

## SIMULACIONES REGIONALES PALEOCLIMATICAS: INDICE WI Y SU RELACIÓN CON LA NAO

Juan P. MONTÁVEZ<sup>1</sup>, Almudena GARCÍA-GARCÍA<sup>1</sup>, Elena GARCIA-BUSTAMANTE<sup>1</sup>,  
Juan J. GÓMEZ-NAVARRO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Física, Universidad de Murcia, Murcia, España.*

<sup>2</sup>*Physics Institute, Climate and Environmental Physics, University of Bern, Switzerland*

montavez@um.es, almudena.garcia8@um.es, e.garciabustamante@um.es gomez@climate.unibe.ch

### RESUMEN

El índice WI (Westerly Index) se define mensualmente como el número de días que el viento tiene dirección Oeste en el Canal de la Mancha (Barriopedro et al, 2013). La potencialidad de este índice radica en la consistencia de su variabilidad con unos determinados patrones espaciales asociados de precipitación, temperatura y otras variables climáticas sobre buena parte de Europa, así como en la posibilidad de reconstruir este índice a partir de observaciones durante los últimos 500 años. Sin embargo, la comparación de las reconstrucciones de este índice con las del índice de la NAO (North Atlantic Oscillation) revelan que el acoplamiento de estos dos índices no es estacionario, lo cual se puede atribuir a priori tanto a una realidad física como a una deficiencia en las reconstrucciones.

La aplicación de modelos regionales para integraciones paleoclimáticas durante el último milenio permite la simulación de un clima coherente con un determinado conjunto de forzamientos externos del sistema climático, a la vez que asegura la consistencia física entre todas sus variables. Este clima simulado puede servir para evaluar reconstrucciones climáticas, así como para investigar los procesos físicos subyacentes a la variabilidad climática reconstruida. En este trabajo, se utiliza para investigar la no estacionariedad entre el WI y la NAO mencionada anteriormente. Para ello se utiliza una simulación paleoclimática generadas con el modelo regional MM5 acoplado al modelo global ECHO-G. Concluimos que los cambios temporales en la relación entre ambos índices son identificables también en las simulaciones. Así mismo, se investiga su relación con los cambios de los centros de acción de la NAO y si éstos están relacionados con el forzamiento solar.

Palabras clave: WI, NAO, modelos climáticos regionales, paleoclima, reconstrucciones climáticas

### ABSTRACT

The WI (Westerly Index) is defined monthly as the number of days that the wind has Westrn component in the English Channel (Barriopedro et al, 2013). The potential of this index resides in the consistency of its variability with certain spatial patterns of precipitation, temperature and other climatic variables over a large part of Europe, as well as the possibility to reconstruct this index from observations over the past 500 years. However, comparisons of this index reconstructions with NAO index (North Atlantic Oscillation) reveal that the

coupling between these two indices is not stationary, which is attributable to either physical mechanisms, or deficiencies in the reconstructions.

Using regional models to obtain paleoclimate estimates during the last millennium allows the simulation of a climate coherent with a given set of external forcings, while preserving physical consistency among variables. This simulated climate can be used to assess the skill of climate reconstructions, and to investigate the underlying physical processes in the climate variability. In this study, it is used to investigate the aforementioned non-stationarity between WI and NAO. We present an analysis of the stationarity in the relationship between the NAO and WI indices in paleoclimatic simulations generated using the MM5 regional model coupled to the global model ECHO-G. We conclude that temporal changes in the relationship between the two indices are also identifiable in the simulations. Also, the relationship with the changes of the centres of action of the NAO is investigated, as well as whether they can be related to solar forcing.

**Key words:** WI index, NAO, Regional Climate Models, palaeoclimate, climate reconstruction

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio del clima de la Tierra a escalas paleoclimáticas es fundamental para comprender el clima presente y futuro. Debido a la ausencia de observaciones en el periodo pre-industrial es necesario el uso de simulaciones climáticas así como de reconstrucciones basadas en datos proxy (Masson-Delmotte *et al.*, 2013). Ambas herramientas son una aproximación de la realidad y sufren de distintas limitaciones, que introducen una gran incertidumbre en el clima estimado a partir de ellas. Las reconstrucciones se suelen utilizar para reconstruir fundamentalmente variables paleoclimáticas como la precipitación o la temperatura. Algunas veces también pueden utilizarse para la reconstrucción de otras variables como la presión o incluso obtener índices climáticos que a su vez proporcionan información valiosa sobre la variabilidad de los modos de circulación en escalas paleoclimáticas. Algunos ejemplos de ello son las reconstrucciones de la NAO (Luterbacher *et al.*, 2001) o del Westerly Index (Barriopedro *et al.*, 2013).

Una herramienta fundamental para el estudio del clima presente, pasado y futuro son los modelos climáticos. Los modelos permiten realizar simulaciones numéricas del clima que ayudan a comprender la variabilidad del sistema climático en escalas temporales multidecadales y superiores. El uso de modelos climáticos, tanto de Circulación General como a escala regional, para experimentos paleoclimáticos (fundamentalmente del último milenio) (Gómez-Navarro *et al.*, 2012) permite la generación de climas consistentes con un determinado forzamiento externo, a la vez que aseguran una coherencia física entre todas sus variables. En este sentido las simulaciones pueden ser utilizados para evaluar la bondad de las reconstrucciones proxy (Rodrigo *et al.*, 2012, Dorado *et al.*, 2012).

Una de las limitaciones de las reconstrucciones climáticas es la suposición de que las relaciones establecidas en el periodo de calibración son estacionarios (Vicente-Serrano *et al.*, 2012). Esta limitación viene dada por el relativamente corto del periodo observacional. En este contexto, la dinámica desarrollada por los modelos climáticos en periodos más largos de tiempo puede servir para superar esta limitación, si bien el uso de modelos también conlleva asumir la estacionariedad de ciertos procesos físicos que son diagnosticados en las parametrizaciones físicas del modelo.

Barriopedro et al (2013) mostraron que la relación entre el índice WI (Westerly Index) y la North Atlantic Oscillation (NAO) no es estacionaria, siendo este hecho atribuido a una modificación de los centros de acción de la NAO. En este trabajo se plantea verificar dicha hipótesis utilizando una simulación climática de los últimos 2000 años realizada con un modelo regional de alta resolución. En primer lugar se comprueba la capacidad del modelo regional para representar los patrones de anomalías climáticas asociadas a dichos índices. En segundo lugar se estudia la no estacionariedad de la relación entre el WI y la NAO. Finalmente se investigan las razones de la relación entre la pérdida de coherencia entre ambos índices.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

### 2.1. Simulaciones Regionales

La simulación climática regional ha sido realizada con una versión climática del *Fifth-Generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model* (MM5) (Grell, 1994). MM5 ha sido ampliamente usado en estudios climáticos (Jerez et al 2012; entre otros) y diversos estudios apoyan su capacidad para reproducir de manera suficientemente realista el clima en la Península Ibérica (Fernández et al, 2007, Gómez-Navarro et al, 2010) y Europa (Gómez-Navarro et al. 2013).

La configuración espacial utilizada consiste en dos dominios anidados bidireccionalmente con una resolución de 135 y 45 km para el dominio madre e hijo, respectivamente. El modelo produce salidas cada hora. Esta simulación regional se alimenta a través de las fronteras del dominio mediante condiciones de frontera provenientes del modelo global ECHO-G. Esta simulación consiste en una simulación de 8000 años que considera forzamiento solar, gases de efecto invernadero y factores orbitales. Sólo el periodo 0-2000 ha sido considerado en la simulación regional. Salvo por el forzamiento volcánico, los forzamientos empleados aquí son equivalentes al empleado en Gómez-Navarro et al (2011, 2012, 2013). Debido a longitud de esta simulación, y la carencia de reconstrucciones realistas sobre actividad volcánica más allá del último milenio, esta simulación no considera los efectos de la actividad volcánica. Se trata de una decisión pragmática, pues incluir el forzamiento sólo durante el último milenio (cuando es conocido) habría creado una simulación inhomogénea. Obviamente esto introduce una simplificación que limita la veracidad de los resultados, y hace que la evaluación del impacto del forzamiento volcánico tenga que ser postergado a posteriores análisis. De hecho, nuevas simulaciones están siendo llevadas a cabo en este momento para atajar esta limitación. Tanto la simulación del modelo global como el regional se realizaron en el centro de computación del clima alemán (DKRZ).

Por consistencia con las condiciones de frontera, el modelo regional ha sido forzado de forma idéntica al modelo global (gases de efecto invernadero, actividad solar y parámetros orbitales). Sin embargo, la cubierta vegetal así como los usos de suelo se mantuvieron constantes durante la simulación, e igual a los valores actuales. Nuevamente se trata de una simplificación que potencialmente puede afectar a los resultados, especialmente hacia el final de la simulación. La configuración física empleada ha sido seleccionada teniendo en cuenta previos estudios sobre la Península Ibérica (Fernández et al, 2007, Jerez et al, 2013). Se ha usado la parametrización de cúmulos de Grell (Grell, 1993), el esquema *Simple Ice* para microfísica (Dudhia, 1989), MRF para la capa límite (Hong and Pang, 1996) y el esquema de

radiación de onda larga RRTM (Mlawer,1997). El modelo de suelo usado es NOAH (Chen and Dudhia, 2001), que simula de manera dinámica la temperatura y la humedad del suelo en 4 capas hasta los 2 metros de profundidad.

## 2.2. El índice WI.

El índice WI es un índice asociado a la persistencia del viento del oeste en la zona del canal de la Mancha (Barrapedro et al, 2013). En este trabajo, el índice WI se ha calculado para los 2000 años simulados como la fracción mensual de días en los que la dirección del viento medio diario está entre  $225^\circ$  y  $315^\circ$ . La serie de viento utilizada es el promedio espacial de los datos contenidos en la ventana que va desde  $10^\circ\text{O}$  hasta  $5^\circ\text{E}$  y desde  $48^\circ\text{N}$  hasta  $52^\circ\text{N}$ . La serie mensual obtenida para invierno, así como su media móvil de 90 términos se presentan en la Figura 1. El valor medio del índice WI es 0.56, siendo los valores más altos en invierno (0,6) y menores en primavera (0.46) para todo el periodo.

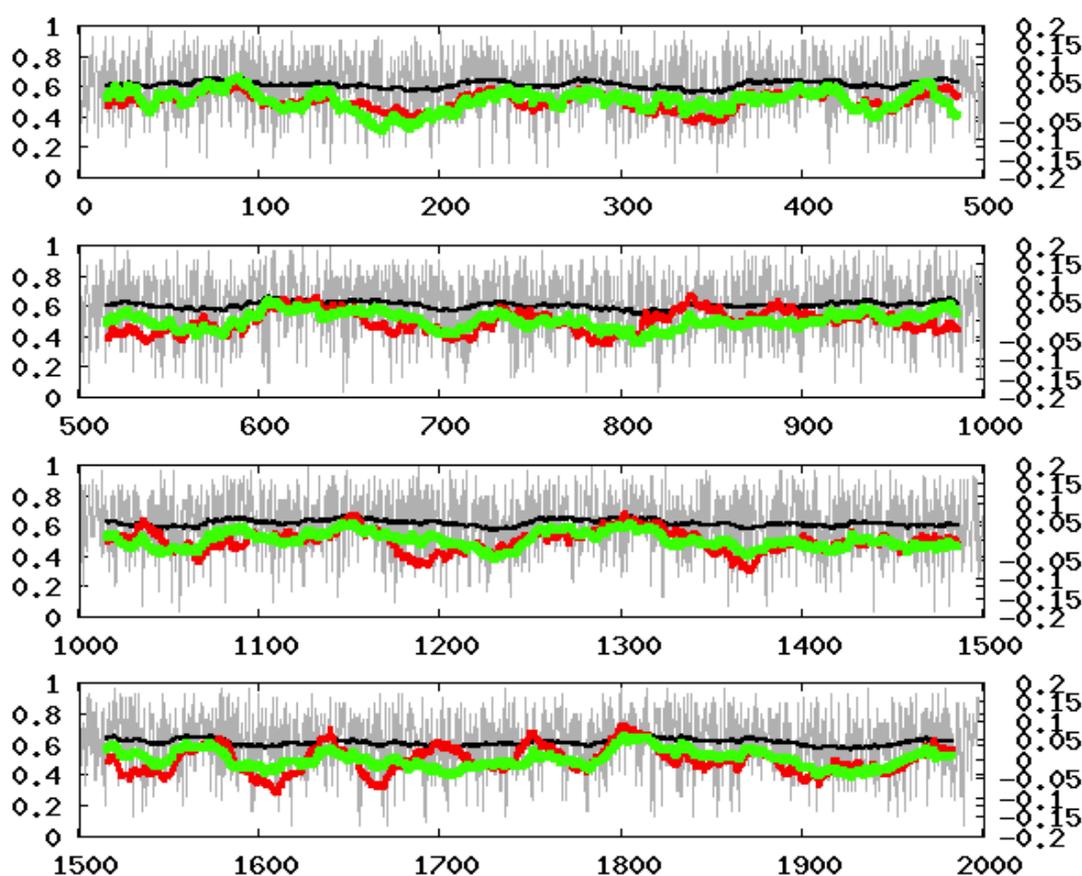


Figura 1. Evolución del índice WI y su relación con la NAO en la simulación. La serie gris representa la serie mensual del índice WI para los meses de invierno (Diciembre-Febrero). En rojo se representa la media móvil de 90 elementos (30 años) del mismo índice. Finalmente, la línea verde representa la evolución del índice NAO. Nótese que el índice de la NAO es adimensional, y su magnitud se representa en la escala de la derecha.

## 2.3. El índice NAO

La NAO es un modo de variabilidad fundamental de la dinámica atmosférica, con gran influencia en la zona del Atlántico Norte y particularmente Europa (Trigo et al, 2002). Se define mediante un índice que se puede asociar a la intensidad del flujo zonal promedio en

Europa. Desde el punto de vista operacional, este índice se puede definir de diversas formas fundamentalmente equivalentes. En general, se puede definir como la anomalía de la diferencia de presión entre dos puntos, normalmente uno situado en el Atlántico norte y otro situado en latitudes medias. La definición más comúnmente usada utiliza Reikiavik y las Azores, aunque es común encontrar en la literatura la utilización de otras localizaciones como Londres, Gibraltar o incluso París. Otra forma habitual de definir el índice es mediante el uso de análisis en Componentes Principales. En este estudio se ha definido el índice de la NAO como la Componente Principal (CP) asociada a la primera EOF del campo de anomalías de presiones del modelo global en la ventana 20 °N 80 °N, 50 °W, 20 °E. Esta metodología presenta la ventaja de que permite no sólo definir el índice, sino también identificar los patrones asociados y sus centros de acción. En la Figura 1 se presenta, además del índice WI, el índice de la NAO así obtenido con un filtro de 30 años para los últimos 2000 años. En esta figura se puede apreciar un acuerdo (correlación temporal) razonable de los dos índices a lo largo del periodo simulado, a excepción de algunos periodos donde el desacople es evidente, como a comienzos del último milenio y sobre todo entre los siglos XVII y XVIII.

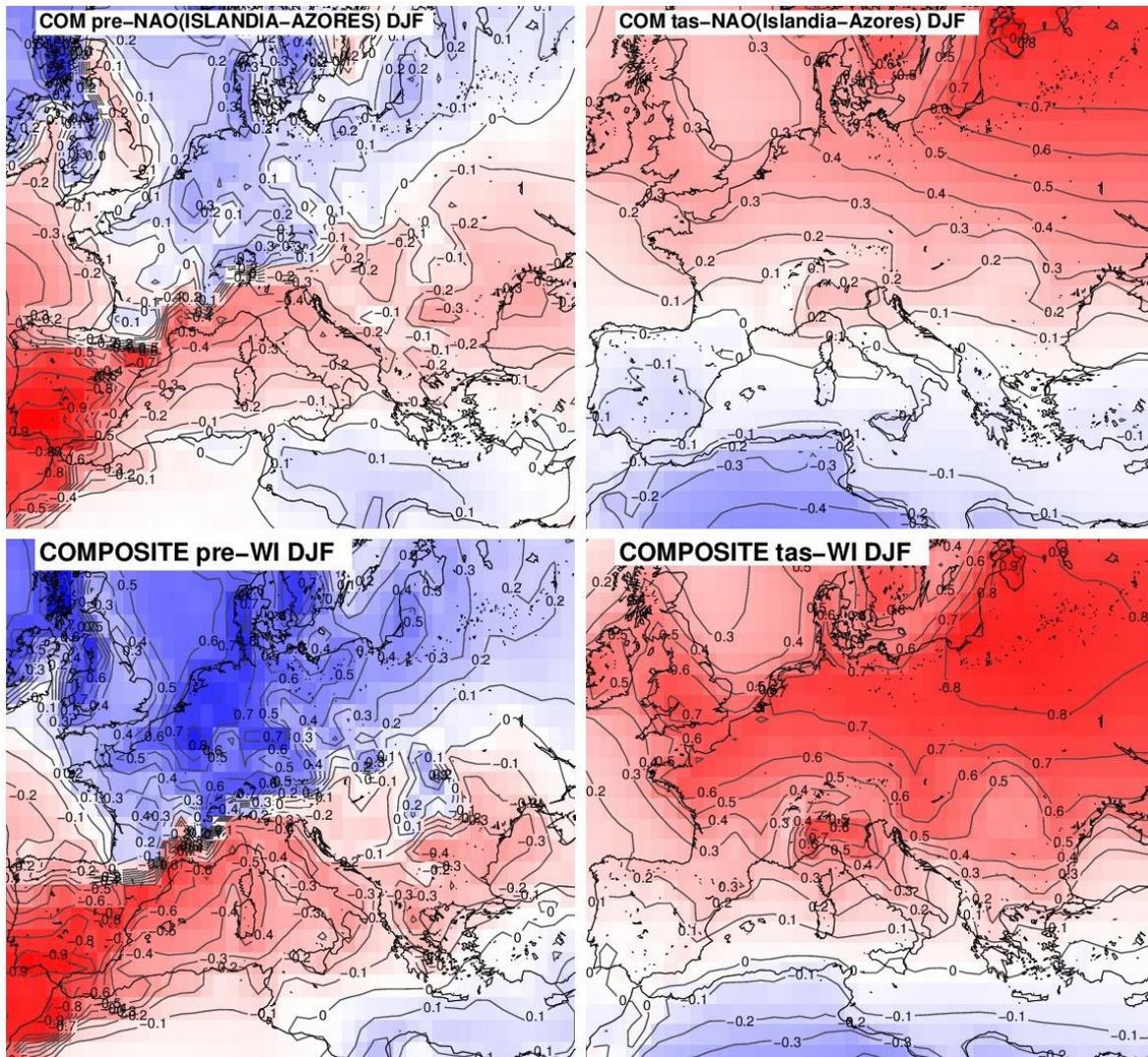
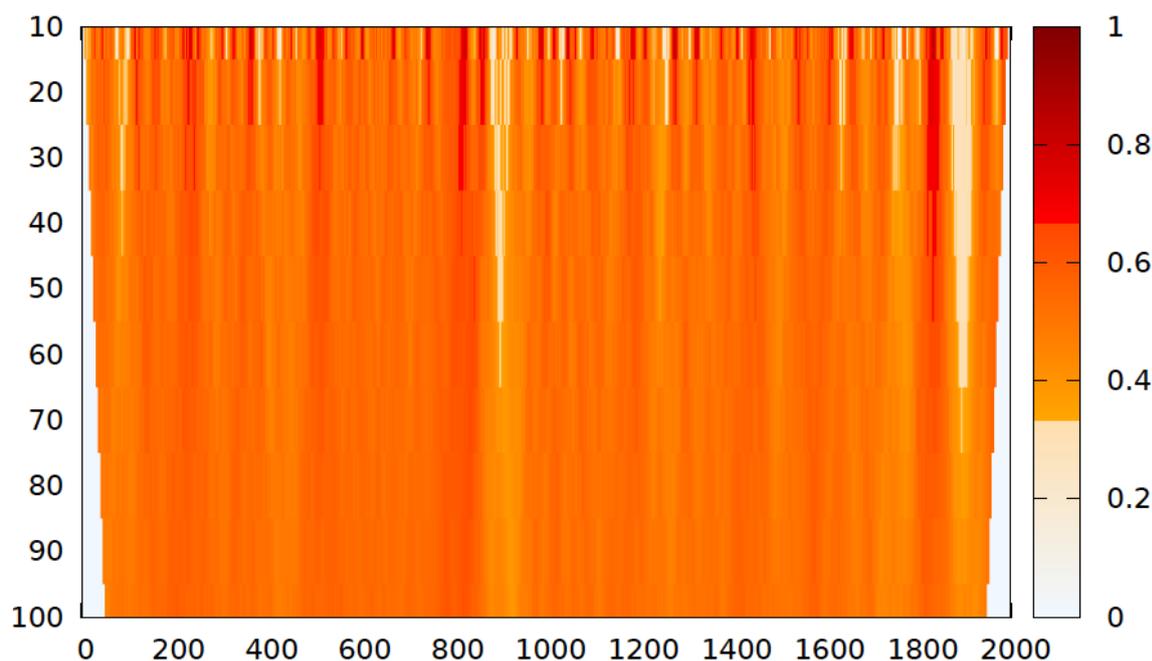


Figura 2 Mapas de diferencias entre los patrones de temperatura (tas) (derecha) y precipitación (pre) (izquierda) para las fases positivas y negativas de los índices WI (abajo) y a la NAO (arriba).

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Patrones espaciales de anomalías asociados a la WI y la NAO.

En primer lugar se evalúa la capacidad del modelo para reproducir los patrones observados de precipitación, temperatura y presión asociados a la variabilidad del WI. En la Figura 2 se representan las diferencias entre los patrones de temperatura y precipitación para eventos de WI alta y baja. Como evento de WI alta (baja) se han tomado el percentil 75 (25). Los valores representados se han escalado para que el máximo valor sea 1. De manera similar, la figura muestra también los mismos resultados pero asociados al índice de la NAO.



**Figura 3.** Correlaciones móviles entre los índices WI y de la NAO durante el periodo simulado 1-2000. En horizontal se indica la fecha del centro de la ventana, mientras que la dirección vertical indica el tamaño de la ventana utilizada para calcular la correlación, desde interanual hasta un siglo.

Comparando los patrones anteriores con los resultados discutidos por Barriopedro et al. (2013) mediante datos observacionales, se observa que los patrones reproducidos por el modelo presentan una gran similitud con las obtenidas mediante datos experimentales. El patrón de temperatura está caracterizado por mayores temperaturas en eventos de WI alta que se extiende desde las islas británicas hasta centro Europa, Península escandinava y Europa del Este. Este patrón se puede entender fácilmente en términos físicos que a grosso modo reproducen los mecanismos de la NAO (Trigo et al, 2002). Una anomalía positiva del índice WI indica una mayor persistencia de vientos del Oeste, que en invierno están asociados a una anomalía en la advección de aire cálido y húmedo desde el Océano Atlántico al continente Europeo. Así mismo, el patrón de precipitación se caracteriza por una distribución bipolar Norte-Sur. Esto ocurre debido a que una mayor zonalidad del viento en el Canal de la Mancha está asociado a una intensificación de la presión en superficie en la zona de las Azores, lo que desvía el paso de bajas presiones hacia el centro y Norte de Europa. Esto produce una anomalía positiva en la precipitación en el centro y Norte de Europa, mientras que produce un déficit de precipitación en la Europa Mediterránea.

No obstante de las similitudes entre la NAO y el WI discutidas en el párrafo anterior, los patrones de anomalías de la NAO presentan algunas diferencias respecto a los patrones del WI. En el caso de la temperatura el patrón asociado a la NAO está ligeramente desplazado hacia el norte. Para la precipitación el patrón de la NAO presenta una mayor respuesta de la precipitación en el Norte de Europa.

### 3.2. Relación entre la WI y la NAO

En la Figura 1 se presentaron las series de la NAO y la WI respectivamente en la simulación. La correlación para las series entre la NAO y WI calculadas para el periodo completo suavizando las series con distintas medias móviles muestra (no se incluye figura) que dichas correlaciones son altas ( $>0,5$ , 20 años) para ventanas pequeñas y van disminuyendo cuando se aumenta el tamaño de la ventana ( $<0,2$  100 años). Por lo tanto la relación entre ambos índices prácticamente desaparece en la baja frecuencia, siendo importante en las altas frecuencias.

En el trabajo de Barriopedro et al (2013) se presenta la dependencia de la relación con el periodo analizado comparando distintos índices reconstruidos de la NAO con el índice WI, utilizando para ello ventanas móviles de diversa longitud. En la Figura 3 se presenta las correlaciones entre los índices WI y NAO mensuales para todo el periodo de simulación, utilizando ventanas temporales de distinta longitud (indicada en el eje de ordenadas)

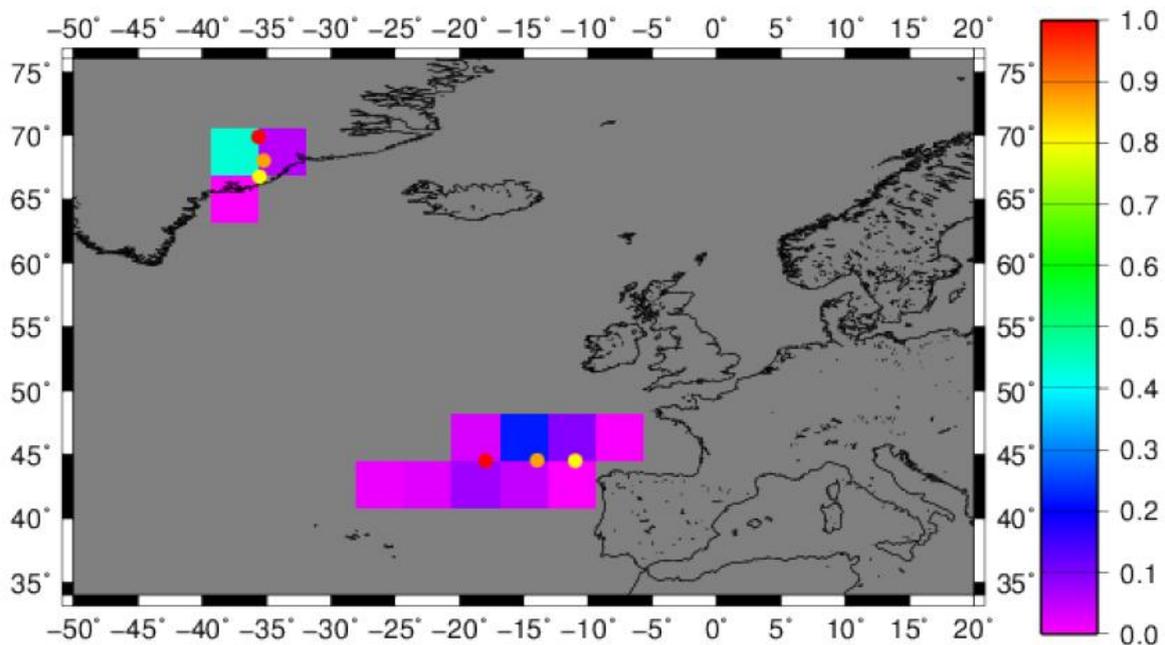


Figura 4. Evolución de los centros de acción de la NAO a lo largo de la simulación. Los cuadrados indican los lugares y la frecuencia en la que los centros de acción aparecen en cada punto del rejilla del modelo. EL punto naranja indica el punto promedio. El punto rojo (amarillo) indica el promedio en situaciones de alta (baja) correlación entre la WI y la NAO

Estos resultados muestran que la relación que aparece entre los dos índices no es estacionaria. En lugar de eso, a lo largo de los 2000 años simulados aparecen correlaciones que van desde valores prácticamente nulos hasta correlaciones por encima de 0,9. Para el caso concreto de la correlación móvil con una ventana de 41 años, se aprecian correlaciones que van desde 0,3

hasta 0,7. Estos valores están en buen acuerdo con los resultados de Barriopedro et al. (2013) basados en registros instrumentales y reconstrucciones. Por lo tanto el modelo es capaz de reproducir el comportamiento observado en estos registros, lo que apoya el argumento de que los periodos de desacoplo entre el WI in la NAO pueden no ser debidos a errores en las observaciones, sino que hay un mecanismo físico real subyacente. Incluso los rangos temporales de acoplamiento y desacoplamiento son similares.

### 3.3. Estacionariedad en la relación entre WI y NAO

La cuestión que se plantea a continuación es entender a qué puede ser debido este desacoplo entre los dos índices. Una posible explicación puede ser la modificación del modo de variabilidad descrito por la NAO. Para analizar esta hipótesis, se ha calculado la posición de los centros de acción de la NAO a lo largo de la simulación. La metodología seguida consiste en calcular las EOFs de las anomalías de presión a nivel de mar en el área anteriormente descrita en periodos móviles de 60 años con pasos de un año, barriendo los 2000 años simulados. En la Figura 4 se presenta las posiciones en las aparecen estos centros de acción y su frecuencia. Así, mientras que el mínimo ha sufrido pequeñas variaciones a lo largo de la simulación, el máximo sufre importantes variaciones longitudinales.

Para estudiar la relación entre los centros de acción de la NAO y los cambios en la correlación entre NAO y WI se han elegido los periodos de máxima correlación y mínima correlación, empleando los percentiles 90 y 10 respectivamente. A partir de estos se ha calculado las posiciones medias de los centros de acción y se han indicado en los puntos de la Figura 4. Los periodos de mayor (menor) acoplamiento entre los índices están asociados con un desplazamiento del centro de altas presiones hacia el Oeste (Este), lo que conlleva una mayor zonalidad (meridionalidad) de la advección de aire del Atlántico sobre el continente Europeo.

## 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han reafirmado los resultados mostrados en Barriopedro et al. (2013) en el contexto de una simulación numérica. Se ha demostrado que el carácter no estacionario de la relación entre el WI y la NAO se puede reproducir mediante modelos climáticos. La relación entre estos índices no es constante y depende fundamentalmente del cambio en los centros de acción del patrón espacial de la NAO, caracterizado por la primera EOF de las anomalías de presión en a nivel del mar.

También se ha obtenido que la relación entre ambos índices es más fuerte en la alta frecuencia (escala interanual), desapareciendo en baja frecuencia (escala multidecadal y secular). Este hecho refuerza la hipótesis de que existe una falta de estacionariedad en las relaciones entre los índices y por ende con los patrones espaciales de anomalías que conllevan, pudiendo ser de utilidad a la hora de reconstruir campos climáticos de distintas variables a partir de la NAO.

Aunque no se ha discutido aquí por cuestiones de brevedad, análisis preliminares indican que no existe una relación clara entre el desacoplo entre ambos índices con el forzamiento natural y antrópico. Esto puede indicar que la no estacionariedad en la relación se debe fundamentalmente a variabilidad interna del sistema climático. No obstante pueden aparecer conexiones indirectas entre diversas variables climáticas que deben ser estudiadas en más

profundidad. Esto se puede evaluar comparando varias simulaciones que comparten el mismo forzamiento, siguiendo así una metodología similar a la empleada por Gómez-Navarro et al, (2012).

Este trabajo pretende poner de manifiesto el gran potencial de la utilización de experimentos climáticos llevados a cabo con modelos regionales como apoyo y fuente de validación de las técnicas y procedimientos de reconstrucciones climáticas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Gobierno de España y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por medio de los proyectos SPEQ-TRES (CGL2011-29672-C02-02) y Salvá-Sinobas (200800050083542).

## REFERENCIAS

- Barriopedro, D., D. Gallego, M.C. Alvarez-Castro, M. Carmen, R. García-Herrera, D. Wheeler, C. Peña-Ortiz, C Barbosa (2013). Witnessing north atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685-2008). *Climate Dynamics*, pp 1-17.
- Chen F. y J. Dudhia (2001). *Coupling an Advanced Land Surface-Hidrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Preliminary Model Validation*. *Monthly Weather Review*, pp 129:587, 604.
- Dudhia J. (1989). *Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using amesoscale two-dimensional model*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), pp 3077-3107.
- Fernandez J., J.P. Montavez, J. Saenz, J.F. Gonzalez-Rouco, y E. Zorita (2007). *Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle*. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* , 112(D4), pp D04101.
- Gómez-Navarro, J. P. Montávez, P. Jiménez-Guerrero, S. Jerez, J. A. Garcia-Valero, y J. F. González-Rouco (2010). *Warming patterns in regional climate change projections over the Iberian Peninsula*. *Meteorologische Zeitschrift* , 19(3), pp 275-285.
- Gómez-Navarro J.J, J.P. Montávez, S. Jerez, P. Jiménez-Guerrero, R. Lorente-Plazas, J.F. Gonzalez-Rouco, y E. Zorita (2011). *A regional climate simulation over the Iberian Peninsula for the last millennium*. *Climate of the Past*, 7: pp 451-472.
- Gómez-Navarro, J. J., Montávez, J. P., Jiménez-Guerrero, P., Jerez, S., Lorente-Plazas, R., González-Rouco, J. F., & Zorita, E. (2012). *Internal and external variability in regional simulations of the Iberian Peninsula climate over the last millennium*. *Climate of the Past*, 8(1), pp 25-36.
- Gómez-Navarro, J.J., J.P. Montávez, S. Wagner and E. Zorita (2013): *A regional climate palaeosimulation for Europe in the period 1500–1990 – Part 1: Model validation*, *Climate of the Past*, 9, pp 1667-1682.
- Grell. G.A (1993). *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*. *Monthly Weather Review* , 121(3). pp 764-787
- Grell, G.A., J. Dudhia, and D. R. Stauer (1994). *A description of the 5\_fth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-398 1 STR, 1994.

Hong S.Y and H. L. Pan (1996). *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*. Monthly Weather Review, 124: pp 2322-2339.

Jerez S., J.P. MontáveZ, J.J. Gomez-Navarro, P.A. Jimenez, P. Jimenez-Guerrero, R. Lorente, y J.F. Gonzalez-Rouco (2012). *The role of the land-surface model for climate change projections over the Iberian Peninsula*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117 (D1).

Jerez, J.P. Montavez, P. Jimenez-Guerrero, J.J. Gomez-Navarro, R. Lorente-Plazas, y E. Zorita (2013). *A multi-physics ensemble of present-day climate regional simulations over the Iberian Peninsula*. Climate Dynamics, 40(11-12): pp 3023-3046.

Dorado-Liñán, I., Büntgen, U., González-Rouco, F., Zorita, E., MontáveZ, J. P., Gómez-Navarro, J. J., Brunet, M., Heinrich, I., Helle, G., Gutiérrez, E.. (2012). *Estimating 750 years of temperature variations and uncertainties in the Pyrenees by tree ring reconstructions and climate simulations*. Climate of the Past, 8(3), pp 919-933.

Luterbacher J, Xoplaki E, Dietrich D, Jones PD, Davies TD, Portis D, González-Rouco JF, von Storch H, Gyalistras D, Casty C, Wanner H (2002) *Extending North Atlantic Oscillation reconstruction back to 1500*. Atmospheric Science Letters, 2, pp 114-124.

Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J.F. González-Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao and A. Timmermann, (2013). *Information from Paleoclimate Archives*. In: 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., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Mlawer, S.J., Taubman, P.D., Brown, M.J., Iacono, y S.A. Clough (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. Journal of Geophysical Research, 102: pp 16663-16682.

Rodrigo, F.S., J.J. Gómez-Navarro, y J.P. MontáveZ. (2012). *Climate variability in Andalusia (southern Spain) during the period 1701–1850 based on documentary sources: evaluation and comparison with climate model simulations*. Climate of the Past, 8(1), pp 117-133.

Vicente-Serrano, S.M, López-Moreno, J.I. (2008): *The nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation*. Journal of Geophysical Research 113, D20120.

Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J.M. (2002): *The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms*. Climate Research, 20, pp 9-17.