

Impactos de los Calentamientos Súbitos Estratosféricos en Europa según su Propagación en la Troposfera

Autor: Carles Pérez Juan

Tutora: Froila M. Palmeiro, fm.palmeiro@meteo.ub.edu

*Facultat de Física, Universitat de Barcelona, Diagonal 645, 08028 Barcelona.**

Resumen: Los calentamientos súbitos estratosféricos (CSE) son fenómenos extremos que ocurren en la estratosfera durante invierno. Su señal se propaga hasta la troposfera pudiendo dominar la circulación en Europa durante los dos meses posteriores. Cerca de la mitad de estos eventos carecen de este tipo de propagación dificultando la caracterización de sus impactos en superficie cuando se estudian en conjunto. En este trabajo se clasifican los CSE según su propagación hacia la troposfera en un contexto zonal para así distinguir sus impactos en superficie mediante la base de datos de alta resolución E-OBS. El impacto de los CSE propagantes se caracteriza por periodos más fríos en Centroeuropa y sur de Escandinavia, mientras que las regiones del Mediterráneo occidental exhiben un aumento de las precipitaciones en las zonas expuestas al flujo zonal del Atlántico. En cambio, los CSE no propagantes revelan un impacto de carácter contrario aunque más suave, imperando las anomalías cálidas en gran parte de Europa así como un incremento de episodios de precipitaciones intensas en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. Esto expande los impactos de los CSE fuera del tradicional contexto zonal y pone de manifiesto la importancia de prever el carácter propagante de los CSE para mejorar las predicciones a largo plazo.

I. INTRODUCCIÓN

Los Calentamientos súbitos Estratosféricos (CSE) son unos eventos de notable magnitud que alteran las condiciones de la estratosfera polar en invierno. Los CSE suponen un incremento brusco de la temperatura y un debilitamiento de los vientos del oeste, que caracterizan la circulación de la estratosfera de invierno y constituyen el vórtice polar, pudiéndose llegar a producir una inversión de dichos vientos y la desintegración del vórtice durante varios días (Matsuno 1971).

La causa de estos CSE reside en el acoplamiento entre la estratosfera y la troposfera. Aunque hay diversas teorías sobre cómo se produce este acoplamiento, una de ellas consiste en el ascenso de ondas planetarias desde la troposfera que rompen en la estratosfera aportando momento angular y calor desde latitudes medias a la región polar, frenando el vórtice y provocando un rápido y pronunciado calentamiento en la estratosfera (e.g. Butler et al. (2015)).

Estas anomalías, a su vez, son capaces de influenciar de nuevo la troposfera (Gerber et al. 2009), alterando su circulación. Se suele caracterizar por una fase negativa del modo anular del norte (NAM – del inglés, Hurrell et al. (2003)) asociada a irrupciones de aire frío en el Norte de Europa (Tomassini et al. 2012), un descenso de latitud del jet troposférico y de los ciclones extratropicales (Baldwin & Dunkerton 2001, Kidston et al. 2015) así como un incremento de las situaciones de bloqueo (Woollings et al. 2010). Aunque estos impactos pueden tener efectos sobre la circulación troposférica de hasta dos meses (Baldwin & Dunkerton 2001), existe una gran variabilidad tanto en su intensidad como duración si es

que estos se producen, incluso para CSE con características similares en la estratosfera (Butler et al. 2017).

Los CSE varían muchos entre ellos. Habitualmente se suelen descartar del estudio aquellos en los cuales solo se produce una inversión del gradiente de temperatura entre el polo y latitudes medias (CSE menores), y se consideran aquellos que además llevan asociados una inversión de los vientos (CSE mayores), que implican un cambio más drástico de las condiciones estratosféricas y mayor probabilidad de producir impactos en superficie. Charlton & Polvani (2007) propusieron diferenciar según si se produce un desplazamiento del vórtice polar (desplazamientos) o este se parte en dos (rupturas) y tras cierto debate, parece que las diferencias no son significativas y además dependen de la definición de CSE utilizada (Jucker 2016, Maycock & Hitchcock 2015, Mitchell et al. 2013).

En cambio, sí que se ha visto una mayor relación entre el potencial impacto del CSE y las condiciones previas de la troposfera cuando se produce el CSE. Así, si en el momento de producirse el CSE el índice NAM en la alta troposfera es negativo y va acompañado por un incremento del flujo ascendente de ondas hacia la estratosfera, se observa un evento más intenso en la misma e impactos más duraderos en la troposfera (Karpechko et al. 2017). En superficie, si las situaciones de bloqueo en Europa ya están presentes en el inicio de un CSE, es más proclive que evolucione hacia un régimen de bloqueo en Groenlandia (Domeisen et al. 2020). Al aumentar la probabilidad de que el CSE se propague bajo ciertas condiciones, aumenta la predictibilidad de sus impactos en superficie, aunque la causalidad y el rol de estos precursores aún está por determinar (White et al. 2019).

Clasificar un CSE como propagante depende de distintos umbrales en el criterio utilizado para definir la propagación, típicamente en un contexto de medias zonales, así como de la propia definición de los CSE. De

* E-mail: carlesperezjuan@gmail.com

esta manera, el rango de CSE que presentan propagación oscila entre el 33 % hasta un 70 % del total de los CSE (Charlton-Perez et al. 2018, Karpechko et al. 2017, Palmeiro et al. 2015).

Los CSE y sus impactos se han detectado en reanálisis (Butler et al. 2017) y mediante el uso de modelos climáticos (Kolstad et al. 2010, Thompson et al. 2002). Recientemente, se ha estudiado el impacto de los CSE con extremos climáticos mediante el uso de base de datos en rejilla con alta resolución, como E-OBS (King et al. (2019), en adelante, K19), pero la falta de una definición de CSE común y el hecho que no todos presentan propagación en la troposfera hace que la señal de los CSE no sea robusta al estudiarlos en su conjunto.

Al igual que en K19, en este trabajo se abordan los impactos de los CSE a través de la base de datos E-OBS, utilizando la máxima resolución disponible y con una definición de CSE que amplía la muestra, pero restringiéndose siempre a los CSE mayores. Para evaluar la sensibilidad de los resultados al método de detección de CSE, se comparan con la definición más habitual de CSE, utilizada en K19. Además, se clasifican los CSE en función de su propagación o no en la troposfera y se estudian los impactos por separado, según esta clasificación, con el objetivo de explorar posibles impactos más allá del habitual contexto zonal.

II. DATOS Y MÉTODO

Para caracterizar los impactos de los CSE en Europa se utilizó la versión 20.0e de E-OBS (Cornes et al. 2018), una base de datos en rejilla que abarca Europa y algunas zonas del Norte de África y de Oriente Próximo con una resolución de 0.1°. Incluye datos de temperatura, precipitación y presión sobre el nivel del mar a partir de aproximadamente 3700 estaciones de temperatura y 9000 de precipitación, principalmente de agencias meteorológicas oficiales, aunque la densidad de estaciones varía enormemente, siendo mayor en el centro y norte y menor en zonas del sur y del este del dominio. Este tipo de base de datos facilitan los estudios climáticos sobre grandes áreas puesto que se someten a procesos de control de calidad y de homogeneización adicionales externos a las agencias de las que proceden. Pero hay que tener en cuenta la incertidumbre inherente a la interpolación y las diferentes convenciones en el cálculo de los valores diarios de cada fuente. Estos errores son mayores en la precipitación, sobre todo en zonas elevadas (Cornes et al. 2018), y aunque desestiman la magnitud de valores extremos, como en el caso de la precipitación diaria, ofrecen una mejora respecto a los reanálisis (Hu & Franzke 2020). Para este estudio, se revisó el número de días sin datos para cada uno de los puntos de la base de datos E-OBS y finalmente se descartaron aquellas zonas en las cuales el número de días sin datos fue superior al 15 %.

Para caracterizar el impacto de los CSE en la superficie se calcularon índices climáticos medios y de extre-

Tabla I. Definiciones de los índices climáticos utilizados para caracterizar los impactos de los CSE en superficie, referidos a las ventanas de estudio.

Índice	Definición
Txm	Media de la temperatura diaria máxima
Tnm	Media de la temperatura diaria mínima
RRm	Media de la precipitación acumulada diaria
slpm	Media de la presión al nivel del mar
Txn	Temperatura máxima diaria más baja
Tnn	Temperatura mínima diaria más baja
Rx1day	Precipitación máxima acumulada en 1 día
Rx5day	Precipitación máxima acumulada en 5 días
WD	Número de días de precipitación

mos, basándose en este último caso en los definidos en Zhang et al. (2011), y recogidos en la Tabla I mediante los valores diarios de temperatura máxima (Tx) y mínima (Tn), precipitación acumulada diaria (RR) y presión media a nivel del mar (slp) desde 1979 hasta 2019. Se examinaron los impactos de los CSE en superficie en diversas ventanas de días respecto a la fecha central de cada uno de los CSE y en concreto: del día +5 al +14, del +0 al +29 y del +8 al +52. Este último siguiendo las recomendaciones de Karpechko et al. (2017), dejando un margen de 8 días para asegurar el alcance de la señal del CSE hasta la troposfera y, aunque los impactos pueden persistir hasta 2 meses, se ha visto que la señal común entre eventos se maximiza para este periodo.

Previo al cálculo de los índices, se elaboró una climatología diaria de las variables extraídas de E-OBS para el período 1979-2018 de dos formas diferentes: (a) calculando las medias diarias de forma directa, (b) calculando medias en períodos de 20 días y ajustando una curva, en concreto, una spline cúbica. El método (b) consigue atenuar la alta variabilidad interdiaria del método (a) en el cual se producen vaivenes que pueden parecer incoherentes como descensos en la temperatura media a medida que avanza la primavera (e.g. en Figura A1), por lo que se escogió para elaborar la climatología. Las anomalías se calcularon restando al valor diario, el valor climatológico y se evaluó el posible impacto de suavizar las medias diarias pero no se encontraron diferencias significativas entre los dos métodos. Se valoró si era necesario eliminar las tendencias en las variables, como sería el caso de las temperaturas en el actual contexto de cambio climático. Para ello, se calculó para Tx y Tn una regresión lineal con mínimos cuadrados para eliminar la tendencia, que era apreciable en los 40 años de datos utilizados. Se compararon resultados y se observó que los cambios eran muy poco sustanciales y hacia anomalías más negativas (no se muestra). Para no hacer más complejo el proceso, se decidió utilizar los datos sin eliminar las tendencias al igual que en estudios previos (K19).

En Zhang et al. (2011) los índices de extremos se definen para un período de un mes, pero para este estudio (así como para el número de días con precipitación, del

inglés WD) se calcularon en función de la fecha de los CSE y las ventanas en que se estudiaron los impactos. De esta manera, si se considera una ventana entre el día central del CSE y los 30 días posteriores, para calcular la climatología se obtiene el extremo para cada año en esa ventana y se obtiene la media. La anomalía es el resultado de restarle al valor del índice para el CSE en cuestión el climatológico de ese mismo período. Debido a que se estudian ventanas muy amplias, de hasta 45 días, un extremo puede no tener la misma importancia al principio que al final de la ventana. Por eso, en vez de trabajar con valores absolutos, se utilizó el método antes explicado pero utilizando anomalías.

En el análisis de los CSE existen varias limitaciones. La primera es muestral, ya que aunque el registro de datos en la estratosfera se remonta hasta 1950, no es hasta 1979 cuando los datos son más fiables y desaparecen las discrepancias entre reanálisis (Ayarzagüena et al. 2019). La segunda es la definición de CSE, ya que en los diferentes estudios sobre este tema, se suelen utilizar metodologías para su detección muy diversas lo cual resulta en una frecuencia diferente de CSE (entre 5 y 10 por década) así como fechas diferentes en los CSE para un mismo evento (Palmeiro et al. 2015). Esto puede complicar las comparaciones de los resultados entre estudios ya que el listado de CSE del que se parte es diferente. En el presente trabajo el listado de CSE utilizado parte de la siguiente definición (en adelante, U5570): “Se evalúa la media zonal del viento zonal (U_z) en 10 hPa y en un rango de latitudes entre 55°N y 70°N de noviembre a marzo. Si U_z se vuelve negativo en cualquiera de las latitudes consideradas, se define el día como fecha central CSE y no se puede considerar otro CSE hasta que no pasen 21 días consecutivos con U_z positivo. Se descartan los calentamientos finales que dan lugar a la circulación débil y del este propia de la estación cálida.” De esta manera, desde 1979 se consideran 35 CSE. Con ánimo de comprobar la sensibilidad de los resultados al variar la definición de CSE, se emplearon también los identificados por Butler et al. (2017). Aunque de forma similar, Butler et al. (2017) únicamente evalúa U_z en 60°N (en adelante, U60) para detectar CSE con lo que el número total de eventos desciende a 23 (ver Tabla II). A pesar de que U60 ha sido cuestionado en estudios previos (Butler et al. 2015) es tradicionalmente el más usado, y es por ello por lo que también se incluye en este trabajo.

Para analizar la señal de los CSE en todo el hemisferio norte, se utilizaron datos diarios de altura geopotencial del reanálisis NCEP / NCAR (Kalnay et al. 1996) entre 1979 y 2019. La caracterización de la propagación de los CSE se realizó siguiendo las recomendaciones de Marsh et al. (2013), mediante el índice de la capa polar (PC-Index), que es similar al índice NAM utilizado en Baldwin & Dunkerton (2001). Para cada nivel, el cálculo del PC-Index, se realiza de la siguiente manera: 1) Se calcula la media zonal, 2) Se elimina la media diaria global 3) Se calcula la media ponderada con el área por encima de la latitud 65°N y 4) se invierte el signo

Tabla II. Fechas de los CSE para las definiciones U5570 y U60. Se resaltan los CSE propagantes según el método modificado basado en Palmeiro et al. (2015).

n°	U5570	n°	U60
1	21-02-79	1	22-02-79
		2	29-02-80
2	06-02-81	3	04-03-81
3	03-12-81	4	04-12-81
4	21-02-84	5	24-02-84
5	30-12-84	6	01-01-85
6	22-01-87	7	23-01-87
7	07-12-87		
		8	14-03-88
8	17-02-89	9	21-02-89
9	03-02-91		
10	02-01-94		
11	22-01-95		
12	19-11-96		
13	06-01-98		
14	15-12-98	10	15-15-98
15	25-02-99	11	26-02-99
		12	20-03-00
16	22-11-00		
17	02-02-01	13	11-02-01
18	27-12-01	14	30-12-01
19	16-02-02		
20	26-03-02		
21	17-01-03	15	18-01-03
22	17-02-03		
23	02-01-04	16	05-01-04
24	14-01-06	17	21-01-06
25	23-02-07	18	24-02-07
26	22-02-08	19	22-02-08
27	24-01-09	20	24-01-09
28	24-01-10	21	09-02-10
		22	24-03-10
29	15-01-12		
30	14-02-12		
31	25-12-12	23	06-01-13
32	04-01-15		
33	23-11-16		
34	01-02-17		
35	11-02-18		

y se normaliza por la desviación estándar. Al igual que en Palmeiro et al. (2015), la propagación de los CSE se basa en un seguimiento de las anomalías en la capa polar desde la estratosfera (10 hPa) hasta la troposfera y desde la ocurrencia del CSE y durante los días posteriores. Para clasificar los CSE en propagantes (CSEp) y no propagantes (CSEnp) se emplean dos criterios. En el 1º, el PC-Index se debe mantener inferior a -0.5 desviaciones estándar a medida que se desciende desde los 10 hPa hasta un nivel límite determinado (de 200 hPa o inferior). El 2º criterio requiere que, para un nivel dado entre 200 hPa o inferior, el valor medio del PC-Index sea inferior a 0 durante un número de días determinado.

Entre las diversas pruebas llevadas a cabo, se observó que, prescindiendo del 2º criterio, entre un 69 % y 77 % se clasificaron como propagantes. Añadiendo el 2º criterio,

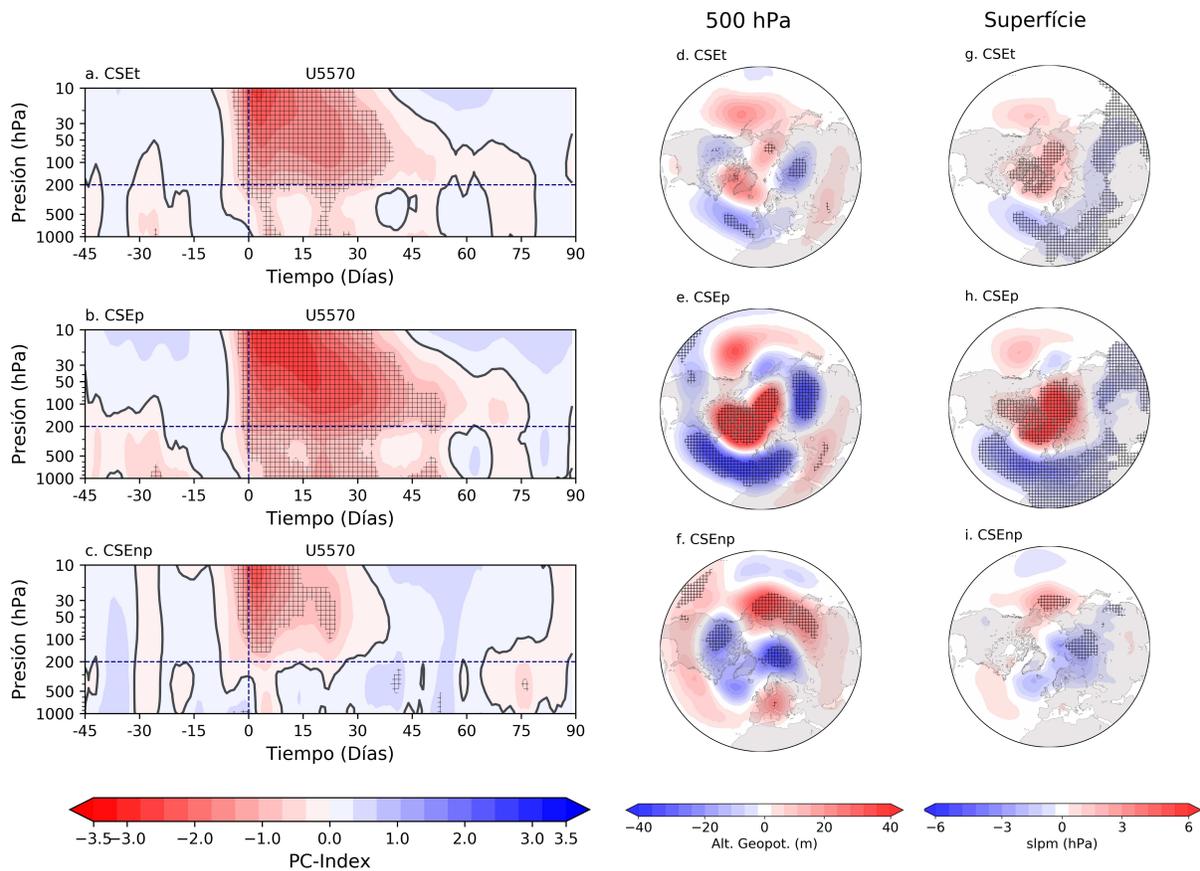


Figura 1. Compuestos tiempo - altura del PC-Index (Izquierda), la altura geopotencial en 500 hPa (centro) y presión media del nivel del mar (derecha) para (a), (d) y (g) CSEt; (b), (e) y (h) CSEp; (c), (f) y (i) CSEnp. Se emplea la definición **U5570** de CSE. La línea horizontal indica el nivel de presión de 200 hPa y la vertical señala la fecha central de los CSE. Las áreas sombreadas con + indican regiones donde las anomalías son significativas con un intervalo de confianza del 95% mediante una prueba Monte Carlo. En los compuestos T-A se sigue el criterio de colores de Baldwin & Dunkerton (2001)

y para un periodo igual al del estudio (+8/+52 días), la estabilidad al variar el 1º criterio aumentó y se redujo el porcentaje de CSE propagantes por debajo del 60% y hasta el 49% al aplicarlo al nivel de 500 hPa.

Se comprobó la robustez de este método con el de Karpechko et al. (2017) en los que la evaluación se realiza al nivel de 1000 hPa y 150 hPa. El resultado fue muy similar al primero aplicando los 2 criterios, con 51% de CSE clasificados como propagantes y solo entre 3 y 6 de ellos variaron su clasificación respecto al primer método, dependiendo del nivel escogido en el segundo criterio. Finalmente, se eligió aplicar el primer método con el 2º criterio en el nivel de 500 hPa ya que restringe los CSE a los que más perturban la circulación en la troposfera reduciendo la influencia de la topografía terrestre. Para U60, el 57% de los CSE fueron propagantes de esta última forma.

Se construyeron tanto compuestos para las anomalías de los índices climáticos de la Tabla 1 en superficie como el PC-Index calculado para estudiar la propagación, así como la altura del geopotencial en diversos niveles y la presión al nivel del mar para el hemisferio norte para

observar el impacto global de los CSE. El nivel de significatividad de las anomalías en los compuestos se evaluó mediante Monte Carlo, con 500 repeticiones en las cuales se incluye el mismo número de eventos que en el compuesto que se quiere evaluar dejando fijos el día y el mes de las fechas de los CSE y variando únicamente el año de manera aleatoria. De esta manera, se consigue reproducir una distribución diferente para cada variable sin asumir ninguna de antemano. Esto es importante puesto que la forma de la distribución cambia entre variables, especialmente en la precipitación. Así, las anomalías negativas en esta variable tenderán a ser menores que las positivas (Fig. A1) sobre todo en zonas con precipitaciones mas irregulares como ocurre en el Mediterráneo. Se consideró que las anomalías eran significativas o muy significativas con un intervalo de confianza del 90% y del 95% respectivamente. Además, también se evaluó el consenso en el signo de las anomalías entre los diferentes CSE para los índices de extremos y WD, considerando como significativas las zonas donde al menos el 75% de los eventos mostraban el mismo signo (igual que en K19).

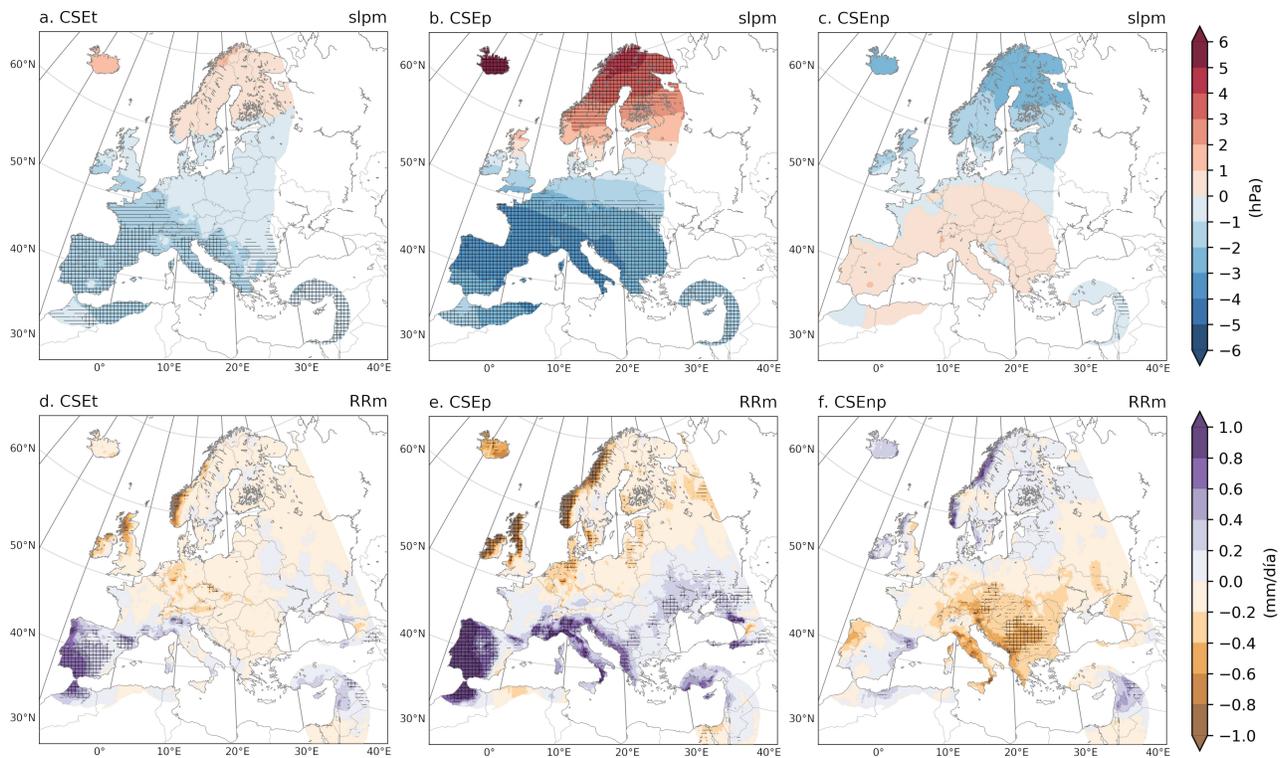


Figura 2. Compuestos para la anomalía de presión sobre el nivel del mar (slpm, arriba) y anomalía de precipitación diaria (RRm, abajo), ventana de $+8/+52$ días respecto la fecha central del CSE y definición **U5570**. (a) y (d) CSEt, (b) y (e) CSEp y (c) y (f) CSEnp. Las áreas sombreadas con + (-) indican regiones donde las anomalías son significativas con un intervalo de confianza del 95 % (90 %) mediante una prueba Monte Carlo.

III. RESULTADOS

La Figura 1 (izquierda) muestra la propagación descendente de los CSE mediante los compuestos del PC-Index. En el nivel de 10 hPa, donde se detectan los CSE, aparece un mínimo del PC-Index pocos días después del día 0. En el compuesto con todos los CSE (CSEt), esta señal tiende a recuperarse enseguida para volver a valores neutros hacia el día +40. A medida que descendemos de altura, se observa la propagación de estos valores negativos perdiendo magnitud pero manteniéndose durante más tiempo hasta llegar al nivel de la tropopausa, donde los valores negativos persisten hasta el día +52. En la troposfera, la propagación es menos clara pero los valores son negativos en toda la capa hasta alrededor del día +35 e incluso +52 en la superficie. La significatividad es clara en la estratosfera pero mucho más suave y discontinua en la troposfera.

Al separar los CSE según su propagación en la troposfera, su magnitud en la estratosfera también cambia notablemente. Los eventos en CSEp son mucho más intensos y duraderos, con una propagación en la troposfera fuerte, desde unos días antes del día central del CSE por encima de los 500 hPa y unos días después por debajo de ese nivel. Hasta el día +35 los valores son significativos

en toda esta capa pero solo lo continúan siendo un poco más tarde en capas más superficiales y se pierden en la troposfera media y alta. Además, se puede apreciar cierta señal precursora en la troposfera alrededor del día -21 ya que los valores son positivos con cierta significatividad en la capa más superficial. En el compuesto de CSEnp, se observa que son eventos más breves y menos intensos en la estratosfera mientras que en la troposfera los valores son ligeramente negativos solo al principio del CSE permaneciendo en valores neutros o positivos durante la mayor parte del tiempo.

Comparando con los CSE de U60 (Figura A2), estos son algo más intensos y duraderos en la baja estratosfera pero en la troposfera la diferencia no lo es tanto y la significatividad es muy similar. Los CSEp muestran su máxima señal cerca de la fecha central, especialmente en la baja estratosfera donde presentan significatividades más extensas pero no se traduce en mayor impacto en la troposfera respecto CSE aunque la señal de los posibles precursores es más fuerte. Los CSEnp de U60 parecen ser menos consistentes en la estratosfera que en U5570. Estas diferencias indican que U60 detecta, en conjunto, CSE más potentes en esa capa y que tienen más probabilidad de propagarse a la troposfera, ya que un % mayor de ellos son clasificados como CSEp mientras que U5570 amplía

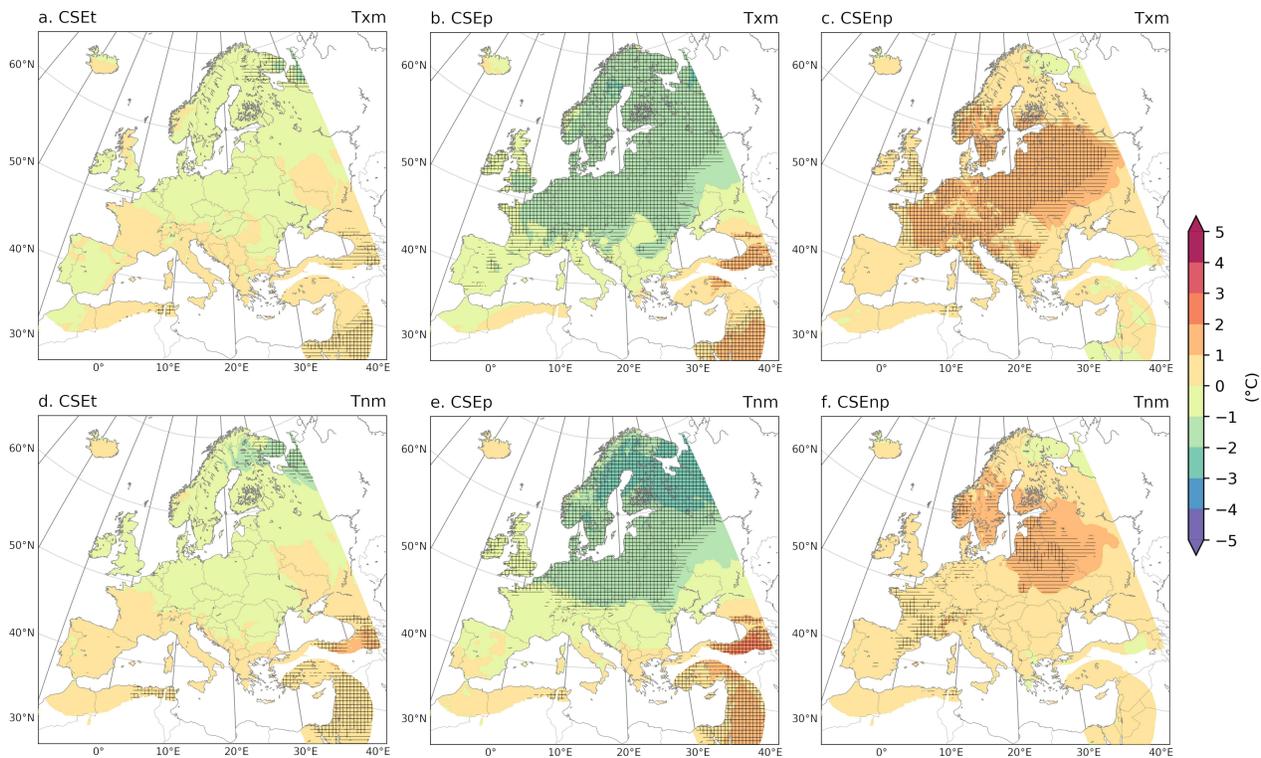


Figura 3. Ídem que Fig. 2 pero para la anomalía de la Temperatura máxima media (Txm, arriba) y la temperatura mínima media (Tnm, abajo).

la muestra, aunque con un mayor número de CSEnp pero más intensos en la estratosfera.

Los compuestos de altura geopotencial en 500 hPa y la presión a nivel del mar en la ventana +8/+52 (Fig. 1, centro y derecha), reflejan para CSEt un patrón típico de una NAM negativa, coherente con la propagación de la señal. Esto es evidente en el Atlántico y en Eurasia, con anomalías positivas sobre el círculo polar y con un centro más importante sobre Groenlandia mientras que se aprecia una banda de anomalías negativas que abarca gran parte de las latitudes medias excepto sobre el Pacífico. Aunque el patrón es muy parecido en los dos niveles, es menos significativo en 500 hPa. Evidentemente, al separar los CSE, el patrón es aún más claro para CSEp, una NAM negativa en ambos niveles pero basculado hacia el Atlántico y proyectando en una NAO negativa (Hurrell 1995) puesto que las anomalías negativas en el Pacífico corresponden a una banda muy estrecha, justamente donde no se suelen asociar impactos de los CSE. En CSEnp, se aprecia el patrón inverso respecto CSEp especialmente en 500 hPa, donde dominan anomalías positivas sobre las latitudes medias y negativas sobre el polo y Norte América. Esta señal que se asemeja a una NAM positiva no se refleja en superficie, sobre todo sobre Europa, donde la señal es mucho más débil.

Las anomalías en slpm del reanálisis se trasladan fielmente en E-OBS en la ventana +8/+52 (Figura 2, arri-

ba). En CSEt (Fig. 2a), gran parte de Europa presenta anomalías negativas, significativas en toda el área mediterránea, y solo el tercio norte presenta anomalías positivas no significativas. Para CSEp (Fig. 2b), las diferencias se acentúan, siendo muy notables las anomalías en el tercio norte de Europa donde ahora sí son significativas. En CSEnp (Fig. 2c), las anomalías son mucho más débiles excepto algunos puntos del tercio norte, donde las anomalías negativas son algo mayores y contribuyen a que las anomalías sean menos intensas en CSEt. Para RRm (Figura 2, abajo) los resultados son coherentes con una reducción o descenso de latitud de los regímenes zonales que se deduce de las anomalías en slpm. En CSEt (Fig. 2d) se observa que las anomalías negativas dominan buena parte de Europa, principalmente en Irlanda, Escocia y la costa de Noruega. De hecho, estas anomalías son las más extremas de todo el ámbito de estudio pero las significatividades, aunque presentes, son irregulares. Las anomalías positivas se extienden sobre el Mediterráneo, y en especial en las zonas expuestas a los flujos atlánticos de la Península Ibérica, donde las anomalías son mayores y significativas, concretamente el cuadrante suroeste peninsular, y la vertiente sur de los Pirineos y del Cantábrico. Los Alpes también presentan algunas zonas significativas y localmente el extremo sureste de la región de estudio. De nuevo, el patrón de anomalías se acentúa para CSEp (Fig. 2e) y se perfilan las zonas con

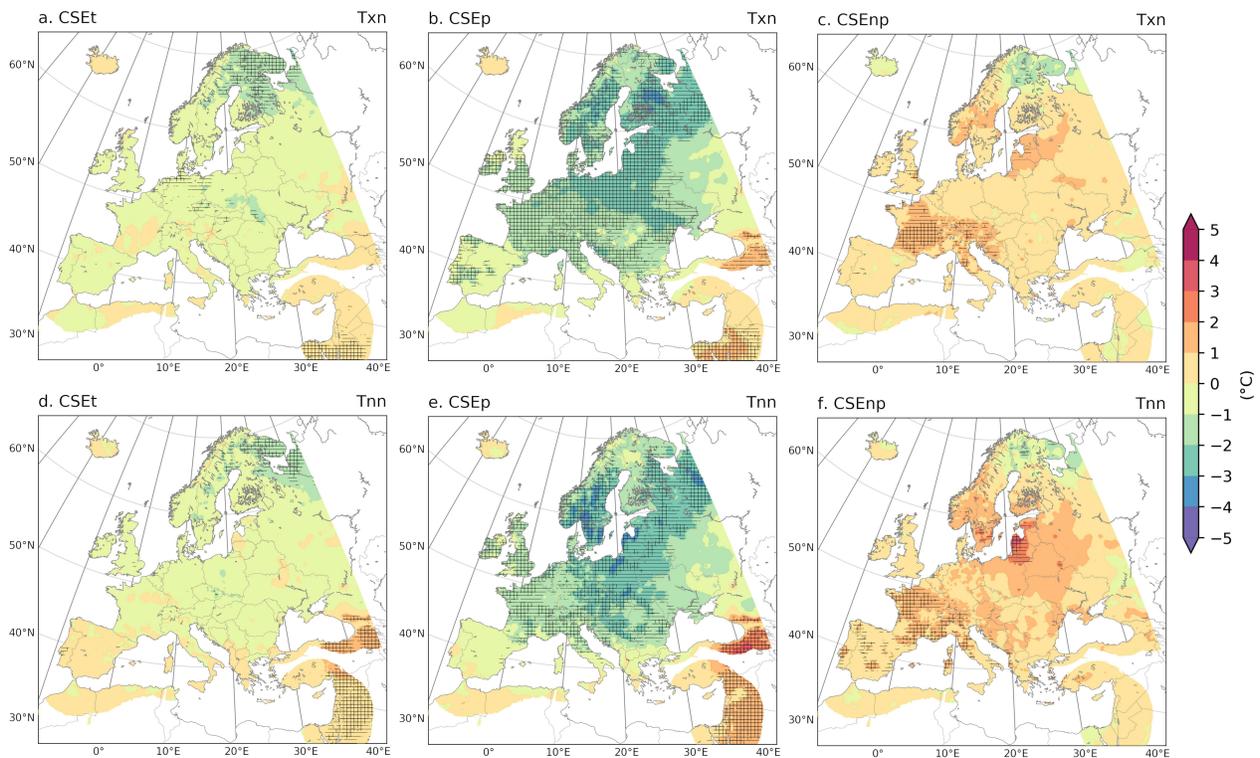


Figura 4. Ídem que Fig. 2 pero para la anomalía de la temperatura máxima más baja (Txn, arriba) y la temperatura mínima más baja (Tnn, abajo).

anomalías positivas, que se extienden en la mitad sur, coherente con el descenso en latitud de los ciclones extratropicales en el Atlántico. Esto se acompaña con fuertes anomalías negativas y significativas en la mitad norte de Europa, sobre todo en las zonas donde la mayor parte de las precipitaciones ocurren en situaciones zonales. Lopez-Bustins et al. (2007) ya relacionaron el incremento de las precipitaciones en el oeste de la Península Ibérica con los CSEp ocurridos en los meses de febrero, cuando observaron que la señal era mas robusta, y es muy coherente con las zonas significativas de la Fig. 2e. Por otro lado, la vertiente mediterránea peninsular, que tiene una correlación menor de las precipitaciones con patrones tipo NAM negativa, no se ve favorecida en los CSEp, especialmente el sureste. En CSEnp (Fig. 2f), las anomalías se invierten de forma débil aunque coherente con una situación más zonal sobre el norte de Europa.

Para Txm y Tnm (Figura 3), los resultados son poco llamativos en CSEt (Figs. 3a y 3d). Las anomalías tienden a ser positivas en la mitad sur mientras que son negativas en la mitad norte, pero solo son significativas y algo más importantes en los extremos noreste y sureste. Los CSE se asocian con irrupciones frías en Europa pero esto solo se percibe en CSEp (Figs. 3b y 3e) y además parece que queda restringido fuera del Mediterráneo donde no hay un impacto de los CSE en cuanto a la temperatura. Esta baja significatividad ya era evidente en K19 donde incluso la señal precursora en superficie era más

robusta que el impacto posterior al CSE. Kolstad et al. (2010) sí que detecta un incremento de entradas de aire frío en el norte en la capa de 850 hPa pero también detecta anomalías frías antes del CSE. La falta de una señal clara en las temperaturas medias parece residir en las anomalías claramente positivas e incluso significativas de los CSEnp. De esta manera, la señal de los CSEp se ve contrarrestada por los CSEnp.

De la señal descendente de los CSE en la Fig. 1 se desprende que los mayores impactos se deberían producir en el primer mes desde el inicio del CSE, y se debería apreciar en la ventana de +0/+29 mientras que la de +5/+14 recogería los impactos durante los primeros instantes en que la propagación llega a la superficie. Utilizando la ventana +5/+14 las anomalías suelen ser menores y poco significativas. Para +0/+29, la similitud con +8/+52 es mucho mayor pero, en general, las anomalías más pronunciadas se encuentran en la ventana +8/+52 así como las significatividades más extensas (Figura A4).

K19 detectó anomalías mucho más pronunciadas con significatividades más claras en índices de extremos y durante los dos meses posteriores al CSE. En cambio, con el método utilizado en este trabajo, las diferencias no fueron tan sustanciales. Para Txn y Tnn (Figura 4), las anomalías son algo mayores en CSEt especialmente en algunos puntos del centro y del extremo noreste de la región de estudio. Además, aparecen zonas en Centroeuropa donde el impacto es significativo. CSEp aún in-

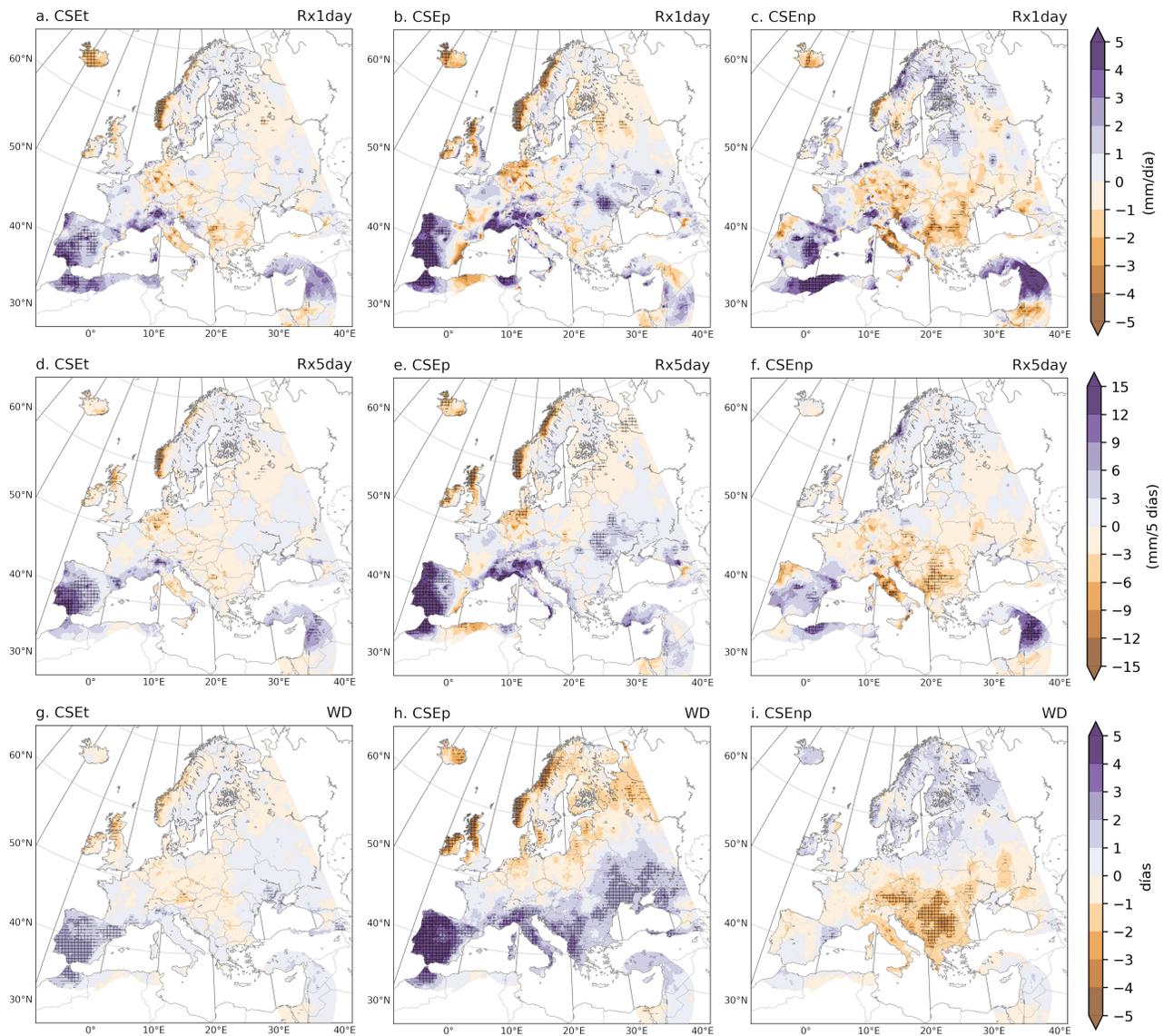


Figura 5. Ídem que Fig. 2 pero para la anomalía de la precipitación máxima en 1 día (Rx1day, arriba), en 5 días (Rx5day, medio) y el número de días de precipitación (WD, abajo).

tensifica más las anomalías de T_{xm} y T_{nm} , y destaca la zona del Mediterráneo donde la señal significativa se extiende por más regiones, especialmente con T_{xn} (Fig. 4b) en la Península Ibérica. En este último caso, no se observa lo mismo para T_{nn} lo que puede estar relacionado con un incremento de temporales atlánticos pero que en cambio, no se ven afectados por las irrupciones frías que afectan al centro y el norte de Europa. Islandia, a pesar de que es donde las anomalías de presión eran mayores en CSEp, éstas no se transfieren a las demás variables. Se evaluó la significatividad mediante consenso de signos de las anomalías como en K19 pero no se consiguió reproducir las mismas significatividades tan extensas y las anomalías eran menores. También se repitió el procedimiento para la definición U60 de CSE destacando las

anomalías negativas en gran parte del cuadrante noreste del ámbito de estudio, lo que es coherente con lo comentado anteriormente de que esta definición recoge aquellos CSE más intensos y con más tendencia a propagarse en la troposfera (Figuras A3 y A5).

La Figura 5 muestra los índices extremos de precipitación (Rx1day y Rx5day) y el número de días de precipitación (WD). De nuevo, las zonas con anomalías más notables en Rx1day (Fig. 5, arriba) son aquellas de la mitad sur más expuesta a la influencia atlántica, esto es, gran parte de la Península Ibérica y el norte de Marruecos, así como el tercio norte de Italia, que se puede ver favorecida por la entrada de estas depresiones en el Mediterráneo. Además, en CSEp (Fig. 5b) se acentúan los contrastes con las regiones más secas en esta zona res-

pecto a RRm, como en el tercio este peninsular o la zona sur de Francia al norte de los Pirineos y el País Vasco. También aparece un impacto significativo sobre Islandia, cosa que no ocurría anteriormente. En comparación con Rx5day (Fig. 5, medio), se aprecia un leve incremento de la significatividad pero los cambios no son sustanciales. En cambio, WD (Fig. 5, abajo) sí que muestra anomalías positivas más consistentes y robustas por lo que las regiones favorecidas pluviométricamente en los CSE suelen ser mayor por la persistencia de los episodios de precipitación que por la intensidad de estos. En CSEp, y especialmente para Rx1day, las zonas que quedaban a sotavento de los flujos atlánticos predominantes en CSEp exhiben anomalías positivas y significativas mayores respecto a RRm.

IV. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este estudio se comentan a continuación:

- Los CSE tienen un impacto significativo sobre Europa coherente con una señal tipo NAO negativa tal y como se viene documentando en estudios previos (Baldwin & Dunkerton 2001, Haase et al. 2018). Esta señal es duradera ya que las mayores anomalías se han detectado en la ventana temporal más amplia de las evaluadas (+8/+52). A pesar de ciertas diferencias en la metodología, las conclusiones de este análisis están en acuerdo y complementan lo mostrado en K19. La posible sensibilidad de los resultados a la metodología se ha testado ampliamente, empleando dos definiciones de CSE diferentes, contrastando el método de clasificación de la propagación, utilizando diversas formas de calcular las anomalías y constatando así la robustez de los resultados.

- Considerando todos los eventos, las regiones más influenciadas por los CSE son: (1) El Mediterráneo occidental, donde se detectan anomalías positivas de precipitación asociadas al descenso de latitud de los ciclones extratropicales atlánticos. (2) La costa atlántica de la mitad norte de Europa, que presenta un déficit en las precipitaciones debido al descenso de los patrones zonales. (3) El extremo noreste de Europa, con descensos de temperatura asociados al incremento de irrupciones frías y (4) Oriente Próximo, donde las anomalías de las temperaturas son, en este caso, positivas. El patrón de los impactos son los esperados para un estado de la NAO negativa, pero en muchas zonas de Europa las anomalías son muy suaves, especialmente para la temperatura. En cambio, son mucho más claras para la precipitación. De acuerdo con los estudios de K19 y Kolstad et al. (2010) relacionados con los índices de extremos, los impactos en las temperaturas extremas son de mayor magnitud y extensión y la significatividad suele ser más consistente. Las irrupciones de aire frío se hacen más relevantes en centroeuropa y sur de Escandinavia y también afectan el norte del Mediterráneo.

- La señal en superficie es mucho más robusta y significativa, con anomalías más intensas y extendidas, cuando se excluyen los eventos que no muestran una propagación de anomalías zonales desde la estratosfera a la troposfera (CSEp) y se consideran únicamente los CSEp. Pero también permite constatar como los CSEp presentan una señal más débil pero de sentido contrario que debilitan los impactos en las demás variables al estudiarlos en conjunto. La importancia radica en que al menos cerca de la mitad de los CSE no se propagan en la troposfera o al menos no lo hacen según los criterios basados en medias zonales limitando el poder predictivo que tiene la estratosfera en la troposfera. Esto puede dar lugar a importantes errores de predicción como ocurrió en el CSE del 2019, dando lugar a una sobrestimación de un estado NAO negativo persistente que no llegó a producirse (Kolstad et al. 2020).

- A pesar de que los CSEp carecen de una señal de propagación de las anomalías en la circulación desde la estratosfera, estos también presentan impactos significativos en temperatura y precipitación a lo largo de Europa. La ausencia de un vórtice polar fuerte elimina también la posibilidad de propagación de patrones NAM muy positivos a la troposfera por lo que es coherente que se mantenga en valores neutros o levemente positivos. En estos casos, las anomalías cálidas se extienden en toda Europa, excepto el extremo noreste. Se invierten los patrones de precipitación respecto CSEp y los índices de extremos hacen entrever regímenes retrógrados en el Mediterráneo occidental asociados a eventos donde destaca la intensidad de las precipitaciones.

- De esta manera, se constata que no sólo los impactos en la superficie se producen en un contexto de NAO negativa y que cuando esto no es así, los impactos son diferentes de los que típicamente se suelen asociar a los CSE. Por lo tanto, la predicción a largo plazo mejoraría enormemente si además de poder predecir futuros CSE también se pudiese predecir su propagación a la troposfera y anticipar así sus impactos superficiales. Esto pone de relieve la importancia de avanzar en la comprensión fundamental del acoplamiento entre la estratosfera y la troposfera.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la disponibilidad gratuita del reanálisis NCEP - NCAR, disponible en <https://ps1.noaa.gov/> y la base de datos E-OBS, disponible en <https://www.ecad.eu/download/ensembles/download.php>.

També vull agrair tota la dedicació i assessorament que m'ha brindat la meua tutora Froila Palmeiro. A la meua germana, Clara i la meua amiga, Anna pel seu suport inestimable que he pogut gaudir des de molt a prop però especialment als meus pares, que tot i la distància accentuada per esta situació extraordinària, també els he sentit al meu costat.

REFERENCIAS

- Ayarzagüena, B., Palmeiro, F. M., Barriopedro, D., Calvo, N., Langematz, U., & Shibata, K. (2019). On the representation of major stratospheric warmings in reanalyses. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(14), 9469–9484.
- Baldwin, M. P. & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542), 581–584.
- Butler, A. H., Seidel, D. J., Hardiman, S. C., Butchart, N., Birner, T., & Match, A. (2015). Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11), 1913–1928.
- Butler, A. H., Sjöberg, J. P., Seidel, D. J., & Rosenlof, K. H. (2017). A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9(1), 63–76.
- Charlton, A. J. & Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3), 449–469.
- Charlton-Perez, A. J., Ferranti, L., & Lee, R. W. (2018). The influence of the stratospheric state on North Atlantic weather regimes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(713), 1140–1151.
- Cornes, R. C., van der Schrier, G., van den Besselaar, E. J., & Jones, P. D. (2018). An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(17), 9391–9409.
- Domeisen, D. I. V., Grams, C. M., & Papritz, L. (2020). The role of North Atlantic–European weather regimes in the surface impact of sudden stratospheric warming events. *Weather and Climate Dynamics*, 1(2), 373–388.
- Gerber, E. P., Orbe, C., & Polvani, L. M. (2009). Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts. *Geophysical Research Letters*, 36(24).
- Haase, S., Matthes, K., Latif, M., & Omrani, N. E. (2018). The importance of a properly represented stratosphere for Northern Hemisphere surface variability in the atmosphere and the ocean. *Journal of Climate*, 31(20), 8481–8497.
- Hu, G. & Franzke, C. L. E. (2020). Evaluation of daily precipitation extremes in reanalysis and gridded observation-based data sets over Germany. *Geophysical Research Letters*.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676–679.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottensen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph Series*, 134, 1–35.
- Jucker, M. (2016). Are sudden stratospheric warmings generic? Insights from an idealized GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(12), 5061–5080.
- Kalnay, E., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. 1996.pdf. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–472.
- Karpechko, A. Y., Hitchcock, P., Peters, D. H., & Schneidereit, A. (2017). Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(704), 1459–1470.
- Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8(6), 433–440.
- King, A. D., Butler, A. H., Jucker, M., Earl, N. O., & Rudeva, I. (2019). Observed Relationships Between Sudden Stratospheric Warmings and European Climate Extremes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(24), 13943–13961.
- Kolstad, E. W., Breiteig, T., & Scaife, A. A. (2010). The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649), 886–893.
- Kolstad, E. W., Wulff, C. O., Domeisen, D. I., & Woollings, T. (2020). Tracing north atlantic oscillation forecast errors to stratospheric origins. *Journal of Climate*, 33(21), 9145–9157.
- Lopez-Bustins, J. A., Esteban, P., Labitzke, K., & Langematz, U. (2007). The role of the stratosphere in Iberian Peninsula rainfall: A preliminary approach in February. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(12), 1471–1484.
- Marsh, D. R., Mills, M. J., Kinnison, D. E., Lamarque, J. F., Calvo, N., & Polvani, L. M. (2013). Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1(WACCM). *Journal of Climate*, 26(19), 7372–7391.
- Matsuno, T. (1971). A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8), 1479–1494.
- Maycock, A. C. & Hitchcock, P. (2015). Do split and displacement sudden stratospheric warmings have different annular mode signatures? *Geophysical Research Letters*, 42(24), 10943–10951.
- Mitchell, D. M., Gray, L. J., Anstey, J., Baldwin, M. P., & Charlton-Perez, A. J. (2013). The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *Journal of Climate*, 26(8), 2668–2682.
- Palmeiro, F. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Calvo, N. (2015). Comparing sudden stratospheric warming definitions in reanalysis data. *Journal of Climate*, 28(17), 6823–6840.
- Thompson, D. W., Baldwin, M. P., & Wallace, J. M. (2002). Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *Journal of Climate*, 15(12), 1421–1428.
- Tomassini, L., Gerber, E. P., Baldwin, M. P., Bunzel, F., & Giorgetta, M. (2012). The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(10).
- White, I., Garfinkel, C. I., Gerber, E. P., Jucker, M., Aquila, V., & Oman, L. D. (2019). The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors. *Journal of Climate*, 32(1), 85–108.
- Woollings, T., Charlton-Perez, A., Ineson, S., Marshall, A. G., & Masato, G. (2010). Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(6), 1–17.
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Trewin, B., & Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851–870.

APÉNDICE

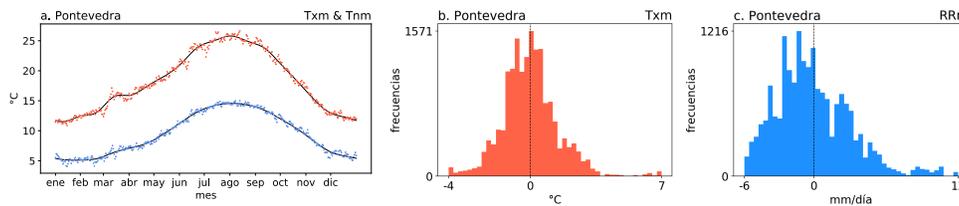


Figura A1. (a) Media diaria directa (puntos) y suavizada ajustando una curva spline (línea) para Pontevedra. (b y c) Distribución para 500 repeticiones del test Monte Carlo para la temperatura máxima y la precipitación acumulada diaria en Pontevedra, ventana $+8/+52$, definición **U5570** de CSE.

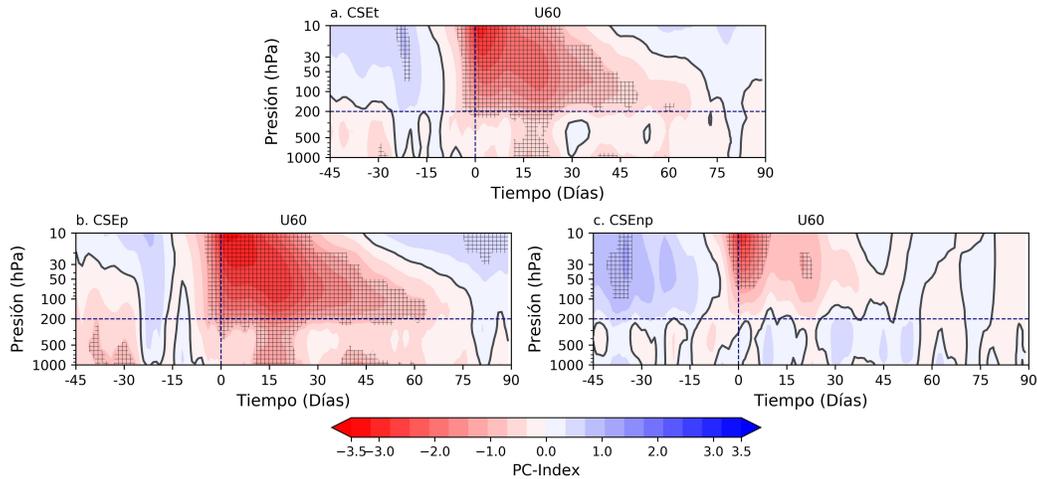


Figura A2. Compuestos Presión - Altura del PC-Index para la definición **U60** de CSE. La línea horizontal indica el nivel de presión de 200 hPa y la vertical señala la fecha central de los CSE. Las áreas sombreadas con + indican regiones donde las anomalías son significativas con un intervalo de confianza del 95 % mediante una prueba Monte Carlo.

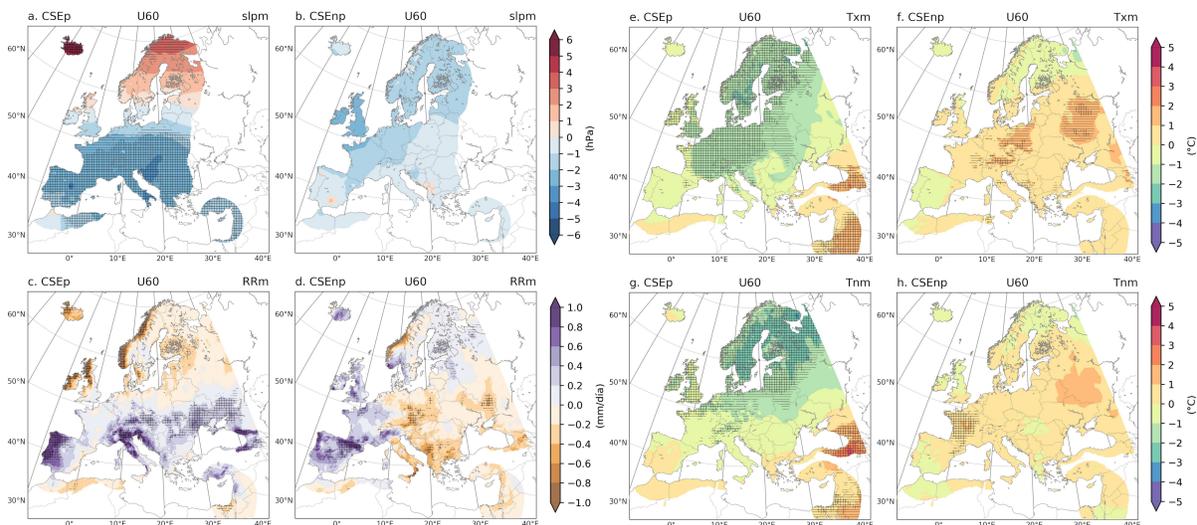


Figura A3. Compuestos para la anomalía de presión sobre el nivel del mar (slpm, a y b), anomalía de precipitación diaria (RRm, c y d), temperatura máxima media (Txm, e y d) y mínima media (Tnm, f y g), ventana $+8/+52$ días respecto a la fecha central del CSE y definición **U60** de CSE. Las áreas sombreadas con + (-) indican regiones donde las anomalías son significativas con un intervalo de confianza del 95 % (90 %) mediante una prueba Monte Carlo.

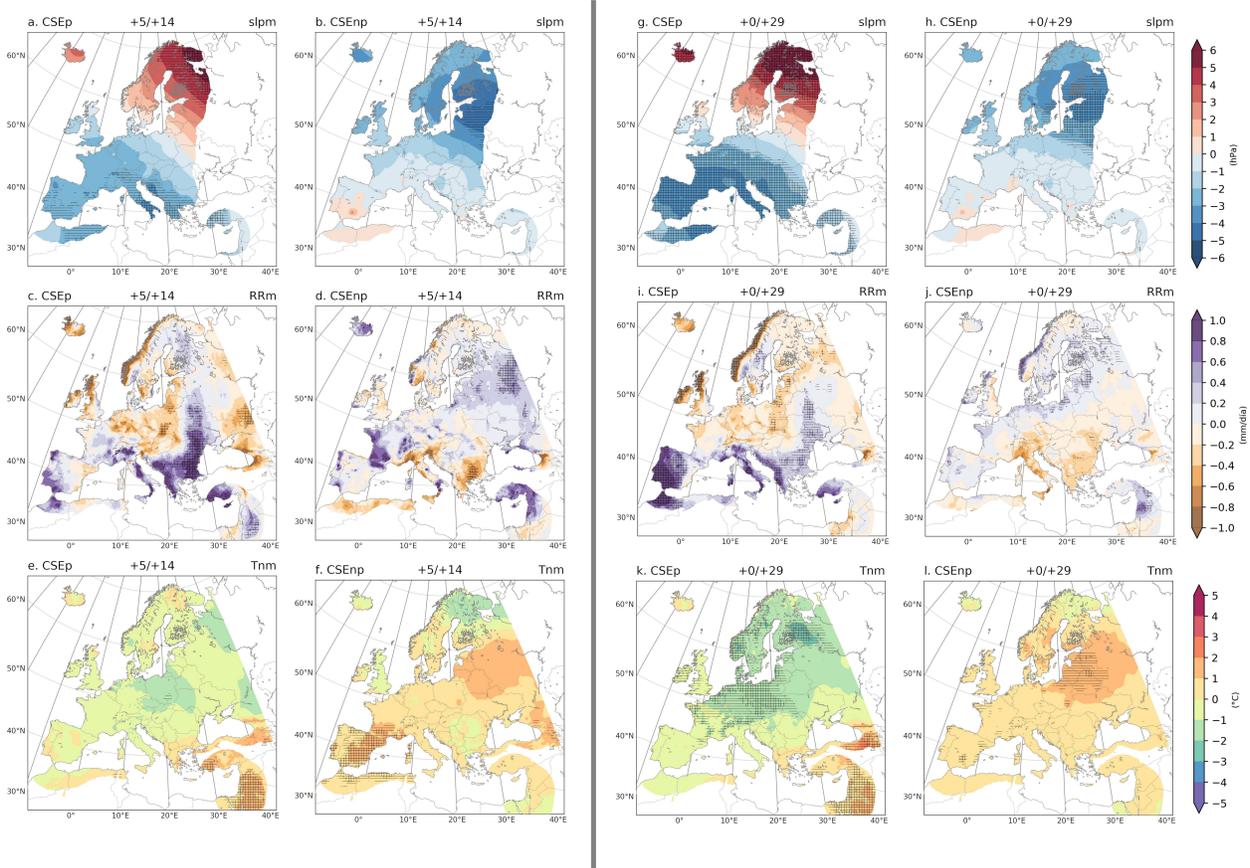


Figura A4. Compuestos para la anomalía de presión sobre el nivel del mar (slpm, arriba), precipitación diaria (RRm, media) y temperatura mínima media (Tnm, abajo) de las ventanas +5/+14 (izquierda) y +0/+29 (derecha) días respecto a la fecha central del CSE y la definición U5570 de CSE. Las áreas sombreadas con + (-) indican regiones donde las anomalías son significativas con un intervalo de confianza del 95 % (90 %) mediante una prueba Monte Carlo.

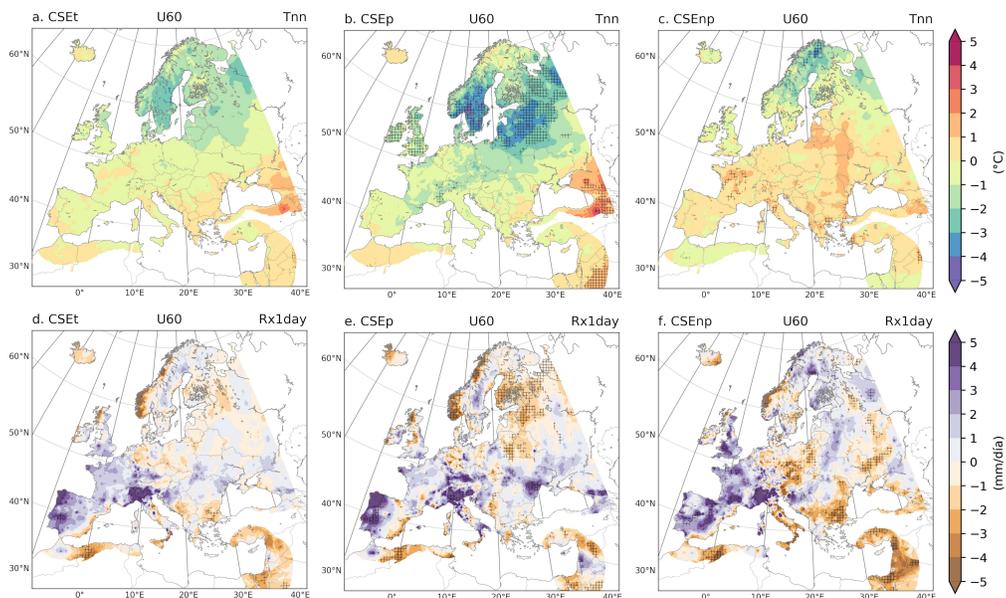


Figura A5. Compuestos para la anomalía de temperatura mínima más baja (Tnn, arriba) y la precipitación máxima en un día (Rx1day, abajo). Ventana +8/+52 días respecto a la fecha central del CSE y definición U60 de CSE. Las áreas sombreadas con + indican zonas donde al menos el 75 % de las anomalías son del mismo signo.