

CARACTERIZACIÓN TÉRMICA DE LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Domingo F. Rasilla

Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria.

Felipe Fernández

Dpto. de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid.

ABSTRACT.

In this paper, the spatial and temporal variability of winter temperature over the Iberian Peninsula is analyzed in order to identify their links with the North Atlantic Oscillation. It is shown that the North Atlantic Oscillation impacts on maximum temperatures through advection of warm (cold) air during positive (negative) phases, characterized by a anomalous anticyclonic (cyclonic) conditions. Minimum temperatures does not show a direct significant relationship because similar states of the NAO display different westerly advection intensities, which controls the emission of nocturnal short wave radiation, the main mechanism behind the temporal variability of such parameter.

1. INTRODUCCIÓN

Desde principios del s. XX la temperatura media de la Tierra ha ascendido unos 0,7°C, particularmente durante el semestre frío (Parker y Horton, 1999). Existe un creciente consenso en atribuirlo a la modificación de la composición atmosférica por las actividades humanas, pero mayores incertidumbres pesan sobre el mecanismo que ha transmitido esas alteraciones al campo térmico superficial: modificación directa del balance radiativo, o excitación de modos preferentes de la circulación atmosférica.

Esos modos ejercen una destacada influencia en la variabilidad climática regional, particularmente en latitudes medias (Palecki y Leathers, 1991; Hurrell, 1996). Uno de los más importantes es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), una alternancia de masa atmosférica entre los centros de acción permanentes del Atlántico Norte. Su estado refleja la fuerza y orientación del gradiente de presión en esta región, controlando la intensidad y dirección de los Westerlies (Lamb y Pepler, 1987), la circulación sinóptica a través de la modificación de la trayectoria de las depresiones y la posición y persistencia de los anticiclones (Rogers, 1990; Ueno, 1993), así como el transporte de calor y humedad (Hurrell, 1995).

Su efecto en las temperaturas ha sido profusamente analizada en el norte y centro de Europa (Beniston *et al.*, 1994; Chen, 1999). Por el contrario, su influencia en el área mediterránea es controvertida (Maheras, 1988); se ha apuntado que los diferentes mecanismos responsables de la variabilidad de las temperaturas máximas y mínimas podrían explicar en parte esa circunstancia (Rasilla *et al.*, 1999).

En el presente trabajo ampliamos algunas de las investigaciones precedentes y analizamos la influencia de la NAO en el campo térmico invernal sobre la Península Ibérica mediante la aplicación de un catálogo de tipos de circulación a escala sinóptica, que liga las condiciones climáticas locales, representadas por las temperaturas en superficie, con la evolución de la circulación atmosférica regional y su interacción con un fenómeno hemisférico.

2. DATOS.

Con el fin de asegurar la calidad de los registros, los valores de temperatura máxima y mínima proceden fundamentalmente de la red sinóptica del Instituto Nacional de Meteorología (España) y del Instituto de Meteorológico (Portugal). A ellos se unieron observatorios secundarios con una localización particularmente interesante (p.e. en montañas), siempre y cuando toda la serie no contase con un número de lagunas mensuales superior al 5%.

La calidad de los registros fue asegurada aplicando un proceso de homogeneización que superó varias fases:

1. Aplicación de un Análisis en Componentes Principales por regiones climáticas homogéneas, para la identificación de observatorios con patrones de comportamiento diferentes al comportamiento común.
2. Obtención de una serie regional de referencia (básica) incorporando sólo observatorios homogéneos.
3. Identificación de inhomogeneidades aplicando un test de Student con medias móviles de 11 años a las diferencias de temperatura entre las estaciones inhomogéneas y la serie regional de referencia.
4. Corrección de la serie inhomogénea a través del método de las diferencias e incorporación al conjunto de series homogéneas.
5. Repetición sucesiva de los pasos 2, 3 y 4 hasta la creación de una base de datos homogénea.

El catálogo de tipos sinópticos es una variante del método automático de Jenkinson y Collinson (1977), que reproduce la conocida clasificación de H. Lamb usando índices de la circulación atmosférica obtenidos a partir de mapas en rejilla de presión a nivel del mar (extraídos de la base de datos ds10.0 adquirida a NCAR): índice meridiano (I_m), índice zonal (I_z , cuantifica la intensidad de la advección de humedad procedente del Atlántico, Ulbrich *et al.*, 1999), vorticidad (indicativo de la estabilidad de la atmósfera), presión a nivel del mar (muy relacionado con las condiciones atmosféricas regionales; Zorita *et al.*, 1992) y un índice de la topografía de 500 hPa (la temperatura en superficie esta estrechamente relacionada con el espesor del estrato de 1000/500 hPa). A partir de ellos se calcula la dirección e intensidad del flujo en superficie, que unido a su vorticidad, cuyos valores específicos delimitan los tipos sinópticos (fig. 1).

Aunque una de sus ventajas es su simplicidad, se ha mejorado el procedimiento original de clasificación ajustando los límites entre los tipos advectivos a las condiciones atmosféricas reales; al mismo tiempo, algunos días pertenecientes al grupo indeterminado (U) con presión por encima de 1020 hPa fueron incluidos en el grupo anticiclónico, puesto que esta isobara es comunmente admitida como límite de las células de altas presiones de latitudes medias (Davis, 1997).

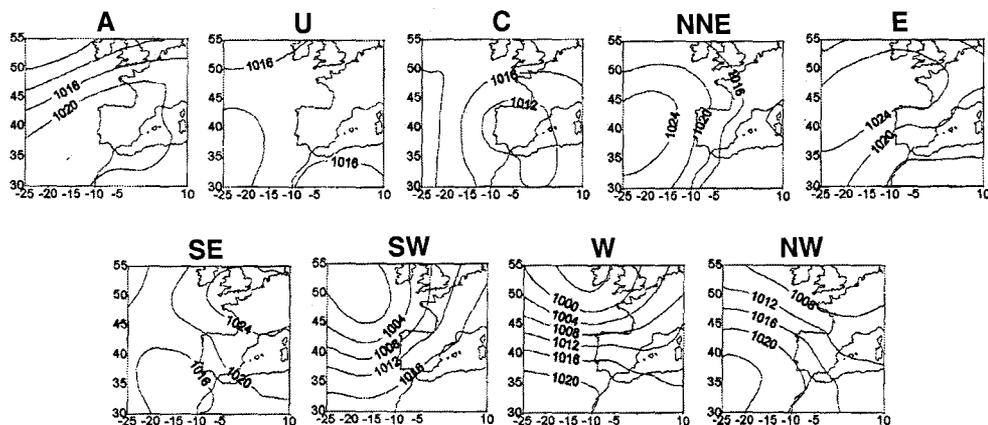


Figura 1: Mapa promedio de la presión a nivel del mar de cada tipo sinóptico.

3. PATRONES ESPACIALES DE LA TEMPERATURA.

El comportamiento espacio-temporal de la temperatura fue obtenido aplicando un Análisis en Componentes Principales a las anomalías invernales (DEFM) de la temperatura máxima y mínima de cada observatorio, dispuesta en modo S. Como matriz de dispersión se utilizó la de correlación, a causa de las diferencias de varianza e irregular densidad de los observatorios. El número de componentes principales fue seleccionado combinando los test de North, la regla N y el Scree test, si bien en este trabajo sólo se analizaron los dos primeros. No se procedió a su rotación ya que, desde el punto de vista estadístico, los componentes no rotados eran más estables, proporcionando una mejor separación y una óptima compresión de los datos. Desde el punto de vista climático también presentan ventajas, pues al constituir un índice espacial homogéneo de variabilidad temporal, se adaptan mejor al propósito de descubrir las principales fuentes de variabilidad dinámica. Finalmente, a pesar de ciertas similitudes con alguno de los patrones de Buell, su configuración espacial está apoyada en la organización del relieve de la Península Ibérica.

El patrón espacial del 1er componente de la temperatura máxima muestra una gran homogeneidad espacial, con valores elevados en toda la Península Ibérica, y un alto porcentaje de varianza explicada. El primer componente de las mínimas también muestra altos valores en gran parte de la Península Ibérica, aunque en este caso con menor varianza explicada (69% frente a 71) y una distribución espacial más contrastada: las ponderaciones más altas se concentran en el interior y los mínimos en la periferia costera. La alta varianza explicada en ambos casos conduce a pensar que la mayor parte de la variabilidad espacial y temporal de las temperaturas invernales en la Península Ibérica responde a un número reducido de procesos dinámicos.

Desde el punto de vista temporal (fig. 2), las máximas han experimentado durante todo el periodo una tendencia significativa al ascenso, consolidada desde comienzo de los años 70. En las mínimas esa tendencia ascendente, menos significativa, ha sido constante a lo largo del periodo. Dada su alta significación estadística, fueron eliminadas para cálculos posteriores por medio de un análisis de regresión lineal.

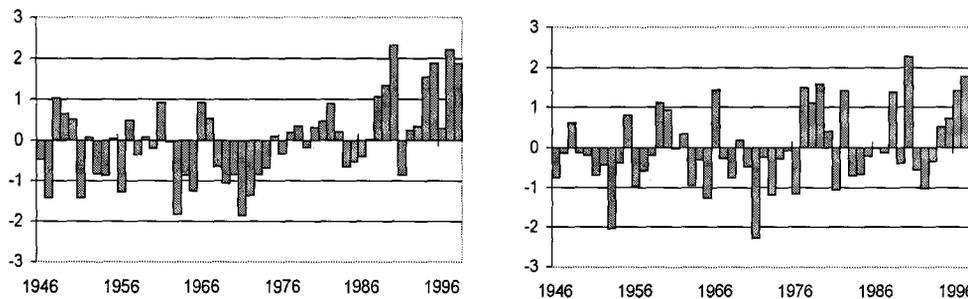


Figura 2: Evolución del primer componente de las temperaturas máximas (izqda.) y mínimas (dcha.) invernales sobre la península Ibérica.

4. CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA A ESCALA SINÓPTICA Y DEL CAMPO TÉRMICO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LAS FASES EXTREMAS DE LA NAO.

La frecuencia de ciertos tipos sinópticos y los valores de los índices de circulación está estrechamente relacionada con el signo y la intensidad de la Oscilación del Atlántico Norte (cuadro I). En inviernos con índices NAO positivo aumenta la frecuencia de días anticiclónicos y del E, reflejando el traslado

hacia el norte y nordeste del Anticiclón de las Azores. Durante fases negativas dicho centro emigra hacia el S, permitiendo que las depresiones circulen al Sur; de ahí el incremento en el número de días caracterizados por situaciones ciclónicas, del SW y del W.

La mayor influencia de la NAO sobre la presión respecto a la vorticidad resulta de la similar correlación de los tipos direccionales (SW, W, E) respecto a los centrados (A, C). Igualmente, destaca la relación positiva con la intensidad del flujo atlántico (I_z).

Cuadro I: Coeficiente de correlación de Pearson, promedios y significación de las diferencias (según un test de Kruskal-Wallis) de índices de la circulación y frecuencia de tipos sinópticos durante las fases de la NAO (1946-98)

	CORR	NEG	NEUT	POS	χ^2	Sign
PRES	**0.89	1016.3	1019.2	1022.0	37.2	0.00
I_m	-0.09	-1.1	-1.4	-1.1	0.6	0.73
I_z	**0.41	3.4	1.8	0.8	9.5	0.01
VORT	**0.49	-5.4	-6.1	-8.9	9.6	0.01
Tipo A	**0.63	32.3	38.0	42.8	14.3	0.00
Tipo E	* 0.29	10.8	11.4	16.8	7.8	0.02
Tipo C	**0.46	12.2	12.6	7.5	12.8	0.00
Tipo SW	**0.60	16.5	11.5	9.0	19.0	0.00
Tipo W	**0.41	14.1	9.9	8.7	9.3	0.01
Tipo NNE	0.01	11.4	12.0	11.0	0.6	0.73
Tipo NW	-0.11	13.9	13.3	12.1	1.1	0.57
Tipo SE	0.24	8.2	10.7	12.1	4.4	0.11
Tipo U	-0.24	1.8	2.0	1.4	1.9	0.38

El efecto de la NAO se deja sentir fundamentalmente en las temperaturas máximas (cuadro II). Los inviernos caracterizados por valores positivos (negativos) gozan de valores máximos por encima (por debajo) de lo normal. Una relación inversa se observa en el caso de las mínimas (inviernos cálidos corresponden a fases negativas), si bien la relación no es estadísticamente significativa.

Cuadro II: Correlación, media y significación según un test de Kruskal-Wallis, de las temperaturas máximas y mínimas durante las fases de la NAO (1946-98)

	CORR	NEG	NEUT	POS	χ^2	Sign
TMAX	**0.44	-0.38	-0.03	0.35	6.01	0.05
TMIN	-0.19	0.29	0.10	-0.32	4.61	0.10

El cuadro III proporciona una primera explicación a esas relaciones. El mecanismo que conduce a un aumento (descenso) de las temperaturas máximas es la advección de masas de aire cálido (frío) a través de ondulaciones de la circulación superior en forma de dorsales (vaguadas), estrechamente relacionadas con modos preferentes de la circulación sinóptica en superficie: aparece acompañada

por un aumento (descenso) de la presión y un descenso (aumento) de la vorticidad, parámetros característicos de situaciones anticiclónicas (perturbadas). Su efecto es reforzado por mecanismos adicionales, como la subsidencia y estabilidad vertical (convergencia e inestabilidad) y ausencia (presencia) de nubes, que acentúan (debilitan) la radiación solar de onda corta.

Cuadro III: Correlación entre las temperaturas y diversos índices de la circulación atmosférica regional.

	z500	PRES	Im	Iz	VORT
TMAX	**0.70	*0.41	0.16	-0.01	** -0.58
TMIN	0.05	*-0.34	0.26	**0.59	-0.09

Las advecciones atlánticas y, marginalmente la presión, controlan la variabilidad de las mínimas. En el primer caso, la relación es positiva, ya que una intensificación de la circulación atlántica facilita la advección de aire templado y húmedo, mientras su debilitamiento aumenta la frecuencia de vientos del E que encauzan masas continentales frías hacia la Península Ibérica. El origen marítimo de las masas atlánticas favorece una espesa cubierta de nubes que suaviza la pérdida de calor en forma de radiación de onda corta. A este mismo fenómeno hace referencia la correlación, esta vez negativa, entre las mínimas y la presión atmosférica, aunque la debilidad de los coeficientes indica que su influencia está oscurecida por otros mecanismos. El grado de explicación de las mínimas también es inferior al de las máximas, lo que demuestra la influencia de los caracteres geográficos locales en el desacoplamiento nocturno de las capas inferiores de la atmósfera respecto a la dinámica general.

La figura 3 pone de manifiesto las relaciones entre la temperatura en superficie y los citados mecanismos en cada tipo sinóptico. El anticiclónico se caracteriza por temperaturas diurnas por encima de lo normal, mínimas bajas, y una advección cálida en la troposfera, que acompañada de una gran estabilidad vertical (baja vorticidad) desencadena jornadas cálidas por advección e insolación, pero mínimas bajas ya que la ausencia de nubes favorece la irradiación nocturna, frecuentes en el interior de la Península Ibérica. Idéntico mecanismo actúa en las jornadas con flujo del E, pero en este caso la advección en altura es más fresca. A pesar de compartir altas temperaturas en el nivel de 500 hPa, en las situaciones del SW y W la capa de nubes determina un ambiente suave durante el día, pero mínimas altas, al combinarse el efecto advectivo con la ausencia de

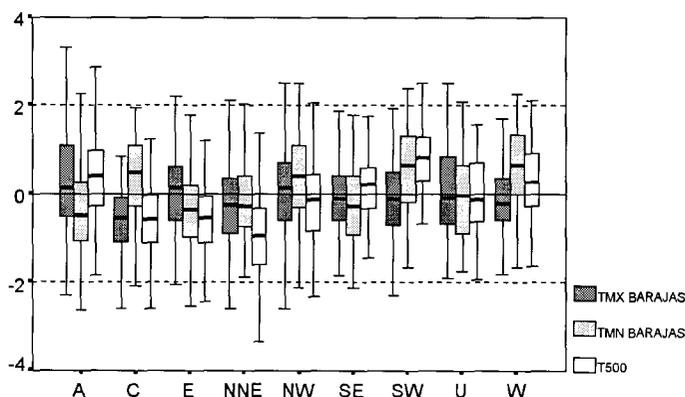


Figura 3: Promedio de las anomalías estandarizadas diarias de la temperatura máxima y mínima (Barajas) y la altura de la topografía de 500 hPa en cada tipo sinóptico.

fenómenos de irradiación. El tipo ciclónico posee temperaturas bajas tanto en la topografía de 500 hPa como en las máximas, si bien las mínimas presentan valores relativamente elevados, aunque no tanto con los precedentes. De los restantes tipos sinópticos, el NNE es frío tanto en superficie como en las capas altas mientras el SE y el NW es son templados, aunque con una relación inversa entre la topografía de 500 hPa y la superficie: en el primer caso las temperaturas en superficie son frescas bajo una advección más cálida; en el segundo templadas bajo una advección fresca. La causa es, de nuevo, la influencia de la cubierta nubosa.

6. VARIABILIDAD DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA REGIONAL DURANTE LAS FASES EXTREMAS DE LA NAO EN RELACIÓN CON LA TEMPERATURA.

Para determinar si la variabilidad observada en las mínimas responde a un tipo específico de circulación y su repercusión en la temperatura media invernal, los inviernos pertenecientes a cada una de las fases extremas de la NAO fueron ordenados y agrupados en 3 clases en función de su temperatura máxima o mínima, calculándose la frecuencia de tipos sinópticos y los valores de los índices correspondientes. Finalmente, para aquellos inviernos que comparten rangos similares (p.e. frío tanto en máximas como en mínimas) se calculó la anomalía de la presión a nivel del mar respecto al promedio de todo el periodo. El cuadro IV confirma que durante las fases negativas, las temperaturas máximas están asociadas a variaciones significativas de la vorticidad y de la topografía de 500 hPa, mientras las mínimas dependen de la intensidad del flujo zonal y de la frecuencia de situaciones del W.

Cuadro IV: Valores medios y significación de las diferencias (según el test de Kruskal-Wallis) en cada estado térmico dentro de la fase positiva de la NAO.

TEMPERATURAS MÁXIMAS															
	NAO	PRES	Im	Iz	VOR	Z500	A	E	C	SW	W	NNE	NW	SE	U
Frío	-2.9	1016.0	-1.5	2.3	-4.5	5585.5	30.4	12.8	11.6	14.8	11.4	12.6	16.4	9.0	2.2
Templado	-2.4	1016.1	-0.8	3.1	-3.8	5594.9	32.2	10.3	13.0	17.8	12.5	11.7	13.0	8.8	2.2
Cálido	-1.9	1016.9	-1.0	4.5	-7.8	5620.9	34.0	9.7	12.0	16.7	18.0	10.0	12.7	7.0	1.2
X ²	2.4	1.0	0.0	2.5	5.8	9.0	0.9	0.5	0.4	1.5	3.5	0.6	0.7	0.5	2.0
Sign	0.30	0.60	1.00	0.29	0.05	0.01	0.63	0.78	0.83	0.46	0.17	0.75	0.70	0.78	0.36
TEMPERATURAS MÍNIMAS															
	NAO	PRES	Im	Iz	VOR	Z500	A	E	C	SW	W	NNE	NW	SE	U
Frío	-2.2	1017.6	-1.7	1.3	-4.8	5598.6	33.6	13.4	12.0	13.8	8.2	15.0	14.4	9.2	1.8
Templado	-2.5	1016.2	-1.0	3.4	-6.0	5598.2	34.0	11.0	11.0	17.8	14.2	11.5	13.5	6.7	1.5
Cálido	-2.3	1015.5	-0.5	5.1	-5.4	5606.6	29.5	8.5	13.7	17.5	19.0	8.2	13.8	9.0	2.2
X ²	0.0	3.6	1.4	6.7	0.4	0.7	1.6	2.0	1.6	2.4	8.6	5.0	0.4	1.9	0.6
Sign	0.98	0.16	0.49	0.04	0.82	0.72	0.44	0.37	0.46	0.30	0.01	0.06	0.84	0.39	0.73

El patrón de anomalías durante los inviernos fríos (p.e. 1956, 1963, 1965 y 1968; fig. 4a) recuerda la configuración "cut-off high": al N un anticiclón de bloqueo, cuya base está ocupada por depresiones estacionarias (enviando flujos del SW sobre la Península Ibérica) o poco móviles (siguiendo una trayectoria secundaria, desde el Atlántico hasta el Mediterráneo Occidental). La proximidad de la depresión a la Península Ibérica propicia una vorticidad relativamente alta, un flujo zonal débil y temperaturas bajas en la troposfera (embolsamientos fríos). Una mayor frecuencia de situaciones del NNE y del E contribuye a acentuar ese ambiente. Durante los inviernos cálidos (p.e. 1960, 1966, 1977 y 1979; fig. 4b), las borrascas se desplazaron más al N, en torno al paralelo 50°N. El elevado gradiente de presión propició una intensa advección zonal, mientras su trayectoria septentrional se reflejó en temperaturas relativamente altas en 500 hPa.

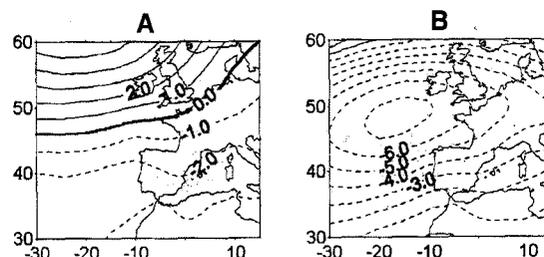


Figura 4: Anomalías de la presión a nivel del mar durante inviernos fríos (A) y cálidos (B) pertenecientes a una fase negativa de laNAO.

Durante las fases positivas los criterios sinópticos empleados son insuficientes, ya que en el caso de las máximas únicamente son significativos la frecuencia de días anticiclónicos, la vorticidad y la altura de la topografía de 500 hPa. Por el contrario, ningún parámetro destaca en el caso de las mínimas, ya que el índice zonal ni siquiera alcanza el umbral de significación del 5%.

Cuadro V: Valores medios y significación de las diferencias (según el test de Kruskal-Wallis) en cada estado térmico dentro de la fase positiva de la NAO.

TEMPERATURA MÁXIMA															
	NAOI	PRES	Im	Iz	VOR	Z500	A	E	C	SW	W	NE	NW	SE	U
FRÍO	1.8	1021.2	-1.3	0.2	-5.5	5637.6	34.3	19.5	9.3	8.3	8.7	12.5	12.2	14.8	1.2
TEMPLADO	2.7	1023.0	-1.4	0.6	-10.0	5670.1	47.4	15.1	7.1	7.3	8.3	10.9	13.3	10.6	1.0
CÁLIDO	2.3	1021.7	-0.6	1.5	-10.8	5665.6	45.3	16.1	6.3	11.1	9.1	9.9	10.7	11.3	1.3
X ²	2.7	3.2	0.4	1.8	8.0	7.4	11.1	2.2	1.9	3.6	0.3	0.9	1.1	0.5	1.5
Sign.	0.26	0.20	0.82	0.41	0.02	0.02	0.00	0.33	0.39	0.17	0.85	0.63	0.58	0.78	0.48
TEMPERATURA MÍNIMA															
	NAOI	PRES	Im	Iz	VOR	Z500	A	E	C	SW	W	NE	NW	SE	U
FRÍO	2.3	1022.6	-1.3	-0.5	-7.3	5652.2	39.5	16.3	7.8	7.8	6.8	13.8	11.0	16.7	1.5
TEMPLADO	2.1	1021.7	-0.7	1.3	-8.6	5655.1	42.9	17.1	8.0	9.6	10.4	9.6	12.4	9.9	1.3
CÁLIDO	2.5	1021.9	-1.3	1.4	-10.7	5668.0	45.4	16.9	6.7	9.3	8.6	10.0	12.6	10.4	1.3
X ²	0.8	1.2	0.9	5.7	2.7	1.5	2.3	0.1	0.4	0.3	2.4	2.3	0.3	3.7	0.2
Sign.	0.66	0.55	0.64	0.06	0.26	0.47	0.32	0.94	0.84	0.87	0.31	0.32	0.84	0.16	0.93

Dos criterios subjetivos sirvieron para clasificar las configuraciones de los mapas de anomalías, el fundamental la proximidad de las altas presiones, y el secundario su posición respecto a la Península Ibérica. En inviernos fríos con índice NAO positivo los anticiclones se emplazan lejos, adquiriendo un matiz fresco con una ubicación oceánica (índice zonal moderado, vientos del NW y N; p.e. 1983 y 1984, fig. 5a) y otro frío si se sitúan sobre el continente europeo (bajo índice zonal, vientos del E y NE; p.e. 1973, 1976 y 1992; fig. 5b). Durante inviernos cálidos se acercan a la Península, situándose al W y dirigiendo un flujo del W y NW estable (matiz cálido; p.e. 1961, 1994 y 1995, fig. 5c) o al E, en cuyo caso se agrega una advección subtropical (matiz muy cálido, p.e. 1957 y 1990, fig. 5d). En definitiva, esta gran variabilidad en la ubicación de las altas presiones (es decir, del nodo meridional de la NAO) enmascara el efecto de los parámetros representativos de la circulación atmosférica.

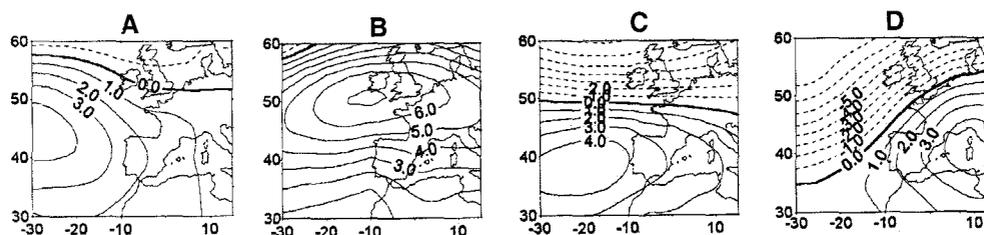


Figura 5: Anomalías de la presión a nivel del mar durante inviernos fríos (A flujo N, B flujo E) y cálidos (C, flujo W, D, flujo SW) pertenecientes a una fase positiva de la NAO.

7. CONCLUSIONES.

La relación entre la circulación atmosférica a escala hemisférica, representada por las fases de la NAO, y la temperaturas invernales en la Península Ibérica, está oscurecida por la variabilidad de la circulación a escala regional. Son las máximas las que reflejan de manera más clara esa relación: el predominio de circulaciones anticiclónicas (perturbadas) durante las fases positivas (negativas) de la NAO eleva las máximas mediante la advección de aire cálido (frío) y una intensa (reducida) recepción de radiación solar bajo cielos despejados y estabilidad atmosférica (nubes e inestabilidad). La evolución de las mínimas está mediatizada por la procedencia oceánica o continental de las advecciones, que a través de la cubierta nubosa controlan la pérdida de calor nocturna provocada por la irradiación de onda corta, acentuando la influencia de los mecanismos atmosféricos locales.

8. BIBLIOGRAFÍA

BENISTON, M.; REBETEZ, M.; GIORGI, F. y MARINUCCI, M.R. (1994): "An analysis of regional climate change in Switzerland". *Theor. Appl. Climatol.*, 49, 135-159.

CHEN, D. y HELLSTRÖM, C. (1999): "The influence of the North Atlantic Oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations". *Preliminary Analysis and Statistical Downscaling of Monthly Temperature in Sweden*. Dept. of Physical Geography, Univ. Of Goteborg, 1999, 19-33.

DAVIS, R.E.; HAYDEN, B.P.; GAY, D.A.; PHILLIPS, W.A. y JONES, G.J. (1997): "The North Atlantic Subtropical Anticyclone". *J. of Climate*, 10, 728-744.

HURREL, J.W. (1995): "Decadal trends on the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation". *Science*, 269, 676-679.

HURREL, J.W. (1996): "Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature". *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.

JENKINSON, A. y COLLISON, F. (1977): "An initial climatology of gales over the North Sea areas". Synoptic Climatology Branch Memorandum, nº 62, Met. Office, Bracknell.

LAMB, P.J. y PEPLER, R.A. (1987): "North Atlantic Oscillation: Concept and an application". *Bull. Am. Met. Soc.*, 68, 1218-1225.

- MAHERAS, P. (1988): "Principal component analysis of Western Air Temperature variations 1866-1985". *Theor. Appl. Climatol.*, 39, 137-145.
- PALECKI, M. y LEATHERS, D. (1991): "Northern Hemisphere extratropical circulation anomalies and recent January land surface temperature trends". *Geophys. Res. Lettr.*, 20, pp. 819-822.
- PARKER, D.E. y HORTON, E.B. (1999): "Global and regional climate in 1998". *Weather*, 54, 173-184.
- RASILLA, D.; FERNÁNDEZ, F.; GALÁN, E. y CAÑADA, R. (1999): "Variabilidad climática invernal sobre la Meseta Meridional y su relación con la circulación atmosférica". En "La Climatología española en los albores del siglo XXI" (Raso Nadal, J.M. y Martín-Vide, J., Eds.). *Publicaciones de la Asoc. Española de Climatología*, serie A, nº 1, 449-458.
- ROGERS, J.C. (1990): "Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies". *J. Climate*, 3, 1364-1379.
- UENO, K. (1993): "Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns and precipitation patterns, in winter". *J. Meteorol. Soc. Japan*, 71, 655-671.
- ULBRICH, U.; CHRISTOPH, M.; PINTO, J.G. y CORTE-REAL, J. (1999): "Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity". *Int. J. Climatol.*, 19, 379-390.
- ZORITA, E.; KHARIN, V. y von STORCH, H. (1992): "The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation". *J. Climate*, 5, 1097-1108.