

## **IMPACTO NO ESTACIONARIO DE ENSO SOBRE LAS TEMPERATURAS EN EL OESTE DE EUROPA**

Maialen MARTIJA DíEZ<sup>1,3</sup>, Belén RODRÍGUEZ FONSECA<sup>2,3</sup>, Jorge LÓPEZ  
PARAGES<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Meteo and Climate Area. TECU Unit, TECNALIA, Basque Research and  
Technology Alliance (BRTA), Basque Country, Spain.*

<sup>2</sup>*Instituto de Geociencias IGEO, CSIC UCM, Spain.*

<sup>3</sup>*Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de  
Madrid, Spain.*

<sup>4</sup>*Grupo de Oceanografía Física, Universidad de Málaga, Spain.*

[maialen.martija@tecnalia.com](mailto:maialen.martija@tecnalia.com), [brfonseca@fis.ucm.es](mailto:brfonseca@fis.ucm.es), [parages@uma.es](mailto:parages@uma.es)

### **RESUMEN**

En algunas regiones, como Europa, el aumento global de la temperatura del aire se traduce en una mayor frecuencia de fenómenos extremos. Estudios recientes sugieren que la creciente intensidad de las olas de calor parece estar relacionada con la variabilidad interanual de la temperatura media, un hallazgo que motiva la búsqueda de su posible predictibilidad. ENSO es el principal factor de predicción de la variabilidad climática global en escalas de tiempo interanuales. Su impacto en el clima europeo ha sido profundamente estudiado en relación con la variabilidad de las precipitaciones, pero solo existen unos pocos estudios centrados en su impacto sobre la temperatura. En este trabajo, se ahonda en el análisis de la variabilidad interanual de la temperatura máxima y mínima con el fin de encontrar cierta predictibilidad y tendencia. Para ello, se elige una región de Europa occidental, que ha experimentado intensas olas de calor y es también la principal región de variabilidad interanual de la temperatura del aire en Europa. Los resultados indican que el impacto de ENSO en las temperaturas de esta región es no lineal y no estacionario. Se ha encontrado que, durante las décadas anteriores a los años 80, el aumento de las temperaturas está relacionado con La Niña en verano.

**Palabras clave:** ENSO, Europa, teleconexión, verano, temperatura, predictibilidad.

### **ABSTRACT**

In certain regions, such as Europe, the increase in global air-temperatures in the world is translated into more frequent extreme events. Recent studies suggest that the increasing intensity in heatwaves seems to be related to the interannual variability of the mean temperature, a finding that motivates the search for its possible predictability. El Niño Southern Oscillation (ENSO) is the principal predictor of global climate variability at interannual timescales. Its impact on the European climate has been deeply studied in relation to rainfall variability, but only a few studies exist that focus on its impact on temperature. In this work, we focus on the analysis of the interannual variability of maximum and minimum temperature in order to find some predictability and trends. To that end, we choose the western European region, which has experienced intense heatwaves and is also the main region of air temperature

interannual variability in Europe. Our results indicate that the ENSO impact on temperatures over this region is non-linear and non-stationary. We have found the way in which, during the decades prior to 1980s, the increase in temperatures is related to La Niña in summer.

**Key words:** ENSO, Europe, teleconnection, summer, temperature, predictability.

## **1. INTRODUCCIÓN**

El aumento de la temperatura global en superficie es una de las huellas más evidentes del cambio climático, que tiene un fuerte impacto sobre Europa, especialmente en verano (Bador et al., 2017). En particular, Europa occidental y central se han visto afectadas por olas de calor extremas durante los últimos años (Barriopedro et al., 2011), y se cree que serán más frecuentes, más intensas y más duraderas bajo escenarios de cambio climático (Guerreiro et al., 2018). Sin embargo, un estudio reciente ha constatado cómo los veranos cálidos de 2017 y 2018 en el hemisferio norte podrían estar relacionados no solo con el calentamiento global, sino también con la variabilidad interna natural (Zheng & Wang, 2019).

Investigar cómo se pueden predecir mejor esas altas temperaturas es vital para reducir los impactos socioeconómicos de futuras olas de calor (Della-Marta et al., 2007). El aumento de la intensidad de las olas de calor parece ser una consecuencia del aumento de las temperaturas medias (Ballester et al., 2010), lo que sugiere que la mejora de la predictibilidad de las temperaturas medias anómalas del aire en verano ayudará a prever las olas de calor que probablemente estén relacionadas con ellas (Ossó et al., 2018).

Es bien sabido que la variabilidad climática europea puede estar asociada tanto a la variabilidad interna atmosférica como a las teleconexiones atmosféricas forzadas por la temperatura de la superficie del mar (SST), no solo desde los océanos circundantes, sino también desde regiones remotas como el océano Pacífico. Varios estudios señalan a El Niño Oscilación del Sur (ENSO) como un modo de variabilidad con un impacto modesto pero significativo en el sector Atlántico Norte-Europa (NAES; Taschetto et al., 2020). No obstante, el mecanismo, la linealidad, y la estacionalidad de estas teleconexiones a lo largo del ciclo estacional siguen siendo objeto de debate. Además, diferentes configuraciones espaciales del ENSO desencadenan teleconexiones y respuestas distintas sobre el continente europeo (Frauen et al., 2014). Se ha encontrado que la influencia entre ENSO y Europa no es estacionaria en el tiempo, indicando que la variabilidad multidecadal del Atlántico (AMV) es un modulador del impacto de ENSO sobre Europa central y occidental (López-Parages & Rodríguez-Fonseca, 2012).

El principal mecanismo que explica la teleconexión de ENSO con NAES es a través de las ondas de Rossby troposféricas generadas por el calentamiento diabático anómalo en el Pacífico tropical. Este mecanismo puede verse como una combinación de un patrón tipo arco y un patrón circunglobal (CGT; Branstator, 2002) atrapado a lo largo de la corriente en chorro del norte. En concreto, se ha descrito como una estructura de número de onda 5 (Ding & Wang, 2005). La mayoría de los estudios se centran en el invierno, cuando ENSO alcanza su pico máximo. Sin embargo, Ding et al. (2011) analizan la teleconexión en los veranos antes y después de los episodios de

ENSO, concluyendo que la CGT domina en los veranos antes del pico del evento y el patrón tipo arco en los veranos posteriores.

## 2. MÉTODOS

Para el análisis de las series de temperatura máxima y mínima (Tmax y Tmin) en Europa, hemos utilizado la versión 17.0 de la base de datos E-OBS (Cornes et al., 2018). Esta versión tiene una resolución espacial de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  de lon-lat y contiene datos entre 1950 y 2017. El estudio se centra en la zona más occidental del continente ( $42^\circ$ - $55^\circ$ N;  $7^\circ$ O- $5^\circ$ E).

Las variables atmosféricas utilizadas provienen del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), con resolución de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  de lon-lat. En particular, utilizamos la temperatura a 850 hPa (T850), y la altura geopotencial y la velocidad del viento zonal a 200 hPa, Z200 y u200 respectivamente.

La SST procede del conjunto de datos HadISST (Rayner et al., 2003), con resolución de  $1^\circ \times 1^\circ$  de lon-lat. Se utiliza esta base de datos para calcular los índices de El Niño: Niño1.2, Niño3, Niño3.4 y Niño4.

A lo largo de este estudio, se realizan distintos análisis de correlación entre las anomalías de la Tmax y la Tmin en el oeste de Europa (WE) y las anomalías de la SST en el Pacífico tropical asociadas a ENSO. En particular, se aborda la estacionariedad de esta teleconexión calculando las correlaciones en una ventana móvil de 20 años. Dado que el análisis se centra en escalas interanuales, se aplica a los campos anómalos un filtro Butterworth de paso alto, con un umbral de corte de 7 años. Se utilizan, además, diferentes mapas compuestos de la SST, la T850 y la Z200. Para el análisis de la significación estadística se ha utilizado el test t de Student (el f de Fisher para la desviación estándar, SD), con un nivel de confianza del 90%.

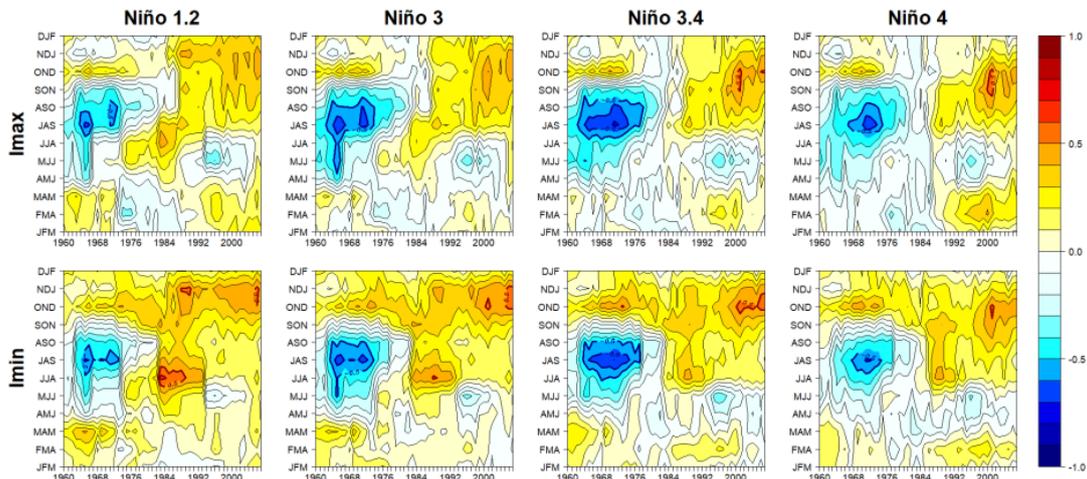


Fig. 1: Correlaciones entre (arriba)Imax (abajo)Imin y ENSO en ventanas móviles de 20 años y para las 12 estaciones de 3 meses del año. De izquierda a derecha Niño1.2, Niño3, Niño3.4 y Niño4. Los contornos en negrita indican los valores estadísticamente significativos, según un t-test a un nivel de confianza del 90%.

### 3. RESULTADOS

En primer lugar se calculan las anomalías estacionales en cada uno de los puntos de malla de la región seleccionada y posteriormente se computa la media espacial para construir los índices  $I_{max}$  e  $I_{min}$ , relativos a la  $T_{max}$  y la  $T_{min}$  respectivamente.

#### 3.1. Influencia de ENSO

Se calculan correlaciones entre los índices anómalos  $I_{max}$  e  $I_{min}$  y ENSO en ventanas móviles de 20 años y para las 12 estaciones del año. Los resultados presentados en la Fig.1 señalan el verano y el otoño como las estaciones en las que ENSO impacta en la temperatura en el oeste de Europa, mostrando correlaciones negativas en verano (JAS) y positivas en otoño (OND). Estos valores superan 0.5 en OND y alcanzan -0.7 en JAS. No obstante, estos picos se producen en periodos concretos, lo que indica una marcada relación no estacionaria entre la temperatura en el oeste de Europa y ENSO. Especialmente significativos son los resultados encontrados para verano, siendo esta una estación poco estudiada en lo relativo a la influencia de ENSO. Por lo tanto, se ahondará en el origen físico de las correlaciones estadísticas halladas para JAS en el periodo de máxima correlación (1953-75).

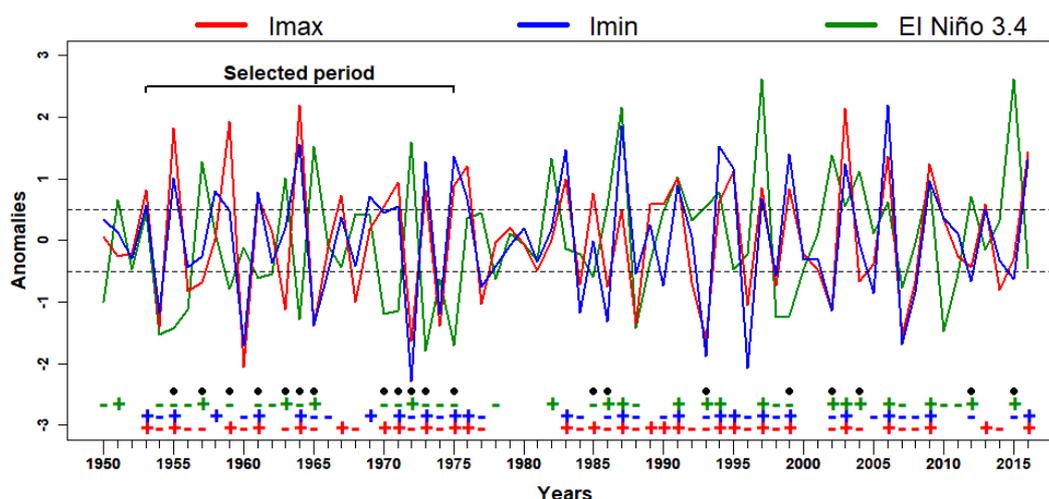


Fig. 2: Anomalías estandarizadas de los índices  $I_{max}$  (rojo),  $I_{min}$  (azul) y Niño3.4 (verde), en JAS 1950-2016. Las líneas negras discontinuas indican los umbrales (0.5 y -0.5 SD). Los años que superan el umbral positivo(negativo) para  $I_{max}/I_{min}/Niño3.4$  se indican en la parte inferior con una +(-) en color rojo/azul/verde respectivamente. Los puntos negros representan los años que contribuyen a la correlación negativa entre Niño3.4 e  $I_{max}$  y/o  $I_{min}$  (Niño positivo/negativo e  $I_{max}$  o  $I_{min}$  negativo/positivo).

#### 3.2. Teleconexiones en verano: JAS 1953-75

En el periodo seleccionado (1953-75),  $I_{max}/I_{min}$  y Niño3.4 presentan una evolución opuesta (Fig.2), en congruencia con las correlaciones negativas mostradas en la Fig.1. 12 de los 23 años analizados presentan anomalías opuestas entre  $I_{max}$  y Niño3.4, y 8 entre  $I_{min}$  y Niño3.4 (puntos negros en la parte inferior de la figura). Un total de 16 eventos ENSO tienen lugar durante este periodo (en verde; 4 casos de EN indicados

con una + y 12 casos de LN indicados con un -), mostrando cómo el 75% (50%) de los eventos ENSO tienen un impacto significativo sobre la Tmax (Tmin). Por otro lado, aunque el periodo 1976-2016 es más largo que el 1953-75, esta anticorrelación entre Niño3.4 e I<sub>max</sub>/I<sub>min</sub> parece notablemente más débil; con solo 6 de los 22 eventos ENSO que cumplen esa condición (puntos negros), menos del 30% de los casos analizados.

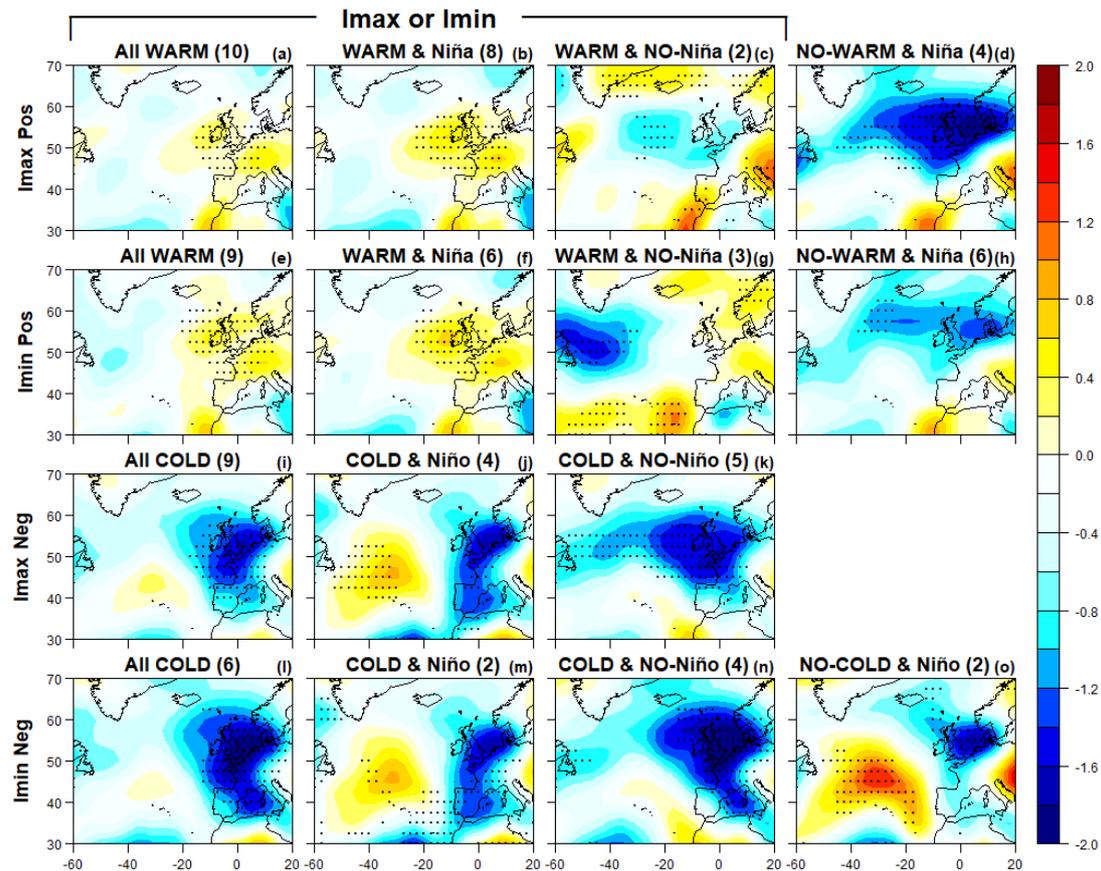


Fig. 3: Compuestos de la T850 anómala calculados para los años con extremos de I<sub>max</sub> e I<sub>min</sub> y considerando la influencia del Niño3.4 en JAS 1953-75 (se seleccionan los casos con anomalías estandarizadas por encima/debajo de 0.5/-0.5 SD). Los años correspondiente a los compuestos positivos de (a) I<sub>max</sub> y (e) I<sub>min</sub> (casos WARM) se dividen en años con (b,f) índice Niño3.4 negativo y (c,g) sin LN. (d,h) Compuestos negativos del Niño3.4 que no coinciden con casos WARM. (i-o) Igual que en (a-h) pero para los compuestos negativos de (i) I<sub>max</sub> y (l) I<sub>min</sub> (casos COLD), comparándolos con (j-k,m-n) el compuesto positivo del índice Niño3.4. (o) Eventos positivos de Niño3.4 que no coinciden con los casos COLD de I<sub>min</sub>. Las regiones punteadas indican las zonas estadísticamente significativas, según un t-test a un nivel de confianza del 90%.

Con el fin de explorar la linealidad del impacto de ENSO sobre la temperatura del oeste de Europa, realizamos un análisis compuesto para diferentes variables de manera que además de abordar el impacto directo sobre la temperatura, también se puedan analizar los mecanismos de teleconexión asociados. Para simplificar, en

adelante nos referiremos a los compuestos de anomalías positivas de  $I_{max}$  e  $I_{min}$  como WARM (Fig.3a-h) y a los de anomalías negativas como COLD (Fig.3i-o) respectivamente. Además, para investigar más a fondo las características de los eventos ENSO (y de la correspondiente teleconexión) que impactan en las temperaturas en el oeste de Europa, aislamos aquellos años de ENSO que coinciden con años WARM o COLD (segunda columna de la Fig.3), de aquellos que no coinciden con temperaturas extremas (columna de la derecha de la Fig.3).

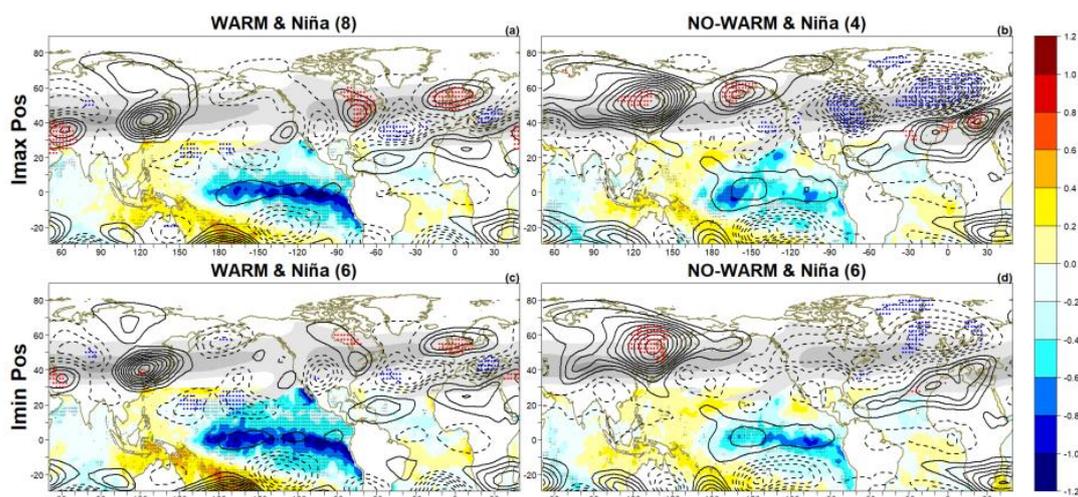


Fig. 4: *Compuestos anómalos de la SST(sombreado) y la Z200(contornos) en JAS en 1953-75, para los años con índice Niño3.4 negativo. (a,c) Los años en los que  $I_{max}$  e  $I_{min}$  presentan extremos positivos están separados de (b,d) aquellos en los que  $I_{max}$  e  $I_{min}$  no presentan extremos. Se seleccionan los casos con anomalías estandarizadas por debajo/encima de  $-0.5/0.5$  SD. Las regiones punteadas indican zonas estadísticamente significativas, según un t-test a un nivel de confianza del 90% (puntos negros para la SST y rojos/azules para Z200 positivo/negativo). El  $u_{200}$  climatológico está representado en gris (valores entre 10 y 60 m/s, intervalo de 10 m/s).*

Un primer resultado indica cómo la mayoría de los casos WARM (8 de 10 para  $I_{max}$  y 6 de 9 para  $I_{min}$ ) coinciden con años de LN (Fig.3b,f). Estos casos presentan un centro de anomalías positivas sobre el oeste de Europa, lo que explica la temperatura cálida en superficie. Por el contrario, los patrones asociados a eventos WARM que no están relacionados con LN (Fig.3c,g), muestran anomalías más débiles, sugiriendo por tanto un mecanismo subyacente totalmente diferente. Llamamos la atención los episodios de LN que no están relacionados con eventos WARM (Fig.3d,h). Estos presentan anomalías muy frías y significativas sobre el oeste de Europa. Así, identificamos impactos aparentemente opuestos de LN en el dominio de estudio: uno produciendo condiciones cálidas (Fig.3b,f), y otro produciendo condiciones frías (Fig.3d,h). Esto sugiere diferencias en las características de LN y/o en el mecanismo de propagación subyacente.

Para los casos COLD (Fig.3i-o), la relación con EN no es tan clara como para los WARM, ya que la coincidencia con los eventos de EN se restringe a menos de la mitad de los casos (Fig.3j,m).

Así, nuestros resultados sugieren una relación sólida entre los eventos de LN y las condiciones WARM en Europa y nos centramos en analizar el mecanismo de teleconexión en estos casos, calculando compuestos WARM anómalos tanto para la SST global como para Z200 (Fig.4). Analizando los distintos paneles de esta figura, encontramos claras diferencias entre los patrones atmosféricos sobre el oeste de Europa mostrados en cada uno de ellos. Estas diferencias pueden estar debidas a uno o ambos de los siguientes factores: forzamientos oceánicos distintos, y propagaciones diferentes de la teleconexión. La primera causa es sugerida al analizar las diferencias en la configuración e intensidad de las anomalías de la SST entre los paneles Fig.4a,c y Fig.4b,d. Las anomalías relacionadas con los episodios de LN con impacto sobre las temperaturas en el oeste de Europa (Fig.4a,c) son más fuertes que aquellas relacionadas con los episodios de LN sin impacto sobre ellas (Fig.4b,d). En los casos con impacto sobre WE, las anomalías de la SST son fuertes ( $\sim -1^{\circ}\text{C}$ ) y alcanzan la zona más oriental del Pacífico ecuatorial, lo que sugiere que los eventos de LN bien desarrollados en verano, con anomalías negativas suficientemente fuertes, son capaces de desencadenar un mecanismo que alcanza el oeste de Europa e impactar sobre las temperaturas. En cuanto al segundo de los factores mencionados, el mecanismo de propagación, el patrón ondulatorio de teleconexión para aquellos eventos de LN sin impacto en las temperaturas (Fig.4b,d) parece opuesto al de aquellos que sí que impactan sobre las temperaturas en el oeste de Europa (Fig.4a,c). En particular, el centro positivo de las anomalías geopotenciales (Z200, contornos) sobre el mar del Norte, asociado a los años de LN que impactan en los eventos WARM (Fig.4a,c), es negativo para los otros episodios de LN (Fig.4b,d). Este centro negativo sobre el mar del Norte es consistente con las anomalías negativas encontradas en la T850 (Fig.3d,h).

En resumen, los resultados encontrados permiten proponer las siguientes hipótesis generales para la teleconexión encontrada entre ENSO y las temperaturas en el oeste de Europa en verano, en el periodo entre 1953 y 1975:

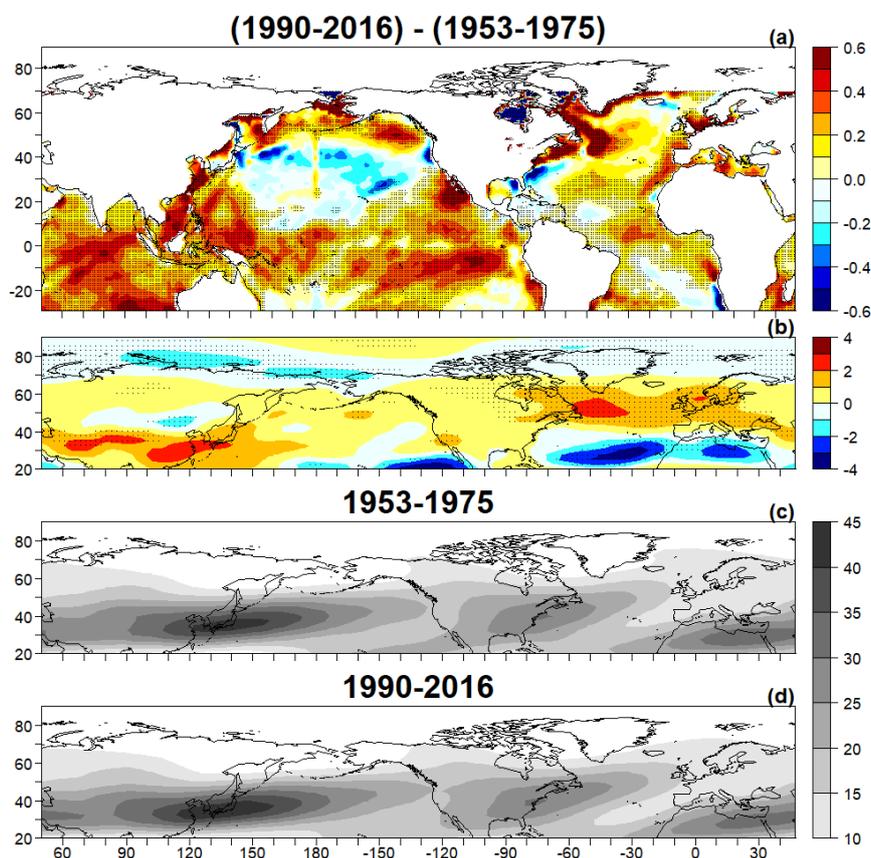
- Los eventos de LN canónicos impactan sobre las Tmax y Tmin del WE en verano aumentando su valor.
- El mecanismo de teleconexión parece comenzar con un patrón en forma de arco desencadenando desde el Pacífico central, que es atrapado por la corriente en chorro del norte en latitudes medias donde se activa la CGT.
- Para los eventos de EN no se encuentran resultados concluyentes.

#### **4. DISCUSIÓN**

Los resultados obtenidos muestran una relación no lineal respecto a la fase de ENSO, variable a lo largo de las estaciones del año y no estacionaria en el tiempo. En concreto, se obtiene impacto de LN sobre las temperaturas más cálidas de lo normal en las décadas anteriores a 1980 en verano (JAS). El mecanismo de teleconexión está asociado a un patrón de ondas desencadenado desde el Pacífico central y atrapado por la corriente en chorro, produciendo así una estructura CGT de número de onda 5 (Branstator, 2002; Ding & Wang, 2005; Wang et al., 2012).

Como se muestra en la Fig. 5a, las condiciones climatológicas sobre los océanos tropicales son más frías (más cálidas) para los años 50-80 (90-2010), lo que puede

afectar a la propagación de las ondas de Rossby atmosféricas y a la energía potencial disponible liberada por la convección de los trópicos (Johnson & Xie, 2010). Así, las anomalías negativas asociadas a LN, junto con las condiciones frías de fondo, pueden proporcionar la condición necesaria para desencadenar una teleconexión atmosférica hacia Europa.



*Fig. 5: (a) Diferencia entre la media anual de la SST en 1990-2016 y 1953-75. (b) Lo mismo que (a) pero para el u200. (c) Climatología del u200 en 1953-75. (d) Igual que (c) pero para 1990-2016. Las regiones punteadas indican áreas estadísticamente significativas, según un t-test a un nivel de confianza del 90%. Para la SST se ha eliminado la tendencia.*

Para entender mejor las diferencias de teleconexión entre décadas, hay que tener en cuenta también las características de la corriente en chorro del norte climatológica (Fig.5b-d). La configuración anómala resultante indica un desplazamiento del chorro hacia el norte en las últimas décadas (Fig.5b). En esas décadas, aparece un calentamiento significativo sobre el cinturón tropical de forma que surge un marcado gradiente meridional. Este último parece estar detrás del desplazamiento hacia el norte del chorro zonal. Este desplazamiento es más claro sobre el sector atlántico (Fig. 16b) y podría estar desempeñando un papel importante. Siguiendo el ciclo estacional, la corriente en chorro se sitúa hacia el norte en el verano boreal en comparación con el invierno (Branstator & Teng, 2017). Este hecho, junto con el desplazamiento decenal

del chorro, repercute en el papel del chorro en las teleconexiones a lo largo de las estaciones. En verano, un chorro más zonal actúa como tren de ondas para un CGT, llegando a zonas del norte en el segundo periodo (1990-2016), fuera de nuestra región de estudio.

## **AGRADECIMIENTOS**

Este estudio está parcialmente financiado por el proyecto español PRE4CAST (Ref CGL2017:86415-R) y el proyecto PRIMAVERA (Horizon 2020 Programme, Grant Agreement 641727). Agradecemos a la base de datos E-OBS. Todos los cálculos se han realizado con el lenguaje de programación R (R Core Team, 2020).

## **REFERENCIAS**

- Bador, M., Terray, L., Boé, J., Somot, S., Alias, A., Gibelin, A. L., & Dubuisson, B. (2017). Future summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer France climate. *Environmental Research Letters*, 12(7). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa751c>
- Ballester, J., Rodó, X., & Giorgi, F. (2010). Future changes in Central Europe heat waves expected to mostly follow summer mean warming. *Climate Dynamics*, 35(7), 1191–1205. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0641-5>
- Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M., & García-Herrera, R. (2011). The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.1201224>
- Branstator, G. (2002). Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 15(14), 1893–1910. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1893:CTTJSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1893:CTTJSW>2.0.CO;2)
- Branstator, G., & Teng, H. (2017). Tropospheric waveguide teleconnections and their seasonality. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(5), 1513–1532. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0305.1>
- Cornes, R. C., van der Schrier, G., van den Besselaar, E. J. M., & Jones, P. D. (2018). An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>
- Della-Marta, P. M., Luterbacher, J., von Weissenfluh, H., Xoplaki, E., Brunet, M., & Wanner, H. (2007). Summer heat waves over western Europe 1880-2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2–3), 251–275. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0233-1>
- Ding, Q., & Wang, B. (2005). Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *Journal of Climate*, 18(17), 3483–3505. <https://doi.org/10.1175/JCLI3473.1>
- Ding, Q., Wang, B., Wallace, J. M., & Branstator, G. (2011). Tropical-extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability. *Journal of Climate*, 24(7), 1878–1896. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3621.1>
- Frauen, C., Dommenges, D., Tyrrell, N., Rezny, M., & Wales, S. (2014). Analysis of the nonlinearity of El Niño-Southern Oscillation teleconnections. *Journal of Climate*, 27(16). <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00757.1>

- Guerreiro, S. B., Dawson, R. J., Kilsby, C., Lewis, E., & Ford, A. (2018). Future heat-waves, droughts and floods in 571 European cities. *Environmental Research Letters*, 13(3). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaaad3>
- Johnson, N. C., & Xie, S. P. (2010). Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nature Geoscience*, 3(12), 842–845. <https://doi.org/10.1038/ngeo1008>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., ... Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- López-Parages, J., & Rodríguez-Fonseca, B. (2012). Multidecadal modulation of El Niño influence on the Euro-Mediterranean rainfall. *Geophysical Research Letters*, 39(2), 1–7. <https://doi.org/10.1029/2011GL050049>
- Ossó, A., Sutton, R., Shaffrey, L., & Dong, B. (2018). Observational evidence of European summer weather patterns predictable from spring. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 201713146. <https://doi.org/10.1073/pnas.1713146114>
- R Core Team. (2020). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>. <http://www.r-project.org/>
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., & Rowell, D. P. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>
- Taschetto, A. S., Ummenhofer, C. C., Stuecker, M. F., Dommenges, D., Ashok, K., Rodrigues, R. R., & Yeh, S. (2020). ENSO Atmospheric Teleconnections. 309–335. <https://doi.org/10.1002/9781119548164.ch14>
- Wang, H., Wang, B., Huang, F., Ding, Q., & Lee, J. Y. (2012). Interdecadal change of the boreal summer circumglobal teleconnection (1958-2010). *Geophysical Research Letters*, 39(12). <https://doi.org/10.1029/2012GL052371>
- Zheng, J., & Wang, C. (2019). Hot Summers in the Northern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 46(19), 10891–10900. <https://doi.org/10.1029/2019GL084219>