadas durante la última glaciación (Würm) variaciones muy rápidas de temperatura que han sido denominadas 'eventos Dansgaard-Oeschger' [38,39] en honor a los investigadores que las descubrieron. Estas transiciones son mucho más rápidas de lo que habría cabido esperar, puesto que en algunas décadas se pasaba de un periodo 'interstadial' relativamente cálido a otro muy frío, el 'estadial' típicamente gélido del periodo glacial. Para dar una explicación a estos saltos climáticos tan abruptos se ha sugerido que por la propia dinámica interna del periodo glacial podría inestabilizarse de forma periódica la formación de aguas profundas del Atlántico Norte ('The Salt Oscillator Hypothesis' [40]). Así, cuando el clima se enfriaba debido al debilitamiento de la AMOC, la formación de hielo en el norte del Atlántico se incrementaba y por tanto la llegada de agua dulce procedente del deshielo debía disminuir; por otro lado el consiguiente enfriamiento del Atlántico norte tropical y el desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) [41,42] y el cinturón de lluvias ligado a ella, debió

## Estado del arte

contribuir a un aumento de la salinidad de las aguas del Atlántico Norte debido a la evaporación provocada por los Alisios y la descompensación derivada de la disminución de las precipitaciones [43-45]. Todos estos factores contribuían a generar un feed-back negativo de forma que a medida que el clima se enfriaba, al aumentar la salinidad del Atlántico Norte, se producía una aceleración de la AMOC. Al reforzarse la circulación termohalina, las aguas cálidas del sur del Atlántico podían llegar mucho más al norte, aportando una gran cantidad de calor, lo que implicaba una gran pérdida de hielo y una gran aportación de agua dulce al norte del Atlántico que rápidamente hacía disminuir la salinidad de las aguas superficiales y hacía bloquear en poco tiempo de nuevo la circulación termohalina, volviendo otra vez a enfriarse todo el Hemisferio Norte.

Sin embargo, diversos estudios sugieren que la AMOC no tiene porqué tener una oscilación bimodal, como la sugerida por Broecker en 1985 [46], según la cual, habría dos estados posibles: esto es, un estado activo, con la formación de NADW y otro estado con la circulación termohalina en el Atlántico Norte bloqueada, sin formación de NADW (que correspondería a los periodos más fríos de la última edad del hielo). Pues bien, los resultados de dichos estudios indican que la AMOC podría tener muchos estados posibles, con potenciales transiciones abruptas entre ellos, que, aunque no generarían impactos climáticos tan intensos como en la hipótesis bimodal, sí podrían estar ligados a importantes variaciones en el clima del Hemisferio Norte [47]. En este sentido, Lenderink y Haarsma [47] encontraron que la AMOC presenta un efecto de 'histéresis' relacionado con el hecho de que, en determinadas condiciones, puede haber regiones del océano susceptibles a cambiar de estado con una mínima inyección de energía. Así, si por algún motivo se detuviera la convección en alguna área relativamente pequeña, esta interrupción podría propagarse rápidamente, por un efecto 'dominó', a áreas mucho mayores, cambiando el estado de la AMOC. Por otro lado, diversos estudios sugieren que una pequeña variación en la salinidad de la superficie del océano sería suficiente para alterar significativamente la AMOC, y que la llegada de agua dulce proveniente del deshielo en un volumen suficientemente grande podría generar un colapso completo de la AMOC [48-50].

A parte de las variaciones de la AMOC inferidas a partir de los eventos Dansgaard-Oeschger descubiertos a partir del estudio de testigos de hielo obtenidos en Groenlandia, el estudio de los sedimentos depositados en el lecho marino del Mar del Labrador ha mostrado evidencias de cambios importantes de la AMOC en el último milenio. En particular, en la transición del Óptimo Climático Medieval (OCM, 1000-1300) a la Pequeña Edad del Hielo (PEH, 1400-1800) [51]. En los sedimentos marinos se encuentran detritos arrastrados por el hielo desprendido de Groenlandia en antiguos periodos cálidos, o por el contrario, en épocas de gran enfriamiento y formación de hielo. A partir del estudio de la composición mineralógica de dichos detritos se puede inferir su lugar de origen, y a partir de la composición isotópica (calibrada teniendo en cuenta cómo ha variado con el tiempo la concentración de  $C_{14}$  en la atmósfera, relacionada por ejemplo con la actividad solar y los rayos cósmicos) de los caparzones calcáreos del foraminífero *Neogloboquadrina pachyderma* se puede determinar su edad. Así, Alonso-García et al. [51], han encontrado cuatro episodios de fuerte arrastre de detritos relacionados con un

## Estado del arte

aumento masivo de la llegada de icebergs en los periodos aproximados siguientes: 1000-1100, 1150-1250, 1400-1450, 1650-1700, 1750-1800 (con una resolución temporal de unos 17 años). Los dos primeros eventos corresponden al OCM, mientras que los últimos pertenecen a la PEH. La composición mineralógica de los dos primeros sitúa su origen en el sudeste de Groenlandia, mientras que los sedimentos correspondientes a los eventos ocurridos en la PEH indican que proceden del nordeste de Groenlandia y de hielo Ártico [51]. Los dos episodios del OCM fueron debidos a la descarga de hielo de Groenlandia ligada al aumento de las temperaturas. Hay que tener en cuenta que este periodo fue muy cálido en muchas regiones del mundo y en particular en el Atlántico Norte, permitiendo a los vikingos establecer colonias en Islandia y en el sur de Groenlandia y haciendo subir el nivel de los glaciares en Europa [52]. Las descargas de hielo procedente del sudeste de Groenlandia, originadas por el clima cálido, contribuyeron a desalinizar las aguas del norte del Atlántico, reduciendo la formación de NADW y conmutando la AMOC a un nivel más bajo de intensidad, lo que redujo el transporte de calor a altas latitudes, y enfrió el norte del Atlántico, dando paso a un avance de la banquisa ártica y a los glaciares de la PEH. El origen de los detritos arrastrados hacia el Mar del Labrador durante la PEH (el nordeste de Groenlandia y el Ártico) sugieren que la circulación atmosférica en la PEH fue favorable a dicho transporte (por el estrecho de Fram), en particular por la persistencia de elevadas presiones en el Ártico, ligadas a la fase negativa de AO [51]. La debilidad de la AMOC durante la PEH no fue el único factor relacionado con una disminución de las temperaturas en norte del Atlántico, pero contribuyó a amplificar los efectos de otros factores de gran relevancia climática que confluyeron en dicho periodo: un fuerte aumento de la actividad volcánica y la disminución de la actividad solar [51].

Ya en el siglo XX, la gran disminución en la salinidad y por tanto de la densidad de las aguas superficiales del Atlántico Norte debida a la GSA de finales de los 60, tuvo como consecuencia un debilitamiento excepcional de la AMOC [37,47,53] durante la parte final del siglo XX, es decir una menor producción de ventilación oceánica y formación de aguas profundas. Según Rahmstorf et al. [37] es muy probable que el debilitamiento de la AMOC de finales de los años 60 no tenga precedentes en el último milenio.



### **2.2.4 Posibles factores que contribuyeron a la GSA y al debilitamiento de la AMOC de finales de los años 60**

Durante la primera mitad de los años 60, confluyeron una serie de factores que pudieron contribuir al desarrollo de la GSA, que como hemos visto, implicó un excepcional debilitamiento de la AMOC. Los últimos estudios vinculan la GSA con una frecuencia excepcional de las situaciones de bloqueo en Groenlandia a principios de los años 60 [54], en un contexto de valores fuertemente negativos del índice NAO en los meses de invierno (y también en verano). Este largo episodio de bloqueo estuvo ligado a una importante acumulación de hielo en el Ártico, que acabó descargando por el estrecho de Fram hacia finales de los años 60 causando la GSA [54]. Pero, ¿qué factores pudieron contribuir a este excepcional periodo de bloqueo en Groenlandia? Hay diversos factores, algunos de ellos relacionados con las actividades humanas, que pudieron haber contribuido a las inusuales condiciones de la primera parte de los años 60 y al desarrollo de la GSA.

#### **2.2.4.1 Aumento de los aerosoles en el Hemisferio Norte**

A partir del año 1945, hubo un fuerte aumento de aerosoles sulfatados de origen antropogénico en el Hemisferio Norte, en especial en el sector del Atlántico Norte [31]. Hay que indicar al respecto, que la influencia de los aerosoles sulfatados de origen antropogénico en el clima a nivel regional y hemisférico se apoya en argumentos basados en modelos climáticos [55,56]. Por otro lado, hay que señalar la gran coherencia espacio-temporal entre la distribución de los aerosoles con la distribución de las anomalías de SST, que causaron cambios en los patrones de precipitación, de los que a su vez se derivaron cambios en la circulación atmosférica [31]. También es remarcable el hecho de que la bajada en la temperatura de finales de los años 60 afectara sólo al Hemisferio Norte, donde se produjeron las emisiones, y que los cambios más importantes detectados en el sistema climático fueran más importantes en el periodo veraniego (junio-agosto) que es cuando la radiación solar es máxima en el Hemisferio Norte, siendo por tanto también en esta época, máximo el impacto radiativo de los aerosoles [31].

#### **2.2.4.2 Las pruebas nucleares**

Un factor que pudo contribuir a un enfriamiento del Hemisferio Norte y a una mayor acumulación de hielo en el Ártico está relacionado con las condiciones geopolíticas de mediados del siglo XX, en particular con la guerra fría. En este sentido, hay estudios que vinculan las pruebas termonucleares atmosféricas, particularmente las realizadas por la Unión Soviética (por ejecutarse sobre territorio continental), con potenciales efectos en el clima [57-60]. La influencia climática de las bombas termonucleares está relacionada con la inyección de grandes cantidades de polvo a elevadas altitudes correspondientes a la estratosfera [58]. Por poner un ejemplo, la bomba Tsar (50 MT) que fue el artefacto más potente explosionado de la historia, produjo una nube tipo hongo, cuya cima llegó nada menos que a más de 60 km de altura, bien en el interior de la Mesosfera [61]. El polvo estratosférico puede permanecer varios años antes de precipitarse al suelo y contribuye a calentar la estratosfera por la absorción solar, dejando pasar menos radiación a las capas bajas de la atmósfera, enfriando por tanto la troposfera. El mecanismo de acción es

## Estado del arte

similar al de las grandes erupciones volcánicas explosivas, pero en estas últimas lo que se inyecta a la estratosfera son principalmente aerosoles sulfatados. Los ensayos nucleares atmosféricos llevados a cabo por las grandes potencias se prolongaron hasta 1963, año en que debido a la creciente preocupación con respecto a los potenciales efectos en la salud de la población mundial, relacionados con la gran contaminación radioactiva descontrolada y de alcance global derivada de las explosiones, se aprobó el Tratado de prohibición parcial de ensayos nucleares en la atmósfera (PTBT- Partial Test Ban Treaty) [62]. Hasta 1963, las pruebas termonucleares cada vez detonaron artefactos más potentes, hasta culminar con la bomba Tsar en 1961. En este sentido, Fujii [58] demostró que los ensayos nucleares fueron un experimento a pequeña escala, de lo que podría ocurrir con el clima en el contexto de una guerra nuclear. Basándose en los cálculos teóricos realizados en estudios previos para demostrar la relación entre una guerra nuclear y el consiguiente invierno nuclear [63,64], calculó que cabía esperar una bajada máxima de entre 0.2 y 0.3 °C alrededor del año 1965.

### 2.2.4.3 Aumento de la actividad volcánica

En Junio de 1912, en el sur de Alaska, se produjo la erupción más importante del siglo XX. Fue el volcán Novarupta y alcanzó un índice de explosividad volcánica (VEI=6) que sólo volvió a ser alcanzado en dicho siglo en el año 1991 con la erupción del Pinatubo en las Filipinas. Sin embargo, a pesar de su comparable potencia eruptiva, sus efectos en el clima fueron muy diferentes debido a su distinta localización geográfica. Las erupciones volcánicas situadas en elevadas latitudes tienen efectos climáticos a corto plazo sólo si se producen en la primavera o verano [65]. El Novarupta provocó un enfriamiento de los continentes del Hemisferio Norte en verano y un debilitamiento de las lluvias monzónicas en África y la India [66]. Por otro lado, las grandes erupciones volcánicas explosivas originadas en latitudes tropicales (como la del Pinatubo) tienen una gran influencia en la circulación atmosférica del Hemisferio Norte especialmente en el año siguiente a la erupción [67], haciendo bajar las temperaturas de Europa en verano; en invierno en cambio tienen el efecto de hacerlas subir en el norte de dicho continente [67]. Esto es así porque los aerosoles inyectados en la estratosfera por estas erupciones contribuyen en invierno a hacer subir la temperatura estratosférica en bajas latitudes (donde hay una gran llegada de radiación solar) pero no en latitudes altas (donde la radiación solar es muy baja o nula en invierno), lo que hace aumentar el gradiente latitudinal de temperatura en sentido N-S en ese nivel atmosférico, de lo que se deriva una intensificación del *polar night jet* estratosférico [67]. La consiguiente propagación hacia la troposfera de esta perturbación se refleja en una tendencia a la fase positiva de la Oscilación Ártica(AO) y de la North Atlantic Oscillation (NAO) [67] que está ligada a la intensificación de los vientos del Oeste en el Norte de Europa, de origen Atlántico y por tanto templados, lo que explica la subida de la temperatura en esa zona.

Las erupciones de los volcanes Bezymianny (en Kamchatka, Rusia, el 30 de Marzo de 1956) y Augung (en Indonesia, el 18 de Febrero 1963) ambos con un elevado índice de explosividad volcánica (VEI=5), probablemente contribuyeron a hacer bajar la temperatura del Hemisferio Norte. Sin embargo, hay que recalcar un hecho significativo al respecto. Se han analizado [67] los años siguientes a las grandes erupciones tropicales

## Estado del arte

desde el Krakatoa y en todos ellos se han encontrado valores significativamente positivos de NAO a excepción de la correspondiente al Augung, en el que NAO se mantuvo en valores negativos o muy negativos. Por otro lado, hay estudios que vinculan las erupciones volcánicas a un incremento en la frecuencia de episodios 'El Niño' [68] en el Pacífico Tropical, eventos que a su vez contribuyen estadísticamente a que AO/NAO tienda a ser negativa [69]. Sin embargo, entre 1960 y 1965, el estado dominante del Pacífico fue neutro y en general con más tendencia a 'La Niña'. El comportamiento anómalo de NAO durante los dos años siguientes a la erupción del Augung con respecto a las otras grandes erupciones desde el Krakatoa bien podría tener relación con el hecho de que, a principios de los años 60, los tests nucleares estaban en su apogeo. Si las pruebas termonucleares perturbaron la estratosfera de las latitudes altas calentándola en los meses anteriores al invierno como sugieren algunos estudios [57-60], quizás afectaron también a la forma en que la circulación del Hemisferio Norte reacciona a las perturbaciones relacionadas con las erupciones tropicales explosivas. Pero esto por ahora no es nada más que una simple conjetura.

### 2.2.4.4 El rol de las variaciones en la actividad solar

La actividad solar del Holoceno y de los últimos ciclos glaciales ha podido ser reconstruida estudiando la abundancia de isótopos radiactivos ( $\text{Be}^{10}$  y  $\text{C}^{14}$ ) producidos en las cadenas de reacciones nucleares inducidas en la atmósfera por los rayos cósmicos (núcleos atómicos a velocidades relativistas, de gran energía). El flujo de rayos cósmicos que llega a la atmósfera está modulado por el viento solar, que depende de lo activo que esté el Sol en un periodo determinado, de forma que a mayor actividad solar menor llegada de rayos cósmicos y viceversa. Como el flujo de rayos cósmicos se ha mantenido prácticamente constante, al menos durante el último millón de años [70], las abundancias de  $\text{Be}^{10}$  en los casquetes glaciales de Groenlandia y la Antártida y de  $\text{C}^{14}$  en materia orgánica como la presente en los anillos de árboles ancestrales, son auténticos proxys de la actividad solar del pasado (una vez corregidos los efectos de las variaciones del campo magnético terrestre, que también nos protege de los rayos cósmicos, y en el caso del  $\text{Be}^{10}$ , de la tasa variable de acumulación regional en los distintos sumideros, que depende de la circulación atmosférica y por tanto de los cambios climáticos).

A partir de datos proxy de la actividad solar, se ha podido constatar que, durante el Holoceno, el Sol ha estado el 70% del tiempo en un estado de actividad media, entre el 15% y el 20% del tiempo en estado de gran mínimo (como el mínimo de Maunder y de Spörer) y entre el 10% y el 15% en estado de gran actividad o gran máximo, como el que empezó hacia los años 40 del siglo XX [70]. Así la actividad solar en la segunda parte del último siglo fue muy alta, algo que no es anómalo en el sentido de que ha ocurrido otras veces, pero significativo debido a la baja frecuencia del estado gran máximo. Sin embargo, este estado acabó después del ciclo solar 23. A partir de 2008, el Sol está en fase de actividad media [70].

Hay una relación estrecha entre la actividad magnética solar y la irradiancia total en la cima de la atmósfera (TSI, Total Solar Irradiance), por lo que con la tecnología actual se puede estimar la TSI a partir de la intensidad del campo magnético del Sol [70]. Sin

## Estado del arte

embargo, no se conoce la intensidad del campo magnético solar en la fase de gran mínimo como por ejemplo el mínimo de Maunder, por lo que determinar la irradiancia en épocas pasadas no es posible sin presuponer datos de partida que pueden no ser correctos, con el margen de error que ello comporta [70]. En cualquier caso, algunos estudios [71,72] arrojan un aumento en la TSI del orden de  $1,3 \text{ W/m}^2$  desde el mínimo de Maunder hasta la actualidad. Sin embargo, este aumento, ya de por sí discreto, se ve reducido aún más al repartirse por toda la superficie terrestre, creando un forzamiento radiativo del orden de  $0,3 \text{ W/m}^2$ . ¿Puede esta pequeña variación tener efectos en el clima?

Está comprobado que los glaciares avanzan en los periodos de baja actividad solar, ya sea por un aumento de la precipitación invernal i/o por una disminución de las temperaturas estivales [71,73]. La abundancia del foraminífero planctónico *Globigerinoides sacculifer* en los sedimentos marinos del norte y oeste del Golfo de Méjico ha sido usado como proxy para la posición latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) [71,74] y indica que los desplazamientos hacia el sur están ligados, al menos en parte, a la actividad solar, con una posición más meridional en los siglos de baja actividad solar. Estos proxys y muchos otros de distintas áreas del mundo proporcionan evidencias consistentes de que los periodos de gran mínimo afectan al clima terrestre. Por otro lado, simulaciones del siglo XX con modelos climáticos, que incluyen los forzamientos conocidos más relevantes (actividad solar, actividad volcánica, concentración de gases de efecto invernadero, variaciones en la capa de ozono y cambios en la concentración de aerosoles) han mostrado que la mayor parte del calentamiento global experimentado en la primera parte del siglo XX está relacionada con un importante aumento de la actividad solar [75-77].

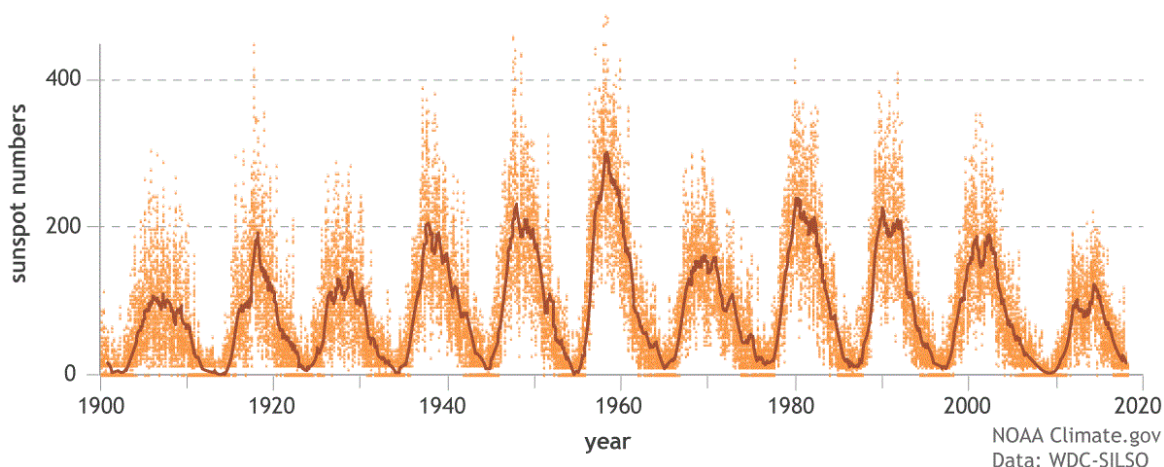
Las variaciones en la actividad solar a escalas temporales más cortas están relacionadas con el ciclo solar de Schwabe, de 11 años de duración media (el periodo de un ciclo varia entre 8 y 14 años y está anticorrelacionado con su magnitud [78]) y están ligadas a variaciones en la TSI muy débiles [70]. Aún así, se detectan importantes huellas del ciclo solar de 11 años en diversos aspectos del clima terrestre. Por ejemplo, se ha encontrado esta señal de 11 años en la presión a nivel del mar sobre Europa y el Atlántico Norte en el periodo 1870-2010, de forma que unos pocos años después del máximo solar, tiende a aparecer un patrón de anomalías espaciales coherente con la fase positiva de NAO [79]. También se han encontrado vínculos entre la precipitación de electrones en la ionosfera con el índice NAO en invierno y con la temperatura en superficie del Hemisferio Norte [80], especialmente durante la fase negativa de la QBO (Oscilación Quasi Bienial). El *polar vortex* es más intenso en la fase positiva de la QBO y más débil en su fase negativa [81]. Por tanto, cabe esperar que en épocas de baja actividad solar el índice NAO tienda a ser negativo, tendencia que se verá reforzada si la QBO está en fase negativa pues el polar vortex en este caso será más débil de lo normal, lo que se reflejará en una mayor bajada de las temperaturas invernales en Eurasia [80]. Si además se da el caso de que la fase de ENSO es positiva, habrá más posibilidades de que el índice NAO sea negativo [82]. Precisamente esta conjunción de factores (ENSO positivo, QBO negativo y la actividad solar más baja desde 1920 [83]) se dieron en el invierno de 2009/2010, en el que el índice NAO invernal (station based, obtenido a partir de la diferencia de presión entre Gibraltar y el sudoeste de Islandia según Jones et al. (1997) [84]) batió el récord negativo desde el

## Estado del arte

invierno 1823/1824 [85]. En el invierno de 2009/2010 se dio la paradoja de que mientras a nivel global, la temperatura media planetaria fue tan alta que estuvo cerca de ser un récord, al mismo tiempo en gran parte de Eurasia y América del Norte, el invierno fue uno de los más duros de las últimas décadas [85].

Aunque se está lejos de esclarecer todos los procesos físicos responsables de que variaciones tan débiles en la actividad solar puedan influir de forma tan significativa en el clima terrestre, está claro que hay procesos de realimentación capaces de amplificar de forma eficaz los efectos de dichas variaciones. Algunos de estos mecanismos tienen que ver con cambios en la temperatura estratosférica ligados a variaciones de ozono inducidas por cambios en la actividad solar en el espectro de UV (ultravioleta) y con un acoplamiento entre la estratosfera y la troposfera [71], por nombrar sólo algunos.

La posibilidad de que en un futuro se produzca un gran mínimo en la actividad solar es un escenario que hay que tener en cuenta. Tanto es así que a partir de la pequeña reducción en la TSI registrada en los últimos mínimos solares ( $0,36 \text{ W m}^{-2}$ ), se ha calculado que la respuesta a la transición del Sol a la fase de gran mínimo en las temperaturas invernales del Hemisferio Norte, a escala regional, sería capaz de cancelar hasta un 40% del calentamiento debido al aumento de los gases de efecto invernadero [86], resultado conservador debido a que en un gran mínimo la disminución de la TSI sería probablemente mayor [86].



**Fig 2.5** Número de manchas durante el siglo XX (Gráfico de NOAA Climate.gov basado en datos procedentes de WDC-SILSO, Royal Observatory of Belgium, Brussels)

El ciclo solar menos intenso de la segunda parte del siglo XX fue el ciclo N<sup>o</sup> 20 (Fig 2.5), que empezó en octubre de 1964, alcanzó el máximo en noviembre de 1968 y llegó a su fin a principios de 1976. Sin embargo, fue un ciclo anómalo en el sentido de que el número de días sin manchas durante el mínimo fue el más bajo de todos los ciclos registrados [87], produciéndose en los últimos años del ciclo una actividad geomagnética inusualmente alta [88]. Es por tanto arriesgado, hacer conjeturas a cerca de su posible relación con el enfriamiento del Hemisferio Norte registrado en la primera parte de los

## Estado del arte

años 70, y más teniendo en cuenta que a principios de los 70 el ciclo solar estaba más cerca del máximo que del mínimo (Fig 2.5).

### **2.2.4.5 Aumento de la fusión del hielo continental en Groenlandia**

Entre 1961 y 1995 la cantidad neta de agua dulce aportada al Atlántico Norte se incrementó aproximadamente en 19.000 km<sup>3</sup> [89]. La acumulación de agua dulce en las capas más superficiales del Océano puede perdurar durante largos periodos de tiempo puesto que, por un lado, su baja densidad impide la convección con las capas más profundas, y por el otro, el flujo en superficie tiende a ir hacia el norte [37]. En el Norte del Atlántico, una fuente muy importante de agua dulce es el hielo continental de Groenlandia. Según una reconstrucción reciente del balance de la masa de hielo de Groenlandia, desde 1840 [90], este balance estuvo cerca de equilibrio en el siglo XIX [37], pero hacia 1900 empezó una pérdida persistente de hielo. La descarga (tanto de agua dulce como de hielo) desde 1900 hasta 1970 (en relación al valor medio calculado en el periodo 1840-1900) se estima en 8000 km<sup>3</sup>, 1800 km<sup>3</sup> de los cuales fueron aportados a partir de 1955. Una parte significativa, por tanto, de la aportación de agua dulce al Atlántico Norte ha venido de Groenlandia. Por otro lado, como consecuencia de la desaceleración de la AMOC a finales de los años 60 ligada a la GSA, y con el consiguiente cambio a la fase negativa de la AMO (ver siguiente apartado), el norte del Atlántico se enfrió, lo que condujo a que la capa de hielo de Groenlandia recuperara el equilibrio hasta finales del siglo XX, momento en el que la AMOC volvió a reforzarse y la AMO cambió a la fase positiva haciendo subir la temperatura en el Atlántico Norte. Desde principios del siglo XXI la capa de hielo de Groenlandia ha vuelto a perder masa a un ritmo cada vez más acelerado [37].

### **2.2.5 El cambio de fase de la AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico) de finales de los años 60**

La AMO es un patrón de variabilidad natural de anomalías de SST entre 0-80°N en el Atlántico Norte [91] que tiene un periodo de oscilación aproximado de entre 60-80 años. En su fase positiva el Hemisferio Norte es más cálido que el Hemisferio sur y viceversa. Sin embargo, los patrones de anomalías del Hemisferio Norte son más extensas e intensas que las del sur, especialmente en el norte del Atlántico. Esto hace que en su fase positiva la AMO contribuya de forma significativa a una subida de la temperatura global (y lo contrario en su fase negativa). La AMO ha sido detectada en los registros instrumentales durante aproximadamente los últimos 150 años [92]. A escalas de tiempo interdecadales, la AMO está relacionada con la intensidad de la circulación termohalina del Atlántico Norte (AMOC) [54], como así lo indican simulaciones con modelos climáticos [92-94] y tiene una gran influencia sobre la SNAO [31]. A escalas temporales más cortas (interanuales), los patrones de viento relacionados con las fases positivas y negativas de NAO pueden modular la intensidad de la AMOC [54].

## Estado del arte

Reconstruir la AMO en los siglos anteriores no es cosa fácil, pues se deben disponer de datos proxy de muchos lugares dentro de una gran extensión de territorio que abarque el entorno del Atlántico Norte y con una resolución temporal elevada y fiable. Además, se tienen que calibrar las series obtenidas de los proxy con los datos observacionales disponibles en un periodo de solapamiento suficientemente largo [92]. Actualmente hay dos reconstrucciones de gran calidad y fiabilidad basadas en diversos tipos de datos proxy [92]. El primero está basado en testigos de anillos de árboles de diversas regiones (América del Norte, Europa, Escandinavia y el Oriente Medio), mientras que el segundo se basa en una aproximación a partir de distintos tipos de proxy (anillos de los árboles, testigos de hielo, corales, espeleotemas y sedimentos). El primero tiene la ventaja de que sus datos son más homogéneos, pues pertenecen todos a un mismo tipo de proxy, pero tienen la desventaja de que su extensión espacial es mucho más limitada que en los segundos. Pues bien, mediante el uso de estas dos reconstrucciones de la AMO, Knudsen et al. [92] han estudiado cuales pueden ser los principales drivers que más probablemente pueden haber contribuido a su variabilidad en los últimos 450 años y han encontrado una gran influencia de la actividad volcánica y de la actividad solar. Pero hay que recalcar que la única correlación que se ha mantenido estable (y en valor positivo) en este periodo ha sido entre la actividad volcánica y la reconstrucción multi-proxy de AMO, porque se ha encontrado una importante discontinuidad en las correlaciones con la actividad solar en los años que corresponden a la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Las correlaciones obtenidas entre la acción combinada de la actividad volcánica y solar con las dos reconstrucciones de AMO solamente se han mantenido estables (y significativamente positivas) desde de 1775, pero curiosamente, la correlación entre la actividad solar y la AMO basada en los anillos de los árboles es positiva y significativa desde 1775 y de signo contrario en el periodo de la PEH. De todo ello se puede inferir que durante la PEH la circulación atmosférica era muy distinta a la actual, y es posible que los patrones espaciales de anomalías de SST correspondientes a la AMO tuviesen algunas diferencias con las actuales, lo que se reflejaría más en la reconstrucción de la AMO a partir de los anillos de los árboles porque la cobertura espacial de las fuentes de datos es mucho menor [92]. Por otro lado, la persistencia de la fase negativa de la NAO durante la PEH [95,96] pudo haber contribuido a mantener la AMOC mucho más débil que la actual [96-98], lo que hizo descender la temperatura del norte del Atlántico [98-100].

La AMO fue negativa desde principios del siglo XX hasta finales de los años 20 y se mantuvo en fase positiva hasta mediados de los años 60 (Fig 2.6). La GSA de finales de los años 60 originada por la gran aportación de agua dulce por el estrecho de Fram y el consiguiente debilitamiento de la AMOC desembocaron en un cambio hacia la fase negativa de la AMO [54].

La AMO, a escalas de tiempo multidecadales, ha sido relacionada con la variabilidad regional de fenómenos climáticos relevantes como, por ejemplo: la frecuencia de huracanes en el Atlántico, las precipitaciones en el Sahel y en el noreste de Brasil y con importantes patrones de variabilidad atmosférica en los veranos de Europa y Norte América [101]. Knight et al. [101] investigó si las anteriores relaciones se podían reproducir usando modelos climáticos (HadCM3) con el fin de determinar, por un lado,

## Estado del arte

si los procesos físicos que gobernaban dichas conexiones podían ser confirmados, y por el otro si se podían reproducir las anteriores relaciones con simulaciones abarcando periodos de tiempo mucho mayores al correspondiente a las observaciones disponibles. Los resultados así lo confirmaron. La fase negativa de la AMO está ligada a un fuerte aumento del cizallamiento vertical del viento (variación de intensidad y/o dirección del viento en altura) en el Atlántico tropical que dificulta la formación de tormentas, y, por tanto, de Huracanes (éstos, en su fase inicial derivan de tormentas tropicales). La fase negativa de AMO también está ligada a un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y a una disminución de las precipitaciones en el Sahel. Por otro lado, cuando la AMO está en fase positiva, la SNAO tiende a estar en fase negativa (y viceversa) [15].

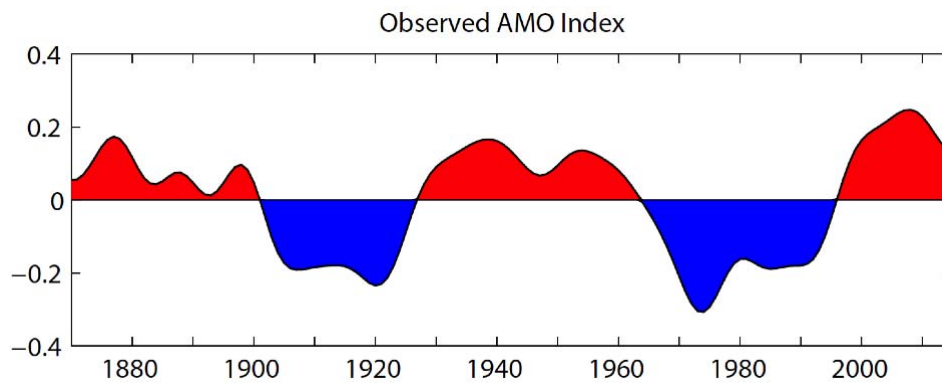


Fig 2.6 Evolución de la AMO según Trenberth [91]



## 2.3 CONCLUSIONES

Podemos concluir que tanto la fuerte subida de SNAO como la gran sequía del Sahel de finales de los años 60, fenómenos que tuvieron lugar en el contexto del *Rapid Global Climate Shift*, estuvieron relacionados con la transición a la fase negativa de la AMO, influenciada a su vez por una excepcional desaceleración de la AMOC. Dicha desaceleración fue probablemente originada por la confluencia por un lado de la aportación continuada de agua dulce procedente de la fusión de hielo continental de Groenlandia desde principios del siglo XX y, por el otro, de la aportación de agua fría y dulce por parte de la GSA. Hay que recalcar que esta aportación de agua dulce sobre el océano reduce la salinidad y por tanto la densidad del agua superficial, facilitando la estratificación y dificultando la convección.

El equilibrio en el balance del hielo continental de Groenlandia, que se estima que ocurrió durante el siglo XIX, se rompió a principios del siglo XX debido probablemente a un aumento de la actividad solar y por tanto a una ruptura completa de las condiciones climáticas reinantes en los siglos anteriores durante la PEH. Además, debido a la transición de la AMO hacia su fase positiva registrado a finales de los años 20, las anomalías de temperatura del Atlántico Norte fue relativamente alta hasta finales de los años 60, contribuyendo a una mayor pérdida de hielo de Groenlandia.

Pero no hay que despreciar los efectos potenciales de las actividades humanas en el clima, y en particular, los derivados de la gran aportación de aerosoles sulfatados originados por la actividad industrial, que probablemente contribuyeron a enfriar una parte importante del Hemisferio Norte desde mediados del siglo XX. Por otro lado, los efectos de las pruebas termonucleares realizadas por los soviéticos en territorio continental no pueden ni mucho menos despreciarse, puesto que contribuyeron probablemente a hacer descender la temperatura del Hemisferio Norte en algunas décimas de grado hacia mediados de los años 60. Si a todo esto le sumamos los efectos del aumento de la actividad volcánica hacia mediados del siglo XX, cabría esperar un enfriamiento que es consistente con la llegada al Atlántico Norte de un gran volumen de agua dulce y fría procedente del Ártico hacia finales de los años 60, resultado de la descarga de una gran cantidad de hielo a través del estrecho de Fram, esto es, la *Great Salinity Anomaly*.

### Referencias

- [1] Linderholm HW, Folland CK, Hurrell JW (2007) Reconstructing Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability over the last few centuries. *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 6: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2007, May 3rd – 6th 2007, Riga, Latvia. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 08/05, Potsdam, 6 –13.
- [2] Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (2003) The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophysical Monograph 134*. The American Geophysical Union 10.1029/134GM01.
- [3] Thompson DWJ, Wallace JM (1998) The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297– 1300.
- [4] Thompson DWJ, Wallace JM (2000) Annular modes in extratropical circulation. Part 1: Month-to-month variability, *J. Clim.*, 13, 1000– 1016
- [5] Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269:676-679.
- [6] Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 07 Nov 2017. "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (Station-based)." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>
- [7] Castro-Díez Y, Pozo-Vázquez D, Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ (2002) NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophysical Research Letters*, Vol 29, nº 0, 10.1029/2001GL014042.
- [8] Esteban-Parra MJ, Pozo-Vázquez D, Rodrigo FS, Castro-Díez Y (2003) Temperature and Precipitation Variability and Trends in Northern Spain in the Context of the Iberian Peninsula Climate. *Regional Climate Studies* 2003:259–276.
- [9] Barrera A, Llasat MC (2004) Evolución regional de la precipitación en España en los últimos 100 años. *Revista de Ingeniería Civil*. Nº 135:105–113.
- [10] Trigo RM, Pozo-Vázquez D, Osborn TJ, Castro-Díez Y, Gámiz-Fortis S, Esteban-Parra, MJ (2004) North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula (pages 925–944) , DOI: 10.1002/joc.1048.
- [11] Vicente-Serrano SM, Trigo RM, López-Moreno JI, Liberato MLR and others (2011) Extreme winter precipitation in the Iberian Peninsula in 2010: anomalies, driving mechanisms and future projections. *Clim Res* 46:51–65.
- [12] Muñoz-Díaz D, Rodrigo FS (2004) Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain. *Climate Research*, 33-43. DOI:10.3354/cr027033.
- [13] Castro A, Vidal MI, Calvo AI, Fernández-Raga M, Fraile R (2011) May the NAO index be used to forecast rain in Spain? *Atmósfera*; Vol 24, No 3.
- [14] Hurrell JW, Folland CK (2002) A change in the summer circulation over the North Atlantic. *CLIVAR Exchanges*, No. 25, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 52–54
- [15] Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW (2009) The summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. *J Clim* 22:1082–1103.

## Estado del arte

- [16] Bladé I, Liebmann B, Fortuny D, Van Oldenborgh GJ (2011) Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1195-x.
- [17] Dong B, Sutton RT, Woollings T, Hodges K (2013) Variability of the North Atlantic summer storm track: mechanisms and impacts on European climate. *Environ. Res. Lett.* 8:0304037.
- [18] Linderholm HW, Folland CK, (2017) Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability on decadal to paleoclimate time scales. *PAGES Magazine*, vol. 25(1), 57-60, 2017. doi: 10.22498/pages.25.1.57
- [19] Chronis, T, Raitsos DE, Kassis D, Sarantopoulos A (2011) The Summer North Atlantic Oscillation Influence on the Eastern Mediterranean. *J. Clim.* 24: 5584–5596.
- [20] Zwiers FW, Weaver AJ (2000) The Causes of 20th Century Warming. *Science.* 290, 2081–2083.
- [21] Vose RS, Easterling DR, Gleason B (2005) Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.* 2005, 32, L23822.
- [22] Brunet M, Jones PD, Sigró J, Saladié O, Aguilar E, Moberg A, Della-Marta PM, Lister D, Walther A, López D (2007) Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, D12117.
- [23] Brunet M, Aguilar E, Saladié O, Sigró J, López D (2002) Warming phases in long term Spanish temperature change. In *Proceedings of the American Meteorological Society 13th Symposium on Global Change and Climate Variations*, Orlando, FL, USA, 13–17.
- [24] Esteban-Parra MJ, Pozo-Vazquez D, Rodrigo FS, Castro-Diez Y (2003) Temperature and precipitation variability and trends in Northern Spain in the context of the Iberian Peninsula climate. In *Mediterranean Climate: Variability and Trends*; Bolle, H.J., Ed.; Springer: New York, NY, USA, pp. 259–276.
- [25] Oñate JJ, Pou A (1996) Temperature variations in Spain since 1901: A preliminary analysis. *Int. J. Climatol.* 16, 805–816.
- [26] Rodríguez-Puebla C, García-Casado LA, Frías MD (2002) Trend and interannual variations in air temperature over Iberian Peninsula. In *Proceedings of the American Meteorological Society 13th Symposium on Global Change and Climate Variations*, Orlando, FL, USA, 13–17.
- [27] Quereda J, Montón E, Escrig J (1999) Las tendencias climáticas de la región mediterránea ¿cambio o estabilidad? *Revista Valenciana d'Estudis Autònoms.* 27, 117–152.
- [28] Quereda J, Montón E, Quereda V, Mollá B (2016) Significant Climate Warming (1950–2013) in the Spanish Mediterranean: Natural Trend or Urban Heat Island (UHI). *Tethys.* 13, 11–20
- [29] Miró J, Estrela MJ (2004) Tendencia de la temperatura en los meses de julio y agosto en la comunidad Valenciana en las últimas décadas: Cambios en la frecuencia de días calurosos. In *El Clima Entre el Mar y la Montaña*; García JC, Liaño C, de Arróyabe PF, Garmendia C, Rasilla D, Eds. Serie A, No. 4; Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC); Universidad de Cantabria: Santander, Spain.
- [30] Miró J, Estrela MJ, Millan M (2006) Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region). *Int. J. Climatol.* 26, 1051–1073.
- [31] Baines PG, Folland CK (2007) Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *J. Clim.* 20, 2721–2744. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4177.1>.

## Estado del arte

- [32] Liu Y, Chiang JCH (2012) Coordinated Abrupt Weakening of the Eurasian and North African Monsoons in the 1960s and Links to Extratropical North Atlantic Cooling. *J. Clim.* 25, 3532-3548. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00219.1>
- [33] Dickson RR, Meincke J, Malmberg S, Lee AJ (1988) The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanog.* 20, 103-151.
- [34] Wallace S. Broecker (1991) The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*. Vol. 4, N°2.
- [35] Manabe S, Stouffer RJ (1988) Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Jour. Clim.* 1,841-866.
- [36] Rind D, Peteet D, Broecker WS, McIntyre A, Ruddiman V (1986) The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). *Clim. Dynam.* 1,3-33.
- [37] Rahmstorf S, Box JE, Feulner G, Mann ME, Robinson A, Rutherford S, Schaffernicht EJ (2015) Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*. <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2554>.
- [38] Dansgaard W (1984) "North Atlantic climate oscillations revealed by deep Greenland ice cores," in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, eds. J. E. Hansen & T. Takahashi (Washington, DC: American Geophysical Union) 288-298.
- [39] Bond G. et al. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- [40] Broecker W S et al. (1990) A salt oscillator in the glacial Atlantic? The concept. *Paleoceanography* 5, 469-478.
- [41] Peterson LC et al. (2000) Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290, 1947-1951.
- [42] Wang X et al. (2004) Wet Periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740-743.
- [43] Krebs U & Timmermann A (2007) Fast advective recovery of the Atlantic meridional overturning circulation after a Heinrich event. *Paleoceanography* 22, PA1220.
- [44] Krebs U & Timmermann A (2007) Tropical air-sea interactions accelerate the recovery of the Atlantic meridional overturning circulation after a major shutdown. *Journal of Climate* 20, 4940-4956.
- [45] <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/abrupt-climate-change-during-the-last-ice-24288097>
- [46] Broecker WS, Peteet DM, Rind D (1985) 'Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?', *Nature* 315: 21-6.
- [47] Lenderink G, Haarsma H (1994) Variability and multiple equilibria of the thermohaline circulation associated with deep water formation, *Journal of Physical Oceanography*, Vol.24, pp. 1480-1493.
- [48] Stouffer RJ et al. (2006) Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate* 19, 1365-1387.
- [49] Clark PU et al. (1999) Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science* 286, 1104-1111.

## Estado del arte

- [50] Clark PU et al. (2001) Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 293, 283-287.
- [51] Alonso-Garcia M, Kleiven HF, McManus JF, Moffa-Sanchez P, Broecker WS, Flower BP (2017) Freshening of the Labrador Sea as a trigger for Little Ice Age development. *Clim Past*, 13, 317-331.
- [52] Broecker WS, Hemming S (2001) Climate swings come into focus. *Science*, 294, 2308-2309.
- [53] Dima M, Lohmann G (2010) Causes and Consequences of the Late 1960s Great Salinity Anomaly, in: Carayannis EG (Eds.), *Planet Earth 2011 - Global Warming Challenges and Opportunities for Policy and Practice*. George Washington University, School of Business, ISBN 978-953-307-733-8, 656 pages, Publisher: InTech, Chapters published October 03, 2011 under CC BY-NC-SA 3.0 license.
- [54] Ionita M, Scholz P, Lohmann G, Dima M, Prange M (2016) Linkages between atmospheric blocking, sea ice export through Fram Strait and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature*. <http://dx.doi.org/10.1038/srep32881>.
- [55] Rotstayn LD, Lohmann U (2002) Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Climate*, 15, 2103–2116.
- [56] Stott PA, Mitchell JFB, Allen MR, Delworth TL, Gregory JM, Meehl GA, Santer BD (2006) Observational constraints on past attributable warming and predictions of future global warming. *J. Climate*, 19, 3055–3069.
- [57] Kondratyev, K Ya (1988), *Climate Shocks: Natural and Anthropogenic (Climate and Biosphere)*. John Wiley & Sons.
- [58] Fujii Y (2011) The role of atmospheric nuclear explosions on the stagnation of global warming in the mid 20th century. *J. Atmospheric Sol.-Terr. Phys.* 73(5-6), 643-652. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.01.005>
- [59] Arakawa H (1954) Possible Atmospheric Disturbances and Damages to the Ricecrops in Northern Japan that may be Caused by Experimentation with Nuclear Weapons, *Geophysical Magazine*, pp. 125-134
- [60] Arakawa A, Fujita T, Masuda Y, Matsumoto S, Murakami T, Ozawa T, Suzuki E, Takeuchi M, Tomatsu K (1955) Climatic Abnormalities as Related to the Explosions of Volcano and Hydrogen-Bomb, *Geophysical Magazine*, pp. 231-255
- [61] <https://www.atomicheritage.org/history/tsar-bomba>
- [62] <https://www.atomicheritage.org/history/limited-or-partial-test-ban-treaty-ltbtptbt>
- [63] Turco RP, Toon OB, Ackerman TP, Pollack JB, Sagan C (1984) The Climatic Effects of Nuclear War. *Scientific American*. Vol. 251, No. 2, 23-33.
- [64] Robock A, Oman L, Stenchikov GL (2007) Nuclear winter revisited with a modern climate model and current nuclear arsenals: Still catastrophic consequences, *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, D13107
- [65] Kravitz B, Robock A (2011) Climate effects of high-latitude volcanic eruptions: Role of the time of year, *J. Geophys. Res.*, 116, D01105, doi:10.1029/2010JD014448.
- [66] Oman L, Robock A, Stenchikov GL, Schmidt GA, Ruedy R (2005) Climatic response to high-latitude volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, 110, D13103, doi:10.1029/2004JD005487.
- [67] Fischer EM, Luterbacher J, Zorita E, Tett SFB, Casty C, Wanner H (2007) European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium *Geophys. Res. Lett.* <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027992>.

## Estado del arte

- [68] Adams JB, Mann ME, Ammann CM (2003) Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing, *Nature*, 426, 274–278.
- [69] Brönnimann et al. (2007) ENSO influence on Europe during the last centuries, *Clim. Dyn.*, 28, 181–197, doi:10.1007/s00382-006-0175-z.
- [70] Usoskin IG (2017) A history of solar activity over millennia. <http://dx.doi.org/10.12942/lrsp-2013-1>
- [71] Gray LJ et al. (2010) Solar influences on climate, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282
- [72] Krivova NA, Balmaceda L, Solanki SK (2007) Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux, *Astron. Astrophys.*, 467, 335–346, doi:10.1051/0004-6361:20066725.
- [73] Wiles GC, D'Arrigo RD, Villalba R, Calkin PE, and Barclay DJ (2004) Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15203, doi:10.1029/2004GL020050
- [74] Poore RZ, Quinn TM, Verardo S (2004) Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12214, doi:10.1029/2004GL019940
- [75] Tett SFB et al. (2002) Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change, *J. Geophys. Res.*, 107(D16), 4306, doi:10.1029/2000JD000028
- [76] Stott PA, Jones GS, Mitchell JFB (2003) Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? *J. Clim.*, 16(24), 4079–4093, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4079:DMUTSC>2.0.CO;2
- [77] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis—Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., pp. 663–745, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K
- [78] Usoskin IG, Solanki SH, Kovaltsov G (2012) Grand minima of solar activity during the last millennia. *Proceedings of the International Astronomical Union 7(S286):372-382*. DOI: 10.1017/S174392131200511X
- [79] Gray LJ et al. (2013), A lagged response to the 11 year solar cycle in observed winter Atlantic/European weather patterns, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 13,405–13,420, doi:10.1002/2013JD020062
- [80] Maliniemi V, Asikainen T, Mursula K, Seppälä A (2013) QBO-dependent relation between electron precipitation and wintertime surface temperature, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 6302–6310, doi:10.1002/jgrd.50518
- [81] Holton JR, Tan HC (1980) The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2
- [82] Li Y, Lau N (2012) Impact of ENSO on the Atmospheric Variability over the North Atlantic in Late Winter—Role of Transient Eddies. *J. Climate*, 25, 320–342, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00037.1>
- [83] Lockwood M (2011) Was uv spectral solar irradiance lower during the recent low sunspot minimum? *J. Geophys. Res.* 116 D16103
- [84] Jones PD, Jónsson T, Wheeler D (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17: 1433–1450
- [85] Osborn TJ (2010) Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index. *Weather* – January 2011, Vol. 66, No. 1. DOI: 10.1002/wea.660

## Estado del arte

- [86] Chiodo G et al. (2016) The impact of a future solar minimum on climate change projections in the Northern Hemisphere. *Environ. Res. Lett.* 11 034015
- [87] NASA (2014) What's Wrong with the Sun? NASA Science. NASA.
- [88] Gosling JT, Asbridge JR, Bame SJ (1977) An unusual aspect of solar wind speed variations during solar cycle 20. *Journal of Geophysical Research.* 82 (22): 3311–3314. doi:10.1029/JA082i022p03311
- [89] Curry R & Mauritzen C (2005) Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science* 308, 1772\_1774.
- [90] Box J, Colgan W (2013) Greenland Ice Sheet mass balance reconstruction. Part III: Marine ice loss and total mass balance (1840\_2010). *J. Clim.* 26, 6990\_7002.
- [91] Trenberth, Kevin, Zhang, Rong & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 03 Mar 2017. "The Climate Data Guide: Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO)". Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.
- [92] Knudsen MF, Jacobsen BH, Seidenkrantz M-S, Olsen J (2014) Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms4323>
- [93] Knight JR, Allan RJ, Folland CK, Vellinga M, Mann ME (2005) A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20708.
- [94] Jungclaus J, Haak H, Latif M, Mikolajewicz U (2005) Arctic–North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation. *J. Clim.* 18, 4013–4031.
- [95] Trouet V et al. (2009) Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval climate anomaly. *Science* 324, 78–80.
- [96] Trouet V, Scourse JD, Raible CC (2012) North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation in the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global Planet. Change* 84-85, 48–55.
- [97] Cronin TM, Dwyer GS, Kamiya T, Schwede S, Willard DA (2003) Medieval warm period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global Planet. Change* 36, 17–29.
- [98] Keigwin LD (1996) The Little Ice Age and Medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science* 274, 1504–1508.
- [99] Druffel EM (1982) Banded corals—changes in oceanic C-14 during the Little Ice-Age. *Science* 218, 13–19.
- [100] Sicre MA et al. (2011) Sea surface temperature variability in the subpolar Atlantic over the last two millennia. *Paleoceanography* 26, PA4218.
- [101] Knight JR, Folland CK, Scaife AA (2006) Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 33, L17706. doi:10.1029/2006GL026242

## Capítulo 3

### 3 Área de estudio y datos utilizados

#### 3.1 Área de estudio

Para poder calcular el índice SNAO, se ha estudiado el campo de presiones en superficie a escala sinóptica a resolución diaria en el sector (25°-70°N; 70°W-50°E), que es el área representada en la figura 2.2.

Para mostrar cómo las diversas situaciones sinópticas estudiadas pueden influir en las temperaturas máximas de la PI, se ha trabajado con los datos a resolución diaria de presión a nivel del mar, espesor (Z500-Z1000) y temperatura a 850hPa en un sector que abarca el Atlántico oriental, Europa y el norte de África (25°-70°N; 30°W-40°E) (Fig 3.1).

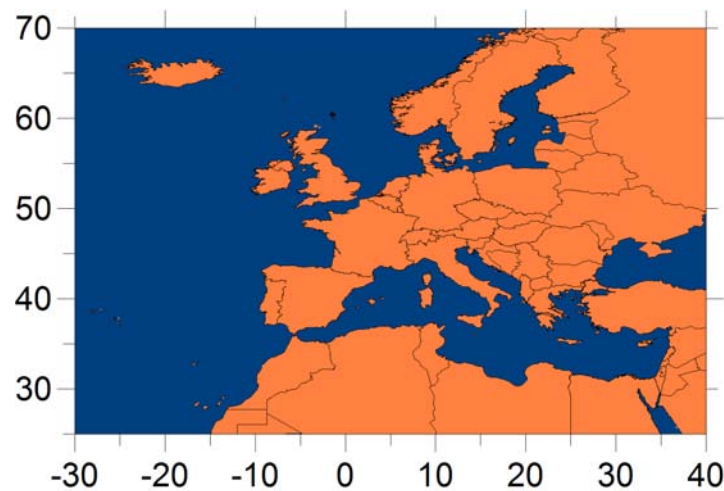


Fig 3.1 Mapa de Europa

Se han analizado los valores diarios de temperatura máxima en la España peninsular y aunque no se han utilizado datos observacionales de la zona de Portugal, gracias al proceso de interpolación, los mapas obtenidos han abarcado a toda la Península Ibérica (Fig 3.2).

Para estudiar cómo se relaciona el índice SNAO con la velocidad y dirección del viento, la insolación y las temperaturas máximas en el noroeste y sudeste de la PI, se ha trabajado con los datos de los observatorios de Ourense (Fig 3.2) y de Valencia(Fig 3.3).



## Área de estudio y datos utilizados

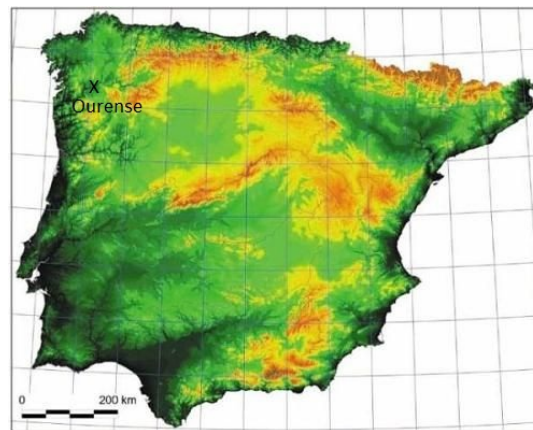


Fig 3.2 Mapa de la Península Ibérica

A nivel del levante peninsular, se ha estudiado cómo la transición de las condiciones climáticas presentes desde 1950 hasta finales de los años 60, caracterizadas por una elevada prevalencia de patrones sinópticos ligados a SNAO negativo, hacia unas condiciones climáticas en las que se produjo un gran aumento de frecuencia de patrones sinópticos ligados a SNAO positivo, pudo influir en la divergencia observada entre las tendencias de las temperaturas máximas y DTR en el SE de la PI respecto de las del Observatorio del Ebro. Para ello se ha trabajado con datos de temperatura y velocidad y dirección del viento de los observatorios del Ebro y de Valencia (Fig 3.3 y Fig 3.4). También se ha estudiado la precipitación en el NE de la PI y su relación con el cambio de fase de SNAO de finales de los años 60.



Fig 3.3 (izquierda) Posición de los observatorios del Ebro (40,82°N 0,49°E) y Valencia (39,49°N 0,47°W)  
Fig 3.4 (derecha) Mapa de relieve de la parte baja del Valle del Ebro, y localización del OE

### 3.2 Datos de reanálisis de NCEP/NCAR

En este estudio se han utilizado datos de reanálisis, concretamente de NCEP/NCAR [1,2] para el período 1948-2012 (Tabla 3.1). **Un reanálisis es un proyecto diseñado para poder asimilar datos meteorológicos procedentes de la observación durante un extenso periodo de tiempo con el objetivo de mantener constante el proceso de asimilación de datos y poder proporcionar así una información de salida lo más homogénea posible.** Los modelos meteorológicos se van perfeccionando con el tiempo y las técnicas de asimilación son distintas entre modelos. El reanálisis mantiene este proceso constante. **La asimilación es el proceso que consiste en integrar en el estado actual del modelo, los datos procedentes de la observación, combinando el pronóstico del modelo a partir del estado anterior, con las observaciones actuales.** Este es un proceso crítico y sólo una pequeñísima proporción de las variables del modelo puede inicializarse a partir de la información procedente de las observaciones, puesto que el número de observaciones disponibles es de varios ordenes de magnitud inferior al número de variables requeridas para definir el estado del modelo.

La gran ventaja de trabajar con datos de reanálisis es que disponen de una amplia cobertura espacial y temporal, difícil de conseguir con datos observacionales, aunque hay que tener en cuenta que no todas las variables del modelo tienen el mismo nivel de confianza. Así, por ejemplo, la temperatura, presión y nivel de geopotencial tienen un elevado nivel de confianza (clase A) [1], ya que pueden ser derivadas a través de interpolación de las observaciones, mientras que otras son salidas de modelo y están sometidas a las limitaciones del propio modelo para poder reproducir fielmente los procesos físicos necesarios para su cálculo (por ejemplo, la precipitación).

### 3.3 Datos observacionales

En este trabajo se han calculado diversos índices (Tabla 3.1) combinando datos del reanálisis con datos observacionales y se han realizado mapas de correlaciones entre dichos índices y determinadas variables atmosféricas como las temperaturas máximas o la precipitación. Se ha utilizado información observacional referente a temperaturas máximas y temperaturas mínimas en la España peninsular procedente de Spain02 [3] que es un conjunto de datos con una estructura reticular formada por 1445 puntos de malla con una alta resolución de  $0,2^\circ$  latitud  $\times$   $0,2^\circ$  longitud. Los valores de temperatura de estos 1445 puntos de malla han sido obtenidos a partir de la interpolación de las observaciones procedentes de cerca de 250 estaciones meteorológicas de alta calidad pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) [3].

Han sido usados también, datos correspondientes a temperaturas máximas y precipitación, procedentes del conjunto de datos conocido por E-OBS [4], que cubre el territorio Europeo y está formado por una estructura reticulada con una resolución de  $0,25^\circ$  en longitud y latitud (Tabla 3.1).

## Área de estudio y datos utilizados

En determinados análisis han sido empleados también datos observacionales procedentes de estaciones de alta calidad pertenecientes a AEMET. En la tabla 3.1 se muestra un resumen de los datos empleados, así como sus resoluciones espaciales y temporales.

Tabla 3.1- Bases de datos empleadas en este estudio

Base de datos	Tipo	Magnitud	Dom. espacial	Dom. Temporal	Resolución temporal
NCEP/NCAR	Reanálisis	MSLP (hPa) Z500 (gpm) Z1000 (gpm) TCC (%)	Global (2,5° x 2,5°)	1948-2012	4/día
Spain02	Observación	Tmax (°C) Tmin (°C)	España Peninsular (0,2° x 0,2°)	1950-2007	1/día
E-OBS	Observación	Tmax (°C) Prec. (mm)	Europa (0,25° x 0,25°)	1948-2007	1/día
AEMET	Observación	Tmax (°C) Viento dir. (°) Viento vel. (m/s) Insolación (h)	Obs. Valencia	1950-2004	1/día
AEMET	Observación	Tmax (°C) Viento dir. (°) Viento vel. (m/s) Insolación (h)	Obs. Ourense	1986-2006	1/día
AEMET	Observación	Tmax (°C) Viento dir. (°) Viento vel. (m/s)	Obs. Ebro	1948-2007	1/hora
AEMET	Observación	Tmax (°C) Viento dir. (°) Viento vel. (m/s)	Obs. Valencia	1997-2011	1/hora
AEMET	Observación	Tmax (°C) Tmin (°C)	Obs. Ebro	1948-2006	1/día
AEMET	Observación	Tmax (°C) Tmin (°C)	Obs. Valencia	1948-2006	1/día
Meteocat	Observación	Tmax (°C) Tmin (°C)	Catalunya	1996-2006	1/día

### Referencias

[1] Kalnay et al (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Re-analysis Project. Bull. Am. Meteorol. Soc. 437-471. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)

[2] <http://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0/>

[3] Herrera S, Gutiérrez JM, Ancell R, Pons MR, Frías MD, Fernández J (2012) Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). International Journal of Climatology. <https://doi.org/10.1002/joc.2256>.

[4] Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M (2008) A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. J Geophys Res (Atmospheres). <http://dx.doi.org/10.1029/2008JD010201>

## Capítulo 4

### 4 Metodología

En este capítulo se describen los fundamentos de las principales herramientas estadísticas que han sido aplicadas en este estudio. También se describe la metodología utilizada para calcular los diversos índices basados en la circulación atmosférica que han sido empleados en este trabajo, así como otros aspectos metodológicos.

#### 4.1 Distribución gaussiana

La distribución gaussiana (ecuación 1) tiene mucha aplicación en las ciencias atmosféricas. También es denominada distribución *normal*, como si su aplicación fuese universal, aunque no es el caso, pues muchas variables, como por ejemplo la precipitación, no tienen una distribución de este tipo. El rango de aplicación de la distribución gaussiana se deriva en gran parte de un potente enunciado teórico, conocido como el *Teorema del Límite Central* [1]. Este teorema muestra que, en el límite, cuando el tamaño de la muestra se hace suficientemente grande, la suma de un conjunto de observaciones independientes tendrá una distribución gaussiana, lo que se cumplirá independientemente de los tipos de distribuciones que tenían las observaciones originales, incluso en el caso de que los distintos tipos de observaciones correspondan a distintos tipos de distribuciones.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad -\infty < x < +\infty \quad (1)$$

Muchas variables meteorológicas tienen una distribución prácticamente gaussiana, como, por ejemplo, la temperatura máxima en los meses de verano, aunque en este caso, ligeramente sesgada a la derecha [2].

## 4.2 Distribución t-student

En muchas ocasiones, las muestras disponibles tienen un tamaño más reducido de lo que sería deseable. Cuando este tamaño es mayor que 30, se habla de grandes muestras; en caso contrario se denominan pequeñas muestras. El estudio de la distribución de muestreo de estadísticos para pequeñas muestras se llama *teoría de pequeñas muestras* [1]. La distribución t-Student (Fig 4.1) es un ejemplo de distribución de *pequeñas muestras*.

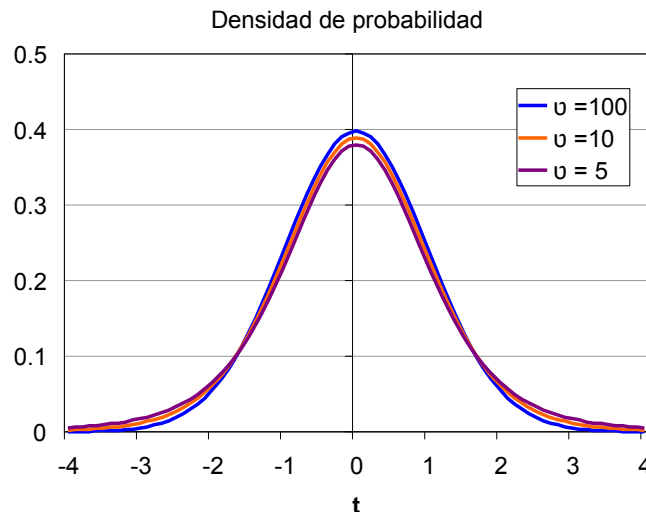


Fig 4.1 Distribución t de Student para varios grados de libertad  $v$

La distribución t-Student es cualquier miembro de una familia continua de distribuciones de probabilidad que se aplica cuando el número de muestras  $N$  es pequeña, la distribución de probabilidad de la población es gaussiana y la desviación típica de la población es desconocida. Tiende a converger con la distribución gaussiana cuando los grados de libertad ( $v = N - 2$ ) aumentan; por ejemplo, para un valor de  $v = 20$  la distribución es prácticamente gaussiana (Fig 4.1). Según el WMO [3], es razonable trabajar con un número de grados de libertad mayor que 8. En este trabajo nunca se ha trabajado con un número de  $v$  menor que 20.

## 4.3 Regresión lineal

La regresión lineal es un método usado para describir desde un punto de vista estadístico, la relación existente entre dos variables, siendo una de ellas la variable independiente o *predictor* (por ejemplo, un índice de circulación atmosférica  $x$ ) y la otra la variable que quiere ser predicha a partir de la anterior, *predictand* (por ejemplo, la temperatura  $T$  en un lugar determinado). Su objetivo esencial es el de simplificar la relación entre estas dos variables a través de una función lineal que en una representación  $XY$  aparece como una línea recta (Fig 4.2). El método utilizado en la regresión persigue minimizar el error entre las predicciones (la línea recta encontrada) y las observaciones (los puntos). Según como sea definido dicho error y la forma en que es

## Metodología

minimizado, existen varios métodos estadísticos para calcular una regresión lineal, dos de los cuales han sido implementados en este trabajo, y cuyos fundamentos son descritos en los dos apartados siguientes.

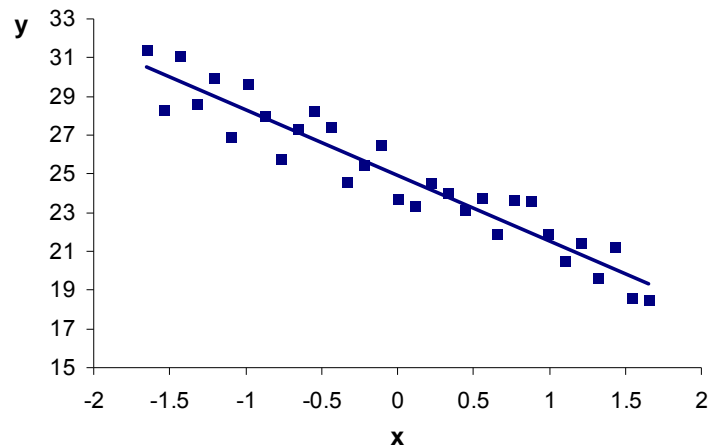


Fig 4.2 Recta de regresión lineal

### 4.3.1 Método de los mínimos cuadrados

El método de los mínimos cuadrados se basa en minimizar el error cuadrático medio existente entre la recta de regresión y los puntos correspondientes a las observaciones. Este método es muy habitual pero no necesariamente porque sea el mejor. Por otro lado, es muy fácil de calcular de forma analítica mediante fórmulas sencillas [4]. Si definimos la recta de regresión mediante su pendiente ( $m$ ) y su ordenada en el origen ( $n$ ):

$$y(x) = mx + n \quad (2)$$

Entonces, podemos calcular los residuos en cada punto 'i', es decir, los errores o desviaciones de la ordenada ( $y_i$ ) en cada punto respecto de la recta:

$$e_i = y_i - y(x_i) \quad (3); \quad e_i = y_i - (mx_i + n) \quad (4)$$

Este método calcula los parámetros de la recta ( $m$ ,  $n$ ) de forma que el error cuadrático medio sea mínimo:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (e_i)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - [m x_i + n])^2 \quad (5)$$

Este método de ajuste es muy tolerante con los errores, siempre y cuando estos no tengan una magnitud importante (*outliers*). Ahora bien, la presencia de *outliers* en la muestra puede distorsionar significativamente el resultado obtenido, dando demasiado peso a estos puntos que pueden corresponder en realidad a situaciones relativamente

## Metodología

infrecuentes o contener errores de medida. Esto hace que el cálculo de la pendiente de la recta de regresión mediante el método de mínimos cuadrados no sea tan robusto como por ejemplo el método de Theil-Sen.

### 4.3.2 Método de Theil-Sen

Si la distribución de frecuencias de los residuos es gaussiana y no existen outliers en la muestra, entonces el resultado de la regresión obtenida con el método de Theil-Sen es muy parecido al que se obtendría mediante el uso del método de los mínimos cuadrados [5,6]. Sin embargo, este es un método no paramétrico, independiente del tipo de distribución de los residuos, y gestiona muy bien los efectos de la presencia de *outliers*. En este trabajo, se ha implementado este método, mediante el uso de la función “*mblm*” del paquete para cálculo estadístico *R package* [7].

En este caso, la pendiente de la recta de regresión se determina de la forma siguiente: se calculan las pendientes a partir de todas las combinaciones posibles de pares de puntos  $(x,y)$ :

$$m_{ij} = \frac{(y_i - y_j)}{(x_i - x_j)} \quad (6)$$

La pendiente ( $m$ ) de la regresión (*Theil-sen estimator*), es la mediana de todas las  $m_{ij}$  calculadas, siempre que cada una de las pendientes se haya calculado con pares de puntos con valores distintos de la coordenada  $x$ . El valor de la ordenada en el origen se calcula como la mediana de los valores  $y_i - mx_i$ .

## 4.4 Métodos de contraste de hipótesis

Los procedimientos que permiten determinar si las muestras observadas de una población estadística difieren significativamente de los resultados esperados (por ejemplo, los obtenidos a partir del azar) nos ayudan a decidir si aceptar o rechazar una determinada hipótesis, y se denominan contrastes (o tests) de hipótesis, o de significación estadística o también, reglas de decisión [1].

Por ejemplo, supongamos que queremos determinar la significancia estadística del valor obtenido de la correlación lineal entre dos series temporales correspondientes a dos variables determinadas. Vamos a denotar  $H_0$  a la hipótesis nula, que representa que no hay relación entre las dos series temporales, aparte de la que pueda esperarse a partir de las contingencias derivadas del azar, y vamos a denotar  $H_1$  a la hipótesis alternativa, que representa que las dos series tienen en realidad una determinada relación, que puede ser de causa-efecto, o por el contrario, puede que dicha relación se derive de que ambas variables estén influidas de algún modo por una tercera variable. Pues bien, cometeremos



## Metodología

un error de tipo I (falso positivo) si rechazamos la hipótesis nula  $H_0$ , cuando es cierta, y un error de tipo II (falso negativo) si aceptamos la hipótesis nula cuando en realidad es falsa. Para cualquier tamaño de muestra, los intentos de reducir un tipo de error suelen ir acompañados de un aumento en el error del otro tipo. La única forma de reducir los dos errores simultáneamente es aumentando el tamaño de la muestra, cosa que en muchas ocasiones no es posible.

Al contrastar una cierta hipótesis, la máxima probabilidad (denotada habitualmente por  $\alpha$ ) con la que estamos dispuestos a correr el riesgo de cometer un error de tipo I se llama nivel de significación de contraste, y se especifica habitualmente antes de tomar la muestra. Por ejemplo, es habitual un nivel de significación de 0,05 ó de 0,01. Si al diseñar una regla de decisión, por ejemplo, en el caso anterior de las dos series temporales, se escoge un nivel de significancia de 0,05 (5%), entonces hay 5 oportunidades de cada 100 de rechazar la hipótesis nula  $H_0$  cuando esta debería haber sido aceptada. Es decir, si, por ejemplo, para el tamaño de las muestras de las dos series, se determina que la correlación de  $r = 0,7$  es significativa al 5%, esto nos indica que tenemos un 5% de posibilidades de cometer un error tipo I, es decir, de suponer que dicha correlación es debida a un proceso distinto del azar cuando en realidad sea debida al azar, y por tanto se cumpla la  $H_0$ . En este caso, tenemos un 95% de *confianza* de que hemos adoptado la decisión correcta, es decir aceptar la  $H_1$  al suponer, por tanto, que hay una relación real entre ellas.

A continuación, se describen los fundamentos de algunos tests de contraste que han sido utilizados en este trabajo para calcular las significancias estadísticas de correlaciones y significancias de tendencias.

### 4.4.1 Evaluación de la significancia de correlaciones lineales con métodos paramétricos

El coeficiente de correlación lineal, también llamado coeficiente  $r$  de Pearson, es la división entre la covarianza muestral de dos variables y sus desviaciones típicas [1], y es, por tanto, lo mismo que las covarianzas de las variables previamente normalizadas. Se calcula mediante la fórmula siguiente:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (7)$$

Este coeficiente se usa para cuantificar la relación lineal entre dos variables. Sin embargo, no es robusto porque no reconoce relaciones no lineales entre variables, aunque dichas relaciones sean muy intensas. Tiene además el problema de que no es resistente a la presencia de *outliers* en las muestras, pues con la sola presencia de unos pocos de estos puntos pueden hacer que el valor del coeficiente calculado cambie significativamente [4].

## Metodología

Sin embargo, cuando el tamaño de las muestras es suficientemente elevado, y las relaciones que estamos buscando son lineales, es muy útil. Por otro lado, está estrechamente asociado con el análisis de regresión lineal y con distribuciones gaussianas de varias variables, razón por la que es utilizado con mucha frecuencia [4]. El valor de  $r$  está acotado entre +1 y -1. Cuanto más elevado sea el valor absoluto de la correlación, la relación entre los datos de las muestras mejor se ajustará a una recta, con pendiente positiva para valores positivos de  $r$  y pendiente negativa en caso contrario. Si partimos de la hipótesis nula según la cual las variables  $x$  e  $y$  son independientes y sus respectivas distribuciones de probabilidad tienen suficientes momentos convergentes (si sus “colas” bajan suficientemente rápido), y si el número de muestras  $N$  es suficientemente grande (típicamente  $N > 500$ ), entonces la distribución de probabilidad de  $r$  es gaussiana, con un valor medio igual a cero y una desviación típica de  $1/\sqrt{N}$  [8].

Una importante propiedad del coeficiente de correlación de Pearson es que al elevarlo al cuadrado,  $r^2_{xy}$  nos indica la proporción de la varianza de una de las variables que está linealmente vinculada o ‘*explicada*’ por la otra variable, aunque hay que tener mucho cuidado con la interpretación de esa dependencia, puesto que tanto cabe la posibilidad de que las variaciones de  $x$  sean causa de las variaciones de  $y$ , como al revés, o que las variaciones de ambas variables estén condicionadas por una tercera variable o por un conjunto de varios procesos [4].

Para determinar la significancia estadística de las correlaciones, se ha implementado la función `rtest` del NCL [9]. Esta función, usa el estadístico siguiente:

$$t = r \sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}} \quad (8)$$

Este estadístico está distribuido de la misma forma que una distribución t-Student con  $N-2$  grados de libertad [8].

### 4.4.2 Evaluación de la significancia de tendencias mediante el test de Mann-Kendall

El test no paramétrico de Mann-Kendall se usa habitualmente para detectar tendencias en series climáticas. La hipótesis nula  $H_0$ , parte en este caso de la base de que los datos son independientes y están distribuidos de forma invariante a lo largo del tiempo. La hipótesis alternativa  $H_1$  es que los datos tienen una tendencia monótona debida a procesos distintos de las simples fluctuaciones aleatorias. Este test puede usarse con independencia del tipo de distribución estadística de la población correspondiente a la muestra analizada. En este trabajo se ha implementado el paquete estadístico ‘*Kendall*’ [10] perteneciente al software **R**, en particular la función `MannKendall(x)` que calcula la probabilidad de  $H_0$  en un test bilateral. Este test devuelve las probabilidades (*p-values*) de que, si hay una tendencia, esta sea debida simplemente a fluctuaciones aleatorias.

## Metodología

Este test se ha utilizado en los casos en los que las autocorrelaciones esperadas sean muy débiles o nulas, como por ejemplo cuando se han analizado datos estacionales (la temperatura media de Julio y Agosto). En caso contrario, este método no es aplicable.

### 4.4.3 Evaluación de la significancia mediante block bootstrap

El aumento de la potencia de cálculo derivada de la rápida evolución de los sistemas informáticos desde los años 80 del siglo XX, y en particular de los ordenadores personales, ha extendido la implementación de los tests de significancia no paramétricos del tipo Monte-Carlo. Esta metodología se basa en la construcción de una gran cantidad de series de datos artificiales, creadas por un algoritmo informático, a partir de una muestra de observaciones reales. Antes del desarrollo masivo de los ordenadores personales, esta técnica sólo estaba al alcance de algunos usuarios privilegiados con acceso a los computadores que estaban instalados en las grandes compañías o grandes centros de investigación.

La idea básica de los tests de Monte-Carlo es la construcción de una gran cantidad de pseudo-muestras artificiales de la misma longitud que la muestra observada, usando un procedimiento que sea consistente con la hipótesis nula [4]. Por ejemplo, si se está evaluando la significancia de la correlación entre un determinado índice atmosférico y la temperatura máxima en una estación meteorológica determinada durante un periodo de 30 años, un método de Monte-Carlo podría producir 1000 pseudo-muestras artificiales de temperatura máxima (correspondientes cada una de ellas al mismo periodo de 30 años), cada una de las cuales puede ser obtenida a partir de combinar de forma aleatoria los datos de la muestra original. La idea fundamental es que el procedimiento empleado para reconstruir las 1000 muestras artificiales tiene que ser capaz de reproducir con la mayor fidelidad posible a la población correspondiente al estadístico que se está buscando, y que la hipótesis nula quede satisfecha (en este caso  $H_0$  sería que no hay más relación entre las temperaturas y el índice atmosférico que la que pueda esperarse del azar). Entonces podremos realizar un histograma que represente la distribución de frecuencias de dicha población estadística y podremos realizar los correspondientes tests de contraste. En el ejemplo que nos ocupa, realizaríamos un contraste de dos colas o bilateral a la distribución de frecuencias de las 1000 correlaciones obtenidas entre cada una de las 1000 pseudo-muestras artificiales de temperatura y el índice atmosférico en cuestión. Si la correlación obtenida entre la muestra original de temperatura y el índice atmosférico supera el percentil 95, o es inferior al percentil 5 de dicha distribución de frecuencias, diremos que la correlación es significativa con una confianza del 90%. Pero hay que hacer hincapié en que no todos los métodos son aptos para reconstruir fielmente la población original de forma que la hipótesis nula quede satisfecha.

El *bootstrap* [11] es un método de Monte-Carlo que parte de la idea de que con una muestra determinada de  $n$  datos pertenecientes a una población con una determinada distribución de probabilidad, la distribución empírica obtenida a partir de las  $N$

## Metodología

(típicamente entre 1000 y 10000) pseudo-muestras artificiales, es equivalente a la distribución estadística original. Para ello, implementa el remuestreo con reposición. Esto es, los  $n$  elementos de la muestra observada pueden ser recombinados de forma aleatoria y no está prohibido que cualquiera de dichos elementos pueda repetirse varias veces, ni que alguno de los  $n$  elementos no aparezca en cualquiera de las  $N$  series reconstruidas artificialmente. Por ejemplo, si tenemos los  $n$  datos observados en una urna, para reconstruir cada una de las  $N$  series artificiales de  $n$  datos, iremos escogiendo datos aleatorios de la urna, pero una vez seleccionado un elemento, lo volvemos otra vez a poner en la urna, de forma que pueda volver a ser seleccionado. Esto se hace así para reproducir con la mayor fidelidad lo que ocurre en la naturaleza: si hoy la temperatura máxima ha sido de 30°C, no hay nada que impida que mañana volvamos a tener la misma temperatura, a parte de las propias leyes de la probabilidad.

El *bootstrap* es un método muy útil para el caso en el que los datos a analizar pertenezcan a distribuciones estadísticas desconocidas (es un método no paramétrico) o para el caso de que sólo se dispongan de unas pocas observaciones que hagan imposible obtener información suficiente respecto del tipo de distribución de probabilidad de la población a la que pertenecen. Pero no puede aplicarse en determinadas circunstancias, como, por ejemplo, en el caso de que los datos a analizar presenten dependencia o autocorrelaciones.

La autocorrelación es un fenómeno que afecta especialmente a las variables meteorológicas. Por ejemplo, si un día determinado de invierno es muy frío, hay muchas posibilidades de que el día siguiente sea también más frío que la media; lo mismo puede decirse de los días cálidos. Esta persistencia en mantenerse las mismas o parecidas condiciones durante un cierto periodo de tiempo es la causante de que las correlaciones obtenidas entre una serie temporal (en este caso de temperaturas) y la misma serie desplazada en el tiempo -un *lag*- de  $x$  días, presente elevadas correlaciones. Así, las autocorrelaciones con un *lag* de un día, de las temperaturas diarias invernales en Estados Unidos está entre 0,6 i 0,8 [12]. Los efectos de las autocorrelaciones en los datos afectan de una forma importante a los análisis estadísticos. Por ejemplo, uno de los efectos de la persistencia y de las autocorrelaciones existentes en las temperaturas diarias es que los valores medios correspondientes a un determinado número de días tienen una varianza significativamente mayor a la que se obtendría sin la existencia de autocorrelaciones (es decir, si las temperaturas diarias fuesen independientes entre sí) [4].

El método implementado en el *bootstrap* para reconstruir las series artificiales, evidentemente destruye las autocorrelaciones, puesto que genera nuevas series de forma absolutamente aleatoria. Entonces, su capacidad en este caso para reconstruir una distribución que represente fielmente a la muestra original es nula. Cuando los datos a analizar son sospechosos de presentar autocorrelaciones, se puede aplicar el método *block bootstrap* [13,14]. En este caso, la muestra observada se divide en bloques contiguos de una determinada longitud de datos, *BL*. Si los bloques no se solapan entre sí, estamos hablando de *Simple block bootstrap*. En este caso, el número de bloques disponibles coincidirá con el resultado de dividir el número de datos de la muestra  $n$  entre la

## Metodología

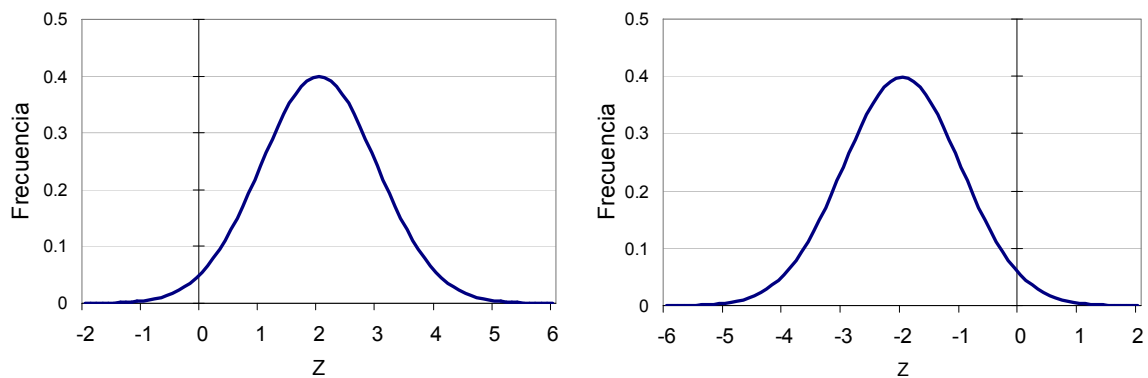
longitud de cada bloque  $BL$ , de forma que el primer bloque estaría formado por la observación 1, hasta la observación  $BL$ ; el segundo bloque desde  $BL+1$  hasta  $2BL$ , y así sucesivamente. Cada serie artificial se construirá a partir del remuestreo con reposición de los  $K = n/BL$  bloques. Si la división  $n/BL$  no es un número entero, entonces se determinará  $K$  como el valor entero mayor y más próximo a  $n/BL$ .

Los bloques seleccionados pueden presentar solapamiento; en este caso se habla de *moving block bootstrap* [15,16]. En el *moving block bootstrap*, los datos son divididos en  $n-BL+1$  bloques solapados de longitud  $BL$ . El primer bloque estará formado por la observación 1 hasta la  $BL$ , el segundo bloque por la observación 2 hasta a  $BL+1$ , y así sucesivamente. Cada serie artificial se construirá a partir del remuestreo con reposición de  $n/BL$  (o el número entero mayor más próximo) bloques obtenidos del conjunto  $n-BL+1$  de bloques disponibles. Sin embargo, en este caso, los datos situados en la parte central de la muestra observada tienen mayor probabilidad de ser incluidos en los remuestreos [17]. El *circular block bootstrap* [18,19] soluciona este problema, pues en este caso, la muestra se cierra sobre sí misma de forma que la posición del último dato es contigua a la del primero, evitando que al dividir en bloques aparezcan lugares preferentes en función de la posición que ocupa cada dato. Por otro lado, independientemente del tipo de *block bootstrap* utilizado, hay que hacer hincapié en que el número de datos por bloque  $BL$ , es un parámetro de importancia crítica, ya que determina la cantidad de dependencia temporal retenida en el proceso del *bootstrap* [20]. En este trabajo se ha implementado el método de selección automática de  $BL$  propuesto por Politis and White [21].

Aunque las temperaturas máximas en verano tienen una distribución de probabilidad cercana a la gaussiana, en este trabajo se han implementado pruebas de contraste de hipótesis (por ejemplo para determinar la significancia de tendencias y correlaciones) basadas en el *block bootstrap* para garantizar un resultado suficientemente robusto con independencia no sólo del tipo de distribución de probabilidad, sino también de la posibilidad de la existencia de autocorrelaciones en los datos, especialmente cuando se ha trabajado con valores diarios. Para la estimación de la significancia de las tendencias se ha implementado el mismo método que Kiktev et al. [20]. Primero se calcula y se guarda en una matriz la mejor aproximación lineal a las series temporales de cada punto de malla mediante mínimos cuadrados. A continuación, se calculan los residuos de esta aproximación lineal en cada estación. Con estos residuos se calculan 1000 bootstraps en cada estación, mediante el método del *circular block bootstrap* anteriormente explicado. Seguidamente, en cada estación, se superponen estas 1000 series de residuos remuestreados sobre la mejor aproximación lineal previamente calculada, y a partir de las 1000 nuevas series temporales construidas, se recalculan las 1000 tendencias. En una estación determinada, la tendencia será significativa con una confianza del 95% si en la distribución de frecuencias empíricamente calculada con el *bootstrap*, la tendencia nula está dentro de la cola superior al 97,5% de la distribución (tendencia significativa negativa) o dentro de la cola inferior al 2,5% de la distribución (tendencia significativa positiva). En la figura 4.3 (izquierda) se muestra cómo sería la distribución empírica en el caso de que la tendencia estuviese en el umbral de la significancia positiva de forma que cuanto más desplazada hacia la derecha la distribución, mayor será la significancia (por

## Metodología

ejemplo, si toda la distribución está a la derecha); lo mismo es válido para la figura 4.3 (derecha), pero a la inversa: cuanto más a la izquierda la distribución, mayor será la significancia negativa. Este procedimiento es una forma de evaluar cómo el ruido puede estar relacionado o no con la tendencia observada en cada estación. Por ejemplo, si en una determinada estación o punto de malla con tendencia observada positiva, las 1000 pseudo series obtenidas a partir de los residuos de la muestra observada (que son en realidad 1000 series de ruido aleatorio generado por un ordenador, manteniendo eso sí la autocorrelación temporal), al ser superpuestas a la aproximación lineal de la muestra inicial no hacen variar de forma significativa su tendencia (y en la gran mayoría de los casos las 1000 tendencias así calculadas siguen siendo positivas), entonces es muy poco probable que la tendencia positiva observada sea debida a un proceso aleatorio.



**Fig 4.3** Distribuciones empíricas de frecuencias obtenidas mediante *bootstrap* en una estación (en este ejemplo ajustadas a una distribución normal) si la tendencia es significativa positiva (izquierda) o significativa negativa (derecha)

Para la estimación de la significancia de las correlaciones, por ejemplo, entre las series de temperatura en cada punto de malla con un determinado índice de circulación atmosférica, se han calculado 1000 *bootstraps* de la serie temporal correspondiente al índice de circulación atmosférica. Entonces se han calculado en cada punto de malla, 1000 correlaciones entre la serie de temperatura observada en dicho punto y las 1000 series remuestreadas a partir del índice atmosférico (implementando como antes el *circular block bootstrap*). Con estas 1000 correlaciones se ha construido en cada estación un histograma con la correspondiente distribución de frecuencias empíricamente calculada. En una determinada estación, la correlación observada (entre el índice atmosférico y la serie de temperatura) será significativa con un 95% de confianza si dicha correlación cae dentro de la cola de la distribución superior al 97,5% o dentro de la cola inferior al 2,5%.

### 4.4.4 Estimación de la significancia espacial

La correlación entre las series temporales de una determinada variable atmosférica en varios puntos de malla adyacentes, puede hacer pensar a primera vista sobre la existencia de vínculos reales entre dicha variable con determinados procesos físicos. Por ejemplo, si

## Metodología

un determinado índice atmosférico se correlaciona por casualidad con la evolución de la temperatura en un determinado punto de malla, es muy probable que las series temporales correspondientes a los puntos de malla próximos al anterior también lo hagan, dando la impresión de que dicho índice atmosférico puede estar afectando a un área extensa, incluso muy remota, a través de algún proceso físico desconocido, cuando en realidad todas las correlaciones anteriores estén surgiendo debido a un proceso puramente aleatorio. La explicación es muy sencilla: la relación casual de dicho índice con el primer punto de malla implica también una relación con los puntos de malla adyacentes porque las series de temperatura de ese conjunto de mallas, están estrechamente relacionadas entre sí por el simple hecho de su relativa proximidad. Hablaríamos en este caso de la presencia de un artefacto, como consecuencia de la correlación espacial de la temperatura [4]. La correlación espacial entre estaciones próximas dificulta la estimación de la significancia espacial (*field significance*).

Los métodos de Monte-Carlo y en particular el *block bootstrap* nos permiten diseñar métodos de contraste de hipótesis que permitan evaluar la significancia espacial (tanto de las tendencias como de las correlaciones) de forma eficiente. Para evaluar la significancia espacial de las tendencias obtenidas en una determinada región se ha procedido de la forma siguiente: en cada estación o punto de malla, para cada una de las 1000 pseudo-series calculadas mediante el *bootstrap* según el proceso indicado en el anterior apartado, se calcula cual es la tendencia debida exclusivamente al ruido, restando a cada una de las 1000 tendencias calculadas (a partir de superponer la aproximación lineal de la muestra observada con las 1000 pseudo-series de ruido) la tendencia observada en dicha estación. Podemos así construir 1000 pseudotendencias debidas al ruido en cada estación. Una vez hecho esto, se calcula para cada estación, cuales son los valores de las tendencias situadas en los puntos de corte de las colas superior (>97,5%) e inferior (<2,5%) de la correspondiente distribución de frecuencias. Con esto ya podemos determinar si en una estación, la tendencia debido al ruido en la iteración  $i$  del *bootstrap*, o la propia tendencia observada, es o no significativa con una confianza del 95%.

De la misma forma que es muy importante que el *block bootstrap* respete las autocorrelaciones debidas a la dependencia temporal al construir las 1000 pseudo-series en cada estación, no es menos importante que al analizar la significancia espacial, se preserve la correlación espacial. Para ello, al construir las pseudoseries, se ha empleado la misma secuencia de remuestreo en cada iteración del *bootstrap* en todas las estaciones; es decir, el orden con el que se han acoplado los bloques seleccionados en cada una de las 1000 pseudoseries es el mismo en todas las estaciones. De esta forma se preserva la interdependencia espacial. Dicho esto, se ha implementado el proceso siguiente: se ha calculado para cada una de las 1000 iteraciones  $i$  del *bootstrap*, el número de puntos de malla  $Nr(i)$  en el que las tendencias debidas al ruido son significativas. Si el número de puntos de malla en los que las tendencias observadas significativas  $Nobs$  es superior al punto de corte de la cola superior (>95%) de la distribución de frecuencias de  $Nr(i)$  entonces, podremos decir que la significancia espacial es estadísticamente significativa con una confianza del 95% [22]. Esto es equivalente a decir que tenemos como máximo un 5% de posibilidades de que las zonas en las que se han encontrado tendencias

## Metodología

significativas, dichas tendencias hayan aparecido por casualidad; o lo que es lo mismo, tenemos un 5% de posibilidades de cometer un error de tipo I.

Para determinar la significancia espacial de las correlaciones se ha realizado el mismo procedimiento, pero en este caso, la preservación de la interdependencia espacial es inmediata, puesto que el bootstrap se aplica a la serie temporal correspondiente al índice atmosférico, y se calculan entonces en cada estación 1000 correlaciones entre cada una de las pseudo-series de dicho índice atmosférico y la muestra observada correspondiente a dicha estación.

### 4.5 Análisis de componentes principales (PCA)

El análisis de componentes principales (PCA), es probablemente la herramienta estadística de análisis con múltiples variables aplicada más habitualmente en el campo de las ciencias atmosféricas [4]. El análisis con PCA permite reducir de una forma drástica el número de variables necesarias para poder reproducir la variabilidad de un sistema, conservando de forma fiable la información más relevante de dicho sistema. Su aplicación es enorme en diversos campos de la ciencia, pero, también, de la tecnología. Por ejemplo, se puede implementar para diseñar algoritmos para el reconocimiento facial, para comprimir las imágenes en sistemas de telecomunicaciones, para hacer estudios estadísticos en el campo de las ciencias sociales, etc.

Las nuevas variables de salida del PCA son combinaciones lineales de los datos originales y han sido calculadas para representar la máxima variabilidad contenida en los datos de entrada. En nuestro caso, por ejemplo para calcular el índice de teleconexión SNAO, los datos de entrada corresponden a una matriz de anomalías diarias (meses de Julio y Agosto) de presión atmosférica a nivel del mar en el sector del Atlántico Norte (70°W-50°E; 25°N-70°N) a una resolución espacial de (2,5° lat x 2,5° lon) para el periodo 1948-2007. Este sector corresponde a 49 x 19 puntos de malla, que representan 931 “estaciones meteorológicas” (cuyos datos proceden de la interpolación de las relativamente limitadas observaciones disponibles). El periodo analizado corresponde a 60 años, con 62 días cada uno, o sea, 3720 días. En este caso, las variables de entrada son las 931 series temporales (de 3720 días) correspondientes al mismo número de puntos de malla del sector en cuestión. La idea fundamental del PCA es proporcionar la capacidad de describir la variabilidad más relevante de las 931 series temporales, como la suma de unas pocas combinaciones lineales, cada una de las cuales se obtiene de multiplicar un escalar (que en este caso depende del tiempo) llamado componente principal ( $u$ ) por un autovector ( $e$ ):

$$\underset{(931 \times 1)}{x(t)} \approx \underset{(931 \times M)}{[E]} \underset{(M \times 1)}{u(t)} \quad (9)$$

$$x(p, t) \approx \sum_{m=1}^{m=M} e_{mp} u_m(t) \quad (10)$$



## Metodología

Las anteriores ecuaciones muestran cómo calcular la anomalía de presión ( $X$ ) en cada uno de los puntos en un día determinado (a la izquierda en notación matricial) a partir de la información obtenida del PCA. Cada uno de los  $M$  autovectores  $\mathbf{e}_m$  representa una distribución espacial de anomalías y el correspondiente componente principal  $U_m(t)$ , representa la intensidad con la que se manifiesta en un día determinado su autovector asociado  $\mathbf{e}_m$ . Si inicialmente teníamos 3720 mapas de anomalías (uno por día) con 931 puntos de malla, después del PCA hemos conseguido calcular  $M$  mapas de anomalías (los  $M$  autovectores  $\mathbf{e}_m$ , también con 931 puntos de malla) que contienen la mayor parte de la variabilidad del sistema, y, además, las nuevas coordenadas en este nuevo sistema de referencia, para cada uno de los 3720 días. Estas nuevas coordenadas son los  $M$  componentes principales ( $u$ ) que nos indican en cada uno de los 3720 días, qué grado de semejanza tiene la distribución espacial observada de anomalías, con cada uno de los  $M$  correspondientes autovectores  $\mathbf{e}_m$ . El gran beneficio que hemos obtenido al final es que podemos describir la distribución de anomalías de cada día con las  $M$  coordenadas  $u_m$  de los  $M$  autovectores, siendo  $M$ , un número muy inferior al número de puntos de malla.

Una de las características más importantes del PCA es que el primer autovector calculado es, de todos los posibles, el que explica la mayor parte posible de la varianza del sistema. El segundo autovector calculado es aquel que siendo ortogonal al primero (es decir, con una correlación espacial y temporal igual a 0), explica la mayor varianza restante posible, y el mismo proceso se sigue con los restantes autovectores. El nuevo sistema de referencia es, por tanto, un sistema de autovectores ortonormales que apuntan hacia la máxima variabilidad de los datos. Hay que recalcar por otro lado que estas nuevas funciones ortogonales, dependen del conjunto de datos analizado, al contrario de otras funciones ortogonales teóricas empleadas en distintas herramientas matemáticas, como por ejemplo en las transformadas de Fourier. Es por ello que, en este caso los autovectores, también son denominados funciones ortogonales empíricas (EOFs) [4]. En una muestra determinada de anomalías con una variabilidad natural como es nuestro caso, el número  $M$  de autovectores necesarios para explicar la totalidad de la varianza del sistema es igual al número de estaciones (931). Sin embargo, es habitual que con sólo unos pocos autovectores se pueda explicar una buena parte de la varianza total. En esto consiste la ventaja del PCA y una de sus principales aplicaciones. Imaginemos, por ejemplo, el caso de la aplicación de PCA para el reconocimiento facial. Una cámara toma una fotografía digital. La información de cada píxel es procesada y el algoritmo calcula los  $M$  componentes principales  $u$ . Estos  $M$  valores son las coordenadas de la cara fotografiada en el nuevo sistema de referencia creado por el PCA. Cada coordenada indica con qué intensidad se manifiesta cada uno de los  $M$  autovectores. Con estas coordenadas, el algoritmo sólo necesita buscar en su base de datos correspondientes a las caras registradas, cuál de ellas, si la hay, tiene las mismas coordenadas, o al menos las coordenadas más parecidas. En este ejemplo, cada cara equivaldría a cada patrón diario de anomalías de presión en el ejemplo anterior.

## Metodología

Los autovectores calculados por el PCA son vectores que tienen un módulo unitario y son ortonormales entre sí. A la varianza explicada por cada autovector se la denomina autovalor ( $\lambda_m$ ). La varianza total del sistema es la suma de las varianzas muestrales de las 931 estaciones. La varianza explicada por el PCA será la suma de los M autovalores correspondientes a los M autovectores seleccionados.

Para calcular el valor diario de cada uno de los M componentes principales ( $u_m$ ), se calcula el producto escalar entre el vector que representa la distribución espacial de anomalías de cada día  $\mathbf{x}(t)$ , y el correspondiente autovector  $\mathbf{e}_m$ :

$$\mathbf{u}_m(t) = \sum_{p=1}^{p=931} \mathbf{e}_{pm} x_p(t) \quad (11)$$

En este trabajo se ha aplicado PCA para encontrar el patrón de teleconexión SNAO, que es el primer autovector obtenido en el ejemplo anterior. Es decir, es el EOF que explica la máxima varianza. En este caso, las variables de entrada del PCA son todas del mismo tipo, por lo que se ha calculado el PCA implementando la función *eofcov* del NCAR *Command Language* (NCL) [9]; dicha función calcula EOFs (los autovectores y sus correspondientes autovalores) a partir de una matriz de covarianzas de las anomalías. Estas se han calculado sustrayendo a cada serie temporal su valor medio. Las series temporales de los correspondientes componentes principales  $u_m$  se han calculado implementando la función del NCL *eofcov\_ts* [9], que proyecta los vectores de anomalías diarias sobre los correspondientes autovectores, según la anterior ecuación.

Pero en este trabajo también se ha implementado PCA con otros objetivos aparte de encontrar el patrón espacial que explica la mayor varianza; en particular para determinar las principales estructuras derivadas de la interrelación entre algunas variables de interés correspondientes a distintas magnitudes físicas. Este es el caso, por ejemplo, del PCA implementado a partir de las variables siguientes: el promedio espacial de las temperaturas de la PI, SNAO, la MSLP y Z500 en un punto a medio camino del lóbulo meridional de SNAO (centrado entre Gran Bretaña y Escandinavia) y la PI. El objetivo de este PCA es determinar en qué estructuras se organiza la variabilidad de SNAO en relación con las temperaturas de la PI. Las dos principales estructuras (EOF1, EOF2) que explican la mayor varianza, muestran relaciones antagónicas entre SNAO y las temperaturas de la PI. Así, la primera estructura encontrada corresponde a configuraciones sinópticas que relacionan positivamente las temperaturas de la PI con SNAO, mientras en la segunda estructura encontrada, las correspondientes configuraciones sinópticas relacionan dichas variables de forma contraria. Este PCA ha servido, por tanto, para demostrar que, aunque en promedio y a largo plazo, la relación entre SNAO y las temperaturas de la PI es nula, lo que en realidad ocurre es que en determinadas configuraciones sinópticas las correlaciones entre las temperaturas de la PI y las del norte de Europa son positivas, mientras que en otras configuraciones sinópticas,

## Metodología

dichas correlaciones son negativas. Entonces decir que no hay relación entre SNAO y las temperaturas de la PI es como decir que cuando se ha alcanzado la saturación de vapor en una botella de agua, la evaporación es nula, cuando lo que realmente ocurre es que el número de moléculas que se evaporan por segundo del líquido es la misma cantidad al número de moléculas por segundo que condensan y pasan de vapor a líquido.

En los casos como el descrito en el anterior párrafo, las variables de entrada del PCA han sido normalizadas previamente, para evitar que las mayores varianzas de unas, debido a corresponder a distintas magnitudes físicas, eclipsen a las eventuales menores varianzas de otras. Por ejemplo, no se puede comparar una variación de 40 hPa en la MSLP con una variación de 400 m geopotenciales en la Z500. La matriz de covarianzas obtenida con los datos normalizados es lo mismo que la matriz de correlaciones. No obstante, aunque sea redundante, hemos implementado en este caso, la función del NCL *eofcor* [9], que calcula los EOFs (los autovectores y sus correspondientes autovalores) a partir de una matriz de correlaciones de anomalías. Para calcular las series temporales de los correspondientes componentes principales  $u_m$ , se ha utilizado la función del NCL *eofcor\_ts* [9], que proyecta los vectores de anomalías diarias sobre los correspondientes autovectores calculados con la función *eofcor* [9].

Aunque el PCA es una técnica estadística de gran utilidad, hay que ser prudente al relacionar sus resultados con la interpretación de procesos físicos [4]. Esto es debido a que, si bien el primer EOF se ha obtenido a partir del criterio de la máxima varianza, los demás autovectores se han determinado bajo la restricción de la ortogonalidad mutua, algo que desde un punto de vista físico no tiene por qué tener sentido [4], puesto que un determinado fenómeno puede ser el efecto de una serie de procesos simultáneos (o no) que no tienen por qué ser independientes entre sí. Es por ello que, en muchas aplicaciones dedicadas a la interpretación de fenómenos físicos, se opte por efectuar una rotación a los autovectores. Hay diversas técnicas para realizar esta rotación, pero probablemente la más utilizada sea la conocida como *varimax* [4,23]. Si bien la rotación de los autovectores puede en ocasiones aportar una mejor descripción de los fenómenos físicos que se esconden detrás de los datos, el precio que hay que pagar es que la varianza en este caso se reparte de una forma mucho más equilibrada entre los autovectores obtenidos, perdiéndose, además, la ortogonalidad entre dichos autovectores. En este trabajo no se han rotado los autovectores. En muchas ocasiones se ha utilizado sólo el primer EOF, porque lo que se estaba buscando era precisamente el patrón ligado a la máxima varianza posible de los datos, y en este caso, evidentemente, la rotación no tenía sentido. Pero en las únicas dos ocasiones en las que se ha trabajado también con el segundo EOF, la restricción de ortogonalidad impuesta por el PCA ha resultado ventajosa, en el sentido que nos ha permitido encontrar estructuras atmosféricas que se adaptaban perfectamente a lo que estábamos buscando. Al aplicar la rotación a los EOFs mediante la técnica *varimax*, los resultados obtenidos no se ajustaban tan bien a nuestros objetivos como lo ha hecho el PCA sin rotar. Por ejemplo, gracias a un PCA sin rotar se

## Metodología

han podido calcular los índices CNSNAO y CPSNAO, que son dos índices que prácticamente no tienen correlación temporal, y afectan a zonas bien diferenciadas de la Península Ibérica.

### 4.6 Cálculo del índice SNAO y su patrón espacial

En este trabajo, se ha calculado el índice SNAO implementando un PCA a partir de la matriz de covarianza de anomalías diarias de MSLP procedentes del reanálisis de NCEP/NCAR [24] en Julio y Agosto en el mismo sector del Atlántico indicado por Folland et al. (2009) (70°W-50°E; 25°N-70°N) para el periodo 1948 - 2007. Para el cálculo se ha usado el lenguaje 'NCAR Command Language' (NCL)[9]. La varianza de los datos ha sido ecualizada espacialmente del mismo modo que Folland et al. [25], multiplicando las anomalías por la raíz cuadrada del coseno de su correspondiente latitud. El patrón espacial de SNAO corresponde al primer EOF obtenido en el PCA. El índice SNAO se ha calculado proyectando el primer EOF sobre las anomalías de MSLP, como se ha indicado en el anterior apartado.

### 4.7 Cálculo de los índices CNSNAO y CPSNAO

Cuando se realiza un cálculo de componentes principales, el primer *EOF* resultante representa el patrón de variabilidad que explica el mayor porcentaje de varianza. Esto es precisamente lo que en muchas ocasiones se está buscando, como, por ejemplo, al calcular el PCA con la MSLP del norte del Atlántico, obteniendo SNAO como el primer EOF; sin embargo, en este caso, lo que nos interesa es determinar qué dos configuraciones sinópticas (y su correspondiente evolución temporal) pueden conectar mejor las condiciones presentes en el norte de Europa (en concreto, las relacionadas con el índice SNAO) con las de la PI. Para ello, se ha calculado previamente un PCA con los datos diarios de entrada siguientes: el índice SNAO, el promedio espacial diario de las Tx en la PI y la Z500 y MSLP de un punto localizado a medio camino entre el centro de acción meridional de SNAO (entre Inglaterra y el sur de Escandinavia) y la PI. Se ha seleccionado este punto situado al sur del centro de acción meridional de SNAO con la idea de que una posible extensión hacia el sur de los sistemas de bajas presiones ligados a la fase negativa de SNAO, podrían ejercer una influencia sobre las temperaturas de la PI, al menos en su mitad norte. La salida de este PCA así lo ha confirmado: el primer EOF (cuyo componente principal llamaremos PC1, que es un índice temporal que representa la intensidad con la que se manifiesta al lo largo del tiempo dicho EOF) corresponde a un patrón atmosférico en el que, en su fase positiva, los sistemas de bajas presiones alcanzan de lleno el norte de la PI, mientras que, en su fase negativa, el anticiclón que afecta al norte de Europa cuando SNAO es positivo también afecta de lleno a la PI. Se ha denominado a este patrón atmosférico como 'CNSNAO' (Cold Negative SNAO, indicando que en este caso cuando SNAO es negativo las temperaturas bajan en la PI y lo

## Metodología

contrario ocurre cuando SNAO es positivo). La segunda estructura que ha aflorado del PCA (cuyo componente principal llamaremos PC2) es totalmente contraria a la anterior (y por definición independiente de esta) puesto que indica una subida de las temperaturas en la IP cuando SNAO es negativo y viceversa, por ello ha sido denominada 'CPSNAO' (Cold Positive SNAO, puesto que las temperaturas bajan en la PI cuando SNAO es positivo).

Pero hay que tener en cuenta que el anterior PCA se ha realizado sólo a partir de cuatro variables, lo que es un número muy bajo, y del que no se puede derivar de momento, al menos de forma cuantitativa, ningún patrón espacial, y ni mucho menos ningún índice de circulación atmosférica. Con el objetivo de poder calcular dos índices de circulación atmosférica suficientemente robustos y que representen la intensidad con la que se muestran a nivel diario sus correspondientes patrones espaciales, se ha procedido aplicando la metodología siguiente: se han seleccionado los días en los que el PC1 supera el percentil 90. Entonces se ha calculado para cada punto del sector [25°N-70°N; 30°W-30°E], el promedio de las 'n' (número de días que superan el percentil 90) anomalías normalizadas de los campos siguientes: Z500, MSLP y Z500-MSLP después de eliminar las respectivas tendencias:

$$\begin{aligned} Z500\_PC1(p) &= \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} Z500(p,t) & thickness\_PC1(p) &= \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} thickness(p,t) \\ MSLP(p) &= \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} MSLP(p,t) \end{aligned} \quad (12)$$

Para calcular las series temporales correspondientes a CNSNAO se han proyectado los anteriores patrones espaciales de anomalías normalizadas (475 puntos de malla) sobre los valores diarios de anomalías normalizadas de los campos Z500, MSLP y espesor Z500-Z1000:

$$\begin{aligned} CNSNAO(t) &= \sum_{p=1}^{p=475} Z500(p,t) * Z500\_PC1(p) + \\ &\sum_{p=1}^{p=475} thickness(p,t) * thickness\_PC1(p) + \sum_{p=1}^{p=475} MSLP(p,t) * MSLP\_PC1(p) \end{aligned} \quad (13)$$

El índice CPSNAO se ha calculado de forma análoga seleccionando los días en los que PC2 supera el percentil 90.

La idea fundamental de esta metodología es poder capturar la mayor información posible en el sector seleccionado, correspondiente al promedio de las configuraciones sinópticas en las que los índices del PCA previo (PC1, PC2) se manifiestan con mayor intensidad. Sería como tomar la huella digital de los patrones atmosféricos que nos interesan, es decir, los relacionados con PC1 y PC2. Pero esta huella tiene que ocupar un amplio sector espacial y contener suficiente información del estado promedio de la atmósfera en dicho sector, para poder vencer el inconveniente de que los índices PC1 y PC2 han sido

## Metodología

construidos sólo con cuatro variables, conteniendo una de ellas, además, información directa de la temperatura promedio espacial de la PI. Por otro lado, no tendría sentido construir unos índices de circulación atmosférica usando información directa de la temperatura de la PI para poder luego estudiar posibles vínculos causa-efecto entre dichos índices y la temperatura de la PI.

Se han elegido los campos de Z500, MSLP y Z500-Z1000 porque se ha encontrado, como cabía esperar, una estrecha relación entre la forma en que se distribuyen dichos campos sobre la PI y las anomalías en las Tx.

Las correlaciones encontradas entre los índices CNSNAO y CPSNAO con los obtenidos en el PCA inicial (PC1 y PC2) son muy elevadas:  $r = 0,9$  y  $r = 0,85$  respectivamente, lo que sugiere que la variabilidad ligada a PC1 y PC2, está estrechamente ligada a información procedente de la circulación atmosférica, y que hemos sido capaces de retener la mayor parte de dicha información.

Por otro lado, los índices CNSNAO y CPSNAO, se han calculado de un modo alternativo para descartar errores en el cálculo. Este procedimiento es el siguiente: se ha realizado primero un PCA aplicado a campos múltiples (*PCA for multiple fields*) [4]; en este caso a los campos de Z500, MSLP y Z500-Z1000, después de normalizar los datos y eliminar las tendencias. La salida de este PCA es un nuevo marco de referencia formado por los EOFs y donde las nuevas coordenadas son los correspondientes componentes principales. Se ha procedido entonces a encontrar los componentes principales de cada uno de los días correspondientes a los conjuntos de días antes mencionados: aquellos para los cuales los índices PC1 y PC2 superan el percentil 90. Entonces se ha calculado el promedio de las coordenadas (los componentes principales) correspondientes a cada uno de los dos conjuntos de días; es decir se han calculado los dos vectores que representan las anomalías medias de los dos conjuntos de días. Finalmente se han proyectado estos dos vectores sobre los tres campos de anomalías diarias (Z500, MSLP y Z500-Z1000) y el resultado obtenido para CNSNAO y CPSNAO es prácticamente (exactamente) el mismo que el calculado anteriormente, siempre y cuando se retenga un número suficientemente grande de EOFs ( $> 100$ ).

### 4.8 Cálculo de los índices iPCN1, iPCN2, iPC1

La metodología descrita en el apartado anterior ha sido implementada también para el cálculo de diversos índices en este trabajo; entre ellos, los índices iPCN1, iPCN2, obtenidos a partir de un PCA orientado a buscar los días en los que las temperaturas máximas y la DTR de la zona del Observatorio del Ebro muestran una divergencia máxima en comparación con las de la zona del litoral de Valencia (iPCN1 está asociado a un tipo de variabilidad atmosférica en la que convergen los regímenes termométricos de las dos zonas, mientras que iPCN2 representa un tipo de variabilidad atmosférica en la que ocurre lo contrario). Sin embargo, en este caso, las correlaciones obtenidas entre los índices iPCN1, iPCN2 con los componentes principales del PCA previo no eran tan altas

## Metodología

como las obtenidas con los índices CNSNAO y CPSNAO ( $r = 0,9$  y  $r = 0,85$ ). Esto es así porque la información relativa al estado de la atmósfera que es relevante en estos últimos tiene que ver con un gran sector espacial, concretamente, con el Atlántico norte. En cambio, algunas de las variables atmosféricas que condicionan una máxima divergencia en el comportamiento de las Tx y DTR a lo largo de la costa mediterránea, tienen relación con las condiciones presentes a mucha menor escala, a nivel regional y en esa zona en particular. Una de estas variables es la vorticidad a nivel del mar.

Se ha comprobado que la distribución espacial de la vorticidad a nivel del mar a lo largo de la costa este de la PI está estrechamente relacionada con las Tx de la costa de Valencia y con el comportamiento divergente de las Tx y DTR de esta zona en relación a las Tx y DTR de la zona del Observatorio del Ebro. Es por ello que, en este caso, para el cálculo de los índices iPCN1 y iPCN2 se han utilizado además de los campos relativos a Z500, MSLP y Z500-Z1000, el campo de vorticidad a nivel del mar. Así, las correlaciones obtenidas entre iPCN1 y iPCN2 y los componentes principales del PCA original, han podido subir hasta 0,74 y 0,73 respectivamente.

Para el cálculo del índice iPC1, se ha realizado un PCA orientado a determinar la posible relación entre la componente zonal del gradiente de presión y el viento del segundo cuadrante en la zona del Observatorio del Ebro con la DTR durante los días de sur. En este caso se ha comprobado también que la información relacionada con el campo de vorticidad es relevante, por lo que se ha incluido para el cálculo de dicho índice.

### 4.9 Cálculo del viento geostrófico teórico y de la vorticidad

El viento geostrófico es el resultante del equilibrio entre la fuerza de Coriolis debida a la rotación terrestre y el gradiente horizontal de presión y corresponde a un flujo rectilíneo paralelo a las isohipsas. Estrictamente hablando, el flujo sólo puede estar en verdadero equilibrio geostrófico cuando las isohipsas están orientadas según los paralelos [26], puesto que, en caso contrario, el parámetro de Coriolis no se mantendría constante durante el movimiento (disminuyendo hacia el sur y aumentando hacia el norte). El viento geostrófico es en general una buena aproximación para calcular el viento en latitudes extratropicales [26], aunque hay que tener en cuenta que esta aproximación sólo es válida a una cierta altitud, por encima de la capa límite atmosférica, fuera de la influencia del rozamiento debido a la rugosidad del suelo y de la turbulencia generada por el calentamiento diurno o a la estratificación debida al enfriamiento nocturno.

Sin embargo, en este estudio se ha calculado el viento geostrófico teórico utilizando los gradientes de presión a nivel del mar como una primera aproximación, sin tener en cuenta los efectos del rozamiento y turbulencia de las capas bajas atmosféricas antes mencionados. Para el cálculo de las componentes zonal y meridional ( $u$  y  $v$

## Metodología

respectivamente) se han utilizado las ecuaciones siguientes, donde  $\rho$  es la densidad del aire a nivel del mar y  $f$  es el parámetro de Coriolis ( $f = 2 \Omega \sin\theta$ , siendo  $\Omega$  la velocidad angular de la rotación terrestre y  $\theta$  la latitud) [26]:

$$u \approx -\frac{1}{\rho \cdot f} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad (14) \quad v \approx \frac{1}{\rho \cdot f} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad (15)$$

Para el cálculo numérico de las anteriores expresiones, se han calculado las derivadas parciales en cada punto a partir de las diferencias entre el punto de malla anterior y el siguiente. Por ejemplo, en el punto  $(x_i, y_i)$ , se han calculado los gradientes de presión de la forma siguiente:

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{p(x_i, y_{i+1}) - p(x_i, y_{i-1})}{(y_{i+1} - y_{i-1})}; \quad (16) \quad \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p(x_{i+1}, y_i) - p(x_{i-1}, y_i)}{(x_{i+1} - x_{i-1})}; \quad (17)$$

Las dos componentes del viento se han utilizado para el cálculo de la vorticidad según la siguiente expresión [26]:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}; \quad (18)$$

### 4.10 Clasificación basada en el viento geostrófico sobre los Pirineos: días de norte y días de sur

Se ha calculado una aproximación al viento geostrófico sobre el punto geográfico (42,5°N 0°E) sobre los Pirineos. Se ha elegido este punto en particular (de una malla con una resolución de 2,5° lon x 2,5° lat) en base a los datos de viento del Observatorio del Ebro, pues se ha observado que la dirección Norte/Sur de la componente meridional del viento geostrófico calculado en este punto es un muy buen predictor del sentido de la componente meridional del viento observado en el Observatorio del Ebro. Así cuando en este punto, la componente meridional del flujo geostrófico es del norte, cabe esperar viento de componente norte en el Observatorio, y cuando dicha componente meridional es del sur, lo más probable es que el viento en el Observatorio venga del segundo cuadrante (entre el Sur y el Este).

Según el sentido Norte/Sur de la componente meridional del flujo geostrófico teórico sobre el punto geográfico (42,5°N 0°E) se han clasificado los días en dos conjuntos: días de norte y días de sur. Esta clasificación puede parecer arbitraria, pero no lo es, puesto que separa dos tipos de tiempo bien diferenciados especialmente en el sur de Catalunya, donde está localizado el Observatorio del Ebro, puesto que distingue los días en los que



## Metodología

cabe esperar viento de componente norte (terral) (días de norte) de los días en que el viento es del segundo cuadrante (de origen marítimo) (días de sur). Los primeros pueden estar ligados a fuertes anomalías térmicas, tanto positivas como negativas, sin embargo, los segundos, aunque debido al flujo de componente sur pueden en ocasiones ser muy cálidos, tienden en general a mostrarse más temperados por la acción reguladora del mar Mediterráneo. De hecho, en el Observatorio del Ebro, la temperatura máxima es en promedio más alta en el conjunto de los días de norte que en de los días de sur. Se ha podido comprobar por otro lado, que, durante los meses de verano, los vientos del tercer cuadrante en el Observatorio del Ebro son muy poco frecuentes, debido probablemente por un lado al efecto de la formación de la brisa marina, que en ausencia de gradientes de presión significativos a escala sinóptica propicia la entrada de viento del segundo cuadrante en las horas diurnas y, por otro lado, a razones orográficas.

En este trabajo, hemos encontrado correlaciones significativas entre las Tx del SE de la PI con SNAO pero sólo en los días de norte. El enfriamiento del norte de la Península Ibérica respecto de la mitad sur de la PI durante el periodo 1950-1966 también ha sido encontrado en los días de norte, así como la progresiva divergencia entre las temperaturas máximas y la DTR de la zona del Observatorio del Ebro respecto de la mitad sur del litoral Mediterráneo. La separación entre días de norte y días de sur nos ha permitido también, poder identificar los días en los que el nordeste de la PI es afectado por el paso sistemas frontales Atlánticos, ya que, generalmente en estos casos ocurre una transición de flujo del sur (antes del paso del frente) a flujo del norte (después del paso del frente). Aunque no todas las transiciones de flujo sur a norte corresponden al paso de sistemas frontales, esta transición la hemos utilizado para filtrar los días de lluvia, especialmente aquellos en los que la precipitación supera un determinado umbral. En estos últimos sí hemos podido encontrar una gran probabilidad del paso de frentes atlánticos en el nordeste de la IP en verano, lo que nos ha permitido estudiar cómo ha variado su frecuencia a lo largo de la segunda parte del siglo XX.

## Referencias

- [1] Spiegel MR (1991) Estadística. Segunda edición. McGRAW-HILL
- [2] WMO (1983) Guide to Climatological Practices Second edition, N°100. World Meteorological Organization. ISBN 92-63-12100-1, 5-22.
- [3] Climate Change (1971) WMO Technical Note. 79, 66.
- [4] Wilks D S (2006) Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Second Edition. International Geophysics Series. 463-508.
- [5] Theil H (1950) A rank invariant method for linear and polynomial regression analysis. Nederl. Akad. Wetensch. Proc. Ser. A 53, 386-392 (Part I), 521-525 (Part II), 1397-1412 (Part III).
- [6] Sen P K (1968) Estimates of Regression Coefficient Based on Kendall's tau. J. Am. Stat. Ass. 63, 324, 1379-1389.
- [7] Komsta L (2013) Median-Based Linear Models. R package version 0.12. <http://CRAN.R-project.org/package=mblm>.
- [8] NUMERICAL RECIPES IN FORTRAN 77: THE ART OF SCIENTIFIC COMPUTING (ISBN 0-521-43064-X) Copyright (C) 1986-1992 by Cambridge University Press. <http://www.nr.com>
- [9] The NCAR Command Language (Version 6.1.1) [Software] (2013) Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/VETS. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>.
- [10] McLeod AI (2011) Kendall rank correlation and Mann-Kendall trend test. R package version 2.2. <http://CRAN.R-project.org/package=Kendall>
- [11] Efron B, Tibshirani R (1986) Bootstrap Methods for Standard Errors, Confidence Intervals, and Other Measures of Statistical Accuracy. Statistical Science. 1, 54-75.
- [12] Madden RA (1979) A simple approximation for the variance of meteorological time averages. Journal of Applied Meteorology. 18, 703-706.
- [13] Hall P (1985) Resampling a coverage pattern. Stochastic Processes and Their Applications. [https://doi.org/10.1016/0304-4149\(85\)90212-1](https://doi.org/10.1016/0304-4149(85)90212-1).
- [14] Carlstein E (1986) The use of subseries values for estimating the variance of a general statistic from a stationary sequence. The Annals of Statistics 14(3), 1171-1179.
- [15] Künsch HR (1989) The jackknife and the bootstrap for general stationary observations. Annals of Statistics. 17, 1217-1241.
- [16] Liu R, Singh K (1992) Moving Blocks Jackknife and Bootstrap Capture Weak Dependence. New York: John Wiley & Sons.

## Metodología

- [17] Turco M, Llasat MC (2011) Trends in indices of daily precipitation extremes in Catalonia (NE Spain), 1951-2003. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 11, 3213-3226. DOI:10.5194/nhess-11-3213-2011.
- [18] Politis DN, Romano JP (1992) A circular block-resampling procedure for stationary data, in: *Exploring the Limits of Bootstrap*, edited by: LePage, R. and Billard, L., 236–270, JohnWiley, New York.
- [19] Zoubir AM, Boashash B (1998) The bootstrap and its application in signal processing, *IEEE Signal Processing Magazine*. 15, 1, 56–76.
- [20] Kiktev D, Sexton DMH, Alexander L, Folland CK (2003) Comparison of Modeled and Observed Trends in Indices of Daily Climate Extremes. *J. Climate*. 16, 3560–3571. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3560:COMAOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3560:COMAOT>2.0.CO;2)
- [21] Politis DN, White H (2004) Automatic Block–Length Selection for the Dependent Bootstrap. *Econometric Rev.* 23, 53–70.
- [22] Livezey RE, Chen WY (1983) Statistical Field Significance and its Determination by Monte Carlo Techniques. *Mon. Weather Rev.* 111, 46–59.
- [23] Kaiser HF (1958) The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*. 23, 187-200.
- [24] Kalnay et al (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Re-analysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 437-471. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- [25] Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW (2009) The Summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. *Journal of Climate*. 22, 1082–1103.
- [26] Holton JR (1992) *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed. Int. Geophys. Ser. Vol. 48. Academic Press. Elsevier Science.

## Capítulo 5

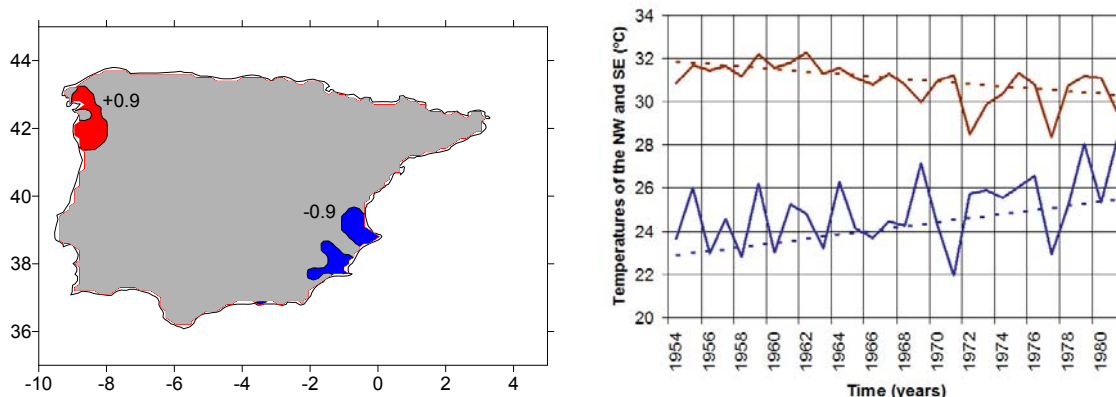
# 5 SNAO y las temperaturas máximas diarias en los extremos NW y SE de la PI

### 5.1 Introducción

Es conocida la existencia de correlaciones de signo positivo entre SNAO y las temperaturas medias en el NW de la PI [1], pero, ¿se pueden encontrar correlaciones significativas con las temperaturas máximas en dicha zona? ¿Hay en la PI otros lugares donde puedan encontrarse correlaciones entre las temperaturas máximas y SNAO trabajando con datos diarios? Y si es así, ¿qué mecanismos físicos pueden dar cuenta de dichas correlaciones? Todas estas preguntas son las que se van a intentar resolver en este apartado.

### 5.2 Correlaciones entre SNAO y las Tx de la PI

Se ha investigado la relación entre SNAO y las Tx de la PI. Inicialmente se han calculado las correlaciones a nivel diario (1950-2007) en los meses de Julio y Agosto entre SNAO y todos los puntos de malla del conjunto de datos Spain02, formado por 1445 puntos de malla espaciados de forma homogénea a lo largo de toda la PI y se han encontrado para el conjunto de días correspondiente a los días de norte, correlaciones positivas y estadísticamente significativas entre SNAO y las Tx del NW y negativas y estadísticamente significativas (>99 %) con las Tx del SE (Fig 5.1).



**Fig 5.1** (izquierda) Distribución de las correlaciones significativas (>99%) entre SNAO y las Tx de la PI (en rojo positivas en el NW, en azul negativas en el SE). Se indican en los dos extremos de la PI la subida promedio de las Tx del periodo (1968-1981) respecto del (1954-1967)

**Fig 5.2** (derecha) Evolución de las Tx en los dos extremos de la PI en el periodo 1954-1981. En marrón se muestran las del SE y en azul las del NW

Se ha encontrado, además, un comportamiento divergente en la tendencia de las temperaturas máximas en el extremo NW (tendencia positiva) con respecto a la tendencia de las del extremo SE (tendencia negativa) (Fig 5.2) en un periodo en el que SNAO experimentó una importante subida (Fig 2.3). Es probable que una parte de la subida de las Tx en el NW y de la bajada en el SE en este periodo esté relacionada con la subida de SNAO.

### 5.3 Estudio de las causas físicas de las correlaciones diarias entre SNAO y las Tx de la PI

Sin embargo, el análisis de correlaciones no nos ha mostrado más que una relación estadística, siendo esta insuficiente para poder entender desde un punto de vista físico cuales pueden ser las relaciones de causa-efecto que pueden dar cuenta de las correlaciones encontradas. Para poder explicar mejor desde un punto de vista físico las anteriores correlaciones, se han realizado dos PCA separados, uno en el extremo NW y el otro en el extremo SE. Los datos que se han empleado en estos dos PCA son los valores diarios de SNAO, la insolación local y el módulo y dirección de la velocidad del viento en las estaciones de AEMET de Ourense (NW) y Valencia (SE). Se ha seleccionado la dirección del viento porque la hipótesis de partida es que puede influir en la temperatura según implique la llegada de masas de aire de origen marítimo, más frescas y húmedas, o la llegada de masas de aire procedentes del interior de la PI, mucho más cálidas y secas en los meses de verano. El tipo de masa de aire también puede influir en la transparencia atmosférica y la nubosidad, de la que también dependen las temperaturas máximas, razón por la cual se han incluido en los análisis la insolación y horas de Sol (*sunshine duration*). No se han incluido las Tx de ambos observatorios en los correspondientes PCA para que la eventual relación entre los componentes principales calculados y las Tx no sea forzada o potenciada por el propio PCA. Si encontramos relaciones con las Tx, es preferible que estas afloren de forma natural. En ambos PCA sólo se ha prestado atención al primer EOF, es decir, a la estructura que explica la mayor proporción de la varianza de las variables seleccionadas. En ambos casos se ha calculado el PCA para los días de norte y para los días de sur por separado.

Del PCA calculado en Ourense se ha encontrado en el conjunto de los días de norte, que el primer componente principal ( $PC_{1NW}$ ) que muestra fuertes correlaciones con las cuatro variables de entrada y con las temperaturas máximas de dicha estación. En este caso, los valores negativos de SNAO están ligados a una disminución de la insolación y a un aumento en el ángulo de la dirección del viento y en su intensidad (Fig 5.3). Este aumento del ángulo indica que el viento rola hacia componente oeste y llega por tanto del Atlántico, lo que es coherente con la bajada en la insolación y con la bajada de las temperaturas. Con valores positivos ocurre lo contrario.

El PCA calculado con los datos de Valencia correspondientes a los días de norte indica una relación entre SNAO y la dirección y velocidad del viento del mismo sentido que la encontrada en Ourense, como por otro lado cabía esperar, dado que la PI es relativamente

## SNAO y las temperaturas máximas diarias en los extremos NW y SE de la PI

pequeña y por tanto, en las situaciones sinópticas relacionadas con valores positivos o negativos de SNAO, no cabe esperar variaciones sustanciales en la distribución espacial a lo largo de la PI, de la dirección del flujo en superficie. Dicho de otro modo, si, por ejemplo, los valores negativos de SNAO conllevan flujo del NW en Galicia, en el SE de la PI, cabe esperar que el flujo sea también del NW, es decir, más seco. Sin embargo, las relaciones entre SNAO y la insolación y entre SNAO y las Tx son de sentido contrario en Valencia respecto de las encontradas en Ourense (Fig 5.3). Esto último podría estar, en condiciones de SNAO negativo, potenciado por un efecto tipo Föhn, al dominar la componente W y NW, ligada a la llegada de aire continental al SE peninsular.

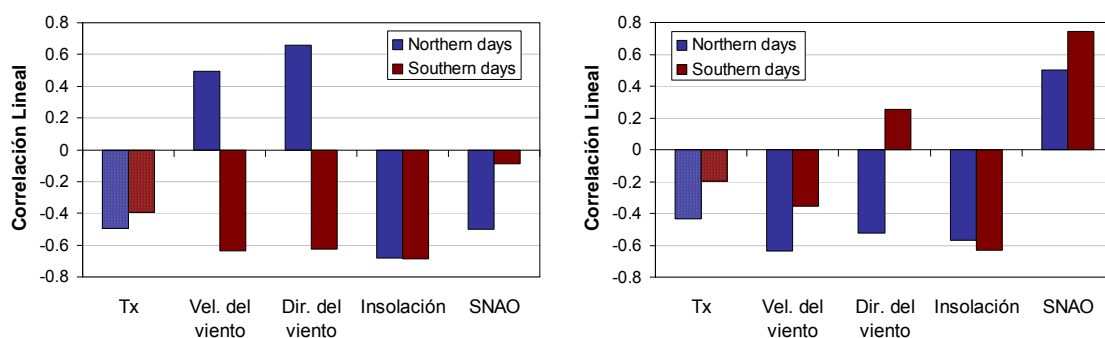


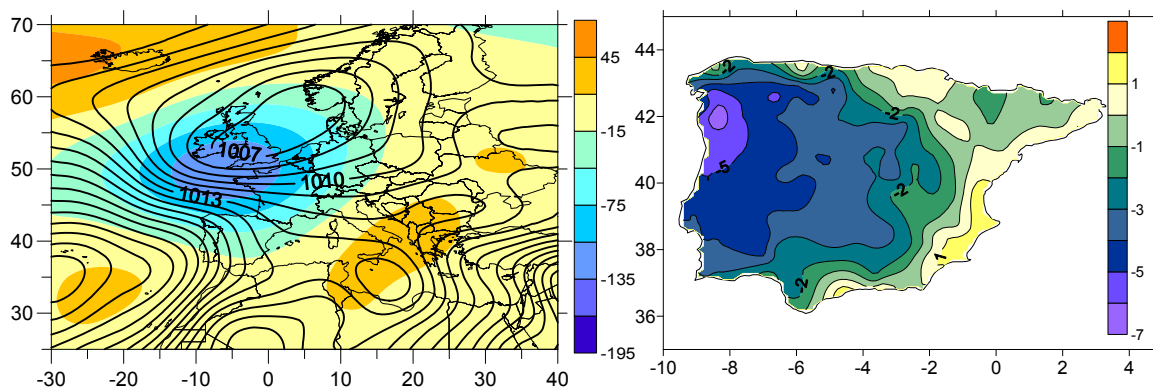
Fig 5.3 Correlaciones obtenidas con el PC1 obtenido del PCA en Ourense (PC1<sub>NW</sub>) (izquierda) y en Valencia (PC1<sub>SE</sub>) (derecha) en los días de norte (en negro) y en los días de sur (en gris)

Para poder interpretar mejor los resultados de los anteriores PCA, se han analizado las situaciones sinópticas ligadas a los dos extremos del primer componente principal (inferiores al percentil 10 y superiores al percentil 90) calculado en Ourense y del correspondiente calculado en Valencia y se ha encontrado lo siguiente:

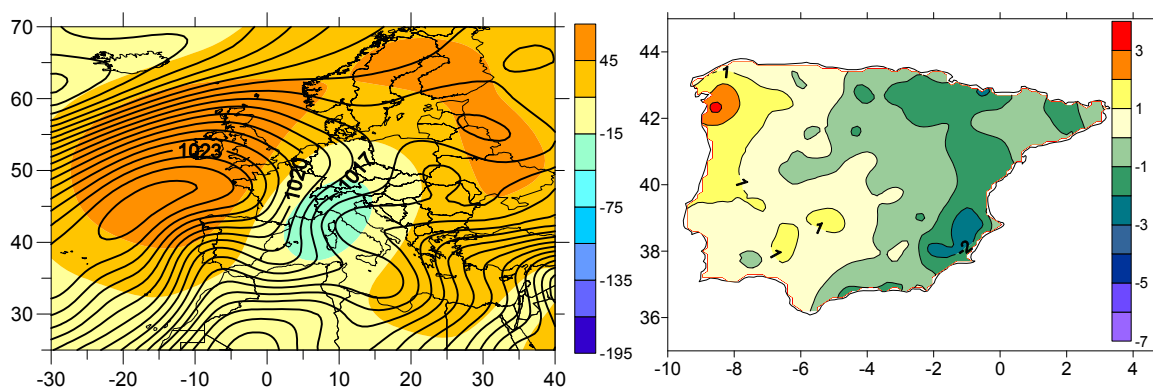
- 1- Las configuraciones sinópticas correspondientes a los valores extremos de ambos componentes principales son muy parecidas en los dos PCAs. En ambos casos, para valores negativos de SNAO cabe esperar flujo de componente NW en toda la PI y flujo de componente este y NE para valores positivos de SNAO.
- 2- En los días con valores negativos de SNAO, puede ocurrir que la zona de bajas presiones del norte de Europa afecte al norte de la PI y en particular a su zona NW (Fig 5.4). En este caso, Galicia queda bajo la influencia de vientos frescos y húmedos del NW que hacen aumentar la nubosidad y disminuir las temperaturas (Fig 5.5). Sin embargo, esta configuración implica la presencia de flujo de componente oeste en Valencia y el SE de la PI, que llega recalentado y seco al cruzar el interior de la península, lo que conlleva un aumento de la insolación y de las temperaturas.
- 3- En los días con valores positivos de SNAO el NW de la PI puede quedar bajo la influencia directa del anticiclón de las Azores situado a mayor latitud, que genera flujo del este, con gran recorrido por el interior de la PI (Fig 5.6), lo que

## SNAO y las temperaturas máximas diarias en los extremos NW y SE de la PI

hace disminuir la nubosidad y aumentar fuertemente las temperaturas, especialmente en el sur de Galicia (Fig 5.7). Sin embargo, esta misma configuración está ligada a la llegada de viento del NE en la zona de Valencia y del SE de la PI, con recorrido marítimo, que conlleva un aumento de la nubosidad, de la humedad relativa y una disminución de la temperatura.



**Fig 5.4** Valores medios de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que  $PC1_{NW} >$  percentil 90  
**Fig 5.5** Anomalías de Tx (°C) para el mismo conjunto de días



**Fig 5.6** Valores medios de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (m) para los días en que  $PC1_{NW} <$  percentil 10  
**Fig 5.7** Anomalías de Tx (°C) para el mismo conjunto de días

De los PCAs calculados con los días de sur no se ha podido relacionar SNAO con las temperaturas máximas ni en Ourense ni en Valencia. El primer componente principal obtenido del PCA para los días de sur en Ourense no ha podido ser relacionado con SNAO y en Valencia no ha podido ser relacionado con las temperaturas máximas (Fig 5.3).

## 5.4 Conclusiones

En resumen, podemos concluir que se han encontrado correlaciones significativas de signo contrario entre SNAO y las Tx de los extremos NW y SE de la PI durante los días de norte, pero no en los días de sur. En los días de norte, la posición del anticiclón de las Azores genera un vínculo más eficaz entre las condiciones presentes en el norte de Europa y las existentes en la PI. Las correlaciones encontradas en el NW son de signo positivo, como las del norte de Europa, mientras que las del SE son negativas, como en Italia, los Balcanes y el SE del continente europeo. Podemos decir, por tanto, que la PI separa el clima afín al norte del Atlántico del clima afín al Mediterráneo por lo que respecta a la relación entre SNAO y las Tx. El mecanismo físico responsable de las correlaciones encontradas en los dos extremos de la PI está relacionado con el régimen de vientos, siendo una de las variables más relevantes la dirección del viento, pues de ella dependerá si el recorrido es marítimo o continental. Se ha encontrado además un comportamiento divergente en las tendencias de las Tx en el periodo 1954-1981, que probablemente, al menos en parte, esté relacionado con la fuerte subida de SNAO en el mismo periodo.

## Referencias

[1] Bladé I, Liebmann B, Fortuny D, Van Oldenborgh GJ (2011) Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1195-x.



SNAO y las temperaturas máximas diarias en los extremos NW y SE de la PI

**El artículo al que hace referencia este capítulo puede consultarse en el siguiente enlace:**

<https://doi.org/10.1007/s00704-015-1547-2>

## Capítulo 6

# 6 Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

### 6.1 Introducción

Las correlaciones con valores diarios entre SNAO y las Tx de los extremos NW y SE de la PI son, en parte, consecuencia de la disposición geográfica contrapuesta de ambas zonas: con el océano Atlántico al oeste en Galicia y el mar Mediterráneo hacia el este en la zona de Valencia. Es lógico en este sentido, encontrar correlaciones de signo contrario entre las Tx y SNAO en dichas zonas. Pero, ¿cabe esperar encontrar una relación entre SNAO y las Tx en otras zonas de la PI a nivel mensual? Esta es una pregunta que tiene mucho sentido, puesto que antes de este trabajo, no se ha podido encontrar ningún estudio que relacione las temperaturas de la PI con SNAO, a parte de las del extremo NW [1]. Para contestar a esta pregunta, se ha procedido a calcular correlaciones entre SNAO y las series temporales correspondientes a los puntos de malla del conjunto de datos de Spain02 con resolución mensual, en distintos periodos. Finalmente se han encontrado correlaciones significativas positivas entre los valores mensuales de SNAO y las Tx de extensas zonas situadas en la mitad norte de la PI durante el periodo 1951-1967. El consiguiente trabajo de investigación ha consistido en intentar resolver las cuestiones siguientes:

- 1- ¿Por qué las correlaciones encontradas en la mitad norte de la PI, sólo aparecen en el periodo 1951-1967? ¿Puede este hecho ser el reflejo de cambios importantes en la circulación atmosférica a gran escala, como por ejemplo la fuerte subida de SNAO de finales de los años 60?
- 1- ¿Pueden estas correlaciones, sugerir una mayor conexión entre la circulación del norte de Europa y las temperaturas del norte de la PI en el periodo 1951-1967?
- 2- ¿Pueden estas correlaciones estar indicando posibles cambios relacionados con otras variables atmosféricas, como, por ejemplo, la dirección e intensidad del viento, la insolación o la transparencia atmosférica?
- 3- ¿Porqué estas correlaciones aparecen a resolución mensual pero no diaria?

## **6.2 Descomposición de las configuraciones sinópticas con valores absolutos elevados del índice SNAO en función del signo de las anomalías de las Tx en la PI y de su distribución espacial**

Para responder a las anteriores cuestiones, se ha diseñado una metodología orientada a buscar los patrones sinópticos que mejor conectan los valores absolutos elevados de SNAO con las temperaturas máximas de la PI. Para ello, se ha calculado previamente un PCA con los datos diarios de entrada siguientes: el índice SNAO, el promedio espacial diario de las Tx en la PI y la Z500 y MSLP de un punto localizado a medio camino entre el centro de acción meridional de SNAO (entre Inglaterra y el sur de Escandinavia) y la PI. Se ha seleccionado este punto situado al sur del centro de acción meridional de SNAO con la idea de que una posible extensión hacia el sur de los sistemas de bajas presiones ligados a la fase negativa de SNAO, podrían ejercer una influencia sobre las temperaturas de la PI, al menos en su mitad norte. La salida de este PCA así lo ha confirmado: el primer EOF (EOF1) corresponde a un patrón atmosférico en el que, en su fase positiva, los sistemas de bajas presiones del norte de Europa alcanzan el norte de la PI, mientras que, en su fase negativa, el anticiclón que afecta al norte de Europa cuando SNAO es positivo también afecta de lleno a la PI. Se ha denominado a este patrón atmosférico como 'CNSNAO' (Cold Negative SNAO, indicando que en este caso cuando SNAO es negativo las temperaturas bajan en buena parte de la PI y lo contrario ocurre cuando SNAO es positivo). La segunda estructura que ha aflorado del PCA (EOF2) es contraria a la anterior (e independiente de esta) en el sentido de que indica una subida de las temperaturas en la PI cuando SNAO es negativo y viceversa, por ello ha sido denominada 'CPSNAO' (Cold Positive SNAO, puesto que las temperaturas bajan en la PI cuando SNAO es positivo y lo contrario ocurre cuando es negativo). Las series temporales correspondientes a las estructuras encontradas (EOF1, EOF2), son los componentes principales PC1 y PC2 que explican el 53,7% y el 27,5%, respectivamente, de la varianza total de las 4 variables de entrada del PCA.

Durante la fase positiva de CNSNAO, SNAO es negativo, estando buena parte de Europa occidental bajo la influencia de una extensa área de bajas presiones. El gradiente de presión existente entre el Anticiclón de las Azores y dicha área de bajas presiones, genera flujo del NW en la PI (Fig 6.1) haciendo bajar las temperaturas sobre todo en el oeste y en la mitad norte y con un efecto más débil, pero de signo contrario en el SE de la PI (Fig 6.5). En la fase negativa de CNSNAO ocurre lo contrario, estando buena parte de Europa y la PI bajo la plena influencia del Anticiclón, que está dispuesto de tal forma que provoca la llegada a Galicia de flujo procedente del este y SE, haciendo por tanto subir significativamente las temperaturas en esta zona, mientras que en el SE de la PI el flujo en superficie llega con componente marítima, moderando las temperaturas. La distribución espacial de las correlaciones entre CNSNAO y las Tx de la PI es consistente con la

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

encontrada entre estas últimas y SNAO (Fig 5.1) aunque con signo contrario, puesto que la correlación entre CNSNAO y SNAO es elevada, pero de signo negativo.

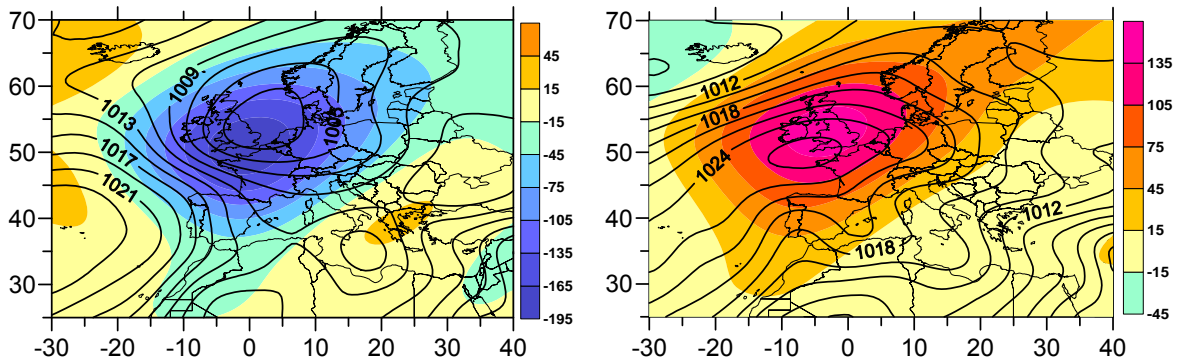


Fig 6.1 (izquierda) MSLP y anomalías de Z500 para los días en que PC1 > percentil 90

Fig 6.2 (derecha) MSLP y anomalías de Z500 para los días en que PC1 < percentil 10

La fase positiva de CPSNAO se caracteriza por la formación de una bolsa de aire frío en niveles altos centrada aproximadamente sobre el Golfo de León, con entrada de viento de componente norte en superficie, especialmente en el este y NE de la PI (Fig 6.3) que hace bajar las temperaturas en el este de la PI (Fig 6.6). La llegada hacia el sur del aire frío es una consecuencia del bloqueo existente en latitudes altas debido a la extensión del anticiclón hacia la península Escandinava en condiciones de SNAO positivo. En la fase negativa de CPSNAO, SNAO es negativo y el norte de Europa está bajo el dominio de las bajas presiones; sin embargo, en este caso la zona de bajas presiones está dispuesta de una forma mucho más zonal (en relación a la fase positiva de CNSNAO), es decir, siguiendo los paralelos y no alcanzando por tanto las latitudes de la PI, que queda ahora bajo la influencia del Anticiclón de las Azores (Fig 6.4).

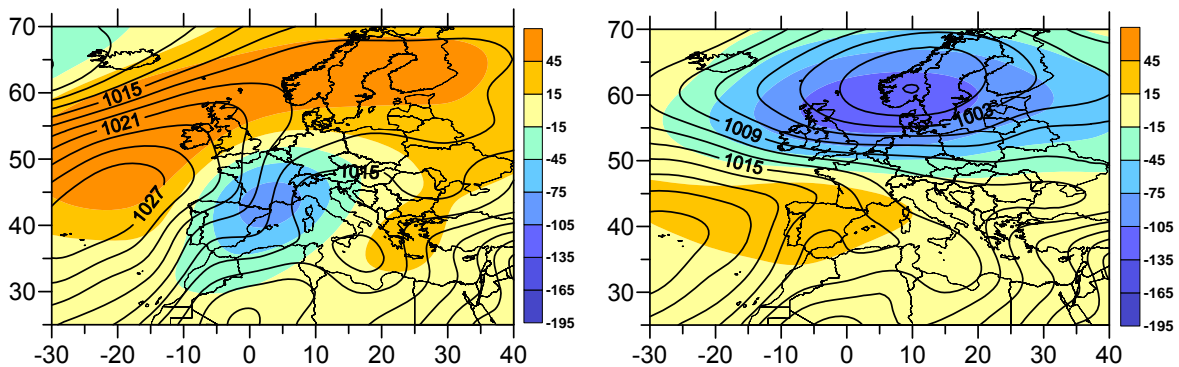


Fig 6.3 (izquierda) MSLP y anomalías de Z500 para los días en que PC2 > percentil 90

Fig 6.4 (derecha) MSLP y anomalías de Z500 para los días en que PC2 < percentil 10

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

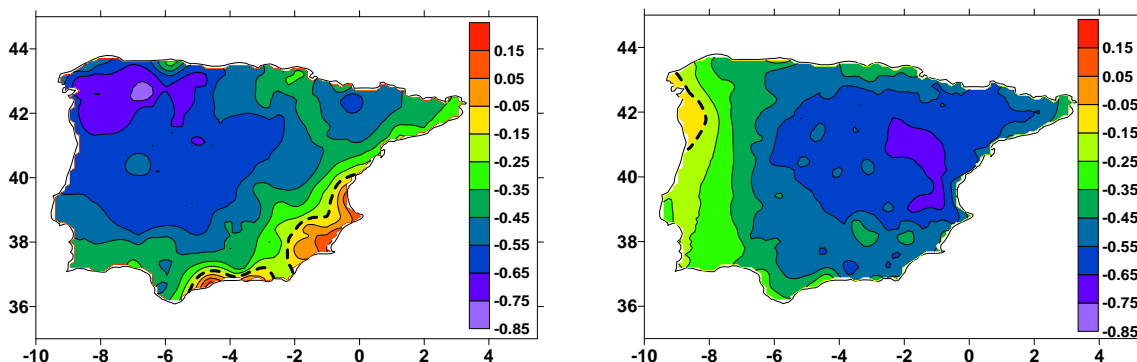


Fig 6.5 (izquierda) Distribución espacial de las correlaciones entre PC1 y las Tx de Spain02 (1950-2006)

Fig 6.6 (derecha) Distribución espacial de las correlaciones entre PC2 y las Tx de Spain02 (1950-2006)

Las líneas disontínuas indican el límite de la significancia > 99% (valores diarios)

Hay que remarcar el hecho de que los cuatro patrones sinópticos encontrados correspondientes a los valores extremos de CNSNAO y CPSNAO están ligados a importantes anomalías en las temperaturas máximas de la PI en condiciones de elevados valores absolutos de SNAO (Tabla 6.1). Así, cuando SNAO es fuertemente positivo pueden producirse importantes descensos en la temperatura especialmente en el este de la PI, si la situación sinóptica corresponde a la fase positiva de CPSNAO, o, por el contrario, pueden subir las temperaturas en el oeste y NW si la situación corresponde a la fase negativa de CNSNAO. Si SNAO es negativa, pueden bajar las temperaturas en la mitad norte y oeste de la PI si la situación corresponde a la fase positiva de CNSNAO o, por el contrario, pueden subir especialmente en la mitad este si corresponde a la fase negativa de CPSNAO.

Tabla 6.1- Anomalías en las Tx por zonas de la PI

		Este	Oeste	NW	SE
SNAO < 0	CNSNAO > 0	↓	↓↓	↓↓	→
	CPSNAO < 0	↑↑	↑	→	↑↑
SNAO > 0	CPSNAO > 0	↓↓	↓	→	↓↓
	CNSNAO < 0	↑	↑↑	↑↑	→

Aunque en la fase positiva de CPSNAO las anomalías de las temperaturas máximas son negativas en la PI y en el sur de Europa, lo contrario ocurre en el norte de Europa, como era de esperar con valores positivos de SNAO (Fig 6.7). En la fase positiva de CNSNAO, las anomalías negativas del norte de Europa se extienden hacia el norte de la PI, aunque en el sudeste del continente, las anomalías son positivas (Fig 6.8). Los patrones de anomalías en las fases negativas de CPSNAO y CNSNAO son prácticamente opuestos a los anteriores, con la diferencia de que las anomalías positivas más importantes en la fase negativa de CNSNAO, se distribuyen en el oeste de la PI (no en el norte).

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

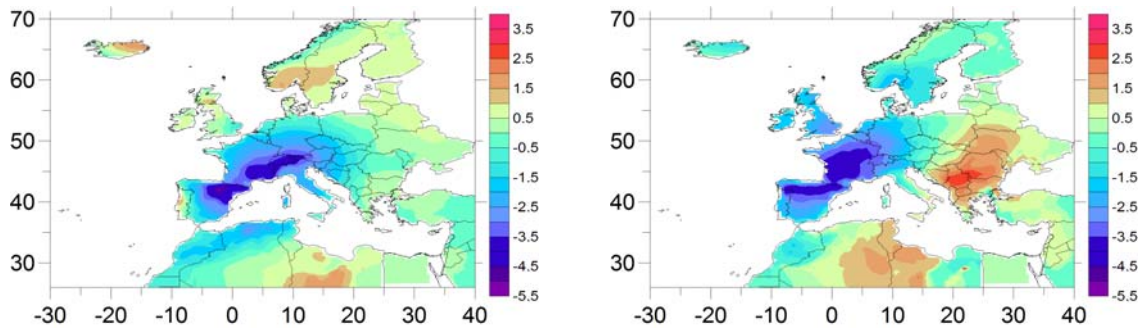


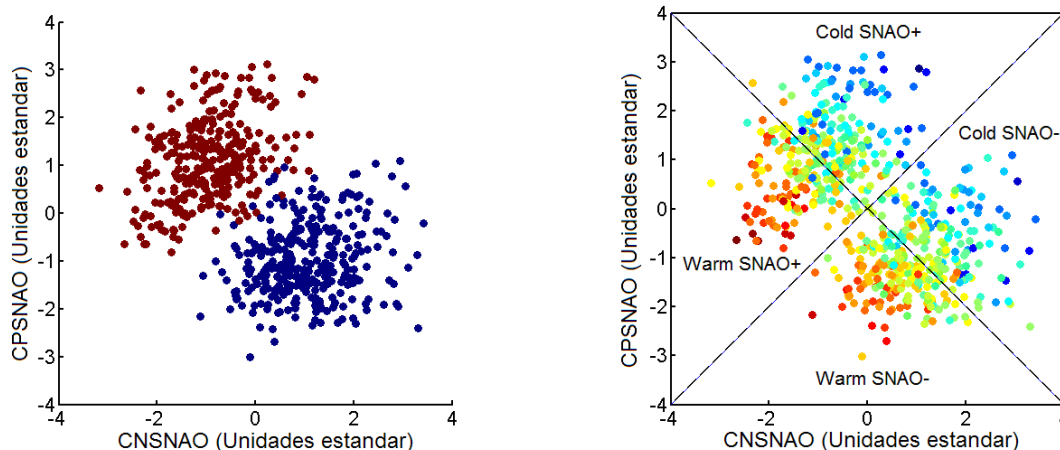
Fig 6.7 (izquierda) Anomalías de las Tx para los días en que CPSNAO > 1 desviación típica (1950-2006)

Fig 6.8 (derecha) Anomalías de las Tx para los días en que CNSNAO > 1 desviación típica (1950-2006)

Si bien el lóbulo meridional de SNAO representa un único patrón espacial definido a partir de las anomalías medias de presión que se pueden encontrar en el Atlántico Norte cuando SNAO tiene elevados valores absolutos (equivalente al mapa de la Fig 2.2), aquí se propone la idea de no darle tanta importancia a la configuración media y prestar más atención a las principales formas posibles en las que se pueden mostrar diariamente no sólo las distribuciones de presión a nivel del mar, sino también las correspondientes topografías de 500 hPa, de las que dependerán las distribuciones de anomalías térmicas en la superficie. Varias configuraciones sinópticas son las que se pueden encontrar para valores absolutos elevados de SNAO, pero en este trabajo se han resumido en 4 tipos, en función de las 4 posibles combinaciones entre las fases positivas y negativas de los índices CNSNAO y CPSNAO (Fig 6.9 y Fig 6.10). Esta nueva forma de interpretación de SNAO aporta muchos beneficios, puesto que según cómo se exprese SNAO en un día determinado, se podrá prever en qué zonas de la PI será probable una subida de las temperaturas y en qué zonas ocurrirá lo contrario.

Se han podido dividir, por tanto, las situaciones sinópticas correspondientes a las fases positiva y negativa de SNAO en cuatro configuraciones bien diferenciadas (las fases positivas y negativas de CNSNAO y CPSNAO), estando cada una de las cuales ligada a anomalías bien marcadas en las Tx de distintas zonas de la PI. El estudio de la evolución en el tiempo de las frecuencias con las que se han manifestado dichos patrones atmosféricos, nos ha permitido determinar si dicha evolución temporal ha podido quedar reflejada en las tendencias de temperatura de diversas regiones de la Península Ibérica.

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO



**Fig 6.9** Distribución para valores absolutos de SNAO > 1 desviación estándar, mostrando el signo de SNAO (positivo en marrón y negativo en azul)

**Fig 6.10** Lo mismo, pero mostrando en este caso, el promedio espacial de las anomalías de las Tx en la Península Ibérica (positivas en rojo y negativas en azul)

### 6.2.1 Estudio de la evolución temporal de los índices CNSNAO y CPSNAO a lo largo de la segunda mitad del siglo XX y su relación con la evolución de las temperaturas de la PI

Después de calcular los índices CNSNAO y CPSNAO mediante la metodología expuesta en el apartado 4.7, se ha podido comprobar que sus respectivas evoluciones temporales han sido muy distintas. Por otro lado, puesto que estamos interesados en determinar la persistencia o frecuencia con la que se han dado los correspondientes patrones sinópticos, a partir de ahora se ha trabajado con los promedios mensuales y se ha detectado que mientras que CNSNAO experimentó valores muy altos desde 1950 hasta aproximadamente el año 1967 (periodo con valores muy negativos de SNAO) (Fig 6.11), el índice CPSNAO mostró sus valores más altos durante los años 70 y principios de los 80 (periodo con valores muy positivos de SNAO) (Fig 6.12). De la distinta evolución temporal de dichos índices, se podría esperar un comportamiento diferencial en las temperaturas de algunas regiones de la PI respecto de otras.

Como se puede observar en los correspondientes mapas de correlación (Fig 6.5 y Fig 6.6), son pocas las regiones de la PI que queden al margen de los efectos de las variaciones de los índices CNSNAO y CPSNAO. Por ejemplo, la zona centro está influida por los dos índices con una intensidad parecida, lo que significa que la transición de un periodo con valores altos de CNSNAO (1950-1967) hacia otro con valores altos de CPSNAO (años 70 y primeros de los 80) no va a implicar grandes variaciones de temperatura, puesto que ambos índices influirán en el mismo sentido: mantener las temperaturas máximas en niveles relativamente bajos. Sin embargo, esto no ocurre en los extremos NW y SE. Las Tx del NW están bajo la máxima influencia de CNSNAO pero la influencia de CPSNAO es

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

escasa. En el SE ocurre lo contrario. Esto hace que los extremos NW y SE de la PI sean los lugares en que quede mejor reflejada la transición de los fuertes valores positivos de CNSNAO (y negativos de SNAO) del periodo 1950-1967 a los valores negativos de CNSNAO y positivos de CPSNAO (y positivos de SNAO) de los años 70 y 80. Esta transición se detecta como una subida de las Tx en el NW (Fig 6.11) y como una bajada en las Tx del SE (Fig 6.12).

Hemos llegado por tanto a un resultado que es consistente con el encontrado en el apartado 5.2, esto es, de la fuerte subida de SNAO de finales de los años 60 se deriva una subida en las Tx del NW y una bajada en las Tx del SE de la PI. Sin embargo, de la variación temporal de los índices CNSNAO y CPSNAO se pueden esperar otras consecuencias muy interesantes.

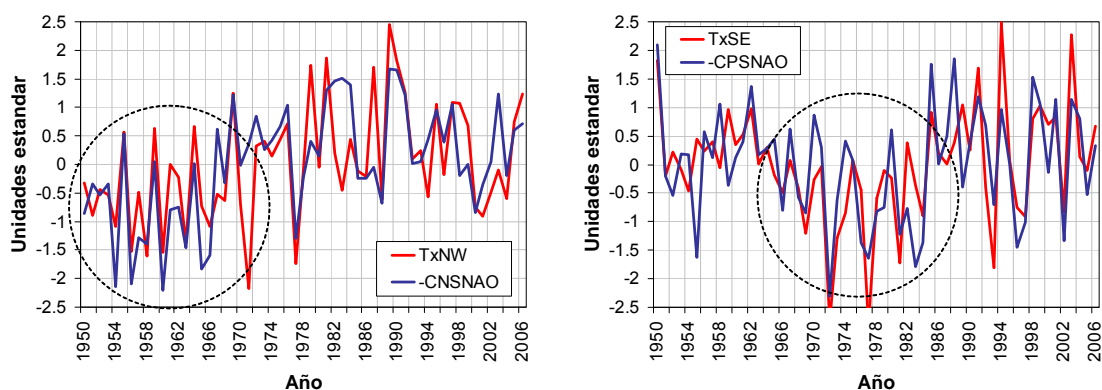


Fig 6.11 (izquierda) Temperaturas máximas en el NW de la PI y CNSNAO cambiado de signo ( $r = 0,7 >99\%$ )

Fig 6.12 (derecha) Temperaturas máximas en el SE de la PI y CPSNAO cambiado de signo ( $r = 0,69 >99\%$ )

### 6.2.2 Las correlaciones entre SNAO y las Tx del norte de la PI en el periodo 1951-1967

Los valores de SNAO fueron en general muy negativos en el periodo entre 1950 y 1967, pero con una elevada variabilidad interanual y entre meses consecutivos; es decir, no se dio el caso en que SNAO presentara valores uniformemente negativos durante todos los veranos de este periodo, sino más bien lo contrario: se alternaron meses con valores muy negativos de SNAO con otros con valores positivos. Los valores negativos de SNAO y su variabilidad mensual se reflejan en meses con valores muy elevados de CNSNAO durante este periodo (mucho mayores que en el resto de la segunda mitad del siglo XX) alternados con meses con valores menos elevados o negativos. Esta variabilidad queda reflejada al analizar las correlaciones mensuales entre CNSNAO y las Tx de la PI (Fig 6.13), siendo en el norte de la PI donde dicho índice tuvo más influencia en este periodo, en el que, por otra parte, las variaciones mensuales de CPSNAO no generaron correlaciones significativas con las Tx de la PI.

Todo parece indicar que en el periodo 1950-1967, los patrones sinópticos relacionados con valores negativos de SNAO (que fueron los más habituales) fueron con mucha frecuencia,



## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

del tipo CNSNAO +, asociados a la exposición en la mitad norte de la PI, a flujo del norte y NW y con la presencia de aire frío en niveles altos (Fig 6.1), lo que causaría una bajada de las temperaturas máximas en esa zona. En los meses con valores menos negativos de CNSNAO o positivos, la PI estaría bajo la influencia del anticiclón, por lo que se cortaría el flujo del norte y subirían las temperaturas en el norte de la PI. Esto explica las correlaciones negativas encontradas entre CNSNAO y las Tx del norte de la PI en este periodo. El flujo de componente norte causa un descenso de las temperaturas más importante en la parte norte de la PI, ya que las condiciones físicas del aire cambian considerablemente al viajar de norte a sur por encima de un terreno relativamente árido en las condiciones de la intensa insolación veraniega, aumentado su temperatura, de ahí que las correlaciones obtenidas sean menos importantes en el sur de la PI. Por otro lado, del hecho de que los patrones sinópticos de SNAO negativo en este periodo fuesen con mucha frecuencia del tipo CNSNAO+, se deriva que la distribución espacial de las correlaciones entre las Tx de la PI y SNAO debería ser parecida a la obtenida con CNSNAO, como se ha podido comprobar (Fig 6.12).

A finales de los años 60 el índice SNAO subió de una forma muy importante, y como consecuencia, aumentó significativamente la frecuencia del patrón sinóptico CPSNAO+. Dicho patrón sinóptico está ligado a bloqueos en latitudes altas asociados a valores elevados de SNAO, que prácticamente no tuvieron lugar en el periodo 1950-1967. Por otro lado, se ha comprobado que la transición de la prevalencia del patrón CNSNAO+ hacia el CPSNAO+ está relacionada con una traslación hacia el este de las advecciones de aire frío en los años 70 y primeros de los 80 con respecto al periodo 1950-1967. Así en el este de la PI, se ha encontrado que los días más fríos ( $T_x < \text{percentil } 10$ ) del periodo 1968-1985 fueron del orden de 2º C más fríos que los correspondientes días más fríos del periodo 1950-1967, cosa que no tuvo lugar en la parte oeste.

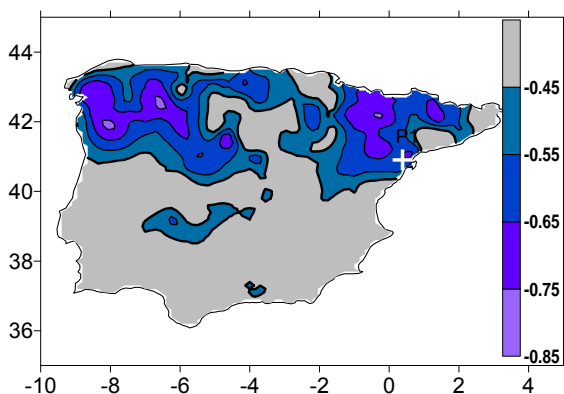


Fig 6.13 (izquierda) Correlaciones con valores mensuales entre CNSNAO y las Tx de Spain02 (1951-1967) (>99%)

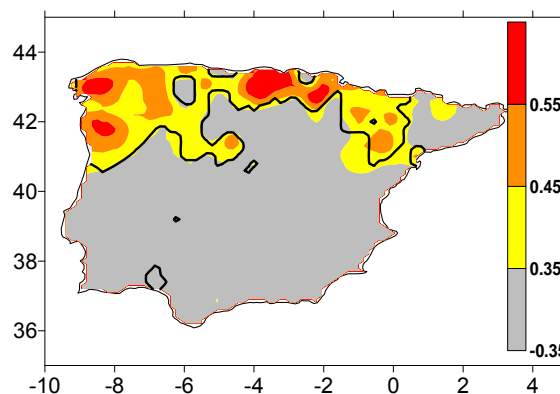


Fig 6.14 (derecha) Correlaciones con valores mensuales entre SNAO y las Tx de Spain02 (1951-1967) (>95%)

Otro importante resultado que se ha podido obtener gracias a la información contenida en la evolución temporal de los índices CNSNAO y CPSNAO es la constatación de un fuerte aumento de la frecuencia de patrones anticiclónicos desde finales de los años 80, lo que coincide con los resultados obtenidos por Xoplaki et al. [2] y Kyselý [3] para la Europa mediterránea. Mientras en el periodo 1950-1967 las temperaturas del norte de la

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

PI estaban siendo moderadas por la elevada frecuencia del patrón sinóptico CNSNAO+, y durante los años 70 y principios de los 80 la elevada frecuencia del patrón CPSNAO+ moderaba las del este de la PI, desde finales de los 80, se produjo un fuerte aumento de las fases negativas de ambos índices (las fases anticiclónicas cálidas), hecho que contribuyó en gran medida al aumento registrado en las Tx de la PI en las dos últimas décadas del siglo XX.

### **6.2.3 Relación entre el índice CNSNAO y el gradiente de presión en la PI, con el viento de componente norte y con la intensidad del gradiente meridional de temperatura en la PI**

En el patrón sinóptico correspondiente a la fase positiva de CNSNAO, el dipolo formado por el anticiclón de las Azores y la zona de bajas presiones del mar del Norte genera un gradiente de presión al que la PI queda expuesta, y en particular su mitad norte. Debido a la posición sobre el Atlántico del anticiclón, hay en estas condiciones una importante bajada de presión desde el oeste de la PI hacia el Mediterráneo, es decir, una considerable componente del gradiente de presión apuntando hacia el oeste. Se ha investigado la correlación entre dicha componente y el índice CNSNAO. Se ha calculado esta componente restando las presiones de dos puntos situados en el mismo paralelo de 40°N, en particular los puntos P1(40°N 12,5°W) y P2(40°N 0°E), y se ha encontrado una importante correlación entre P1-P2 y CNSNAO ( $r = 0,66 >99\%$ ) para el periodo 1948-2012. Así, cuando la fase positiva de CNSNAO se manifiesta con intensidad, la PI queda expuesta a una importante componente este-oeste del gradiente de presión, de la que se deben derivar necesariamente al menos dos cosas: la primera es un aumento del flujo de componente norte que debe poder ser observado en forma de un incremento de la frecuencia de vientos de componente norte en algunos observatorios situados en la mitad norte de la PI. La segunda, es una disminución de las temperaturas máximas del norte de la PI con respecto a las del sur; es decir, debe poder ser detectado en estas condiciones, un aumento de la componente latitudinal del gradiente de temperaturas máximas a lo largo de la PI en sentido norte-sur.

Por su privilegiada situación geográfica en el tramo final del Valle del Ebro y por su dilatada historia siendo referencia en cuanto a la observación de una gran variedad de variables geofísicas en general y meteorológicas en particular, las series de observación del viento registradas en el Observatorio del Ebro son unas magníficas candidatas para poner a prueba la hipótesis del aumento de frecuencia del viento de componente norte en condiciones de elevados valores positivos del índice CNSNAO de los años 50 hasta finales de los 60. En este sentido, cabe preguntarse si los elevados promedios mensuales de CNSNAO que se dieron en el periodo 1950-1967, sin parangón, por otra parte, en el resto de la segunda parte del siglo XX, han quedado reflejados en un aumento de la frecuencia de los vientos de componente norte registrados en dicho observatorio. Para evaluar esta hipótesis, se ha calculado el recorrido mensual del viento de componente norte (incluyendo todos los días, tanto días de norte como días de sur) en dos periodos

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

bien diferenciados: durante 1950-1966 y desde 1967-2006, habiendo encontrado para el primero, un recorrido un 11% mayor que en el segundo. También se ha calculado el recorrido mensual del viento de componente norte para los días de norte y se ha encontrado una correlación con CNSNAO de  $r = 0,61$  (>99%) y  $r = 0,37$  (>99%) en el primer y segundo periodos respectivamente. Pero quizás lo más interesante es la gran relación encontrada entre el viento de componente norte y SNAO en el primer periodo ( $r = -0,46$  >99%) y nula en el segundo periodo, lo que es coherente con lo expuesto hasta ahora: que desde 1950 hasta finales de los 60, el índice SNAO afectó significativamente a las condiciones atmosféricas del norte de la PI, y que se expresó mayoritariamente en patrones sinópticos del tipo CNSNAO +.

Para poner a prueba la hipótesis del aumento del gradiente latitudinal de las temperaturas máximas a lo largo de la PI en condiciones de elevados valores de CNSNAO, se ha calculado el promedio espacial de las Tx de todos los puntos de malla de Spain02 al norte del paralelo 42°N (TxN) y lo mismo se ha hecho con los situados al sur (TxS). Se ha podido estimar el gradiente latitudinal de temperatura en la PI con la diferencia (TxS-TxN) y se ha encontrado una elevada correlación entre dicha diferencia y el gradiente longitudinal de presión P1-P2 de  $r = 0,68$  (>99%) en el periodo 1950-2007. Esto es lo que se podía esperar; sin embargo, se ha encontrado algo mucho más interesante: un descenso abrupto de la diferencia de presión hacia finales de los años 60 y un descenso simultáneo del gradiente latitudinal TxS-TxN en la PI (Fig 6.15). Este salto detectado a finales de los años 60, coincide con la brusca subida de SNAO y con la consiguiente bajada de CNSNAO. Hay que hacer notar, sin embargo, que a pesar de que el índice SNAO ha regresado a valores negativos en el siglo XXI [1], ni el índice CNSNAO ni el gradiente P1-P2 han vuelto a alcanzar niveles parecidos a los del periodo 1950-1967, como tampoco lo han hecho los valores del gradiente latitudinal TxS-TxN. Esto sugiere que algo cambió en la circulación atmosférica hacia finales de los años 60 y que dicho cambio, al menos hasta principios del siglo XXI no ha sido revertido. En la mayor parte de los veranos del siglo XXI con valores de SNAO negativo, las zonas de bajas presiones del norte de Europa se han dispuesto más de forma zonal que meridiana, es decir, los valores negativos de SNAO se han expresado con mucha mayor frecuencia en forma del patrón sinóptico CPSNAO- que CNSNAO+, lo que ha implicado para la PI, quedar bajo la plena influencia del anticiclón de las Azores en veranos en los que las lluvias han sido muy persistentes en las islas británicas.

El gráfico de la figura 6.15 nos indica que durante el periodo 1950-1967, el norte de la PI estaba expuesto con frecuencia a flujo de componente norte que mantenía las temperaturas máximas en niveles relativamente bajos, gracias a la extensión hacia el sur de las bajas presiones centradas alrededor del mar del Norte, es decir, gracias a los elevados valores positivos de CNSNAO. Así, la diferencia entre las temperaturas de la parte norte de la PI con respecto a la parte sur fueron un 10% mayores en este periodo. Cabría preguntarse cómo eran las cosas en la primera mitad del siglo XX o en los siglos anteriores, cuando SNAO se mantuvo en valores negativos con mucha frecuencia [4].

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

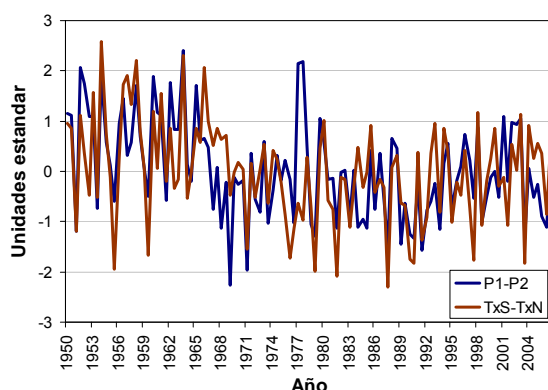


Fig 6.15 Diferencia entre las Tx del sur y el norte de la PI, según el paralelo 42°N (rojo) y diferencia de presión entre los puntos P1(40°N 12.5°W) y P2(40°N 0°E)

### 6.3 Relación entre SNAO y la insolación estival en la PI

En la Península Ibérica, las temperaturas máximas en verano están positivamente correlacionadas con la insolación (horas de sol) e inversamente con la nubosidad [5]. Durante los años 60, la insolación estival en la PI fue la mayor registrada en toda la segunda parte del siglo XX [6] (al menos a partir de 1960), a pesar de que, en dicho periodo, las temperaturas máximas fueron mucho menores que en las últimas décadas del siglo, donde los efectos del cambio climático ya se hicieron notar de forma evidente. Como se ha indicado anteriormente, desde finales de los años 80, se ha detectado un importante aumento de frecuencia de las condiciones anticiclónicas sobre la PI, de lo que se deriva un aumento de las temperaturas. Sin embargo, no deja de resultar paradójico que, a pesar de las frecuentes condiciones anticiclónicas, los valores de insolación fuesen menores durante los años 90 que los registrados durante los años 60.

Los valores negativos de SNAO, tan habituales hasta finales de los años 60, y los elevados valores positivos de CNSNAO registrados en este periodo, junto con el elevado gradiente de presión apuntando al oeste de la PI (Fig 6.15) y una mayor frecuencia de días de norte (un 21% mayor que durante el periodo 1968-2006), además de contribuir a un aumento de frecuencia del viento de componente norte, con un enfriamiento de la parte norte de la PI con relación a su parte sur, probablemente contribuyó también a un aumento de la insolación promedio sobre la PI por la consiguiente disminución de las intrusiones de aire sahariano, y de los aerosoles a ellas asociados. Estos aerosoles son minúsculas partículas arrastradas por el viento desde el desierto del Sahara y contribuyen a una disminución de la transparencia atmosférica. Por otro lado, las correlaciones significativas (> 95%) de signo negativo encontradas entre los valores mensuales de la nubosidad total (TCC, obtenida del reanálisis de NCEP/NCAR) y CNSNAO sobre gran parte de la PI en el periodo (1951-1967) (Fig 6.16) están sugiriendo también un aumento de la insolación ligado al aumento de CNSNAO.

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

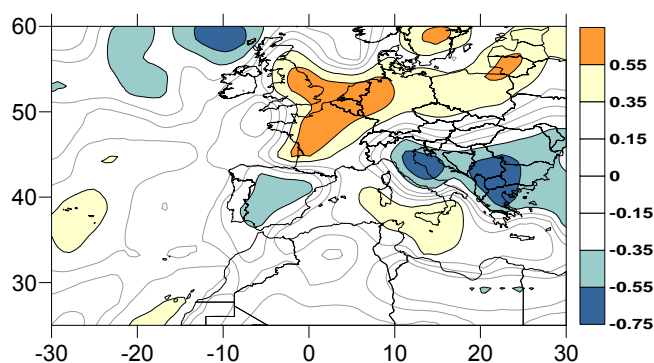


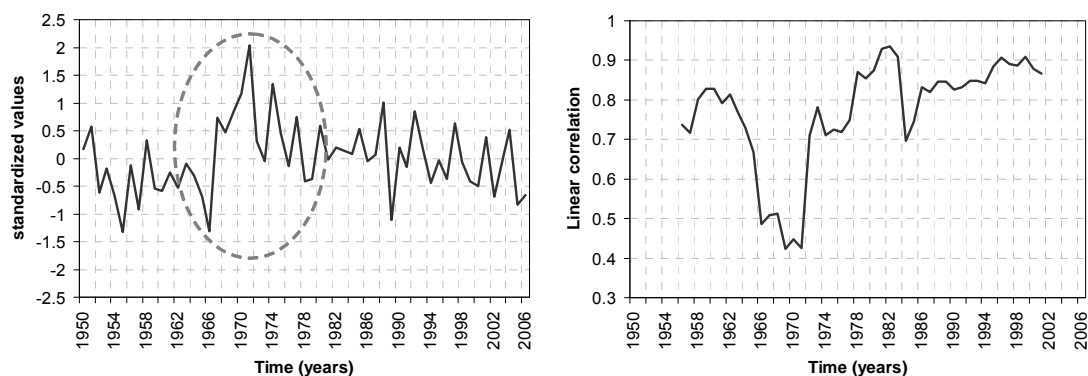
Fig 6.16 Correlaciones entre TCC y CNSNAO (1951-1967) (en color si la significancia >95%)

### 6.4 La anomalía térmica de finales de los años 60

Usando los promedios bimensuales (julio y agosto) de los índices CNSNAO y CPSNAO como variables independientes (*predictors*) y los correspondientes a TxSpain02 como variable dependiente (*predictand*) se ha calculado una regresión lineal con el objetivo de determinar qué parte de la varianza de las temperaturas máximas de la PI puede ser explicada a partir de dichos índices. Hay que recalcar que CNSNAO y CPSNAO han sido calculados a partir de un PCA que tenía la información de TxSpain02, por lo que es de esperar que la varianza explicada no sea baja. Dicho de otro modo, tanto CNSNAO como CPSNAO están relacionados con patrones atmosféricos en los que la distribución espacial adoptada por la superficies isobáricas y la topografía de 500 hPa, apunta a anomalías significativas en las Tx de la PI. Pues bien, la correlación obtenida para el periodo completo es  $r = 0,78$  (>99%), un resultado muy significativo, cosa que era de esperar. Sin embargo, se ha podido observar que los valores obtenidos de la regresión son significativamente más altos que TxSpain02 (hasta +2°C) en el periodo que va desde finales de los años 60 hasta principios de los 70 (Fig 6.17). Se ha encontrado además, que en dicho periodo, la correlación (calculada con una media móvil con una ventana de 12 años) entre la regresión y TxSpain02 muestra una acusada discontinuidad (Fig 6.18), además, la correlación calculada con los datos desde 1950 hasta 2006 después de eliminar el sub-periodo (1966-1971) alcanza un valor de  $r = 0,85$  (>99%). Así, sin tener en cuenta el periodo (1966-1971), los índices CNSNAO y CPSNAO ayudan a explicar cerca de un 70% de la varianza de las Tx de la PI en los días de norte.

La sincronización de dicha discontinuidad con el *timing* de la GSA (*Great Salinity Anomaly*) es evidente, lo que sugiere que los intercambios de calor entre el océano y la atmósfera, pueden ser responsables de que a finales de los 60 y principios de los 70, las temperaturas máximas en la PI fuesen más bajas de lo que cabría esperar a partir de la información obtenida de la circulación atmosférica.

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO



**Fig 6.17** (izquierda) Diferencia entre la regresión y TxSpain02

**Fig 6.18** (derecha) Correlación entre TxSpain02 y la regresión (ventana móvil de 12 años)

## 6.5 Conclusiones

Los elevados valores absolutos de SNAO de un día determinado, no sólo se relacionan con el tipo de tiempo en el norte de Europa, sino que, además, en función de cómo se distribuyen las anomalías de presión en superficie y de la topografía de 500 hPa, se puede prever qué tipo de tiempo se puede esperar en zonas situadas tan al sur, como la PI. De esta forma, los días con elevados valores absolutos de SNAO se pueden clasificar en cuatro tipos de tiempo enfocados a las anomalías en las Tx en la PI. Estos tipos de tiempo pueden ser cuantificados con los índices CNSNAO y CPSNAO, que están correlacionados con SNAO en sentido negativo y positivo respectivamente. El índice CNSNAO indica la intensidad de una forma de variabilidad en la que las anomalías de las temperaturas máximas de la PI tienen el mismo signo que SNAO, mientras que la variabilidad ligada al índice CPSNAO corresponde a anomalías de las temperaturas máximas de la PI que tienen signo contrario a SNAO.

Los elevados valores de CNSNAO (SNAO negativo) de los años 50 y 60 contribuyeron a hacer bajar las Tx en el NW de la PI, mientras que los elevados valores de CPSNAO (SNAO positivo) de los años 70 y principios de los 80, contribuyeron a hacer bajar las Tx en el SE de la PI.

Durante los años 50 y hasta finales de los 60, debido a los valores fuertemente negativos de SNAO, y en particular de los valores elevados del índice CNSNAO, la PI estuvo expuesta, en promedio, a un flujo de componente norte mayor de lo habitual, lo que se tradujo en un enfriamiento de la mitad norte de la PI respecto de la mitad sur. En este periodo, el gradiente de temperaturas máximas en sentido norte-sur, alcanzó valores nunca más alcanzados en las décadas siguientes del siglo XX. Este flujo de componente norte reforzado, hizo bajar la frecuencia de situaciones sinópticas con flujo del sur, lo que, a su vez, redujo probablemente la frecuencia de intrusiones de aire sahariano, contribuyendo por tanto a una mayor transparencia atmosférica. Esto contribuye a explicar los elevados valores de insolación en los veranos de los años 60, mayores incluso que en las últimas décadas, ya bajo el pleno dominio del cambio climático y con el

## Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

consiguiente predominio de las condiciones anticiclónicas. Así, el mayor flujo de componente norte debido al desplazamiento al oeste del Anticiclón de las Azores hizo compatible un aumento de la insolación con unas temperaturas máximas relativamente bajas.

Durante los años 70 y principios de los 80, debido a los elevados valores de CPSNAO, las advecciones frías estuvieron mucho más enfocadas al NE de la PI que al NW. Los días más fríos en el periodo 1968-1985 (aquellos en los que las Tx fueron inferiores al percentil 10) fueron del orden de 2 °C más fríos en la mitad este de los que lo fueron en el periodo 1050-1967, cosa que no ocurrió en la mitad oeste.

Las correlaciones encontradas entre SNAO y las Tx del norte de la PI con datos mensuales en el periodo 1951-1967 se pueden explicar por la elevada frecuencia con la que las bajas presiones del norte de Europa se extendieron hacia el sur, como indica la elevada frecuencia que mostró la fase positiva de CNSNAO en este periodo. Estas correlaciones aparecen con datos mensuales debido a la fuerte variabilidad de SNAO y CNSNAO entre los meses de este periodo y a su persistencia a nivel intramensual. Así, fueron habituales los meses con una clara prevalencia de días con valores negativos de SNAO y meses en los que ocurrió lo contrario. Esta persistencia en las anomalías de SNAO probablemente se deba a su relación con la SST del Atlántico Norte.

## Referencias

- [1] Bladé I, Liebmann B, Fortuny D, Van Oldenborgh GJ (2011) Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in theMediterranean region. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1195-x.
- [2] Xoplaki E, González-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H (2003) Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim. Dyn.* 20, 723–739. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-003-0304-x>.
- [3] Kyselý J (2002) Temporal fluctuations in heat waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901–1997, and their relationships to atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 22, 33-50. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.720>.
- [4] Linderholm HW, Folland CK, Hurrell JW (2007) Reconstructing Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability over the last few centuries. *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 6: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2007, May 3rd – 6th 2007, Riga, Latvia. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 08/05, Potsdam, 6 –13.
- [5] Sánchez-Lorenzo A, Sigró A, Calbo J, Martín-Vide J, Brunet M, Aguilar E, Brunetti M (2008) Efectos de la nubosidad e insolación en las temperaturas recientes de España, in: Sigró, J., Brunet, M., Aguilar, E. (Eds.), *Cambio Climático Regional y Sus Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC). Serie A, nº 6, 273-284. ISBN 978-84-612-6051-5.
- [6] Sánchez-Lorenzo A, Martín-Vide J, Calbo J, Brunetti M, Querol X (2008) Tendencias de la insolación estival en la Península Ibérica y sus posibles conexiones tropicales, in: Sigró, J., Brunet, M., Aguilar, E. (Eds.), *Cambio Climático Regional y sus Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC). Serie A, nº 6, 261-271. ISBN 978-84-612-6051-5.



Descomposición de SNAO en dos índices orientados a la variabilidad térmica de la PI: CNSNAO y CPSNAO

**El artículo al que hace referencia este capítulo puede consultarse en el siguiente enlace:**

<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.006>

## Capítulo 7

### 7 Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

#### 7.1 Introducción

Se ha detectado que, en las últimas décadas del siglo XX, las temperaturas máximas y la DTR de la zona del Observatorio del Ebro fueron significativamente mayores a las registradas en el Observatorio de Valencia. Sin embargo, esto no ocurría en los años 50 y 60 en los que los regímenes termométricos de ambos observatorios mostraron una mayor convergencia. ¿Podría haber una relación entre este cambio en la evolución de las Tx y DTR a nivel regional con los cambios de la circulación atmosférica que se dieron a partir de finales de los años 60 a escala del Hemisferio Norte? ¿Podría la importante subida de SNAO de finales de los años 60 desempeñar un papel relevante en este proceso?

#### 7.2 Búsqueda de patrones sinópticos ligados a una gran divergencia entre las Tx y DTR del OE y las del SE de la PI

Se ha diseñado un PCA con una mezcla de determinadas variables locales de dos observatorios (el Observatorio del Ebro y el Observatorio de Valencia) correspondientes a los días de norte, junto con variables obtenidas del reanálisis NCEP/NCAR con el objetivo de encontrar patrones sinópticos en los que hay una diferencia importante entre las Tx y DTR del OE con respecto a las correspondientes del litoral SE de la PI. Se han seleccionado los días de norte porque se ha podido comprobar que es en estos días en los que las diferencias termométricas entre ambos observatorios pueden ser más elevadas. Esto es así porque, de nuevo, como en el caso del comportamiento diferencial de las Tx del NW de la PI y las Tx del SE con respecto a SNAO, la posición geográfica de los observatorios es crucial para poder explicar cómo una misma configuración sinóptica puede generar anomalías tan distintas en las temperaturas máximas de ambas regiones. En este caso en particular, y a pesar de la proximidad de ambos observatorios (alrededor de unos 200 km), en determinadas situaciones con viento de componente norte, bastante frecuentes por otro lado, el flujo en superficie llega al Observatorio del Ebro desde el interior del Valle del Ebro y puede llegar a ser muy cálido, mientras que

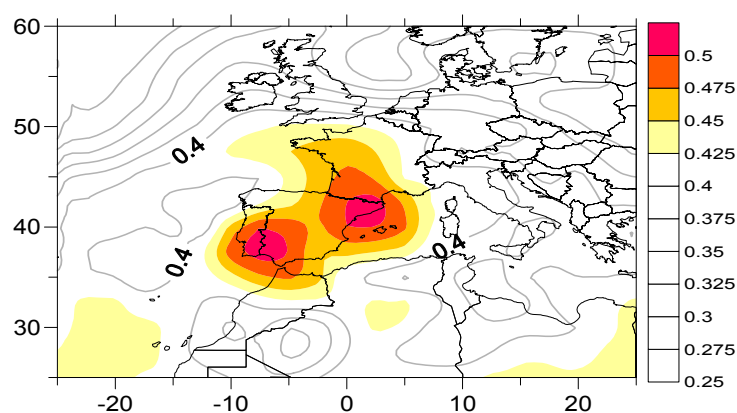
## Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

simultáneamente, en la zona de Valencia, el flujo llega con una cierta componente del este, lo que le concede al aire, gracias a su recorrido sobre el mar Mediterráneo, unas propiedades de temperatura y humedad muy distintas.

En este caso, el objetivo del PCA ha sido encontrar aquellas situaciones sinópticas en las que se manifieste el proceso anterior, es decir, que, por su distinta situación geográfica, haya una máxima divergencia en las Tx y DTR de ambos observatorios. Una vez determinadas las configuraciones sinópticas, se ha procedido a estudiar si tienen alguna relación con SNAO y si la frecuencia con la que se han presentado ha cambiado en el tiempo al mismo ritmo que lo ha hecho SNAO. Las variables seleccionadas para el PCA han sido:

- 1- La vorticidad a nivel del mar en el NE de la PI, concretamente en el punto (2,5°E 42,5°N) (VortNE)
- 2- La vorticidad a nivel del mar en el SW de la PI, concretamente en el punto (7,5°W 37,5°N) (VortSW)
- 3- Tx y DTR de ambos observatorios.
- 4- La temperatura a 850 hPa en el punto medio entre ambos observatorios (T850)

Se han incluido las vorticidades VortNE y VortSW porque un análisis previo ha mostrado que están relacionadas con las Tx y DTR de ambos observatorios, especialmente con el de Valencia (Fig 7.1). Esto es así porque la vorticidad juega un papel relevante en cuanto a que está muy relacionada con la dirección del flujo que cabe esperar a nivel de superficie. Así, por ejemplo, cuando las anomalías de VortNE son positivas y las de VortSW son negativas, cabe esperar un giro del viento en sentido ciclónico en el NE, lo que implica la llegada de flujo desde el interior de la PI a la zona de Valencia, lo que conlleva a su vez un aumento de las temperaturas, ocurriendo lo contrario con la presencia de anomalías negativas de VortNE y positivas de VortSW. Se ha incluido la T850 en el punto (40°N 0°E) para determinar si las anomalías de temperatura a niveles más altos pueden jugar o no un papel relevante en el proceso que hace diverger las temperaturas y DTR en ambas zonas.



**Fig 7.1** Valores máximos absolutos de las correlaciones entre TxValencia y la diferencia de vorticidad relativa entre dos puntos (datos diarios)

## Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

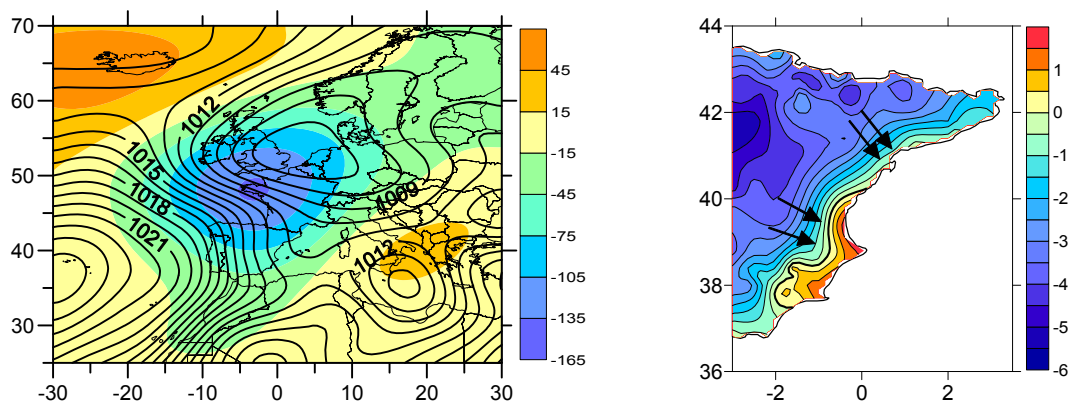
Del resultado del PCA se han obtenido dos estructuras espaciales bien distintas: en la primera (EOF1), que explica el porcentaje máximo de variabilidad, las Tx y DTR de los dos observatorios evolucionan de forma sincronizada con la T850 y corresponden a patrones sinópticos que generan anomalías del mismo signo en ambas zonas. Así el EOF1 en su fase negativa corresponde a una situación anticiclónica cálida que implica la subida de las temperaturas a todos los niveles y en toda el este de la PI, y en su fase positiva corresponde a una entrada de aire frío a niveles altos que genera una bajada en las temperaturas de ambas zonas. Pero la segunda estructura encontrada (EOF2) se ajusta perfectamente a lo que estábamos buscando: un marcado comportamiento diferencial en las Tx y DTR de ambas zonas, ligado a cambios en las vorticidades VortNE y VortSW. Para calcular los índices atmosféricos correspondientes a estas estructuras, se ha aplicado la metodología explicada en el punto 4.8, encontrándose los índices iPCN1 para el EOF1 y iPCN2 para el EOF2.

Aunque no se ha introducido en ningún caso el índice SNAO para calcular iPCN2, la relación entre ambos ha resultado ser muy elevada ( $r = 0,52 >99\%$ ) y especialmente con el índice CNSNAO ( $r = -0,84 >99\%$ ), lo que parece sorprendente a primera vista. Sin embargo, esto no hace más que confirmar el importante rol que ha tenido SNAO en la segunda parte del siglo XX, no sólo en el clima del norte y sudeste de Europa, sino también en la Península Ibérica.

Los mapas correspondientes a la fase negativa de iPCN2 (Fig 7.2) y a la fase positiva (Fig 7.4) contribuyen a explicar la relación entre iPCN2 y SNAO, pues la primera corresponde a una configuración donde la presencia de bajas presiones en el norte de Europa (SNAO negativo) se hace evidente, al contrario que en la segunda en la que el Anticiclón de las Azores se extiende por buena parte de Europa Occidental (SNAO positivo). Estos mapas muestran además el papel jugado por las vorticidades VortNE y VortSW en el comportamiento diferencial de las condiciones termométricas a lo largo de la costa del levante de la PI. En su fase negativa (Fig 7.2), por un lado, la vorticidad ciclónica (positiva) en el NE (VortNE) junto con la vorticidad anticiclónica (negativa) del SW (VortSW) están ligadas a flujo de componente N-NW en la PI, y por otro, dado lo juntas que están las isóbaras, cabe esperar viento del NW y de componente oeste que puede generar en la zona de Valencia fuertes subidas en las temperaturas máximas (ponentades), haciendo en promedio hacer subir las temperaturas en esa zona (Fig 7.3). El Observatorio del Ebro está más al norte, donde se nota más la influencia del embolsamiento de aire frío en altura, llegando el viento más fresco y también más fuerte (la correlación entre el recorrido del viento de componente norte y iPCN2 es  $r = -0,59 >99\%$  en el periodo 1948-1967). Pero la orografía juega un papel fundamental en este proceso, puesto que, si la PI fuese llana, probablemente no tendríamos este efecto de subidas tan marcadas de las Tx en el SE en situaciones de poniente. La altitud del interior de la PI hace que el viento llegue a la costa de Valencia más recalentado de lo normal, no sólo por los efectos de la insolación veraniega sino por el calentamiento asociado a la compresión adiabática a la que el aire es forzado al descender más de 800 m desde la Meseta o de mucha más altura si viene más del norte, donde se sitúa el Sistema Ibérico.

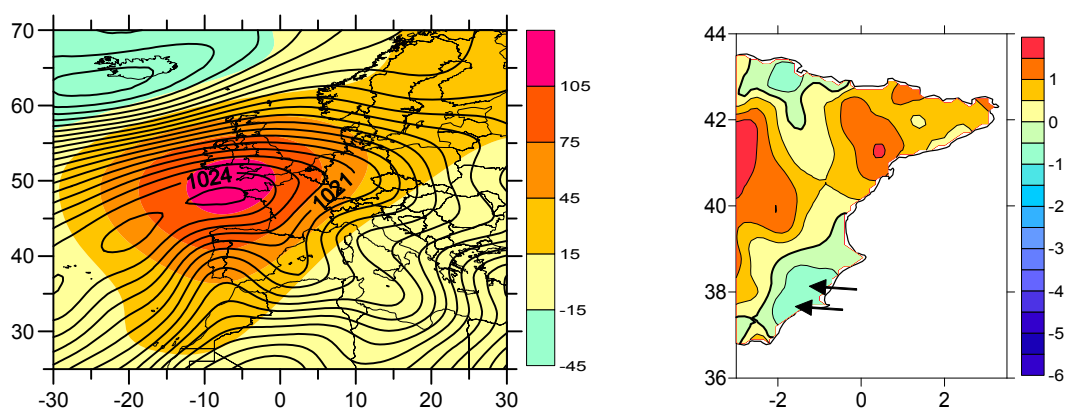
## Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

En la fase positiva de iPCN2, las cosas son al revés (Fig 7.4). En este caso, la vorticidad anticiclónica en el NE de la PI junto con la vorticidad positiva del SW de la PI (ligada a las elevadas temperaturas del SW de la PI) impulsan flujo con recorrido marítimo a la zona del litoral SE peninsular, lo que hace que, a pesar de tratarse de una situación anticiclónica cálida, no sólo no suban las temperaturas máximas en esta zona, sino que aparezcan anomalías ligeramente negativas (Fig 7.5). Sin embargo, en el Valle del Ebro, por la posición del Anticiclón y lo juntas que están las isobaras, cabe esperar flujo de componente norte. Pero en este caso, a pesar de ser una situación de 'norte', al tratarse de un anticiclón cálido, en niveles altos hay aire relativamente caliente, que unido a la subsidencia anticiclónica no permite la convección en niveles bajos hasta que se han superado valores altos de temperatura, por lo que cabe esperar una subida de las máximas. Ahora bien, en el Valle del Ebro en esta situación ocurre lo mismo que en Valencia en la situación anterior: el aire que desciende por el Valle se comprime a medida que pierde altitud y sufre un calentamiento que se suma al que proviene de la insolación solar. En estas condiciones cabe esperar una fuerte subida en las Tx del Observatorio del Ebro, donde debido a la componente 'terral' del viento de escala sinóptica, si llega la brisa, lo hará con mayor dificultad, y sólo tras la formación de un gradiente horizontal de temperatura lo suficientemente grande [1].



**Fig 7.2** Promedio de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que iPCN2 < percentil 10

**Fig 7.3** Promedio de las anomalías de las Tx en el este de la IP para el mismo conjunto de días. La línea negra rodea la región con anomalías positivas. Las flechas indican la dirección aproximada de flujo a nivel de superficie



**Fig 7.4** Promedio de MSLP (hPa) y anomalías de Z500 (gpm) para los días en que iPCN2 > percentil 90

**Fig 7.5** Promedio de las anomalías de las Tx en el este de la IP para el mismo conjunto de días. La línea negra rodea la región con anomalías negativas. Las flechas indican la dirección del flujo en superficie

### 7.3 Evolución temporal del índice iPCN2

Aunque los mapas anteriores corresponden a los valores extremos del índice iPCN2, sirven para indicarnos qué cambios cabría esperar (aunque con menor intensidad) si las condiciones climáticas cambiasen y la frecuencia de uno de los patrones anteriores aumentase en detrimento del otro, que es justamente lo que ocurrió a finales de los años 60.

Los valores fuertemente negativos de SNAO de los años 50 y 60 hicieron relativamente habitual la configuración sinóptica ligada a la fase negativa de iPCN2 (Fig 7.2), pero a partir de aproximadamente 1967, el patrón anterior se hizo muy extraño, ganando peso el correspondiente a la fase positiva de iPCN2. Este cambio de fase se puede ver en el gráfico de la figura 7.6, donde además se muestra cómo este índice ha evolucionado de forma paralela a la diferencia entre las Tx del Observatorio del Ebro respecto del de Valencia. El hecho de pasar de tener con mucha frecuencia bajas presiones en el norte de Europa a lo contrario, probablemente también contribuyó a la distinta evolución de las DTR en ambas zonas a partir de los años 60 (Fig 7.7).

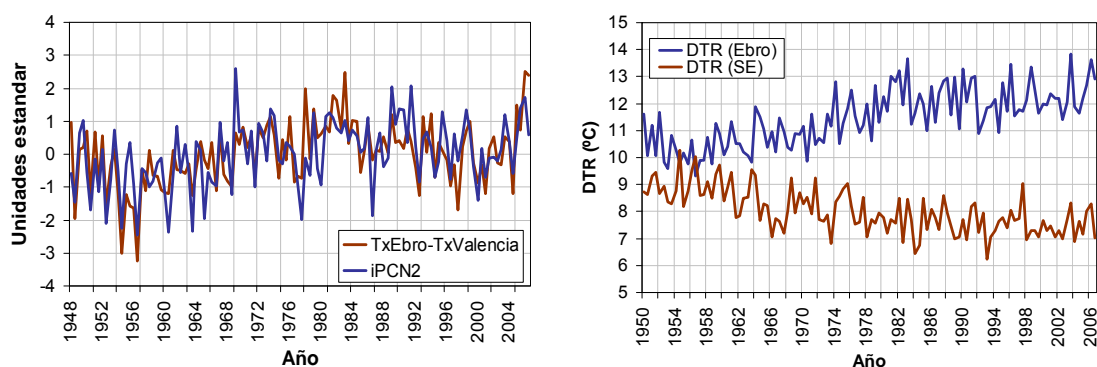


Fig 7.6 Evolución temporal de la diferencia TxEbro-TxValencia (marrón) y el índice iPCN2 (azul)

Fig 7.7 Evolución temporal de DTR Ebro (azul) y DTR en el litoral SE (marrón)

### 7.4 Posibles explicaciones a la bajada de la DTR en el litoral del SE

Este estudio arroja luz a cierta controversia relacionada con el aumento de la DTR detectada en el litoral y prelitoral del área de Valencia durante la segunda parte del siglo XX. Así, mientras algunos estudios vinculan la subida en la DTR al efecto de la isla urbana de calor, relacionada con el aumento de la urbanización en el litoral a partir de los años 70 [2,3], otros la relacionan con el actual periodo de cambio climático, pues según ellos [4,5] la subida de la DTR está relacionada con un aumento de las temperaturas mínimas debido a un aumento de frecuencia de la llegada de masas de aire de origen tropical, reflejado en un aumento de la temperatura de la superficie del mar (SST) sobretodo en el mes de Agosto. Sin embargo, las dos anteriores teorías, concebidas para poder explicar la subida en la DTR, pueden ser discutidas. Por un lado, Miró et al. [4,5] estudiaron la evolución de la DTR en estaciones meteorológicas de gran calidad, seleccionadas con el criterio de estar lejos de grandes núcleos de población justamente

## Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

para evitar el efecto de isla urbana de calor, y aun así, encontraron una tendencia negativa en la DTR, lo que indica que al menos una parte de la bajada en la DTR no tiene que ver con dicho efecto. Pero, además, se da la circunstancia de que la bajada observada en la DTR se produce desde los años 50 hasta finales de los 70, periodo en el que no sólo el actual cambio climático estaba aún en fase embrionaria, sino que, además, el hemisferio norte sufrió un ligero enfriamiento.

Se ha estudiado la naturaleza de la bajada de la DTR en el litoral del SE de la PI hasta finales de los años 70 y se ha encontrado que es más debida a una bajada de las temperaturas máximas que a una subida de las temperaturas mínimas, puesto que ambas variables sufrieron un descenso, pero mayor en las máximas. Los resultados de este estudio ayudan a explicar el hecho de que la bajada se diera en el periodo indicado, y que el origen estuviese en un mayor descenso de las temperaturas máximas

## 7.5 Conclusiones

Se han encontrado dos patrones sinópticos en los que aparece una diferencia importante entre las temperaturas máximas y DTR del OE respecto del Observatorio de Valencia y del litoral del SE de la PI. Se ha calculado un índice (iPCN2) que cuantifica la intensidad con la que se manifiestan dichos patrones y se ha encontrado una importante relación entre dicho índice y SNAO, pero especialmente con CNSNAO, a pesar de no haber utilizado en ningún momento del proceso de cálculo, información relativa a SNAO. Esto sugiere que la circulación atmosférica en el Atlántico Norte puede tener un papel más relevante en la distribución de anomalías de Tx a lo largo del litoral Mediterráneo, del que podría presuponerse *a priori*.

La vorticidad a nivel del mar en el NE de la PI está correlacionada positivamente con las Tx y DTR en la zona de Valencia, mientras que las correlaciones con la vorticidad en el SW son en sentido contrario.

Los frecuentes valores negativos de SNAO y de iPCN2 de los años 50 y 60 estuvieron ligados a un aumento de la vorticidad en el NE de la PI y a una disminución de la vorticidad el SW, factores que contribuyeron a la llegada de un flujo más 'terral' a la zona de Valencia y litoral SE de la PI. La vorticidad en el SW de la PI está correlacionada significativamente ( $r = -0,42 >99\%$ ) con el recorrido mensual del viento de componente oeste en el Observatorio de Valencia. Los vientos de poniente (que pueden hacer subir mucho las temperaturas en esta zona) probablemente fueron más frecuentes en Valencia en el periodo 1950-1966 como consecuencia de la mayor frecuencia de días de norte, por el mayor gradiente de presión en sentido este-oeste, por los elevados valores de CNSNAO, y por los consiguientes bajos valores del índice iPCN2 y de la vorticidad en el SW de la PI.

La distribución de vorticidades cambió a finales de los años 60 (aumentando la del SW y disminuyendo la del NE) con la abrupta transición de SNAO hacia su fase positiva, lo

## Diferencias en las Tx y DTR entre la zona del Observatorio del Ebro con respecto al litoral del SE de la PI. Relación con SNAO

que se tradujo en la instalación del Anticiclón de las Azores en una posición más oriental, extendiéndose con mucha frecuencia hacia el interior del continente Europeo, y haciendo llegar a la zona de Valencia un flujo en superficie con gran recorrido marítimo, regulando por tanto las temperaturas máximas en esa zona y con ellas, la DTR.

La DTR en el litoral SE de la PI bajó desde los años 60 hasta principios de los 80 no como un efecto de la subida de las mínimas sino porque las máximas bajaron a un ritmo superior al que lo hicieron las mínimas.

## Referencias

[1] Miller S, Keim B (2002) Synoptic-scale controls on the sea breeze of the Central New England Coast. *Weather Forecast.* 18, 236–248.

[2] Quereda J, Montón E, Escrig J (1999) Las tendencias climáticas de la región mediterránea ¿cambio o estabilidad? *Revista Valenciana d'Estudis Autònoms.* 27.

[3] Quereda J, Montón E, Quereda V, Mollá B (2016) Significant Climate Warming (1950-2013) in the Spanish Mediterranean: Natural Trend or Urban Heat Island (UHI). *Tethys.* 13, 11-20. <http://dx.doi.org/10.3369/tethys.2016.13.02>.

[4] Miró J, Estrela MJ (2004) Tendencia de la temperatura en los meses de julio y agosto en la comunidad Valenciana en las últimas décadas: cambios en la frecuencia de días calurosos, in: García JC, Diego C, Fdez. de Arróyabe P, Garmendia C, Rasilla D (Eds) *El Clima entre el Mar y la Montaña*. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, nº4, Santander.

[5] Miró J, Estrela MJ, Millan M (2006) Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region). *Int. J. Climatol.* 26, 1051–1073. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.129>



Article

# Changes in Summer Pressure Patterns across the Late 1960s and Their Influence on Temperature Trends on the Eastern Coast of the Iberian Peninsula

Vicent Favà <sup>1,\*</sup>, Juan José Curto <sup>1</sup>  and Maria del Carmen Llasat <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ebro Observatory, (OE) CSIC—Ramon Llull University, Horta Alta 38, 43520 Roquetes, Spain; jjcurto@obsebre.es

<sup>2</sup> Department of Applied Physics, University of Barcelona, 08028 Barcelona, Spain; carmell@am.ub.es

\* Correspondence: vff@tinet.org; Tel.: +34-977-50-0511

Received: 19 December 2017; Accepted: 23 January 2018; Published: 26 January 2018

**Abstract:** During the second half of the 20th century, in the littoral and pre-littoral areas of the Valencia region, the diurnal temperature range (DTR) registered a significant drop in summer (July and August). Meanwhile, in the same period in the lower Ebro Valley (Ebro Observatory), to the north of the Valencia region, the maximum temperature and DTR increased steeply. In order to explain the DTR drop in the coastal areas of the Valencia region, some studies have proposed an increase in the summer sea-surface temperature (SST) and others have attributed it to the urban heat island effect. Nevertheless, this drop occurred well before the current climate change was evident and therefore, before the rise of the SST. Furthermore, regarding the second proposed explanation, the drop in the DTR does not disappear when working with selected stations away from heavily urbanized areas. In this work, we propose that both the DTR rise at the Ebro Observatory and the DTR drop in the Valencia region are linked to the same process: changes in atmospheric circulation on a synoptic-scale in the North Atlantic that occurred in the late 1960s.

**Keywords:** regional DTR trends; vorticity; Summer NAO; Iberian Peninsula; synoptic pattern

## 1. Introduction

The 20th century saw a worldwide rise in temperature of 0.89 °C [1] but this increase was not a uniform one all around the globe, neither spatially nor seasonally [2,3]. Actually, this increase was not a progressive one either and was, in fact, produced during two different phases. The first one lasted from 1910 to 1945 [4], while the second—and much more significant—phase has lasted from 1976 onward. From 1950 to the 1970s, a slightly negative trend was recorded. On the other hand, minimum temperatures increased at a faster rate than maximum temperatures during the latter half of the 20th century resulting in a significant decrease in the DTR (diurnal temperature range) for this period [5]. Furthermore, this widespread decrease in the DTR was only evident from 1950–1980 [6]; that is to say, maximum and minimum temperatures have increased roughly at the same rate from the beginning of the current period of global warming.

There are many studies which indicate that the temperature evolution in the Iberian Peninsula (IP) is analogous to the evolution of temperatures worldwide. For example, Brunet et al. [2] detected two periods of rising temperature (1901–1949 and from 1973 onward) and another period with a fall (1950–1972). In Spain, the most remarkable feature of the twentieth century was an abrupt and strong warming recorded from the early 1970s onward [7–10]. Furthermore, the results of the majority of studies regarding changes in Spanish temperatures during the 20th century show that maximum temperatures (Tx) increased at greater rates than minimum temperatures (Tn) both over the whole mainland [11,12] and over several sub-regions [13–16]. During the period 1901–2005, Tx have increased

by twice as much as  $T_n$  [2] on average. However, this long-term asymmetry between maximum and minimum temperatures was clearly broken in the period 1973–2005 [2]—a result which is in agreement with the corresponding worldwide temperature behaviour for that period [6].

In the Valencia region (the eastern-central part of the IP, on the Mediterranean coast) Miró and Estrela [17,18], found a much more significant increase in minimum summer temperatures (July and August) compared to the increase in maximum temperatures at the coastal and pre-coastal observatories in the period 1958–2003. In their study, the authors only selected stations away from heavily urbanized areas in order to prevent the urban heat island effect. Moreover, at the inland stations, the trends of maximum and minimum temperatures evolved in a similar way. They found a stronger increase of maximum temperatures at the inland stations when compared to the increase seen at those on the coast and a notable SST (sea-surface temperature) increase in August which can be reflected in the stronger increment of temperature in August in comparison with July. The combination of this warmer sea with a greater predominance of tropical air masses has been discussed by the authors as the causes of the drop observed in the thermal oscillation in the coastal areas. However, that explanation is not entirely consistent with the fact that the main DTR drop in the littoral and pre-littoral areas occurred before 1980 (Figures 11 and 12 in Miró and Estrela [18]) well before the current period of climate change became evident. In fact, the DTR drop recorded from 1980 onwards is very small in July and negligible in August.

On the other hand, Quereda et al. [19] related the differential behaviour of  $T_x$  in comparison with  $T_n$  (i.e., the fall in DTR) seen at the main observatories of the coastal area of the Valencia region in the second half of the 20th century to urbanization because this asymmetry has not been found in the respective trends of the rural observatories' time series. Furthermore, Quereda et al. [20] estimated that the magnitude of the urban heat island effect could account for between 70% and 80% of the recorded warming trend in Western Mediterranean cities.

Moreover, while the DTR fell in the coastal area of the Valencia region, at the same time the DTR rose quickly at the Ebro Observatory, only a few hundred kilometres to the north. We believe that, despite the fact that the effects of urbanization on the negative trends of the DTR in the central and southern part of the Mediterranean area of the IP may be significant, this differential evolution of  $T_x$  trends in comparison with  $T_n$  trends is also related to the strong positive trend of the DTR recorded at the Ebro Observatory. Both asymmetric DTR trends can be partly explained by a different reaction—to changes in atmospheric circulation on a synoptic-scale in the North Atlantic.

There are various factors which can contribute to temperatures recorded in different regions evolving differently. Favà et al. [21] found a differential behaviour of  $T_x$  trends in the NW IP (positive) compared to those in the SE IP (negative) in the months of summer (July and August), which was related to the strong increase in the SNAO recorded at the end of the 1960s [22]. The SNAO is the first EOF obtained from a matrix of covariances of the North Atlantic sea level pressure anomalies [23]. The SNAO index is strongly linked to temperatures and precipitation in the north and west of Europe although its influence on southeast Europe is slightly lower and in the opposite sense. In the IP, the correlation between SNAO and precipitation is of positive sign (with the exception of the NW), as in SE Europe, Italy and the Balkans [24].

The main goal of this work is to determine, from the atmospheric circulation, the principal synoptic structures related to the increase in the  $T_x$  and DTR in the Ebro Observatory region in comparison with the same variables further south. With this aim in mind, after identifying these structures, we studied whether possible changes in their frequency can help to explain the differential behaviour of the  $T_x$  and DTR trends around the Ebro Observatory region in comparison with the east and southeast (SE) IP region.

The paper will be structured as follows. The data used and the proposed methodology are presented in Section 2. In this section, the relationship between the wind and the pressure gradient on a synoptic-scale at the Ebro Observatory is also studied to justify the sorting of data into 'Northern days' and 'Southern days.' In Section 3 we study the relationship between the relative vorticity at sea level

and maximum temperatures at the Valencia Observatory. In Section 4 we propose an index based on the atmospheric circulation related to the difference between the maximum temperatures recorded at the Ebro Observatory and those of the Valencia Observatory. The results are presented in Section 5 and finally we present the discussion and conclusions.

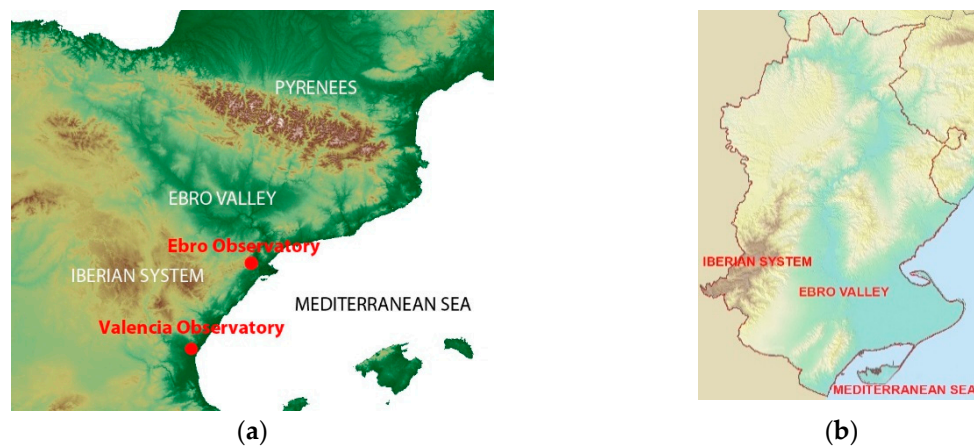
## 2. Data and Methodology

### 2.1. Data

The following daily data were used to carry out this study:

1. Data from the NCEP/NCAR (National Centres for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research [25] for a latitude-longitude resolution of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ —specifically the mean sea level pressure (MSLP), the 500 hPa geopotential height (Z500) and the Z500–Z1000 thickness for the period 1948–2006.
2. Data from the Agencia Estatal de Meteorología (AEMET—Spanish Meteorology Agency) of maximum and minimum daily temperatures at Valencia and Ebro Observatory (1948–2006) needed for a first PCA analysis.
3. Daily maximum temperature data from the Spain02 dataset (1950–2007) [26].
4. Wind speed and direction data from AEMET of the Ebro Observatory (1948–2006) and Valencia Observatory (1997–2011).
5. Data from the Servei Meteorològic de Catalunya (Catalan Meteorological Service) (1996–2006).

We have chosen the Ebro and Valencia Observatories (Figure 1) for a first analysis as they are reference observatories for AEMET because of their good quality, comprehensive and reliable data. Both are located on the eastern coast of the IP; Valencia in the central part and Ebro about 200 km to the north. The Ebro observatory is a centennial one and atmospheric weather variables have been regularly measured there ever since its foundation [27].



**Figure 1.** (a) Position of the two observatories. Ebro ( $40.82^\circ$  N,  $0.49^\circ$  E) and Valencia ( $39.49^\circ$  N,  $0.47^\circ$  W); (b) Relief map of the lower Ebro Valley.

### 2.2. Methodology

To determine the trends' significance, we used a Monte Carlo test, following the same methodology as Turco and Llasat [28]. To compute each Bootstrap distribution, we carried out 1000 iterations. We divided the data into two groups of days according to the sign of the meridional component of the wind at ground level at the point ( $42.5^\circ$  N,  $0^\circ$  E)—just over the Pyrenees [21,29]. When this component is southward (58% of the days, 'Northern days'), the northern IP is, on average, under the influence of a northern air influx linked to the NE edge of the Azores High. On the other

hand, when the meridional component of the flow is northward (42% of the days, ‘Southern days’), then the IP is in general more influenced by Mediterranean and African air masses.

In this paper, we focus on the Northern days because, as we shall see, it is during these days when the reasons for the differential behaviour in the Tx along the eastern coast of the IP becomes more evident. In this set of days, due to the orography of the area, the continental conditions in the Ebro Observatory region are in general enhanced. When the westward component of the pressure gradient in the Pyrenees is positive, the anticyclone is in the west. Then it is to be expected that the flow will have a northern component and, due to friction and the orographical effect of the Pyrenees, the flow at the Ebro Observatory will have a positive westerly component (to the sea) and when the offshore component of the synoptic wind is positive, a stronger onshore temperature gradient is needed to develop a sea breeze [30]. The Ebro Observatory is located in the pre-littoral area and that is the reason why any variation in the spatial scope of the sea breeze is well reflected in its maximum temperatures. In general, the opposite happens during the Southern days, when the sea breeze is enhanced, which is why the DTR of the Northern days has significantly higher values with respect to Southern days. Valencia observatory is located on the coast and, therefore, the influence of sea air on its temperatures is much greater and for the sea breeze to be cancelled, the westward pressure gradient must be stronger.

### 3. The Relative Vorticity at Sea Level and the Temperature at Valencia Observatory

After investigating which variables of the atmospheric circulation field may give us more information about the difference we can expect to find at a specific moment between the Tx and DTR anomalies of the areas around the Ebro Observatory and Valencia Observatory, we found that the relative vorticity at sea level plays a significant role in the sense that it allows us to describe easily how the surface pressure gradients will be distributed along the eastern IP coast. These pressure gradients are determining factors to shift the balance for the regional conditions of both observatories towards continental air or marine air (the Valencia one is located on the coast, while the Ebro Observatory is on the pre-coast—a little inland).

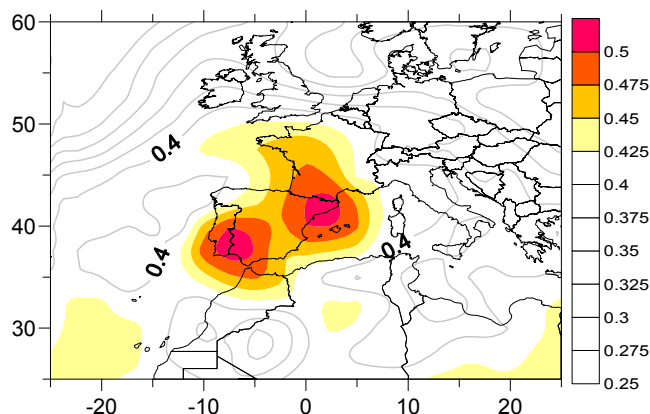
We calculated the relative vorticity ( $\zeta$ ) at each grid point in the window (30° W–30° E, 25° N–60° N) by firstly computing the approximate components of the theoretical geostrophic wind at sea level ( $u$ ,  $v$ ), setting out from the sea level pressure gradient ( $\nabla p$ ), the Coriolis parameter ( $f = 2\Omega \cdot \sin\varnothing$ , where  $\Omega$  is the angular speed of rotation of the earth and  $\varnothing$  is the latitude) and the sea level air density ( $\rho$ ) [31]:

$$u \approx -\frac{1}{\rho \cdot f} \frac{\partial p}{\partial y}; v \approx \frac{1}{\rho \cdot f} \frac{\partial p}{\partial x}; \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

We found that both the Tx and the DTR at both observatories—but especially at Valencia—can be related with the way the relative vorticity is distributed at sea level. At Valencia Observatory, owing to its geographical location, the (marine/continental) wind direction has a direct relation with the Tx and DTR; on average, the westerly wind due to its run over the inland IP, is warmer than the wind from the east (which has followed a marine route). At the Ebro Observatory, this relationship becomes more complex, though, partly due to the orographic conditions.

We studied how the differences between the relative vorticity of any random pair of points and the time series of Tx at the Valencia Observatory (TxValencia) correlate. The map in Figure 2 shows the spatial distribution of the maximum values of the former correlations and indicates that the pair of points for which the difference between their relative vorticity values correlate as closely as possible with TxValencia are (7.5° W, 37.5° N) and (2.5° E, 42.5° N). To draw up this map we looked at all the points, searching for the maximum possible absolute value of the correlation between the relative vorticity difference at each point with respect to any other point and the TxValencia time series. First, we calculated the sea level relative vorticity at each point; then we combined the first point with all the others in order to obtain a matrix of values corresponding to the difference of relative vorticity between the first point and all the others. Then we computed another matrix from the absolute value

of the correlations between the elements of the former matrix and TxValencia. Finally, we selected from that matrix the maximum absolute value, which is the value plotted in Figure 2 corresponding to the first point. This procedure was applied to all the other points.



**Figure 2.** Maximum absolute values of the correlations between TxValencia and the relative vorticity difference between two points (daily data).

This map shows very high values for the correlations at most points—which is not surprising given that for any specific point it is likely that we can find another one where, when subtracting their relative vorticities, we can relate the value obtained from the subtraction with TxValencia merely by chance. However, the areas of maximum correlation have to be paired between themselves in the sense that only the points in these zones have been used to obtain such high correlation values. In these cases, the high correlation values cannot be obtained by chance due to their convergence to two well-defined spatial regions (NE IP and SW IP). There must be a physical explanation for this spatial convergence that we shall look at later.

We called the relative vorticity of the point with maximum correlation in the NE (2.5° E, 42.5° N) ‘VortNE’ and the corresponding relative vorticity in the SW (7.5° W, 37.5° N) ‘VortSW’ (the centres of the red-coloured regions of the map of Figure 2).

Wind direction is measured in degrees clockwise from the geographical north as seen in Table 1. The wind direction of the first quadrant is between 0° and 90°, the second quadrant wind is between 90° and 180° and so on until the fourth quadrant.

**Table 1.** Wind Direction.

Wind Direction	N	E	S	W
Angle	0°	90°	180°	270°

#### 4. Calculating the Synoptic Patterns Related to a Maximum Differentiation between Tx and DTR in the Ebro and Valencia Regions

Although the former relative vorticities (VortSW and VortNE) are more related to Valencia Tx than Ebro Tx, they could play a part in explaining the differential behaviour between both observatories. However, owing to their proximity, it is quite probable that most of the synoptic situations generate patterns of Tx anomalies with the same sign in both regions. For example, a warm advection centred in the eastern IP will make Tx rise all along the coast. The signal we are searching for will probably be hidden behind the kind of weather common to both areas.

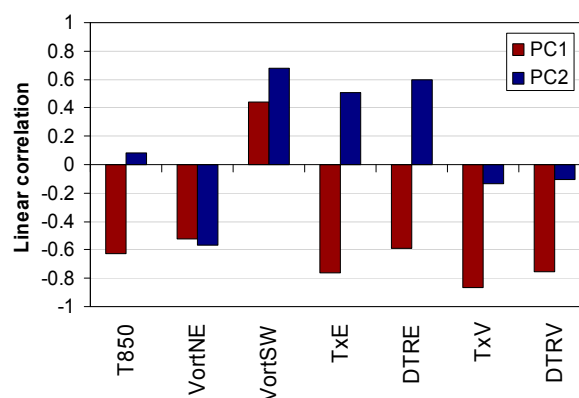
To obtain the synoptic patterns we are searching for, we used a Principal Components Analysis (PCA) with the following daily variables for the period 1948–2006 corresponding to the Northern days, after eliminating the trend:

1. The relative vorticities of the points with maximum correlation: VortNE and VortSW.
2. Tx and DTR at Ebro and Valencia Observatories.
3. Temperature at 850 hPa (T850) in the grid point closest to the Ebro Observatory and to Valencia Observatory (40° N, 0° E).

We used the NCAR Command Language [32] to compute the PCA. We included the T850 in the PCA to determine whether the anomalies obtained at both observatories have a relationship with the anomalies in temperatures at mid-levels on a synoptic scale or, on the contrary, if they are due to lower scale processes.

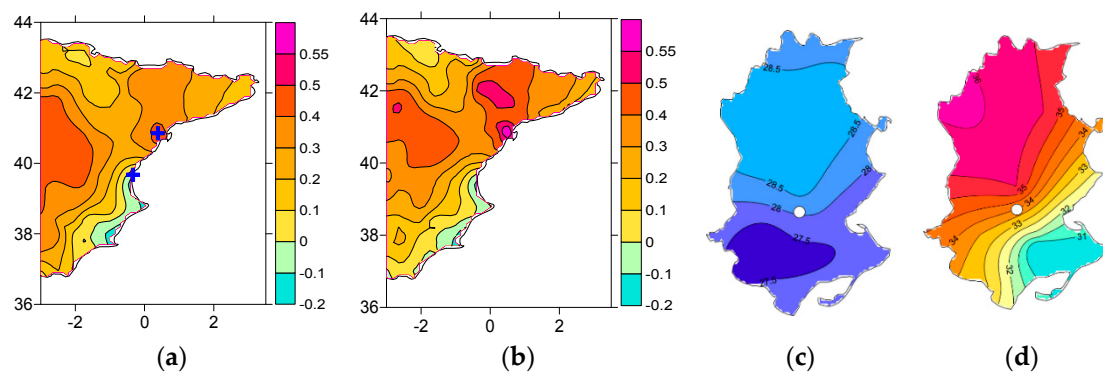
On the other hand, the summer IP Tx and DTR are positively correlated to the sunshine duration [33]. We found strong correlations specifically between DTR and sunshine duration at the Ebro and Valencia Observatories ( $r = 0.57$ , > 99% and  $r = 0.41$ , >99% respectively, with daily data in the period 1972–2006). However, we did not include the sunshine hours data in the set of variables selected for the PCA because we did not find any significant trend in the sunshine duration for the period 1954–1981 (when the differential behaviour of both Tx trends is at its maximum) at the Valencia Observatory and because the sunshine duration data at the Ebro Observatory is only available from 1972 onwards.

Figure 3 shows the correlations of the seven entry variables of the analysis with the first and the second principal components (PC1 and PC2, which account for 65% of the total variance of the set of the seven variables). This graph shows how the structure linked to PC1 corresponds to a weather pattern which generates a homogeneous behaviour at both observatories with respect to both the Tx anomalies and the DTR ones. Although the structure linked to PC1 explains the greater proportion of variation (44%), we focused on the structure linked to PC2 as it adjusts exactly to what we are searching for: changes in vorticities (VortNE, VortSW) linked to a considerable increase in the Tx and DTR at the Ebro Observatory and at the same time to a discrete drop in the Tx and DTR at the Valencia Observatory. Therefore, PC2 is related to a weather pattern linked to important deviations in Tx and DTR anomalies at both observatories. The correlation obtained between PC2 and the difference Tx<sub>Ebro</sub>–Tx<sub>Valencia</sub> is very significant ( $r = 0.72$ , >99%).



**Figure 3.** Correlations of the variables with PC1 and PC2 (daily data 1948–2006).

The correlation map of Figure 4a shows the spatial distribution of correlations between Tx and PC2 and the corresponding map of Figure 4b shows the correlations between DTR and PC2. On days when the PC2 reaches very negative values, the Tx of the lower Ebro Valley are low and there is a weak cross-shore temperature gradient (Figure 4c) owing to the homogenizing effect of the cold northerly wind which, as we shall see, is linked to the negative phase of the PC2. On the contrary, for high values of PC2, both the Tx and the towards-inland cross-shore temperature gradient experience much higher values (Figure 4d).



**Figure 4.** (a) Daily correlations between Tx and PC2 (top blue cross—Ebro Observatory, bottom blue cross—Valencia Observatory); (b) Daily correlations between DTR and PC2; (c) Average value of maximum temperatures in lower Ebro Valley (PC2 < 10th percentile) (1996–2006); (d) Average value of maximum temperatures in lower Ebro Valley (PC2 > 90th percentile) (1996–2006). White point indicates the location of the Ebro Observatory, to the NW of the Ebro delta.

The result of this PCA shows structures which combine anomalies obtained directly from the observation in both regions with anomalies of variables of the atmospheric circulation field on a large scale and therefore these structures have to be seen on a synoptic-scale. On the other hand, an important difference to be pointed out between the two structures we find is that, in the case of the first one (EOF1), the Tx and DTR at both stations share the same behaviour and also have the same behaviour with respect to T850. This confirms that the positive (negative) anomalies are in this case due to a large scale synoptic situation associated with a warm (cool) advection and that this probably affects all the eastern IP area. In the case of the structure linked to PC2, though, the T850 does not show any correlation, which suggests that the Tx and DTR anomalies in this case are due to a process with a more regional scope.

Another important conclusion that can be inferred from the PCA is the fact that, while at the Ebro Observatory it is possible to find synoptic structures related to high absolute values of Tx and DTR regardless of the sign of the difference (VortNE-VortSW), this is not the case for the Valencia Observatory. In general, the main way to find significant positive (negative) anomalies of DTR and Tx at the Valencia Observatory is when the difference VortNE-VortSW is positive (negative). This is a result of the geographical location of Valencia: when VortNE-VortSW is positive, the direction of the wind to be expected is from the fourth quadrant, which is warmer than on average because of the air heating related to its crossing of the IP under high insolation conditions and to the adiabatic compression due to the loss of altitude. When VortNE-VortSW is negative, the opposite effect occurs: then the direction of the wind to be expected is from the second quadrant, which, in general, is cooler than on average as a result of the mild sea air. This is true not only for Valencia but for all the SE coast in general. This singularity of the Tx in the Valencia region with regard to the relative vorticity explains the correlations map of Figure 2.

Our aim is to study the time series of PC2 so as to evaluate its possible relationship with the differential behaviour of the Tx along the east IP coast. Also, we are interested in the time series of PC1, because it is the leading principal component and, hence, a large percentage of variance is linked to it. However, the time series of PC1 and PC2 contain direct information regarding the Tx and DTR of both stations (Ebro and Valencia) and it would not make sense to try to explain the increase of the Ebro DTR and the decrease of the Valencia DTR, from indices which already contain direct information about these variables. For this reason, we calculated two new indices (iPCN1 and iPCN2) from data which only come from the NCEP reanalysis: Z500, MSLP, Z500-Z1000 and sea level relative vorticity.

On the other hand, it is important that the new indices ‘inherit’ the links of the original indices with the PCA entry variables (Figure 3) (VortNE, VortSW, TxE, DTRE, TxV, DTRV); this way, the information

obtained from the PCA will be preserved as much as possible. With the aim of achieving the maximum possible correlation between the new indices (iPCN1, iPCN2) and the original ones (PC1, PC2), we calculated the new indices by using the same procedure as Favà et al. [29].

The time series of these new two indices (iPCN1 and iPCN2) are computed exclusively from reanalysis and correspond to well-defined spatial structures. In order to compute the iPCN1 index, we selected the days with extreme values (higher than the 90th percentile) corresponding to the positive phase of PC1. Using this days, we then calculated the patterns of normalized anomalies corresponding to the fields of sea level pressure (MSLP), geopotential height 500 hPa (Z500), thickness (Z500–Z1000) and sea level relative vorticity in the window (30° W–30° E, 35° N–60° N). In this study, the relative vorticity field is needed because, as we have seen, it is closely related to the Tx and DTR at Valencia Observatory.

In order to calculate the normalized anomalies, for each field, we calculated the average value and standard deviation at every grid point (for the study period). Then we calculated the normalized daily anomalies for each point by subtracting the average value of the field at that point from the daily value of the field at that point (one per day) and dividing the result by the standard deviation at that point.

The four patterns of average anomalies corresponding to PC1 were obtained by selecting those days with PC1 values higher than the 90th percentile (n days) and calculating for this set of days, the average values of the anomalies at each point (p) for each of the four fields (Z500, Z500–Z1000 (thickness), MSLP and sea level relative vorticity):

$$Z500\_PC1(p) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} Z500\_ (p, t) \quad thickness\_PC1(p) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} thickness\_ (p, t) \quad (2)$$

$$MSLP\_PC1(p) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} MSLP\_ (p, t) \quad vort\_PC1(p) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t=n} vort\_ (p, t) \quad (3)$$

We obtained the new index iPCN1 by projecting the four former patterns onto the normalized daily field anomalies of MSLP, Z500, Z500–Z1000 (thickness) and sea level relative vorticity in the window (30° W–30° E, 35° N–60° N) (corresponding to 275 grid points) and finally by adding the four obtained values.

$$iPCN1(t) = \sum_{p=1}^{p=275} Z500(p, t) \times Z500\_PC1(p) + \sum_{p=1}^{p=275} thickness(p, t) \times thickness\_PC1(p) + \sum_{p=1}^{p=275} MSLP(p, t) \times MSLP\_PC1(p) + \sum_{p=1}^{p=275} 2 \times vort(p, t) \times vort\_PC1(p) \quad (4)$$

The ‘normalized daily field anomalies’ refers to the set of daily values of normalized anomalies corresponding to each of the four fields. For each field, there is a normalized anomaly for each grid point on each of the days of the selected period.

The index iPCN2 was calculated in the same way that iPCN1 but the four patterns of average anomalies corresponding to PC2 were obtained by selecting those days with PC2 values lower than the 10th percentile. We found the best correlations between PC1 and iPC1 and between PC2 and iPC2 projecting onto the normalized anomaly fields the cold phase of the two indices (PC1 and PC2), hence we selected the days with PC1 values higher than the 90th percentile (the cooler days in the IP) and the days with PC2 values lower than the 10th percentile (the cooler days in the IP). By giving more weight to the vorticity (doubling it), we were able to maximize the correlations between these new indices (iPCN1 and iPC2N) and the former ones (0.74 and 0.73 respectively).

In order to check whether the links between the set of PCA entry variables and the new indices we calculated (iPCN1 and iPCN2) are preserved, we calculated the correlations between them and VortSW, VortNE, Tx, Tn and DTR at the Ebro and Valencia Observatories for the period 1948–2006 after removing the trends from all the time series (Table 2).

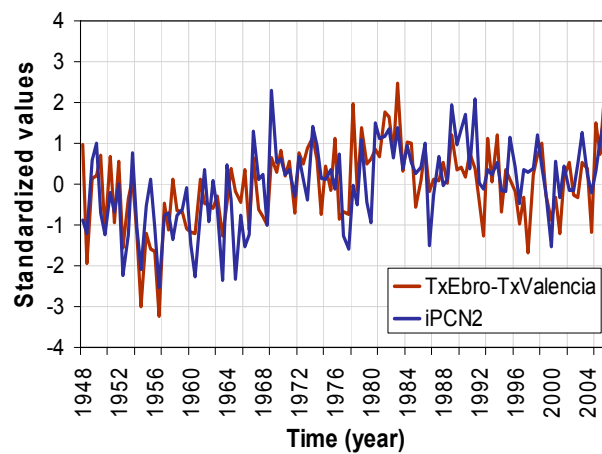


**Table 2.** Linear Correlations (1948–2006).

Index/Variable	TxE	TnE	DTRE	TxV	TnV	DTRV	VortSW	VortNE	TxEV	DTREV
iPCN2	0.32 **	0	0.44 **	−0.2 *	0.1	−0.32 **	0.64 **	−0.16	0.61 **	0.56 **
iPCN1	−0.61 **	−0.65 **	−0.1	−0.64 **	−0.58 **	−0.19 *	0.5 **	−0.49 **	0.1	0.12

\* (>95%) \*\*(>99%).

We also calculated the correlations between the indices iPCN1 and iPCN2 and the difference between the Tx and DTR at both observatories (TxEV, DTREV) (Table 2). As expected, the index iPCN2 correlates well with TXEV and DTREV (in contrast to iPCN1) and also with DTRE and DTRV. The time series of both iPCN2 and TXEV are close related (Figure 5).



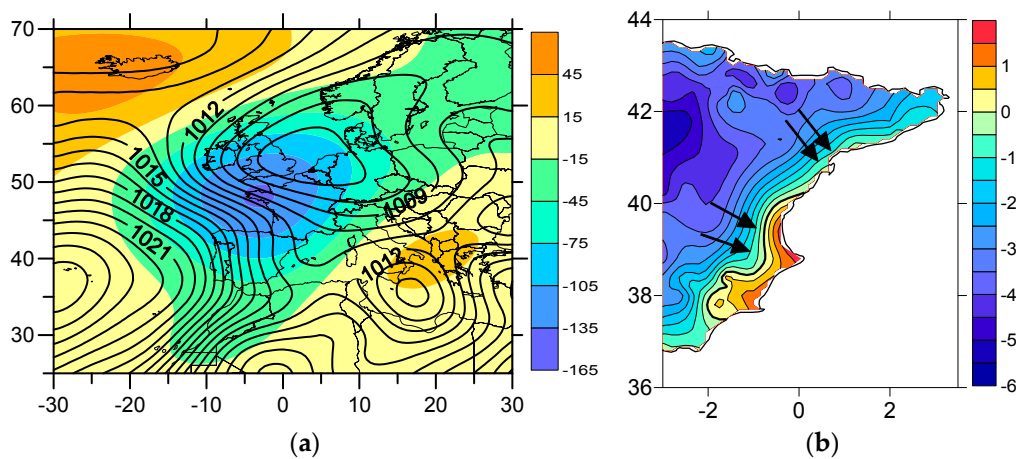
**Figure 5.** Time series of TxEbro-TxEValencia (brown) and iPCN2 (blue).

## 5. Results

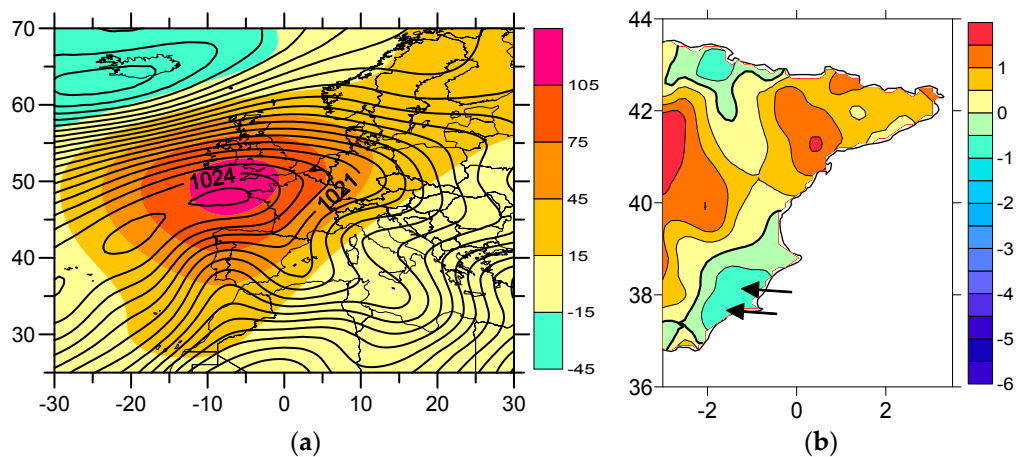
### 5.1. Synoptic Patterns Linked to iPCN2

The maps of Figure 6a,b show, for 10% of the Northern days with the lowest values of iPCN2 respectively, the spatial distribution of mean values for MSLP and Z500 anomalies and the Tx anomalies of the eastern IP. The negative SNAO signal becomes evident in the large area of low pressure in north Europe. From the strong westward pressure gradient over the IP we can expect a significant northerly wind (especially at the Ebro Observatory, thanks to its orographical conditions). The area of negative Z500 anomalies centred to the north of the Cantabrian Sea, which affects the northern part of the Iberian Peninsula, indicates the presence of cold air at high levels. Due to this, we can expect a reduction in the temperatures over the northern part of the IP.

On the contrary, the days with highest iPCN2 values (Figure 7) show how the Azores High expands over most of northern Europe—an indicator of a positive SNAO (the correlation between SNAO and iPCN2 is very significant ( $r = 0.52, >99\%$ )). In this set of days, the positive Z500 anomalies over the IP are related to the presence of warm air at high levels. From these high Z500 values we can expect to see a rise in temperatures over the IP.



**Figure 6.** (a) MSLP (hPa) and Z500 (gpm) anomalies (iPCN2 < 10th percentile); (b) Average value of the Tx anomalies in the east IP (iPCN2 < 10th percentile). The positive Tx anomalies of the SE IP are to the right of the thick line. Black arrows represent the direction of the air flux.

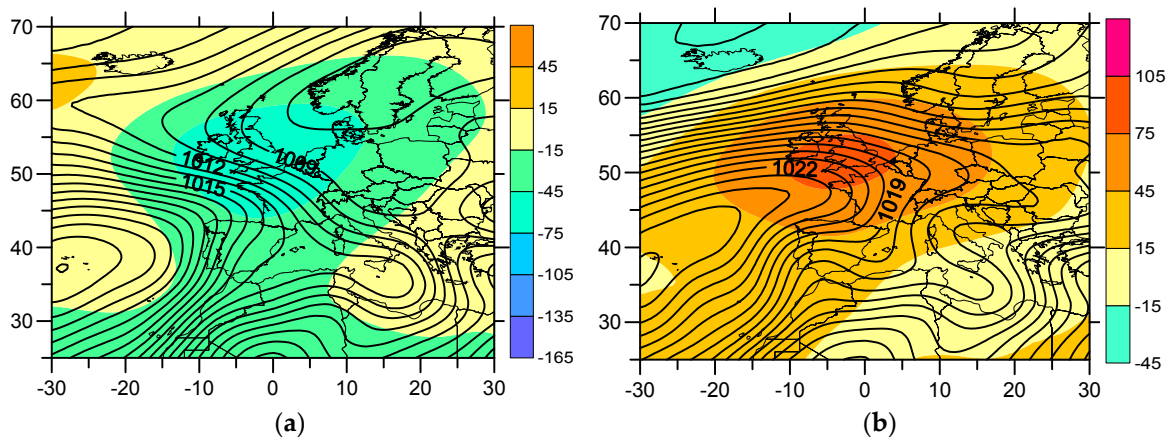


**Figure 7.** (a) MSLP (hPa) and Z500 (gpm) anomalies (iPCN2 > 90th percentile); (b) Average value of the Tx anomalies in the east IP (iPCN2 > 90th percentile). The negative Tx anomalies of the SE IP are to the right of the thick line. Black arrows represent the direction of the air flux; in the Ebro region, it depends a lot on the distance from the coast since the sea breeze arrives to sites near the coast but inland up the Ebro valley we can find wind blowing from the northwest.

In the days with very negative values of iPCN2 (Figure 6a), the relative vorticity in the SW IP (VortSW) is slightly anticyclonic (slightly negative, with clockwise spin over the region around the grid point (7.5° W, 37.5° N)). Under these conditions, the flow in the Valencia area has western and north-western components and positive anomalies are recorded at Valencia and in the SE IP (Figure 6b), not just because of the summer sunlight but also due to the adiabatic compression the air is forced into as it descends from the high lands of inland IP. On the other hand, the area around the Ebro Observatory is more influenced by the negative anomalies of Z500 centred over the north of the Cantabrian Sea and the wind (relatively strong thanks to the steep westward pressure gradient) has a NW component and is linked to negative Tx anomalies (Figure 6b).

The opposite happens with high values of iPCN2 (Figure 7a). In this case, the relative vorticity (VortSW) is strongly positive and with counter-clockwise spin. The flow we expect to see in the SE IP is one from the second quadrant (Figure 7b), with a maritime route. This leads to a certain regulation of the maximum temperatures and also a slight increase in minimum temperatures, as seen in Table 2.

We calculated the average MSLP and Z500 anomalies (Figure 8) corresponding to the five months with the most negative values of iPCN2 for all the period 1948–2006 (August 1952, 1954, 1956, 1960 and 1963) and the five months with highest iPCN2 values (July 1969, 1989, 2006 and August 1991, 1998). We must pay attention to the sign of the average relative vorticity in the SW IP (VortSW). In the set of months with negative values of iPCN2 (all concentrated in the 1950s and 1960s), this relative vorticity was slightly anticyclonic; the opposite to what happened in the months with high values of iPCN2. As we can see, the influence of the iPCN2 index is sufficiently significant so as to leave a clearly-marked spatial ‘print’ on the average of several months. That is, it shows that the effects of iPCN2 are not only limited to specific days but that they are reflected in the average monthly values of several months.



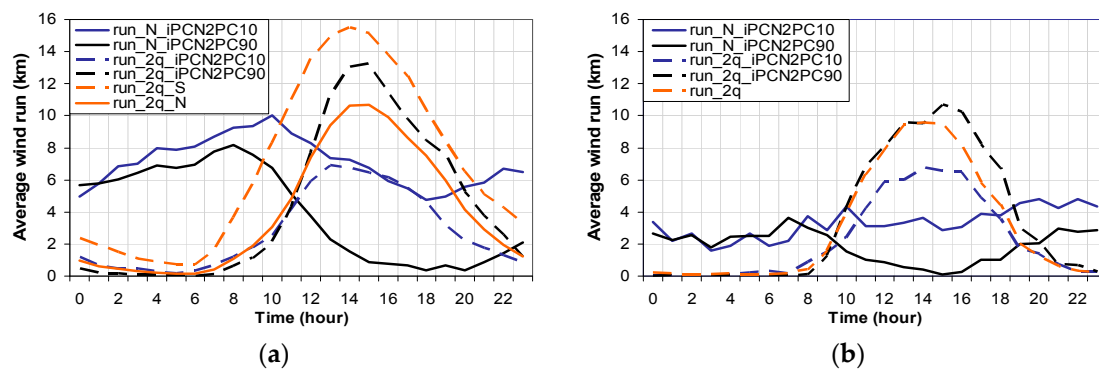
**Figure 8.** (a) MSLP (hPa) and Z500 (gpm) anomalies for the 5 months with the most negative values of iPCN2; (b) MSLP (hPa) and Z500 (gpm) anomalies for the 5 months with the most positive values of iPCN2.

### 5.2. Wind and Temperature at Ebro and Valencia Observatories with Respect to iPCN2 Index

So far, we have not used observational data relating to wind speed or direction. However, theoretical wind directions and speeds can be derived from the synoptic patterns we calculated corresponding to iPCN2 (Figures 6a and 7a). Given the importance of the dominant wind direction on the Tx and DTR in our study area and since we also have observational meteorological data of wind direction and velocity at our two reference observatories (Ebro and Valencia), we shall now check, in an experimental way, the theoretical relationship we have calculated between the iPCN2 index and the wind velocity and direction in the areas around the two observatories.

At the Ebro Observatory, generally, the summer northerly wind is stronger at night and weaker around midday, contrary to the second quadrant wind. However, in the negative phase of iPCN2, the whole IP is under the influence of a strong westward pressure gradient (Figure 6a) and at the Ebro Observatory the northerly wind run (Figure 9a, blue line) is relatively strong during daytime hours (though less than at night), with similar values (on average) to the second quadrant wind (Figure 9a, blue dashed line). This also happens, though to a lesser degree, at Valencia (Figure 9b), which makes the daily wind run from the second quadrant decrease at both observatories (Figure 9b, blue dashed line).

Under these conditions, the maximum temperatures are low in the lower Ebro Valley (under the influence of negative Z500 anomalies centred over the north of the Cantabrian Sea) and therefore the cross-shore temperature gradient is very weak. As the cross-shore wind component towards the sea derived from the synoptic-scale conditions and enhanced by the orography of the lower Ebro Valley is very significant, the sea breeze will only reach the Ebro area on some days. On the other hand, in this case, the northerly wind is cool at the Ebro Observatory but warmer to the south of the coast, generating positive anomalies in maximum temperatures in the Tx along most of the coastline and pre-coastline of the SE IP (Figure 6b).



**Figure 9.** (a) For Ebro Observatory, average hourly wind run for iPCN2 < 10th percentile (run\_N in blue line and run\_2q in blue dashed line) and for iPCN2 > 90th percentile (run\_N in black line and run\_2q in black dashed line). Run\_N corresponds to the wind run of the wind with positive northerly component and run\_2q to the wind run of the second quadrant wind), average run\_2q in Southern days (orange dashed line) and average run\_2q in Northern days (orange line). The average hourly wind run was computed by dividing for each hour, the integration of the wind run from one specific direction throughout the days of each sample and the number of days of that sample. (b) The same for Valencia but here it is shown the average run\_2q (orange dashed line) of the whole set of days.

In the positive phase of iPCN2, the hourly wind run of the second quadrant at the Valencia Observatory is very close to its average value until midday. From then on, it is significantly higher than the average value (Figure 9b, black dotted line). This stronger evening breeze probably contributes to moderating the Tx. In this context, we found a good correlation between the Valencia Observatory DTR and the monthly frequency of sea breeze days ( $r = -0.27$ , >99%) (we considered breeze days to be only those in which a second quadrant wind was registered at midday but not in the early morning). The positive values of iPCN2 are linked to positive values of VortSW which is also linked to the frequency of sea breeze days ( $r = 0.31$ , >99%). Thus, when the iPCN2 index increases, so does the VortSW and with it the probability of the sea breeze reaching the Valencia Observatory, thus reducing the DTR.

However, at the Ebro Observatory, in the positive phase of iPCN2, the hourly wind run of the second quadrant (Figure 9a, black dashed line) is much weaker than the Southern days' average, when the synoptic scale-pressure gradient enhances the sea breeze (Figure 9a, orange dashed line). This is so because in the early morning of the days with highly positive iPCN2 values, the wind from inland up the Ebro Valley, which blows in the night, is still active (Figure 9a, black line) owing to the favourable pressure gradient on a synoptic-scale and due to the channelling effect of the lower Ebro Valley's orography. The synoptic pattern in this case, though, corresponds to a warm anticyclonic situation which will make daytime temperatures rise significantly. Only when these temperatures have reached relatively high values, will an increase in the wind from the second quadrant corresponding to the sea breeze be recorded. Only when there is a sufficiently strong cross-shore temperature gradient towards inland, will the resistance owing to the opposing synoptic-scale cross-shore wind component (towards the sea) be cancelled out [30] and will the Ebro Observatory be within the range of the sea breeze. In this case, the positive Tx anomalies spread throughout the northern part of the lower Ebro Valley and a little further northward of the Ebro Observatory, the temperature gradient almost disappears (Figure 4d), thus suggesting that, under these conditions, there is only a relatively weak penetration inland of the sea breeze (close to 25 km).

As it is in the pre-littoral area and in a valley whose orographical conditions strengthen both winds with northern components and those from the south, the relationship between wind and temperature at the Ebro Observatory is very complicated. One example of this is that, contrary to what we might expect, at the Ebro Observatory the Northern days are, on average, warmer than the Southern days. On the other hand, if we took into account only the cross-shore temperature gradient, we would expect on average, a stronger breeze on Northern days (at least on the warmest days) than on Southern days

but in fact the opposite case occurs (Figure 9a: the run\_2q is stronger on the Southern days than on the warmer days with iPCN2 values higher than 90th percentile). This is so, because during Southern days, the eastward pressure gradients, which are often related to the Iberian Peninsula thermal low, favour the influx of sea air and a fall in Tx and DTR. During Northern days, the opposite is true—large scale pressure gradients favour more the wind flow coming from inland, which can be very warmer (like in the positive phase of iPCN2) and makes the Tx and DTR increase significantly.

To sum up (Table 3): low iPCN2 values are related to a cold advection in the north IP which enhances the northerly wind in the lower Ebro Valley and makes the maximum temperatures fall, while positive anomalies are recorded at Valencia and in the SE IP. During the positive phase of iPCN2, the synoptic-scale conditions correspond to a warm anticyclone that favours the northerly flux in the Ebro Observatory, especially in the night and only when the cross-shore temperature gradient is high enough, will the sea breeze reach the Ebro Observatory (which means Tx and DTR increases); at the same time these conditions will favour a strengthened breeze at Valencia after midday which will stop the rise of Tx.

**Table 3.** Relation between iPCN2 and wind and Tx.

Index/Variable	Ebro Observatory			Valencia Observatory		
	run_N	run_2q	TxE	run_N	run_2q	TxV
iPCN2PC10	↑↑	↓↓	↓↓	↑	↓	↑
iPCN2PC90	↑	↓	↑↑	→	↑	↓

We focused on the wind run rather than on the average velocity because the wind run accounts not only for the strength with which the wind has been blowing from one specific direction but also for the duration of time the wind was blowing from that direction. The ‘average hourly wind run’ (Figure 9) refers to the average value obtained for each hour from the ‘wind run’ values corresponding to this hour for a specific set of days. For example, if on a specific day at a specific time, the wind does not blow with a positive northerly component, then the ‘run\_N’ corresponding to this hour will be null, which would lower the average hourly ‘run\_N’ for this hour.

### 5.3. Relationship between the Northerly Wind at Ebro Observatory and VortSW and the Tx in Valencia Region

The run\_N measured at the Ebro Observatory has a very high sensitivity to large scale atmospheric conditions. One way to monitor some of the changes linked to the increase in the SNAO [21,29] and iPCN2 (Figure 5) and therefore, some of the effects of the progressive shift of the Azores High towards the north of Europe from the late 1960s onwards is by evaluating how the relationships between the northerly wind at the Ebro Observatory (run\_N) and some significant variables such as the relative vorticity VortSW have changed with time. Studying how the relationship between the northerly wind and VortSW has changed over time can give us information on how the dominant direction of the northerly wind, which is related to the prevalence of certain synoptic patterns, has evolved over time in the SE of the IP and this is relevant given that, as we have seen, this direction influences decisively the Tx of this area.

On average, during the days with the most negative values of iPCN2 a cool northerly wind blows during the daytime at Ebro Observatory, while for very positive values of iPCN2, the wind only blows at night as it is substituted by a relatively weak and warm sea breeze in the daytime. Therefore, we should find negative correlations between iPCN2 and run\_N on a daily level ( $r = -0.26, >99\%$ ). However, if we work with monthly values, we must bear in mind that there may be other kinds of synoptic patterns related to run\_N which are different from those linked to iPCN2. In this case, the correlations obtained with monthly data will thus depend on the relative weight of iPCN2 within the total monthly run. In this sense, we must point out the good correlation between run\_N and iPCN2 and SNAO (significant to 99%) in the period 1948–1967 (Table 4), which indicates that in this

period the episodes of northerly wind at the Ebro Observatory were linked more often to synoptic situations with very negative values of iPCN2 and SNAO. However, owing to the increase in the SNAO and iPCN2 indices, and to the dramatic drop in frequency of the situations with negative values of iPCN2 (and negative SNAO) from the end of the 1960s onward, the synoptic patterns related to cold advections and northerly winds were more and more often linked to positive values of the SNAO. For this reason, the correlation (using monthly data) between run\_N and iPCN2 and between run\_N and SNAO in the last decades of the 20th century became much weaker (Table 4).

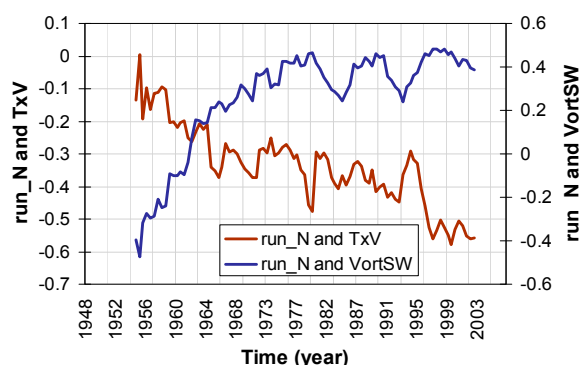
**Table 4.** Linear correlations (monthly data).

Wind Run/Index	iPCN2	SNAO
run_N (1948–1967)	−0.59 **	−0.42 **
run_N (1968–2006)	−0.17	0

\*\* (>99%)

The relation between run\_N and VortSW on a monthly level is relevant as it gives us information regarding the kinds of synoptic patterns more often associated to the northerly wind at the Ebro Observatory, the possibility to see how these synoptic patterns have changed over time and the possibility to be able to contrast this changes in the context of the sharp rise of the index iPCN2 from the 1950s.

In the 1950s and 1960s, the northerly wind at the Ebro Observatory was linked to a decrease in VortSW (Figure 10), which is coherent with the strong negative correlation between iPCN2 and run\_N in this period. From the end of the 1960s onward, the synoptic situations associated with the Ebro Observatory northerly wind were different as situations of negative iPCN2 and negative SNAO became less and less common. Owing to the strong increase in SNAO, the cold advections were more and more often linked to positive SNAO situations—characterized by having positive VortSW values in general [29]. This explains the positive correlation between VortSW and northerly wind in the last decades of the 20th century. Figure 10 shows how the correlation between run\_N and VortSW changed throughout the second half of the 20th century from very significant values with a negative sign ( $r = -0.47, >99\%$ ) to positive values ( $r = 0.4, >95\%$ ). The change in sign of this correlation over time is a “footprint” of the changes which occurred during the second half of the 20th century. We can state that the correlation is significant, not just because of the wind itself but also due to the information it gives about the prevalence over time of certain atmospheric patterns.

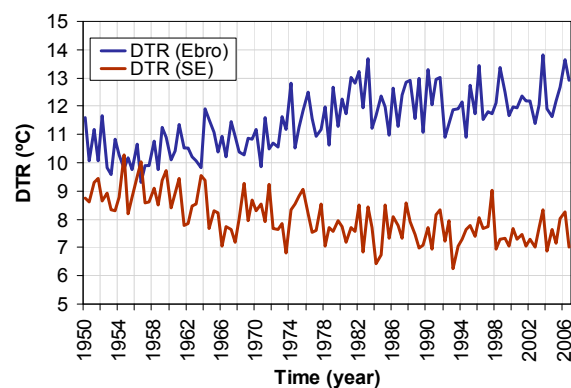


**Figure 10.** Correlation between run\_N and TxValencia and VortSW (28-month window).

In the 1950s and early 1960s, the run\_N was linked to negative values of SNAO and iPCN2 and, therefore, to low values of the relative vorticity of the SW IP. This contributes to explain why, during this period, its relationship with the Tx at Valencia was weak (Figure 10). Although the northerly wind is cool, as it reaches the SE IP with a western component, the negative anomalies are weak,

or even of positive sign. However, in the following decades, with the increase in SNAO and iPCN2, the atmospheric patterns linked to run\_N became more and more associated to higher values of relative vorticity in the SW and, therefore, their capacity for making Tx fall in the SE was increased owing partly to the change in the wind route from a continental one to a marine route.

We must point out that the period during which the correlation between run\_N and VortSW changed sign (from the 1950s to the beginning of the 1980s) (Figure 10) coincided with a change in the iPCN2 index (from negative to positive) (Figure 5), a change in the SNAO index (from negative to positive [21]), a large increase in the difference between the Ebro Observatory Tx with respect to those of the Valencia Observatory (Figure 5), a large increase in the Ebro Observatory DTR and a large fall in the Valencia Observatory DTR (Figure 11).



**Figure 11.** Time series of DTR at Ebro (blue) and SE close to the coast (brown).

#### 5.4. Estimation of DTR Trend (1954–1981) in the Ebro Region and the SE IP from the Indices iPCN1 and iPCN2

As the iPCN2 index experienced a strong increase between the mid 1950s and early 1980s (Figure 5), we should ask whether, from this increase, a statistically significant increase in the DTR of the Ebro Observatory region and a statistically significant decrease in the DTR of the SE IP can be inferred. Nevertheless, to explain these asymmetric trends from changes in atmospheric circulation, we cannot ignore the possible contribution of iPCN1, given its high statistical weight (it has been derived from the leading principal component PC1). With this aim, we calculated two linear regressions (with the 1948–2006 data) where the independent variables are iPCN1 and iPCN2 and the dependent variables are the average monthly values of the DTR of the Ebro Observatory region and the DTR of a region of the SE IP. We defined these two regions in such a way that the correlations obtained between the PC2 index and the DTR of each corresponding grid point of the Spain02 dataset (Figure 4b) are at maximum absolute values; this is a way to optimize the results as we have selected the areas where the relationship between DTR and PC2 is at its maximum. We use PC2 instead of iPCN2 because the spatial distribution of the correlations between DTR and PC2 has a better resolution than that corresponding to DTR and iPCN2. In this way, the Ebro Observatory region is defined as the set of grid points where the former correlation is over the +0.55 threshold (around the Ebro Observatory, Figure 4b). To select the SE IP and Valencia region close to the coast we chose the grid points with correlation values below the −0.1 threshold (the ones closest to the coast, Figure 4b).

We calculated the regressions after eliminating the trends in all the time series:

$$\text{DTR}(\text{detrended}) = a \times \text{iPCN1}(\text{detrended}) + b \times \text{iPCN2}(\text{detrended}) + c \quad (5)$$

Then, we calculated the ‘trended’ values of DTR with the previously calculated coefficients using the ‘trended’ indices:

$$\text{DTR}(\text{trended}) = a \times \text{iPCN1}(\text{trended}) + b \times \text{iPCN2}(\text{trended}) + c \quad (6)$$

We focused on the period 1954–1981 because from the early 1980s onward, both DTR trends were more synchronised and there was not such an important difference between them (Figure 11). From the calculation of both regressions, we found significant DTR trends (>95%) with reverted signs in both regions: positive in the Ebro region, which could account for 55% of the observed trend (0.8 °C/decade) and negative in the SE region closest to the coast which could account for 47% of the observed trend (−0.6 °C/decade). On the other hand, we saw that the contribution of iPCN1 to the DTR trend in the Ebro region is very small and in the SE region its effect is in the opposite direction in comparison with that of iPCN2, that is, it contributes to a positive DTR trend. If we only took into account the effects of iPCN2, then we could explain for 68% of the observed trend in the SE region close to the coast.

Hence, we conclude that the variations of the iPCN2 index during the second half of the 20th century (1954–1981) may contribute to explaining a significant part of the differential trend of the DTR in the Ebro Observatory region with respect to the SE IP region closest to the coast.

On the other hand, there could be other processes responsible for explaining the remaining percentages of the observed trends, apart from those derived from the possible influence of the heat island effect on temperatures on the littoral areas of SE IP [20]. However, it is also possible that the changes in atmospheric circulation described by these indices are more significant than the trends that we have calculated. Our calculations are only based on four sets of large-scale variables (Z500, Z500–Z100, MSLP and sea level relative vorticity) and their capacity to describe processes on a mesoscale level is limited.

## 6. Discussion and Conclusions

We carried out an initial classification between ‘Northern days’ and ‘Southern days’ setting out from regional aspects regarding the kind of wind to be expected in the region around the Ebro Observatory. This classification is also applicable on a larger scale—particularly over the Iberian Peninsula [21,29].

We calculated a PCA from a set of variables which come from the NCEP reanalysis (T850, VortSW, VortNW) and from observation data (Tx and DTR of Ebro and Valencia Observatories) and then we obtained the indices iPCN1 and iPCN2 from reanalysis data (MSLP, Z500, Z500–Z1000 and sea level relative vorticity).

In the positive phase of iPCN2, the north-westerly flow makes the Tx and DTR increase in the lower Ebro valley as it corresponds to a warm anticyclonic situation with clear skies and warm air at high levels. Under these conditions, the Tx in the inland IP increase significantly which make the Ebro Observatory Tx increase as the flow displaces the continental air mass near the coast. But these conditions are, in turn, responsible for a slight fall in the same variables on the SE coast of the IP due to a greater exposure there to northerly air with a maritime route.

The opposite case happens in the negative phase of iPCN2. Here, the temperatures tend to fall inland as these conditions are not anticyclonic ones but correspond to an influx of air from higher latitudes at high levels in combination with northerly wind at low levels due to the presence of a strong westward pressure gradient. This air is much colder than on average at high levels and prevents the maximum temperatures from increasing—especially in the northern part of the IP but not on the SE and Valencia coast where this wind comes from inland (‘ponent’) and is therefore warmer, due to its crossing of the IP under high insolation conditions and to the adiabatic compression due to the loss of altitude. Accordingly, we found at the Valencia Observatory, very significant correlations between the daily westerly wind run (direction from the third and fourth quadrant) and the iPCN2 index and VortSW ( $r = -0.41$ , >99% and  $r = -0.42$ , >99%, respectively) in the period (1997–2006). The days with westerly wind can register very high temperature levels in the SE IP and Valencia region coast. This explains why we also found a significant correlation ( $r = -0.21$ , >99%) between the iPCN2 index



and the frequency of days with  $T_x > T_{x90}$  (90th percentile of the  $T_x$  of each station) in the stations of this area.

In the 1950s and early 1960s, during the Northern days (the frequency of which was significantly higher than usual [29]), the iPCN2 and the SNAO values were frequently negative, restraining maximum temperatures in northern IP due to the northerly flow linked to a marked westward pressure gradient and maintaining a reduced DTR in the area around the Ebro Observatory. However, in the same period, these negative values of iPCN2 and the consequent negative values of the relative vorticity in the SW IP contributed to increasing the  $T_x$  and DTR in the area around the SE IP and Valencia region close to the coast and also increased the frequency of days with westerly winds ('ponentades'). So, we can conclude that in the 1950s and early 1960s, the atmospheric circulation enhanced the frequency of westerly flow and the probability of extreme temperatures in that region. In the 1950s and early 1960s, therefore, the maximum temperatures and DTR at the Ebro and Valencia Observatories showed a certain convergence.

The increase detected in the iPCN2 index from the late-1960s onward contributes to explaining why, from the late 1960s to about 1980, the  $T_x$  and the DTR in both regions (Ebro Observatory and Valencia and the SE area close to the coast) showed a greater and greater divergence. The subsequent increase in the relative vorticity in the SW IP decreased the influence of inland winds at the Valencia Observatory and in the SE IP closest to the coast and enhanced the frequency of sea breezes but at the same time the enhanced anticyclonic conditions contributed to increasing the  $T_x$  and DTR in the area around the Ebro Observatory. Thus, the general increase in  $T_x$  seen at the end of the 20th century related to the current climate change was strengthened in the lower Ebro Valley owing to the shift of the Azores High towards the NE and, at the same time, it was weakened in the littoral and pre-littoral areas of the SE IP.

There are several studies [17,18] that show a decrease of the DTR in the SE of the IP in the second part of the 20th century but we disagree with their proposed explanation—in particular due to the fact that the decrease occurs mainly between the 1950s and early 1980s, before the current climate change. These studies assume that the DTR drop could be explained from a rise in the minimum temperatures but we checked that the DTR drop from the late-1960s to around 1980 in the SE IP closest to the coast in summer, is mainly due to a steeper drop in the maximum temperatures than in the minimum ones. Thus, from the 1980s to the beginning of the 21st century, the DTR does not show a significant trend, which is in line with what happens globally [6].

The steep rise of the iPCN2 and SNAO indices (highly correlated during the period 1948–2006,  $r = 0.52$ ,  $>99\%$ ) of the late 1960s had two important cumulative effects on the maximum temperatures of the Valencia region and the SE IP: on the one hand, there was a drop in the frequency of days with westerly wind and, on the other, the northern cold advections in summer tended to be more centred on the eastern IP [29]. The cold advections in the eastern IP are related to blocking situations in northern Europe, which force air at higher latitudes to move to lower latitudes. These blockings are usually related to strongly positive values of the SNAO index. One specific case is that of the cold advections over the Gulf of Lion [29]. Furthermore, these cold advections were frequently related to an increase in the total cloud cover in the SE of the Iberian Peninsula [29] which probably also contributed to lowering the  $T_x$  in the SE IP and Valencia region. All this contributes to explaining why some studies have emphasised the relatively low rise of maximum temperature seen in the eastern and SE Mediterranean area of the IP in the second half of the 20th century after removing urbanization effects [20,34].

**Acknowledgments:** We want to acknowledge the great contribution of the meteorological observers of the Ebro Observatory for their huge commitment over the years to record and digitize the wind data used in this work. We further extend our gratitude to AEMET as well as the Santander Meteorological group (Universidad de Cantabria-CSIC) for elaborating the Spain02 dataset and making it available. The authors extend their appreciation to UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) NCEP/NCAR for allowing us access to their huge meteorological data base and the extremely powerful and versatile software (NCL). The authors thank the Catalan Meteorological Service (Servei Meteorològic de Catalunya) for making available to us, the observational data

corresponding to maximum temperatures of Catalonia (1996–2006) used in this study. The authors thank Brian and Silvia for their accurate translation. Finally, we extend our appreciation to the two anonymous reviewers for their valuable suggestions.

**Author Contributions:** Vicent Favà conceived, designed and performed the experiments, analysed the data, interpreted the results and wrote the paper. Juan José Curto analysed the data and interpreted the results and Carme Llasat revised it. All authors have read and approved the final manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

## Abbreviations

DTR	Diurnal Temperature Range
DTRE	DTR at Ebro Observatory
DTRV	DTR at Valencia Observatory
DTREV	DTRE—DTRV
EOF	Empirical Orthogonal Function
IP	Iberian Peninsula
iPCN1	Index obtained from PC1
iPCN2	Index obtained from PC2
MSLP	Mean Sea Level Pressure
NE	Northeast
PCA	Principal Component Analysis
PC1	Leading principal component of the PCA
PC2	Second principal component of the PCA
Run_N	Wind run of the wind with positive northerly component at Ebro Observatory
Run_2q	Wind run of the second quadrant wind at Ebro Observatory
Run_2q_S	Run_2q for Southern days
Run_2q_N	Run_2q for Northern days
Tn	Minimum temperature
TnE	Minimum temperature at Ebro Observatory
TnV	Minimum temperature at Valencia Observatory
Tx	Maximum temperature
TxE	Maximum temperature at Ebro Observatory
TxV	Maximum temperature at Valencia Observatory
TxEV	TxE—TxV
T850	850 hPa Temperature
SE	Southeast
SNAO	Summer North Atlantic Oscillation
SST	Sea Surface Temperature
VortNE	Relative vorticity at sea level in the NE (2.5° E, 42.5° N)
VortSW	Relative vorticity at sea level in the SW (7.5° W, 37.5° N)
Z1000	1000 hPa Geopotential height
Z500	500 hPa Geopotential height
Run_N_iPCN2PC10	Run_N for Northern days with iPCN2 < 10th percentile
Run_N_iPCN2PC90	Run_N for Northern days with iPCN2 > 90th percentile
Run_2q_iPCN2PC10	Run_2q for Northern days with iPCN2 < 10th percentile
Run_2q_iPCN2PC90	Run_2q for Northern days with iPCN2 > 90th percentile

## References

1. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2013.

2. Brunet, M.; Jones, P.D.; Sigró, J.; Saladié, O.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Della-Marta, P.M.; Lister, D.; Walther, A.; López, D. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *J. Geophys. Res.* **2007**, *112*, D12117. [[CrossRef](#)]
3. Jones, P.D.; New, M.; Parker, D.E.; Martin, S.; Rigor, I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.* **1999**, *37*, 173–199. [[CrossRef](#)]
4. Zwiers, F.W.; Weaver, A.J. The Causes of 20th Century Warming. *Science* **2000**, *290*, 2081–2083. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
5. Easterling, D.R.; Horton, B.; Jones, P.D.; Peterson, T.C.; Karl, R.R.; Parker, D.E.; Salinger, M.J.; Razuvayev, V.; Plummer, N.; Jamason, P.; et al. Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science* **1997**, *277*, 364–367. [[CrossRef](#)]
6. Vose, R.S.; Easterling, D.R.; Gleason, B. Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, *32*, L23822. [[CrossRef](#)]
7. Brunet, M.; Aguilar, E.; Saladié, O.; Sigró, J.; López, D. Warming phases in long term Spanish temperature change. In Proceedings of the American Meteorological Society 13th Symposium on Global Change and Climate Variations, Orlando, FL, USA, 13–17 January 2002.
8. Esteban-Parra, M.J.; Pozo-Vazquez, D.; Rodrigo, F.S.; Castro-Diez, Y. Temperature and precipitation variability and trends in Northern Spain in the context of the Iberian Peninsula climate. In *Mediterranean Climate: Variability and Trends*; Bolle, H.J., Ed.; Springer: New York, NY, USA, 2003; pp. 259–276.
9. Oñate, J.J.; Pou, A. Temperature variations in Spain since 1901: A preliminary analysis. *Int. J. Climatol.* **1996**, *16*, 805–816. [[CrossRef](#)]
10. Rodríguez-Puebla, C.; García-Casado, L.A.; Frías, M.D. Trend and interannual variations in air temperature over Iberian Peninsula. In Proceedings of the American Meteorological Society 13th Symposium on Global Change and Climate Variations, Orlando, FL, USA, 13–17 January 2002.
11. Brunet, M.; Sigró, J.; Saladié, O.; Aguilar, E.; Jones, P.D.; Moberg, A.; Walther, A.; López, D. Spatial patterns of long-term Spanish temperature change. *Geophys. Res. Abstr.* **2005**, *7*, 04007.
12. Brunet, M.; Saladié, O.; Jones, P.D.; Sigró, J.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Walther, A.; Lister, D.; López, D.; Almarza, C. The development of a new daily adjusted temperature dataset for Spain (1850–2003). *Int. J. Climatol.* **2006**, *26*, 1777–1802. [[CrossRef](#)]
13. Abaurrea, J.; Asín, J.; Erdozain, O.; Fernández, E. Climate variability analysis of temperature series in the Medium Ebro River Basin. In *Detecting and Modelling Regional Climate Change*; Brunet, M., López, D., Eds.; Springer: New York, NY, USA, 2001; pp. 109–118.
14. Galan, E.; Cañada, R.; Fernández, F.; Cervera, B. Annual temperature evolution in the southern plateau of Spain from the construction of regional climatic time series. In *Detecting and Modelling Regional Climate Change*; Brunet, M., López, D., Eds.; Springer: New York, NY, USA, 2001; pp. 119–131.
15. Horcas, R.; Rasilla, D.; Fernández, F. Temperature variations and trends in the Segura River Basin. An exploratory analysis. In *Detecting and Modelling Regional Climate Change*; Brunet, M., López, D., Eds.; Springer: New York, NY, USA, 2001; pp. 133–142.
16. Morales, C.G.; Ortega, M.T.; Labajo, J.L.; Piorno, A. Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-Leon (Spain). *Atmósfera* **2005**, *18*, 71–90.
17. Miró, J.; Estrela, M.J. Tendencia de la temperatura en los meses de julio y agosto en la comunidad Valenciana en las últimas décadas: Cambios en la frecuencia de días calurosos. In *El Clima Entre el Mar y la Montaña*; García, J.C., Liaño, C., de Arróyabe, P.F., Garmendia, C., Rasilla, D., Eds.; Serie A, No. 4; Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC); Universidad de Cantabria: Santander, Spain, 2004.
18. Miró, J.; Estrela, M.J.; Millan, M. Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region). *Int. J. Climatol.* **2006**, *26*, 1051–1073. [[CrossRef](#)]
19. Quereda, J.; Montón, E.; Escrig, J. Las tendencias climáticas de la región mediterránea ¿cambio o estabilidad? *Revista Valenciana d'Estudis Autònoms* **1999**, *27*, 117–152.
20. Quereda, J.; Montón, E.; Quereda, V.; Mollá, B. Significant Climate Warming (1950–2013) in the Spanish Mediterranean: Natural Trend or Urban Heat Island (UHI). *Tethys* **2016**, *13*, 11–20.
21. Favà, V.; Curto, J.J.; Llasat, M.C. Relationship between the summer NAO and maximum temperatures for the Iberian Peninsula. *Theor. Appl. Climatol.* **2015**, *126*, 77–91. [[CrossRef](#)]
22. Hurrell, J.W.; Folland, C.K. *A Change in the Summer Circulation over the North Atlantic*; CLIVAR Exchanges No. 25; International CLIVAR Project Office: Southampton, UK, 2002; pp. 52–54.

23. Folland, C.K.; Knight, J.; Linderholm, H.W.; Fereday, D.; Ineson, S.; Hurrell, J.W. The Summer North Atlantic Oscillation: Past, present and future. *J. Clim.* **2009**, *22*, 1082–1103. [CrossRef]
24. Bladé, I.; Liebmann, B.; Fortuny, D.; van Oldenborgh, G.J. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.* **2011**, *39*, 709–727. [CrossRef]
25. National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce; Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948–Continuing. Updated Monthly. 1994. Available online: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0/> (accessed on 6 September 2013).
26. Herrera, S.; Gutiérrez, J.M.; Ancell, R.; Pons, M.R.; Frías, M.D.; Fernández, J. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *Int. J. Climatol.* **2012**, *32*, 74–85. [CrossRef]
27. Curto, J.J.; Also, E.; Pallé, E.; Solé, J.G. Sunshine and synoptic cloud observations at Ebro Observatory, 1910–2006. *Int. J. Climatol.* **2009**, *29*, 2183–2190. [CrossRef]
28. Turco, M.; Llasat, M.C. Trends in indices of daily precipitation extremes in Catalonia (NE Spain), 1951–2003. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2011**, *11*, 3213–3226. [CrossRef]
29. Favà, V.; Curto, J.J.; Llasat, M.C. Regional differential behaviour of maximum temperatures in the Iberian Peninsula regarding the Summer NAO in the second half of the twentieth century. *Atmos. Res.* **2016**, *182*, 319–334. [CrossRef]
30. Miller, S.; Keim, B. Synoptic-scale controls on the sea breeze of the Central New England Coast. *Weather Forecast.* **2002**, *18*, 236–248. [CrossRef]
31. Holton, J.R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd ed.; International Geophysics Series; Academic Press: Cambridge, MA, USA; Elsevier Science: New York, NY, USA, 1992; Volume 48.
32. The NCAR Command Language (Version 6.1.1) [Software]. UCAR/NCAR/CISL/VETS: Boulder, Colorado. Available online: <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5> (accessed on 29 January 2012).
33. Sánchez-Lorenzo, A.; Sigró, A.; Calbo, J.; Martín-Vide, J.; Brunet, M.; Aguilar, E.; Brunetti, M. Efectos de la nubosidad e insolación en las temperaturas recientes de España. In *Cambio Climático Regional y Sus Impactos*; Sigró, J., Brunet, M., Aguilar, E., Eds.; Serie A, No. 6; Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC); Universitat Rovira i Virgili: Tarragona, Spain, 2008; pp. 273–284. ISBN 978-84-612-6051-5.
34. Quereda, J.; Montón, E.; Escrig, J. *El Cambio Climático en las Regiones de Valencia y Murcia: La Sombra Analítica de un Auténtico Troyano*; Investigaciones Geográficas; Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante: Alicante, Spain, 2009; Volume 49, pp. 109–127, ISSN 0213-4691.



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## Capítulo 8

### 8 Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

#### 8.1 Introducción

Se ha encontrado que el recorrido del viento del segundo cuadrante registrado en el Observatorio del Ebro en los años 50 y 60, fue significativamente mayor, especialmente por la mañana, en comparación con el resto de la segunda década del siglo XX. Por otro lado, la DTR del Observatorio del Ebro fue también mucho menor en los años 50 y 60 que en las décadas siguientes, hecho que podría estar relacionado con el mayor flujo del segundo cuadrante en el mismo periodo.

El OE está en el prelitoral, a unos 20 km de la costa, y sus condiciones termométricas son, por tanto, muy sensibles a los regímenes de vientos. Así, por ejemplo, si las condiciones sinópticas favorecen la llegada del viento del segundo cuadrante (del Mediterráneo), entonces las temperaturas máximas y la DTR tenderán a converger con las de la costa. Si, por el contrario, las condiciones de gran escala dificultan la llegada del viento del segundo cuadrante o favorecen la llegada de viento de componente oeste, entonces la zona del OE puede quedar expuesta a la masa de aire continental del interior del Valle del Ebro, mucho más cálida y seca, con la consiguiente subida de las Tx y DTR.

Una forma de viento del segundo cuadrante en las horas centrales del día es la brisa. La brisa diurna es un proceso de mesoescala originado por la aparición en las horas diurnas de un fuerte gradiente horizontal de densidad a nivel de superficie debido al contraste entre el aire relativamente frío sobre el mar en comparación con el aire del interior, cuya temperatura sube más rápido por efecto de la radiación solar debido a la menor inercia térmica de la tierra con respecto a la del mar. La brisa afecta sobre todo a las zonas costeras, especialmente en verano, y penetra algunas decenas de kilómetros al interior, siendo el alcance espacial de la misma función de la dirección del viento de escala sinóptica [1]. Como el Observatorio del Ebro está en el prelitoral, queda normalmente dentro del área de influencia de la brisa. Sin embargo, la zona del Observatorio, por estar situada por un lado en el tramo final del Valle del Ebro por donde es frecuente la bajada de viento de componente norte y oeste, y por el otro, ya a escala más regional, por estar en la parte final de un valle orientado de norte a sur y rodeado de sistemas montañosos, está también muy expuesta a la llegada de viento procedente del interior, que en situaciones anticiclónicas puede llegar a ser muy cálido. De hecho, las mismas

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

condiciones orográficas que potencian la llegada de viento de componente norte y oeste (procedente del interior) también permiten al viento de componente SE penetrar muchos kilómetros hacia el interior. Tenemos, por tanto, que las condiciones relativas a la temperatura y humedad en Observatorio del Ebro, por su distancia a la costa y la orografía regional, pueden pasar con relativa facilidad de estar bajo la influencia del aire marítimo a la del continental. Este hecho singular hace al Observatorio del Ebro muy sensible a los efectos de posibles cambios de circulación a escala sinóptica como los que ocurrieron aproximadamente a partir de 1967.

¿Se dieron en los años 50 y 60 del siglo XX unas condiciones sinópticas favorables para la llegada de un flujo del segundo cuadrante reforzado en el OE? En caso afirmativo, ¿pudo esto contribuir a frenar las temperaturas máximas y moderar la DTR en este periodo? ¿Puede tener alguna relación el hecho observado de que el viento del segundo cuadrante (especialmente por la mañana) fuera más intenso en un periodo en el que SNAO fue muy negativo? ¿Pudo tener relación la subida de SNAO de finales de los años 60 con el debilitamiento del viento del segundo cuadrante y la subida de la DTR en el OE durante la segunda parte del siglo XX? Estas son algunas de las cuestiones que van a ser investigadas en este apartado.

## 8.2 Patrones sinópticos relacionados con la intensidad del viento del segundo cuadrante en el OE

Se han investigado las configuraciones sinópticas que refuerzan la entrada de viento del segundo cuadrante en la zona del Observatorio del Ebro y la hipótesis de si el índice SNAO podría jugar un papel en este tipo de situaciones.

Para determinar la posible relación entre SNAO, el viento del segundo cuadrante y la DTR, se ha realizado un PCA a partir de determinadas variables correspondientes a los días de sur, puesto que es en este conjunto de días en los que dicho viento alcanza mayor frecuencia e intensidad debido a que, en dicho conjunto de días, el flujo es de componente sur en el NE de la PI. Las variables diarias que han sido seleccionadas para el PCA son:

- 1- SNAO. Se ha comprobado que en los días de sur, la PI queda en una zona de bajas presiones relativas que podrían potenciar la entrada de viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro.
- 2- El gradiente de presión de oeste a este (P1-P2), siendo P1(40°N 5°E) y P2(40°N 2,5°W). Cuanto más aumente la presión hacia el Mediterráneo, mayor será la intensidad del viento del segundo cuadrante, según los análisis estadísticos realizados con los registros diarios de viento en el periodo 1948-2006.
- 3- La MSLP en el punto de malla más cercano al Observatorio del Ebro (40°N 0°E).

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

- 4- La temperatura máxima del Observatorio del Ebro.
- 5- El recorrido nocturno del viento del segundo cuadrante (calculado de las 0 horas a las 5 horas de UT). El viento diurno está dominado por la brisa diurna, mientras que, por la noche, al ser menores los gradientes horizontales de temperatura, el viento es mucho más sensible a los gradientes de presión de gran escala, que dependen de la configuración sinóptica. Para que la brisa nocturna se desarrolle, hace falta por un lado que los gradientes de presión de gran escala sean débiles, y por el otro que las condiciones sean anticiclónicas, ya que estas favorecerán la pérdida de calor radiativo nocturno en el interior, invirtiendo la dirección del gradiente de temperatura respecto al de las horas diurnas facilitando una disminución de las temperaturas mínimas. Por el contrario, si por la noche sigue soplando un débil viento del segundo cuadrante, es un indicador de que las condiciones sinópticas son favorables para la entrada de aire marítimo, lo que no dejará bajar a las temperaturas mínimas. La correlación entre el recorrido nocturno del viento del segundo cuadrante y la DTR en el OE es muy significativa ( $r = -0,42 >99\%$ ).
- 6- La temperatura a 850 hPa en el punto (40°N 0°E). Permitirá determinar si en la estructura encontrada, evolucionan de forma sincronizada la temperatura en superficie y la de 850hPa, por tal de determinar si las eventuales variaciones de la temperatura máxima en el Observatorio del Ebro son un efecto de los cambios en la temperatura en niveles más altos o bien si, por el contrario, su origen está más vinculado a otros procesos.

Para evaluar la estabilidad del resultado del PCA, en lugar de realizar un sólo cálculo con los datos del periodo completo (1948-2006), se ha optado por realizar varios PCA con una ventana móvil de 15 años, desplazándose de año en año hasta recorrer todo el periodo. Así, se ha realizado el primer PCA con los datos diarios de los días de sur del periodo 1948-1962, el segundo PCA con los datos del periodo 1949-1963, y así sucesivamente hasta llegar al último periodo 1992-2006. Se ha encontrado que EOF1 es estable sólo hasta finales de los años 60, de forma que a partir de entonces el primer EOF obtenido del PCA no tiene nada que ver con los obtenidos durante los años 50 y 60. Esto indica que la forma en la que se expresó la variabilidad más habitual de las magnitudes seleccionadas para el PCA cambió de forma abrupta de forma simultánea con la subida de SNAO, lo que sugiere que los cambios de gran escala que afectaron al norte de Europa (y a nivel hemisférico) también se reflejaron en la forma en la que se distribuyen los gradientes de presión y su relación con la temperatura, mucho más al sur, en pleno Mediterráneo Occidental, concretamente en el NE de la PI y en el Observatorio del Ebro.

Puesto que nos interesa estudiar las condiciones atmosféricas de los años 50 y 60 (para poder compararlas luego con la de las décadas posteriores), se ha calculado el índice temporal correspondiente al EOF1 escogiendo como referencia el EOF1 obtenido en el periodo 1948-1962, que es prácticamente invariante hasta finales de los años 60. Para ello se ha proyectado el EOF1 (1948-1962) sobre la matriz de anomalías normalizadas de las variables de entrada del PCA para el periodo completo (1948-2006). Dicha matriz contiene las anomalías normalizadas de las 6 variables de entrada con sus respectivas

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

tendencias, a excepción de la TxEbre y T850 a las que se ha eliminado la tendencia para eliminar los efectos del cambio climático (sin estos dos *detrends*, el índice obtenido tiene mayores valores en las dos décadas finales debido a la subida de las temperaturas). De esta forma, el índice obtenido (PC1) nos indica la intensidad y el sentido (positivo o negativo) con la que se manifiesta la estructura correspondiente al EOF1 de los años 50 y 60 a lo largo del periodo completo (1948-2006) (Fig 8.1). Es destacable el periodo 1948-1966 en los que los valores de este índice están muy por debajo de la media de los valores de las tres décadas siguientes, siendo habituales los meses con valores muy negativos.

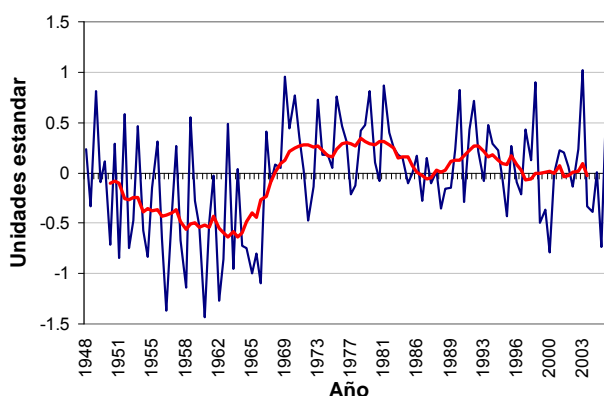


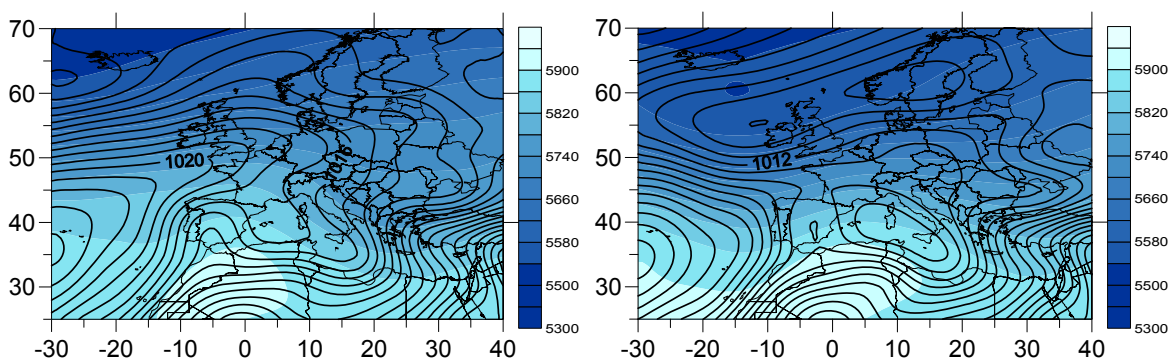
Fig 8.1 Serie temporal del índice PC1

La estructura encontrada para la EOF1 corresponde en su fase positiva con un aumento de SNAO, un aumento de la presión en el este de la PI, una disminución de la componente oeste-este del gradiente de presión, una disminución del recorrido del viento nocturno del segundo cuadrante y un aumento de las temperaturas máximas. En la figura 8.2 se muestra la configuración sinóptica media de los 7 meses con valores más altos de PC1 en el periodo 1948-1966, destacando las altas presiones en el norte de Europa (SNAO positivo) y la zona de bajas presiones relativas en la PI, efecto de las altas temperaturas. La configuración media de los 7 meses con valores más bajos de PC1 (Fig 8.3) muestra en cambio, bajas presiones en el norte de Europa (SNAO negativo), una relativamente importante bajada de presión desde el Mediterráneo hasta la PI, situada en un pantano barométrico entre el Anticiclón de las Azores y el núcleo anticiclónico del Mediterráneo. En estas condiciones, cabe esperar valores elevados del viento del segundo cuadrante y un aumento de la nubosidad, como sugiere la elevada correlación encontrada entre el PC1 y la DTR del Observatorio del Ebro ( $r = 0,6 >99\%$ ).

La temperatura a 850 hPa es la que menos variación experimenta en el cambio de la fase positiva a la negativa, lo que sugiere que los cambios de temperatura en superficie pueden tener relación con procesos distintos a advecciones frías o cálidas, como, por ejemplo, cambios en la nubosidad, que es coherente con las elevadas correlaciones positivas y muy significativas encontradas entre el PC1 y la DTR del Observatorio del Ebro.



## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival



**Fig 8.2** Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los 7 meses con mayores valores de PC1 (1948-1966)

**Fig 8.3** Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los 7 meses con menores valores de PC1 (1948-1966)

La fase negativa del PC1, muestra un aumento del viento del segundo cuadrante ligado a una disminución de las temperaturas máximas y la DTR. En general el viento del segundo cuadrante en horas diurnas es debido a la brisa generada por el aumento de las temperaturas del interior respecto de la costa y cuanto más suben estas, más intensa cabe esperar que sea la brisa. Pero en este caso, el aumento del viento del segundo cuadrante en las horas diurnas, es una brisa reforzada por un gradiente de presión de mayor escala, como el mostrado en la figura 8.3, originado por la diferencia de presión entre el núcleo anticiclónico del Mediterráneo y la baja relativa del interior de la PI. Es por otro lado muy relevante el hecho de encontrar tantos meses con valores tan negativos de PC1 en el periodo 1948-1966 (Fig 8.1), lo que indica que el tipo de configuración sinóptica de la figura 8.3 fue muy habitual, al contrario que a partir de 1967.

Para poder contrastar las diferencias detectadas en el Observatorio del Ebro en relación con las variaciones de PC1, se han calculado los valores horarios medios de los recorridos del viento del segundo cuadrante y de las temperaturas horarias medias para los 7 meses con valores más altos de PC1 y para los 7 meses con valores más bajos (Fig 8.4 y Fig 8.5). Es destacable que los segundos muestren mayores valores del recorrido del viento del segundo cuadrante simultáneamente con menores valores de temperatura máxima. En estos casos, la temperatura estaba moderada por un lado por la propia entrada potenciada de aire marítimo, y por el otro por un probable aumento de la nubosidad. La prácticamente desaparición de este tipo de tiempo a partir de finales de los años 60, probablemente contribuyó a la disminución observada del recorrido del viento del segundo cuadrante y a un aumento del promedio de las temperaturas máximas y de la DTR en el Observatorio del Ebro.

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

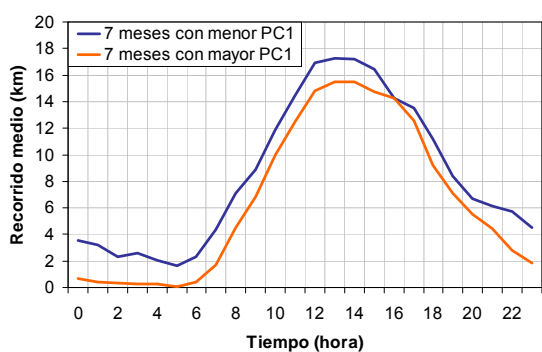


Fig 8.4 Recorrido horario medio del viento del segundo cuadrante de los meses seleccionados (1948-1966)

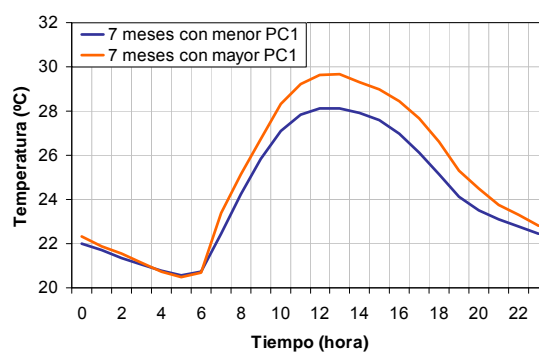


Fig 8.5 Temperatura horaria media del viento del segundo cuadrante de los meses seleccionados (1948-1966)

El PCA anterior se ha diseñado para poder establecer relaciones entre variables locales del Observatorio del Ebro y algunas variables de escala sinóptica, y se podría pensar, por tanto, que el resultado obtenido está muy sesgado en cuanto a tener sólo aplicación en un área tan restringida espacialmente como el sur de Catalunya. Sin embargo, este no es el caso, como muestran los mapas de las figuras 8.2 y 8.3 y como muestran las distribuciones espaciales de anomalías de temperaturas máximas correspondientes a los 7 meses con valores más positivos y más negativos de PC1 para el periodo 1948-1966 (Fig 8.6 y Fig 8.7 respectivamente).

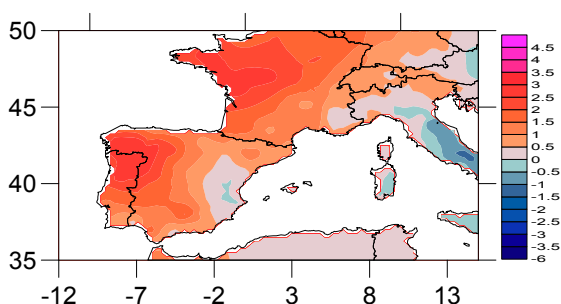


Fig 8.6 Promedio de las anomalías de Tx de los 7 meses con mayores valores de PC1 (1948-1966)

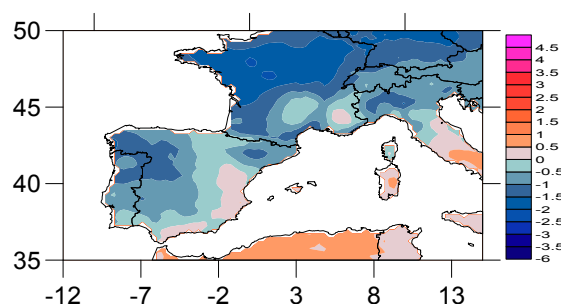


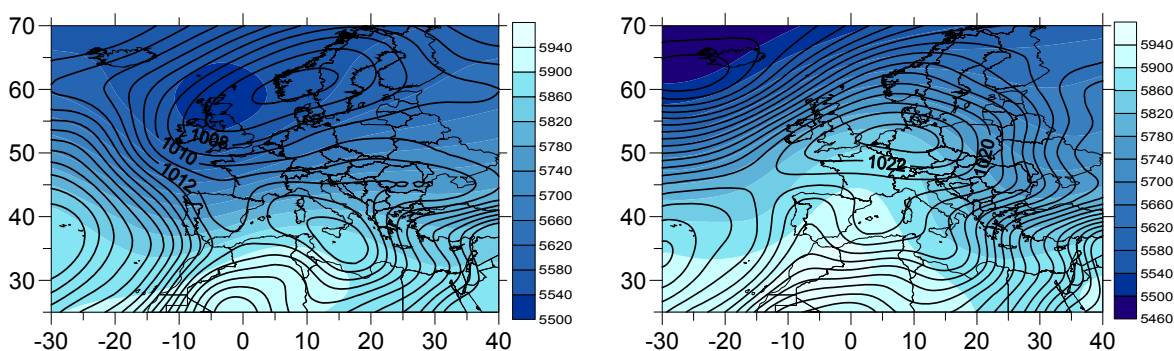
Fig 8.7 Promedio de las anomalías de Tx de los 7 meses con menores valores de PC1 (1948-1966)

Sin embargo, por la forma en que ha sido obtenido, no se puede considerar PC1 como un índice atmosférico propiamente dicho. Para el cálculo del índice atmosférico correspondiente a la estructura anterior (nuevo índice que se ha denominado iPC1), se ha procedido según lo expuesto en los apartados 4.7 y 4.8 de la metodología, encontrándose una correlación de  $r = 0,78$  ( $>99\%$ ) entre iPC1 y el PC1 y una correlación de  $r = 0,64$  entre iPC1 y SNAO. La serie temporal PC1 está más relacionada con procesos regionales, puesto que se ha calculado a partir de variables del Observatorio del Ebro, en cambio, teniendo en cuenta la forma en la que se ha calculado, el nuevo índice iPC1 tiene una entidad que corresponde a una escala mayor. Se ha efectuado por tanto un *upscaling* para encontrar las condiciones de gran escala a partir de las condiciones de pequeña escala [2]. Una de las consecuencias de dicho *upscaling* ha sido la pérdida de información de escala regional, que ha sido compensada con una ganancia de información referente a las

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

condiciones de escala sinóptica, en particular, las relativas al estado de la atmósfera en el Atlántico Norte.

Cuando  $iPC1$  alcanza valores muy negativos (Fig 8.8), SNAO está en su fase negativa y además la zona de bajas presiones del norte de Europa se extiende hacia el sur, impulsando flujo de componente sur y sudeste al NE de la PI, sobre cuya vertical se sitúa el flanco oriental de una vaguada a 500 hPa, lo que implica la llegada de aire frío en niveles altos. La combinación de dichos factores sugiere un aumento de las probabilidades de nubosidad y de lluvia en el NE de la PI. Por otro lado, la fase positiva de  $iPC1$  corresponde a valores altos de SNAO y condiciones anticiclónicas en Europa Occidental y sobre la PI (Fig 8.9). Las configuraciones sinópticas correspondientes a los valores extremos del índice  $iPC1$  explican las correlaciones negativas significativas encontradas entre este índice y la precipitación en el NE (Fig 8.22). Estas correlaciones desaparecieron a partir de finales de los años 60 debido a que la configuración con SNAO negativo correspondiente a la fase negativa de  $iPC1$  se hizo muy poco frecuente, dado que el índice SNAO experimentó durante los años 70 y 80 valores muy altos. Sin embargo, es destacable que estas correlaciones volvieron a ser significativas en los años 90, cuando SNAO dejó de tener valores tan elevados.



**Fig 8.8:** Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) ( $iPC1 <$  percentil 10) (1948-2006)

**Fig 8.9:** Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) ( $iPC1 >$  percentil 90) (1948-2006)

La subida del índice  $iPC1$  se puede ver reflejada en el cambio de signo de la vorticidad relativa sobre el nivel del mar en el Mediterráneo Occidental, y se observa de forma particularmente abrupta hacia el año 1967, en la zona de Córcega y Cerdeña (40°N 10°E) (Fig 8.10), probablemente como consecuencia de la subida de latitud del anticiclón que anteriormente estaba más confinado en el este del Atlántico, sobre las Azores.

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

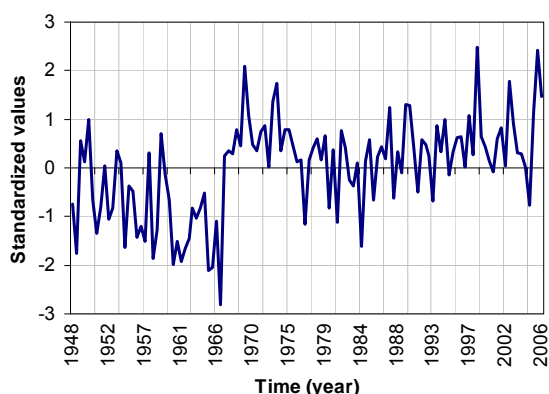


Fig. 8.10 Vorticidad relativa sobre la zona de Córdega y Cerdeña (40°N 10°E)

La fuerte tendencia positiva del índice iPC1 a lo largo del siglo XX probablemente ha contribuido a explicar una parte (alrededor del 24 %) de la fuerte subida de la DTR del Observatorio del Ebro en el mismo periodo.

### 8.3 Influencia de SNAO en las precipitaciones del NE de la PI

Las correlaciones entre SNAO y las precipitaciones en la PI son positivas en la parte central y en el este durante el periodo 1950-2010 [3], pero teniendo en cuenta que los elevados valores de SNAO registrados a partir de finales de los años 60 y hasta finales del siglo XX no tienen precedentes en los últimos siglos [4], cabe preguntarse también, si dichas correlaciones podrían mantenerse durante la primera parte del siglo XX y en los siglos anteriores.

En este trabajo se han encontrado correlaciones negativas en el NE de la PI en el periodo 1950-1966 en el conjunto de los días de sur (Se ha definido la zona del NE como el área continental comprendida entre (1,5°W- 3°E) y (41°N – 43°N)). Se ha encontrado también en dicho conjunto, una elevada frecuencia de días de precipitación en los que el día siguiente era del conjunto de los días de norte (transición S-N) (Fig 8.11).

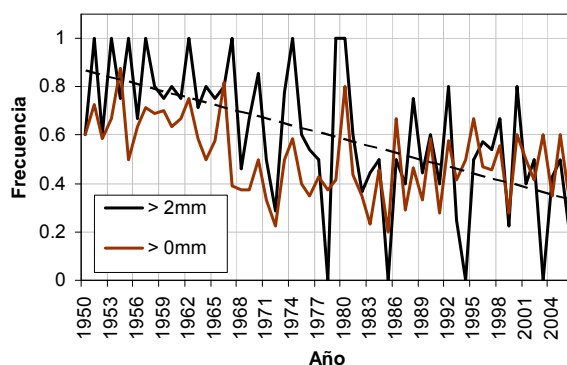
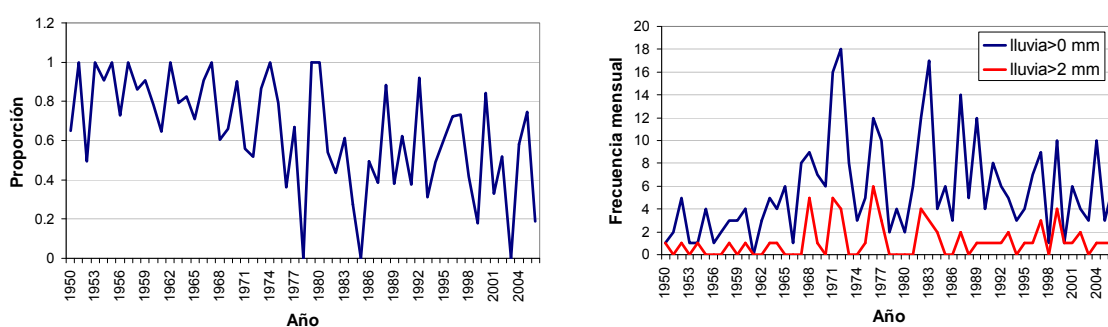


Fig 8.11 Proporción de días S-N con lluvia con respecto al número de días de lluvia en el NE de la IP en verano (Julio y Agosto) (en marrón). Lo mismo sólo para los días con lluvia > 2mm (en negro).

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

En el NE de la PI, hasta finales de los años 60, en promedio, cerca del 80% de los días de sur con lluvia superior a 2mm estuvieron seguidos de días de norte. Cuando pasa un sistema frontal ocurre una transición de días de sur a días de norte, lo que sugiere que en el periodo 1950-1966, la lluvia en los días de sur pudo estar más ligada que en las décadas siguientes al paso de sistemas frontales. Pero esto también está relacionado con los valores negativos de SNAO de este periodo, ya que cuando las áreas de bajas presiones del norte de Europa estaban activas y el anticiclón de las Azores retirado hacia el oeste, el este de la PI quedaba relativamente a menudo bajo la influencia simultánea de una vaguada en altura (en su flanco oriental) por un lado y la presencia de flujo marítimo por el otro, dos factores que al juntarse podían aumentar la probabilidad de la formación de tormentas, probabilidad que aumentaba además, cuando el anticiclón se desplazaba hacia el este, y con él la vaguada en altura, momento en el que el flujo en superficie pasaba de componente sur (días de sur) a componente norte (días de norte). Se ha comprobado que en el periodo 1950-1966, la mayor parte de la precipitación mensual durante los días de sur, cayó en los días que precedían a días de norte, es decir en los días de transición de flujo sur a norte (S-N) (Fig 8.12). Pero se ha encontrado además en este periodo, un valor muy bajo del número relativo de días de lluvia caída en días de sur precedidos de días de sur. Así, si calculamos el número de ocasiones en cada verano en las que se han dado dos días de sur seguidos de lluvia, aparece una clara discontinuidad en este periodo (Fig 8.13). Estos resultados indican que la mayor parte de la lluvia caída en los días de sur lo hizo en los días de transición de sur a norte, lo que es coherente con lluvia originada por un sistema frontal.



**Fig 8.12** Proporción de lluvia caída en la transición S-N respecto a la lluvia en el NE caída en los días de sur

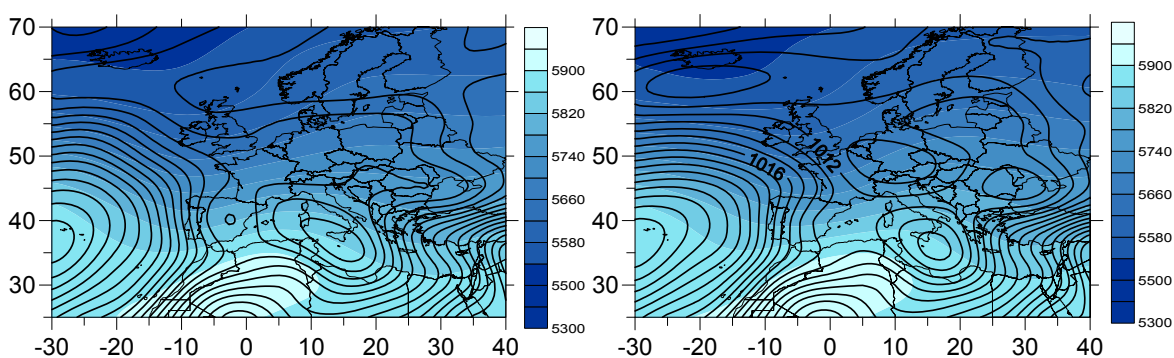
**Fig 8.13** Número de veces en los que se han dado dos días de sur seguidos de lluvia en el NE

Para comprobar que la mayoría de los días de sur con lluvia en el periodo 1950-1966 fueron días de transición S-N, se han realizado los mapas de presión a nivel del mar y de altura del geopotencial de 500hPa correspondientes a las configuraciones sinópticas promedio de los días de sur con una precipitación mayor a 2 mm en el NE de la PI (Fig 8.14) y los correspondientes al promedio del conjunto formado por los días siguientes a cada uno de los días del conjunto anterior (Fig 8.15). La secuencia de estos dos mapas muestra de forma evidente el cambio de sentido del flujo en el NE de la PI, y sugiere, además, algunos de los procesos que pueden impulsar la generación de lluvia en esta transición, puesto que en los días de sur con precipitación (Fig 8.14) tenemos:

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

- 1- La presencia en el NE de la PI de flujo del sudeste, con gran recorrido marítimo, y muy húmedo, por tanto, que, al superponerse a la brisa de la costa, advecta humedad hacia el interior. Contribuye a este flujo la célula anticiclónica centrada sobre Sicilia y el área de bajas presiones relativas en el interior de la PI.
- 2- La presencia de advección de vorticidad a 500 hPa, al estar bajo la vertical del flanco oriental de una (débil) vaguada en altura, y de la llegada de aire relativamente frío en niveles altos.
- 3- La presencia de cizalladura vertical del viento en altura, girando de componente SE en superficie hacia SW en altura.

Sin embargo, un factor clave es que el estado anterior no es estático, debido al hecho de que la vaguada se mueve hacia el este, afín al movimiento del anticiclón en el mismo sentido, movimiento que hace confrontar dos masas de aire con propiedades muy distintas: aire relativamente frío y seco procedente del Atlántico Norte con aire mucho más cálido y húmedo del Mediterráneo. Para visualizar la bajada térmica derivada del flujo del norte impulsado por el anticiclón, se han realizado los mapas de anomalías de Tx correspondientes a los mismos conjuntos de días, habiendo obtenido débiles anomalías en el NE en el primer conjunto (Fig 8.16), ligadas probablemente al aumento de la nubosidad, seguidas de una importante bajada de las temperaturas en el día siguiente en toda la PI a excepción de las zona próximas al litoral del SE (Fig 8.17) donde hay anomalías positivas debido a que en esa zona el viento llega en forma de poniente cálido. Se ha encontrado que para el conjunto de días correspondientes al mapa de la Fig 8.15, el recorrido del viento de componente norte en el Observatorio del Ebro es un 77% superior al promedio del total de los días y un 35% superior al del mismo conjunto de días del periodo 1967-2006.



**Fig 8.14** promedio de MSLP y Z500 de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)

**Fig 8.15** Lo mismo para el día siguiente

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

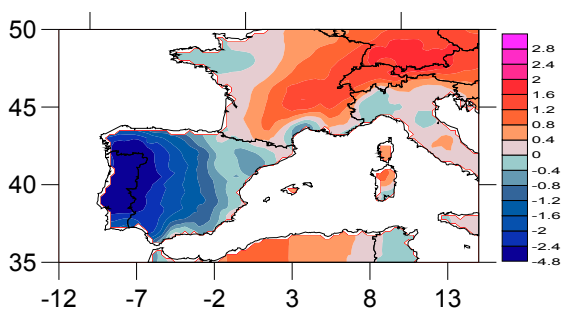


Fig 8.16 Anomalías de Tx de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)

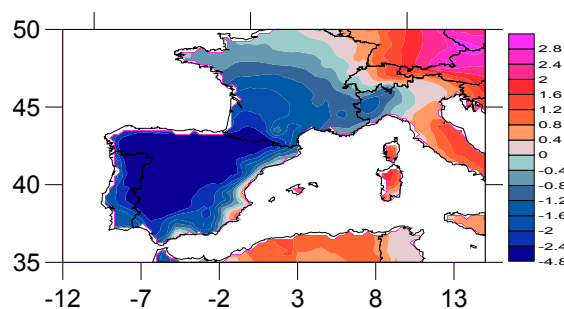


Fig 8.17 Lo mismo para el día siguiente

En los mapas de las figuras 8.18 y 8.19 se muestran las anomalías de precipitación de los dos conjuntos de días previamente discutidos.

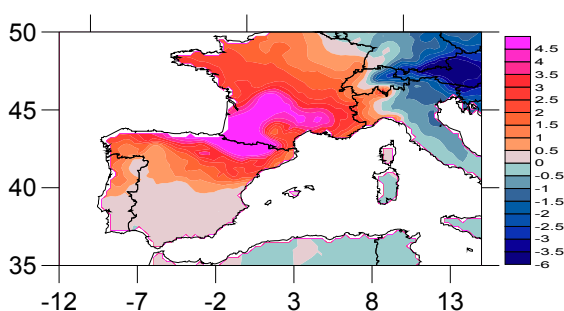


Fig 8.18 Anomalías de precipitación de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1948-1966)

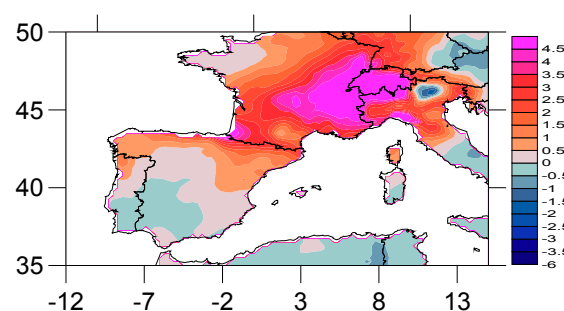


Fig 8.19 Lo mismo para el día siguiente

Pero, si en los días de sur del periodo 1950-1966 la mayor parte de la lluvia caída lo hizo en los días de transición S-N, cabría la posibilidad de que la precipitación total acumulada en los días de sur fuese en este periodo menor en comparación con las décadas siguientes. Para comprobar esta posibilidad, se ha calculado, para cada verano, la diferencia de precipitación acumulada en los días de norte menos la de los días de sur respecto del promedio estacional (julio-agosto) de precipitación (1950-2006) en el NE de la PI (Fig 8.20), y los resultados apoyan la anterior hipótesis, pero, indican, además, una mayor precipitación en los días de sur respecto de los días de norte desde 1968 hasta los años 80, periodo en el que SNAO alcanzó sus valores más altos.

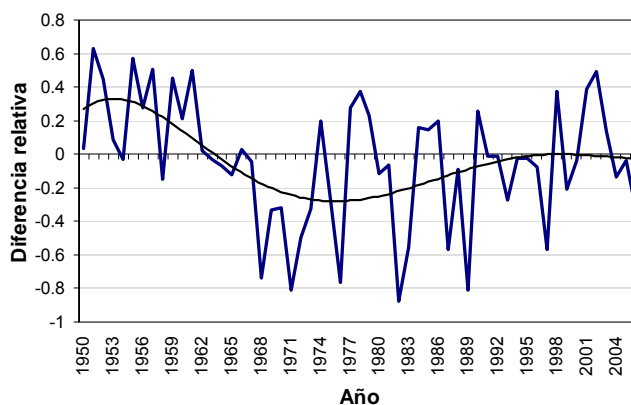


Fig 8.20 Diferencia relativa entre la lluvia caída en días de norte menos la caída en días de sur

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

La mayor precipitación en los días de sur desde 1968 hasta los años 80 es coherente con la mayor frecuencia de eventos de precipitación formados por varios días seguidos, cosa que ha sido comprobada. Así, se ha encontrado un aumento de los eventos de precipitación formados por dos días de sur seguidos (Fig 8.13) (se ha elegido dos días consecutivos porque es el más pequeño de los periodos de precipitación mayores que un día y porque la frecuencia de días consecutivos de precipitación disminuye más cuanto mayor sea el número de días), lo que sugiere que se produjo un aumento de frecuencia de un tipo de configuración sinóptica que por otro lado debió ser muy poco habitual en el periodo 1950-1966. Para poder comparar las situaciones sinópticas con precipitación en el NE de la PI en el periodo 1967-2006 con respecto al anterior periodo, se han calculado los correspondientes mapas de MSLP y Z500 para el promedio de los días con precipitación superior a 2mm, y para los días anteriores +1 (Fig 8.21 y Fig 8.22). En este caso, la secuencia no muestra un cambio del sentido del flujo en el NE como en el anterior periodo.

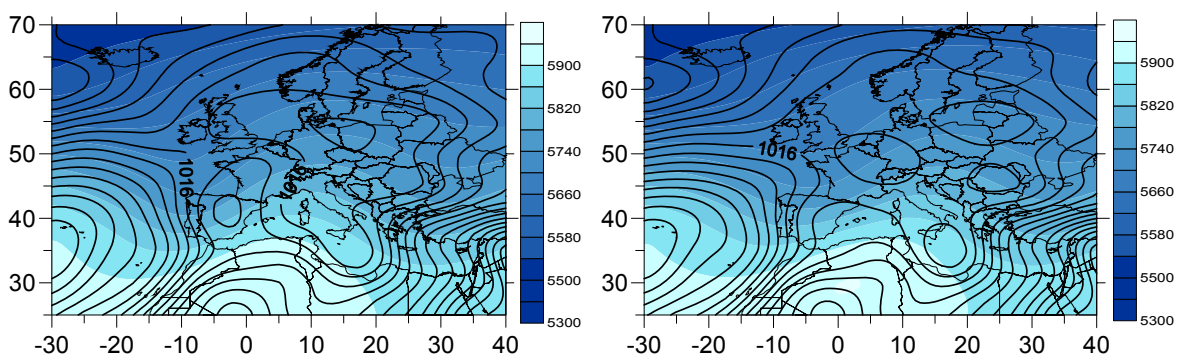


Fig 8.21 Promedio de MSLP y Z500 de los días de sur con lluvia > 2mm en el NE (1967-2006)

Fig 8.22 Lo mismo para el día siguiente

Pero la diferencia fundamental en las configuraciones sinópticas promedio de los días con precipitación superior a 2 mm entre los dos periodos está en los diferentes niveles de MSLP en el norte y centro de Europa. En el primer periodo la presión en estas zonas es relativamente baja (cerca de 1011 hPa), no hay bloqueo anticiclónico en el norte de Europa y los sistemas de bajas presiones pueden viajar con frecuencia hacia el este (Fig 8.15). Las presiones en el periodo 1967-2006 en cambio, están cerca de 1016 hPa, del orden de unos 5 hPa más altas, lo que es coherente con los elevados valores de SNAO en este periodo. Si bien en 1967-2006 también se dan transiciones de S-N en los días de precipitación (alrededor del 50% de las veces, como indica la Fig 8.11), son habituales los encadenamientos de días de sur con lluvia debido a que los habituales bloqueos anticiclónicos sobre el norte de Europa ligados a valores positivos de SNAO, facilitan la formación de una zona de bajas presiones relativas sobre la PI que puede permanecer en el tiempo varios días, contribuyendo a la precipitación en el NE con flujo del sur.

Pero en cualquier caso, independientemente de la situación atmosférica dominante en el norte de Europa, hay una cosa que es común en las configuraciones sinópticas de los días de lluvia de ambos periodos en el NE de la PI: la presencia de la parte oriental de una vaguada en niveles altos y la presencia en la PI de un importante gradiente de presión



## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

hacia el oeste (relacionado con el flanco este del Anticiclón de las Azores, que impulsa viento relativamente frío del norte) y de un gradiente de presión hacia el este, debido al anticiclón del Mediterráneo, que impulsa flujo cálido y húmedo. Estas condiciones en particular, han resultado estar muy bien relacionadas con la intensidad del índice 'iPC1' (apartado 3.5) de forma que cuando dicho índice es muy negativo, los gradientes de presión en la PI generados por el Anticiclón de las Azores y el del Mediterráneo se intensifican, como también la probabilidad de precipitaciones en el NE de la PI. Para mostrar cómo ha evolucionado a lo largo de la segunda parte del siglo XX la relación entre la precipitación en el NE de la PI con SNAO, se ha construido un gráfico donde se muestra la correlación entre dichas variables con una ventana móvil de 31 meses en los días de sur (Fig 8.23). En dicho gráfico también se muestran las correlaciones de la precipitación con el índice iPC1 en los días de sur y con los índices SNAO, CNSNAO y CPSNAO en el conjunto completo de días (días de sur + días de norte). En los días de sur, las correlaciones obtenidas en el periodo 1950-1966 son negativas y significativas (95%) con SNAO, iPC1 y positivas con CNSNAO. Hay que destacar por otro lado, que, aunque las correlaciones con SNAO a partir de finales de los años 60 no son significativas (a excepción del periodo 1973-1988), las obtenidas con CPSNAO son significativas hasta principios de los años 90. Esto es un resultado relevante, puesto que hemos encontrado una componente de SNAO (CPSNAO) que está relacionada significativamente con la lluvia del NE de la PI, cuando SNAO lo está con su parte central [3].

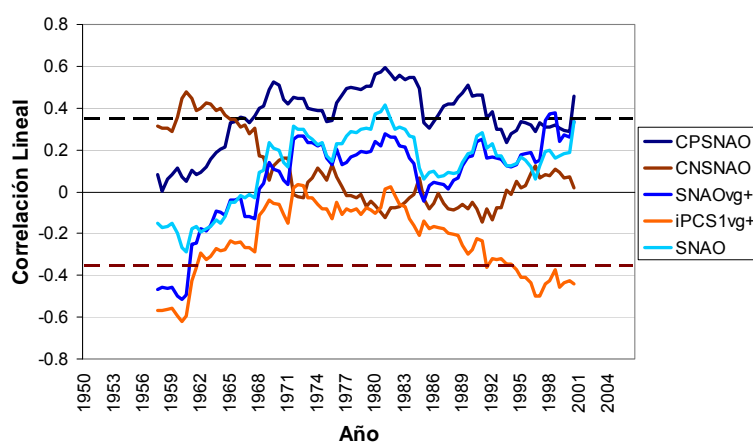


Fig 8.23 Correlaciones entre diversos índices atmosféricos y la lluvia en el NE de la PI

Para visualizar la distribución espacial de las anomalías de precipitación en las fases positivas de los índices CNSNAO y CPSNAO se han realizado los correspondientes mapas para valores de los índices superiores al percentil 90 (Fig 8.24 y Fig 8.25). Así como el índice CNSNAO ha resultado estar ligado a precipitaciones en el norte, NW y extremo NE de la PI, debido como era de esperar, a la influencia de las zonas de bajas presiones del norte de Europa, las precipitaciones asociadas al índice CPSNAO se extienden por el este peninsular, debido a la presencia en esta zona de aire frío en niveles altos, junto con la entrada de viento de componente NE con recorrido marítimo, y por tanto cargado de humedad (Fig 6.4).

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

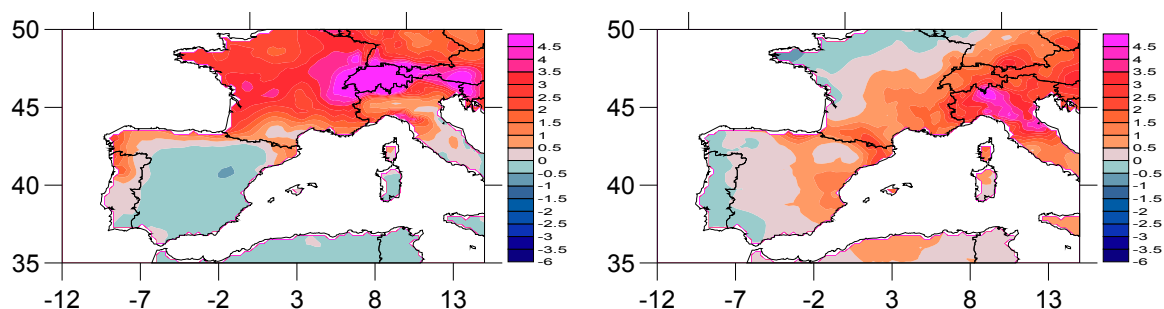


Fig 8.24 Anomalías de precipitación para los días en los que CNSNAO superan el percentil 90 (1950-1966)

Fig 8.25 Anomalías de precipitación para los días en los que CPSNAO superan el percentil 90 (1967-2006)

### 8.4 Relación entre SNAO y la intensidad de la baja térmica estival de la PI en los días de sur

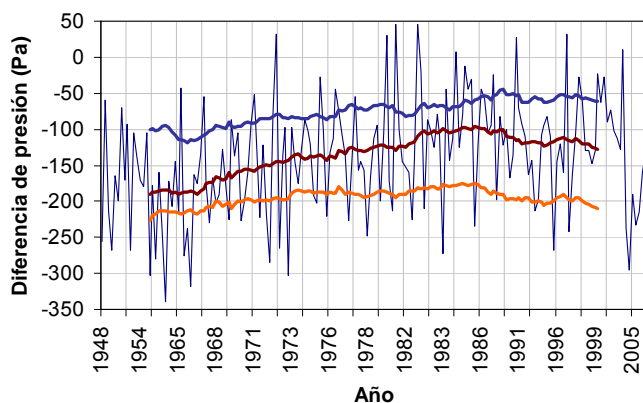
Dado que en el periodo 1948-1966, en los meses con SNAO negativo, durante los días de sur la PI quedaba con frecuencia en un pantano barométrico, entre el anticiclón de las Azores y el núcleo anticiclónico del Mediterráneo (Fig 8.3), se ha estudiado si SNAO podría tener alguna relación, directa o no, con una eventual intensificación de la baja térmica de la PI en ese periodo. La baja térmica de la PI se origina en condiciones anticiclónicas en verano, como consecuencia del fuerte calentamiento del interior, potenciado además por su altitud y aridez [5] y es la más significativa de la Europa [6]. No tiene relación, por otro lado, con ningún aumento de las precipitaciones. Para determinar la presencia de una baja térmica, se han realizado las siguientes consideraciones:

- 1- Se ha considerado que la presión mínima se produce a las 18:00 UTC [7].
- 2- A la 18 UTC, la presión en el sector centro-oeste (promedio de la MSLP de los puntos  $40^{\circ}\text{N } 5^{\circ}\text{W}$  y  $40^{\circ}\text{N } 7,5^{\circ}\text{W}$ ) debe ser inferior a la encontrada en los puntos periféricos ( $40^{\circ}\text{N } 0^{\circ}\text{E}$  en el este,  $40^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{W}$  en el oeste,  $45^{\circ}\text{N } 5^{\circ}\text{W}$  en el norte y  $35^{\circ}\text{N } 5^{\circ}\text{W}$  en el sur).
- 3- El punto anterior no debe cumplirse a las 06:00 UTC
- 4- Para descartar los posibles sistemas de bajas presiones de gran escala, se han descartado los días en los que la presión en el centro de la PI fue inferior a 1002 hPa [6].

Se ha definido la intensidad de la baja térmica, como el promedio de las diferencias de presión entre los 4 puntos periféricos y el promedio de los dos centrales. Se han identificado los días que satisfacen los criterios anteriores en el periodo 1948-2006 y no se ha encontrado una tendencia significativa en la evolución de la intensidad de las bajas térmicas centradas en el centro-oeste. Pero sí se ha encontrado una tendencia en la intensidad a las 12 UTC de las bajas térmicas centradas en el centro-este (usando como presión central el promedio de los puntos  $40^{\circ}\text{N } 5^{\circ}\text{W}$  y  $40^{\circ}\text{N } 2,5^{\circ}\text{W}$ ).

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

Dicha tendencia es en el sentido negativo, es decir, su intensidad ha ido disminuyendo con el tiempo, siendo máxima en los años 50 y 60 (Fig 8.26).



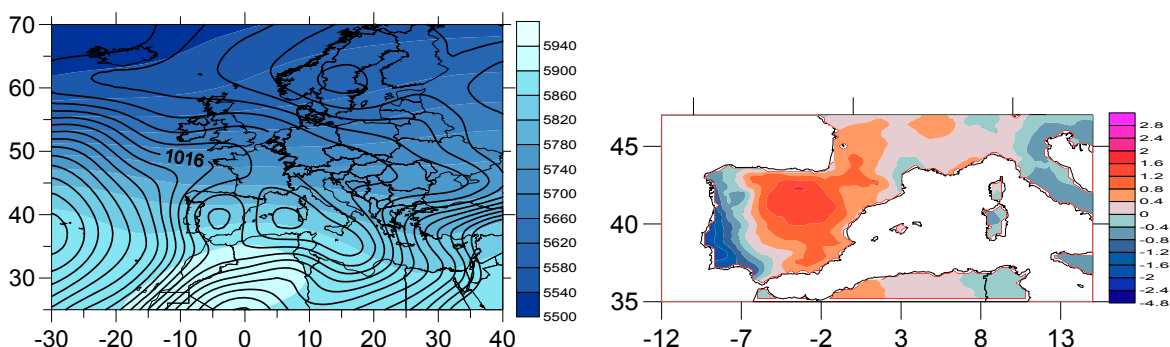
**Fig 8.26** Intensidad de la baja térmica en el este de la PI a las 06 UTC (azul), las 12 UTC (marrón) y a las 18 UTC (naranja) (Media móvil con ventana de 30 días)

Se han encontrado correlaciones positivas significativas entre el índice iPC1 (trabajando con valores mensuales) y la frecuencia mensual de bajas térmicas centradas en el oeste. Esto era de esperar, puesto que los meses más anticiclónicos tendrán más frecuencia de bajas térmicas, y los valores del índice iPC1 serán más altos (y viceversa). Además, en las configuraciones sinópticas fuertemente anticiclónicas, con el anticiclón extendiéndose por Europa central (configuración correspondiente a la fase positiva de iPC1), el oeste del Mediterráneo y el este de la PI están bajo la influencia de una cuña anticiclónica que desplaza la baja térmica hacia el oeste, lo que contribuye a explicar dichas correlaciones. Sin embargo, lo que no se esperaba era encontrar correlaciones significativas negativas en el periodo 1948-1966 entre iPC1 y la frecuencia mensual de bajas térmicas centradas en el centro-este. Así surge la pregunta: ¿Por qué en los meses con valores bajos de iPC1 (y por tanto más frescos) eran más frecuentes las bajas térmicas en el este de la PI en este periodo? Para explicar esto hay que tener en cuenta por un lado que para que se produzca una baja térmica centrada en el centro-este, la situación anticiclónica no puede ser muy potente (compatible con valores bajos de iPC1). Por otro lado, que los valores medios mensuales del índice iPC1 hayan sido negativos no implica por supuesto que todos los días hayan sido relativamente fríos. Estas correlaciones sugieren que los meses con valores negativos de iPC1 tuvieron días relativamente cálidos (mucho menos cálidos que los correspondientes a las bajas centradas en el centro-oeste) en los que las bajas en el centro-este tuvieron más facilidad para formarse. Probablemente, el hecho de que la PI quedaba en un pantano barométrico con presiones relativamente bajas, entre el anticiclón de las Azores al oeste y el núcleo anticiclónico del Mediterráneo en el este, jugó un papel importante. Pero, ¿por qué el núcleo anticiclónico del Mediterráneo Occidental prácticamente desapareció a finales de los años 60, y porqué era tan habitual en los años 50 y 60?

Durante los años 50 y 60, la circulación atmosférica en verano fue distinta, y no sólo en el norte de Europa. Entonces el anticiclón de las Azores estaba más retirado al Atlántico, sin extenderse por el Mediterráneo Occidental como ocurrió en las décadas siguientes.

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

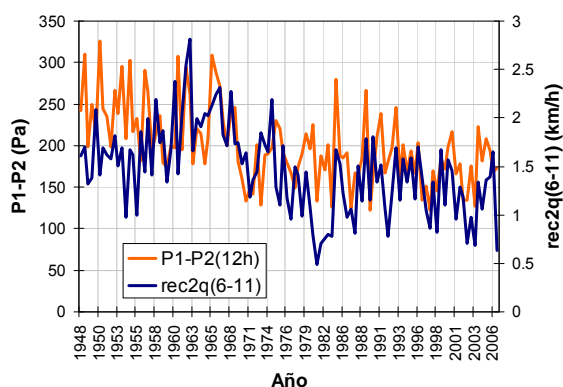
Entonces las presiones no sólo en el norte y centro de Europa eran inferiores, sino también en el oeste del Mediterráneo y el este de la PI. En estas condiciones, los gradientes de presión estaban más influidos por los propios gradientes térmicos originados por el contraste entre el calentamiento de tierras y mares. En este sentido, el núcleo anticiclónico es debido, en parte, al efecto de enfriamiento relativo debido a la superficie marina, siendo, por tanto, el reverso de la baja térmica del interior de la PI generada por el calentamiento (Fig 8.27 y 8.28).



**Fig 8.27** Promedio de MSLP (hPa) y Z500 (gpm) de los días con una baja térmica centrada sobre el centro-este de la IP (1948-1966)

**Fig 8.28** Anomalías de Tx de los mismos días

Los valores fuertemente negativos de  $iPC1$  en el periodo 1948-1966 probablemente contribuyeron a una mayor frecuencia e intensidad de las bajas térmicas centradas al centro-este, lo que contribuyó a una mayor intensidad del viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro, especialmente por la mañana, factor que probablemente ayudó a hacer disminuir las temperaturas máximas y la DTR en esta zona. Durante este periodo, no sólo fue mayor el recorrido del viento del segundo cuadrante por la mañana (de 06:00 a 11:00) registrado en el Observatorio del Ebro, sino también el gradiente de presión (P1-P2), esto es la diferencia entre las presiones de los puntos (40°N 5°E)-(40°N 2,5W), como muestra la figura 8.29. La correlación entre las dos series (después de eliminar las tendencias) es de  $r=0,31$  (>99%). La presión del punto P2 fue relativamente baja hasta finales de los años 60, factor al que contribuyó la formación de bajas térmicas en el sector centro-este de la PI.



**Fig 8.29** Gradiente de presión y recorrido del viento del segundo cuadrante por la mañana

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

Las correlaciones significativas ( $r = -0,4 >99\%$ ) encontradas entre el recorrido del viento del segundo cuadrante de las 6 a las 11 horas de la mañana y la DTR (trabajando sólo con la mitad de los días más calurosos) apoyan la hipótesis de una conexión entre dichas variables. También la correlación encontrada entre la hora a la que el viento del segundo cuadrante supera un umbral determinado (6 km/h) y la DTR ( $r=0,33 >99\%$ ); es decir, en los días calurosos, cuanto más tarde la brisa en superar los 6 km/h, más probable es que las temperaturas máximas sean más elevadas con respecto a las mínimas. En este caso, el retardo en la llegada de la brisa en los días calurosos es un indicador de que la situación sinóptica de gran escala no es favorable a la llegada de la misma a la zona del Observatorio, de forma que sólo cuando se haya establecido un gradiente de temperatura suficientemente elevado, va a quedar la zona del Observatorio bajo su área de influencia [1]. Por otra parte, la hora a la que el viento del segundo cuadrante supera un determinado umbral, no tiene una relación tan clara con la DTR en los días frescos, puesto que por un lado hay días relativamente fríos en los que cabe esperar una brisa más débil, pero, por el otro, también hay días frescos en los que el viento del segundo cuadrante contribuye a que lo sean, como aquellos con valores negativos del índice PC1, correspondientes a configuraciones del tipo mostrado en la figura 8.3.

## 8.5 Conclusiones

Durante los años 50 y 60, el viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro y especialmente el de la mañana (el registrado desde las 6 UTC a las 11 UTC) fue significativamente mayor al medido en las décadas siguientes, factor que probablemente contribuyó a moderar las temperaturas máximas y la DTR en este periodo. Por otro lado, se ha encontrado un patrón sinóptico ligado a valores negativos de SNAO y a la formación de una célula anticiclónica en el Mediterráneo Occidental, en el que debido al gradiente reforzado de presión a nivel del mar en sentido oeste-este, la llegada de aire marítimo puede ser potenciada en la zona del Observatorio del Ebro. Este tipo de tiempo, que además está muy relacionado con un aumento de la nubosidad y una disminución de las Tx y DTR, fue muy habitual en los años 50 y 60.

A mayor recorrido del viento del segundo cuadrante en las horas nocturnas (desde las 0 UTC hasta las 5 UTC), mayor es la probabilidad de que las temperaturas máximas y la DTR sean bajas en el Observatorio del Ebro.

La hora a la que el viento del segundo cuadrante supera un determinado umbral de velocidad (6 km/h) es un predictor de la DTR en el conjunto de días calurosos (aquellos en los que las Tx superan el percentil 50). Cuanto mayor sea el retraso en superar este umbral, menos favorables serán las condiciones sinópticas para que la brisa alcance la zona del Observatorio del Ebro, y sólo lo hará cuando el gradiente horizontal de temperatura hay alcanzado una intensidad relativamente grande.

El índice iPC1 está correlacionado significativamente con la precipitación en el NE de la PI en sentido negativo, durante los meses de verano (Julio y Agosto). Cuanto más negativo es iPC1, más probabilidades por un lado de de que la presión a nivel del mar

## Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

aumente hacia el este, lo que conlleva un refuerzo de la entrada de aire húmedo del Mediterráneo hacia el interior, y por el otro de que llegue por el oeste una vaguada en altura acompañada de un fuerte aumento de presión hacia el oeste, con la llegada de vientos de componente norte procedentes del Atlántico. La confluencia de estos factores potencia las probabilidades de formación de tormentas en el NE de la PI. iPC1 está muy bien correlacionado con SNAO, siendo los valores de ambos índices, muy negativos en general, durante los años 50 y 60. Estos valores negativos están relacionados con un aumento de la precipitación debida a sistemas frontales ligados a los sistemas de bajas presiones del Atlántico Norte durante este periodo.

Aunque en el periodo 1950-2010, las correlaciones entre SNAO y las precipitaciones en la PI (en su mitad central y este) fueron en signo positivo, con el mismo signo que las existentes en Italia y el SE de Europa, se han encontrado correlaciones de signo negativo en el NE de la PI durante el periodo 1950-1966.

Durante los años 50 y hasta finales de los 60, la mayor parte de la lluvia caída en los días de sur, lo hizo en transiciones S-N, es decir en días de sur que pasaban el día siguiente a días de norte, lo que indica que el tipo de precipitación estuvo ligado al paso de sistemas frontales asociados a los sistemas de bajas presiones del Atlántico, lo que es coherente con las correlaciones negativas entre SNAO y las precipitaciones en este sector.

Durante el periodo 1950-1966, al contrario que en los años 70 y 80, las secuencias de dos días de sur seguidos con lluvia en el NE fue muy escasa.

En los años 70 y 80, la lluvia en el NE de la PI estuvo más ligada a configuraciones con SNAO positivo, como lo muestran las correlaciones positivas encontradas entre los CPSNAO y la precipitación mensual.

En los meses con valores negativos de SNAO en el periodo 1950-1966, durante los días de sur, el anticiclón de las Azores estaba retirado hacia el oeste, y la PI estaba en una zona de bajas presiones relativas. En estas condiciones, se formaba un núcleo anticiclónico sobre el Mediterráneo Occidental, probablemente ligado al enfriamiento del aire en contacto con el mar. Estas circunstancias probablemente ayudaron a que las bajas térmicas sobre el centro-este de la PI fueran más habituales y más profundas en las horas centrales del día (mediodía), lo que probablemente contribuyó a reforzar el viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro y a moderar las temperaturas máximas y la DTR.

## Referencias

- [1] Miller S, Keim B (2002) Synoptic-scale controls on the sea breeze of the Central New England Coast. *Weather Forecast.* 18, 236–248
- [2] Gong DY, Drange H, Gao YQ (2007) Reconstruction of Northern Hemisphere 500 hPa geopotential heights back to the late 19th century. *Theor. Appl. Climatol.* 90: 83. <https://doi.org/10.1007/s00704-006-0271-3>
- [3] Bladé I, Liebmann B, Fortuny D, Van Oldenborgh GJ (2011) Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in theMediterranean region. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1195-x
- [4] Linderholm HW, Folland CK, Hurrell JW (2007) Reconstructing Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability over the last few centuries. *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 6: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2007, May 3rd – 6th 2007, Riga, Latvia. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 08/05, Potsdam, 6 –13
- [5] Gaertner MA, Fernández C, Castro M (1993) A two-dimensional simulation of the Iberian summer thermal low. *Mon Weather Rev.*121: 2740–2756
- [6] Hoinka KP, Castro MD (2003) The Iberian Peninsula thermal low. *QJR Meteorol Soc.* <http://dx.doi.org/10.1256/qj.01.189>
- [7] Portela A, Castro M (1996) Summer thermal lows in the Iberian Peninsula: A threedimensional simulation. *QJR Meteorol Soc.* 122, 1–22

Cambios en los patrones de precipitación en el NE de la PI y debilitamiento de la baja térmica estival

**El artículo al que hace referencia este capítulo puede consultarse en el siguiente enlace:**

<https://doi.org/10.1007/s00703-018-0643-0>



# Capítulo 9

## 9 Conclusiones

La conclusión general es que los cambios en la circulación atmosférica que se produjeron de forma abrupta a nivel global hacia 1967 en el contexto del *Rapid Global Climate Shift*, afectaron a diversas variables climáticas en muchas zonas de la PI en verano. Esta tesis ha demostrado que dichos cambios se pueden estimar a partir de la abrupta subida del índice SNAO y consisten en variaciones en la temperatura máxima (Tx), la amplitud de la oscilación térmica diurna (DTR), la precipitación y el viento. Según diversos estudios, el *Rapid Global Climate Shift*, está relacionado con la GSA (*Great Salinity Anomaly*) de los años 60, resultado de la aportación de agua dulce al Atlántico Norte debida a una gran descarga de hielo procedente del Ártico a través del estrecho de Fram, relacionada con un aumento de las situaciones de bloqueo anticiclónico en Groenlandia. Como consecuencia de la entrada masiva de agua dulce al Atlántico Norte, la intensidad de la AMOC descendió a niveles muy bajos, lo que probablemente contribuyó al cambio de fase de la AMO, pasando de positiva a negativa, lo que a su vez afectó a SNAO que pasó de la fase negativa a la positiva. Hacia finales de los años 60, se produjo un enfriamiento diferencial del HN respecto del HS, relacionado con el desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ), que está a su vez relacionado con la gran sequía del Sahel y con una disminución del monzón asiático. Así, mientras en el Sahel el monzón desapareció de repente creando una hambruna sin precedentes, en el norte de Europa los sistemas de bajas presiones tan típicos del verano se hicieron cada vez más escasos, cambiando el clima hacia unas condiciones mucho más anticiclónicas, y al mismo tiempo, en el SE de Europa, los veranos se hicieron más frescos y lluviosos.

### 9.1 El Rapid Global Climate Shift

Hasta ahora no se había prestado atención a los posibles efectos del *Rapid Global Climate Shift* de finales de los 60 en el clima de la Península Ibérica. El reto principal de este estudio ha sido poder relacionar este cambio climático global con cambios significativos en diversas variables climáticas de algunas regiones de la PI, especialmente en las temperaturas máximas, pero también en los regímenes de vientos y de precipitaciones en el NE de la PI. Ahora bien, aun habiendo encontrado en la PI, cambios estadísticamente significativos en diversas variables atmosféricas, estos no tienen la importancia de los que se produjeron en el norte y sudeste de Europa y son insignificantes en comparación con lo que ocurrió en el Sahel.

Antes de este estudio, las únicas correlaciones significativas que habían sido encontradas en la PI entre las temperaturas y SNAO estaban ubicadas en el extremo NW. Esto sugería *a priori* que la relación entre SNAO y las temperaturas de la PI podía ser muy débil, por lo

## Conclusiones

que encontrar evidencias de la fuerte subida de SNAO de finales de los años 60 en los registros termométricos de la PI (principal objetivo de esta tesis) era una hipótesis un poco arriesgada. Es por ello que, para abordar el problema, primero se han buscado los posibles mecanismos físicos que puedan explicar las correlaciones del NW de la PI, y se ha encontrado que la dirección del viento juega un papel predominante. Así, cuando SNAO es negativo, las bajas presiones del norte del Atlántico pueden impulsar vientos del NW y hacer llegar aire húmedo y fresco a Galicia, haciendo descender las temperaturas, mientras que al mismo tiempo las hacen subir en el SE de la PI, puesto que el viento de componente oeste llega a esa zona recalentado y seco. Lo contrario puede ocurrir en situaciones de SNAO positivo, en las que el flujo marítimo sobre el SE de la PI hace descender las temperaturas, llegando al mismo tiempo a Galicia, aire cálido y seco, que puede hacer disparar las temperaturas en esa zona. Se ha encontrado, además, que la relación entre SNAO y las Tx de la PI es máxima cuando el anticiclón de las Azores está situado al oeste de la PI, en cuyo caso, el flujo es de componente norte en el NE de la PI. Por ello se ha hecho una clasificación de los días en días de norte y días de sur, en función de la dirección del flujo en superficie sobre el punto geográfico 40°N 0°E. Así en los días de norte, el flujo en dicho punto es de componente norte, al contrario que en los días de sur. Hacer esta clasificación ha permitido encontrar en los días de norte (el 58% del total), correlaciones significativas a nivel diario entre SNAO y las Tx del SE de la PI.

### 9.2 Análisis de los índices SNAO, CNSNAO, CPSNAO

Pero el objetivo principal de esta tesis, que es estudiar la relación entre las Tx de la PI y SNAO, no podía limitarse a los extremos NW y SE. Por ello se ha calculado el promedio espacial de las temperaturas máximas de la PI a resolución mensual (TxSpain02), encontrándose una correlación muy baja con SNAO en el periodo 1950-2007. El hecho de que esta correlación sea muy baja a largo plazo, no tiene que hacernos descartar la posibilidad de que exista una relación entre dichas variables en periodos de tiempo más cortos. Para poner a prueba esta hipótesis, se ha investigado si a nivel diario y en los días de norte, se pueden encontrar patrones sinópticos en los que el índice SNAO presente valores absolutos significativos y al mismo tiempo, se den anomalías significativas en los valores absolutos de TxSpain02. Así, se han encontrado cuatro tipos de patrones sinópticos con elevados valores absolutos de SNAO, en los que por la forma en la que se distribuyen las superficies isobáricas y la topografía de 500 hPa, caben esperar anomalías significativas en las Tx de la PI. Se han calculado dos índices (CNSNAO y CPSNAO) cuyas fases positiva y negativa corresponden a dichos patrones sinópticos. CNSNAO indica la intensidad de una forma de variabilidad en la que las anomalías de las temperaturas máximas de la PI tienen el mismo signo que SNAO, mientras que la variabilidad ligada al índice CPSNAO corresponde a anomalías de las temperaturas máximas de la PI que tienen signo contrario a SNAO. Es decir, con valores absolutos elevados de CNSNAO se pueden encontrar anomalías positivas en las Tx de la PI en situaciones sinópticas con SNAO positivo o por el contrario, anomalías negativas en las Tx de la PI con situaciones sinópticas de SNAO negativo. Recíprocamente, con valores absolutos elevados de CPSNAO se pueden encontrar anomalías negativas en las Tx de la

## Conclusiones

PI en situaciones sinópticas con SNAO positivo o por el contrario, anomalías positivas en las Tx de la PI en situaciones sinópticas con SNAO negativo. Las fases negativas de estos índices corresponden a configuraciones sinópticas anticiclónicas cálidas, con SNAO positivo (fase negativa de CNSNAO) y SNAO negativo (fase negativa de CPSNAO), mientras que sus fases positivas, corresponden a patrones sinópticos con flujo de componente norte sobre la PI, tanto en superficie como en niveles altos. Así, la fase positiva de CNSNAO corresponde a una configuración sinóptica con SNAO negativo en la que las zonas de bajas presiones del norte de Europa están dispuestas de tal forma, que la parte norte de la PI queda expuesta a flujo del NW procedente del Atlántico, apareciendo, además, un marcado gradiente de presión en sentido este-oeste, del que cabe esperar un importante flujo de componente norte. En este sentido, se ha encontrado un valor significativo ( $r = 0,66 >99\%$ ) de la correlación entre CNSNAO y la diferencia de presión entre el oeste y este de la PI a 40°N en el periodo 1848-2012. En la fase positiva de CPSNAO, el anticiclón de las Azores se extiende hacia el norte de Europa, bloqueando la normal circulación del oeste y forzando al aire de latitudes altas a descender de latitud haciendo bajar las temperaturas especialmente en la mitad este de la PI.

Los índices CNSNAO y CPSNAO establecen relaciones antagónicas entre SNAO y las temperaturas de la PI, por lo que, en el largo plazo, si las fases positivas y negativas de ambos índices se repiten con parecida frecuencia, cualquier relación entre la temperatura de la PI y SNAO quedará aparentemente cancelada. Pero esto no tiene porqué ser así en periodos más cortos. De hecho, puede haber periodos de tiempo suficientemente largos desde un punto de vista estadístico, en los que la intensidad de la señal de uno de estos índices tenga una clara prevalencia sobre la otra. En este caso aparecerán correlaciones entre SNAO y las temperaturas de la PI en el sentido marcado por el índice predominante. Pues bien, y esta es una de las principales conclusiones de esta tesis, esto es lo que sucedió en el periodo 1950-1967, en el que se ha encontrado una clara prevalencia del índice CNSNAO, en particular en su fase positiva, lo que ha podido explicar las correlaciones de signo positivo encontradas entre SNAO y las Tx de buena parte de la mitad norte de la PI en dicho periodo.

Los valores significativamente positivos del índice CNSNAO encontrados en el periodo 1950-1967 reflejan la mayor proyección hacia el sur de las zonas de bajas presiones del norte del Atlántico, relacionada con el desplazamiento al oeste del Anticiclón de las Azores en los años 50 y 60. Esta mayor influencia de las depresiones atlánticas y el flujo potenciado de componente norte y NW contribuyó a hacer descender las temperaturas máximas en el norte y especialmente en NW de la PI, pero paradójicamente, contribuyó a que subieran en el litoral y prelitoral de Valencia y del SE de la PI. Así, se ha encontrado que durante los años 50 y buena parte de los 60, la diferencia entre las Tx del sur de la PI respecto de su parte norte, fue significativamente mayor que durante el resto de la segunda parte del siglo XX, lo que es consistente con los valores elevados de CNSNAO y con el hallazgo, según los datos de presión del reanálisis de dicho periodo, de un gradiente de presión de este a oeste de la PI mayor de lo habitual. Un mayor gradiente de presión en este sentido, implica un flujo potenciado de componente norte, que hará disminuir más de lo habitual las Tx del norte de la PI respecto de las del sur.

## Conclusiones

Los índices CPSNAO y CNSNAO permiten estudiar las situaciones sinópticas ligadas a valores elevados de SNAO desde una nueva perspectiva. Si bien el patrón *promedio* de anomalías de presión a nivel del mar y de Z500 ligado a SNAO está centrado en el Atlántico norte, cerca de las Islas Británicas, las distintas configuraciones sinópticas asociadas a valores absolutos elevados de SNAO que pueden a parecer a nivel *diario*, pueden adquirir formas distintas que pueden ser mejor definidas mediante los valores diarios de los índices CPSNAO y CNSNAO, y esto es una importante conclusión de esta tesis. La correlación a nivel diario entre CPSNAO y CNSNAO es prácticamente nula y la diferencia CPSNAO-CNSNAO se correlaciona muy bien con SNAO ( $r=0,86$  >99% en el periodo 1950-2007).

### 9.3 Vinculación entre SNAO y el viento

El mayor flujo de componente norte sobre la PI desde 1950-1966 se ha derivado del reanálisis y se apoya en las observaciones de Spain02, pero además ha sido confirmado con los datos de viento del Observatorio del Ebro (OE), en los que se ha encontrado un recorrido mensual del viento de componente norte un 11% superior en este periodo con respecto al periodo 1967-2006. Son también relevantes las correlaciones encontradas en el primer periodo entre el recorrido del viento de componente norte en el OE con CNSNAO (0,61 >99%) y con SNAO ( $r = -0,46$  >99%) siendo mucho más bajas en el segundo, especialmente con SNAO (correlación prácticamente nula). Este flujo de componente norte potenciado registrado desde 1950 hasta finales de los años 60, queda reflejado también en una mayor proporción de días de norte en este periodo, un 21% mayor que desde 1968 a 2006. Por otro lado, de esta mayor frecuencia de configuraciones con flujo de componente norte, se deriva que probablemente hubo una menor frecuencia de intrusiones de aire del sur, responsables de una disminución de la transparencia atmosférica debida a los efectos de los aerosoles de origen sahariño transportados por el viento. Además, se han encontrado correlaciones negativas significativas (>95%) entre la nubosidad total (TCC) y CNSAO sobre gran parte de la PI, por lo que los elevados valores de CNSNAO desde 1950 hasta 1966 contribuyeron a hacer disminuir la nubosidad sobre la PI. Todo esto puede ayudar a explicar el hecho de que, durante los años 60, la insolación estival sobre la PI fue la mayor registrada durante la segunda mitad del siglo XX, mayor incluso que en las últimas décadas de siglo, en las que el aumento de las condiciones anticiclónicas y de las temperaturas debido al cambio climático se hicieron evidentes.

Todos estos indicadores apuntan a que, climáticamente hablando, el periodo 1950-1966 fue muy distinto en la PI respecto de las décadas finales del siglo XX, y satisfacen otro de los objetivos de esta tesis: encontrar vínculos entre SNAO y el viento en la PI.

Los valores habitualmente bajos de SNAO de los años 50 y 60 estuvieron asociados durante los días de sur, por un lado, a una retirada del Anticiclón de las Azores hacia el oeste y por el otro a la formación de un núcleo anticiclónico sobre el Mediterráneo

## Conclusiones

Occidental. En estas condiciones, la PI quedaba en un pantano barométrico que probablemente favorecía la formación de bajas térmicas en el centro-este, que según los datos del reanálisis, eran más profundas a mediodía con respecto a las décadas siguientes, a pesar de que se formaron en unas condiciones mucho menos cálidas. Esta distribución de presiones, con un anticiclón hacia el este y una baja relativa al oeste, potenciaba el viento del segundo cuadrante en el Observatorio del Ebro (OE), lo que es consistente con los elevados valores registrados del recorrido del viento del segundo cuadrante en este periodo, significativamente más altos que en las últimas décadas del siglo XX, especialmente por la mañana (de las 6 a las 11 UTC). El viento del segundo cuadrante tiene un gran recorrido marítimo, por lo que probablemente contribuyó a que la DTR registrada en el OE durante los años 50 y 60, fuese significativamente más baja que en las décadas finales del siglo XX.

### 9.4 Vinculación entre SNAO y las precipitaciones

La influencia de las bajas presiones del norte de Europa en los años 50 y 60, quedó reflejada también en las precipitaciones en el NE de la PI, pues en este periodo se han encontrado correlaciones negativas (del mismo signo que en el norte de Europa) entre dichas precipitaciones y SNAO. Estas correlaciones tienen signo contrario a las obtenidas entre SNAO y las precipitaciones de gran parte de la PI (excepto el NW) en el periodo 1950-2010, y sugieren que estas últimas no tienen por qué ser representativas a largo plazo, pues se han obtenido en las décadas finales del siglo XX, un periodo en el que SNAO ha alcanzado valores positivos anómalos, sin precedentes en los últimos siglos.

Se ha encontrado en los años 50 y 60, en contraste con las décadas siguientes, una elevada probabilidad de precipitaciones en el NE de la PI en los días de transición S-N (días de sur a días de norte), es decir aquellos días en los que el flujo en superficie sobre el NE de la PI cambió de componente sur a componente norte, especialmente cuando el índice *iPC1* fue muy negativo. Este índice ha sido obtenido mediante un *upscaling* a partir de los datos de salida de un PCA calculado con datos de viento, presión y temperatura del área del OE y se correlaciona bien por un lado con la precipitación en el NE de la PI y por el otro con SNAO, y está ligado con aquellos días con SNAO negativo en los que hay una gran probabilidad del paso de un frente frío por el NE de la PI. También está relacionado con los gradientes de presión hacia el este y hacia el oeste del OE y con el paso de una vaguada en niveles altos.

Las correlaciones significativas entre SNAO y las precipitaciones del NE de la PI encontradas en el periodo 1950-1966 y la mayor frecuencia de días de precipitación de origen frontal en este periodo, satisfacen otro de los objetivos de esta tesis, que era buscar una relación entre SNAO y las precipitaciones en la PI.

## Conclusiones

### 9.5 SNAO y cambios en la circulación atmosférica

Por otro lado, los datos del reanálisis nos indican que se produjo una súbita disminución en el gradiente de presión en sentido este-oeste a lo largo de la PI hacia el año 1967, año en el que, además, se ha detectado un aumento abrupto de la vorticidad sobre Córcega y Cerdeña. Estos dos eventos son un reflejo del desplazamiento hacia el NE del Anticiclón de las Azores ocurrido junto con la abrupta subida de SNAO hacia 1967. Con el brusco cambio a la fase positiva de SNAO hacia finales de los años 60, las condiciones cambiaron significativamente: el anticiclón de las Azores empezó a afectar más de lleno a la PI y al norte del continente europeo, disminuyendo la influencia de las bajas presiones del norte de Europa. Pero no sólo por una disminución de su frecuencia (derivada del aumento de frecuencia de las condiciones anticiclónicas en el norte de Europa), sino porque a partir de entonces, la disposición de las zonas de bajas presiones ligada a valores negativos de SNAO, se hizo más zonal, siguiendo los paralelos, estando más confinada alrededor de las islas británicas y afectando en menor medida a las condiciones de la PI.

Pero hay que remarcar que, durante los años 70, el índice CPSNAO fue con frecuencia muy positivo, con el anticiclón de las Azores adoptando disposición meridiana, bloqueando la circulación del oeste en latitudes altas y haciendo llegar a la parte este de la PI aire mucho más fresco de lo habitual. Así, con la transición a SNAO positivo de finales de los años 60, no descendieron las advecciones frías del norte, sino que pasaron de estar más enfocadas a la parte oeste de la PI (debido a los elevados valores de CNSNAO) a estarlo hacia la parte este (debido a los elevados valores de CPSNAO). Esto contribuyó a que algunos veranos fueran muy frescos en la parte este de la PI. Así, se ha podido comprobar que en el periodo 1968-1985, los días más fríos en el Este de la PI (Tx menores que el percentil 10) fueron del orden de 2 °C más fríos que en el periodo 1950-1967, cosa que no ocurrió en el oeste de la PI.

### 9.6 SNAO y la evolución de la DTR en la costa mediterránea

En el periodo que va desde finales de los años 60 hasta principios de los 80, se ha detectado una marcada divergencia en las tendencias de las temperaturas máximas y DTR a lo largo de la costa mediterránea de la PI, en particular entre el Observatorio del Ebro (donde subieron) y la zona de Valencia (donde bajaron). Para poder determinar si dicha divergencia podría derivarse de cambios en la circulación atmosférica, se ha calculado mediante un PCA, un índice (iPCN2) cuya fase positiva corresponde a un patrón sinóptico que hace descender las Tx y DTR en la costa de la zona de Valencia y SE de la PI y las hace subir en el área del Observatorio del Ebro. La fase negativa de dicho índice corresponde a una configuración sinóptica ligada a un patrón de anomalías en las Tx y DTR inverso al anterior. Se ha encontrado una buena correlación entre este índice atmosférico y SNAO ( $r = 0,52 >99\%$ ) pero mucho más significativa con el índice CNSNAO ( $r = -0,84 >99\%$ ). Estas elevadas correlaciones no eran de esperar, puesto que en el cálculo del PCA no ha sido empleado ningún dato relativo a SNAO, lo que sugiere que la fuerte subida de SNAO de finales de los 60 tiene un papel relevante para poder explicar, al

## Conclusiones

menos en parte, dicha evolución diferencial de las tendencias en las Tx y DTR. El motivo por el que CNSNAO se correlaciona tan bien con iPCN2 es que ambos tienen dos importantes nexos en común: su relación con las vorticidades a nivel del mar en el NE y SW de la PI. Tanto los valores positivos de CNSNAO, como los negativos de iPCN2, están vinculados a una disminución de la vorticidad en el SW y a un aumento en el NE, lo que favorece la llegada de viento de componente oeste o poniente a la zona de Valencia y a la costa SE de la PI, viento ligado a un fuerte aumento de las Tx y DTR. Cuando CNSNAO es negativo y iPCN2 positivo, entonces ocurre lo contrario, aumentando la vorticidad en el SW y disminuyendo en el NE, lo que hace que el viento llegue a Valencia y al SE de la PI con gran recorrido marítimo, moderando las Tx y DTR en esa zona.

La fuerte subida de SNAO y bajada de CNSNAO de finales de los 60, hizo aumentar la vorticidad en el SW y disminuirla en el NE, contribuyendo a que los patrones de viento en la costa de la zona de Valencia y del SE de la PI tuvieran una mayor componente de levante, y por tanto, más marítima. Esto contribuyó a hacer bajar las Tx en esta zona. Al contrario que algunos estudios previos, en los que se atribuía la disminución de la DTR en la zona de Valencia al aumento de las temperaturas mínimas (debido, según algunos estudios, al aumento de la urbanización y al consiguiente efecto de isla urbana de calor, y según otros estudios, al aumento de las SST debido al aumento de advecciones cálidas), aquí se ha llegado a la conclusión de que la DTR en la costa del levante peninsular, descendió desde finales de los 60 hasta principios de los 80 debido a la disminución de las temperaturas máximas, a lo que contribuyó la fuerte subida de SNAO. Dicha conclusión satisface otro de los principales objetivos que se había planteado en esta tesis.

## Capítulo 10

### 10 Líneas de futuro

Tenemos ya en marcha un nuevo estudio en el que, aplicando lo aprendido hasta ahora, estamos investigando porqué en la primera parte del siglo XX se perdió la estabilidad de las correlaciones entre SNAO y la temperatura en la zona central de Inglaterra, conocida como Central England o CET. Este es un tema de gran interés, puesto que actualmente todavía no se ha podido dar una explicación a esta anomalía. Es de esperar que SNAO esté muy relacionada de forma directa (en sentido positivo) con la CET, puesto que los valores elevados de SNAO van ligados a condiciones anticiclónicas en Inglaterra, al contrario que lo que ocurre con SNAO negativo.

La primera parte del siglo XX es muy interesante desde el punto de vista climático porque fue una época de grandes cambios. La primera década fue fría, más próxima al final de la Pequeña Edad del Hielo que a las de resto del siglo XX. Por otro lado, el Atlántico Norte experimentó un fuerte calentamiento desde los años 20 hasta los años 40. Además, el patrón espacial de SNAO no fue estable durante este periodo. Debido a todos estos factores, encontramos una fuerte motivación para seguir investigando el clima de verano en Europa en la primera parte de siglo y su relación con SNAO.



# Anexos

## Anexo 1

### 11 Poster

Favà V, Curto JJ, Llasat MC (2015). The summer NAO and Maximum Temperatures for the Iberian Peninsula, Simposio Internacional CLIMA-ES 2015.  
[www.climaes2015.urv.cat/wp-content/uploads/2015/02/CLIMA2015\\_3\\_Vicent-Favà-](http://www.climaes2015.urv.cat/wp-content/uploads/2015/02/CLIMA2015_3_Vicent-Favà-)

# THE SUMMER NAO AND MAXIMUM TEMPERATURES FOR THE IBERIAN PENINSULA

V. Favà (1), J.J. Curto (1), M.C. Llasat (2)

(1) Ebro Observatory, (OE) CSIC - Ramon Llull University, Horta Alta 38, 43520 Roquetes - vff@tinet.org - jjcurto@obsebre.es  
 (2) Department of Astronomy and Meteorology, University of Barcelona - carnell@am.ub.es

## SUMMARY

The correlation between SNAO and the daily maximum temperatures (Tx) in the Iberian Peninsula (IP) is very weak, except for a part of the south-east (SE) of the IP and a region in the north-west (NW) extreme of the IP where we found statistically significant correlations with opposite signs for both regions. We found that the Tx distribution of the NW region shows positive correlations with SNAO as is the case with Northern Europe, while in the case of the SE region this distribution shows negative correlations similar to those seen in Italy and the Balkans. This asymmetric behaviour is coherent with the fact that the IP is located in a transition zone between the Atlantic and the Mediterranean climates. This border feature of the IP allowed us to find a strong relationship between the difference TxNW-TxSE and SNAO: when SNAO is high, the absolute value of TxNW-TxSE is significantly lower (gentler Tx gradient) than average and the opposite occurs when SNAO is low (steeper Tx gradient).

## SNAO

The NAO (North Atlantic Oscillation) is defined from the oscillations in the distribution of the mean sea level pressure in the North Atlantic. The NAO pattern can be observed at any time of the year, but with a pronounced seasonal variation in the location of its centres of action. SNAO (summer NAO) (figure 1) is weaker compared with its winter counterpart and with a reduced spatial distribution displaced towards the NE with a southern centre of action located between southern Scandinavia and northern UK (figure 2). When the SNAO is positive, there are positive pressure anomalies in Northern Europe with a decrease in cloud cover and rainfall and an increase in the temperatures. When the SNAO is negative, the opposite occurs. The influence of the SNAO on Southern Europe is slightly lower and in the opposite sense.

### Data

- 1- Mean sea level pressure (MSLP) and temperature at 850 hPa (T850) for the period 1948-2007 from NCEP/NCAR.
- 2- Daily maximum temperatures from the Spain02 dataset (1950-2007).

### Methodology

The SNAO was calculated via EOF analysis from a covariance matrix of the MSLP daily anomalies in July and August in the sector (70°W-50°E; 25°N-70°N) (1948-2007). The loading pattern of SNAO was defined as the leading EOF mode. The SNAO was calculated projecting the leading EOF onto the MSLP daily anomalies. To determine the statistical significance of the correlations we implemented a Monte Carlo test. We divided the data into two groups of days based on the predominance of southward or northward air flow at ground level at the point (42.5°N 0°E) (point 'P1' on figure 2). The flow at this point is linked to the position of the Azores High, which in turn is linked to SNAO.

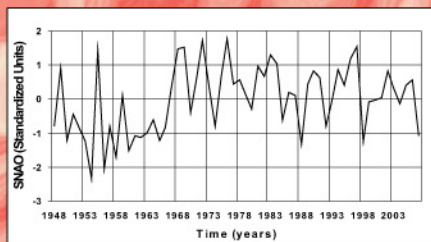


Fig-1: Time series, 1948-2007, of the standardized daily SNAO averaged over two months (July-August), calculated from the NCEP data.

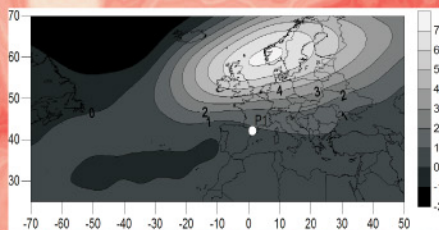


Fig-2: Regression of pressure at mean sea level at each grid point using the daily NCEP reanalysis dataset against the daily SNAO, 1948-2007. Units are hPa (std dev)-1 of the SNAO time series. The air flow sense over P1(42.5°N-0°E) allows us to classify into Northern and Southern days.

## RELATIONSHIP BETWEEN THE IP MAXIMUM TEMPERATURE AND SNAO

The spatial distribution of the correlations between Tx and SNAO for the sample made up of Northern days is shown in figure 3. The most significant correlations (>95%) are found in the north-western part (positive values) and the south-eastern part (negative values) of the Iberian Peninsula. The pattern obtained for the Southern days is much weaker. Consequently, we focus on Northern days.

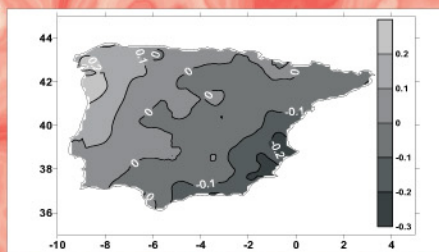


Fig-3: Correlations between SNAO and Tx (1950-2007) for Northern days. The most significant correlations are located in the NW and the SE of the Iberian Peninsula.

## IMPACT OF SNAO TRENDS IN TX EVOLUTION FOR THE PERIOD 1954-1981 ('NORTHERN DAYS')

We defined TxNW as the average of the maximum temperatures at each grid point where the correlation between its maximum temperature and SNAO is higher than +0.2. Equivalently, TxSE was defined as the average of the maximum temperatures where the correlation is lower than -0.2.

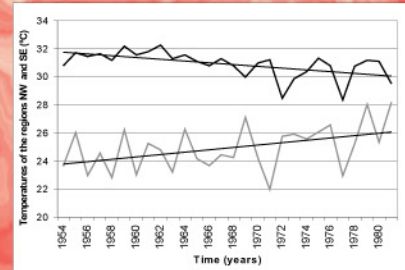


Fig-4: Time series of TxNW (grey) and TxSE (black) of the IP and their trends.

We defined the index DTxAM as the Atlantic-Mediterranean difference. The correlation between DTxAM and SNAO is highly significant ( $r=0.55 >99\%$ ). The standardized means over two months (July-August) filtered with a running-average (9-year window) are shown in figure 5 ( $r=0.88 >99\%$ ).

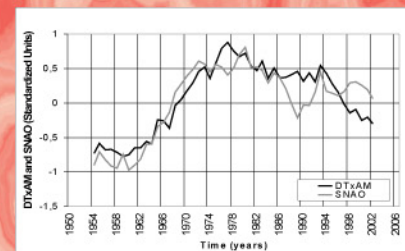


Fig-5: Time series (1950-2007) of the standardized July and August average of the daily time series of the DTxAM index (black) and the SNAO (grey) filtered with a 9-year window running average ( $r=0.88$ ).

We calculated the average maximum temperature at each grid point of NW and SE regions for the 1968-1981 and 1954-1967 periods. The map in figure 6 was built subtracting the average maximum temperature of each region (NW and SE) for the two former periods. A warming in the NW and a cooling in the SE are detected. The magnitude of the warming/cooling is about 1°C, as we could expect from the trends shown in figure 4.

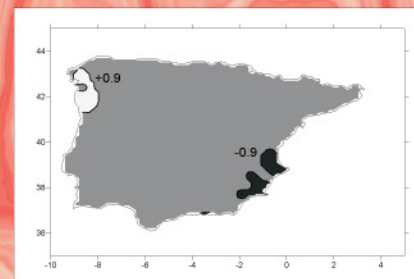


Fig-6: Comparison between Tx for the period 1968-1981 and those for the period 1954-1967.

## CONCLUSIONS

In this contribution, the possible influence of the SNAO on the IP maximum temperatures have been studied. Although their direct correlations are very low, we found that in Northern days the Tx distribution of the NW region of the IP shows significant positive correlations with SNAO as happens with Northern Europe, while in the case of the SE region this distribution shows significant negative correlations similar to the case of Italy and the Balkans. We also found that the strong increase in SNAO from the late 1960s until the mid-1980s is reflected in the asymmetric Tx trends of the NW and SE of the IP: while SNAO was rising, the absolute value of the DTxAM index dropped significantly. Hence the Atlantic-Mediterranean dipole weakened in this period.

## BIBLIOGRAPHY

- Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW. 2009. The Summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. *Journal of Climate*, Vol. 22, 1082-1103.
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M. 2003. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophysical Monograph* 134. The American Geophysical Union 10.1029/134GM01.
- Lahiri, S. N., 2003: Resampling Methods for Dependent Data. Springer Series in Statistics.



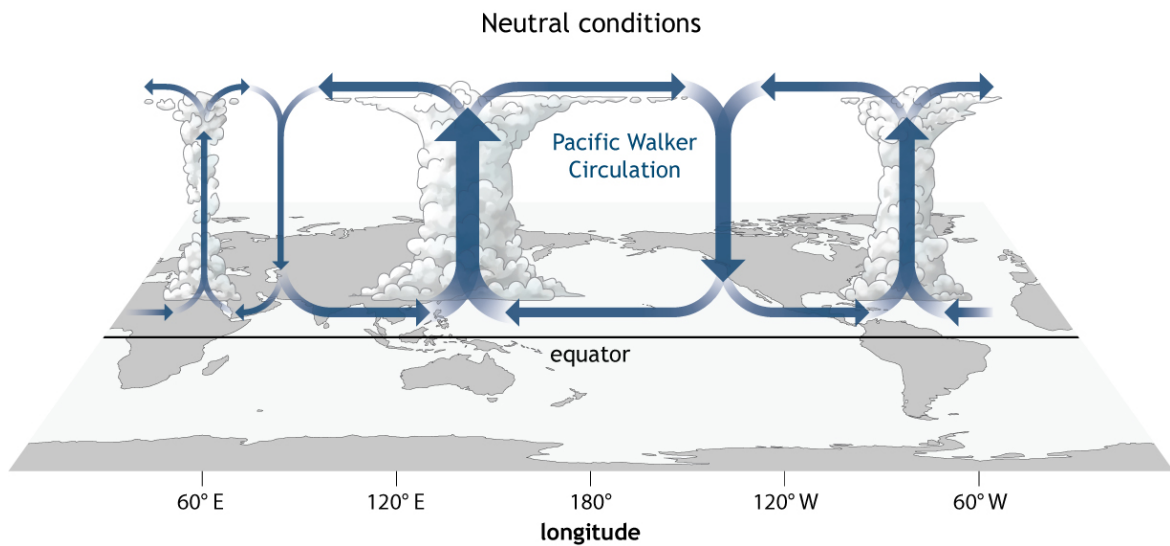
## Anexo 2

### 12 Cambios en la circulación oceánica

#### 12.1 El Niño, la circulación de Walker, el *Great Pacific Climate Shift* del año 1976 y la PDO

El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) es una oscilación periódica de la SST (El Niño) y de la presión atmosférica a lo largo del Pacífico ecuatorial. Estas oscilaciones de la SST y de la presión atmosférica están estrechamente relacionadas entre sí. En condiciones normales, los vientos alisios impulsados por el anticiclón del Pacífico sur hacen aflorar aguas profundas en el este del Pacífico, lo que hace que las aguas sean en esa zona relativamente frías (y ricas en nutrientes) de lo que se deriva subsidencia y un importante aumento de la presión atmosférica. Por otro lado, en condiciones normales, en Indonesia y el oeste del Pacífico hay una extensa área del océano con temperaturas muy elevadas ( $>28,5^{\circ}\text{C}$ ) (Pacific Warm Pool), ligada a bajas presiones a nivel del mar con fuerte convección y elevadas precipitaciones. Aparece, por tanto, en condiciones normales un gradiente de presión en la zona ecuatorial que apunta hacia el este a nivel del mar, y hacia el oeste a niveles altos, lo que crea una circulación del este a nivel del mar y un retorno del oeste a niveles altos denominada circulación de Walker (Fig 12.1). El viento a nivel del mar arrastra el agua desde el este del Pacífico al oeste, donde se va acumulando, haciendo hundir la termoclina (la superficie donde el ritmo de disminución de la temperatura del agua con la profundidad aumenta de forma abrupta) hacia el oeste. Cuanto más hacia el oeste, más cálida es la superficie del agua y más espesor tiene el agua caliente acumulada. La expansión del agua, ligada a la disminución de densidad debida al aumento de temperatura junto con las bajas presiones atmosféricas hacen que el nivel del océano en el oeste del pacífico sea cerca de 20 cm superior a la existente en las costas de Perú [1].

## Anexo2- Cambios en la circulación oceánica



NOAA Climate.gov

Fig 12.1 Esquema de la circulación de Walker (dibujo de Fiona Martin, NOAA Climate.gov)

Durante el comienzo de un evento de El Niño, el anticiclón del Pacífico se debilita, los vientos alisios del Pacífico tropical soplan con menos intensidad de la normal, la presión a nivel del mar desciende en el este del Pacífico y la circulación de Walker se debilita, con lo que el afloramiento de aguas profundas se ralentiza, haciendo aumentar la temperatura del agua superficial y haciendo bajar más la presión atmosférica. Estas condiciones permiten al agua cálida del oeste empezar a desplazarse hacia el este, lo que contribuye a su vez a disminuir la presión, de forma que se establece un feed-back positivo del que se deriva la transición abrupta hacia un cambio estable en la circulación atmosférica a gran escala. Cuando la 'running-mean' de las anomalías de SST en la zona central del Pacífico ecuatorial (región 3.4) supera durante 5 meses consecutivos el valor de  $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , se considera un evento oficial de 'El Niño'. Cuando esto ocurre, el agua cálida que en condiciones normales estaba confinada al oeste, se desparrama por toda la superficie ecuatorial del océano hasta alcanzar las costas del Perú, donde se rompe la habitual estabilidad atmosférica asociada a las aguas frías de la corriente de Humboldt al verse estas, deslazadas por agua muy cálida, lo que conlleva un desastre para la actividad pesquera de la zona, a parte de los daños derivados de la llegada de lluvias torrenciales. El desplazamiento del agua cálida hace que la zona de máxima convección ligada a las SST más elevadas se desplace hacia el centro del Pacífico ecuatorial. Pero el alcance de las consecuencias de El Niño no está ni mucho menos confinado al área del Pacífico: sus efectos se hacen evidentes a lo largo de los trópicos y también en latitudes extratropicales. Por poner sólo algunos ejemplos, una tendencia a la disminución de las precipitaciones monzónicas en el Sahel, o una tendencia hacia la fase negativa de la NAO/AO en el HN. Sin embargo, quizás el efecto más relevante, al menos a nivel global, es que los eventos de El Niño contribuyen a hacer subir la temperatura planetaria de forma significativa, por un lado, directamente, al hacer aumentar la temperatura del Pacífico, pero, por la otra, y no menos importante, por la gran cantidad de calor latente y el consiguiente aumento de la concentración de vapor de agua que se inyecta a la atmósfera, el principal gas de efecto invernadero.

## Anexo2- Cambios en la circulación oceánica

Los eventos La Niña son la contrapartida de El Niño pues implican un refuerzo de las condiciones normales: una intensificación del anticiclón del Pacífico sur, de los alisios, de la presión en el este del Pacífico, un refuerzo de la circulación de Walker, una disminución de las SST en el Pacífico ecuatorial central con un aumento de la convección en el oeste y una contribución a hacer descender la temperatura global.

Desde el año 1947 hasta 1976, el estado más habitual del Pacífico ecuatorial era de 'La Niña'. Se produjeron 13 eventos La Niña, 8 de los cuales fueron intensos, contra 7 eventos El Niño con sólo 3 eventos intensos. Sin embargo, este patrón cambió súbitamente a partir del invierno 1976-1977. Curiosamente desde 1977 hasta 2006 las cifras anteriores se mantuvieron, pero en forma simétrica: la prevalencia de los eventos de La Niña desapareció y en su lugar apareció El Niño. Este aumento de frecuencia de los episodios de El Niño, contribuyó de forma muy importante al aumento de la temperatura global registrado en las últimas décadas del siglo XX.

En 1996, el oceanógrafo Steve Hare, mientras estudiaba la posible relación entre las oscilaciones registradas en la producción de salmón en Alaska y los cambios de temperatura en el Pacífico descubrió un patrón de variabilidad natural que bautizó como Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) [2,3]. La estructura espacial de las anomalías de SST correspondientes a la fase positiva de la PDO es parecida a la de El Niño en cuanto al Pacífico ecuatorial, pero además incluye una zona de anomalías negativas en el Pacífico norte extratropical y otra de anomalías positivas que recorre toda la costa oeste de América del Norte. A pesar del parecido con el patrón espacial de El Niño, la variabilidad asociada a la PDO pertenece a escalas de tiempo mucho mayores (interdecadales) y no tiene ninguna correlación con los eventos de El Niño que ocurren a escalas interanuales. Sin embargo, la fase positiva de PDO está asociada a una mayor frecuencia de episodios de El Niño y a una disminución en la frecuencia de La Niña, lo que contribuye a hacer aumentar la temperatura planetaria. En la fase negativa de la PDO ocurre todo lo contrario.

El Océano Pacífico cambió hacia la fase positiva de la PDO hacia el invierno de 1976-1977 [2](*Great Pacific Climate Shift*), lo que implicó un brusco aumento de la temperatura del Pacífico Tropical y de las SST en la costa oeste de Norteamérica así como un descenso en el Pacífico norte extratropical.

Tenemos por tanto que hacia finales de los años 60 se produjo un cambio a la fase negativa de la AMO, que coincidió con elevadas concentraciones de aerosoles sulfatados en el sector del Atlántico Norte. Ambos procesos condujeron a un enfriamiento de esta zona y de todo el Hemisferio Norte, y al coincidir simultáneamente con la fase fría de la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO), todos estos factores contribuyeron al descenso de la temperatura hemisférica y global que llegó a un mínimo hacia 1975. Sin embargo, alrededor de 1976, se produjo un cambio a la fase positiva de la PDO, con un calentamiento del Pacífico tropical que condujo a una mayor frecuencia e intensidad de los eventos 'El Niño'. Esto contribuyó indiscutiblemente a un aumento de la temperatura global. Pero, además, hacia mediados de los años 90, la AMO regresó a su fase positiva

[4], haciendo subir la temperatura del Atlántico Norte. La superposición de las fases cálidas de la PDO y de la AMO, contribuyó probablemente de forma muy significativa al fuerte calentamiento global registrado en la parte final del siglo XX, y comienzos del XXI, potenciando fuertemente los efectos del actual cambio climático global, en particular en el Atlántico Norte.

### **12.2 Aumento del caudal de los ríos que desembocan en el Océano Glacial Ártico**

El ciclo hidrológico está presente en muchas de las conexiones existentes entre el Ártico y el sistema climático, por ejemplo, en el transporte de humedad desde latitudes más bajas. Los argumentos teóricos coinciden con los modelos en que un aumento de las temperaturas del Hemisferio Norte haría aumentar dicho transporte de humedad, haciendo aumentar las precipitaciones [5]. Como esto ya ha estado ocurriendo durante el siglo XX, Peterson et al. [5] ha investigado el posible aumento en la descarga de los principales ríos que desembocan en el Ártico, en particular los de Eurasia, debido a que sus series de datos son mucho más antiguas (se remontan a los años 30) que las del continente americano que sólo tienen unas décadas de antigüedad. Pues bien, los resultados obtenidos por dicho estudio muestran que el caudal global del conjunto formado por los 6 mayores ríos de Eurasia cuya cuenca hidrográfica pertenece al Océano Ártico (Yenisei, Lena, Ob', Pechora, Kolyma y Severnaya Dvina) han incrementado en 128 km<sup>3</sup>/año (0.004 sverdrup; un sverdrup = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s) el caudal aportado al océano desde que empezaron las mediciones en los años 30, lo que implica aproximadamente un aumento del 7 % en el volumen de descarga. Pero este aumento tan importante en el caudal de los ríos no hay que buscarlo sólo en el aumento de las temperaturas: su variabilidad y su fuerte tendencia está fuertemente ligada a la subida de NAO en las últimas décadas del siglo XX. Según Serreze et al. [6], la frecuencia e intensidad de los sistemas ciclónicos ha aumentado en el norte del Atlántico en paralelo al gran aumento de NAO durante las últimas décadas del siglo XX. Los años con elevados valores de NAO se caracterizan por patrones espaciales de anomalías positivas en la precipitación especialmente sobre Escandinavia, pero también hacia el este, sobre Siberia, llegando hasta la cuenca del Lena [7].

El hecho de que esté aumentando la precipitación en el norte de Eurasia (y probablemente en el Canadá) y por tanto, el caudal de los ríos que desembocan en el Ártico, tiene una importancia climática relevante a nivel global, pues si el volumen de agua dulce que llega al norte del Atlántico supera un determinado umbral crítico, entonces, la AMOC podría sufrir un colapso que podría perdurar una gran cantidad de tiempo, lo que tendría un gran impacto no sólo en Europa, sino en todo el sistema climático global. Un parámetro de importancia crítica en el sistema climático es el 'Atlantic hydrologic sensitivity parameter' (AHSP). Dicho parámetro describe la cantidad adicional de agua dulce que entraría en el Atlántico Norte (al norte de 50°N) por cada grado de incremento de la temperatura global. Según los valores de dicho parámetro, la

## Anexo2- Cambios en la circulación oceánica

desalinización del Atlántico Norte podría tener importantes consecuencias en cuanto a la circulación termohalina y la AMOC. Peterson et al. [5] ha calculado un valor aproximado del AHSP de 0.007 sverdrup/°C. Las proyecciones más desfavorables del IPCC en el 2100 son de una subida de 5,8 °C de la temperatura global. Esto implicaría un 70% de incremento del volumen de agua dulce aportado por los ríos de Eurasia al Ártico respecto de los actuales. Si además sumamos los probables aumentos de precipitación en el Océano Ártico y los aportes de la fusión del hielo de Groenlandia, podrían llegar a alcanzarse los valores críticos de aportación máxima de agua dulce para que la circulación termohalina pueda sostenerse.

## Anexo 3

### 13 Sobre la tendencia al calentamiento

#### 13.1 La subida de la temperatura global del siglo XX en el contexto de los dos últimos milenios

Un estudio muy importante [8] ha sido llevado a cabo por un conjunto formado por 78 investigadores pertenecientes a 60 instituciones científicas de todo el mundo con el objetivo de reconstruir el clima global de los últimos 2000 años para poder poner en perspectiva histórica el fuerte calentamiento registrado a lo largo del siglo XX. Dicho estudio ha empleado un gran conjunto de datos paleoclimáticos cuyos orígenes se reparten por gran parte de la geografía mundial: anillos de los árboles, corales, estalagmitas, testigos de hielo, registros procedentes de sedimentos marinos y lacustres, polen y registros históricos. Algunas de las principales conclusiones que de él se derivan son las siguientes:

- 1 La subida de la temperatura iniciada en el siglo XX es global y ha roto una tendencia muy significativa al enfriamiento acumulada durante muchos siglos que es patente en todas las regiones analizadas (a excepción de la Antártida).
- 2 En Europa, se registraron temperaturas ligeramente más altas (respecto de 1971-2000) en el periodo 741-770 y sustancialmente más altas en 21-80 (periodo cálido de la época romana).
- 3 En América del Sur, el periodo 1251-1280 (Óptimo Climático Medieval) fue similar al actual (1971-2000).
- 4 La temperatura en la Antártida fue probablemente más cálida en los periodos 1671-1700, 141-1250 que en el actual 1971-2000.
- 5 El ártico fue más cálido en el siglo XX, aunque más cálido en el periodo 1941-1970 que en 1971-2000, según la reconstrucción del estudio.
- 6 En Asia y Australia, las tres décadas finales del siglo XX han sido el periodo de 30 años más cálido registrado en los 2000 años.
- 7 El calentamiento del OCM y el enfriamiento de la PEH no fueron procesos sincronizados a nivel global. Aunque en el OCM muchas regiones se calentaron, no lo hicieron de forma simultánea. Durante la PEH, muchas regiones del mundo se enfriaron, aunque no simultáneamente, especialmente el Atlántico Norte, Europa y en menor medida el Hemisferio Norte.

Por otro lado, los registros paleoclimatológicos indican que, durante el OCM, ENSO era negativo (La Niña), la AMOC muy intensa y NAO positiva [9,10]. En cambio, en la PEH, se dio el patrón contrario, aunque con un aumento en la 'storminess' (actividad ciclónica)



## Anexo3- Sobre la tendencia al calentamiento

en el Atlántico norte, según indican las concentraciones de aerosoles de sodio ( $\text{Na}^+$ ) en los registros de los testigos de hielo de Groenlandia. Esto podría parecer una contradicción y ha sido objeto de intenso debate, porque un aumento de la actividad ciclónica en principio parece estar relacionada con valores positivos de NAO [11,12]. Sin embargo, diversos estudios basados en simulaciones con modelos climáticos acoplados de circulación atmosférica-oceánica, han apuntado a que en el periodo del Mínimo de Maunder hubo una disminución de la frecuencia de actividad ciclónica en el norte de Europa, pero al mismo tiempo un significativo aumento de su intensidad [13]. El origen de este aumento de intensidad pudo deberse a un aumento del gradiente meridional de temperatura que condujo a una mayor baroclinicidad [10]. Las salidas de estos modelos indican también un aumento de las situaciones de bloqueo en invierno, compatibles con valores negativos de NAO [10]. Por otro lado, los datos proxy relacionados con la 'storminess' no tienen suficiente resolución temporal como para poder discernir el comportamiento estacional, por lo que la contribución a su aumento podría proceder de un aumento de la actividad ciclónica en primavera y otoño y no necesariamente del invierno.

Durante el Óptimo Climático Medieval, la elevada frecuencia e intensidad de los vientos del oeste en el norte del Atlántico ligados a los valores positivos de NAO, probablemente contribuyeron a reforzar la AMOC, que fue notablemente intensa en este periodo [9]. Tanto la información procedente de datos proxy recogidos en el área del Atlántico Norte como las salidas de modelos acoplados de circulación atmosférica-oceánica sugieren el establecimiento de un feed-back entre la intensidad reforzada de la AMOC con el establecimiento en el Pacífico tropical del estado 'La Niña', probablemente relacionado también con un aumento de la actividad solar y una disminución de la actividad volcánica [9].

Por el contrario, la elevada concentración de  $\text{C}_{14}$  durante la PEH [14], es un indicador de la baja actividad solar registrada durante este periodo (mínimos de Maunder y de Dalton), caracterizado no tanto por una bajada global de las temperaturas como por un gran aumento de la variabilidad climática.

### **13.2 La aparente interrupción del calentamiento global y su abrupto final con la llegada del evento extremo El Niño de 2015-2016**

Entre 1998 y 2012, la fuerte tendencia positiva de la temperatura global registrada a finales del siglo XX pareció desvanecerse [15], lo que dio lugar a que muchos escépticos del origen antropogénico del cambio climático pudieran seguir argumentando a su favor una supuesta incapacidad de los modelos climáticos para predecir el futuro, o que la sensibilidad climática era mucho menor de lo que se había calculado. Este periodo de aparente estabilidad en las temperaturas a nivel mundial ha sido denominado *global*

### Anexo3- Sobre la tendencia al calentamiento

*warming hiatus*. Sin embargo, diversos estudios ponen en duda el hecho de que la tendencia fuese realmente nula, y concluyen que dicho 'hiatus', en realidad nunca existió. Medhaug et al. [15] ha mostrado que una determinada combinación de cambios en el calor absorbido por los océanos, la propia variabilidad natural y una cobertura espacial insuficiente de datos de observación a nivel mundial pueden reconciliar las salidas de los modelos con la variabilidad observada. En este sentido, Karl et al. [16], utilizando una nueva base de datos de temperatura que integra información hasta la fecha nunca utilizada correspondiente a zonas geográficas en las que había escasez o inexistencia de datos como el Ártico, así como la implementación de nuevas correcciones en relación al progresivo cambio que se ha dado en las observaciones relativas a las SST (el aumento progresivo del número de datos procedente de boyas en relación a las mediciones efectuadas desde barcos) han llegado a la conclusión no sólo de la inexistencia del 'hiatus' sino de que la tendencia de los 15 primeros años del siglo XXI es al menos tan grande como la de la segunda parte del siglo XX. Por otro lado, tal como indica el IPCC [17], este periodo empieza con un año en el que El Niño fue excepcionalmente intenso, lo que contribuyó a que el 1998 fuese excepcionalmente cálido a nivel global, hecho que influye en que la tendencia sea muy baja en comparación por ejemplo con la que se obtendría si se eligiese el año 1996 como el primero del periodo.

Se ha encontrado, sin embargo, un importante factor que ha contribuido de forma eficaz a la moderación del ritmo de subida de la temperatura atmosférica planetaria durante el siglo XXI. Dicho factor tiene relación con la reciente intensificación de la circulación de Walker del Océano Pacífico. En efecto, los vientos alisios del Pacífico han mostrado niveles de intensidad sin precedentes desde finales de los años 90 [18], ligados a un significativo aumento del nivel del mar en el oeste del Pacífico tropical [18-21] y a un aumento del calor acumulado en la termoclina ecuatorial del Pacífico [22]. Estas condiciones corresponden a un estado de La Niña, que ha prevalecido en los primeros años del siglo XXI, y ha contribuido a moderar la subida de la temperatura planetaria durante este periodo. Ahora bien, nos podemos plantear ¿cuáles pueden ser los factores que hay detrás de esta intensificación de los vientos alisios y de la circulación de Walker en el Pacífico? McGregor et al. [23] han encontrado una respuesta sorprendente: el calentamiento del océano Atlántico tropical ligado al cambio climático.

McGregor et al. [23] han comprobado mediante experimentos con modelos climáticos y datos observacionales que el aumento de las SST del Atlántico tropical ha hecho disminuir en esa zona la presión atmosférica a nivel del mar pero al mismo tiempo, ha aumentado la divergencia y la presión en niveles altos, lo que ha permitido una transferencia de masa hacia los niveles altos del este del Pacífico, contribuyendo a hacer aumentar la presión atmosférica a nivel del mar en esa zona, y por tanto a la intensificación de los alisios y de la circulación de Walker. Si bien un incremento de la circulación de Walker y de la intensidad de La Niña, podría parecer en principio un lazo de realimentación negativa, hay que recalcar que este lazo sólo funciona de forma temporal, y que, en realidad, no es tal, puesto que de hecho no ha dejado de entrar un excedente de calor en el sistema climático. La intensificación de los alisios no ha hecho más que ir acumulando este calor en las capas oceánicas del oeste del Pacífico haciendo

## Anexo3- Sobre la tendencia al calentamiento

aumentar la profundidad de la termoclina y aumentando por tanto el volumen de agua cálida almacenada. Por eso McGregor et al. [23] estaban convencidos de que el estado potenciado de La Niña en el Pacífico, no podía durar mucho tiempo, como así sucedió, con la llegada en 2015-2016 de un El Niño devastador [24], de un orden de magnitud similar al del año 1997-1998 pero incluso más intenso y con un patrón espacial más extenso de anomalías positivas de SST. Este evento de El Niño hizo subir un escalón más la temperatura planetaria, haciendo que los años 2015 y 2016 fuesen los más cálidos de la historia hasta ese momento, y despejando toda duda razonable de que el cambio climático no sólo está para quedarse, sino que sólo está empezando a hacerse notar.

## Referencias

- [1] <https://oceanservice.noaa.gov/facts/globalssl.html>
- [2] Zhang Y, Wallace JM, Battisti DS (1997) ENSO-like interdecadal variability: 1900–1993. *J. Climate*. 10, 1004–1020.
- [3] Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2).
- [4] Trenberth K, Zhang R, National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 03 Mar 2017. The Climate Data Guide: Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO). Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.
- [5] Peterson BJ et al. (2002) Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*. 298, 2171-2173.
- [6] Serreze MC, Walsh JE, Chapin FS et al. (2000) Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*. <https://doi.org/10.1023/A:1005504031923>
- [7] Dickson RR, Osoborn TJ, Hurrell JW, Meincke J, Blindheim J, Adlasndvik B, Vinje T, Alekseev G, Maslowli W (2000) The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.* 13, 2671.
- [8] PAGES 2k Consortium (2013) Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1797>.
- [9] Trouet V et al. (2009) Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval climate anomaly. *Science*. 324, 78–80.
- [10] Trouet V, Scourse JD, Raible CC (2012) North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation in the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global Planet. Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>.
- [11] Dawson AG, Elliott L, Mayewski P, Lockett P, Noone S, Hickey K, Holt T, Wadhams P, Foster I (2003) Late-Holocene North Atlantic climate ‘seesaws’, storminess changes and Greenland ice sheet (GISP2) palaeoclimates. *The Holocene* 13 (3). doi:10.1191/0959683603hl631rp.

## Anexo3- Sobre la tendencia al calentamiento

- [12] Dawson AG, Hickey K, Mayewski PA, Nesje A (2007) Greenland (GISP2) ice core and historical indicators of complex North Atlantic climate changes during the fourteenth century. *The Holocene*. 17 (4). doi:10.1177/0959683607077010.
- [13] Raible CC, Yoshimori M, Stocker TF, Casty C (2007) Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics*. 28 (4). doi:10.1007/s00382-006-0188-7.
- [14] Druffel EM (1982) Banded corals—changes in oceanic C-14 during the Little Ice-Age. *Science*. 218, 13–19.
- [15] Medhaug I, Stolpe MB, Fischer EM, Knutti R (2017). Reconciling controversies about the ‘global warming hiatus’. <http://dx.doi.org/10.1038/nature22315>
- [16] Karl TR et al. (2015) Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. *Science*. 348, 1469-1472. DOI: 10.1126/science.aaa5632
- [17] IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, Eds. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2013).
- [18] Timmermann A, McGregor S, Jin FF (2010) Wind effects on past and future regional sea level trends in the Southern Indo-Pacific. *J. Clim.* 23, 4429–4437.
- [19] McGregor S, Sen Gupta A, England MH (2012) Constraining wind stress products with sea surface height observations and implications for Pacific Ocean sea level trend attribution. *J. Clim.* 25, 8164–8176.
- [20] Nidheesh AG, Lengaigne M, Vialard J, Unnikrishnan AS, Dayan H (2013) Decadal and long-term sea level variability in the tropical Indo-Pacific Ocean. *Clim. Dyn.* 41, 381–402.
- [21] Han W et al. (2013) Intensification of decadal and multi-decadal sea level variability in the western tropical Pacific during recent decades. *Clim. Dynam.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-013-1951-1>.
- [22] England M et al. (2014) Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Clim. Change*. 4, 222–227.
- [23] McGregor S et al. (2014). Recent Walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming. *Nature Climate Change*. <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2330>
- [24] Hu S, Fedorov AV (2017). The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2017GL072908>