

TRABAJO FIN DE MÁSTER

CARACTERIZACIÓN DE LOS AMBIENTES CONVECTIVOS QUE FAVORECEN EL DESARROLLO DE LA CONVECCIÓN ORGANIZADA EN ESPAÑA: EXPLORACIÓN Y EVOLUCIÓN EN EL PERÍODO 1979-2019 MEDIANTE REANÁLISIS ERA5

Autor: Calvo Sancho, Carlos

Director: Vidal Macua, Juan José

Co-director: Saz Sánchez, Miguel Ángel

Máster Universitario en

**Tecnologías de la información geográfica para la ordenación del territorio:
sistemas de información geográfica y teledetección**

Julio de 2021



Universidad
Zaragoza

Departamento de Geografía y
Ordenación del Territorio



Agradecimientos

Agradecer a mis directores, Juanjo Vidal, Miguel Ángel Saz, Roberto Serrano y Yago Martín, el tiempo que han empleado en ayudarme, en el interés en la temática de estudio tan alejada a su campo de estudio y el apoyo que me han dado.

Quiero agradecer a Mateusz Taszarek la disponibilidad de algunas variables cinemáticas y termodinámicas, que, sin ello, no hubiera sido posible su cálculo debido a la capacidad computacional. Thank you very much, Mateusz!

Agradecer a todo el profesorado del Departamento de Geografía de la Universidad de Zaragoza su amabilidad y su ayuda, tanto en el grado como en el máster este año. Espero que en el futuro nuestros caminos se vuelvan a cruzar de algún modo.

Agradecer a mis padres y a mi hermana por todo el apoyo que me han dado para llegar a dónde estamos y, sobre todo, para que no decayera en conseguir el sueño de poder investigar en el campo de la meteorología.

Por último, agradecer a Aragón, por su relieve, por sus paisajes, por sus tormentas, por su meteorología y climatología. Si no fuera por él, seguramente no estaría a punto de comenzar un doctorado en meteorología.

Resumen:

En el presente Trabajo Fin de Máster (TFM) se explora y se analiza la evolución de los entornos convectivos que favorecen el desarrollo de la convección organizada en España en el período 1979-2019 mediante reanálisis atmosférico. En el estudio se ha empleado empleando la base de datos de Supercélulas en España y el reanálisis atmosférico del ECMWF ERA5. Se ha realizado un análisis de colinealidad y un análisis de regresión por pasos, *Stepwise*, para la selección de las variables independientes. Se han calculado los proxies convectivos de tormenta somera, tormenta severa y tormenta tornádica para evaluar el riesgo convectivo en España. El análisis de tendencia, significación y signo se ha realizado mediante el estadístico Mann-Kendall y la tasa se ha calculado por el estimador de pendiente de Sen en todo el período de estudio. Los resultados principales indican que la inestabilidad se ha incrementado en España, pero no se ha visto implicada en un aumento de la energía convectiva potencial disponible en el interior peninsular debido a una reducción de la temperatura del punto de rocío a 2 metros; ha aumentado la cizalladura y la helicidad en el interior peninsular, pero se ha reducido en la mitad este peninsular. Finalmente, el análisis de la evolución de los proxies convectivos muestra que se ha reducido el riesgo convectivo en el interior peninsular, pero en el arco mediterráneo y Mar Mediterráneo ha aumentado significativamente.

Palabras clave: Convección organizada, climatología, meteorología, tiempo severo, riesgo meteorológico, supercélulas, tormentas, proxies convectivos

Abstract:

This master's thesis explores and analyses the evolution of the convective environments that favour the development of deep-moist convection in Spain in the period 1979-2019. The research has been carried out using the Supercell database in Spain and the ECMWF ERA5 atmospheric reanalysis. A collinearity analysis and a Stepwise regression analysis have been performed for the selection of the independent variables. Convective proxies of shallow storm, severe storm and tornadic storm have been calculated to evaluate the convective risk in Spain. The analysis of trend, significance and sign has been performed by the Mann-Kendall statistic and the rate has been calculated by Sen's slope estimator over the whole study period. The main results indicate that instability has increased in Spain but has not been involved in an increase of the potential convective energy available in the inland Spain due to a reduction of the dew point temperature to 2 meters; shear and helicity have increased in the peninsular interior but have been reduced in the eastern half of the peninsula. Finally, the analysis of the evolution of convective proxies shows that the convective risk has been reduced inland Spain but has increased significantly in the Mediterranean arc and the Mediterranean Sea.

Key words: Deep-moist convection, climatology, meteorology, severe weather, weather risk, supercells, thunderstorms, convective proxies

Índice	
1. Introducción.....	5
2. Marco teórico.....	6
3. Metodología y datos.....	9
3.1. Obtención de información.....	9
3.1.1. Variable dependiente. Presencia de supercélula.	9
3.1.2. Variable dependiente. Ausencia de supercélula.....	10
3.1.3. Variables independientes.....	10
3.2. Cálculo de las variables convectivas.	11
3.2.1. <i>Lapse rates</i> o tasa de cambio de la temperatura sobre la vertical.	11
3.2.2. Energía convectiva potencial disponible.	12
3.2.3. Energía de inhibición convectiva.....	12
3.2.4. Velocidad del viento a distintos niveles.....	13
3.2.5. Cizalladura vertical del viento.	13
3.2.6. Helicidad relativa a la tormenta.	14
3.2.7. Parámetro compuesto de supercélulas.....	14
3.2.8. Parámetro significativo de tornado.....	14
3.3. Análisis de colinealidad de las variables independientes.	15
3.4. Análisis exploratorio de regresión por pasos de las variables independientes.	17
3.5. Cálculo de percentiles de las variables convectivas.....	17
3.6. Definición de los <i>proxies</i> convectivos.....	17
3.7. Análisis de la variabilidad espaciotemporal.	18
4. Resultados.....	19
4.1. Variables termodinámicas.....	19
4.1.1. <i>Lapse rates</i> o tasa de cambio de la temperatura sobre la vertical.	19
4.1.2. Energía Convectiva Potencial Disponible (CAPE).....	20
4.1.3. Energía de Inhibición Convectiva (CIN).	22
4.2. Variables cinemáticas.....	22
4.2.1. Velocidad del viento.....	22
4.2.2. Cizalladura vertical del viento.	23
4.2.3. Helicidad relativa a la tormenta.	23
4.3. Índices convectivos compuestos.....	25
4.3.1. <i>Supercell Composite Parameter (SCP)</i>	25
4.3.2. <i>Significant Tornado Parameter (STP)</i>	25
4.4. <i>Proxies</i> de ambientes convectivos.....	26
4.4.1. Tormenta somera (TD).	26
4.4.2. Tormenta Severa (SevTD).....	27
4.4.3. Tormenta Tornádica (TorTD).	28

4.4.4. Tendencias por unidades de relieve.....	28
5. Discusión.....	31
5.1. Implicaciones de las TIG en la meteorología y la climatología.....	33

Índice de figuras

Figura 1: Definición, características temporales y longitud horizontal de las escalas en función de los diferentes fenómenos atmosféricos (Markowski y Richardson, 2010).	6
Figura 2: (arriba) Tormenta unicelular encima de Farlete (Zaragoza) el 1 de julio de 2016; (centro) tormenta multicelular en los Pirineos desde las Planas de Zaragoza el 7 de agosto de 2017; (abajo) tormenta supercelular en Zuera (Zaragoza) el 21 de julio de 2017. Créditos de las fotografías: Carlos Calvo Sancho.	7
Figura 3: Esquema metodológico.	9
Figura 4: Distribución espacial de la variable dependiente.	15
Figura 5: Coeficiente de correlación de Pearson y nivel de significancia (p -value < 0.01).	17
Figura 6: (arriba izquierda) Distribución espacial del percentil 99 del LR85; (arriba derecha) Tendencia del percentil 99 del LR85 en el período 1979-2019; (abajo izquierda) Distribución espacial del percentil 99 del LR03; (abajo derecha) Tendencia del percentil 99 del LR85 en el período 1979-2019.	21
Figura 7: (arriba izquierda) Distribución espacial del percentil 99 de la SBCAPE; (arriba derecha) Tendencia del percentil 99 de la SBCAPE en el período 1979-2019; (centro izquierda) Distribución espacial del percentil 99 de la MLCAPE; (centro derecha) Tendencia del percentil 99 de la MLCAPE en el período 1979-2019; (abajo izquierda) Distribución espacial del percentil 99 de la MUCAPE; (abajo derecha) Tendencia del percentil 99 de la MUCAPE en el período 1979-2019.	23
Figura 8: (izq) Distribución espacial del percentil 1 (99) de la MLCIN; (der) Tendencia del percentil 1 (99) de la MLCIN en el período 1979-2019.	24
Figura 9: (izq) Distribución espacial del percentil 50 de la velocidad del viento a 500 hPa; (der) Tendencia del percentil 50 de la velocidad del viento a 500 hPa en el período 1979-2019.	24
Figura 10: (izq) Distribución espacial del percentil 50 de la CIZ06; (der) Tendencia del percentil 50 de la CIZ06 en el período 1979-2019.	25
Figura 11: (izq) Distribución espacial del percentil 50 de la SRH01; (der) Tendencia del percentil 50 de la SRH01 en el período 1979-2019.	26
Figura 12: (izq) Distribución espacial del percentil 50 de la SRH03; (der) Tendencia del percentil 50 de la SRH03 en el período 1979-2019.	26
Figura 13: (izq) Distribución espacial del percentil 99 del índice SCP; (der) Tendencia del percentil 99 del índice SCP en el período 1979-2019.	27
Figura 14: (izq) Distribución espacial del percentil 99 del índice STP; (der) Tendencia del percentil 99 del índice STP en el período 1979-2019.	28
Figura 15: (izq) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta somera del proxy de tormenta somera; (der) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta somera en el período 1979-2019.	29
Figura 16: (izq) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa; (der) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa en el período 1979-2019.	29
Figura 17: (izq) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta tornádica; (der) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa en el período 1979-2019.	30
Figura 18: Unidades de relieve en España.	31
Figura 19: Tendencias de los proxies convectivos en el período 1979-2019 de las unidades de relieve con mayor número de supercélulas observadas en el período 2011-2019.	31
Figura 20: Tendencia de la temperatura del punto de rocío mensual a 2 metros en el período 1979-2019.	34

Índice de tablas

<i>Tabla 1: Variables independientes seleccionadas</i>	<i>16</i>
<i>Tabla 2: Resultados del análisis de colinealidad. Índice de correlación de Pearson.</i>	<i>18</i>
<i>Tabla 3: Proxies convectivos para ambientes de tormentas someras, tormentas severas y tormentas tornádicas.</i>	<i>20</i>

I. Introducción

Las tormentas pueden organizarse en diferentes formas. Algunas de ellas se forman de manera discreta y aislada, mientras que otras se desarrollan de grandes dimensiones o en forma de línea. La convección organizada implica una serie de efectos en superficie asociada a las tormentas: vientos muy fuertes, lluvias de alta intensidad, inundaciones rápidas, granizo grande, tornados, etc. (Markowski y Richardson, 2010). Asimismo, una tormenta severa no es necesariamente un fenómeno meteorológico distinto, pero es una tormenta que implica riesgo a personas o bienes (Vasquez, 2010). Por lo tanto, es de vital importancia su estudio, diagnóstico y predicción para reducir el riesgo.

La península ibérica, y especialmente España, sufre de las inclemencias del tiempo severo: en el período 1995-2015 los riesgos más comunes asociados a tiempo severo en España (inundaciones, actividad eléctrica y fuertes vientos) causaron más de 500 muertes (Consortio de Compensación de Seguros, 2016).

El estudio de los efectos y causas del tiempo severo en España es amplio, y está realizado por un gran número de grupos de investigación de las distintas universidades españolas y los diversos servicios meteorológicos oficiales -tanto estatal como autonómicos-. Estas investigaciones se han centrado más en comprender las configuraciones sinópticas que favorecen su desarrollo (Romero et al., 1998; García-Ortega et al., 2011; García-Ortega et al., 2012; Merino et al., 2013; Mora et al., 2015; Calvo-Sancho y Martín, 2020), el rol que tiene la topografía peninsular y su formación (Castro et al., 1992), sus efectos asociados como la alta intensidad de la actividad eléctrica (Montanyà et al., 2009; Pineda et al., 2016; Rigo y Pineda, 2016; Rigo et al., 2018a, 2018b), el granizo (López y Sánchez, 2009), la frecuencia de tornados (Gayà et al., 2001; Homar et al., 2003; Sánchez-Laulhé, 2005; Gayà, 2007; Gayà 2011; Gayà et al., 2011) y numerosos casos de estudio de eventos de tiempo severo (Aran et al., 2009; Ramis et al., 2009; Bech et al., 2011; Bech et al., 2015). Sin embargo, el estudio de su dinámica interna y organización es más somero (Rigo y Llasat, 2004).

En los últimos años se ha ido recopilando un tipo de tormentas que está íntimamente ligado al tiempo severo en España: la base de datos de Supercélulas en España (Martín et al., 2020). La base de datos surge a partir de la identificación a través de radar de reflectividad PPI (permite la identificación y localización de los ecos de precipitación) y, en ocasiones, de radar Doppler (identificar si los ecos de precipitación se alejan o se acercan del radar y su velocidad de desplazamiento) de la supercélula y la georreferenciación de la imagen de reflectividad de radar y la espacialización del recorrido de la supercélula mediante elipse en un SIG. Por lo tanto, los SIG en meteorología y climatología son unas herramientas importantes para la evaluación del riesgo y del peligro meteorológico.

Por lo tanto, el potencial riesgo de los eventos de tiempo severo en España y la ausencia de datos observacionales, modelos conceptuales y de información sirve como motivación para expandir el conocimiento y entendimiento de estos fenómenos en el suroeste de Europa, siendo una de las regiones que probablemente experimenten un incremento del riesgo meteorológico asociado al tiempo severo en el futuro severo (Forzieri et al., 2016).

Los objetivos de este trabajo han sido dos:

- Explorar los entornos convectivos que explican el desarrollo de la convección organizada en España.
- Analizar la variabilidad espacial y temporal de los entornos convectivos en el paradigma actual de cambio climático.

2. Marco teórico

La convección se define como el transporte de calor por medio del movimiento de un fluido, es decir, al aumentar la temperatura de un fluido se favorece su ascenso (burbujas de una olla al fuego), mientras que la superficie del fluido es favorecido su descenso al enfriarse bajo la influencia de la gravedad (superficie de la olla y desciende por los lados). En consecuencia, se produce como resultado una transferencia de calor. La convección atmosférica puede ser somera o profunda y seca o húmeda. En este trabajo se va a estudiar la convección atmosférica somera y profunda húmeda, que es el espectro donde se encuentra las tormentas. Los *Cumulonimbus*, comúnmente conocidas como nubes de tormenta, son nubes de desarrollo vertical que se originan debido a la diferencia térmica vertical en la tropósfera y son el ejemplo más fehaciente de la convección atmosférica húmeda y profunda.

Las tormentas se definen como una perturbación atmosférica a mesoescala (Figura 1) asociada con actividad eléctrica que necesita tres ingredientes básicos para su formación: humedad en niveles bajos, inestabilidad condicional y un mecanismo de ascenso de las parcelas de aire (Johns y Doswell, 1992; Doswell et al., 1996; Groenemeijer et al., 2021).

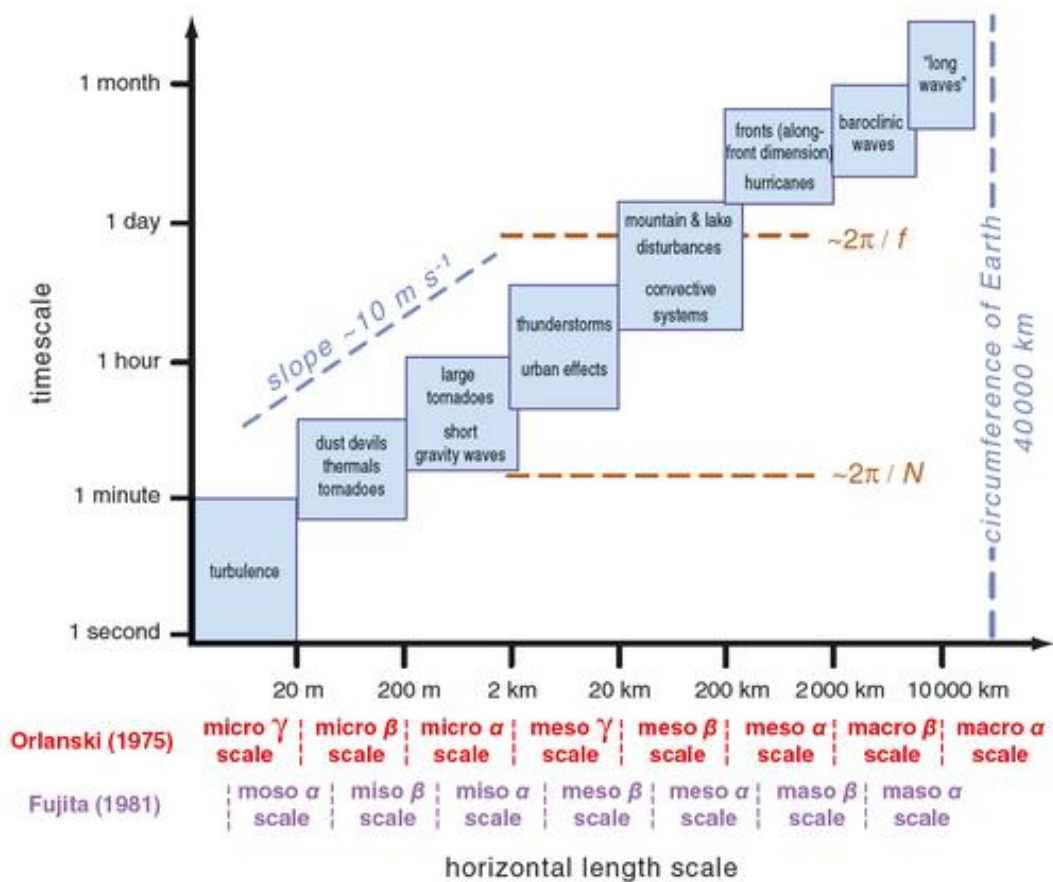


Figura 1: Definición de las escalas, características temporales y longitud horizontal de las escalas en función de los diferentes fenómenos atmosféricos (Markowski y Richardson, 2010).

Las tormentas se clasifican en tres tipos: tormentas unicelulares, tormentas multicelulares y supercélulas. La clasificación se basa en función de su organización interna, que también está relacionada con la complejidad y, en algunas ocasiones, con la severidad de cada una.

- Las tormentas unicelulares (Figura 2) consisten en una única célula convectiva, de corto lapso de tiempo (entorno 30-50 minutos) y asociada con bajos valores de cizalladura ($< 10 \text{ m/s}$). Se compone de una corriente ascendente y una corriente descendente, y se observan bien las tres etapas: desarrollo, madurez y disipación. El frente de racha -una ráfaga intensa de viento, en una o todas direcciones, que se produce entre el aire frío

procedente de la tormenta y el aire del entorno- no puede formar nuevas células, al menos de una forma organizada (Markowski y Richardson, 2010). Suele ir asociado a chubascos intensos de corta duración, rachas fuertes de viento y granizo pequeño (0.5-1 cm).

- Las tormentas multicelulares (Figura 2) son la forma de convección más frecuente en latitudes medias (Markowski y Richardson, 2010). Son un conglomerado de células convectivas que coexisten en diferentes estados de desarrollo en un entorno acotado. Se producen normalmente en un entorno con cizalladura -diferencia de la velocidad y dirección del viento entre dos alturas, comúnmente entre superficie y 6 km- moderada (10-20 m/s) y su ciclo de vida es más largo (entorno 1-3 horas). El frente de racha permite la formación de nuevas células cuando las más viejas se van disipando y el entorno de valores moderados de cizalladura evita que la dinámica interna interfiera entre unas y otras. Las tormentas multicelulares suelen ir asociadas a chubascos muy intensos con alta potencialidad para inundaciones rápidas o *flash-floods*, rachas de viento muy fuerte, granizo menudo (1-4 cm) y tornados no supercélulares (EF0-EF1-EF2). Las tormentas multicelulares se presentan en diferentes variantes: las líneas de turbonada (LdT), *Bow-Echoes*, trenes convectivos, Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) o Complejo Convectivo de Mesoescala (CCM).

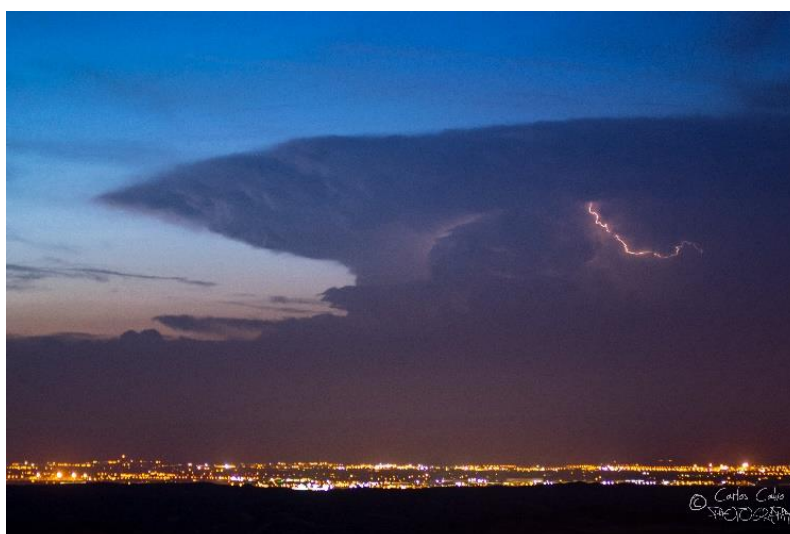




Figura 2: (arriba) Tormenta unicelular sobre Farlete (Zaragoza) el 1 de julio de 2016; (centro) tormenta multicelular en los Pirineos desde las Planas de Zaragoza el 7 de agosto de 2017; (abajo) tormenta supercelular en Zuera (Zaragoza) el 21 de julio de 2017. Créditos de las fotografías: Carlos Calvo Sancho.

- Las tormentas supercélulares (Figura 2) son, probablemente, el tipo de tormenta menos común alrededor del mundo, pero, al mismo tiempo, es la responsable, con gran diferencia, del mayor número de incidencias por tiempo severo: granizo grande (> 5 cm), tornados y/o alta actividad eléctrica (Markowski and Richardson, 2010). Una supercélula se compone principalmente de una corriente ascendente rotacional que contiene un profundo y persistente sistema de bajas presiones con una circulación cerrada, denominado mesociclón. Estas tormentas suelen tener un ciclo vital superior que una tormenta unicelular, es decir, superior a 60 minutos. Su entorno de formación se caracteriza por valores altos de cizalladura ($> 20\text{m/s}$) y helicidad relativa a la tormenta ($> 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$), que indica si el ambiente es favorable para el desarrollo de tormentas con corrientes ascendentes rotatorias.

La convección organizada está asociada a tormentas potencialmente severas, como los SCM, CCM, LdT, supercélulas, derechos, etc. Por lo tanto, la convección organizada se desarrolla en ambientes convectivos con valores moderados-altos de cizalladura vertical del viento. Sus efectos en superficie son cuantiosos, pero los más frecuentes son lluvias intensas o muy intensas y persistentes con la posibilidad de provocar inundaciones rápidas, granizo de diámetro superior a 3 centímetros, rachas de viento fuertes o muy fuertes y la posibilidad de formación de tornados. En España, para definir un ambiente convectivo potencial para la formación de convección organizada, está establecido por la AEMET que es necesario una CAPE $> 500 \text{ J/Kg}$ y una CIZ6 $> 10 \text{ m/s}$.

3. Metodología y datos

En este apartado se describe detalladamente la metodología empleada en esta investigación, describiendo el proceso de obtención de datos tanto de las variables dependientes como independientes, así como el proceso para la obtención de las variables explicativas y el análisis de la variabilidad espaciotemporal. La figura 3 muestra el proceso el seguido.

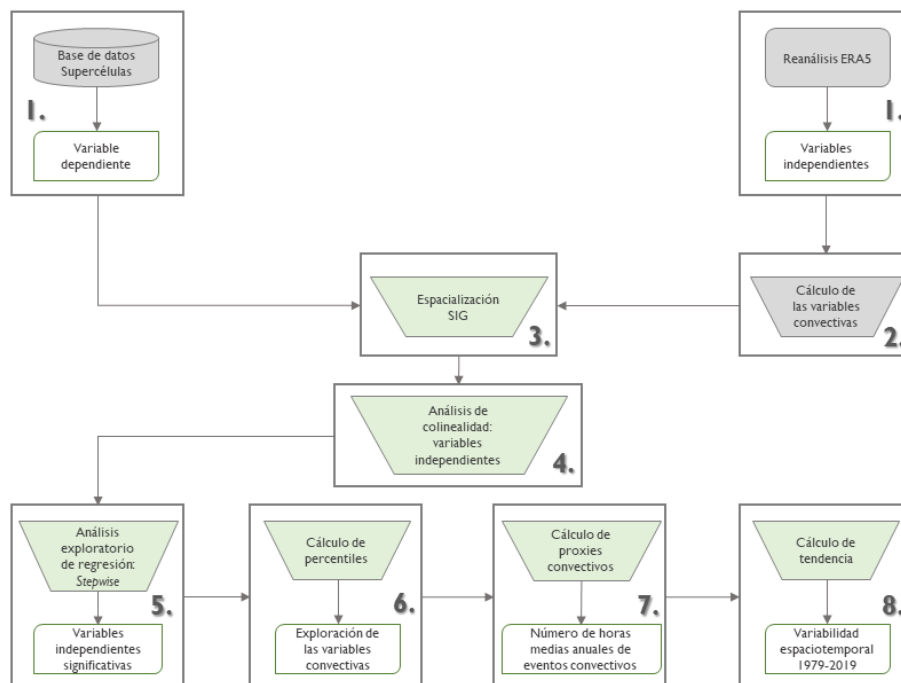


Figura 3: Esquema metodológico.

Para cubrir el objetivo de explorar los entornos convectivos que explican el desarrollo de la convección organizada se parte de dos tipos de información fundamental: la base de datos de Supercélulas (Martin et al., 2020) y el reanálisis atmosférico ERA5 (Hersbach et al., 2020). De ERA5 se han calculado las variables convectivas que se van a utilizar. Estos datos de origen se integraron en un SIG para poder espacializarlos y, mediante un análisis de colinealidad, se extrajeron las variables más importantes para seleccionar las variables independientes a través del análisis de regresión por pasos *Stepwise*. Obtenidas las variables independientes que explican la convección organizada, se ha calculado los percentiles de estas variables y, tras ello, calcular los proxies convectivos que permitieron evaluar el riesgo convectivo en España. Al final, para cubrir el objetivo de analizar la variabilidad espacial y temporal de los entornos convectivos en el paradigma actual de cambio climático, se ha calculado la tendencia de toda la serie de datos para las variables seleccionadas y los proxies calculados.

3.1. Obtención de información.

En este apartado se desarrolla el proceso de obtención de la información necesaria en la generación de la variable dependiente y de aquellas que actuarán como predictores -variables independientes-.

3.1.1. Variable dependiente. Presencia de supercélula.

En este trabajo se ha utilizado la base de datos de Supercélulas de España (Martin et al., 2020) desarrollada a través de ciencia ciudadana mediante el Foro de Tiempo.com. Esta serie comienza en el año 2011 mediante la identificación de supercélulas en imágenes de radar de la AEMET con

resolución espacial de 1.6 km x 1.6 km y temporal de 10 minutos. Los criterios para confirmar una supercélula son (Martín et al., 2020):

1. Duración mínima de 60 minutos.
2. Movimiento anómalo respecto al viento rector (es decir, diferencia de movimiento respecto al resto de tormentas).
3. La presencia de morfologías de radar asociadas a la presencia de supercélulas.
4. La presencia de rotación -mesociclón- en el producto Doppler de radar.
5. Identificación visual de características supercélulares mediante una imagen del evento.

Si se cumplen todos los criterios, una supercélula es confirmada; mientras que, si se cumple únicamente los tres primeros criterios, sería una presunta supercélula (Martín et al., 2020).

Desde el año 2011 hasta la actualidad (2020), se han registrado más de 1700 supercélulas (entre presuntas y confirmadas), siendo la zona con mayor probabilidad de formación en el Maestrazgo turolense y castellonense. En el presente estudio se requieren las localizaciones aproximadas (pares de coordenadas) de la formación de cada supercélula registrada.

Para el estudio, de los múltiples campos que contiene la base de datos de supercélulas, se ha seleccionado la siguiente información:

- **Coordenadas.** Las supercélulas utilizadas (serie 2011-2019) se encuentran geolocalizadas mediante una elipse y, posteriormente con la herramienta de edición de puntos de ArcMap, se ha movido el punto del centroide a la zona aproximada de formación cada supercélula. Es indispensable obtener el par de coordenadas para crear la nube de puntos y extraer los datos de las variables independientes.
- **Fecha y hora de formación.** A partir del instante temporal de la formación de la supercélula se podrá extraer las variables independientes de los archivos matriciales del reanálisis de ERA5.

Los datos extraídos de la base de datos de supercélulas compondrán la variable dependiente como presencia de supercélula.

3.1.2. Variable dependiente. Ausencia de supercélula.

Los datos de presencia u ocurrencia de supercélula se ha obtenido de la base de datos de supercélulas de España (Martín et al., 2020). Los puntos representan la zona aproximada de formación de cada supercélula. Sin embargo, para el estudio que se quiere realizar mediante regresión por pasos, se requiere la información sobre la ausencia de supercélulas, en este caso, una muestra de localizaciones en los que no se ha producido una supercélula. La creación de la nube puntos de ausencia de supercélulas (ver apartado 4.1.2.) se realiza mediante la herramienta *Create Random Points* de ArcGIS utilizando un *shapefile* de España como una máscara espacial. Esta herramienta permite la generación de una muestra de puntos de tamaño definida por el usuario (en este caso el mismo número de supercélulas observadas). En la figura 4 se muestra la distribución de los puntos de presencia y ausencia de supercélula.

Se asume, por tanto, que una muestra aleatoria para el área de estudio y el período de tiempo analizado puede actuar como información de ausencia del fenómeno. Esta ausencia es únicamente válida para el período estudiado, es decir, no excluye la posibilidad de que en esa localización se haya desarrollado una supercélula en el pasado o lo pudiera hacer en el futuro.

3.1.3. Variables independientes.

En este trabajo se ha utilizado la quinta generación del reanálisis atmosférico (ERA5; Hersbach et al., 2020) del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*). El conjunto de datos, en formato de malla netCDF, tiene una resolución horizontal de 0,25° (~31 Km) con 37 niveles verticales. El dominio contiene 84 y 48 puntos meridionales y latitudinales, respectivamente, con una resolución temporal horaria. En resumen, un total de 53,6 mil millones de perfiles verticales han sido postprocesados para

obtener las variables convectivas. Todos los cálculos se han realizado de forma horaria mediante los lenguajes Python y R. Para una serie de cálculos termodinámicos y cinemáticos, se ha utilizado el paquete de R *thundeR*.

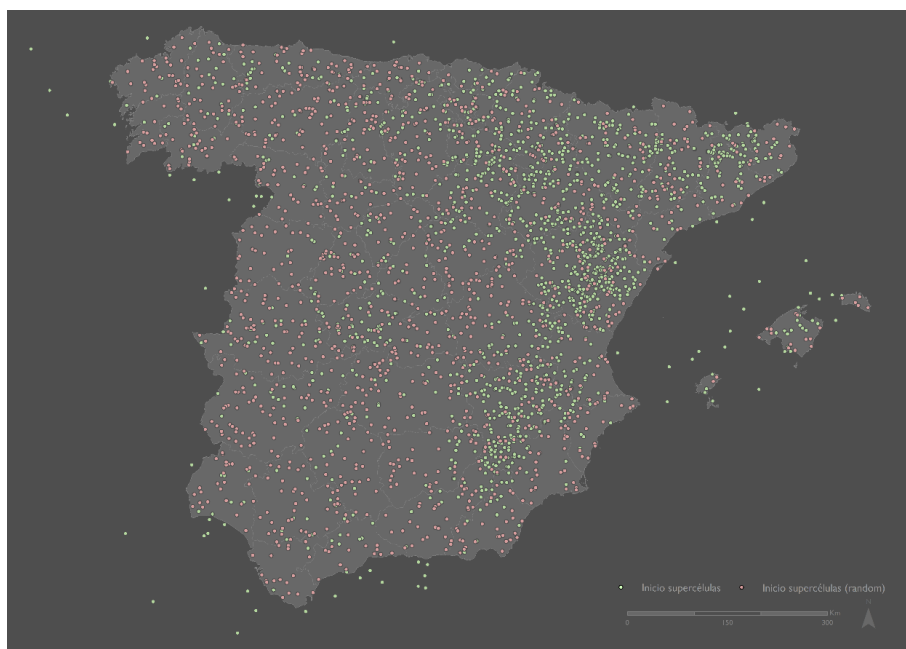


Figura 4: Distribución espacial de la variable dependiente.

Se podría haber hecho un downscaling dinámico con el modelo WRF-ARW para haber trabajado con una resolución espacial mayor, pero la resolución la establece la capacidad computacional, el volumen de cálculo en el proceso de las variables y la capacidad temporal.

Para la selección de las variables independientes se ha acudido a estudios previos que han trabajado en la modelización de variables y tormentas convectivas en los últimos años en Europa y Estados Unidos, como es el caso de Tazarek et al., (2017, 2018, 2019, 2020, 2021), Craven y Brooks (2004), Rodríguez y Bech (2020) o Allen et al., (2011).

La resolución temporal fue horaria. El período seleccionado es 1979-2019, 41 años, superando el mínimo de 30 años que recomienda la Organización Meteorológica Mundial (OMM o WMO).

3.2. Cálculo de las variables convectivas.

En este apartado se explica el proceso de cálculo de las variables convectivas seleccionadas para la generación de las variables que actuarán como independientes. Se ha seleccionado el LR75, LR85, LR03, LR36, MLCAPE, SBCAPE, MUCAPE, MLCIN, MLLCL, MLLFC, CIZ1, CIZ6, CIZ8, EBWD, SRH01 y SRH03. Asimismo, se ha calculado, sin introducirse en el modelo de regresión, una serie de índices compuestos (SCP y STP) que permiten la predicción de la convección organizada. No se han introducido en el modelo de regresión debido a que no son variables atmosféricas, sino un índice generado a través de distintas variables convectivas. Las variables independientes ya vienen espacializadas de serie, dado que es un archivo multidimensional netCDF. En la tabla I se resume las variables seleccionadas.

3.2.1. Lapse rates o tasa de cambio de la temperatura sobre la vertical.

El Lapse Rate o tasa de cambio de la temperatura es la diferencia de temperatura entre dos estratos dividido entre la diferencia de sus alturas (Ecuación 1), es decir, la diferencia de temperatura entre 700-500 hPa puede ser de 18 K, pero el LR700-500 hPa será de 7.3 K/Km. El LR nos permite evaluar la estabilidad de una parcela de aire:

- Si el LR es inferior a 6.5 K/Km, la parcela es estable.
- Si el LR es igual a 6.5 K/Km, la parcela es neutra.
- Si el LR es superior a 6.5 K/Km, la parcela es inestable.

$$LR_h = \frac{T_1 - T_2}{Z} \quad (1)$$

donde h es el estrato que se va a calcular el LR, T_1 es la temperatura en el estrato más bajo, T_2 es la temperatura en el estrato más alto, y Z es la diferencia de altura absoluta, en kilómetros, entre los dos estratos.

Existen diferentes medidas de LR para evaluar la posibilidad de formación de convección organizada y su potencial severidad. El LR entre 700 y 500 hPa puede estar relacionado con ambientes proclives para la formación de convección organizada cuando supera el valor de 6.5 K/Km (Brooks et al., 2003; Banacos y Ekster, 2010; Calvo-Sancho y Martin, 2021). Asimismo, el LR entre 800 y 500 hPa y entre 0 y 3 km, serían unos buenos indicadores para el pronóstico y diagnóstico de granizo grande o muy grande (> 4 cm) (Taszarek et al., 2017).

En este estudio se han seleccionado diferentes LR para modelizar y evaluar la convección organizada en España: LR 700-500 hPa (LR75), LR 800-500 hPa (LR85), LR 0-3 Km (LR03) y LR 3-6 Km (LR36).

3.2.2. Energía convectiva potencial disponible.

La energía convectiva potencial disponible, o comúnmente conocida como CAPE (*Convective Available Potential Energy*), es un índice integrado verticalmente que representa la energía de flotabilidad acumulada en la capa de convección libre (Moncriff y Miller, 1976; Weisman y Klemp, 1982; Martín León et al., 2007) (Ecuación 2).

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{T_{vb} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (2)$$

donde g es la gravedad, NCL es el nivel de convección libre, NE es el nivel de equilibrio, T_{vb} es la temperatura virtual de la parcela, y T_{va} es la temperatura virtual del ambiente.

La CAPE se puede calcular desde distintas alturas que son el comienzo del ascenso de la parcela de aire. Estas son: la parcela de aire desde superficie (comúnmente conocida como SB (*Surface Based*)), la parcela de aire desde la capa límite o capa de mezcla (comúnmente conocida como ML (*Mixed Layer*)) y la parcela de aire más inestable (comúnmente conocida como MU (*Most-Unstable*)).

En diferentes estudios sobre climatología de variables convectivas, se ha estimado que para la formación de tormentas someras o unicelulares los valores medios de CAPE son en torno a 100-200 J/Kg; tormentas multicelulares superior a 500 J/Kg y tormentas supercélulares en torno a 1000 J/Kg (Rasmussen y Blanchard, 1998; Brooks et al., 2003; Quirantes, 2014; Taszarek et al., 2017; Taszarek et al., 2018; Taszarek et al., 2019; Taszarek et al., 2020; Rodríguez y Bech, 2020; Calvo-Sancho y Martin, 2021). Sin embargo, en la formación de SCM o LdT es posible que los valores de CAPE sean parecidos a los supercélulares.

En este estudio se ha seleccionado la CAPE calculada en las tres parcelas de aire: *Surface-Based CAPE* (SBCAPE), *Mixed-Layer CAPE* (MLCAPE) y *Most-Unstable CAPE* (MUCAPE).

3.2.3. Energía de inhibición convectiva.

La energía de inhibición convectiva (*Convective Inhibition*, CIN) es una medida de la energía necesaria para que la parcela de aire alcance el NCL y pueda ascender libremente en la capa de convección libre (Colby, 1984, Martín León et al., 2007). La CIN se calcula de una forma similar a la CAPE (Ecuación 3):

$$CIN = g \int_{SFC}^{NCL} \left(\frac{T_{vb} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (3)$$

Al igual en la CAPE, la CIN se puede calcular desde distintas alturas que se refieren a distintas parcelas de aire: SBCIN, MLCIN y MUCIN.

3.2.4. Velocidad del viento a distintos niveles.

Se ha seleccionado la velocidad del viento a 850 hPa, a 500 hPa y 300 hPa para analizar si puede ser una variable explicativa en la formación de convección organizada en España. Distintos estudios explican que un entorno favorable en capas medias-altas de la tropósfera para la formación de convección organizada son altos valores de velocidades del viento.

3.2.5. Cizalladura vertical del viento.

La cizalladura vertical del viento es la diferencia de la velocidad o dirección del viento entre dos puntos en la tropopausa (Ecuación 4), aunque no es un requerimiento imprescindible para una tormenta. De hecho, una fuerte cizalladura podría ser un factor negativo para la iniciación de la convección (Markowski y Richardson, 2010). Sin embargo, una vez que la tormenta ha iniciado, la cizalladura vertical juega un rol diferente y puede incrementar la severidad y la duración del sistema convectivo.

$$CIZ = \sqrt{(U_1 - U_0)^2 + (V_1 - V_0)^2} \quad (4)$$

donde U_i es la componente del viento meridional del estrato superior, U_0 es la componente del viento meridional del estrato inferior, V_i es la componente del viento zonal del estrato superior, y V_0 es la componente del viento zonal del estrato inferior.

Existen diferentes medidas de la cizalladura vertical que se utiliza en predicción e investigación. Las más comunes son entre 0 y 1 kilómetros (CIZ1) para la predicción de tornados, 0 y 6 kilómetros (CIZ6) para la predicción de convección organizada, y 0 y 8 kilómetros (CIZ8) para la duración de supercélulas.

La CIZ6 se utiliza para la predicción del tipo de convección, especialmente para discriminar entre no supercélulas y supercélulas. Asimismo, la CIZ6 es un buen discriminante para la predicción de ambientes de granizo medio (2-5 cm) y granizo grande (> 5 cm), como para la predicción de ambientes de distinto grado de severidad de rachas de viento: no severas, severas (25-32 m/s) y extremadamente severas (> 32 m/s). En Europa, casi todos los eventos con granizo > 5 cm, rachas de viento > 32m/s y tornados EF2+ ocurren con CIZ6 > 15 m/s (Púčik et al., 2015; Groenemeijer et al., 2021).

La CIZ1 se utiliza principalmente para la predicción de formación de tornados supercélulares. Valores por encima de 10 m/s propician la formación de tornados (Groenemeijer et al., 2021).

La CIZ8 se utiliza para la predicción del ciclo de vida de supercélulas. Altos valores de CIZ8 está relacionado con un ciclo de vida alto, que implica en una mayor severidad temporal del sistema convectivo. Asimismo, también puede ir relacionado de una mayor severidad espacial, pero en ocasiones el sistema convectivo es estático provocando un mayor impacto en un área más pequeña.

En los últimos años se ha introducido una nueva variable en la predicción y diagnóstico de la convección organizada: la capa efectiva. La capa efectiva es el flujo de entrada donde las parcelas tiene un CAPE mínimo de 100 J/Kg y una CIN superior a -250 J/Kg (Thompson et al., 2007). La cizalladura en la capa efectiva (*Effective Bulk Wind-shear*, EBWD) se calcula como la diferencia entre la velocidad del viento en la capa inferior del flujo de entrada y la altura media entre el flujo de entrada y el NE.

Por lo tanto, la intensidad de la cizalladura vertical es fundamental para la convección organizada y que permite predecir y diagnosticar el tipo de convección:

- Si la cizalladura es débil (< 10 m/s), predominarán las tormentas unicelulares de un ciclo de vida corto.
- Si la cizalladura es moderada (10 m/s > CIZ > 20 m/s), predominarán las tormentas multicelulares con un ciclo de vida más alto.

- Si la cizalladura es fuerte (> 20 m/s), habrá alta probabilidad de formación de supercélulas y el ciclo de vida será alto.

3.2.6. Helicidad relativa a la tormenta.

La helicidad relativa a la tormenta (SRH) es una medida de la componente de la vorticidad *streamwise*¹ que tiene el flujo que alimenta la tormenta. La SRH es índice efectivo para la predicción de generación de rotación en la corriente ascendente. Se calcula multiplicando el viento relativo a la tormenta por la vorticidad horizontal e integrando esta cantidad sobre la profundidad del flujo de entrada (0-3 Km, normalmente) (Ecuación 5):

$$SRH = \int_0^h (\vec{V} - \vec{C}) \overline{\omega_h} dz \quad (4)$$

donde el vector \mathbf{C} es el movimiento de la tormenta, \mathbf{V} es el viento y ω_h es la vorticidad horizontal.

Como en la cizalladura vertical, existen diferentes medidas para evaluar la SRH en una tormenta. La más común para la predicción de supercélulas -o la convección organizada, en pequeño grado- es la SRH entre 0 y 3 kilómetros (SRH3 o SRH03), mientras que para la predicción de tornados es la SRH entre 0 y 1 kilómetros (SRH1 o SRH01).

La SRH03 se utiliza para la predicción y discriminación de supercélulas y no supercélulas. Altos de valores de SRH03 (> 100 - 150 m²/s²) son indicativos de ambientes convectivos con posibilidad de formación de supercélulas y altos valores de SRH01 (>25 m²/s²) propician la formación de tornados supercélulares.

3.2.7. Parámetro compuesto de supercélulas.

El *Supercell Composite Parameter* (SCP) es un índice compuesto que combina cuatro variables predictivas: MUCAPE, ESRH, EBWD y MLCIN. Cada variable esta normalizada para los valores umbrales de formación de supercélulas (Thompson et al., 2007) (Ecuación 5). Valores superiores a 1 son ambientes favorables para la formación de supercélulas.

$$SCP = \frac{CAPE}{1000 \text{ J/Kg}} \times \frac{EBWD}{20 \text{ m/s}} \times \frac{ESRH}{50 \text{ m}^2\text{s}^2} \times \frac{-40 \text{ J/Kg}}{CIN} \quad (5)$$

Si EBWD > 20 m/s, entonces EBWD = 20 m/s; si EBWD < 10 m/s, entonces EBWD = 0; y si CIN > -40 J/Kg, CIN = -40 J/Kg.

En este estudio se ha utilizado la SRH03 en vez de la ESRH debido a que la capacidad computacional para calcular la ESRH es muy elevada y era imposible con los medios computacionales disponibles.

3.2.8. Parámetro significativo de tornado.

El *Significant Tornado Parameter* (STP) es parecido al SCP, un índice compuesto que combina cinco variables predictivas favorables para la formación de tornados: MLCAPE, SRH01, EBWD, MLLCL y MLCIN. Esta fórmula está basada en la actualización de Coffey et al., 2019. Cada variable esta normalizada para los valores umbrales de formación de tornados (Thompson et al., 2007) (Ecuación 6).

$$STP = \frac{CAPE}{1500 \text{ J/Kg}} \times \frac{(2000 - LCL)}{1000 \text{ m}} \times \frac{EBWD}{20 \text{ m/s}} \times \frac{SRH}{50 \text{ m}^2\text{s}^2} \times \frac{(200 + CIN)}{150 \text{ J/Kg}} \quad (5)$$

¹ La componente de vorticidad horizontal paralela al flujo se conoce como vorticidad *streamwise*. Aparece cuando la dirección del viento cambia con la altura. Si predomina la vorticidad *streamwise* en el flujo de entrada, la SRH será alta y habrá mayor probabilidad de que la corriente ascendente presente rotación (Martín León et al., 2007).

Si $LCL < 1000$ m, entonces $LCL = 1000$ m; si $LCL > 2000$ m, entonces $LCL = 2000$ m; si $CIN > -50$ J/Kg, entonces $CIN = -50$ J/Kg; si $CIN < -200$ J/Kg, entonces $CIN = -200$ J/Kg; si $EBWD > 30$ m/s, entonces $EBWD = 30$; y si $EBWD < 12.5$ m/s, entonces $EBWD = 0$.

Valores de STP superiores a 1 muestran un buen discriminador entre tornados supercélulares y no supercélulares sobre Estados Unidos (Grams et al., 2012; Gensini y Bravo de Guenni, 2019). Sin embargo, en Europa, este umbral es menos efectivo para la predicción de tornados (Kaltenböck et al., 2009; Rodríguez y Bech, 2018), debido, desde una vista climatológica, a unos valores inferiores de inestabilidad, humedad y helicidad comparado con los ambientes estadounidenses (Gensini y Ashley, 2011; Taszarek et al., 2018).

3.3. Análisis de colinealidad de las variables independientes.

Se ha realizado un análisis de correlación entre las variables independientes para evitar que tengan mucha relación entre sí y asegurar la consistencia de los resultados de la regresión. Si las variables independientes tienen mucha relación entre ellas, el modelo de regresión por pasos no puede discernir qué parte de la variable dependiente se explica con cada variable independiente.

Para ello se ha empleado el coeficiente de correlación *Pearson*, que devuelve un valor de la intensidad de la relación lineal entre ambas variables. Además, ofrece un valor de significación (p-valor) que indica el grado de fiabilidad estadística de esa relación.

Como se muestra en la tabla 2, existe una alta variabilidad en la relación entre los datos, lo que implica que una serie de variables están altamente relacionadas entre sí y otras no. Las variables termodinámicas y cinemáticas entre sí están relacionadas (0.8-1). Los altos valores de asociación entre algunas de las variables no invalida su uso en el análisis de regresión, ya que proceden del cálculo de las mismas variables de origen y, por tanto, sus series de datos son necesariamente similares. Además, todas ellas son habituales en el estudio en el estudio de la convección a esta escala espacial y temporal. En la figura 5 se muestra el coeficiente de correlación de Pearson de forma gráfica y eliminando las variables que no son significativas (p-value < 0.01).

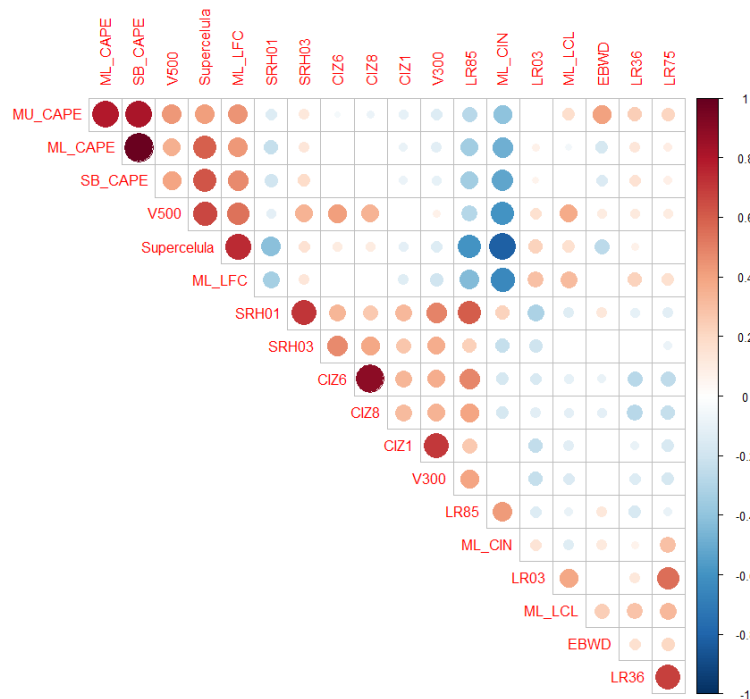


Figura 5: Coeficiente de correlación de Pearson y nivel de significación (p-valor < 0.01).

	Num.	Nombre de la variable	Descripción	Unidades
Termodinámica	1	LR75	Tasa de cambio de temperatura entre 700 y 500 hPa	K/Km
	2	LR85	Tasa de cambio de temperatura entre 800 y 500 hPa	K/Km
	3	LR03	Tasa de cambio de temperatura entre 0 y 3 Km	K/Km
	4	LR36	Tasa de cambio de temperatura entre 3 y 6 Km	K/Km
	5	SBCAPE	CAPE calculada desde superficie	J/Kg
	6	MLCAPE	CAPE calculada desde la capa de mezcla	J/Kg
	7	MUCAPE	CAPE de la parcela más inestable	J/Kg
	8	MLCIN	CIN calculada desde la superficie hasta la capa límite	J/Kg
	9	MLLCL	Altura del NCE	m
	10	MLLCF	Altura del NCL	m
Cinemática	11	CIZ01	Diferencia de la velocidad del viento entre 0 y 1 Km	m/s
	12	CI06	Diferencia de la velocidad del viento entre 0 y 6 Km	m/s
	13	CIZ08	Diferencia de la velocidad del viento entre 0 y 8 Km	m/s
	14	EBWD	Diferencia de la velocidad del viento en la capa efectiva	m/s
	15	SRH01	Componente de la vorticidad horizontal del viento entre 0 y 1 Km	m ² /s ²
	16	SRH03	Componente de la vorticidad horizontal del viento entre 0 y 3 Km	m ² /s ²
	17	V300	Velocidad del viento a 300 hPa	m/s
	18	V500	Velocidad del viento a 500 hPa	m/s
	19	V850	Velocidad del viento a 850 hPa	m/s

Tabla I: Variables independientes seleccionadas

3.4. Análisis exploratorio de regresión por pasos de las variables independientes.

El análisis de regresión por pasos, o *Stepwise*, ha sido ampliamente empleado en climatología para la selección de variables explicativas, por ejemplo en el proceso de interpolación (Vicente-Serrano y Saz, 2007; etc.). En el presente estudio utiliza esta técnica para realizar el análisis exploratorio de la capacidad explicativa de las variables independientes consideradas.

Este análisis ha sido realizado en R, obteniendo una serie de resultados que permiten evaluar la representatividad de cada variable predictora. Para entender la relación con la variable dependiente es importante atender a su sentido explicatorio (*R-Square*), al error cuadrático medio (RMSE) de cada variable y al p-value del modelo (p-value < 0.05 explica que el modelo es significativo y no hay aleatoriedad en los datos).

3.5. Cálculo de percentiles de las variables convectivas.

Para analizar las variables convectivas, se ha calculado los percentiles 50 y 99. El percentil 50 se ha utilizado para investigar la climatología y los cambios en las variables cinemáticas y el percentil 99 en los parámetros termodinámicos. Se ha escogido estos umbrales siguiendo la literatura científica, como en Rädler et al. (2019) y Taszarek et al., (2021).

3.6. Definición de los *proxies* convectivos.

Los *proxies* convectivos permiten evaluar el riesgo de los fenómenos convectivos mediante el cumplimiento de una serie de umbrales de unas variables convectivas específicas. Para tormentas someras, una serie de investigaciones han comparado los ambientes no-convectivos con los ambientes convectivos y han obtenido un umbral de CAPE entre 50 y 200 J/Kg que lo discrimina perfectamente (Craven and Brooks, 2004; van den Broeke et al., 2005; Kaltenböck et al., 2009; Westermayer et al., 2017; Taszarek et al., 2019). Este estudio se ha basado en Taszarek et al. (2019, 2020 y 2021), en un proxy de CAPE que exceda los 150 J/Kg que se ha definido como las condiciones favorables para el desarrollo de tormentas someras (TD).

Una amplia literatura científica demuestra que la convección organizada o tormentas severas está relacionada con altos valores de inestabilidad y ambientes con altos valores de cizalladura vertical de la velocidad del viento (Weisman and Klemp, 1982; Brooks et al., 2003; Trapp et al., 2007; Allen et al., 2011; Brooks 2013; Púčik et al., 2015; Taszarek et al., 2017; Taszarek et al., 2021). Por lo tanto, se ha utilizado el índice compuesto que combina la CAPE y la CIZ6 (WMAXSHEAR; una estimación teórica de la velocidad vertical de la corriente ascendente multiplicado por la cizalladura vertical del viento (Taszarek et al., 2017) para evaluar la climatología de los ambientes de convección organizada en España. Igual que en el proxy de TD, se ha basado en el trabajo de Taszarek et al. (2019, 2020 y 2021) para establecer el umbral de CAPE superior a 150 J/Kg, de WMAXSHEAR superior a 500 m²/s² y de CIZ6 superior a 10 m/s, como un ambiente de convección organizada o tormenta severa (SevTD). A su vez, este mismo está basado en las investigaciones de otros trabajos (Brooks et al., 2003; Allen et al., 2011; Brooks et al., 2013; Púčik et al., 2015).

Para definir un ambiente potencialmente tornádico se utiliza el índice compuesto STP, que como se ha explicado anteriormente, los valores en Europa son bajos y no se puede tomar el umbral de 1. Por ello, siguiendo a Taszarek et al. (2019, 2020 y 2021), se ha bajado el umbral a 0.75 y, superior a este valor, será un ambiente potencialmente tornádico (TorTD) en España.

Los *proxies* convectivos son una aproximación condicional imperfecta al riesgo y a la actividad convectiva, dado que no todo ambiente favorable desarrolla SevTD o TD. Por lo tanto, siguiendo a Taszarek et al. (2021), se ha añadido una condición más que, mediante la acumulación de precipitación convectiva (CP) de forma horaria, explica la iniciación convectiva a través de existencia de precipitación convectiva en ERA5. Se ha aplicado un umbral de CP de 0.25 mm/hr siguiendo Taszarek et al., 2020 que usa este proxy para la construcción de la climatología de

tormentas en Estados Unidos y Europa con ERA5. Se han utilizado enfoques similares en trabajos previos usando reanálisis y proyecciones climáticas (Trapp et al., 2009; Tippett et al., 2012; Romps et al., 2014; Allen y Timpett, 2015; Púčik et al., 2017; Tippett y Koshak, 2018; Taszarek et al., 2019; Tippett et al., 2019). En la tabla 3 se presenta un resumen de los *proxies* convectivos utilizados en este estudio.

Categoría	<i>Proxies</i>
Tormenta somera (TD)	CAPE > 150 J/Kg, CP > 0.25 mm/hr
Tormenta severa (SevTD)	CAPE > 150 J/Kg, CIZ6 > 10 m/s, WMAXSHEAR > 500 m ² /s ² , CP > 0.25 mm/hr
Tormenta tornádica (TorTD)	CAPE > 150 J/Kg, STP > 0.75, CP > 0.25 mm/hr

Tabla 3: *Proxies* convectivos para ambientes de tormentas someras, tormentas severas y tormentas tornádicas.

3.7. Análisis de la variabilidad espaciotemporal.

La climatología realizada en este estudio se ha expresado en forma de frecuencia o percentiles de variables específicas, que han sido evaluadas incondicional o condicionalmente mediante variables covariadas. Tras hacer una primera exploración de las variables mediante percentiles (véase el apartado 4.6) y la definición de unos *proxies* convectivos que proporcionan las horas medias anuales de cada tipo de convención, se ha analizado la variabilidad espaciotemporal de las variables convectivas y *proxies* mediante el cálculo de la tendencia en todo el período (1979-2019 – 41 años).

La tendencia se ha realizado en cada punto de malla donde se ha obtenido la tasa de cambio mediante la pendiente de Sen (Sen, 1968), dado que esta métrica no está influenciada de los *outliers* (valores atípicos fuera de la escala esperada) y su uso es frecuente para la evaluación de tendencias robustas en las ciencias atmosféricas (Taszarek et al., 2021). La tasa de Sen se ha normalizado para un período decadal (cada diez años). La prueba de significancia se ha calculado mediante Mann-Kendall, estableciendo un umbral de p-value < 0.05. En cada punto de malla que es significativo, está marcado con un punto.

4. Resultados

En este apartado se presentan los resultados del estudio diferenciado en cuatro bloques: las variables termodinámicas, las variables cinemáticas, los índices convectivos compuestos y los proxies de ambientes convectivos. Asimismo, en cada bloque se presenta la tendencia para cada variable estudiada.

4.1. Variables termodinámicas

4.1.1. Lapse rates o tasa de cambio de la temperatura sobre la vertical.

Las diferentes medidas del LR en España tienen un comportamiento diferenciado en los territorios costeros, mientras que en el interior el comportamiento es parecido. LR85 presenta altos valores en el interior peninsular, mostrando una amplia zona superior a $8.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ en la meseta sur y del Sistema Ibérico (Figura 6a). En el arco mediterráneo, los valores no tienen una alta variabilidad, aunque hay un contraste entre el sur y el norte ($\sim 8.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ y $\sim 7.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, respectivamente). En las Islas Baleares los valores son altos, parecidos al interior peninsular ($\sim 8.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$).

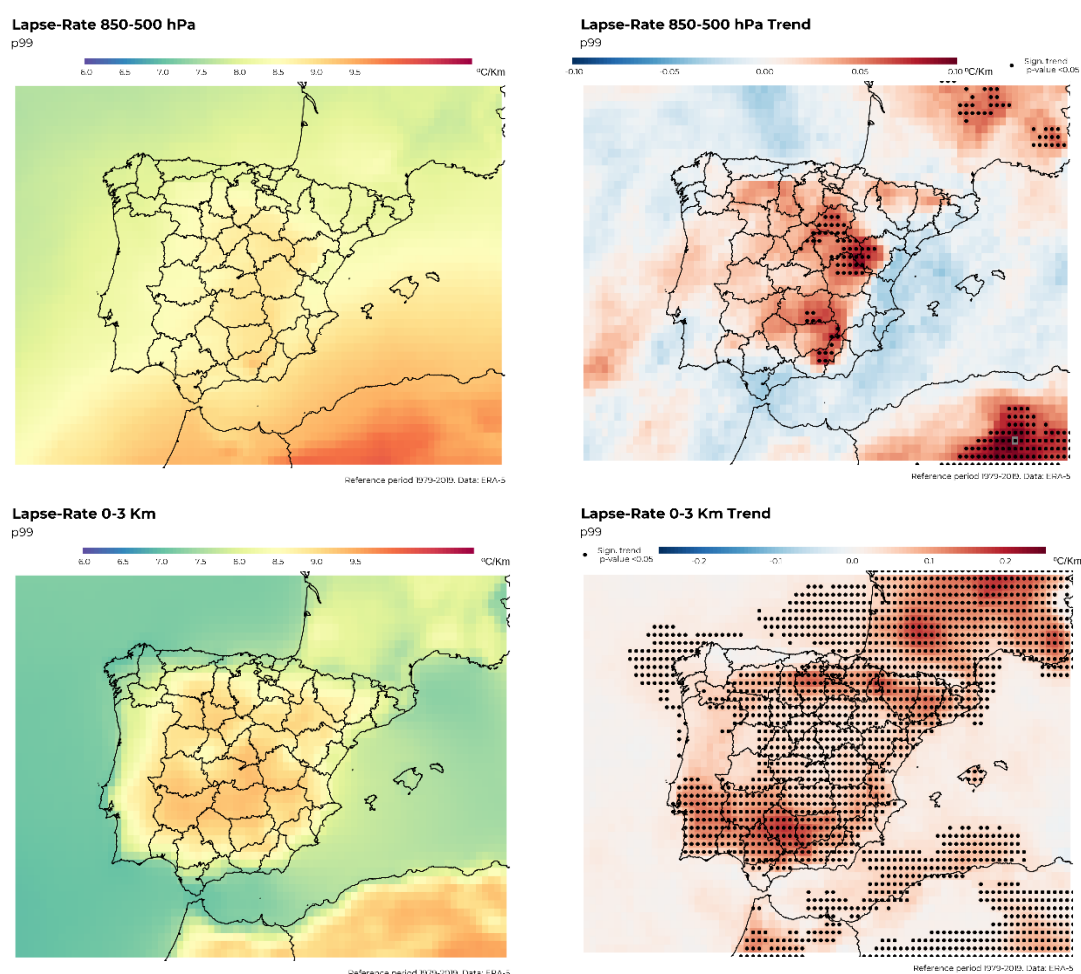


Figura 6: (a) Distribución espacial del percentil 99 del LR85; (b) Tendencia del percentil 99 del LR85 en el período 1979-2019; (c) Distribución espacial del percentil 99 del LR03; (d) Tendencia del percentil 99 del LR03 en el período 1979-2019.

En el interior peninsular se ha constatado un aumento de LR85 en torno a 0.025 y $0.1^{\circ}\text{C}/\text{Km}/\text{década}$, mientras que únicamente es significativo en la Serranía Celtibérica, sur de la provincia de Ciudad Real y norte de la provincia de Granada (Figura 6b). Sin embargo, en el arco mediterráneo ha habido un descenso del LR85, $\sim 0.025^{\circ}\text{C}/\text{Km}/\text{década}$, pero sin ser significativo. Las Islas Baleares muestran un comportamiento en los últimos 40 años muy similar al arco mediterráneo, aunque su tasa es inferior ($\sim 0.01^{\circ}\text{C}/\text{Km}/\text{década}$).

El LR03 presenta altos valores en el interior peninsular ($\sim 8.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), mostrando los valores más altos en el centro-sur peninsular. Asimismo, el eje del VEM presenta valores altos. Sin embargo, en el arco mediterráneo son moderadamente más bajos ($\sim 7.25^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) (Figura 6c)

La evolución del LR03 en los últimos 40 años en España es de aumento generalizado y de forma significativa. Los aumentos más importantes se han producido en el sur peninsular ($\sim 0.2^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) y en zonas del norte peninsular ($\sim 0.15^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), es decir, el interior peninsular ha aumentado el LR03, aunque de forma más moderada. En las Islas Baleares el aumento ha sido significativo en la isla de Mallorca, aunque en el resto de las islas no ha sido significativo (Figura 6d).

4.1.2. Energía Convectiva Potencial Disponible (CAPE).

La CAPE tiene un comportamiento heterogéneo en la España peninsular, aunque sus tres diferentes medidas tienen un comportamiento muy similar entre sí. Los valores más altos de CAPE se registran en el este ($>2000 \text{ J/Kg}$) (Figura 7), debido principalmente al gran aporte de humedad que aporta a la atmósfera el Mar Mediterráneo.

En el interior peninsular los valores de CAPE son más moderados, aunque con diferencias entre regiones. Los valores más altos se registran en todo el arco mediterráneo debido a la influencia mediterránea ($\sim 1500 \text{ J/Kg}$). El VEM presenta unos valores moderados de CAPE ($\sim 1000 \text{ J/Kg}$), mientras que la meseta norte registra los valores más bajos de CAPE ($500\text{-}750 \text{ J/Kg}$). La meseta sur tiene unos valores algo superiores a la meseta norte ($\sim 750 \text{ J/kg}$). Galicia y el eje cantábrico presentan unos valores semejante al VEM, dado que, como en el arco mediterráneo, la influencia marítima incrementa la humedad y, por lo tanto, la CAPE (Figura 7 – izquierda).

Asimismo, los valores más altos de las tres medidas de CAPE se van a encontrar en la MUCAPE debido a que es la parcela más inestable. Sin embargo, en muchas ocasiones la SBCAPE y la MUCAPE comparten parcela y los valores son idénticos. En todas ocasiones el MLCAPE va a obtener los valores más bajos, pero el comportamiento va a ser el mismo que las otras dos medidas.

La evolución de la energía convectiva en los últimos 40 años ha tenido un comportamiento espacial en la península ibérica muy distinto: en la cuenca del mediterráneo y la zona costera mediterránea peninsular ha habido un importante aumento significativo, mientras que en el interior peninsular se ha registrado un descenso significativo en amplias zonas.

En el interior peninsular existen dos zonas claras significativas: en la Serranía Celtibérica y suroeste de la meseta norte y el sur de la meseta sur peninsular. La reducción de la CAPE se ha registrado $\sim -50 \text{ J/Kg}$, habiendo puntos que la reducción es cercana a -100 J/Kg .

En la cuenca del mediterráneo el aumento significativo es en la gran mayoría del territorio, siendo una tasa media de aumento $\sim 150 \text{ J/Kg}$. El arco mediterráneo, las zonas con aumento significativo, se concentran principalmente en la costa y, en el suroeste español, también se adentra en el interior. Asimismo, hay que destacar dos zonas: Valencia y Castellón tienen un comportamiento neutral o de descenso en los últimos 40 años y no significativo; en zonas del Golfo de Cádiz ha habido un aumento ($\sim 50 \text{ J/Kg}$) significativo de la CAPE.

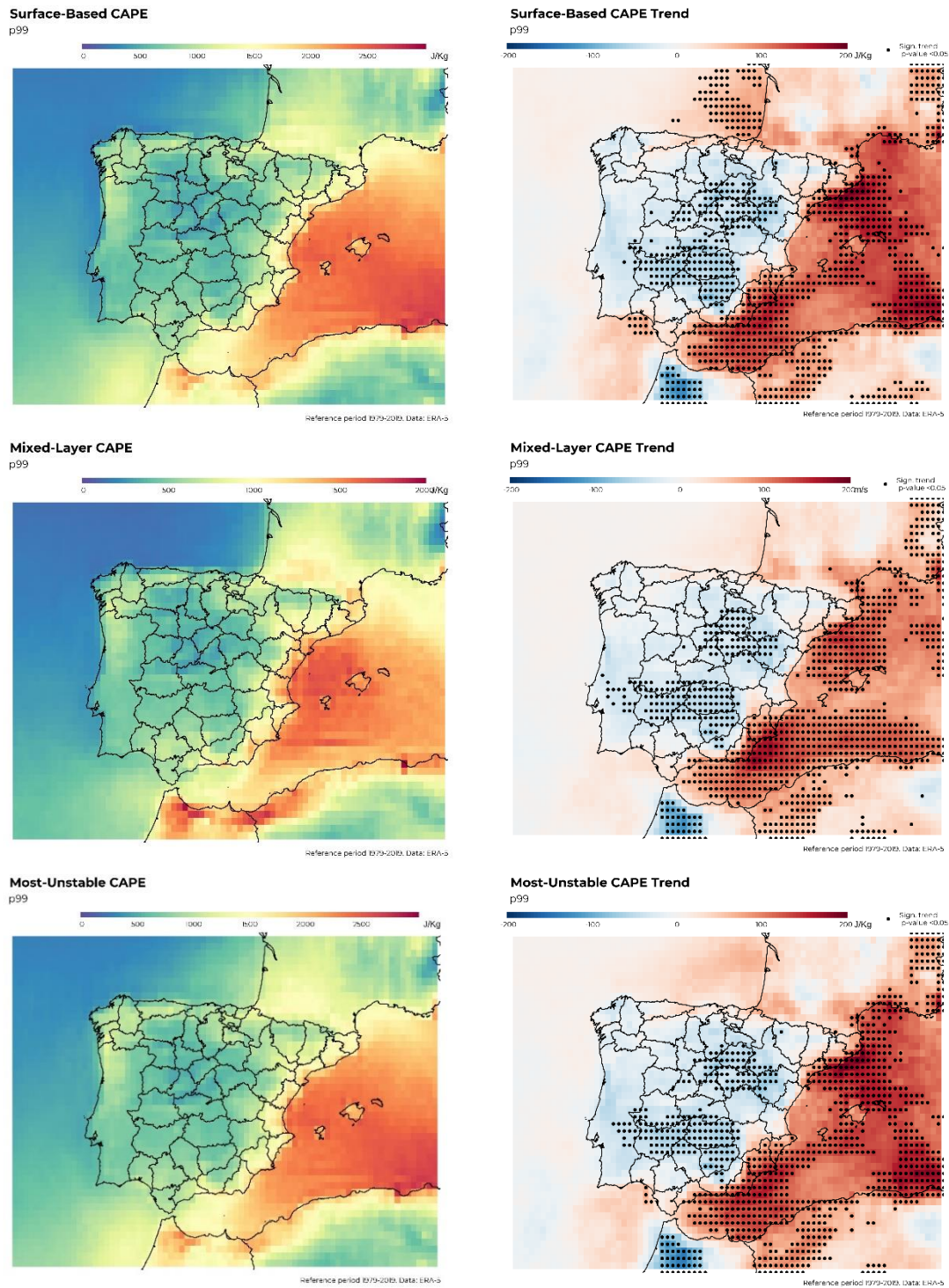


Figura 7: (a) Distribución espacial del percentil 99 de la SBCAPE; (b) Tendencia del percentil 99 de la SBCAPE en el período 1979-2019; (c) Distribución espacial del percentil 99 de la MLCAPE; (d) Tendencia del percentil 99 de la MLCAPE en el período 1979-2019; (e) Distribución espacial del percentil 99 de la MUCAPE; (f) Tendencia del percentil 99 de la MUCAPE en el período 1979-2019.

4.1.3. Energía de Inhibición Convectiva (CIN).

El comportamiento de la CIN en España tiene un comportamiento parcialmente homogéneo. Los valores más altos se localizan en la costa mediterránea y en la costa atlántica andaluza (> 500 J/Kg). En el resto, la energía que inhibe la convección es parcialmente baja, sobre todo en el interior peninsular (< 250 J/Kg) (Figura 8a).

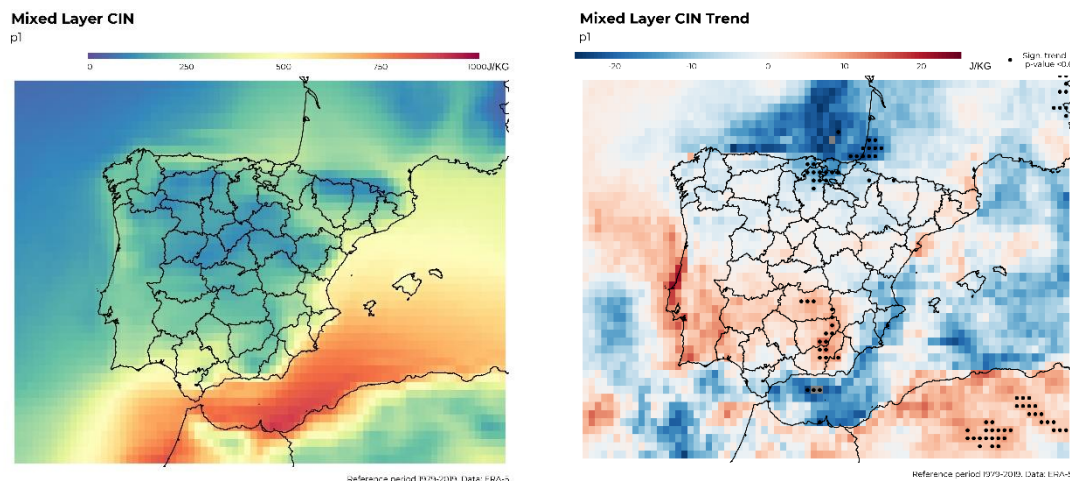


Figura 8: (a) Distribución espacial del percentil I (99) de la MLCIN; (b) Tendencia del percentil I (99) de la MLCIN en el período 1979-2019.

En los últimos 40 años, la CIN, ha sufrido un ligero aumento en el sur peninsular, siendo significativo en distintos puntos. Sin embargo, en la costa mediterránea (excepto Cataluña), costa atlántica y costa cantábrica, ha sufrido un importante descenso. En el interior peninsular no hay una tendencia significativa tanto en el signo como en la tasa (Figura 8b).

4.2. Variables cinemáticas

4.2.1. Velocidad del viento.

La velocidad del viento a 500 hPa en España muestra un comportamiento muy homogéneo (~ 15 m/s). Asimismo, en las zonas de influencia de la costa gallega aumenta hasta ~ 25 m/s, aunque no suele ir asociado a convección organizada. En el golfo de Cádiz los valores son superiores a 20 m/s, lo que es posible que esté asociado a la formación de convección organizada en la temporada fría (Figura 9a).

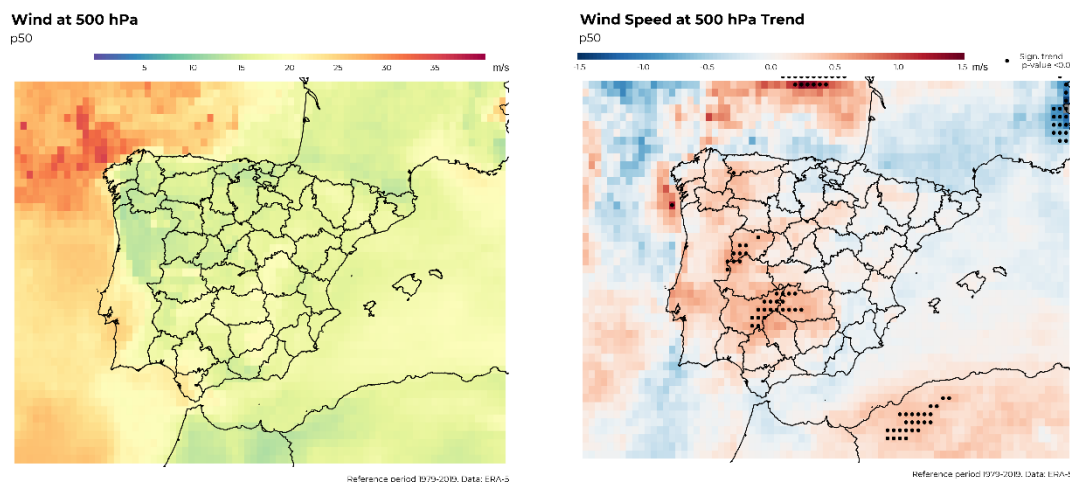


Figura 9: (a) Distribución espacial del percentil 50 de la velocidad del viento a 500 hPa; (b) Tendencia del percentil 50 de la velocidad del viento a 500 hPa en el período 1979-2019.

En los últimos 40 años ha aumentado la velocidad del viento a 500 hPa principalmente en la fachada occidental de la península ibérica (~ 0.5 m/s). Sin embargo, únicamente tiene un aumento significativo en el suroeste del interior español y la zona más suroccidental de la meseta norte. En el resto del territorio, ha habido ligeros descensos y aumentos sin que sean significativos (Figura 9b).

4.2.2. Cizalladura vertical del viento.

La cizalladura vertical del viento -la diferencia de la velocidad y dirección del viento entre dos estratos, comúnmente entre superficie y 6 km- es primordial para la organización de los sistemas convectivos. La CIZ06 tiene un comportamiento heterogéneo en la España peninsular y en las Islas Baleares. En el interior peninsular, la CIZ06, muestra unos valores bajos-moderados (8-12 m/s); mientras que en el VME los valores son más altos (~12-14 m/s). En general, en el cuadrante noreste peninsular los valores son más altos que en el interior peninsular (Figura 10a). Asimismo, hay que destacar el arco mediterráneo con los valores más altos de la España peninsular (~ 14-16 m/s). Las Islas Baleares tienen un comportamiento homogéneo, mostrando unos valores moderados-altos (~ 12-16 m/s).

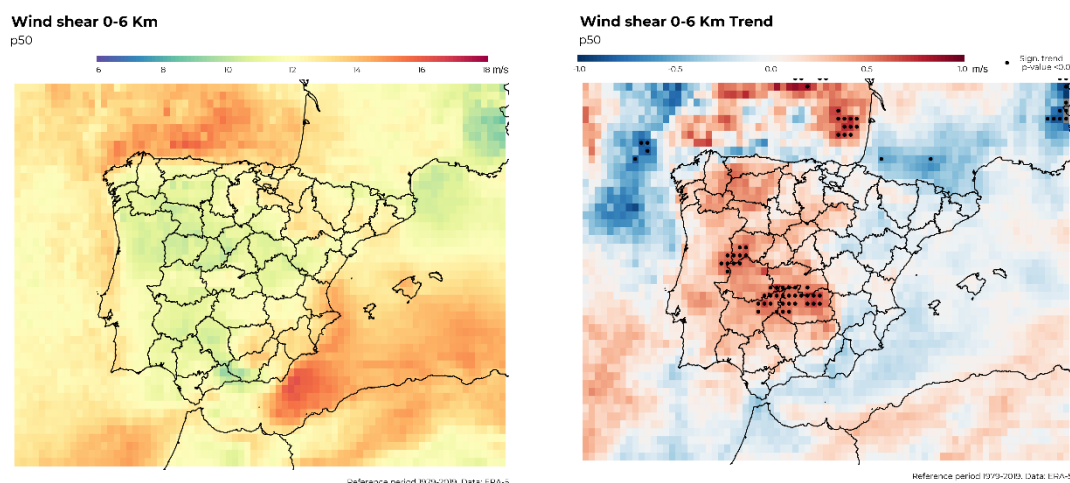


Figura 10: (a) Distribución espacial del percentil 50 de la CIZ06; (b) Tendencia del percentil 50 de la CIZ06 en el período 1979-2019.

La evolución de la CIZ06 en los últimos 40 años muestra un comportamiento desigual: un aumento en la mitad oeste peninsular (significativamente solo en el eje de los Montes de Toledo y extremo suroeste de la provincia de Zamora) y descenso no significativo en la mitad este peninsular (Figura 10b). Las zonas con aumento significativo tienen una tasa de 0.5-1 m/s por década; mientras que las zonas de descenso de la CIZ06 tienen una tasa -0.2/-0.5 m/s por década.

4.2.3. Helicidad relativa a la tormenta.

Como la cizalladura vertical del viento, la helicidad relativa a la tormenta -la integración de los cambios en la velocidad del viento entre dos estratos, comúnmente entre superficie y 3 km- es importante para la organización del sistema convectivo y esencial para la generación de una corriente ascendente rotatoria.

La SRH01 es un buen predictor para la formación de tornados supercelulares. En la península ibérica, existen cuatro focos de valores altos de SRH01: el interior de la provincia de Cuenca-sur de la provincia de Teruel, norte peninsular, costa occidental gallega y la provincia de Cádiz (Figura 11 - izquierda). En general, en estos cuatro focos los valores son superiores a 40 m²/s². En el resto de la península, los valores son más moderados (~ 20 m²/s²). En las Islas Baleares los valores son moderados (~25 m²/s²).

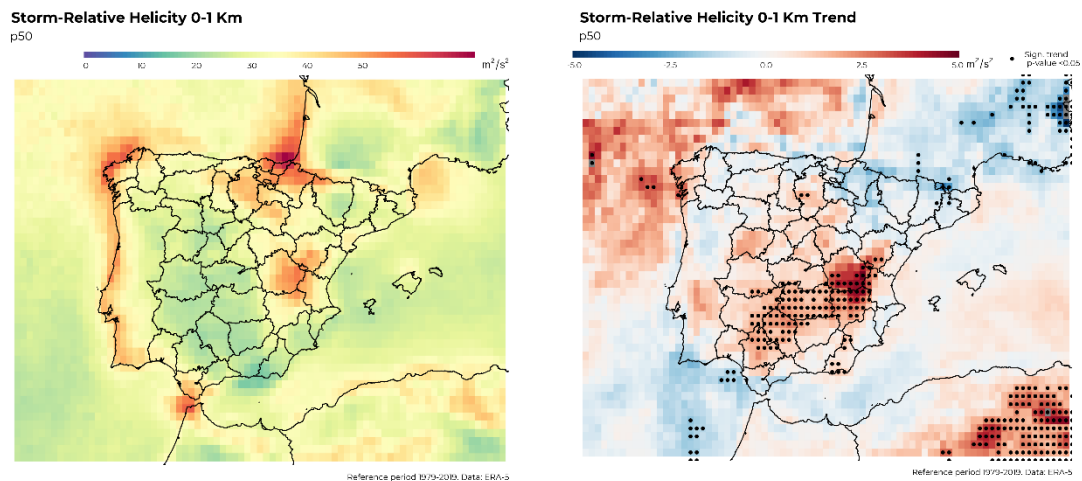


Figura 11: (a) Distribución espacial del percentil 50 de la SRH01; (b) Tendencia del percentil 50 de la SRH01 en el período 1979-2019.

La evolución de la SRH01 desde 1979 hasta 2019 muestra un fuerte incremento significativo en la mitad este peninsular ($\sim 2.5\text{-}5 \text{ m}^2/\text{s}^2/\text{década}$). Asimismo, hay una amplia zona de incremento de SRH01 significativo en la meseta sur ($0.5 - 2.5 \text{ m}^2/\text{s}^2/\text{década}$) (Figura 11b). En el cuadrante noreste peninsular predomina el descenso no significativo de SRH01, mientras que en la meseta norte predomina ligeros incrementos no significativos.

La SRH03 es un buen predictor y discriminador para la formación de tormentas supercelulares contra tormentas no supercélulares. La SRH03 muestra un claro eje norte-sur con altos valores de helicidad en la mitad este de la península ibérica (Figura 12a). Los valores en esta franja se sitúan $\sim 75\text{-}120 \text{ m}^2/\text{s}^2$. En la mitad occidental de la Península, los valores son bajos ($\sim 40\text{-}60 \text{ m}^2/\text{s}^2$), mientras que en el cuadrante noreste los valores son moderados ($\sim 60\text{-}80 \text{ m}^2/\text{s}^2$).

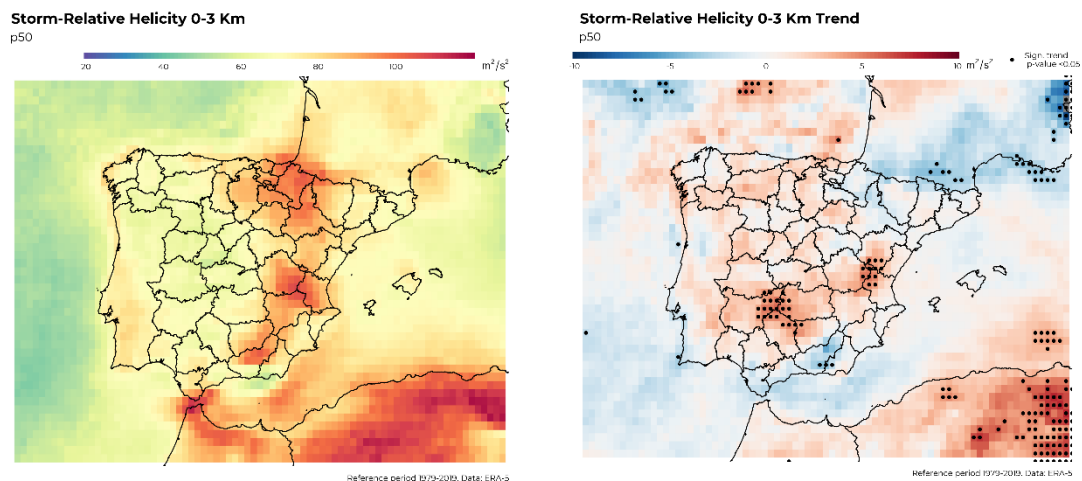


Figura 12: (a) Distribución espacial del percentil 50 de la SRH03; (b) Tendencia del percentil 50 de la SRH03 en el período 1979-2019.

La tendencia de la SRH03 muestra ligeros incrementos en el interior peninsular (únicamente significativos en el sur de Teruel y sureste de Extremadura). Los incrementos son moderados en general ($\sim 5 \text{ m}^2/\text{s}^2/\text{década}$). En el resto de la península se han registrado ligeros descensos, siendo únicamente significativos en el sureste peninsular (Figura 12b).

4.3. Índices convectivos compuestos

Los índices convectivos compuestos se utilizan para interrelacionar un número de parámetros convectivos (CAPE, cizalladura, helicidad, etc.) para mejorar la predicción del tiempo severo. En este trabajo se ha considerado dos índices que relacionan la inestabilidad atmosférica y la cizalladura.

4.3.1. *Supercell Composite Parameter (SCP)*.

El índice compuesto de supercélulas, o *Supercell Composite Parameter (SCP)*, permite la predicción de ambientes proclives a la formación de supercélulas, o tiempo severo, mediante la relación de parámetros de inestabilidad (CAPE y CIN) y de cizalladura (EBWD y SRH03). Valores superiores a 1.5 son proclives para la formación de supercélulas en España (Calvo-Sancho y Martín, 2021).

La distribución espacial de la SCP en España está marcada por las diferencias entre la mitad este y la mitad oeste. Los valores más altos se recogen en el arco mediterráneo, destacando especialmente la Comunidad Valenciana (1.5 – 2.). Asimismo, el cuadrante noreste peninsular tiene unos valores, en general, moderados (1 – 2); mientras que en la cuenca del mediterráneo se registran los valores más altos (2-3.5). En el interior de las Islas Baleares se suavizan los valores, pero, sin embargo, siguen siendo altos (1.5-2). En la mitad occidental de la Península los valores son escasos de SCP (< 1), sin embargo, las zonas montañosas (Ibérica riojana, Picos de Europa, Macizo Galaico, Montes de Toledo, etc.) alcanzarían el umbral de España (Figura 13a).

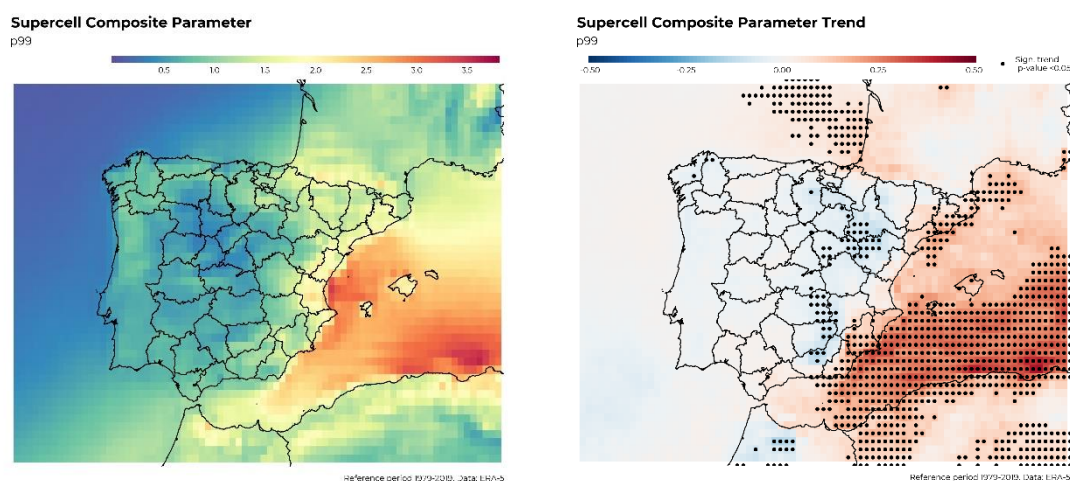


Figura 13: (a) Distribución espacial del percentil 99 del índice SCP; (b) Tendencia del percentil 99 del índice SCP en el período 1979-2019.

La evolución de las últimas décadas del SCP en la península ibérica ha tenido, como su distribución, dos tendencias diferentes: en el sureste peninsular, la comunidad autónoma de Cataluña y la cuenca del mediterráneo ha habido un claro aumento significativo del SCP, mientras que en el resto de la Península la tendencia es neutra o ligeros aumentos/descensos, excepto en el interior peninsular que ha habido un descenso significativo (Figura 13b). En general, en la mitad oeste de la Península no ha habido ni aumento ni descenso de la tasa del SCP.

4.3.2. *Significant Tornado Parameter (STP)*.

El índice de tornado significativo, o *Significant Tornado Parameter (STP)*, ayuda a la predicción de ambientes favorables para la formación de tornados asociados a tormentas supercélulas mediante la relación de parámetros de inestabilidad (CAPE, CIN, LCL) y cizalladura (EBWD y SRH01). Valores superiores a 0.25 son proclives para la formación de tornados en España (Calvo-Sancho y Martín, 2021).

La STP en España tiene un contraste muy importante entre el cuadrante noreste y el resto de la Península. Los valores más altos se registran en las costas de las Islas Baleares, costa de Cataluña y costa de la provincia de Valencia y Castellón. Los valores en estos puntos son superiores a 0.50 e incluso de 0.75 en la costa de la isla de Palma. Estos valores contrastan con el resto de la Península, donde los valores, en general no superan 0.10-0.15. Existen focos de valores más altos, como el Pirineo occidental, la Ibérica riojana o el Macizo Galaico (> 0.25) (Figura 14a).

En los últimos 40 años el aumento ha sido claro en la cuenca del mediterráneo y sus costas en la Península e Islas Baleares. Dicho aumento ha sido significativo, con una tasa superior a 0.5 en general. En el interior peninsular ha predominado en general la neutralidad de la STP, siendo significativo el descenso en escasos puntos de Aragón (Figura 14b).

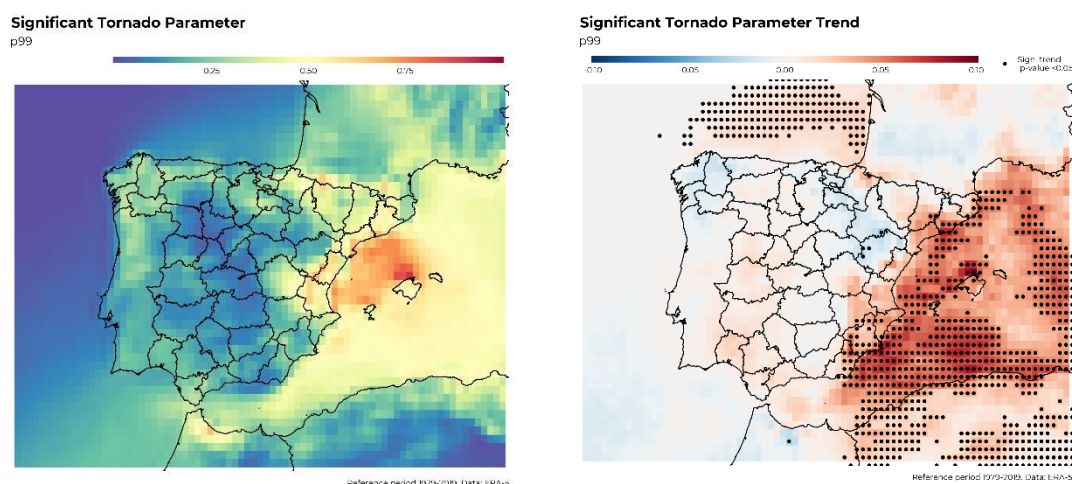


Figura 14: (a) Distribución espacial del percentil 99 del índice STP; (b) Tendencia del percentil 99 del índice STP en el período 1979-2019.

4.4. Proxies de ambientes convectivos

4.4.1. Tormenta somera (TD).

Las horas anuales de TD en la península ibérica tiene un claro componente marítimo y montañoso: los horas medias anuales se localizan en estas zonas geográficas. La zona con mayor número de horas de TD es el Pirineo central y oriental, superando, en general, las 125 horas anuales. Otro foco importante por su relevancia en la temporada convectiva es el Maestrazgo turolense y castellanense, superando las 100 horas medias anuales. El resto de los sistemas montañosos de la Península tienen unos valores, en general, de 75 horas medias anuales de TD. Asimismo, hay que destacar el noroeste de Portugal tiene una importante franja de norte-sur en torno a 100 horas medias anuales de TD (Figura 15a).

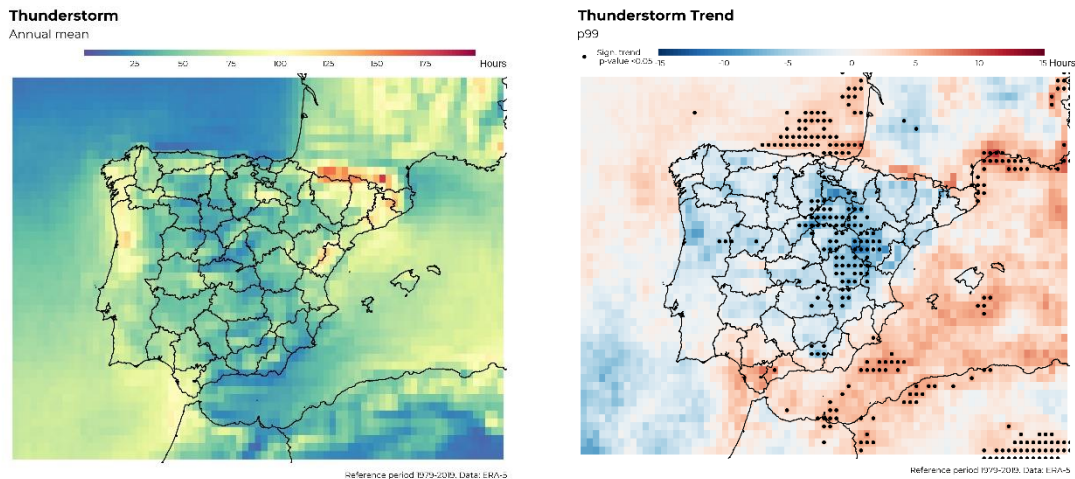


Figura 15: (a) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta somera del proxy de tormenta somera; (b) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta somera en el período 1979-2019.

En las últimas décadas las tormentas someras han tenido un comportamiento diferenciado entre los territorios de costa y los territorios de interior. Los aumentos significativos se han concentrado en la Región de Murcia y en la provincia de Granada, pero siendo un único punto. En el interior peninsular se ha registrado un descenso significativo principalmente en la Serranía Celtibérica (-5/-10 horas medias anuales por década). En el resto se ha registrado un descenso no significativo (Figura 15b).

4.4.2. Tormenta Severa (SevTD).

El mayor número de horas medias anuales de SevTD se concentra en el noreste peninsular. En esta zona de la Península, se registran, en general, más de 20 horas medias anuales; mientras que en el interior peninsular se registran, de media, menos de 10 horas anuales. Otra zona con un número importante de horas medias anuales de SevTD es la provincia de Cádiz, superando las 30 horas anuales. Asimismo, hay que destacar que los sistemas montañosos presentan valores más altos (> 20 horas anuales) que los territorios cercanos. Las Islas Baleares presentan valores moderados de horas anuales de SevTD (> 20 horas anuales) (Figura 16a).

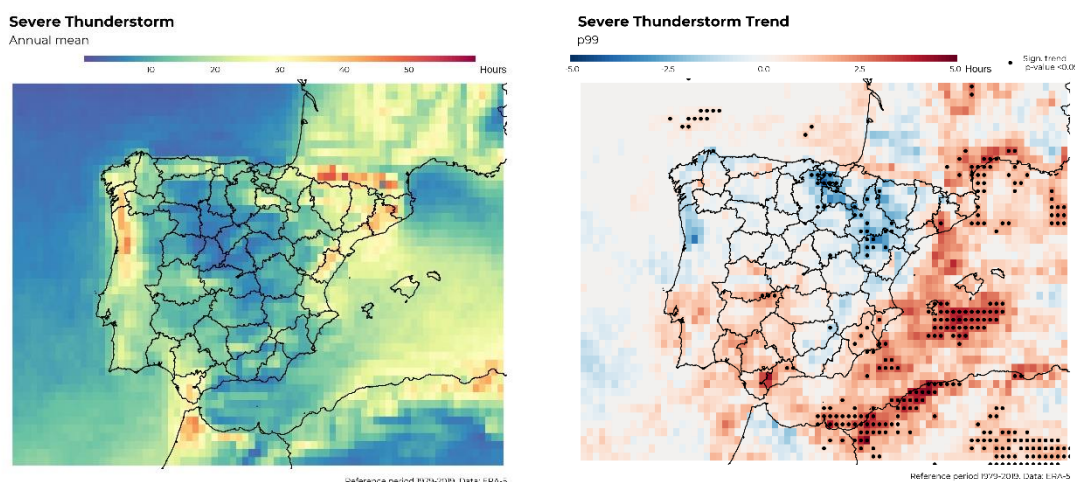


Figura 16: (a) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa; (b) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa en el período 1979-2019.

En todo el eje del valle del Ebro se ha registrado un descenso del número de horas medias anuales de SevTD (-2.5/-4 horas anuales por década), siendo significativo en numerosos puntos. Sin embargo, en el cuadrante suroeste de la península ibérica la tendencia muestra un ascenso moderado no significativo de entorno 2 horas anuales por década (Figura 16b). Asimismo, en la provincia de Barcelona también se ha registrado un aumento no significativo de las horas anuales de SevTD (+2.5 horas anuales por década). En el entorno sur de las Islas Baleares se ha registrado un importante aumento y significativo de las horas anuales de SevTD (+2.5/4 horas anuales por década).

4.4.3. Tormenta Tornádica (TorTD).

El número de horas anuales de TorTD más elevado en la Península se concentra en las zonas costeras o influencia marítima y la provincia de Huesca. Es en los Pirineos donde se registra el máximo, superando las 6 horas medias anuales. En el interior peninsular las horas de TorTD son muy bajas, tendiendo a nulas (Figura 17a). Las Islas Baleares muestran más de 3 horas medias anuales, siendo un ambiente moderado para la formación de tornados.

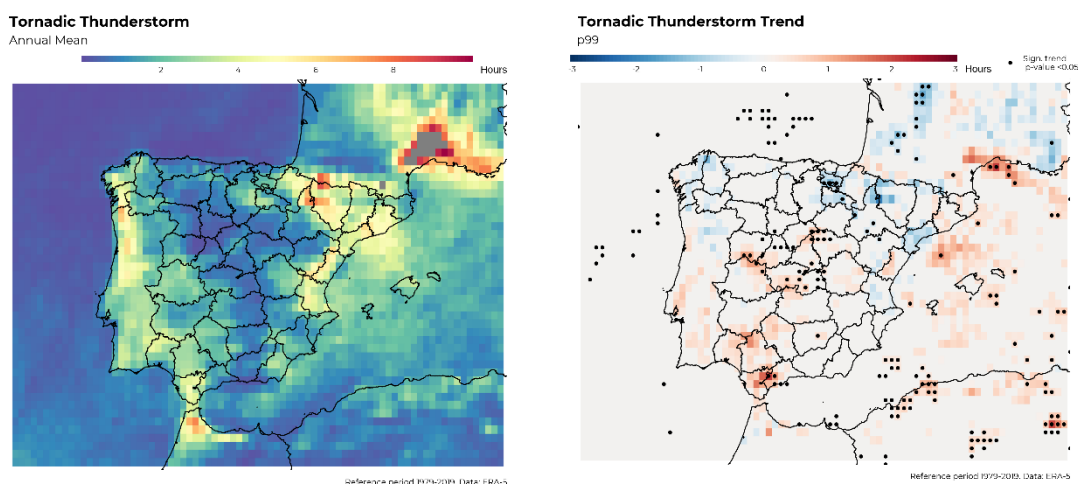


Figura 17: (a) Distribución espacial de las horas medias anuales del proxy de tormenta tornádica; (b) Tendencia de las horas medias anuales del proxy de tormenta severa en el período 1979-2019.

La tendencia de las horas anuales de ambientes tornádicos revela que, en general, ha sido neutra. En algunos puntos de la Península ha habido aumentos y descensos significativos, pero lo que ha predominado es la neutralidad (Figura 17b). Hay que destacar el extremo suroeste peninsular, siendo la zona con mayor aumento de horas de tormentas tornádicas (+2 horas anuales por década).

4.4.4. Tendencias por unidades de relieve.

Finalmente, se ha hecho una regionalización de la España peninsular e Islas Baleares en función de la distribución de las supercélulas en el período 2011-2020 para analizar las tendencias de tormentas someras y severas y relacionar, ambos proxies, con el número de supercélulas en cada unidad de relieve en España. La regionalización, o unidades de relieve en España, escogida se muestra en la Figura 18.



Figura 18: Unidades de relieve en España.

La región con mayor número y aumento en los últimos 40 años de horas anuales de tormentas severas y someras ha sido las Cordilleras Catalanas, sin embargo, no ha sido correspondido con un mayor número de supercélulas observadas. Por otro lado, la Depresión del Ebro ha registrado un descenso en los últimos 40 años tanto de TD como de SevTD, pero, sin embargo, registra el mayor número de supercélulas observadas. Respecto al resto de regiones mostradas en la Figura 19, la tónica general es el descenso en TD, pero en SevTD el descenso es menor o es neutro. Asimismo, en las Cordilleras Béticas no ha habido ni aumento ni descenso de las horas de TD y SevTD.

En los últimos 10-15 años se observa en la gran mayoría de regiones un aumento del número de horas tanto de TD como de SevTD. Sin embargo, el número de años es escaso para ver si es una tendencia consiste y, posiblemente, significativa. En el Anexo I se muestran el resto de las unidades de relieves españolas.

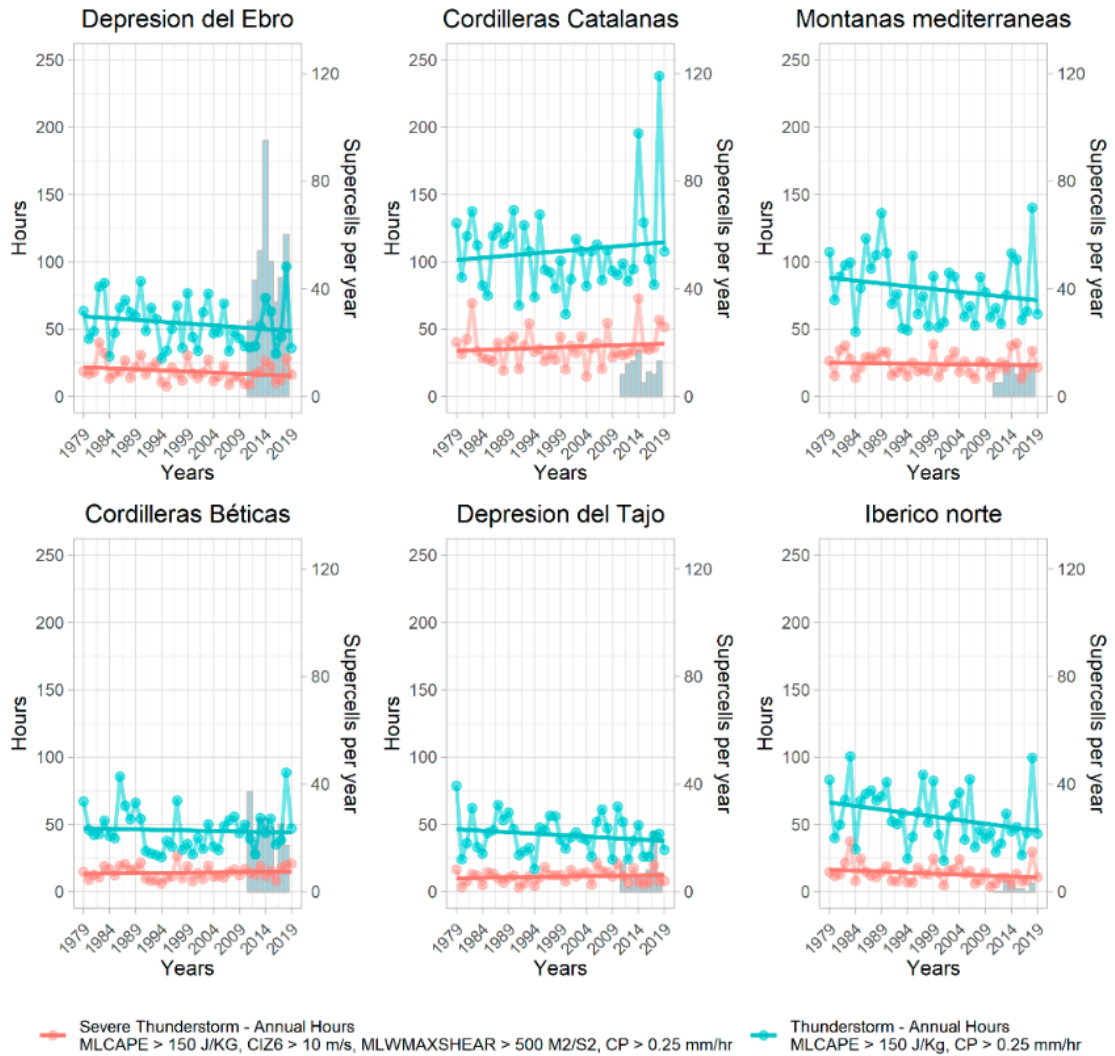


Figura 19: Tendencias de los proxies convectivos en el período 1979-2019 de las unidades de relieve con mayor número de supercélulas observadas en el período 2011-2019.

5. Discusión

En el paradigma actual de incremento de temperaturas debido a la emisión de gases de efecto invernadero, la caracterización convectiva de un territorio es importante para conocer, evaluar y mitigar los riesgos convectivos asociados. España es un territorio que va a sufrir de forma significativa los efectos del cambio climático en los próximos años (IPCC, 2018; Cramer et al., 2020, Trambly et al., 2020) y una forma en la que va a actuar va a ser en los fenómenos convectivos atmosféricos (Púčik et al., 2017; Rädler et al., 2019).

La tasa de cambio de temperatura en la vertical (LR) en los últimos 40 años en sus diferentes medidas ha tenido un incremento significativo en el interior peninsular. El LR describe los gradientes verticales de la atmósfera y, si excede los $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ puede estar relacionado con ambientes proclives para la formación de tormentas severas (Brooks et al., 2003; Banacos y Ekster, 2010; Taszarek et al., 2017 y 2021). Por lo tanto, se han incrementado los ambientes potenciales de formación de tormentas severas en el interior español. Este patrón de aumento del LR puede estar relacionado con pequeños cambios en la humedad cercana a la superficie, que, según Taszarek et al., 2021 y Byrne y O’Gorman, 2016, con un incremento de temperatura y una reducción de la humedad se incrementa la capa de mezcla profunda que implica un aumento de la inestabilidad.

La reducción significativa de la CAPE en el interior peninsular puede estar relacionada con una reducción significativa en el interior de la temperatura de punto de rocío (DWPT) a 2 metros (Figura 20). La DWPT está muy relacionada con humedad relativa de cada estrato de la atmósfera, dado que es la relación de humedad relativa y temperatura (si la temperatura es de 20°C y la DWPT es de 18°C , el ambiente tendrá un alto contenido de humedad; sin embargo, si la DWPT es 1°C , el ambiente será muy seco) (Wallace y Hobbs, 2010). Por lo tanto, es plausible que haya aumentado el LR en general en España (y sobre todo en el interior peninsular) y la CAPE se haya reducido significativamente en el interior peninsular, dado que estas dos variables están intrínsecamente relacionadas debido a que ambas evalúan, en su distinto grado, la inestabilidad atmosférica. Asimismo, el incremento que se ha constatado en las regiones más mediterráneas y, sobre todo, en la cuenca del mediterráneo, puede estar relacionado con un incremento de la temperatura de superficie, un incremento de la temperatura de superficie del mar, el cual, a su vez, propicia un aumento de la humedad en niveles bajos, que hace aumentar la energía convectiva en el Mediterráneo.

Sin embargo, la presencia únicamente de inestabilidad y energía convectiva no es suficiente para la formación de tormentas, dado que la iniciación convectiva es necesaria para consumir toda la CAPE disponible (Taszarek et al., 2021). Este proceso puede ser inhibido si hay estratos estables con flotabilidad negativa en la baja tropósfera, es decir, si hay altos valores de CIN. Los bajos valores en el interior de la península son lógicos debido a que a la elevada altitud permite que el ascenso de las burbujas de aire caliente sobre la parcela de aire comience con CIN cero (Mombiona, 2017).

Altos valores de la velocidad del viento en altura permiten que la cizalladura sea más elevada y, por lo tanto, una mayor organización y severidad de las tormentas. En la predicción de situaciones de tormentas severas, es primordial que, en primer lugar, se analice la velocidad del viento y el geopotencial a 500 hPa y a 300 hPa para delimitar las zonas con una mayor advección de vorticidad que, a su vez, son las zonas con posibles valores de cizalladura más altos. El aumento de cizalladura en la mitad oeste peninsular y el descenso en el este peninsular puede estar relacionado con cambios en la intensidad de la corriente en chorro en altura (Archer y Caldeira, 2008; Peña-Ortiz et al., 2013), siendo un resultado de la reducción del gradiente térmico horizontal entre las latitudes medias y el Ártico (Coumou et al., 2015) debido al mayor aumento de temperatura en latitudes altas que en latitudes medias. Asimismo, en relación con el aumento de helicidad en el interior peninsular, la posible causa es la misma que la cizalladura.

2-meters Dew Point Temperature Trend

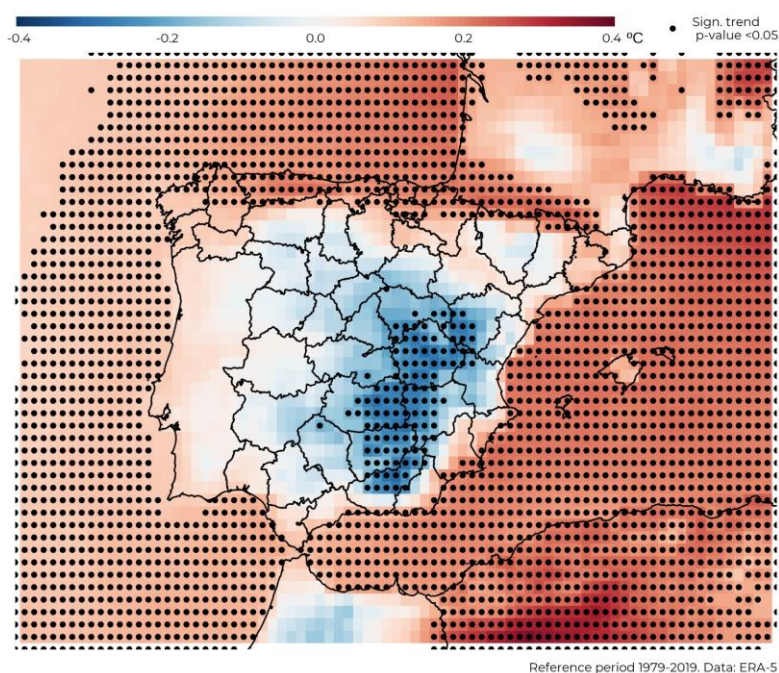


Figura 20: Tendencia de la temperatura del punto de rocío mensual a 2 metros en el período 1979-2019

Los índices convectivos demuestran que son un producto importante en localizar zonas potenciales de la formación de la convección organizada o tormentas tornádicas. Sin embargo, las fórmulas hay que redefinirlas para la región europea, dado que originalmente están desarrolladas para los Estados Unidos, y los valores son significativamente más altos, hasta el punto de que no se pueden realizar comparaciones realistas ni establecer umbrales. El aumento de SCP y STP en la cuenca del mediterráneo puede estar relacionado con el incremento de temperatura y, este a su vez, con el incremento del contenido de humedad en la atmósfera.

Los *proxies* convectivos permiten evaluar el riesgo de tormentas de forma más fidedigna si no se tienen datos de observaciones de reportes por tiempo severo. Asimismo, los *proxies* permiten a las administraciones realizar una gestión del territorio en función del riesgo convectivo. En España, las tormentas someras (no implican un gran riesgo para la población y para el territorio) se han reducido en el interior peninsular y han incrementado ligeramente en partes del arco mediterráneo; mientras que en las tormentas severas -que sí que implican un gran riesgo para la población y para el territorio en forma de inundaciones rápidas, granizo severo, tornados, etc.- ha sufrido una reducción en el eje del valle del Ebro, pero ha incrementado en distintos puntos del arco mediterráneo, Islas Baleares (siendo significativa) y suroeste español. Las tormentas asociadas con tornados no son numerosas en España, pero en los últimos 40 años se ha incrementado el riesgo en el suroeste peninsular y en partes de la costa de Cataluña, que puede estar asociado a eventos en la temporada fría y DANAs, respectivamente.

Centrándose en distintas zonas de España, se ha incrementado el riesgo de forma más pronunciada en las Cordilleras Catalanas, pero esto no se ve reflejado en el número de supercélulas por año, que no ha aumentado. Sin embargo, en la Depresión del Ebro se observa un claro descenso del riesgo convectivo (excepto en los 10 últimos años), aunque el número de supercélulas es superior a las Cordilleras Catalanas.

Por lo tanto, los *proxies* convectivos son una importante ayuda para gestionar el territorio de forma adecuada y adaptar los planes de protección civil a cada región en función de su exposición al riesgo.

5.1. Implicaciones de las TIG en la meteorología y la climatología

Las tecnologías de la información geográfica (TIG) han facilitado, facilitan y facilitarán el estudio de la climatología y la meteorología en todas sus escalas, tanto espacialmente como temporalmente. Dentro de las TIG, son los sistemas de información geográfica (SIG) y la teledetección las herramientas que más se utilizan en climatología y meteorología. Uno de los ejemplos más importantes y con más futuro es el *nowcasting*, que es la predicción a muy corto plazo (inferior a 60 minutos). El *nowcasting* combina las distintas formas de teledetección actualmente aplicadas en meteorología (activa y pasiva) con simulaciones numéricas de alta (o muy alta) resolución y *machine learning* para la predicción de fenómenos meteorológicos adversos (FMA). Todo ello volcado en un SIG, permitiendo conocer al momento la población potencial expuesta al riesgo meteorológico.

En los últimos años han surgido distintos proyectos de índole meteorológica y climatológica basados en las TIG. Un ejemplo de ello es, como se ha comentado en la introducción y utilizado en este trabajo, la base de datos de Supercélulas de Martín et al. (2020). En ella se identifica a través de radar (teledetección activa) y se espacializa (SIG) las supercélulas que se han desarrollado en España (excepto Canarias) en los últimos 11 años hasta la actualidad. Gracias a tener los datos espaciales de las supercélulas en un SIG, permite evaluar la exposición de la población al peligro que supone las supercélulas a bienes y a personas.

En este trabajo ha habido diferentes limitaciones, pero el principal ha sido computacionalmente. Se ha trabajado a una resolución espacial alta si tenemos en cuenta el resto de reanálisis atmosféricos, pero baja si tenemos en cuenta que existía la posibilidad de hacer un downscaling dinámico y trabajar con un paso de malla inferior a 5 kilómetros, en vez de los 31 kilómetros que ofrece ERA5. Sin embargo, esta opción era inviable en ordenadores personales dado que para hacer el downscaling dinámico es necesario utilizar un modelo de área limitada que se resuelve mediante métodos numéricos. Asimismo, si se hubiera podido realizar, la aproximación a la realidad hubiera sido más fidedigna. Aun así, el reanálisis atmosférico ERA5 es, actualmente, la mejor base de datos atmosférica que se puede utilizar en cualquier campo científico.

El software de open-source que se ha utilizado en este trabajo ha sido primordial. Si no se hubiera trabajado con los lenguajes de programación R y Python, hubiera sido imposible realizar el análisis espacial hecho. Esto es debido porque se han tratado más de 350.000 instantes temporales en una malla de más de 4000 puntos horizontales y 37 puntos verticales. Tras ello, zonificar España para obtener sus tendencias de forma automática tampoco hubiera sido posible si no hubiera sido mediante lenguajes de programación open-source.

Por lo tanto, las TIG permiten analizar, evaluar y diagnosticar los distintos paradigmas que plantea la climatología y la meteorología pasada, actual y futura. En los próximos años, y muy posiblemente en el próximo Plan de Meteoadvertencia de la AEMET, los avisos meteorológicos estén basados en el impacto a la población y todo esté recogido en un SIG. Un ejemplo es la ShinyApp de Dominic Royé (<https://x801.shinyapps.io/alertasmeteo/>), donde recoge la población afectada por cada aviso meteorológico activado por la AEMET.

6. Conclusiones

En este Trabajo Fin de Máster se ha estudiado las variables convectivas que explican la formación de tormentas en España y su evolución en el período 1979-2019 mediante el reanálisis atmosférico de ERA5 de forma horaria. Esto ha permitido analizar y evaluar el riesgo convectivo en la España peninsular e Islas Baleares.

La inestabilidad atmosférica ha aumentado significativamente, especialmente, en el interior peninsular según el LR85; mientras que, según LR03, el aumento significativo de la inestabilidad atmosférica ha sido generalizado. En el arco y la cuenca del mediterráneo se ha reducido en la medida del LR85.

En los últimos 40 años se ha reducido significativamente la CAPE en el interior peninsular. Sin embargo, en el arco mediterráneo, se ha registrado un aumento de CAPE. La reducción significativa de la CAPE en el interior podría estar ligada a una reducción de la temperatura del punto de rocío a 2 metros debido al incremento de temperatura y reducción del contenido de humedad en la atmósfera. Asimismo, la energía que inhibe el desarrollo de la convección se ha reducido principalmente en las zonas de costas y aumentado en el sur peninsular.

La cizalladura y la helicidad relativa de la tormenta, que permite la organización del sistema, ha aumentado significativamente en el interior peninsular y se ha reducido en la mitad este peninsular. Su causa puede ser debido a un menor gradiente de temperatura horizontal entre el ártico y latitudes medias.

La SCP y STP se ha incrementado significativamente en el arco y cuenca del mediterráneo; sin embargo, se ha reducido en el interior peninsular de forma significativa en algunas zonas. Asimismo, el índice STP el valor no es muy elevado debido a la escasez de humedad que se registra en la península ibérica.

El número de horas de tormentas, tanto severas, tornádicas como someras, se están reduciendo significativamente en el interior peninsular, mientras que en la cuenca del mediterráneo esta aumento. Asimismo, en el suroeste peninsular, aumenta el número de horas de SevTD.

Por lo tanto, el riesgo convectivo o de tormentas en España, en general, se ha reducido en los últimos 40 años. Sin embargo, en el riesgo ha aumentado en zonas con mayor densidad de población como es el arco mediterráneo.

Por último, este trabajo va a continuar aumentando el período de referencia desde 1950 hasta la actualidad -está en revisión el reanálisis de ERA5 desde 1950-, centrándonos en los ambientes convectivos a resoluciones más grandes mediante *downscaling* dinámico y estudiar la afcción de la convección organizada en España con los potenciales de población.

7. Bibliografia

- Allen, J. T., & Tippett, M. K. (2015). The Characteristics of United States Hail Reports: 1955-2014. *Electronic J. Severe Storms Meteor*, 10(3), 1–31. Retrieved from <http://www.spc.noaa.gov/wcm/>
- Allen, J. T., & Karoly, D. J. (2014). A climatology of Australian severe thunderstorm environments 1979-2011: Inter-annual variability and ENSO influence. *International Journal of Climatology*, 34(1), 81–97. <https://doi.org/10.1002/joc.3667>
- Allen, J. T., Karoly, D. J., & Mills, G. A. (2011). A severe thunderstorm climatology for Australia and associated thunderstorm environments. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 61(3), 143–158. <https://doi.org/10.22499/2.6103.001>
- Aran, M., Amaro, J., Arús, J., Bech, J., Figuerola, F., Gayà, M., & Vilaclara, E. (2009). Synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado event in Castellcir, Catalonia, on 18th October 2006. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.031>
- Archer, C. L., & Caldeira, K. (2008). Historical trends in the jet streams. *Geophysical Research Letters*, 35(8), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL033614>
- Banacos, P. C., & Ekster, M. L. (2010). The association of the elevated mixed layer with significant severe weather events in the northeastern United States. *Weather and Forecasting*, 25(4), 1082–1102. <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222363.1>
- Bech, J., Arús, J., Castán, S., Pineda, N., Rigo, T., Montanyà, J., & van der Velde, O. (2015). A study of the 21 March 2012 tornadic quasi linear convective system in Catalonia. *Atmospheric Research*, 158–159(March 2012), 192–209. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.08.009>
- Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., Aran, M., Amaro, J., Gayà, M., ... der Velde, O. van. (2011). A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part I: Overview, damage survey and radar analysis. *Atmospheric Research*, 100(4), 621–637. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.12.024>
- Brooks, H. E. (2013). Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research*, 123, 129–138. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.04.002>
- Brooks, H. E., Lee, J. W., & Craven, J. P. (2003). The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmospheric Research*, 67–68, 73–94. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00045-0](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00045-0)
- Byrne, M. P., & O’Gorman, P. A. (2016). Understanding decreases in land relative humidity with global warming: Conceptual model and GCM simulations. *Journal of Climate*, 29(24), 9045–9061. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0351.1>
- Calvo-Sancho, C., & Martín, Y. (2020). *The influence of synoptic weather patterns in supercell formation in Spain*. 118(1), 2019.
- Calvo-Sancho, C., & Martín, Y. (2021). *Supercell Pre-convective Environments in Spain: a dynamic downscaling of ERA-5 Reanalysis*. 5194.

- Castro, A., Sánchez, J. L., & Fraile, R. (1992). Statistical comparison of the properties of thunderstorms in different areas around the Ebro-Valley (Spain). *Atmospheric Research*, 28(3–4), 237–257. [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(92\)90011-X](https://doi.org/10.1016/0169-8095(92)90011-X)
- Coffer, B. E., Taszarek, M., & Parker, M. D. (2020). Near-ground wind profiles of tornadic and nontornadic environments in the united states and europe from ERA5 reanalyses. *Weather and Forecasting*, 35(6), 2621–2638. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-20-0153.1>
- Consorcio de Compensación de Seguros. (2016). Estadística de Riesgos Extraordinarios. Serie 1971-2019. Accedido 8 junio de 2021. https://www.conorseguros.es/web/documents/10184/44193/Estadistica_Riesgos_Extraordnarios_1971_2014/14ca6778-2081-4060-a86d-728d9a17c522
- Coumou, D., Lehmann, J., & Beckmann, J. (2015). The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes. *Science*, 348(6232), 324–327. <https://doi.org/10.1126/science.1261768>
- Craven, J. P., & Brooks, H. E. (2004). Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *National Weather Digest*, 28, 13–24.
- Doswell, C. A., Brooks, H. E., & Maddox, R. A. (1996). Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11(4), 560–581. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2)
- Feng, Z., Houze, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., ... Homeyer, C. R. (2019). Spatiotemporal characteristics and large-scale environments of mesoscale convective systems east of the rocky mountains. *Journal of Climate*, 32(21), 7303–7328. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0137.1>
- Forzieri, G., Feyen, L., Russo, S., Vousdoukas, M., Alfieri, L., Outten, S., ... Cid, A. (2016). Multi-hazard assessment in Europe under climate change. *Climatic Change*, 137(1–2), 105–119. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1661-x>
- García-Ortega, E., López, L., & Sánchez, J. L. (2011). Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmospheric Research*, 100(4), 401–427. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.08.023>
- Gayà, M., Homar, V., Romero, R., & Ramis, C. (2001). Tornadoes and waterspouts in the Balearic Islands: Phenomena and environment characterization. *Atmospheric Research*, 56(1–4), 253–267. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(00\)00076-4](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(00)00076-4)
- Gayà, M., Llasat, M. C., & Arús, J. (2011). Tornadoes and waterspouts in Catalonia (1950–2009). *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(7), 1875–1883. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1875-2011>
- Gayà, M. (2007). The 1886 tornado of Madrid. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 201–210. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.10.017>
- Gayà, M. (2011). Tornadoes and severe storms in Spain. *Atmospheric Research*, 100(4), 334–343. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.019>

- Gensini, V. A., & Ashley, W. S. (2011). Climatology of Potentially Severe Convective Environments from the North American Regional Reanalysis. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*, 6(8), 1–40.
- Gensini, V. A., & DE GUENNI, L. B. (2019). Environmental covariate representation of seasonal U.S. tornado frequency. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(6), 1353–1367. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0305.1>
- Grams, J. S., Thompson, R. L., Snively, D. V., Prentice, J. A., Hodges, G. M., & Reames, L. J. (2012). A climatology and comparison of parameters for significant tornado events in the United States. *Weather and Forecasting*, 27(1), 106–123. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00008.1>
- Groenemeijer, P., Púčik, T., & Tsonevsky, I. (2021). Vertical Wind Shear and Convective Storms. *ECMWF-Technical Memo*.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Homar, V., Gayà, M., Romero, R., Ramis, C., & Alonso, S. (2003). Tornadoes over complex terrain: An analysis of the 28th August 1999 tornadic event in eastern Spain. *Atmospheric Research*, 67–68(August 1999), 301–317. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00064-4](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00064-4)
- IPCC (2018). Global Warming of 1.5°C. *IPCC*, 630 pp.
- Johns, R. H., & Doswell, C. A. (1992). Severe Local Storms Forecasting. *Weather and Forecasting*, 7.
- Kaltenböck, R., Diendorfer, G., & Dotzek, N. (2009). Evaluation of thunderstorm indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storm reports. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 381–396. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.11.005>
- Li, F., Chavas, D. R., Reed, K. A., & Dawson, D. T. (2020). Climatology of severe local storm environments and synoptic-scale features over North America in ERA5 reanalysis and CAM6 simulation. *Journal of Climate*, 33(19), 8339–8365. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0986.1>
- Long, S. M., Li, G., Hu, K., & Ying, J. (2020). Origins of the IOD-like biases in CMIP multimodel ensembles: The atmospheric component and ocean-atmosphere coupling. *Journal of Climate*, 33(24), 10437–10453. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0346.1>
- López, L., & Sánchez, J. L. (2009). Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 358–368. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.028>
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. In *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. <https://doi.org/10.1002/9780470682104>
- Martín, Y., Cívica, M., & Pham, E. (2020). Constructing a Supercell Database in Spain Using Publicly Available Two-Dimensional Radar Images and Citizen Science. *Annals of the American Association of Geographers*, 0(0), 1–21. <https://doi.org/10.1080/24694452.2020.1812371>

- Martín León, F., Elizaga Rodríguez, F., Carretero Porris, O., San Ambrosio Beirán, I. (2007) Diagnóstico y predicción de la convección profunda. Nota técnica STAP 35. AEMET
- Merino, A., García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J. L., & Guerrero-Higueras, A. M. (2013). Synoptic environment, mesoscale configurations and forecast parameters for hailstorms in Southwestern Europe. *Atmospheric Research*, *122*, 183–198. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.021>
- Momblona, D. Convección en la sierra de Gudar: caso de estudio del 20 de agosto de 2016. AEMET.
- Moncrieff, M. W., & Miller, M. J. (1976). The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *102*(432), 373–394. <https://doi.org/10.1002/qj.49710243208>
- Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., van der Velde, O., Clapers, P., Solà, G., ... Romero, D. (2009). Study of the total lightning activity in a hailstorm. *Atmospheric Research*, *91*(2–4), 430–437. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.008>
- Mora, M., Riesco, J., De Pablo Dávila, F., & Rivas Soriano, L. (2015). Atmospheric background associated with severe lightning thunderstorms in central Spain. *International Journal of Climatology*, *35*(4), 558–569. <https://doi.org/10.1002/joc.4002>
- Pacey, G. P., Schultz, D. M., & Garcia-Carreras, L. (2021). Severe convective windstorms in Europe: Climatology, preconvective environments, and convective mode. *Weather and Forecasting*, *36*(1), 237–252. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-20-0075.1>
- Pena-Ortiz, C., Gallego, D., Ribera, P., Ordonez, P., & Del Carmen Alvarez-Castro, M. (2013). Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *118*(7), 2702–2713. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50305>
- Pineda, N., Rigo, T., Montanyà, J., & van der Velde, O. A. (2016). Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmospheric Research*, *178–179*, 31–44. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.010>
- Púčik, T., Groenemeijer, P., Rýva, D., & Kolář, M. (2015). Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in central Europe. *Monthly Weather Review*, *143*(12), 4805–4821. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0104.1>
- Púčik, T., Groenemeijer, P., Rädler, A. T., Tijssen, L., Nikulin, G., Prein, A. F., ... Teichmann, C. (2017). Future changes in European severe convection environments in a regional climate model ensemble. *Journal of Climate*, *30*(17), 6771–6794. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0777.1>
- Rädler, A. T., Groenemeijer, P. H., Faust, E., Sausen, R., & Púčik, T. (2019). Frequency of severe thunderstorms across Europe expected to increase in the 21st century due to rising instability. *Npj Climate and Atmospheric Science*, *2*(1), 3–7. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0083-7>
- Ramis, C., Romero, R., & Homar, V. (2009). The severe thunderstorm of 4 October 2007 in Mallorca: An observational study. *Natural Hazards and Earth System Science*, *9*(4), 1237–1245. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1237-2009>

- Rasmussen, E. N., & Blanchard, D. O. (1998). A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 13(4), 1148–1164. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<1148:ABCOSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<1148:ABCOSD>2.0.CO;2)
- Riemann-Campe, K., Fraedrich, K., & Lunkeit, F. (2009). Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 534–545. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.037>
- Rigo, T., & Llasat, M. C. (2004). A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1), 59–68. <https://doi.org/10.5194/nhess-4-59-2004>
- Rigo, T., & Pineda, N. (2016). Inferring the Severity of a Multicell Thunderstorm Evolving to Supercell, by Means of Radar and Total Lightning. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*, 11(2), 1–21.
- Rodríguez, O., & Bech, J. (2021). Tornadic environments in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands based on ERA5 reanalysis. *International Journal of Climatology*, 41(S1), E1959–E1979. <https://doi.org/10.1002/joc.6825>
- Rodríguez, O., & Bech, J. (2018). Sounding-derived parameters associated with tornadic storms in Catalonia. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2400–2414. <https://doi.org/10.1002/joc.5343>
- Romero, R., Gayà, M., & Doswell, C. A. (2007). European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 389–404. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.06.011>
- Romero, R., Ramis, C., Alonso, S., Doswell, C. A., & Stensrud, D. J. (1998). Mesoscale model simulations of three heavy precipitation events in the western mediterranean region. *Monthly Weather Review*, 126(7), 1859–1881. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1859:MMSOTH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1859:MMSOTH>2.0.CO;2)
- Romps, D. M., Seeley, J. T., Vollaro, D., & Molinari, J. (2014). Projected increase in lightning strikes in the united states due to global warming. *Science*, 346(6211), 851–854. <https://doi.org/10.1126/science.1259100>
- Sánchez-Laulhé, J. M. (2005). El Tornado de Cadiz de 1671. *INM*, 11–15.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Taszarek, M., Allen, J. T., Groenemeijer, P., Edwards, R., Brooks, H. E., Chmielewski, V., & Enno, S. E. (2020). Severe convective storms across Europe and the United States. Part I: Climatology of lightning, large hail, severe wind, and tornadoes. *Journal of Climate*, 33(23), 10239–10261. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0345.1>
- Taszarek, M., Allen, J. T., & Brooks, H. E. (n.d.). *Environments in a Warming Climate*. 296–322.
- Taszarek, M., Allen, J., Púčik, T., Groenemeijer, P., Czernecki, B., Kolendowicz, L., ... Schulz, W. (2019). A climatology of thunderstorms across Europe from a synthesis of multiple

- data sources. *Journal of Climate*, 32(6), 1813–1837. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0372.1>
- Taszarek, M., Brooks, H. E., & Czernecki, B. (2017). Sounding-derived parameters associated with convective hazards in Europe. *Monthly Weather Review*, 145(4), 1511–1528. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0384.1>
- Taszarek, M., Brooks, H. E., Czernecki, B., Szuster, P., & Fortuniak, K. (2018). Climatological aspects of convective parameters over Europe: A comparison of ERA-interim and sounding data. *Journal of Climate*, 31(11), 4281–4308. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0596.1>
- Taszarek, M., Kendzierski, S., & Pilguy, N. (2020). Hazardous weather affecting European airports: Climatological estimates of situations with limited visibility, thunderstorm, low-level wind shear and snowfall from ERA5. *Weather and Climate Extremes*, 28(January), 100243. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2020.100243>
- Thompson, R. L., Mead, C. M., & Edwards, R. (2007). Effective storm-relative helicity and bulk shear in supercell thunderstorm environments. *Weather and Forecasting*, 22(1), 102–115. <https://doi.org/10.1175/WAF969.1>
- Tippett, M. K., & Koshak, W. J. (2018). A Baseline for the Predictability of U.S. Cloud-to-Ground Lightning. *Geophysical Research Letters*, 45(19), 10,719–10,728. <https://doi.org/10.1029/2018GL079750>
- Tippett, M. K., Lepore, C., Koshak, W. J., Chronis, T., & Vant-Hull, B. (2019). Performance of a simple reanalysis proxy for U.S. cloud-to-ground lightning. *International Journal of Climatology*, 39(10), 3932–3946. <https://doi.org/10.1002/joc.6049>
- Tippett, M. K., Sobel, A. H., & Camargo, S. J. (2012). Association of U.S. tornado occurrence with monthly environmental parameters. *Geophysical Research Letters*, 39(2), 2–7. <https://doi.org/10.1029/2011GL050368>
- Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S. M., Volaire, F., Boone, A., ... Polcher, J. (2020). Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Science Reviews*, 210(September), 103348. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>
- Trapp, R. J., Diffenbaugh, N. S., Brooks, H. E., Baldwin, M. E., Robinson, E. D., & Pal, J. S. (2007). Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(50), 19719–19723. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705494104>
- Trapp, R. J., Diffenbaugh, N. S., & Gluhovsky, A. (2009). Transient response of severe thunderstorm forcing to elevated greenhouse gas concentrations. *Geophysical Research Letters*, 36(1), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL036203>
- van den Broeke, M. S., Schultz, D. M., Johns, R. H., Evans, J. S., & Hales, J. E. (2005). Cloud-to-ground lightning production in strongly forced, low-instability, convective lines associated with damaging wind. *Weather and Forecasting*, 20(4), 517–530. <https://doi.org/10.1175/WAF876.1>

Vasquez, T. (2010). Severe Storm Forecasting. *Weather Graphics*.

Weisman, M. L., & Klemp, J. B. (1982). The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Monthly Weather Review*, Vol. 110, pp. 504–520. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2)

Westermayer, A. T., Groenemeijer, P., Pistotnik, G., Sausen, R., & Faust, E. (2017). Identification of favorable environments for thunderstorms in reanalysis data. *Meteorologische Zeitschrift*, 26(1), 59–70. <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0754>

Wilhelm, J., Blahak, U., Feger, R., Wapler, K., Potthast, R., Kunz, M., & Wilhelm, J. (2021). Influence of atmospheric ambient conditions on the life cycle and the predictability of convective cells. (April), 2–3. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11280.53763>

8. Anexo I

