

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

ESCOLA POLITÈCNICA SUPERIOR DE GANDIA

Máster en Eval. Amb. Ecosistemas Marinos y Cost.



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA



ESCOLA POLITÈCNICA
SUPERIOR DE GANDIA

“Tendencias de la velocidad de la brisa marina en el este de la Península Ibérica, 1961–2019”



CIDE Centro de Investigaciones
Sobre Desertificación

 **CSIC**
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

TRABAJO FINAL DE MÁSTER

presentado como requisito para optar al título de:
*Magister en Evaluación y Seguimiento Ambiental
de los Ecosistemas Marinos y Costeros*

Autora:

Shalenys Bedoya Valestt

Director:

Dr. César Azorín-Molina (CIDE-CSIC)

Co-director:

Dr. Víctor Sánchez Morcillo (EPSG-UPV)

GANDIA, 2020

TFM de Investigación

Resumen

Este trabajo aborda por primera vez una laguna en el conocimiento de las tendencias y variabilidad climática decadal de la velocidad del viento asociada a episodios de brisa marina, así como la influencia de la circulación atmosférica, en el este de la Península Ibérica durante el periodo 1961-2019. El estudio utilizó datos subdiarios de velocidad media y rachas máximas de viento registrados en 6 estaciones meteorológicas, y aplicó un algoritmo automático de selección de días de brisa marina a partir del cual se identificaron 5285 episodios. Los resultados revelaron un descenso significativo de la velocidad media a escala anual de $-0.08 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) y en verano ($-0.09 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), lo cual es explicado por el Índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi; $r = 0.42$, $p < 0.05$). En el caso de las rachas máximas éstas aumentaron anualmente en $+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p > 0.10$), y significativamente en otoño ($+0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), observándose diferencias espaciales; Alicante presentó un debilitamiento en las rachas máximas ($-0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), mientras que en Valencia se reforzaron ($+0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$). Sin embargo, el WeMOi no tuvo una influencia significativa en el aumento de las rachas máximas. Esta primera aproximación de la influencia de la circulación atmosférica en los cambios observados en las brisas marinas sugiere el hipotético papel que ejercen los forzamientos locales como los cambios de usos del suelo o la baja térmica ibérica.

Palabras clave: velocidad del viento, brisas marinas, tendencias, fenómenos "stilling"- "reversal", Mediterráneo.

Abstract

This work addresses for the first time a gap in the knowledge of decadal climatic trends and variability of wind speed associated with episodes of sea breeze, as well as the influence of atmospheric circulation, in the east of the Iberian Peninsula during the period 1961 -2019. The study used sub-daily data of mean speed and maximum wind gusts recorded in 6 meteorological stations, and applied an automatic algorithm for selecting days of sea breeze from which 5285 episodes were identified. The results revealed a significant decrease in the mean speed on an annual scale of $-0.08 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) and in summer ($-0.09 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), which is explained by the Western Mediterranean Oscillation Index (WeMOi; $r = 0.42$, $p < 0.05$). In the case of maximum gusts, these increased annually by $+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p > 0.10$), and significantly in autumn ($+0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), observing spatial differences; Alicante presented a weakening in the maximum gusts ($-0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), while in Valencia they strengthened ($+0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$). However, the WeMOi did not have a significant influence on the increase in maximum gusts. This first approximation of the influence of atmospheric circulation on the changes observed in sea breezes suggests the hypothetical role of local forcings such as changes in land use or the Iberian thermal drop.

Keywords: wind speed, sea breezes, trends, "stilling" - "reversal" phenomena, Mediterranean.

Agradecimientos

Me gustaría agradecer en especial a mi director César Azorín Molina, quién me introdujo en esta línea de investigación y me guió y animó en todo momento, así como también por darme suficiente autonomía y la oportunidad de ser parte del proyecto IBER-STILLING y del CIDE-CSIC. Sin duda sin él este trabajo no habría sido posible. Muchas gracias César por toda tu ayuda, consejos, confianza, calidad humana y por todo lo que me has enseñado. Tú increíble forma de trabajar facilitaron el desarrollo de este TFM y en especial, ¡gracias por creer en mí! Agradezco además a Víctor Sánchez Morcillo por su revisión, y estar al pendiente siempre. Víctor, gracias por ser un excelente docente, se nota que te apasiona y las clases de oceanografía física fueron mucho más amenas gracias a ti.

Quisiera agradecer también a José A. Guijarro de la AEMET, por proporcionar los datos meteorológicos y por su ayuda en el proceso de control de calidad y homogeneización en CLIMATOL. José A. facilitó el desarrollo del TFM de forma administrativa y mediante esfuerzo computacional. También quiero agradecer a Kaiqiang Deng, colega de César e investigador postdoc del Regional Climate Group (RCG, Universidad de Gotemburgo) en Suecia, quién nos ayudó mediante la obtención de una gran cantidad de datos del modelo JRA-55. Agradezco además al profesor Deliang Chen y a Lorenzo Minola del RCG que, aunque no participaron directamente en el desarrollo de este TFM, me ayudaron en procesos paralelos relacionados a esta línea de investigación y trabajo futuro. Sus consejos sin duda me ayudarán en mi carrera investigadora.

Por supuesto agradezco a todo el claustro de profesores del MEMIC-UPV por la transferencia de conocimiento y consejos. Agradezco también a los revisores de este TFM por sus valiosas sugerencias y a mis amigos y familia tanto en Colombia como en España por todo el apoyo moral y emocional que me brindaron durante todo el máster. En especial quiero agradecer a mis padres Hernán y Nancy, y a Antoni, Rosa y Antonio por recordarme todo el tiempo cuál es mi norte. También quisiera agradecer a Lennin por hacer siempre un gran equipo, y escuchar mi presentación. Gracias, amigo.

Finalmente, quisiera mencionar que este TFM se realizó dentro del marco del proyecto “Evaluación y atribución de la variabilidad de la velocidad media y las rachas máximas de viento: causas del fenómeno *stilling* - IBER-STILLING”, financiado por el Ministerio español de Ciencia e Innovación (RTI2018-095749-A-I00; 108K €) y Ayuda para la contratación de Personal Investigador Ramón y Cajal 2017, cuyo investigador principal es Dr. César Azorín-Molina.

Índice general

Resumen	I
Abstract	I
Agradecimientos	II
Índice de figuras	V
Índice de tablas	VIII
Listado de acrónimos	X
1. Introducción	1
1.1. Generalidades	2
1.1.1. Estructura de la brisa marina	3
1.1.2. Factores de variabilidad	5
1.2. Antecedentes	6
1.2.1. Características de la brisa marina	7
1.2.2. Identificación de eventos de brisa marina	7
1.3. Justificación	10
1.4. Objetivos	11
2. Datos y métodos	12
2.1. Área de estudio	12
2.2. Información utilizada	14
2.2.1. Datos de observación	14
2.2.2. Datos simulados	15
2.2.2.1. Conjunto SIMAR	15
2.2.2.2. Reanálisis JRA-55	16
2.2.2.3. Reanálisis NCEP/NCAR (R1)	17
2.3. Control de calidad, reconstrucción y homogeneización de series observadas de viento 18	
2.4. Método automático para detección de días potenciales de brisas marinas	19
2.4.1. Circulación atmosférica a gran escala	21
2.4.1.1. Índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi)	21
2.4.1.2. Clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison	24
2.4.1.3. Viento geostrófico	25
2.4.2. Circulación atmosférica local	27
2.4.3. Validez del método de detección	27
2.5. Análisis de tendencias y estadística	30
3. Resultados	32
3.1. Climatología de la velocidad de la brisa marina sobre el este de la Península Ibérica	32
3.2. Tendencias y variabilidad multidecadal de la brisa marina	35
3.2.1. Regional	35

3.2.2.	Tendencias a nivel de estación meteorológica	39
3.3.	Distribución espacial de las tendencias de la brisa marina	44
3.4.	Influencia de circulaciones atmosféricas a gran escala	54
3.4.1.	Índice de la oscilación del Mediterráneo occidental	54
3.4.2.	Clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison	58
4.	Discusión	61
	Trabajo Futuro	63
	Conclusiones	65
	Referencias	66

Índice de figuras

Figura 1. Esquema de la estructura de circulación de la brisa marina (fase diurna). Circulación de brisa marina (CBM), Corriente de gravedad de brisa marina (CGB), Capa límite convectiva (CLC), Frente de brisa marina (FBM), Cabeza de frente de brisa (CFB), Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH), Temperatura superficial del mar (TSM). Adaptado de Stull (2017).....	4
Figura 2. Área de estudio. Comunidad Valenciana, España. Se muestran los emplazamientos y estaciones estudiadas: Alicante (1-2), Valencia (3-4) y Castellón (5). En la esquina inferior derecha se observan las orientaciones de las líneas de costa utilizadas para determinar el régimen de viento asociado a brisa marina. Datos de elevación: GEBCO 2019 (https://www.gebco.net/ ; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020).	13
Figura 3. Ubicación de nodos de reanálisis seleccionados: JRA-55 (negro); NCEP/NCAR (azul); y SIMAR (rojo). Asimismo, los nodos 1-4-6 representan las condiciones atmosféricas para Alicante; 2-5-7 para Valencia; y 3-5-8 para Castellón.....	17
Figura 4. Diagrama de flujo del funcionamiento de Climatol, mostrando sus procesos iterativos. Tomado de Guijarro, 2018.	19
Figura 5. Diagrama de flujo de filtros empleados para la selección de días potenciales de brisa marina a partir de criterios alternativos. JC-Lamb: tiempo sinóptico de Jenkinson y Collison, Vg: viento geostrófico, Vdir: dirección del viento, Vx: racha máxima de viento, P: precipitación.	20
Figura 6. Subset de series de la velocidad media de BM. La línea roja representa el valor medio de cada serie. Serie de viento general (gris), serie de brisa marina identificada (negro).....	21
Figura 7. Dipolo barométrico: San Fernando (suroeste de España) y Padua (noreste de Italia)...	22
Figura 8. Diagrama de dispersión entre WeMOi proveniente de datos simulados (NCEP/NCAR) y observados o instrumentales (estaciones). r es el coeficiente de correlación de Pearson y p es la significación estadística.....	24
Figura 9. Distribución de frecuencia de la clasificación de tiempo de Lamb para el período entre 1961-2019. Se resaltan en gris los 8 tiempos sinópticos que favorecen el desarrollo y ocurrencia de la BM.	25
Figura 10. Días potenciales de brisa marina identificados por ambos métodos para el año 2004. BM _{MP} (azul): método propuesto; NB _{MP} -BM _{AM} (gris): método de AM; IBM _{MP-AM} (verde): días de brisa que coinciden en ambos métodos; INBM _{MP-AM} (ocre): días sin brisa que coinciden en ambos métodos.....	29
Figura 11. Número de días potenciales de brisa marina identificados por año y mes para el este de la PI (serie regional) durante 1961-2019.....	30
Figura 12. Distribución espacial de la media y desviación estándar anual y estacional de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante 1961-2019.	33
Figura 13. Serie anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante el período de estudio (1961-2019).	34
Figura 14. Ciclo anual de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante el período de estudio (1961-2019), y diagrama de cajas y bigotes que representa la media, valores mínimos, máximos y variabilidad inter-,mensual del ciclo anual de la serie regional para Vm y Vx de la BM.	34

Figura 15. Series de anomalía anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1}$) para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). Se el filtro gaussiano de paso bajo de 10 años (negro), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010).	37
Figura 16. Tendencia móvil de la anomalía anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). La ventana móvil mínima es de 30 años, y variable hasta el final de la serie. El eje X presenta el último año de cada ventana, por lo que las series se expresan como la anomalía del sub-período de cada ventana. El tamaño de los puntos indica la significación estadística (i.e. punto grande para $p < 0.05$, punto pequeño para $p < 0.10$ y sin punto para tendencias no significativas a $p < 0.10$). Los colores indica la tendencia en $m s^{-1} d^{-1}$	37
Figura 17. Como en la figura 15 pero para las series estacionales.....	38
Figura 18. Como en la figura 16 pero para las series estacionales.....	38
Figura 19. Como en la figura 16 pero para los emplazamientos de Alicante y Valencia.....	42
Figura 20. Como en la figura 19 pero para las series estacionales.....	43
Figura 21. Distribución espacial del signo, magnitud ($m s^{-1} dec^{-1}$) y significancia (triángulos rojos y azules son significativos a $p < 0.05$; azul claro y morado son significativos a $p < 0.10$; y los triángulos con relleno blanco no son significativos a $p < 0.10$) de la tendencia anual y estacional de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina para cada estación durante el período de estudio (1961-2019).	44
Figura 22. Series de anomalía anual de la V_m y V_x de la brisa marina ($m s^{-1}$) para los tres emplazamientos de estudio (Alicante, Valencia y Castellón) durante el período de estudio (1961-2019). Se observa el filtro gaussiano de paso bajo de 10 años (negro), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010).	46
Figura 23. Como en la figura 19 pero para cada estación. V_m (arriba) y V_x (abajo).	48
Figura 24. Como en la figura 22 pero para series estacionales.....	49
Figura 25. Como en la figura 23 pero la V_m de series estacionales.	50
Figura 26. Como en la figura 22 pero para V_x	51
Figura 27. Como en la figura 26 pero para series estacionales.....	52
Figura 28. Como en la figura 25 pero para V_x	53
Figura 29. Series de anomalía anual $WeMO_i$ para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019) en régimen de BM. Se observa la pendiente (rosado) y el filtro gaussiano de paso bajo de 15 años (rojo), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010). Se indica además el signo y magnitud de la pendiente, así como el coeficiente de correlación de Pearson entre la serie $WeMO_i$ y la V_m y la V_x de la BM. La significancia estadística se representa con un (*) si $p < 0.05$ y (·) si $p < 0.10$	54
Figura 30. Tendencia móvil anual $WeMO_i$ para el este de la Península Ibérica en días filtrados de BM (a) y serie completa $WeMO_i$ (b) durante el período de estudio (1961-2019). La ventana móvil mínima es de 30 años, y variable hasta el final de la serie. El eje X presenta el último año de cada ventana, por lo que las series se expresan como la anomalía del sub-período de cada ventana. El tamaño de los puntos indica la significación estadística (i.e. punto grande para $p < 0.05$, punto pequeño para $p < 0.10$ y sin punto para tendencias no significativas a $p < 0.10$). Los colores indica la tendencia en d^{-1}	55
Figura 31. Como en la figura 29 pero para las series estacionales.....	56

Figura 32. Como en la figura 31 pero para las series estacionales. Tendencia para el este de la Península Ibérica en días filtrados de BM (arriba) y serie completa WeMOi (abajo).56

Figura 33. Frecuencia relativa (%) de los tipos de tiempo sinóptico dominantes para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). En negro se encuentran resaltados los tiempos sinópticos que favorecen el desarrollo de eventos de BM.59

Figura 34. Climatología de tiempo sinóptico más frecuente por mes y año en situaciones de BM para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019).....59

Figura 35. Correlación de Pearson mensual entre la V_m y V_x de la BM y la frecuencia relativa de los tiempos sinópticos de Jenkinson y Collison para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). Los colores indican correlaciones positivas (rojo) o negativas (azul), y también se presenta el valor de correlación (r) en negrita dentro de cada cuadrado. La significación estadística (p -valor) también se presenta bajo cada valor de correlación en cursiva.60

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de las estaciones meteorológicas seleccionadas. Latitud y longitud en grados.	14
Tabla 2. Resumen de las bases de datos utilizadas en este estudio y nodos seleccionados. Hg: altura geopotencial; Patm: presión atmosférica; Uwind, Vwind: Componentes zonal y meridional del viento; Wdir: dirección del viento; N: nodos de la figura 3.	15
Tabla 3. Días potenciales de brisa marina identificados para cada estación, emplazamiento y en común (regional) durante el periodo 1961-2019.	20
Tabla 4. Estadística descriptiva básica usada para comparar las series WeMOi provenientes de datos <i>in situ</i> con la serie proveniente de datos simulados (NCEP/NCAR). Min: valor mínimo, Prom: valor promedio, Max: valor máximo, Std: desviación estándar.	23
Tabla 5. Análisis estadístico comparativo entre las series WeMOi provenientes de datos <i>in situ</i> y simulados (NCEP/NCAR). N: número de observaciones, RMSE: raíz cuadrática media del error, r: coeficiente de correlación de Pearson, BIAS: sesgo, BI: índice del sesgo.	23
Tabla 6. Catálogo de los 27 tipos de tiempo sinóptico propuesto por Lamb y automatizados por J&C.	24
Tabla 7. Días potenciales de brisa marina identificados entre 2000-2005 y probabilidades de ajuste entre el método propuesto y el de referencia (azul) para Ciudad Jardín - Alicante. BM: brisa marina, NBM: sin brisa marina, MP: método propuesto, AM: método de referencia de Azorin-Molina et al. (2011b).	29
Tabla 8. Días potenciales de brisa marina identificados en 2004 y probabilidades de ajuste entre el método propuesto y el de referencia para Ciudad Jardín - Alicante. Se presentan las probabilidades mensuales y total anual. BM: brisa marina, NBM: sin brisa marina, MP: método propuesto, AM: método de referencia de Azorin-Molina et al. (2011b).	30
Tabla 9. Tendencia anual, estacional y mensual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1} dec^{-1}$) para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio completo (1961-2019), el período comparativo (1979-2008) y el período climático (1981-2010). Las tendencias se obtuvieron a partir de las series de anomalías del período climático y se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.10$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas.	36
Tabla 10. Como la tabla 9 pero para la Vm de los emplazamientos de Alicante y Valencia.	40
Tabla 11. Como la tabla 9 pero para la Vx de los emplazamientos de Alicante y Valencia.	41
Tabla 12. Frecuencia relativa (en %) de estaciones que mostraron tendencias significativas ($p < 0.05$ y $p < 0.10$) y no significativas ($p < 0.10$) de la Vm de la BM.	45

Tabla 13. Como en la tabla 12 pero para V_x	45
Tabla 14. Tendencia anual y estacional de la V_m de la brisa marina ($m\ s^{-1}\ dec^{-1}$) por cada estación rural (R) o urbana (U), durante los períodos: 1961-2019, 1981-2010 y 1979-2008. Las tendencias se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.1$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas o crecientes, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas o decrecientes.....	47
Tabla 15. Como la tabla 14 pero para V_x	51
Tabla 16. Coeficiente de correlación de Pearson entre la serie $WeMO_i$ y la velocidad media de la BM. Las correlaciones se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.10$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis).....	57
Tabla 17. Como la tabla 16 pero para V_x	57
Tabla 18. Tendencia anual y estacional $WeMO_i$ ($m\ s^{-1}\ dec^{-1}$) por cada estación rural (R) o urbana (U), durante los períodos: 1961-2019, 1981-2010 y 1979-2008. Las tendencias se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.1$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas o crecientes, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas o decrecientes.....	58
Tabla 19. Frecuencia relativa mensual (%) de primer y segundo tiempo sinóptico más frecuente en situaciones de BM para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019)	60

Listado de acrónimos

AEMET	Agencia Española de Meteorología
AM	Método referencia de selección de días de brisa marina para Alicante
BM	Brisa marina
CBM	Celda de circulación de brisa marina
CGB	Corriente de gravedad de brisa marina
CLC	Capa límite convectiva
FBM	Frente de brisa marina
FGP	Fuerza de gradiente de presión
GSM	Modelo espectral global
J&C	Tiempo sinóptico de Jenkinson y Collison
JMA	Agencia Meteorológica Japonesa
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis
MP	Método propuesto para la selección de días potenciales de brisa marina
NAOi	Índice de Oscilación del Atlántico Norte
NBM	Día no potencial de BM
NCAR	Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas
NCEP	Centro Nacional de Predicción Ambiental
P	Precipitación
PI	Península Ibérica
SNHT	Prueba de homogeneidad normal estándar
SLP_s	Serie estandarizada de presión atmosférica en superficie
TSM	Temperatura superficial del mar
UTC	Tiempo universal coordinado
WeMO	Oscilación del Mediterráneo Occidental
WeMOi	Índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental
V20	Ventanas móviles de longitud mínima de 20 años
V30	Ventanas móviles de longitud mínima de 30 años
Vg	Viento geostrófico
Vm	Velocidad media de viento
Vx	Racha máxima de viento
Z	Altura geopotencial

1. Introducción

La brisa marina (BM) juega un rol esencial en la modulación del tiempo y del clima costero ya que transfiere humedad a las superficies continentales desde el océano (Hong, 1988; Sakamoto et al., 2011, Arrillaga et al., 2018), afectando de forma directa a los procesos de (i) evapotranspiración (Boegh et al., 2004); (ii) precipitación (Azorin-Molina et al., 2014a; Comin et al., 2015); o (iii) desertificación terrestre (Bieniek et al., 2015), entre otros muchos. El estudio de la brisa marina se ha abordado por su papel en el desarrollo de tormentas (Azorin-Molina, 2012, 2014b; Bhate et al., 2016; Galanki et al., 2018; Liu et al., 2019; Mazzuca et al., 2019), y se ha demostrado que puede tener efectos relevantes en procesos oceánicos tales como: (i) los flujos aire-océano de CO₂ (Orton et al., 2010); (ii) la salinidad (Geyer, 1997); (iii) evaporación (Shafir et al., 2011; Lensky et al., 2018); (iv) corrientes superficiales (Senthchev et al., 2017); (v) afloramiento costero (Woodson et al., 2007; Orlić et al. 2011; Seroka et al., 2018); (vi) oleaje (Ponce de León y Orfila, 2013); y (vii) en las oscilaciones inerciales del océano (Zhang et al., 2009; Sobarzo et al., 2010). Asimismo, pueden tener un gran impacto sobre las actividades humanas, debido a que cerca del 40% de la población vive en zonas costeras. Por tanto, son varias las investigaciones que han dedicado sus esfuerzos en entender el efecto socioeconómico y ambiental de las BM, especialmente en áreas como (i) la agricultura e hidrología (McVicar et al., 2012); (ii) la industria de la energía eólica (Steele et al., 2013; Archer et al., 2014; Steele et al., 2015); (iii) la dispersión de contaminantes atmosféricos (Loughner et al., 2014; Arrillaga et al., 2018; Mazzuca et al., 2019); y (iv) la salud humana (Patz et al., 2005; Papanastasiou et al., 2010).

Las BM son sistemas de viento local generadas por gradientes térmicos que fuerzan una circulación local y mesoescala. Sin embargo, se ha demostrado que pueden interactuar con sistemas de viento de mayor escala (i.e. flujos de escala sinóptica), con efectos directos sobre sus características (Estoque et al., 1962; Azorin-Molina y Chen, 2009; Gahmberg et al., 2010). Estudios recientes han evidenciado una recuperación en la velocidad del viento superficial desde ~2010, conocida como “reversal” (Azorin-Molina et al., 2019; Zeng et al., 2019), después de 30-50 años de disminución significativa o “stilling” (Roderick et al., 2007), y algunos autores sugieren que los vientos en la troposfera media y alta (>850 hPa) podrían estar siguiendo esta tendencia (McVicar y Roderick, 2010; Lin et al., 2013; Haimberger et al., 2019), sugiriendo un debilitamiento de la circulación atmosférica global. En consecuencia, se apunta a que el *stilling-reversal* es producto de la variabilidad decadal en las oscilaciones océano-atmósfera (Azorin-Molina et al. 2014c; Minola et al. 2016; Zeng et al., 2019; Zhang et al., 2020), aunque otras hipótesis sugieren que pueda

parcialmente deberse a: (i) cambios y fallos técnicos en los equipos de medición (Azorin-Molina et al., 2018); (ii) aumento de la rugosidad de la superficie terrestre debido a la recuperación de la vegetación (Vautard et al., 2010; Bichet et al., 2012); y (iii) efectos de la urbanización (Li et al., 2018). No obstante, el efecto de estos dos últimos ya había sido desestimado en McVicar et al. (2012), debido a que cambios abruptos en el parámetro del viento a nivel global muy probablemente corresponde a efectos climáticos de mayor escala. En contraste, otros estudios han encontrado un fortalecimiento en los vientos superficiales sobre el océano (Wentz et al., 2007; Young y Ribal, 2019), lo cual puede deberse a una circulación atmosférica de mesoescala compleja (McVicar et al., 2012).

Este trabajo se desarrolla en el este de la Península Ibérica (PI), dónde se ha estimado una frecuencia de las BM del 71% de los días del año (Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004a), siendo el viento superficial de mayor ocurrencia en la región y en consecuencia con impactos directos en el clima, los deportes náuticos, el turismo, la contaminación atmosférica, y otros múltiples ámbitos socioeconómicos y ambientales. Sin embargo, el análisis de sus características y tendencias se ha estudiado a partir de pocos eventos o años, descuidando la escala multidecadal (Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008; Azorin-Molina y Chen, 2009; Azorin-Molina et al., 2011). Además, los estudios previos sobre variabilidad climática del viento medio (Azorin-Molina et al., 2014c) y rachas máximas (Azorin-Molina et al., 2016) en la PI han evidenciado cambios estacionales marcados en la velocidad del viento, con descensos significativos en invierno-primavera y ascensos en verano-otoño. Sin embargo, ningún trabajo previo ha evaluado las tendencias y variabilidad decadal de las circulaciones locales de BM, lo que podría ayudar a atribuir los cambios estacionales y si los ascensos observados en verano-otoño se deben a un reforzamiento de las circulaciones locales en régimen de BM.

El principal objetivo de este estudio es determinar, por primera vez, las tendencias climáticas y variabilidad decadal de la velocidad media y rachas máximas de viento en régimen de BM en el este de la PI (Comunidad Valenciana) en un período de 58 años (1961-2019). Como objetivo secundario, se plantea analizar la influencia de la circulación atmosférica (índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental) y los gradientes térmicos océano-tierra, en los cambios observados en las circulaciones de BM. Los resultados de este trabajo suplen la necesidad de abordar una brecha en el conocimiento de la variabilidad a largo plazo de la BM del mar Mediterráneo, mejorando el entendimiento de los cambios, variabilidad decadal y mecanismos de estos vientos locales.

1.1. Generalidades

El océano y la atmósfera en su interacción juegan un papel esencial en la variabilidad climática y la circulación general atmosférica (Barry y Chorley, 2003). En su conjunto, tanto la atmósfera como el océano representan un sistema dinámico acoplado. Por su parte, la atmósfera determina de forma directa la mayor parte de procesos dinámicos en el océano (circulación general, corrientes superficiales, procesos de mezcla, entre otros). Mientras que el océano impulsa la circulación atmosférica debido a las pérdidas y ganancias de calor que inducen el flujo del viento (Stewart, 2008). Así pues, el viento es aire en movimiento que puede circular en un amplio rango de escalas (microescala, mesoescala, sinóptica y planetaria). Debido a que todas estas escalas de

movimiento atmosférico implican un intercambio de energía entre ambos sistemas (océano-aire), todos los fenómenos que se dan en la atmósfera responden de forma directa a cambios en variables del océano (como por ejemplo la temperatura superficial del mar, TSM). La variabilidad de la TSM puede modificar la estabilidad de la masa de aire suprayacente influenciando los patrones de circulación atmosférica (i.e. circulación de mesoescala). Este tipo de circulación incluye vientos locales como la BM, cuya extensión espacial puede variar desde unos pocos kilómetros hasta más de un centenar de kilómetros tierra adentro y su cobertura temporal abarca desde minutos hasta un día (Ahrens y Henson., 2013).

En general, las BM son circulaciones mesoescalares de masas de aire de origen térmico forzadas principalmente por un gradiente de temperatura entre el océano y el continente que favorece los procesos de convección en tierra (Simpson, 1994), y la transferencia de calor en el océano (Otoabe y Asai, 1985). Este calentamiento diferencial entre la tierra y el agua ocurre debido a la capacidad calorífica que tiene el océano para almacenar el calor (se requiere más energía para elevar la temperatura a 1 °C en agua que en tierra), por ende los procesos de calentamiento radiativo en el océano son más lentos que aquellos que se dan sobre el continente. A su vez, el gradiente de temperatura genera un gradiente de presión entre mar-tierra, donde la presión en tierra es menor que la presión sobre el océano, dando lugar a un movimiento térmico de vientos locales (BM) que fluyen dentro de una celda de circulación; desde el mar hacia el continente en superficie y desde el continente hacia el mar en altura (Ahrens y Henson, 2013; Stull, 2017).

Las BM surgen a lo largo de casi todas las fronteras tierra-océano/mar del mundo. Sin embargo, las condiciones generadoras y ocurrencia de BM pueden cambiar según la franja latitudinal en que se encuentre. Así pues, en zonas tropicales las BM ocurren casi todos los días del año siempre que haya un gradiente de presión estable (Simpson, 1994), mientras que en latitudes medias y altas deben predominar días soleados, flujo débil de viento geostrofico y cielos mayormente despejados (Simpson, 1994; Azorin-Molina y Chen, 2009).

1.1.1. Estructura de la brisa marina

La circulación de las BM sigue el teorema de circulación de Bjerknes a partir de un mecanismo de generación baroclínica (Bjerknes, 1898; Thorpe et al., 2003). La estructura de la BM está definida por una atmósfera estable, con una diferencia de temperatura lo suficientemente grande como para generar una fuerza de gradiente de presión (FGP) perpendicular a la costa (Figura 1). El gradiente térmico puede ser de aproximadamente 5 °C entre la temperatura del aire sobre el mar y el continente (Stull, 2017), e incluso de 1 °C (Simpson, 1994). El calentamiento diferencial induce una inclinación de isobaras hacia el mar y una inclinación de isopicnas hacia el continente (columna de aire más cálida y menos densa), creando una inestabilidad baroclínica que actúa como forzante en el inicio y desarrollo de la BM (Miller et al., 2003). En la noche, el mecanismo tiende invertirse debido al rápido enfriamiento de la tierra y el calor retenido por el mar, por lo que se produce un flujo débil de brisa en sentido contrario (tierra-mar) conocido como brisa terrestre (Stull, 2017).

El flujo de viento térmico generado por la FGP crea una corriente de gravedad (CGB) dentro de la celda de circulación (CBM), que penetra aire húmedo y fresco hacia el interior del continente hasta cientos de kilómetros, desplazando al aire cálido. La parte delantera de la CGB es conocida como frente de BM (FBM), el cual marca el inicio de la BM acompañado de un cambio repentino en la dirección y velocidad del viento, así como también evidencia una disminución en la temperatura del aire y un aumento en la humedad del aire (Miller et al., 2003). Los FBM se asemejan a frentes fríos de pequeña escala, y dentro de ellos ocurren procesos de convergencia producto del encuentro de dos masas de aire con distinta densidad, generando corrientes ascendentes que favorecen la turbulencia y la formación de nubes convectivas paralelas a la costa (Azorin-Molina et al. 2009).

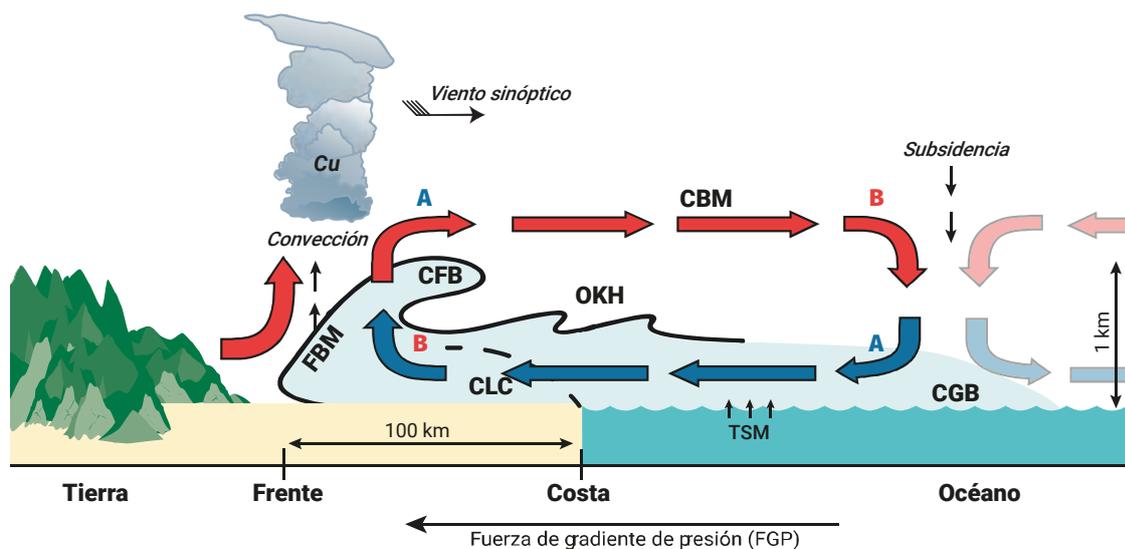


Figura 1. Esquema de la estructura de circulación de la brisa marina (fase diurna). Circulación de brisa marina (CBM), Corriente de gravedad de brisa marina (CGB), Capa límite convectiva (CLC), Frente de brisa marina (FBM), Cabeza de frente de brisa (CFB), Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH), Temperatura superficial del mar (TSM). Adaptado de Stull (2017).

Durante el día, el FBM es impulsado por la transferencia de energía, y su conversión de potencial a cinética, mientras que durante la tarde estos flujos pueden convertirse en sistemas independientes (i.e. vórtices de corte) y seguir progresando tierra adentro cientos de kilómetros (Stull, 1988; Miller et al., 2003). El FBM avanza desde la costa hacia el interior en una proporción aproximada de $\frac{3}{4}$ de la velocidad del viento superficial (Stull, 1988). Sin embargo, el avance del FBM puede verse intensificado o debilitado por la influencia del flujo sinóptico. Varios estudios sugieren que un flujo sinóptico en la misma dirección que el viento superficial de BM podría afectar positivamente la penetración del frente hacia el interior en cientos de kilómetros. Mientras que un flujo sinóptico paralelo a la costa mayor a 5 m s^{-1} podría inhibir la formación del FBM o ralentizar el avance del frente tierra adentro (Bechtold et al., 1991; Azorin-Molina y Chen, 2009; Gahmberg et al., 2010).

1.1.2. Factores de variabilidad

Aunque la BM se ve forzada localmente por el contraste de temperatura tierra-mar, el flujo de escala sinóptica y la turbulencia desempeñan un papel fundamental en el control del desarrollo y la evolución de la brisa marina (Azorin-Molina y Chen, 2009; Seroka et al., 2018; Arrillaga et al., 2020). Así pues, un flujo sinóptico cercano a la superficie, suficientemente intenso y con dirección tierra-océano (*offshore*) puede retrasar e incluso evitar la evolución de la CGB hacia el interior, evidenciando la importancia de la interacción entre distintas escalas atmosféricas (Estoque et al., 1962; Azorin-Molina y Chen, 2009; Gahmberg et al., 2010; Arrillaga et al., 2020).

Las características meteorológicas y topográficas en las regiones costeras crean circulaciones complejas de vientos de bajo nivel (Miller et al., 2003). Azorin-Molina y Chen (2009) agruparon los factores que afectan las características de las BM en dos categorías: (i) los factores meteorológicos-oceanográficos (i.e. flujo sinóptico, TSM, humedad, estabilidad de la masa de aire y nubosidad); y (ii) los factores geográficos-físicos (i.e. latitud, orientación de la costa, curvatura, rugosidad del terreno, topografía), siendo la primera la más relevante debido a su escala de variabilidad (horaria-diaria). Así pues, mientras los factores meteorológicos determinan el desarrollo y el avance de la BM, los factores geográficos modifican su evolución. La topografía es un factor clave para el estudio de la BM ya que afecta de forma directa su desarrollo puesto que (i) modifica el avance-alcance de la BM hacia el interior; (ii) retiene los vientos sinópticos; (iii) favorece la aparición de sistemas simultáneos de BM (Miller et al., 2003); y (iv) crea áreas de mayor convergencia y flujos de movimiento vertical (Azorin-Molina et al., 2014a). Asimismo, la curvatura de la costa juega un papel importante para que la BM avance hacia el interior, ya que la presencia de bahías cóncavas a lo largo de la costa crean vías de baja fricción (McPherson, 1970). La fricción o rugosidad del terreno ralentiza la velocidad del movimiento de la BM hacia el interior y, por lo tanto, la extensión que puede alcanzar la CBM antes del atardecer, cuando disminuye el forzamiento térmico (Miller et al., 2003).

Dentro de los factores meteorológicos el componente sinóptico del viento es uno de los mayores influyentes en la ocurrencia o inhibición de la BM ya que está asociado a un menor gradiente de temperatura mar-tierra y afectan la estabilidad de la masa de aire (Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008; Azorin-Molina y Chen, 2009). De hecho, se estima que un flujo sinóptico *offshore* de 7 m s^{-1} puede limitar la penetración de la BM hacia el interior, con un avance horizontal no mayor a 10-40 km tierra adentro (Miller et al., 2003), mientras que avances de 100 km pueden producirse en presencia de flujos sinópticos dirección océano-tierra (*onshore*) de 1 m s^{-1} . La estabilidad de la masa de aire juega un rol fundamental para que la BM tenga un mayor avance tierra adentro (Rotunno, 1983). Por ejemplo, una atmósfera estable con subsidencia en niveles medios de la troposfera debilita la velocidad del viento en superficie y reduce el grado de penetración al interior de la brisa marina. Por otro lado, la inestabilidad atmosférica tiende a generar inestabilidades de Kelvin-Helmholtz que ralentizan la penetración y limitan la extensión de la BM hacia el interior (Miller et al., 2003). Adicionalmente, la presencia de cúmulos de buen tiempo podrían indicar el estado de estabilidad de la atmósfera, siendo una de los factores que a menudo se utiliza para la detección de días con régimen de BM (Planchon et al., 2006).

1.2. Antecedentes

El estudio de la BM ha sido ampliamente estudiado (Simpson, 1994; Miller et al., 2003; Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008; Azorin-Molina, 2012; Pérez et al., 2018; Anjos y Lopes, 2019; Du et al., 2019), con énfasis particular en su identificación, predicción y características (Pazandeh-Masouleh et al., 2018; You y Fung, 2019; Cana et al., 2020; Ferdiansyah et al., 2020). Sin embargo, los estudios relacionados a las BM sobre la península Ibérica (PI) han despertado un mayor interés en las últimas dos décadas (Estrela y Millán, 1994; Quereda Sala y Montón Chiva, 1998; Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004b; Azorin-Molina y Martin-Vide, 2007; Azorin-Molina y Chen, 2009; Fock y Schlünzen, 2012; Arrillaga et al., 2020), lo que ha permitido mejorar el entendimiento del fenómeno, su detección y sus causas. Las BM representan uno de los patrones de viento más frecuentes en el este de la PI (Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004a). De hecho, estudios de Fock y Schlünzen. (2012) encontraron una ocurrencia de BM 2 de cada 3 días para el golfo de Valencia. Resultados similares se encontraron en la bahía de Alicante (Azorin-Molina y Martin-Vide, 2007), donde se encontró una probabilidad de 82.15% de que un día de BM estuviese precedido por otro día de BM. Además, juegan un rol esencial en la precipitación de verano de la región (Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004b), con efectos termorreguladores en la temperatura del aire. Las BM son las principales controladoras de generación de tormentas convectivas durante el semestre cálido en el este de la PI (Azorin-Molina et al., 2014a), debido a que incrementan la energía potencial disponible para favorecer el movimiento vertical. Sin embargo, se ha encontrado que las BM en presencia de un flujo sinóptico *offshore* puede desencadenar severos procesos de convección (Azorin-Molina, 2012), causando lluvias significativas, granizo y rachas fuertes de viento.

En relación a lo anterior, el flujo sinóptico *offshore* se ha definido como el factor más influyente en las características y la ocurrencia de la BM en el este de la PI (Azorin-Molina y Chen, 2009), reforzando su intensidad, duración y velocidad de ráfaga (causada por un componente SE más frecuente), y reduciendo el grado de penetración tierra adentro. No obstante, la penetración de la BM puede verse favorecida por otros factores, tal como su canalización hacia el interior a través de valles orientados perpendicularmente a la línea de costa (Azorin-Molina et al., 2011b; Cuxart et al., 2014). Los estudios de Ramis y Alonso. (1990) y Ramis y Romero. (1995) determinaron que las condiciones meteorológicas típicas que aseguran la alta persistencia de la BM en el Mediterráneo occidental estaban definidas por: (i) un viento geostrófico débil (Wg); (ii) la circulación anticiclónica; (iii) radiación solar intensa; y (iv) cielos despejados. Otros estudios han evaluado el efecto de otros factores sobre las BM de la PI. Recientemente, Arrillaga et al. (2020) analizaron el factor de la turbulencia en la formación del frente de BM, encontrando pasos de FBM más fuertes en presencia de turbulencias locales, puntualizando en su importancia como un factor influyente en las características de la BM.

1.2.1. Características de la brisa marina

Las características de las BM en la costa mediterránea de la PI han sido definidas por diversos autores (p.ej., [Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004a](#); [Azorin-Molina y Chen, 2009](#)). En síntesis, las características más importantes de la BM son:

(i) *Inicio*. Definido como el paso de BM entre 1–7.5 horas después del amanecer. Se activa aproximadamente a las 0930 UTC y puede durar hasta las 2200 UTC (verano); entre las 1200–1300 en invierno, hasta las 1700–1800 UTC; y desde las 1000–1100 hasta las 1900–2000 UTC en otoño y primavera. El inicio ocurre cuando la velocidad media del viento es mayor a 1.5 m s^{-1} y la dirección del viento es de componente marítima. En presencia de flujo del viento sinóptico puede encontrarse un retraso en la hora de disparo de la BM ([Azorin-Molina y Chen, 2009](#)).

(ii) *Cese*. Se define como la retirada frontal de la BM entre 01 h antes y 05 h después del ocaso. Ocurre cuando la velocidad del viento máxima es menor a 1.5 m s^{-1} y la dirección gira a componente de tierra a mar.

(iii) *Duración*. Período de tiempo entre el inicio y cese de las BM. La duración alcanza las 12 horas en verano, mientras que en invierno y primavera-otoño varía entre 4–6 horas y 8–10 horas respectivamente.

(iv) *Velocidad media del viento*. 2.8 m s^{-1} entre abril-septiembre, y 2.2 m s^{-1} en invierno.

(v) *Velocidad máxima del viento*. Se encuentra entre $5.6 - 9.7 \text{ m s}^{-1}$. Resultados de [Azorin-Molina y Chen \(2009\)](#) sugieren que este parámetro puede ser más fuerte en presencia de flujos sinópticos *offshore*.

(vi) *Penetración interior*. El avance promedio de la BM en la región es de 50 km, sin embargo dependiendo de la orografía puede alcanzar entre 100 y 150 km tierra adentro. La presencia del flujo sinóptico también puede influir en este parámetro (i.e. flujos *offshore* reducen la extensión horizontal, mientras que los flujos *onshore* la amplifican).

(vii) *Gradiente de temperatura*. Un gradiente entre el mar mediterráneo y la costa de $3 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

1.2.2. Identificación de eventos de brisa marina

Son varios los estudios que han enfocado sus esfuerzos en desarrollar algoritmos de selección de días con BM. La metodología consiste en seleccionar-identificar eventos de BM a partir de criterios bien definidos, y el uso de umbrales para el viento y el contraste térmico con el fin de detectar eventos pasados y calcular las estadísticas de las BM ([Borne et al., 1998](#); [Azorin-Molina et al., 2011b](#)). Así pues, algunos autores han definido métodos manuales de identificación de eventos ([Azorin-Molina et al., 2011b](#)), y automáticos ([Borne et al., 1998](#); [Azorin-Molina y Lopez-Bustins,](#)

2008; Azorin-Molina et al., 2011b). Ambos métodos permiten detectar eventos de BM. Sin embargo, las técnicas de selección automáticas implementan menos tiempo-esfuerzo en la identificación de eventos y han demostrado ser lo suficientemente precisas para determinar días puros de BM (Azorin-Molina et al., 2011b). Los resultados de Azorin-Molina et al. (2011b) sugieren que las técnicas manuales podrían tener una ventaja sobre las automáticas ya que utilizan criterios subjetivos que consideran eventos completos e incompletos de BM, por lo que obtiene buenos resultados asociados a la persistencia y ocurrencia de eventos (Azorin-Molina y Martin-Vide, 2007). No obstante, estos resultados no son comparables con otros métodos que distinguen eventos puros de BM, tales como los automáticos. Así pues, la importancia de definir métodos precisos y objetivos de identificación de eventos de BM radica en su aplicabilidad y comparabilidad global, a partir de un mínimo de variables esenciales (Azorin-Molina et al., 2011b).

En relación a lo anterior, las BM puede identificarse a partir de 6 mediciones meteorológicas esenciales (Azorin-Molina et al., 2011b): (i) velocidad y dirección del viento son variables clave para identificar eventos de BM, ya que cambios abruptos en ambos indican el paso del FBM; (ii) temperatura del aire sobre tierra y mar. En ausencia de datos de TSM, una característica particular de la BM ampliamente usada es la disminución de la temperatura del aire en tierra; (iii) humedad del aire (i.e. incremento de la humedad relativa del aire); (iv) marea barométrica o presión atmosférica (i.e. débil gradiente de presión en niveles superficiales); (v) escasa cobertura nubosa y elevadas horas de insolación; y (vi) ausencia de precipitación durante las 6 horas previas al inicio de BM. Adicionalmente, algunos estudios han desarrollado filtros de selección automática a partir de patrones de teleconexión regionales (Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008), agregando un criterio más (i.e. diferencia regional de presión atmosférica al nivel del mar) que podría mejorar la precisión y tiempo de procesamiento. Asimismo, otros autores han desarrollado métodos automáticos de detección de nubosidad a partir de imágenes satelitales, con el fin de identificar procesos de convergencia asociados a BM (Azorin-Molina et al., 2009).

Azorin-Molina et al. (2011b) resume en la tabla 1 una revisión bibliográfica de criterios utilizados en métodos manuales y automáticos. La mayoría de criterios usan el cambio brusco en la dirección y velocidad del viento superficial y el gradiente de temperatura del tierra-océano como filtro principal (Biggs y Graves, 1962; Lyons, 1972; Borne et al., 1998; Laird et al., 2001; Furberg et al., 2002; Prtenjak y Grisogono, 2007). Otros estudios tuvieron en cuenta el flujo sinóptico como factor modificador de las características de la BM (Prezerakos, 1986; Redaño et al., 1991; Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008; Azorin-Molina y Chen, 2009), y en menor medida se utilizó información asociada a: (i) nubosidad; (ii) disminución de temperatura del aire; (iii) cambios en la humedad; (iv) horas de sol; (v) presencia de tormentas convectivas; (vi) y presión del aire. Adicionalmente, Wichink-Kruit et al. (2004) seleccionaron días de BM a partir de un umbral de contraste mínimo (5 °C) entre la temperatura observada en tierra y la TSM y un umbral de máxima velocidad del viento de 1 m s^{-1} al amanecer para los Países Bajos.

Para que un evento de BM sea seleccionado, debe cumplir con todos los criterios. Para ello, los algoritmos de identificación incluyen filtros que facilitan el proceso de selección-rechazo de eventos. El número de filtros depende de los criterios seleccionados para cada estudio. Borne et al. (1998) desarrollaron un método automático de 6 filtros, de los cuales los primeros 3 imponen la condición de viento sinóptico, mientras que el resto de los filtros evalúan las condiciones térmicas-meteorológicas. Los criterios específicos de cada filtro incluían: (i) rechazar días con

cambios de viento sinóptico mayor a 90° en 24 horas; (ii) excluir días con variaciones en el viento sinóptico mayor a 6 m s^{-1} en 12 horas; (iii) rechazar días con viento sinóptico mayor a 11 m s^{-1} (1200 UTC); (iv) un contraste térmico entre temperatura sobre el mar-tierra mayor a $3 \text{ }^\circ\text{C}$; (v) seleccionar días con variaciones horarias en el viento mayores a 30° ; y finalmente (vi) asegurar el cambio de dirección del viento. Por tanto, la variación horaria media del viento debe ser seis veces mayor (o más) que la magnitud del cambio (durante las 5 horas posteriores al primer cambio de dirección).

Por su parte, [Azorin-Molina y Chen \(2009\)](#) implementaron un método automático basado en dos grupos de filtros: (i) características más importantes de la BM asociadas a cambios abruptos en la dirección y velocidad del viento (i.e. inicio del evento, tiempo de cese, velocidad máxima del viento); y (ii) asociado a los procesos físicos de las BM (i.e. amplitud de la presión diurna-semidiurna del aire, gradiente térmico mar-aire mayor a $0 \text{ }^\circ\text{C}$). El método se encuentra explicado en detalle en [Azorin-Molina et al. \(2011b\)](#), dónde se definen los umbrales asociados a las características de la BM en Alicante. En síntesis, los umbrales discriminan eventos de BM con: (i) velocidades medias del viento mayores a 1.5 m s^{-1} y dirección promedio entre $45 - 180^\circ$ asociados al inicio de la BM; (ii) rechaza vientos menores a 1.5 m s^{-1} y dirección media entre $226 - 44^\circ$ relacionados al tiempo de cese; (iii) un tiempo de duración del flujo océano-tierra de al menos 2 horas; (iv) velocidad máxima del viento sinóptico menor o igual a 13.9 m s^{-1} ; (v) amplitud de la presión atmosférica menor a 5 hPa ; y (vi) gradiente entre la temperatura del aire a 10 metros y la temperatura sobre el mar mayor a $0 \text{ }^\circ\text{C}$. El filtro adicional definido por [Azorin-Molina y Lopez-Bustins \(2008\)](#) propone la diferencia de presión atmosférica al nivel del mar asociada a la fase neutra de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) como filtro inicial para detectar eventos de BM en el área de Alicante, seguido de filtros complementarios (opcionales) asociados a los procesos físicos de las BM y el viento. El método es interesante porque permite identificar una alta probabilidad de eventos de BM, con un mínimo número de variables.

Los criterios para la selección de BM están determinados por los registros de datos meteorológicos ([Borne et al., 1998](#); [Furberg et al., 2002](#)). El déficit de series climáticas históricas complica el estudio de las BM abarcando escalas multidecadales. [Pazandeh-Masouleh et al. \(2019\)](#) estudiaron las características de las BM en Adelaide (Australia) para un período de 52 años, a partir de datos meteorológicos cada 3 horas para parámetros superficiales, y cada 6 horas para viento sinóptico. Las variables esenciales de medición utilizadas fueron: (i) TSM; (ii) temperatura del aire a 1.2 m del nivel del suelo; (iii) velocidad y dirección del viento sinóptico; y (iv) velocidad y dirección del viento superficial. El criterio de selección de BM fue adaptado para series temporales largas y se basó en: (i) seleccionar días con un gradiente positivo entre la temperatura del aire y la TSM promedio; (ii) flujo sinóptico a 700 hPa menor a 7.5 m s^{-1} entre las 1200 y 1400 horas; (iii) viento superficial *offshore* ligero en la mañana, seguido de un cambio de dirección abrupto al mediodía (flujo desde la costa al interior mayor a 1.5 m s^{-1}) y viento ligero *offshore* por la noche; y (iv) duración del cambio de dirección del viento superior a 3 horas.

Adicionalmente, [Pérez y Silva \(2007\)](#) realizaron un estudio de 50 años de variabilidad climática de las BM en Sao Paulo (Brasil) a partir de registros meteorológicos horarios. El algoritmo de selección de eventos de BM asociados al FBM discriminó favorablemente: (i) vientos provenientes del SE durante las 0900-2000 horas; (ii) cambios bruscos en la dirección del viento dominante de NW a SE/SW; y (iii) persistencia de vientos de componente SE de 24 horas. No obstante, no se

tuvo en cuenta dentro del método de selección otros criterios asociados a los forzantes térmicos que caracterizan la BM.

1.3. Justificación

Las BM tienen un impacto directo sobre las actividades humanas, debido a que cerca del 40% de la población vive en zonas costeras (Miller et al., 2003). De hecho, la BM juegan un rol climático significativo ya que constituye el fenómeno atmosférico que más determina el clima local costero y de áreas adyacentes en el interior (Simpson, 1994). Presentan un efecto termorregulador en el tiempo local, y pueden impactar o desencadenar otros fenómenos meteorológicos como la niebla o las tormentas. Además, son determinantes en muchas aplicaciones, tales como: (i) el pronóstico del clima costero local; (ii) el tráfico marítimo; (iii) el enrutamiento de buques por parte de las autoridades portuarias; (iv) las predicciones para el movimiento de la marea negra; y (v) el transporte y la dispersión de contaminantes atmosféricos (Gahmberg et al., 2010), entre muchas otras aplicaciones ya mencionadas.

En la costa mediterránea de la PI, la brisa marina constituye la principal circulación de mesoescala a nivel superficial durante la época cálida del año (mayo-octubre). Aunque pueden ocurrir a lo largo de todo el año (Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004a), debido a la gran cantidad de días estables que persisten incluso en la época fría del año (noviembre-abril). Los estudios previos sobre variabilidad climática del viento en la PI han evidenciado un incremento significativo en la velocidad del viento en verano-otoño (Azorin-Molina et al., 2014c; 2016), que podría estar asociado al reforzamiento de la baja térmica peninsular, los contrastes térmicos locales-regionales, y en consecuencia, las circulaciones de BM. Un fortalecimiento en el régimen de BM a largo plazo podría desencadenar procesos de convección incluso aún más severos (i.e. tormentas eléctricas más fuertes, mayor ocurrencia de eventos de granizo y lluvias torrenciales, y rachas de viento más fuertes), con consecuencias directas sobre: (i) la agricultura-hidrología costera; (ii) ecosistemas costeros; (iii) seguridad humana; (iv) turismo; y (v) navegación. Sin embargo, el estudio de las tendencias y variabilidad decadal de los vientos en régimen de BM no ha sido abordado, pese a su gran interés científico, socioeconómico y ambiental. Este trabajo cubre este nicho de investigación, analizando por primera vez las tendencias y variabilidad decadal de la velocidad media y rachas máximas de las BM en el este de la PI durante el período 1961-2019. Esta investigación se enmarca dentro de dos fenómenos observados por la comunidad científica en las últimas décadas, el “*stilling*” o descenso de la velocidad del viento detectado en los últimos 30-50 años, y el reciente “*reversal*” o reforzamiento del viento superficial a partir del año ~2010 (global) y ~2003 (Europa).

1.4. Objetivos

El objetivo principal de este estudio es determinar, por primera vez, las tendencias a largo plazo (1961–2019) en la velocidad del viento de las BM en el este de la PI (Comunidad Valenciana), a partir de datos observacionales.

Objetivos específicos

I. Definir un método automático de selección de días potenciales de BM para series climáticas largas, a partir de la disponibilidad de fuentes de información observacional y simulada.

II. Determinar la variabilidad multidecadal y las tendencias a largo plazo de la velocidad media del viento y rachas máximas en días dominados por circulaciones de BM en el este de la PI a partir de datos observacionales.

III. Analizar cambios en las circulaciones del régimen de BM a distintas escalas temporales y plantear posibles mecanismos forzadores de los cambios observados.

2. Datos y métodos

2.1. Área de estudio

La zona de estudio corresponde a la Comunidad Valenciana (España), localizada al este de la PI y al oeste de la cuenca del mar Mediterráneo entre 37°51' a 40°48' de latitud Norte y 1°32' a 0°31' de latitud Oeste-Este ([Figura 2](#)). Tiene una extensión de 23,255 km², 524 km de línea de costa e incluye tres provincias: Castellón, Valencia y Alicante. Se caracteriza por presentar una topografía compleja (i.e. un cordón montañoso hacia el interior y un valle con llanuras hacia el mar), y alta variabilidad de mesoescala, dos factores que hacen de la región un objeto de estudio de especial interés. Así pues, la configuración orográfica presenta (i) cadenas montañosas del sistema ibérico en el extremo Norte; (ii) sierras, mesetas y llanuras en la zona central; y (iii) cordillera montañosa del sistema prebético en el Sur, donde el relieve costero es más irregular y se encuentra conformado mayoritariamente por cabos y acantilados.

Por otro lado, la región presenta una elevada complejidad atmosférica, ya que se encuentra bajo la influencia del mar Mediterráneo y de masas de aire con diferentes orígenes (polares y subtropicales; [Barry y Chorley, 2003](#)), donde los campos de presión no siempre están definidos o conectados con los de niveles más altos, especialmente en verano ([Soriano et al., 2006](#)). El clima es mediterráneo (suave y húmedo) y se caracteriza por presentar un verano seco y muy cálido, cuyas temperaturas son reguladas por las BM. El invierno es suave debido a la influencia del mar mediterráneo y la cordillera ibérica, que debilitan las corrientes húmedas del oeste. Mientras que primavera y otoño son templados, caracterizado este último por presentar una máxima pluviométrica en octubre debido a la elevada liberación de calor del mar mediterráneo en conjunto con situaciones sinópticas favorables (i.e. Depresión Aislada en Niveles Altos) para la generación de lluvias torrenciales.

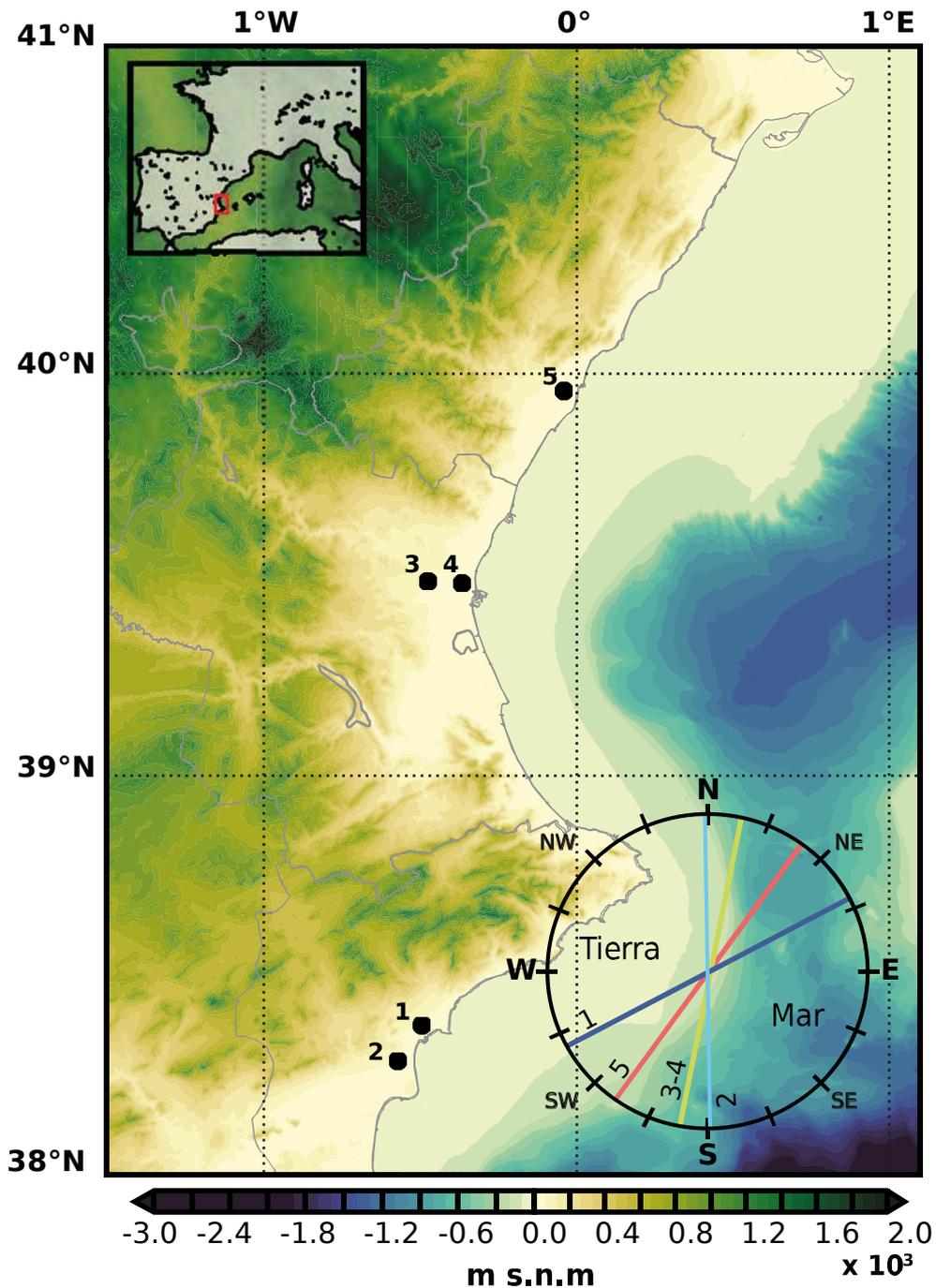


Figura 2. Área de estudio. Comunidad Valenciana, España. Se muestran los emplazamientos y estaciones estudiadas: Alicante (1-2), Valencia (3-4) y Castellón (5). En la esquina inferior derecha se observan las orientaciones de las líneas de costa utilizadas para determinar el régimen de viento asociado a brisa marina. Datos de elevación: GEBCO 2019 (<https://www.gebco.net/>; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020).

2.2. Información utilizada

2.2.1. Datos de observación

La complejidad en los estudios de escala multidecadal es el déficit de series climáticas históricas con registros a resolución horaria-subdiaria. En España, la digitalización generalizada de series climáticas realizadas en los servicios meteorológicos en 1960 incrementó el número de estaciones meteorológicas con disponibilidad de registros subdiarios (0000, 0700, 1300, y 1800 UTC; [Azorin-Molina et al., 2014c](#)). A partir de mediados de 1980 la resolución temporal de los registros es horaria, debido a la instalación progresiva de estaciones meteorológicas automáticas ([Azorin-Molina et al., 2018](#)). Adicionalmente, desde 2009 se cuenta con registros meteorológicos de alta resolución (10 min). Las estaciones automáticas de la AEMET utilizan en su mayoría anemómetros SEAC SV5, un reporte detallado del equipo se encuentra en [Azorin-Molina et al. \(2018\)](#).

Para el estudio de tendencias a largo plazo de la velocidad de las BM se seleccionaron 6 estaciones meteorológicas de la Agencia Española de Meteorología (AEMET) con resolución temporal subdiaria cubriendo el período comprendido entre 1961–2019. Debido a la escala multidecadal del estudio, las estaciones meteorológicas seleccionadas corresponden a aquellas con mayor registro de datos en el tiempo y un menor número de lagunas. Las estaciones seleccionadas son las siguientes: Castellón (8501), Castellón-Almassora (8500A), Valencia - Manises (8414A), Valencia - Viveros (8416), Alicante – El Altet (8019), y Alicante - Ciudad Jardín (8025). La información asociada a cada estación (i.e. localización, altitud, resolución y registro) se encuentra en la [tabla 1](#) y en la [figura 2](#). La estación 8501 en conjunto con estaciones vecinas (i.e. Viveros, Ciudad Jardín) y series de tiempo del modelo NCEP-NCAR servirán además para reconstruir las series de tiempo de las estaciones pares (Almassora, Manises, El Altet) desde 1961

Tabla 1. Resumen de las estaciones meteorológicas seleccionadas. Latitud y longitud en grados decimales.

N	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m s.n.m.)	Registro	Resolución Temporal
1	8025. Alicante Ciudad Jardín	38.37	-0.49	81	09/1938–Presente	6 horas
2	8019. Alicante Aeropuerto – El Altet	38.28	-0.57	43	01/1967–Presente	6 horas
3	8414A. Valencia Aeropuerto – Manises	39.48	-0.47	56	01/1965–Presente	6 horas
4	8416. Valencia Viveros	39.48	-0.36	11	11/1937–Presente	6 horas
5	8500A. Castellón Almassora	39.96	-0.07	43	01/1976–Presente	6 horas
6	8501. Castellón de la Plana	39.99	-0.04	25	01/1920–12/1975	6 horas

hasta la fecha de inicio de registro. Todas las estaciones seleccionadas incluyen registros de velocidad media del viento (V_m) y racha máxima del viento (V_x) medido a 10 m (como sugiere [Azorin-Molina et al., 2014c](#)) y precipitación (P), de las cuales V_x y P se utilizaron para definir el método de identificación de días potenciales de BM en cada emplazamiento, mientras que con V_m y V_x se estimaron las tendencias y variabilidad decadal del viento durante días potenciales de BM.

2.2.2. Datos simulados

Dado que las series instrumentales presentan (i) lagunas; (ii) baja resolución temporal, y (iii) precisan de controles de calidad, homogeneización y relleno de brechas que podrían significar un gran esfuerzo computacional dado el registro temporal que abarca este trabajo, se decidió trabajar con datos simulados a partir de reanálisis para aquellas variables de entrada del método de selección de días potenciales de BM que no se usarán para el cálculo del signo y magnitud de las tendencias de la BM ([Tabla 2](#)). Los datos simulados se consideran modelos confiables alimentados inicialmente con datos observacionales (i.e. estaciones meteorológicas, buques, radiosondas, y satélites) que pasan por múltiples controles de calidad y sistemas de asimilación de datos para eliminar saltos climáticos asociados con los cambios en el funcionamiento de los equipos de medición, aunque siguen siendo en menor medida susceptibles a estos cambios en los sistemas observacionales ([Klister et al., 2001](#)). En general, se utilizaron 3 reanálisis: (i) Conjunto SIMAR (apartado [2.2.2.1](#)); (ii) Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55, apartado [2.2.2.2](#)); y (iii) NCEP-NCAR (apartado [2.2.2.3](#)); dado las diferencias de resolución espacio-temporal que existen entre ellos y las necesidades del estudio (p. ej. se optó por trabajar con datos de viento de JRA-55 y no de NCEP-NCAR debido a que JRA-55 tiene una menor resolución espacial, cuyos nodos se ubican cerca de las estaciones meteorológicas de estudio).

Tabla 2. Resumen de las bases de datos utilizadas en este estudio y nodos seleccionados. Hg: altura geopotencial; Patm: presión atmosférica; Uwind, Vwind: Componentes zonal y meridional del viento; Wdir: dirección del viento; N: nodos de la [figura 3](#).

N	Variable	Producto	Nivel	Registro	Resolución Temporal	Resolución espacial
4-5	Hg	NCEP/NCAR Reanalysis 1	850 hPa	01/1961–12/2019	6 horas	2.5 ° x 2.5°
4-5	Patm	NCEP/NCAR Reanalysis 1	Superficial	01/1961–12/2019	Diario	2.5 ° x 2.5°
1-3	Uwind, Vwind	JRA-55: Japanese 55-year Reanalysis	10 msnm	01/1961–12/2019	6 horas	62 km
6-9	Wdir	Conjunto SIMAR	10 msnm	01/1961–12/2019	Horario	20 km

2.2.2.1. Conjunto SIMAR

El conjunto de datos SIMAR resulta de una colaboración de puertos del estado (<http://www.puertos.es/>; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020) y la AEMET con datos simulados provenientes de modelos numéricos que componen dos subconjuntos: SIMAR (1958-

2005) y WANA (2006-actualidad). El objetivo del modelo es proporcionar series históricas de oleaje y viento que se ajusten a la física regional. Los datos de viento del subconjunto SIMAR proceden de un *downscaling* del modelo regional RCA3.5 de la AEMET, el cual se alimenta de datos de reanálisis de ERA-Interim y ERA-40. Por otro lado, los datos de viento del subconjunto WANA proceden de los modelos HIRLAM (2006-2018, modelo de mesoescala e hidrostático) y HARMONIE-AROME (2019 en adelante, modelo de mesoescala no hidrostático), por lo que presenta series no homogeneizadas de viento con cambios de resolución espacial a lo largo del tiempo -lo que podría suponer una desventaja-. Aunque el modelo no reproduce procesos locales de viento (i.e. procesos de convección y efectos orográficos locales), sí reproduce con un alto grado de confianza los vientos regionales y vientos procedentes del mar (estos últimos de interés particular para este estudio). Además, para efectos de este trabajo una de las mayores bondades del modelo es la resolución temporal y espacial: series de tiempo horarias sobre una retícula con nodos (o boyas virtuales) ubicados cada 20 km, lo que ha permitido obtener información de boyas virtuales ubicadas en el mar y paralelas a la estaciones meteorológicas de estudio (Figura 3). Para este trabajo se utilizaron datos de dirección del viento a las 1200 UTC a partir de las siguientes boyas virtuales SIMAR: 2078099 (Alicante), 2081114 (Valencia) y 2084119 (Castellón). Sin embargo, las series presentan lagunas debido a inconvenientes en la recepción de registros de viento que provee la AEMET, por lo que presentan ciclos en los que el modelo no operó. El conjunto SIMAR puede descargarse previa solicitud al Banco de Datos Oceanográficos de Puertos del Estado a través de la dirección de correo electrónico pilar@puertos.es (https://bancodatos.puertos.es//BD/informes/INT_8.pdf; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020).

2.2.2.2. Reanálisis JRA-55

Japanese 55-year Reanalysis o JRA-55 (<https://rda.ucar.edu/>; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020) es un modelo atmosférico de reanálisis creado por la Agencia Meteorológica Japonesa (JMA) a partir de un sofisticado método de asimilación de datos para generar un conjunto histórico de datos climáticos homogéneos de alta calidad (desde 1958 hasta la actualidad) para estudiar la variabilidad multidecadal y el cambio climático. En particular JRA-55 ha sido creado para mejorar las inconsistencias en reanálisis anteriores de la JMA (i.e. sesgo del modelo, consistencia dinámica de los campos de análisis), a partir de la homogeneización de datos; reprocesamiento de datos observacionales; introducción del análisis variacional cuatridimensional; y la corrección del sesgo variacional para las radiaciones satelitales (Kobayashi et al., 2015). El modelo se basa en la versión de resolución espectral TL319 del modelo espectral global (GSM) de la JMA usado previamente en el reanálisis JRA-25 y entre sus mayores bondades se encuentra la alta resolución espacial y temporal que abarca: sistema de malla gaussiana reducida de 55 km (i.e. el número de nodos latitudinales disminuye hacia los polos, manteniendo la separación de nodos relativamente constante a través del globo) y un esquema de advección semi-lagrangiano. Provee datos en una resolución 3-horaria o subdiaria, así como medias mensuales y diarias. Además, cuenta con 60 niveles verticales y uno superficial. Para este trabajo se utilizaron datos subdiarios de la componente meridional y zonal del viento a 10 m s.n.m. para calcular la dirección del viento a las 1200 UTC y rellenar las lagunas de los datos del conjunto SIMAR. En total, se rellenaron 73 días entre 2005 y 2019 con datos de viento del reanálisis JRA-55.

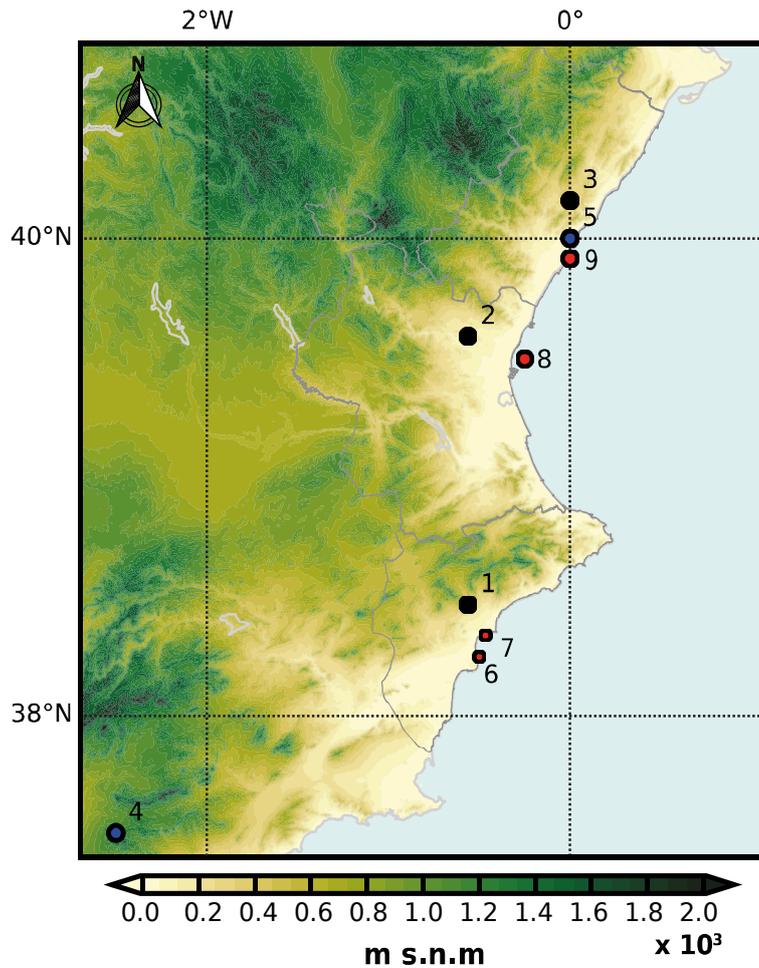


Figura 3. Ubicación de nodos de reanálisis seleccionados: JRA-55 (negro); NCEP/NCAR (azul); y SIMAR (rojo). Asimismo, los nodos 1-4-6 representan las condiciones atmosféricas para Alicante; 2-5-7 para Valencia; y 3-5-8 para Castellón.

2.2.2.3. Reanálisis NCEP/NCAR (R1)

El reanálisis de primera generación NCEP/NCAR (R1, <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis/>; última fecha de acceso 7 de septiembre de 2020) es un modelo global atmosférico que utiliza un sistema de análisis-pronóstico de última generación para realizar la asimilación de datos a partir de información histórica (desde 1948 hasta el presente) con el objetivo de producir análisis del estado pasado y actual de la atmósfera. Fue creado por el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) en cooperación con el Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (NCAR) y una de sus principales ventajas es la disponibilidad de series temporales largas a partir de un modelo similar al utilizado para predicciones climáticas (Klister et al., 2001). El modelo cuenta con 28 niveles verticales de presión y presenta una cobertura global con nodos ubicados sobre retículas uniformes cada 2.5° o 278.3 km de latitud/longitud, aunque algunas variables presentan una resolución espacial de retícula de 1.875° o 209 km debido al truncamiento triangular del modelo. Este modelo en particular es uno de los más utilizados en estudios climáticos ya que asimila eficientemente las observaciones en niveles atmosféricos superiores (Klister et al., 2001) y ha demostrado reproducir con un alto grado de confianza las tendencias en la disminución del viento global (Chen et al., 2013) y eventos de precipitación en latitudes medias (Cavazos y Hewitson, 2005). Para este trabajo se utilizaron datos

diarios de presión atmosférica a nivel del mar y subdiarios (1200 UTC) de altura geopotencial a 850 hPa para calcular el índice WeMOi (ver apartado 2.4.1.1) y el viento geostrófico (ver apartado 2.4.1.3), respectivamente. Asimismo, la clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison (ver apartado 2.4.1.2) se calculó con datos diarios de presión atmosférica al nivel del mar, siguiendo el método detallado en Azorin-Molina et al. (2011a).

2.3. Control de calidad, reconstrucción y homogeneización de series observadas de viento

Para reconstruir y homogeneizar las series Vm y Vx provenientes de datos observados de la AEMET, se utilizaron las funciones del paquete *Climatol* (v3.1.1) en R (Guijarro, 2018), donde se realizaron controles de calidad, reconstrucción de datos faltantes a partir de series vecinas y homogeneización de las series temporales con el fin de garantizar que las fluctuaciones en los datos se deban a la variabilidad climática (Aguilar et al., 2003). Esto es debido a que es común que los datos observados presenten errores de medición o lagunas asociadas a: (i) toma de muestras o digitalización; (ii) cambios en el entorno (i.e. cambios graduales de vegetación); (iii) cambios asociados a los equipos de medición (i.e. reubicación del equipo, cambios en la altura de medición del anemómetro, cambio de instrumento, degradación, calibración o cambios en el intervalo de muestreo).

Es importante homogeneizar las series temporales ya que el uso de series de viento no homogeneizadas podría resultar en la cuantificación de tendencias climáticas que no reflejan la realidad (Aguilar et al., 2003). Sin embargo, homogeneizar datos de velocidad del viento puede representar una mayor complejidad que la homogeneización de otras variables (i.e. temperatura del aire). Las series de tiempo se homogeneizan mediante procesos iterativos anidados, en el cual se aplica la prueba de homogeneidad normal estándar (SNHT) sobre ventanas temporales solapadas, y posteriormente sobre las series completas. Una explicación más detallada del proceso se encuentra en Guijarro (2018). *Climatol* utiliza la prueba SNHT (Alexandersson, 1986) para detectar puntos de ruptura, siendo una de las pruebas más utilizadas para detectar inhomogeneidades en las series de tiempo climáticas (Azorin-Molina et al., 2014c).

Así pues, para las series de Vm y Vx se aplicó primero un control de calidad que removió errores de digitalización y transcripción, a partir de la detección de posibles *outliers* en los registros (Aguilar et al., 2003). Después, se reconstruyeron los registros climáticos para reducir posibles alteraciones en la magnitud y el signo de las tendencias climáticas asociadas a las lagunas originales del registro (Vose et al. 1992), por lo que se creó un registro para cada serie de tiempo a partir de la concatenación de series vecinas en el que: (i) se rellenaron los datos faltantes de la serie principal con medias y desviaciones típicas provisionales, calculadas a partir de los datos disponibles en la serie de referencia o serie vecina (i.e. serie de tiempo completa o con un registro más antiguo); (ii) se calcularon nuevamente las medias y desviaciones del registro a partir de la serie reconstruida; (iii) se repitió el proceso de cálculo hasta estabilizar las medias; (iv) se normalizaron las series de tiempo; (v) se calcularon las anomalías de las series para controlar la calidad de los datos; y (vi) se comprobó la homogeneidad de los datos a partir de SNHT y se detectaron los puntos de quiebre. Un diagrama de flujo del proceso se encuentra en la figura 4.

Para las series pluviométricas de las estaciones meteorológicas de la AEMET, y las series de dirección de viento del conjunto SIMAR, únicamente se rellenaron las lagunas con series vecinas y datos del reanálisis JRA-55 respectivamente, con el fin de ahorrar tiempo de cálculo en la homogeneización diaria, dado que estas variables únicamente se utilizarán en la selección de días de BM y no para analizar las tendencias climáticas en días potenciales de BM, que es (i) la finalidad principal de este trabajo; y (ii) la motivación principal para homogeneizar series de tiempo.

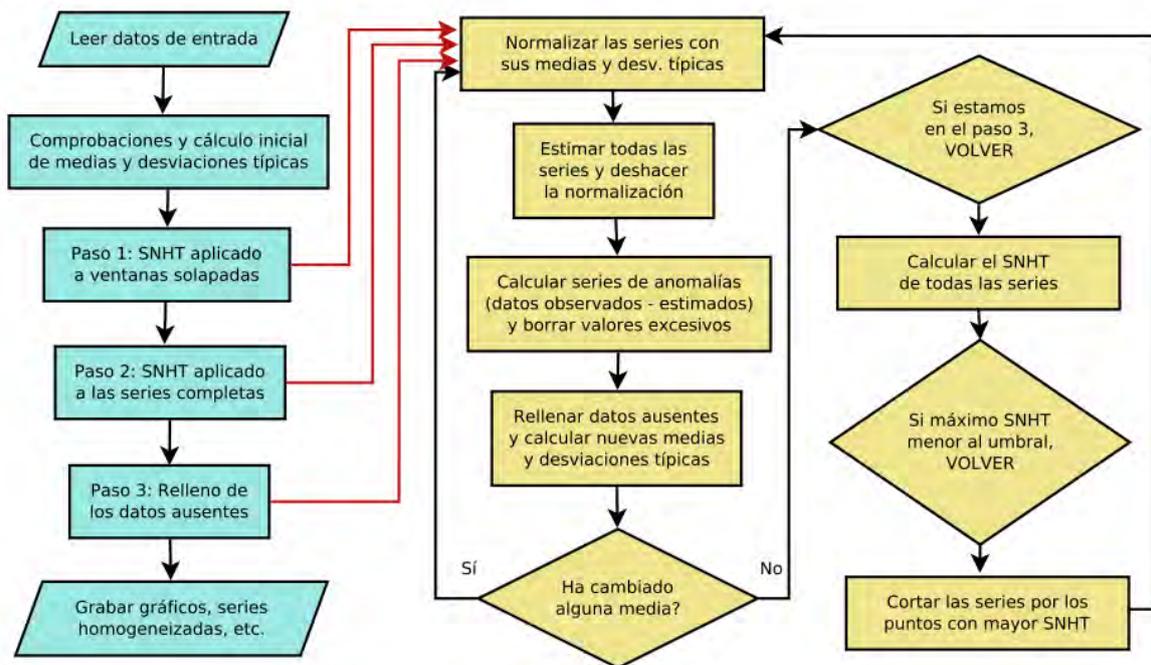


Figura 4. Diagrama de flujo del funcionamiento de Climatol, mostrando sus procesos iterativos. Tomado de Guijarro, 2018.

2.4. Método automático para detección de días potenciales de brisas marinas

Con el fin de detectar días potenciales de brisa marina “pura” (i.e. brisas en ausencia de viento sinóptico), se definió un método automático a partir de criterios alternativos. El método de selección de días potenciales de BM se compone de 6 filtros, divididos en dos grupos de filtros: (a) asociados a circulación atmosférica a gran escala (filtros 1,2,3) y (b) asociados a eventos atmosféricos locales (filtros 4,5,6). Dentro del grupo (a) de filtros se encuentran: (i) WeMOi neutro; (ii) tiempo sinóptico de J&C favorable (i.e. circulación anticiclónica, bajas térmicas sobre la IP, gradientes débiles de presión); y (iii) viento geostrófico (Vg) débil a 850 hPa. Por otra parte, el grupo (b) de filtros involucra (iv) vientos de componente marítimo; (v) racha máxima de viento; y (vi) precipitación mínima. Un diagrama de flujo del método propuesto se encuentra en la figura 5. En general, se encontraron 5285 días comunes de BM entre todas las estaciones de estudio (serie regional, Tabla 3, Figura 6) en presencia de flujos sinópticos débiles y tiempo local estable, después de aplicar el método automático en las series de viento medio y racha máxima para el período climático de 58 años (1961-2019). La validación del método se encuentra en el apartado 2.4.3.

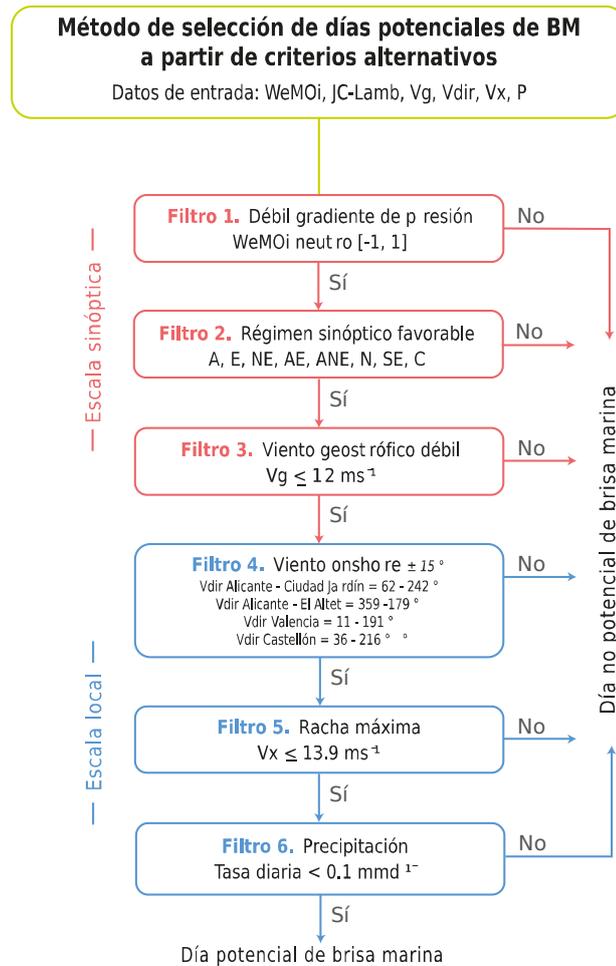


Figura 5. Diagrama de flujo de filtros empleados para la selección de días potenciales de brisa marina a partir de criterios alternativos. JC-Lamb: tiempo sinóptico de Jenkinson y Collison, Vg: viento geostrófico, Vdir: dirección del viento, Vx: racha máxima de viento, P: precipitación.

Tabla 3. Días potenciales de brisa marina identificados para cada estación, emplazamiento y en común (regional) durante el periodo 1961-2019.

Estación	Número de días
8025. Alicante Ciudad Jardín	7731
8019. Alicante El Altet	7652
8414A. Valencia Manises	7080
8416. Valencia Viveros	7323
8500A. Castellón Almassora	8314
Emplazamiento	
Alicante	6756
Valencia	7063
Días en común	5285

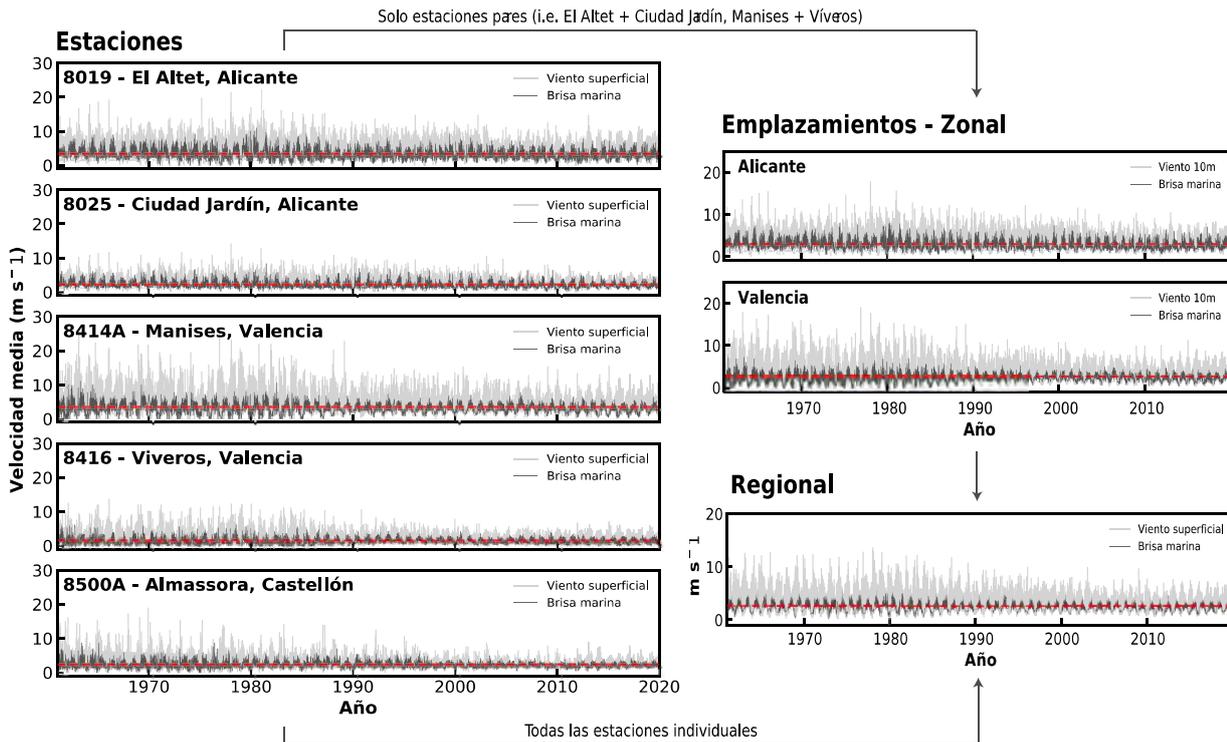


Figura 6. Subset de series de la velocidad media de BM. La línea roja representa el valor medio de cada serie. Serie de viento general (gris), serie de brisa marina identificada (negro).

2.4.1. Circulación atmosférica a gran escala

La influencia de la circulación a gran escala o sinóptica en las BM fue evaluado a partir de (i) el índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi); (ii) la clasificación de tiempo sinóptico de Jenkinson y Collison; y (iii) el viento geostrófico a 850 hPa.

2.4.1.1. Índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi)

La WeMO es considerada la oscilación atmosférica que domina la variabilidad climática regional del Mediterráneo occidental, y por tanto con mayor influencia en el clima del este de la PI. Asimismo, es la responsable de la división local-regional en el patrón de vientos del área de estudio, el cual está forzado por sistemas regionales de altas y bajas presiones que pueden presentarse en 3 fases: (i) *fase positiva* (+). Predominan flujos sinópticos hacia el mar provenientes del N, NW y W (semestre frío), forzados por un fuerte gradiente de presión superficial entre el anticiclón de las Azores (situado al sudoeste de la PI) y la baja presión de Liguria; (ii) *fase neutra* (~ 0). El débil gradiente de presión del bajo térmico ibérico favorece el desarrollo de vientos locales de bajo nivel (i.e. BM) que sopla hacia el interior (semestre cálido); y (iii) *fase negativa* (-). Prevalecen flujos sinópticos hacia el interior provenientes del E, SE y S (semestre cálido), forzados por el gradiente de presión entre el anticiclón centroeuropeo (situado al norte de Italia) y el centro de bajas presiones del norte (posicionado al suroeste de la PI). Una explicación más detallada del sistema de presiones del área y del WeMO se encuentra en [Olcina-Cantos y Azorín-Molina \(2004b\)](#) y [Martín-Vide \(2016\)](#), respectivamente.

El **filtro 1** selecciona días con un débil gradiente de presión atmosférico (i.e días dominados por BM y circulaciones locales). Se utilizó la fase neutra (~ 0) puesto que favorece el desarrollo de circulaciones de BM debido al débil gradiente de presión. [Azorin-Molina y Lopez-Bustins \(2008\)](#)

definieron el intervalo $[-1,1]$ como el que mejor representa días potenciales de BM en la PI (i.e. días en fase WeMOi neutro). La serie mensual WeMOi puede descargarse en la página oficial del Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona (<http://www.ub.edu/gc/es/wemo/>; última fecha de acceso 6 de septiembre de 2020), y es calculado a partir de datos observados de presión atmosférica a nivel del mar entre San Fernando (España) y Padua (Italia), siguiendo el mismo método que utilizan otros índices como por ejemplo el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAOi). Sin embargo, dado el registro temporal de este estudio y tal como sugieren algunos autores resulta preciso calcular el índice en una escala diaria (Azorin-Molina y Lopez-Bustins, 2008) a partir de datos de reanálisis, puesto que se ha evidenciado la alta correlación ($r = 0.94$) entre el índice calculado a partir de datos NCEP-NCAR y el índice calculado a partir de series instrumentales (Corell et al., 2020). El WeMOi diario se calcula como la diferencia entre las presiones atmosféricas diarias previamente estandarizadas del dipolo barométrico (Martin-Vide y Lopez-Bustins, 2006).

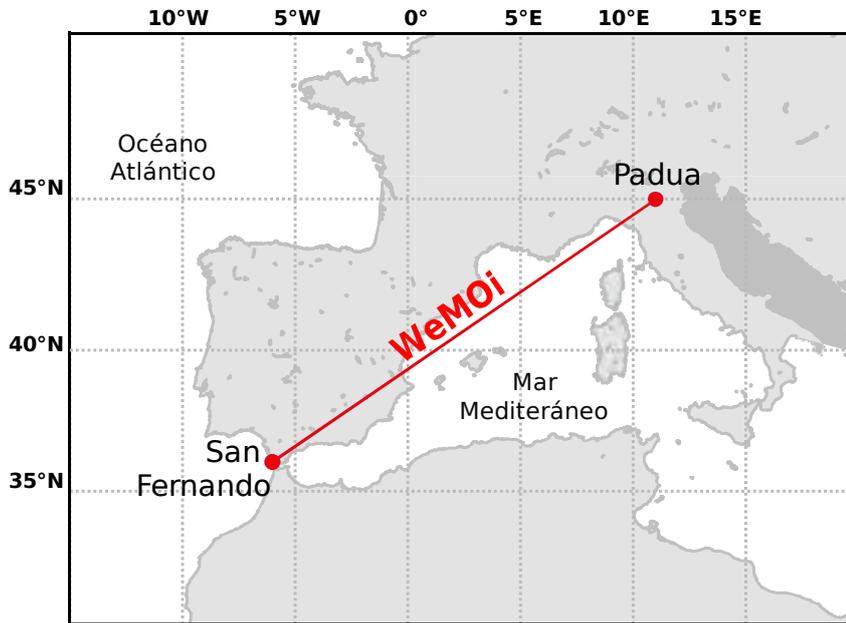


Figura 7. Dipolo barométrico: San Fernando (suroeste de España) y Padua (noreste de Italia).

En este caso, se utilizaron datos de presión atmosférica superficial del reanálisis NCEP/NCAR (R1) desde 1961 hasta 2019, en dos puntos de observación del dipolo barométrico: San Fernando-Cádiz ($36^{\circ}28'N - 6^{\circ}12'W$) al suroeste de España y Padua ($45^{\circ}23'N - 11^{\circ}52'E$) al noreste de Italia (Figura 7). Se seleccionaron los puntos de cuadrícula del modelo más cercanos a los puntos de observación de San Fernando ($35^{\circ}N - 5^{\circ}W$) y Padua ($45^{\circ}N - 10^{\circ}W$). A partir de las series de tiempo se calculó la media y desviación estándar global de los datos para cada punto con el fin de estandarizar las series (Ecuación 1) y calcular la diferencia estandarizada de medias (Ecuación 2).

$$SLP_S = \frac{\sum_{i=1}^N x_i - \bar{x}}{SD} \quad (1)$$

$$SLP_{SDM} = SLP_{S1} - SLP_{S2} \quad (2)$$

Dónde SLP_S es la serie estandarizada de presión atmosférica en superficie; x_i es la media diaria; \bar{x} es la media global; SD es la desviación estándar global; y SLP_{SDM} es la diferencia de medias estandarizadas entre las series de tiempo de San Fernando (S1) y Padua (S2).

Para validar el índice calculado a partir del modelo NCEP/NCAR, se comparó y ajustó (mediante una regresión lineal simple por método matricial) al índice diario WeMOi proveniente de datos *in situ* de presión atmosférica superficial medidos en estaciones meteorológicas desde 1961 hasta 2018. Para la comparación, se analizaron los estadísticos básicos (i.e. media, valores mínimos, máximos y desviación estándar) para cada serie (Tabla 4). Además, se analizaron estadísticos comparativos (i.e. raíz cuadrática media del error, sesgo e índice del sesgo) para evaluar el desempeño del modelo atmosférico respecto a la información observada (Tabla 5; Ecuación 3, 4 y 5 respectivamente), y se determinó el coeficiente de correlación de Pearson (r) para observar la bondad de ajuste (Figura 8). Tanto el análisis de correlación como los estadísticos evaluados sugieren que el índice WeMOi proveniente de reanálisis es aceptable puesto que el modelo: (i) tiene una alta correlación respecto los datos observados ($r = 0.95$, $p < 0.001$) con algunas desviaciones importantes entre magnitudes WeMOi de -3 y 2; y (ii) los bajos valores de RMS y sesgo indican que el modelo presenta en términos generales un desempeño atmosférico confiable pese a subestimar las observaciones.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{obs}^i - x_{mod}^i)^2} \quad (3)$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{obs}^i - x_{mod}^i) \quad (4)$$

$$BI = BIAS \times \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{obs}^i \right)^{-1} \quad (5)$$

Dónde x_{obs} y x_{mod} son los datos observados y simulados; N es el número de observaciones utilizadas para hacer la comparación; RMSE es la raíz cuadrática media del error; BIAS es el sesgo; y BI es el índice del sesgo.

Tabla 4. Estadística descriptiva básica usada para comparar las series WeMOi provenientes de datos *in situ* con la serie proveniente de datos simulados (NCEP/NCAR). Min: valor mínimo, Prom: valor promedio, Max: valor máximo, Std: desviación estándar.

Datos	Min	Prom	Max	Std
Observados	-6.018	-0.031	6.148	1.178
NCEP/NCAR	-5.174	-0.003	6.095	1.112

Tabla 5. Análisis estadístico comparativo entre las series WeMOi provenientes de datos *in situ* y simulados (NCEP/NCAR). N: número de observaciones, RMSE: raíz cuadrática media del error, r : coeficiente de correlación de Pearson, BIAS: sesgo, BI: índice del sesgo.

N	RMS	r	BIAS	BI
21072	0.375	0.948	-0.028	0.929

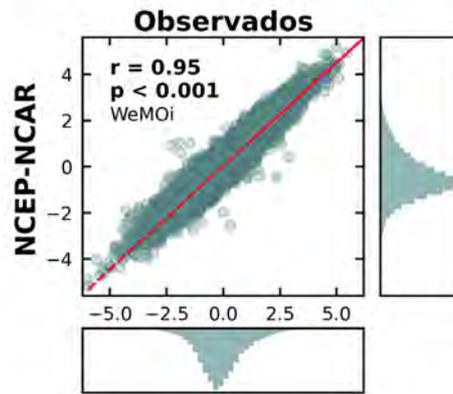


Figura 8. Diagrama de dispersión entre WeMOi proveniente de datos simulados (NCEP/NCAR) y observados o instrumentales (estaciones). r es el coeficiente de correlación de Pearson y p es la significación estadística.

2.4.1.2. Clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison

La clasificación de tiempo sinóptico de Jenkinson y Collison (J&C, 1977) es una versión automática de la clasificación de tiempo de Lamb (1950) que representa los principales patrones atmosféricos a gran escala que influyen en el clima (Tabla 6).

Tabla 6. Catálogo de los 27 tipos de tiempo sinóptico propuesto por Lamb y automatizados por J&C.

Clasificación	Abreviación
Norte	N
Noreste	NE
Este	E
Sureste	SE
Sur	S
Suroeste	SW
Oeste	W
Noroeste	NW
Anticiclónico del Norte	AN
Anticiclónico del Noreste	ANE
Anticiclónico del Este	AE
Anticiclónico del Sureste	ASE
Anticiclónico del Sur	AS
Anticiclónico del Suroeste	ASW
Anticiclónico del Oeste	AW
Anticiclónico del del Noroeste	ANW
Ciclónico del Norte	CN
Ciclónico del Noreste	CNE
Ciclónico del Este	CE
Ciclónico del Sureste	CSE
Ciclónico del Sur	CS
Ciclónico del Suroeste	CSW
Ciclónico del Oeste	CW
Ciclónico del Noroeste	CNW
Anticiclónico	A
Ciclónico	C
No clasificado	U

Inicialmente se definió para las islas británicas pero puede aplicarse sobre cualquier región de latitudes medias y ha sido aplicada sobre la PI para estudiar la relación entre las variables climáticas y la circulación atmosférica (Spellman, 2000; Martin-Vide, 2001), y en particular para determinar el efecto de la circulación atmosférica a gran escala sobre las BM (Azorin-Molina et al., 2011a). El método utiliza datos de presión atmosférica en superficie en 16 puntos de retícula para calcular 7 índices de circulación entre los que se incluyen el viento geostrófico y vorticidad para obtener la clasificación de tiempo sinóptico. Una descripción más detallada del método puede consultarse en Azorin-Molina et al. (2011a). La serie diaria corresponde al nodo ubicado a 40° N y 5° W, y una caracterización de los datos se encuentra en la figura 9, donde se calculó la distribución de frecuencias para todo el registro temporal del estudio, en gris se resaltan los tiempos sinóuticos que favorecen el desarrollo de BM sobre el este de la PI (A, AE, ANE, C, S, SE, E, NE, y N, Figura 9) encontrados previamente por Azorin-Molina et al. (2011a), siendo el tiempo anticiclónico el que mayor frecuencia de ocurrencia presenta (22%). Por tanto, el **filtro 2** selecciona días con circulación sinóptica favorable.

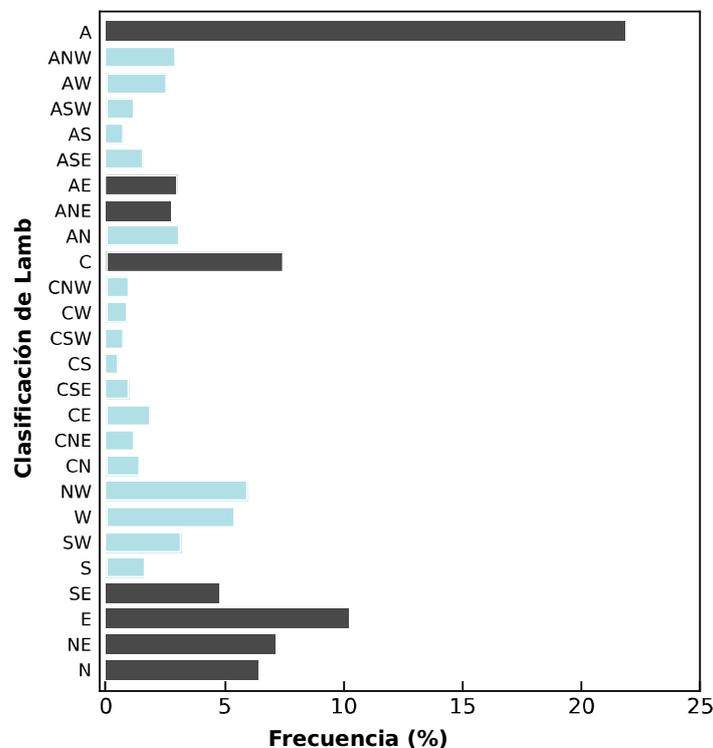


Figura 9. Distribución de frecuencia de la clasificación de tiempo de Lamb para el período entre 1961–2019. Se resaltan en gris los 8 tiempos sinóuticos que favorecen el desarrollo y ocurrencia de la BM.

2.4.1.3. Viento geostrófico

El Vg es una aproximación del viento real por encima del nivel de fricción que fluye paralelo a las isobaras, se puede calcular a partir del equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión horizontal y la fuerza de Coriolis. Debido a que las circulaciones de BM son complejas por su acoplamiento con las condiciones sinópticas, el uso del Vg a 850 hPa en el **filtro 3** puede ayudar a descartar días con viento sinóptico moderado a fuerte (Azorin-Molina y Chen, 2009), aplicando el criterio de $V_g \leq$

12 m s⁻¹. Para este estudio, el Vg se obtuvo a partir de la altura geopotencial a 850 hPa a las 1200 UTC, reescribiendo las ecuaciones del equilibrio geostrófico y Vg (Ecuación 6) en coordenadas isobáricas o en términos del geopotencial. En las ecuaciones del equilibrio geostrófico la velocidad depende únicamente de la altura o el geopotencial, por lo que supone un gradiente de presión horizontal constante (Pettersen, 1969). Los cálculos del Vg se realizaron para toda la malla de nodos del reanálisis NCEP/NCAR, de manera que las derivadas parciales del geopotencial se calculan a partir de 4 nodos adyacentes.

$$\begin{aligned} fu &\approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \rightarrow ug = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \\ -fv &\approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \rightarrow vg = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \end{aligned} \quad (6)$$

Dónde ρ es la densidad del aire, p es la presión del aire y f es el parámetro de coriolis = $2\Omega \cdot \text{sen}(\varphi)$, siendo Ω la velocidad de rotación de la tierra = $2\pi/86400\text{s}$; y φ la latitud del punto.

En meteorología sinóptica es común utilizar coordenadas isobáricas (o geopotenciales) para analizar los patrones climáticos asociados al Vg, ya que resulta más apropiado usar gradientes geopotenciales que implican el mismo Vg independiente del nivel de presión considerado. El geopotencial es la energía potencial gravitacional de una unidad de masa, en una ubicación particular en relación con el nivel medio del mar, y se representa por ϕ en J/kg (Ecuación 7). La altura geopotencial (Z) puede obtenerse dividiendo el geopotencial por la aceleración gravitacional terrestre o gravedad en superficie (Ecuación 8), y se utiliza para expresar la altitud de un nivel de presión específico por encima del nivel del mar.

$$\phi = \int_0^Z g dz \quad (7)$$

$$Z = \frac{\phi}{g_0} \approx z \quad (8)$$

Dónde g es la gravedad terrestre, d_z es la derivada parcial en la vertical y g_0 es la aceleración gravitacional terrestre ($g = 9.80665 \text{ m s}^{-2}$).

El balance geostrófico puede reescribirse en términos del geopotencial (Ecuación 9), representando el gradiente de fuerza de presión por la derivada parcial horizontal del geopotencial, asumiendo implícitamente que las derivadas parciales en x e y se calculan a presión constante:

$$\begin{aligned} fu &\approx -g \frac{\partial z}{\partial y} \rightarrow ug = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \\ -fv &\approx -g \frac{\partial z}{\partial x} \rightarrow vg = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} \end{aligned} \quad (9)$$

Dónde g es la gravedad, $\frac{\partial z}{\partial x}$ es la derivada geopotencial en la dirección del eje x , mientras que $\frac{\partial z}{\partial y}$ es la derivada geopotencial en la dirección del eje y , ∂x y ∂y se derivan asumiendo una estructura de malla rectangular ([Ecuación 10](#)):

$$\frac{\partial z}{\partial y} \simeq \frac{Z_2 - Z_1}{\partial y}$$

$$\frac{\partial z}{\partial x} \simeq \frac{Z_4 - Z_3}{\partial x}$$
(10)

2.4.2. Circulación atmosférica local

Para asegurar que las series de viento a obtener pertenezcan a días dominados por BM se utilizaron filtros asociados al viento y la precipitación. El **filtro 4** selecciona vientos de componente marítimo a las 1200 UTC a partir de datos NCEP-NCAR. Basado en la orientación de cada costa (i.e. 62–242° para Ciudad Jardín y 359 –179° para la estación El Altet de Alicante, 11–191° para Valencia y 36–216° para Castellón, [Figura 2](#)), se seleccionaron direcciones de viento dentro del rango de orientaciones de cada costa, y se determinó un rango de direcciones comunes para la serie regional (62–191°) y el emplazamiento de Alicante (62–179°). Además, para incluir aquellos vientos paralelos del Este se amplió la ventana de orientaciones en $\pm 15^\circ$, tal como se indica en la [figura 5](#). El **filtro 5** asegura días potenciales de BM pura. Para ello, filtra la racha máxima de viento registrado y selecciona aquellos días con rachas menores o iguales a 13.9 m s^{-1} ([Azorin-Molina et al., 2011a](#)), de esta forma se descartan días de BM que pudieran ser canalizadas por viento sinóptico. Finalmente, el **filtro 6** descarta días inestables que inhiben el desarrollo de las BM. Las BM se caracterizan por desarrollarse bajo entornos estables excepto cuando la convergencia con el viento sinóptico dispara tormentas (FBM). Si bien la mayoría de los días en que ocurre precipitación ya fueron descartados en los filtros 1 y 2, es recomendable descartar todos los días en presencia de precipitación ya que las tormentas pueden producir corrientes de gravedad que impulsan flujos térmicos, y por tanto "contaminar" eventos puros de BM. Este filtro puede eliminar días que incluyen pasos de FBM. El umbral propuesto es de precipitaciones $< 0.1 \text{ mm d}^{-1}$ para seleccionar días estables, tal como sugiere [Arrillaga et al. \(2020\)](#).

2.4.3. Validez del método de detección

La precisión del método de selección automática de días potenciales de BM se realizó siguiendo la metodología descrita en [Azorin-Molina et al. \(2011b\)](#). Los días de BM del método propuesto en este trabajo (MP) se compararon con los días de BM seleccionados por el método de selección automática de [Azorin-Molina et al. \(2011b\)](#) para el año 2004 (definido como AM). Para ello se definió una matriz de días de BM y días sin BM (NBM) con el fin de reportar la probabilidad de que ocurra un día de BM (P_1) o no (P_0), así como las probabilidades de ajuste entre ambas: selección de días idénticos de BM ($BM_{MP}BM_{AM}$) o no ($NBM_{MP}NBM_{AM}$), y de días diferentes ($BM_{MP}NBM_{AM} - NBM_{MP}BM_{AM}$). El cálculo de las probabilidades se define en las ecuaciones 11–14.

(i) $PBM_{MP}BM_{AM}$ representa la probabilidad de selección de días idénticos de brisa marina, dónde el número total de días de BM se divide por el número total de días de BM seleccionado por ambos métodos:

$$PBM_{MP}BM_{AM} = \frac{BM_{MP}BM_{AM}}{BM_{MP}BM_{AM} + BM_{MP}NBM_{AM} + NBM_{MP}BM_{AM}} \quad (11)$$

(ii) $PNBM_{MP}NBM_{AM}$ representa la probabilidad de selección de días idénticos sin BM, dónde el número total de días de NBM se divide por el número total de días de NBM seleccionado por ambos métodos:

$$PNBM_{MP}NBM_{AM} = \frac{NBM_{MP}NBM_{AM}}{NBM_{MP}NBM_{AM} + BM_{MP}NBM_{AM} + NBM_{MP}BM_{AM}} \quad (12)$$

(iii) $PBM_{MP}NBM_{AM}$ representa la probabilidad de selección de días diferentes de BM, dónde el número de días de brisa seleccionados por el MP que figuran como días de NBM del método de AM se divide por el número total de días diferentes de BM seleccionados por ambos métodos:

$$PBM_{MP}NBM_{AM} = \frac{BM_{MP}NBM_{AM}}{BM_{MP}NBM_{AM} + NBM_{MP}BM_{AM}} \quad (13)$$

(iv) $PNBM_{MP}BM_{AM}$ representa la probabilidad de seleccionar días distintos sin BM, dónde los días sin brisa marina seleccionados por el MP figuran como días de BM según el método de AM, dividido por el número de días diferentes de BM seleccionados por ambos métodos:

$$PNBM_{MP}BM_{AM} = \frac{NBM_{MP}BM_{AM}}{BM_{MP}NBM_{AM} + NBM_{MP}BM_{AM}} \quad (14)$$

La [tabla 7](#) presenta las probabilidades de detección de BM por año entre el MP y el método de referencia para Ciudad Jardín - Alicante. Mientras que la [tabla 8](#) presenta la probabilidad de detección de eventos de BM entre ambos métodos por mes para el año 2004 y para la misma estación. En general, el MP parece detectar un mayor número de días potenciales de BM respecto al método de referencia y por tanto la probabilidad de que detecte un día de BM no detectado por AM ($PBM_{MP}NBM_{AM}$) es alta (72%), mientras que $PNBM_{MP}BM_{AM}$ es baja, del 28% ([Tabla 7](#)). Esto puede deberse a que a pesar de que ambos métodos se basan en criterios alternativos de BM, los filtros (excepto el 5) y datos de entrada no son los mismos, por lo que en definitiva la selección de eventos de BM a partir de criterios alternativos es susceptible al diseño de filtros y datos usados (i.e. el MP se basa en criterios alternativos de circulación atmosférica, y no en parámetros de detección directa de BM), tal como sugiere [Azorin-Molina et al. \(2011b\)](#). Sin embargo, el uso de métodos de detección a partir de criterios alternativos permite disponer de días potenciales de BM, y por tanto estudiar las tendencias del viento superficial en situaciones potenciales de BM. La baja probabilidad de detección de días potenciales de ambos métodos (35% para el MP y 22% para el método de AM) puede deberse además a que los métodos automáticos subestiman los días de brisa marina puros, y rechazan días de brisa "impuros" o incompletos ([Azorin-Molina et al., 2011b](#)).

La probabilidad más alta de detectar un evento potencial de BM en 2004 es en julio (78%), seguido de junio (68%), mientras que diciembre presenta la menor probabilidad de ocurrencia (3%, [Tabla 8](#),

Figura 10). Este patrón “persiste” durante el período de estudio de 58 años (**Figura11**), dónde se confirma que aunque verano presenta una mayor ocurrencia de BM, estos eventos ocurren durante todo el año aunque con menor frecuencia en invierno (e incluso sin ocurrencia) como lo indican otros autores (Azorin-Molina et al., 2011a). Por otro lado, se evidencia una buena respuesta de validación entre ambos métodos ($PBM_{MP}BM_{AM}$) en abril (86%) y junio (61%), mientras que el mejor ajuste de $PNBM_{MP}NBM_{AM}$ se presenta en enero (85%) y diciembre (97%), donde la identificación de eventos de BM está determinada principalmente por la presencia de tiempo sinóptico anticiclónico (A), facilitando la detección (o no) de días potenciales de BM (**Tabla 8**).

Tabla 7. Días potenciales de brisa marina identificados entre 2000-2005 y probabilidades de ajuste entre el método propuesto y el de referencia (azul) para Ciudad Jardín - Alicante. BM: brisa marina, NBM: sin brisa marina, MP: método propuesto, AM: método de referencia de Azorin-Molina et al. (2011b).

	Total	2000		2001		2002		2003		2004		2005		
Días de BM	757	475	128	66	113	71	119	89	115	84	138	94	144	71
Días de NBM	1435	1717	238	300	252	294	246	276	250	281	228	272	221	294
P1 (%)	35	22	35	18	31	19	33	24	32	23	38	26	39	19
P0 (%)	65	78	65	82	69	81	67	76	68	77	62	74	61	81
$PBM_{MP}BM_{AM}$	0.32	0.28	0.31	0.31	0.35	0.31	0.39	0.31	0.39	0.25				
$PNBM_{MP}NBM_{AM}$	0.66	0.67	0.70	0.70	0.68	0.67	0.66	0.66	0.66	0.60				
$PBM_{MP}NBM_{AM}$	0.72	0.79	0.72	0.72	0.65	0.65	0.72	0.78	0.72	0.78				
$PNBM_{MP}BM_{AM}$	0.28	0.21	0.28	0.28	0.35	0.35	0.28	0.22						

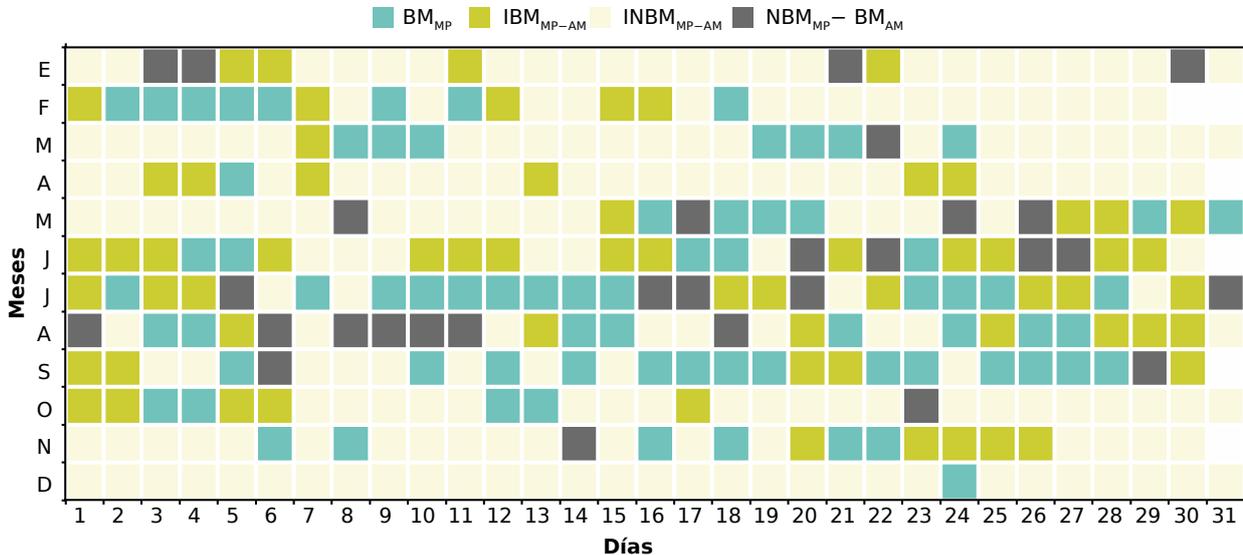


Figura 10. Días potenciales de brisa marina identificados por ambos métodos para el año 2004. BM_{MP} (azul): método propuesto; $NBM_{MP}-BM_{AM}$ (gris): método de AM; IBM_{MP-AM} (verde): días de brisa que coinciden en ambos métodos; $INBM_{MP-AM}$ (ocre): días sin brisa que coinciden en ambos métodos.

Tabla 8. Días potenciales de brisa marina identificados en 2004 y probabilidades de ajuste entre el método propuesto y el de referencia para Ciudad Jardín - Alicante. Se presentan las probabilidades mensuales y total anual. BM: brisa marina, NBM: sin brisa marina, MP: método propuesto, AM: método de referencia de [Azorin-Molina et al. \(2011b\)](#).

	Total	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Días de BM	139	4	13	8	7	10	19	22	15	19	9	11	1
Días de NBM	227	27	15	23	23	21	11	9	16	11	22	29	30
P1 (%)	38	13	46	26	23	32	63	71	48	63	29	37	3
P0 (%)	62	87	54	74	77	68	37	29	52	37	71	63	97
PBM _{MP} BM _{AM}	0.41	0.50	0.38	0.11	0.86	0.29	0.61	0.33	0.32	0.24	0.50	0.42	0.00
PNBM _{MP} NBM _{AM}	0.67	0.85	0.65	0.73	0.96	0.63	0.44	0.18	0.38	0.36	0.81	0.72	0.97
PBM _{MP} NBM _{AM}	0.73	0.00	1.00	0.88	1.00	0.60	0.56	0.72	0.53	0.88	0.80	0.86	1.00
PNBM _{MP} BM _{AM}	0.27	1.00	0.00	0.12	0.00	0.40	0.44	0.28	0.47	0.12	0.20	0.14	0.00

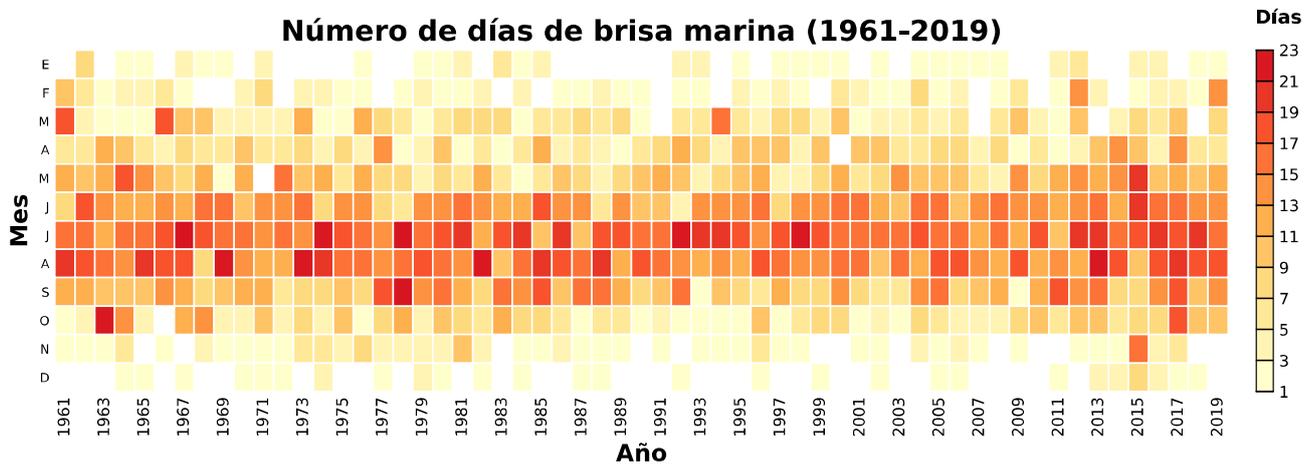


Figura 11. Número de días potenciales de brisa marina identificados por año y mes para el este de la PI (serie regional) durante 1961-2019.

2.5. Análisis de tendencias y estadística

El análisis de las tendencias permitirá descifrar si están ocurriendo cambios en las circulaciones en régimen de BM. Para la estimación de la tendencia a largo plazo de la velocidad media y racha máxima de BM, se calculó la anomalía de la velocidad del viento. Todas las anomalías se calcularon como una desviación (en m s^{-1}) de la media del período climático 1981–2010. Se generaron series regional y zonal de anomalías promediando todas las estaciones para la serie regional y promediando entre estaciones urbanas y de aeropuerto (sólo para Alicante y Valencia) para la serie zonal. Además, se generaron series de anomalía para cada estación. No se incluyó a Castellón dentro de los análisis de emplazamientos o zonales puesto que solo cuenta con una estación meteorológica y sus resultados se describen en las estaciones individuales. Los promedios de las series zonal y regional se realizaron sobre las series generales de viento medio

y racha máxima a partir de días comunes de BM (y teniendo en cuenta la incidencia de la dirección del viento según la orientación de costa regional y zonal). Para obtener las anomalías se calculó la diferencia entre la climatología (anual, estacional y mensual) de cada serie respecto a la media del período climático. Las series de viento se expresan como anomalías con el fin de evitar que hayan series de viento en particular que dominen la serie regional o zonal (Azorin-Molina et al. 2014c). Las estadísticas estacionales comprenden los siguientes meses: invierno (diciembre – febrero, DJF), primavera (marzo – mayo, MAM), verano (junio – agosto, JJA) y otoño (septiembre – noviembre, SON).

Tanto las climatologías y tendencias se analizaron para tres períodos: (i) el período de estudio 1961–2019; (ii) el período climático 1981–2010; y (iii) el período comparativo 1979–2008 con el fin de realizar comparaciones climatológicas con trabajos previos sobre la PI (i.e. Azorin-Molina et al. 2014c, 2016) y a nivel global (Vautard et al., 2010; McVicar et al., 2012; Minola et al., 2016; Zeng et al., 2019; Zhang et al., 2020, entre otros). Además, se ha demostrado que la magnitud y el signo de las tendencias dependen del período de estudio considerado (Troccoli et al., 2012).

Para estimar el signo y la magnitud de cambio de la tendencia en metros por segundo por década ($\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$), se calculó la pendiente mediante el método de Theil-Sen (Theil, 1950; Sen, 1968), mientras que la variabilidad multidecadal se determinó a partir de un filtro gaussiano de paso bajo de 15 años ($\sigma = 4$). La significancia estadística de las series se estimó a escala anual, estacional y mensual a partir del coeficiente de correlación no paramétrico de Mann-Kendall tau-b (Kendall y Gibbons, 1990). El método mide el grado en que la tendencia monotónica de una serie aumenta o disminuye, es considerado un método más robusto que los métodos paramétricos y funciona para todas las distribuciones (es decir, los datos no tienen que cumplir con el supuesto de normalidad), aunque no deben tener correlación serial porque podría afectar el nivel de significancia estadística (p-valor). Por tanto, y debido a que la gran mayoría de series presentaron autocorrelaciones altas (lag-1), se utilizó el método modificado de Mann-Kendall propuesto por Hamed y Rao (1998), el cual sugiere un enfoque de corrección de varianza para mejorar el análisis de tendencias y la detección de cambios en las pruebas de significancia estadística. La significación estadística de las tendencias se reportó en tres umbrales de significancia (i.e. significativo a $p < 0.05$; significativo a $p < 0.10$; y no significativo a $p < 0.10$) con el fin de evaluar las tendencias desde una perspectiva de "proceso e importancia" de la velocidad del viento en lugar de solo una perspectiva "estadísticamente significativa", tal como sugiere Azorin-Molina et al. (2014c, 2016). Además, para determinar puntos de ruptura o cambios de tendencia se aplicó el análisis de punto de cambio o "change-point analysis" (Gavit et al. 2009), el cual representa una novedosa herramienta estadística para determinar si se ha producido cambios en las series temporales. El análisis es capaz de detectar cambios sutiles ya que caracteriza mejor los cambios detectados al proporcionar niveles de confianza e intervalos de confianza. Para evaluar la persistencia y la influencia del punto de partida de las tendencias, se realizó un análisis de tendencias móviles o "running trend analysis" (Brunetti et al., 2006), de esta forma se determina la tendencia sobre diferentes períodos de tiempo con una ventana móvil de ancho variable (mínimo 30 años, sugerido en climatología), que corren desde 1961 hasta 2019. Además, se calcularon las tendencias para ventanas mínimo 20 años de longitud, con el fin de observar mejor la magnitud de los cambios más recientes (en Anexo A). Finalmente, con el fin de encontrar una relación anual, estacional y mensual entre la variabilidad de las circulaciones de BM y la circulación atmosférica a gran escala (i.e. WeMOi y tiempo sinóptico de J&C), se estimó el coeficiente de correlación de Pearson (r).

3. Resultados

3.1. Climatología de la velocidad de la brisa marina sobre el este de la Península Ibérica

La climatología en términos de media y desviación estándar de la velocidad media (V_m) y racha máxima (V_x) de la BM en el este de la PI se presenta en la [figura 12](#) para cada estación durante 1961–2019. A escala anual, V_m y V_x son mayores en las estaciones “rurales” o aeropuertos (i.e. El Altet y Manises) que las estaciones más costeras o “urbanas” (i.e. Ciudad Jardín, Viveros, Almassora), con velocidades de brisa mayor a 3.4 y 8.8 m s^{-1} , respectivamente ([Figura 12](#), [Figura 13](#)), debido a que las estaciones rurales se encuentran más expuestas a las circulaciones de BM y el viento sinóptico. La BM presenta además una estacionalidad marcada en MAM–JJA, donde V_m es mayor a 1.7 m s^{-1} en estaciones urbanas y a 3.5 m s^{-1} en rurales, mientras que V_x presentó velocidades superiores a 7.5 m s^{-1} en estaciones urbanas y a 9.1 m s^{-1} para las rurales. Por otra parte, en DEF se registraron los eventos de BM más débiles tanto para V_m (menor a 1.8 m s^{-1} en urbanas y entre $2 - 2.5$ m s^{-1} en rurales) como para V_x (que alcanzó hasta 6 m s^{-1} en estaciones urbanas y 7.6 m s^{-1} en rurales), mientras que el SON presentó los valores de viento más moderados, siguiendo los patrones ya descritos: V_m menor a 2.1 m s^{-1} en urbanas y de 3 m s^{-1} en rurales; V_x superó valores de 8.2 m s^{-1} en rurales y en torno a 6.5 m s^{-1} en urbanas. El ciclo anual presentó un patrón similar de V_m ([figura 14](#)), con valores más altos en las estaciones de aeropuerto que las urbanas, especialmente durante los meses cálidos (julio – agosto), aunque no tanto así a escala regional, donde los valores más altos de V_m se registraron en abril. La V_m de la BM dentro del ciclo anual regional osciló entre 2.5 y 4 m s^{-1} , alcanzando máximas cercanas a 9 m s^{-1} en marzo y mínimas de 1 m s^{-1} durante los meses fríos (noviembre – febrero). V_x presentó valores medios entre 8 y 13 m s^{-1} en la serie regional, con mínimas de 5 m s^{-1} y máximas cercanas a 27 m s^{-1} en enero.

Por otro lado, la variabilidad interanual se presenta como la desviación estándar de cada estación para el periodo total de 58 años ([Figura 12](#)). A nivel anual la variabilidad de la V_m y V_x de la BM es baja y relativamente homogénea (< 0.36 y 0.45 m s^{-1} respectivamente), siendo Viveros la que menor variabilidad de V_m presentó (0.16 m s^{-1}). Por otro lado, invierno registró la variabilidad estacional más alta, especialmente en Manises para V_m (0.70 m s^{-1}) y Viveros para V_x (1.05 m s^{-1}). Asimismo, la variabilidad interanual más baja se registró en primavera y verano (en torno a 0.23 m s^{-1} para V_m y 0.46 m s^{-1} para V_x), a excepción de las estaciones rurales que presentaron una variabilidad alta y atípica respecto a la variabilidad climatológica del resto de estaciones meteorológicas (0.53 m s^{-1} y 0.44 m s^{-1} respectivamente para V_m y 0.61 m s^{-1} para el registro de

racha máxima en El Altet). A diferencia de la variabilidad interanual, la variabilidad inter-mensual de V_x es mucho menor que la variabilidad de V_m , especialmente en junio – julio (para ambas), siendo los meses de noviembre – marzo los meses que presentaron mayor variabilidad de viento (figura 14).

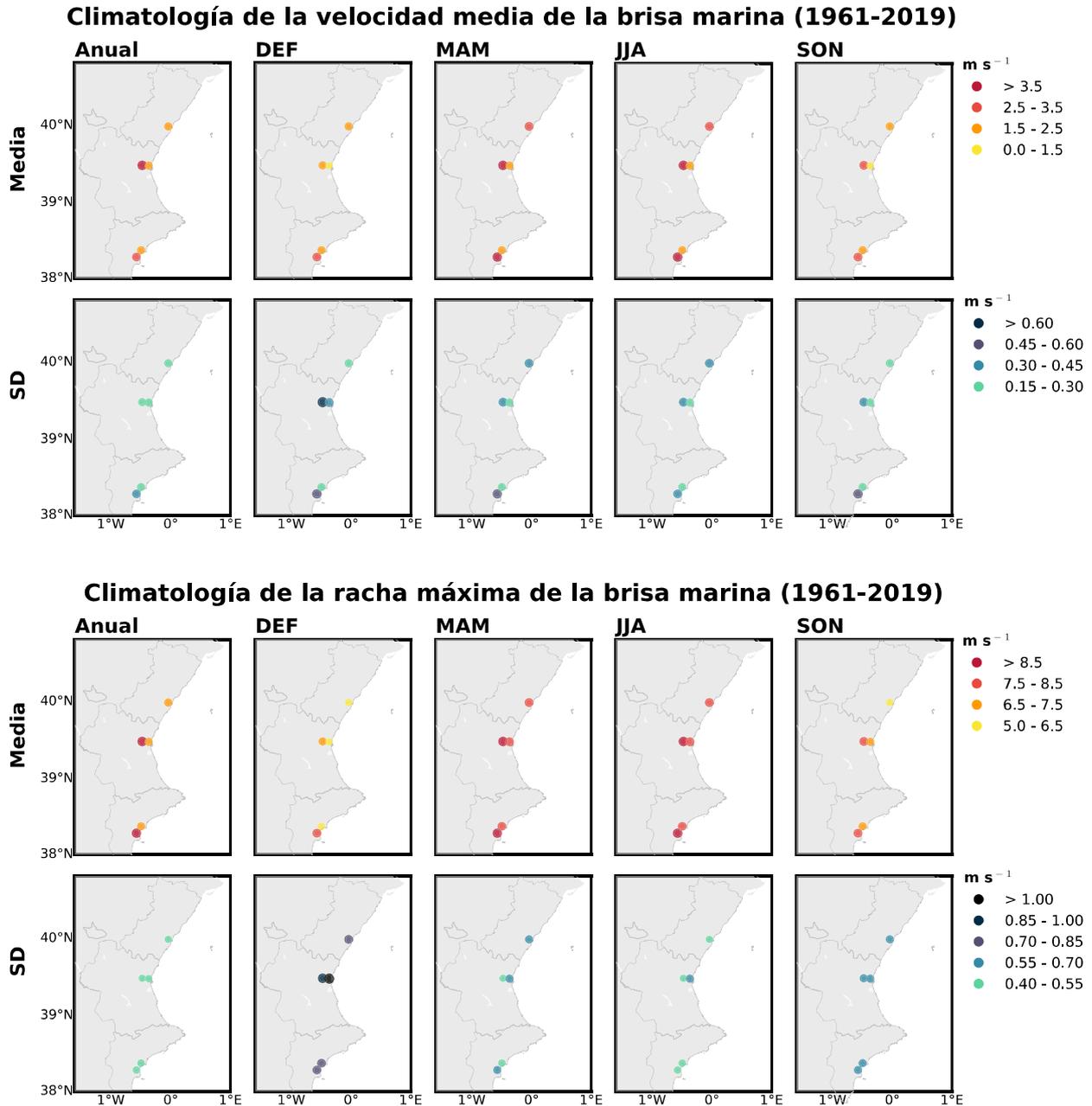


Figura 12. Distribución espacial de la media y desviación estándar anual y estacional de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante 1961-2019.

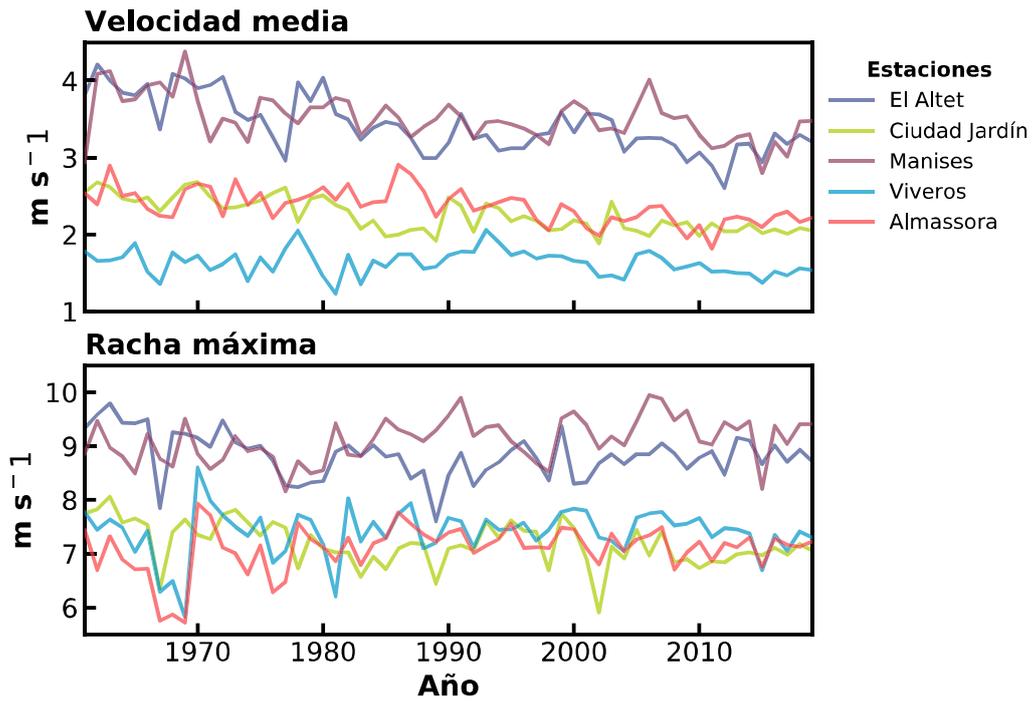


Figura 13. Serie anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante el período de estudio (1961-2019).

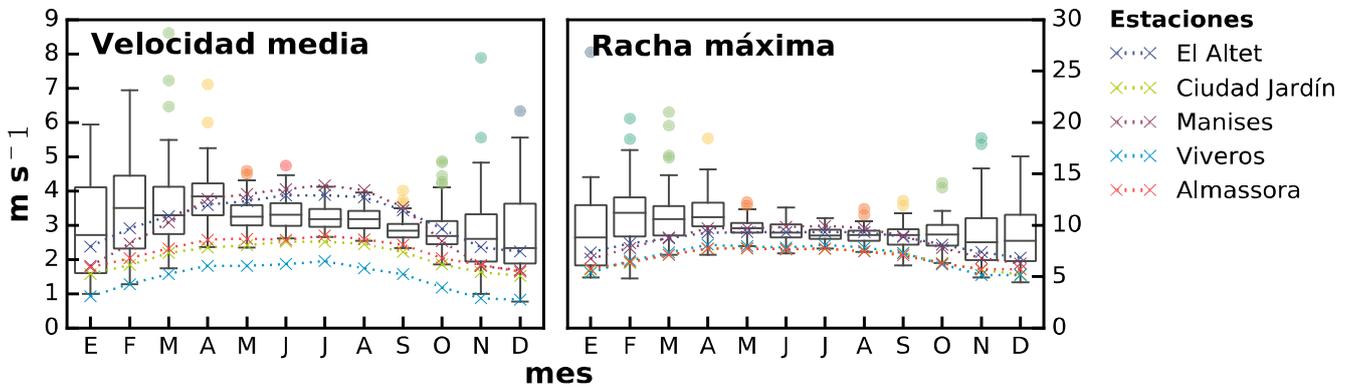


Figura 14. Ciclo anual de la brisa marina ($m s^{-1}$) para cada estación durante el período de estudio (1961-2019), y diagrama de cajas y bigotes que representa la media, valores mínimos, máximos y variabilidad inter-mensual del ciclo anual de la serie regional para V_m y V_x de la BM.

3.2. Tendencias y variabilidad multidecadal de la brisa marina

3.2.1. Regional

La [tabla 9](#) resume la tendencia regional a nivel anual, estacional y mensual de la V_m y V_x de la BM para el este de la PI durante el período de estudio completo (1961 – 2019), comparativo (1979 – 2008) y climático (1981–2010). En general, se encontró que la V_m de las BM se están debilitando en los meses centrales del verano ($-0.10 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$); mientras que V_x de los eventos de brisas no muestran estos cambios al reportar tendencias positivas en verano y otoño ($+0.02$ y $+0.11$ respectivamente, $p < 0.05$ en SON).

Velocidad media de la BM. Se encontró un descenso anual de $-0.08 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (1961–2019); aunque el *stilling* también se observó en el resto de sub-períodos este fue más fuerte y significativo durante el período de estudio completo ($p < 0.05$). La variabilidad multidecadal de V_m es baja (ilustrada por el filtro gaussiano de paso bajo de 15 años), con cortos períodos de débil ascenso al principio de la serie (1961-1970) y al final (2012-2019), interrumpido por un período de descenso continuo y pronunciado de 40 años entre 1970-2010, tal como se observó en las tendencias de las ventanas de 1979-2008 y 1981-2010. El análisis de puntos de cambio confirmó el comienzo significativo de la tendencia decreciente, en torno a 1970 ([Figura 15](#)), sin embargo este continuó hasta 2007, dónde se evidenció un cambio creciente (*reversal*) en la serie regional, y que se observa en la variabilidad multidecadal desde 2012. La persistencia del *stilling* y el *reversal* encontrados se evaluó mediante la tendencia móvil con ventanas mínimas de 30 (V30, [Figura 16](#)) y 20 años (V20, Anexo A1), las cuales presentaron una tendencia decreciente, persistente y significativa a $p < 0.05$ ([Figura 16](#)). Aunque el punto de cambio creciente en 2007 no se evidenció en V30, sí se observó un débil ascenso en V20 ($0.04 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p > 0.10$; Anexo A1). En general, la estacionalidad de la tendencia de V_m fue decreciente y significativa durante todas las estaciones del período largo ($p < 0.05$), excepto en invierno ($p > 0.10$; [tabla 9](#)), sin embargo estas solo fueron persistentes en MAM y JJA ($p < 0.05$; [Figura 18](#)). Comparado al resto de sub-períodos, el período 1961-2019 evidenció tendencias más débiles, y JJA presentó magnitudes más altas respecto al resto de estaciones (i.e. $-0.10 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ para 1961-2019, [tabla 9](#)). Por otro lado, la variabilidad multidecadal fue mayor en DEF, moderada en SON y baja en MAM-JJA ([Figura 17](#)). Respecto a DEF, se encontró una fuerte tendencia decreciente al inicio de la serie ($-0.4 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Anexo A2), seguido de un período inestable de tendencias no significativas ($p > 0.10$). Sin embargo, tanto en la [figura 18](#) como en el Anexo A2 se observa un patrón similar en las tendencias móviles de DEF y SON, puesto que ambas estaciones comprenden un período de rápido ascenso entre 2000-2014. No obstante, resulta evidente el retorno del *stilling* a partir del 2010 en ambas estaciones, especialmente en SON donde V_m disminuyó significativamente a $-0.15 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$, [Figura 18](#)). Un patrón similar se observó en las tendencias mensuales, con descensos en su mayoría significativos ($p < 0.05$) entre los meses cálidos (marzo – septiembre) y ascensos en su mayoría no significativos entre octubre y febrero ($p > 0.10$). En particular, cabe destacar que las tendencias positivas entre noviembre y febrero del período largo presentaron pendientes débiles, cercanas a $0 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (sin tendencia), mientras que octubre presentó una tendencia significativamente decreciente de $-0.04 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$). No obstante, en general las tendencias reportadas fueron más débiles durante el período largo y mucho más fuertes durante el sub-período comparativo.

Tabla 9. Tendencia anual, estacional y mensual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina ($\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$) para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio completo (1961-2019), el período comparativo (1979-2008) y el período climático (1981-2010). Las tendencias se obtuvieron a partir de las series de anomalías del período climático y se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.10$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas.

	Regional					
	Velocidad media			Racha máxima		
	1979-2008	1981-2010	1961-2019	1979-2008	1981-2010	1961-2019
Anual	-0.05	-0.05	(-0.08)	(+0.12)	+0.05	+0.02
DEF	+0.06	+0.10	-0.02	-0.02	+0.07	+0.02
MAM	(-0.11)	(-0.07)	(-0.08)	-0.09	-0.04	-0.04
JJA	(-0.12)	(-0.12)	(-0.10)	+0.08	+0.03	+0.02
SON	+0.04	+0.02	(-0.05)	(+0.27)	+0.14	(+0.11)
Enero	+0.02	+0.09	+0.00	+0.17	-0.18	+0.09
Febrero	+0.05	+0.08	+0.00	-0.11	+0.14	+0.00
Marzo	(-0.16)	-0.08	(-0.06)	-0.19	-0.22	-0.01
Abril	-0.15	-0.16	(-0.12)	-0.11	-0.09	(-0.16)
Mayo	(-0.12)	-0.08	(-0.07)	-0.09	-0.07	-0.00
Junio	(-0.16)	(-0.19)	(-0.11)	-0.02	-0.10	-0.03
Julio	(-0.09)	(-0.07)	(-0.09)	(+0.14)	+0.12	(+0.06)
Agosto	-0.09	-0.09	(-0.11)	+0.10	+0.02	+0.01
Septiembre	-0.02	-0.02	(-0.08)	(+0.18)	(+0.13)	(+0.07)
Octubre	+0.13	+0.04	-0.00	+0.28	+0.05	(+0.10)
Noviembre	+0.15	+0.24	+0.04	(+0.47)	+0.43	+0.11
Diciembre	-0.07	+0.12	+0.00	-0.67	+0.33	+0.09

Racha máxima de la BM. Se encontraron tendencias positivas anuales de V_x en todos los períodos estudiados (Tabla 10). Sin embargo, la magnitud fue más débil y menos significativa en los últimos años ($+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p > 0.10$). El test de puntos de cambio definió el *reversal* desde 1968 hasta 2006, el cual es marcado también por la variabilidad multidecadal (Figura 15) y las tendencias móviles (Figura 16). En particular, el ascenso fue persistente hasta el 2007 ($+0.30 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p < 0.05$, Figura 16), donde ocurre una rápida disminución de V_x a $-0.10 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$ ($p > 0.10$; Anexo A1). El leve período de descenso al inicio de la serie marcado por la variabilidad multidecadal y el test de puntos de cambio apenas resulta evidente en V_{20} , persistiendo hasta 1985 ($p > 0.10$; Anexo A1). A nivel estacional, la tendencia de V_x es positiva (excepto MAM; Tabla 9), especialmente en JJA-SON, donde fueron significativas ($p < 0.05$). Un debilitamiento del *reversal* en SON resulta evidente al comparar los sub-períodos respecto al período completo, donde V_x pasa de $+0.47$ a $+0.11 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$. Por otro lado, la tendencia al *stilling* de la MAM fue débil, de $-0.04 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, lo cual también se evidencia en los meses asociados a MAM. En particular, la tendencia de V_x durante 1961 – 2019 fue la misma en DEF y JJA (de $+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$), que a su vez es la misma magnitud a nivel anual (Tabla 9). A pesar de que DEF presentó las anomalías más altas entre las cuatro estaciones, la variabilidad multidecadal fue baja en DEF, MAM y JJA y relativamente moderada en SON respecto al resto (Figura 17). DEF presentó cambios de tendencias (positivas y negativas) poco persistentes, mientras que MAM evidenció un descenso a lo largo de la serie, aunque débil y no significativo (menor a $-0.1 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p > 0.10$; Figura 18). Asimismo, las

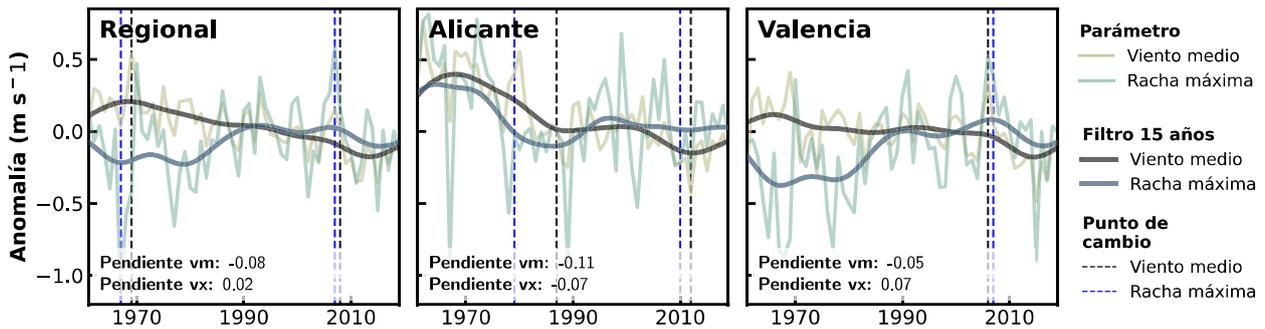


Figura 15. Series de anomalía anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina (m s^{-1}) para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). Se el filtro gaussiano de paso bajo de 10 años (negro), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010).

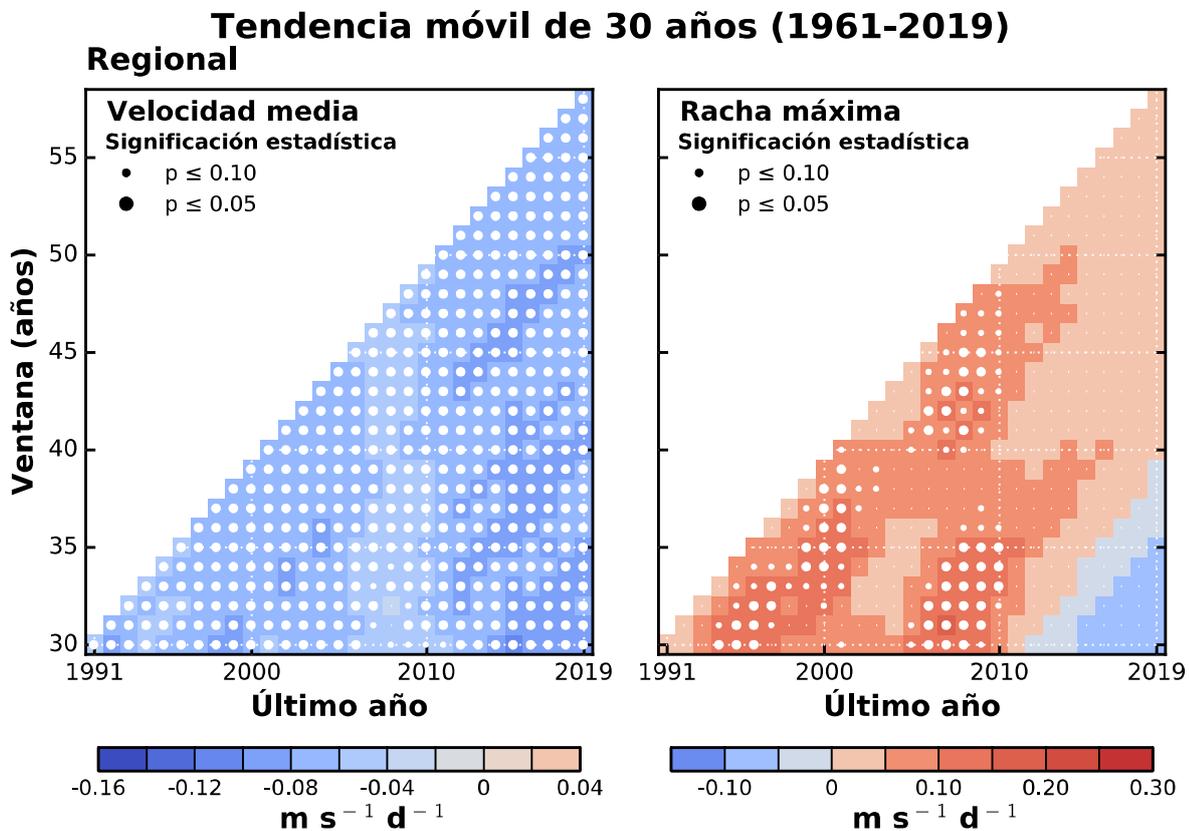


Figura 16. Tendencia móvil de la anomalía anual de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). La ventana móvil mínima es de 30 años, y variable hasta el final de la serie. El eje X presenta el último año de cada ventana, por lo que las series se expresan como la anomalía del sub-período de cada ventana. El tamaño de los puntos indica la significación estadística (i.e. punto grande para $p < 0.05$, punto pequeño para $p < 0.10$; y sin punto para tendencias no significativas a $p < 0.10$). Los colores indica la tendencia en $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$.

ventanas climáticas más recientes revelaron un rápido aumento de V_x a partir de 2015 en MAM ($+0.1 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p > 0.10$; Anexo A2). En general, JJA presentó tendencias móviles positivas ($p > 0.10$; Figura 18), aunque en su mayoría débiles, mientras que SON presentó una fuerte tendencia positiva desde el inicio de la serie hasta 2010 ($+0.3 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 18), donde un rápido

descenso de V_x ($-0.3 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p > 0.10$) marca el cambio de tendencia (Anexo A2). A escala mensual, los descensos se presentaron entre marzo – junio, sin embargo, únicamente fue significativo en abril ($-0.16 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$). Por otro lado, se presentaron ascensos desde julio hasta enero, siendo estos significativos en los meses de julio, septiembre, octubre y noviembre ($p < 0.05$, [Tabla 9](#)).

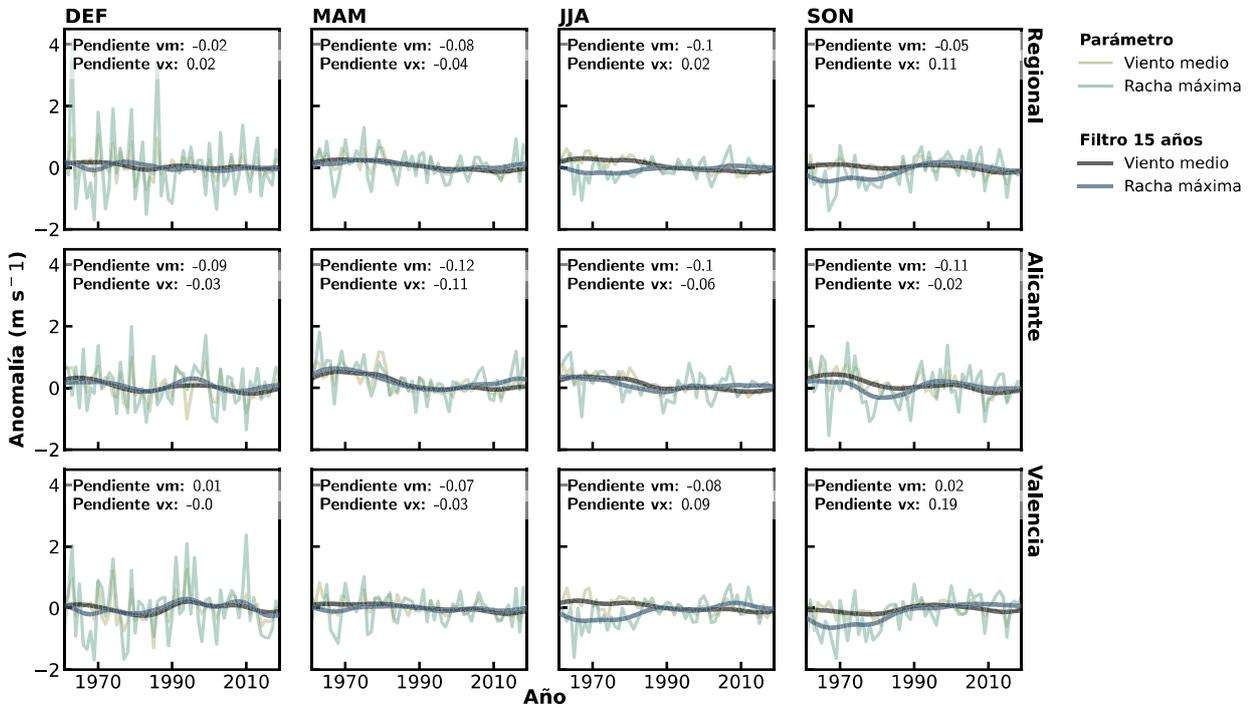


Figura 17. Como en la figura 15 pero para las series estacionales.

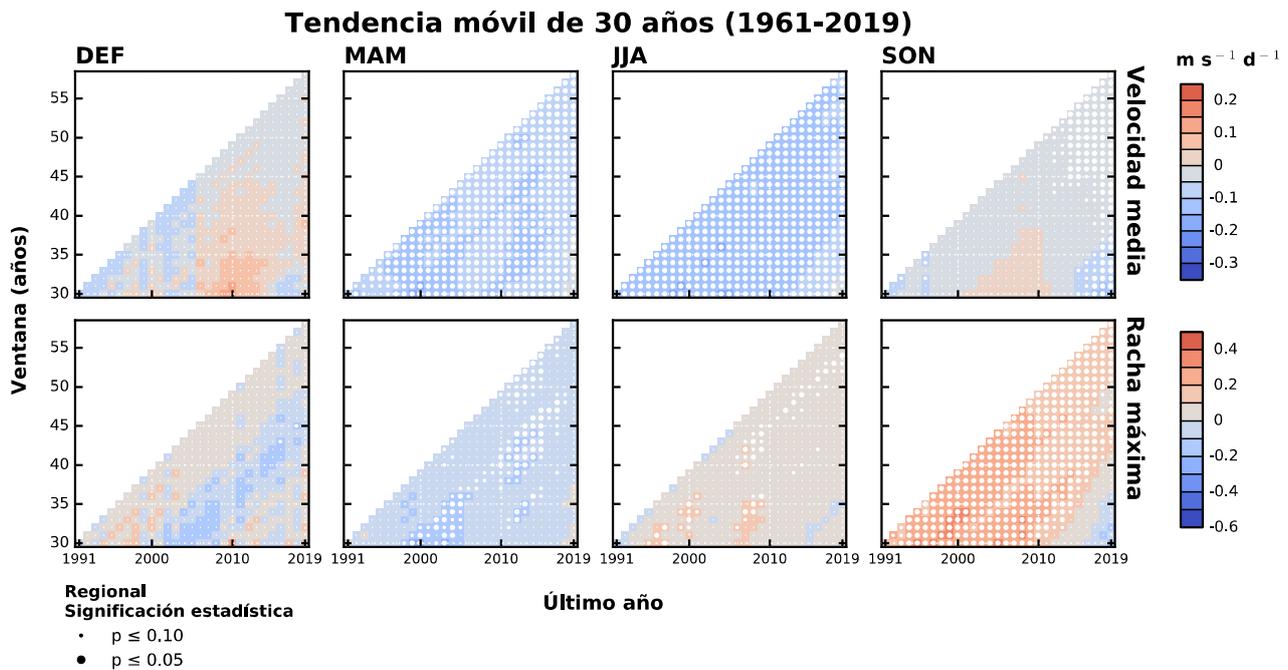


Figura 18. Como en la figura 16 pero para las series estacionales.

3.2.2. Tendencias a nivel de estación meteorológica

La [Tabla 11](#) resume las tendencias por emplazamiento para Alicante y Valencia a nivel anual, estacional y mensual de la Vm y Vx de la BM durante el período de estudio completo (1961 – 2019), comparativo (1979 – 2008) y climático (1981–2010). En términos generales, se encontraron diferencias entre emplazamientos. Mientras Vm y Vx tendieron al *stilling* en Alicante para todas las escalas de variabilidad, Valencia presentó signos opuestos entre Vm y Vx con una estacionalidad marcada (descensos de Vm en primavera-verano, $p < 0.05$; y ascensos de Vx en verano-otoño, $p > 0.10$).

Velocidad media de la BM. Las tendencias de la velocidad media de la BM para los emplazamientos de Alicante y Valencia muestran que Alicante presentó un descenso anual significativo de $-0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$; [Tabla 10](#)), fortalecido en los últimos 10 años si se compara con el resto de sub-períodos. Por otro lado, Valencia presentó un *stilling* más débil respecto Alicante ($-0.05 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), pero que también parece fortalecerse en los últimos años ([Figura 19](#)). En general, la variabilidad multidecadal fue mayor en Alicante respecto a Valencia, presentando Alicante cambios más pronunciados a lo largo de la serie ([Figura 15](#)). No obstante, estos cambios no se evidencian en las tendencias móviles, donde la tendencia al *stilling* persiste significativamente a lo largo de toda la serie de Alicante ($p < 0.05$, [Figura 19](#)). A escala estacional, se encontraron tendencias negativas y significativas en Alicante en todas las estaciones ($p < 0.05$), siendo las tendencias al *stilling* de los años recientes más fuertes respecto al resto de sub-períodos (en torno a $-0.10 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, [Tabla 10](#)). Valencia presentó en cambio ascensos no significativos en SON-DEF ($p > 0.10$) y descensos significativos en MAM-JJA de -0.07 y $-0.08 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ respectivamente ($p < 0.05$). El análisis de tendencias móviles reveló un comportamiento similar entre las tendencias de MAM-JJA y SON-DEF para cada emplazamiento. Por un lado, en Alicante MAM-JJA presentaron tendencias significativamente decrecientes en casi toda la serie ($-0.3 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; [Figura 20](#)) las cuales empezaron a debilitarse en torno a 2005 debido a un rápido aumento no significativo de Vm. Sin embargo, este ascenso que se mantuvo persistente hasta el final de la serie en MAM, sólo se observó hasta 2009 en JJA ([Anexo A4](#)). Asimismo, Valencia evidenció descensos estadísticamente significativos en primavera-verano ($-0.1 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; [Figura 20](#)), aunque con tendencias positivas no significativas entre medio, especialmente en 2006-2007 ([Anexo A4](#)). SON y DEF también presentaron un comportamiento similar en cada emplazamiento. Tanto Alicante como Valencia evidenciaron *stilling* significativo ($p < 0.05$) en ambas estaciones al inicio y final de la serie, interrumpido por un subperíodo de tendencias crecientes entre 1990-2010 (significativo en Valencia, $p < 0.05$; [Figura 20](#)). No obstante, el inicio de las tendencias positivas se aprecia mucho antes en ventanas climáticas cortas (i.e. V20). En cualquier caso, las magnitudes más altas se encontraron en DEF ($+0.3 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$).

Finalmente, las tendencias mensuales evidenciaron descensos significativos en todos los meses del período largo para Alicante ($p < 0.05$, excepto enero y febrero que fueron no significativos; [Tabla 10](#)), mientras que Valencia reportó tendencias negativas estadísticamente significativas durante los meses cálidos (marzo-septiembre, $p < 0.05$; [Tabla 10](#)). Ascensos débiles se evidenciaron en los meses fríos (enero, febrero, octubre y noviembre, este último más fuerte y significativo, $+0.14 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$). Una comparación de tendencias positivas entre sub-períodos de Valencia sugieren un debilitamiento del *reversal* en los últimos años de la serie.

Tabla 10. Como la tabla 9 pero para la Vm de los emplazamientos de Alicante y Valencia.

	Velocidad media					
	Alicante			Valencia		
	1979-2008	1981-2010	1961-2019	1979-2008	1981-2010	1961-2019
Anual	-0.05	-0.04	(-0.11)	-0.00	-0.00	(-0.05)
DEF	-0.03	-0.05	(-0.09)	+0.14	(+0.14)	+0.01
MAM	-0.05	-0.03	(-0.12)	-0.08	-0.06	(-0.07)
JJA	-0.06	-0.06	(-0.10)	(-0.09)	-0.07	(-0.08)
SON	+0.05	+0.02	(-0.11)	(+0.13)	+0.05	+0.02
Enero	+0.13	+0.13	-0.05	+0.12	-0.05	+0.02
Febrero	+0.00	+0.04	-0.07	+0.11	+0.11	+0.03
Marzo	-0.12	-0.12	(-0.13)	-0.04	-0.03	-0.05
Abril	(-0.22)	-0.13	(-0.16)	-0.07	-0.06	-0.10
Mayo	-0.03	+0.03	(-0.09)	(-0.10)	-0.10	-0.07
Junio	(-0.23)	(-0.20)	(-0.11)	-0.09	-0.10	-0.09
Julio	+0.01	+0.06	(-0.10)	-0.11	-0.07	-0.07
Agosto	+0.01	+0.01	(-0.12)	-0.04	-0.01	-0.08
Septiembre	+0.04	+0.03	(-0.13)	-0.01	-0.03	(-0.04)
Octubre	+0.07	+0.04	(-0.09)	+0.13	+0.06	+0.04
Noviembre	-0.08	-0.21	(-0.12)	(+0.33)	+0.22	(+0.14)
Diciembre	-0.05	-0.12	(-0.09)	+0.20	(+0.27)	-0.00

Racha máxima de la BM. Tanto Alicante como Valencia presentaron la misma magnitud de tendencia anual, aunque con signos contrarios. Por un lado, Alicante tendió al *stilling* ($-0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Tabla 11), mientras que Valencia reportó tendencias de $+0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$). La variabilidad multidecadal de Vx en ambos emplazamientos presentó patrones distintos, no obstante, el patrón de variabilidad observado en Valencia es similar al patrón de la escala regional. Mientras que la variabilidad de Alicante presentó un descenso hasta finales de 1980 -precedido por un período creciente-, Valencia evidenció una variabilidad creciente a lo largo de la serie (Figura 15). De hecho, el test de puntos de cambio marca el período del *reversal* para Alicante desde 1982 hasta 2010, mientras que en Valencia marca el fin del ascenso en 2007 (Figura 15). Un patrón similar se observó en las tendencias móviles, puesto que Valencia presentó ascensos estadísticamente significativos hasta 2014 ($+0.25 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 19) donde se evidenció un rápido descenso en las tendencias ($-0.05 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p > 0.10$). Alicante en cambio presentó un fuerte *stilling* hasta 1995 ($-0.45 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 19), seguido de un ascenso no significativo en las tendencias (excepto en 2007-2008). Respecto a las tendencias estacionales, Alicante presentó tendencias negativas y significativas en MAM-JJA ($p < 0.05$), mientras que Valencia evidenció ascensos significativos en JJA-SON ($p < 0.05$). En particular, SON presentó la misma tendencia en los subperíodos comparativo y climático para ambos emplazamientos (0.30 y $0.13 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ respectivamente). Finalmente, las tendencias en DEF fueron negativas en Alicante, mientras que en Valencia no presentó tendencia. Además, DEF presentó la mayor variabilidad multidecadal, seguido de SON (Figura 17), y la variabilidad entre emplazamientos difirió tal como se explicó arriba. En relación a lo anterior, todas las estaciones en Alicante presentaron tendencias negativas al inicio de la serie seguido de un período de ascenso y un retorno final del *stilling* (Figura 20). El *stilling* inicial se evidenció hasta 1990 (DEF), 2005 (MAM), 1995 (JJA) y 1992 (SON), tal como se aprecia en el Anexo A4. El fin del *reversal* en cambio fue variable, y depende de la ventana climática que se observe (V30 o V20), sin embargo, DEF, JJA y

SON marcan el fin del *reversal* en torno a 2010 (Anexo A4), mientras que en MAM se refuerza significativamente en 2016. Por otro lado, Valencia reportó tendencias positivas desde verano hasta invierno (Figura 20), siendo SON la estación con *reversal* más marcado y persistente ($+0.5 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 20 y Anexo A4). JJA también presentó tendencias crecientes que persistieron a lo largo de toda la serie, aunque con un debilitamiento desde 2010 (Figura 20). DEF en cambio presentó tendencias poco persistentes entre 1985 y 2010 (cambios de signo, aunque en su mayoría positivos), donde se produce un rápido y significativo descenso ($-0.5 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 20 y Anexo A4). Finalmente, MAM evidenció una débil tendencia decreciente a lo largo de toda la serie, antecedido por un subperíodo de ascenso al inicio de la serie (Anexo A4).

Las tendencias mensuales fueron decrecientes en Alicante ($p > 0.10$), a excepción de diciembre, enero y octubre, que presentaron ascensos débiles sin significación estadística (Tabla 12), aunque julio, agosto y septiembre presentaron fuertes tendencias positivas en los subperíodos más cortos, por lo que el *stilling* encontrado en 1961-2019 durante esos meses es posterior al 2010. Valencia evidenció tendencias positivas entre junio y noviembre, siendo noviembre el mes con *reversal* más fuerte ($+0.21 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$). Mientras que los meses de diciembre hasta abril registraron tendencias negativas (enero, aunque evidenció una tendencia positiva, ésta fue cercana a $0 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$).

Tabla 11. Como la tabla 9 pero para la Vx de los emplazamientos de Alicante y Valencia.

	Racha máxima					
	Alicante			Valencia		
	1979-2008	1981-2010	1961-2019	1979-2008	1981-2010	1961-2019
Anual	+(0.09)	+0.04	(-0.07)	+(0.16)	+0.11	(+0.07)
DEF	-0.09	-0.03	-0.03	+0.08	+0.12	-0.00
MAM	-0.06	-0.04	(-0.11)	-0.07	-0.06	-0.03
JJA	+0.10	+0.05	-0.06	+0.13	+0.10	(+0.09)
SON	+0.30	+0.13	-0.02	+0.30	+0.13	(+0.19)
Enero	+0.08	-0.11	+0.04	+0.03	-0.24	+0.00
Febrero	+0.02	+0.05	-0.04	-0.00	+0.19	-0.09
Marzo	+0.01	-0.18	-0.05	-0.03	-0.14	-0.02
Abril	-0.16	-0.11	(-0.21)	-0.25	-0.12	-0.11
Mayo	+0.03	-0.06	-0.05	-0.15	-0.14	+0.01
Junio	-0.06	-0.09	-0.06	+0.10	+0.02	+0.04
Julio	+0.11	+0.17	-0.07	+0.14	+0.08	(+0.14)
Agosto	+0.25	+0.12	-0.07	+0.16	+0.14	+0.06
Septiembre	(+0.34)	+0.17	-0.04	+0.16	+0.11	(+0.12)
Octubre	+0.15	+0.06	+0.02	+0.26	+0.10	(+0.16)
Noviembre	+0.14	-0.14	-0.11	(+0.56)	+0.29	(+0.21)
Diciembre	+0.05	+0.07	+0.01	+0.20	(+0.54)	-0.02

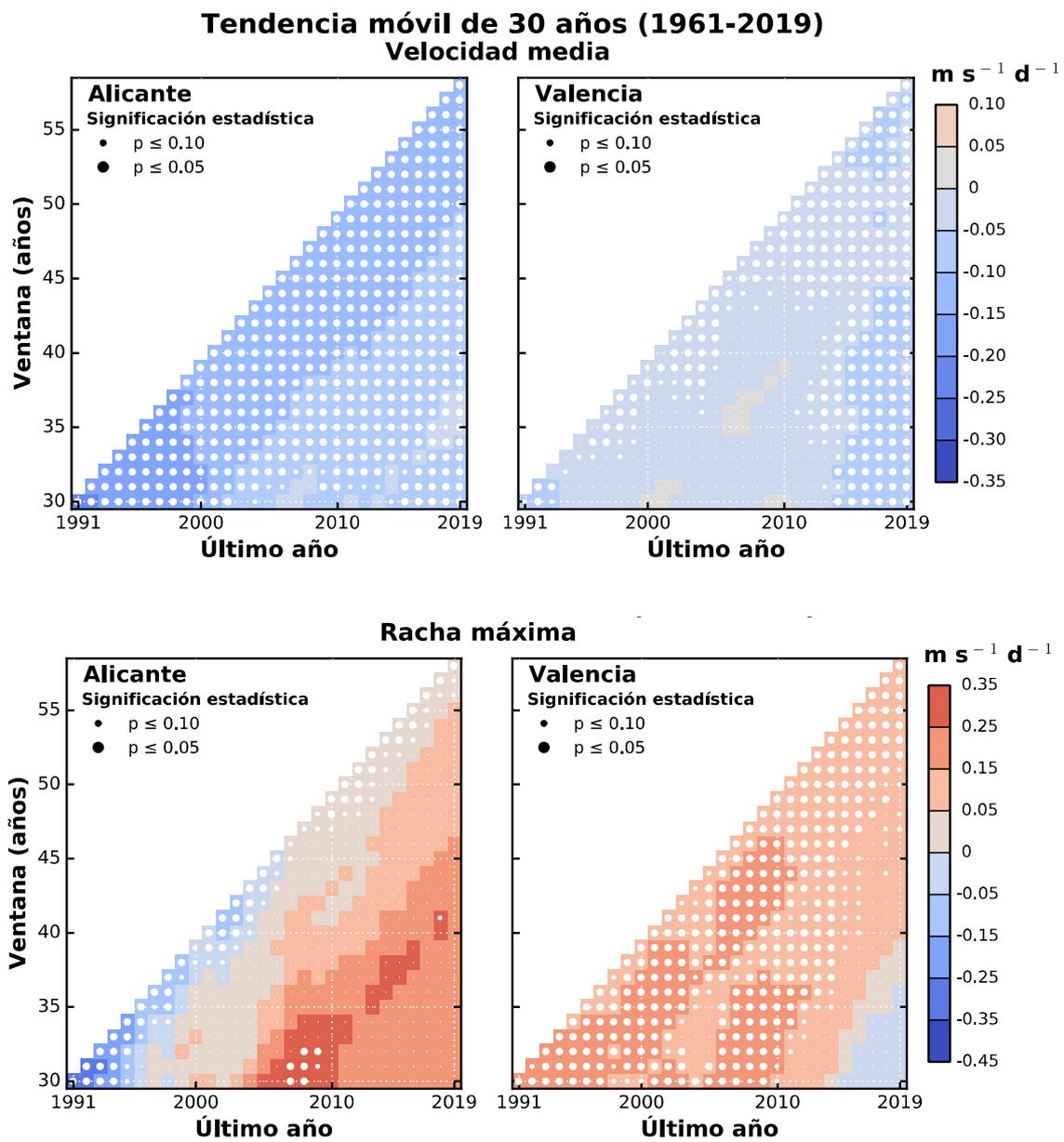


Figura 19. Como en la figura 16 pero para los emplazamientos de Alicante y Valencia.

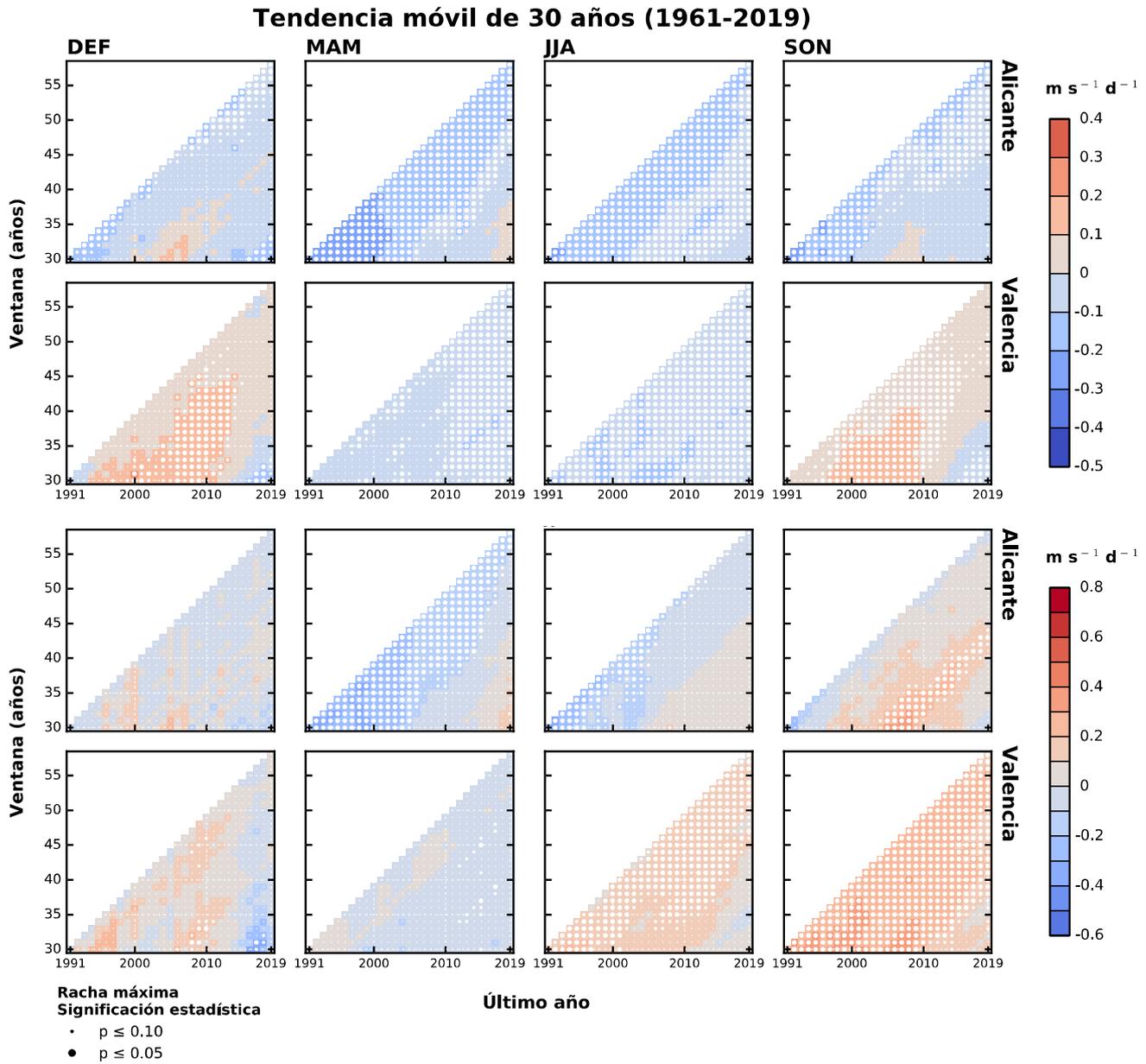


Figura 20. Como en la figura 19 pero para las series estacionales.

3.3. Distribución espacial de las tendencias de la brisa marina

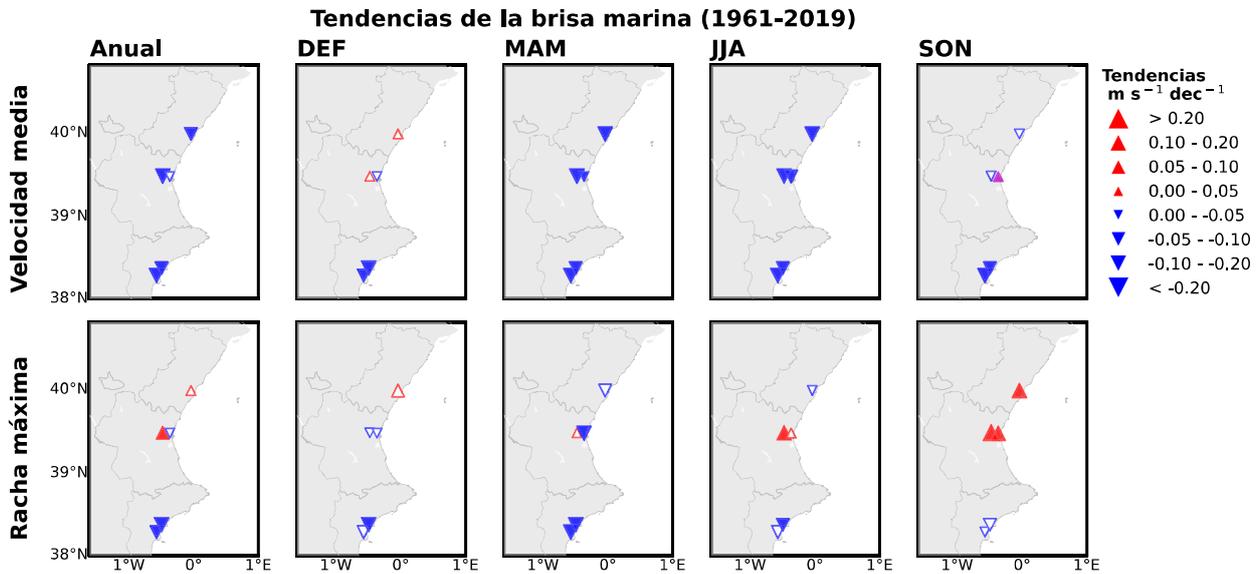


Figura 21. Distribución espacial del signo, magnitud ($\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$) y significancia (triángulos rojos y azules son significativos a $p < 0.05$; azul claro y morado son significativos a $p < 0.10$; y los triángulos con relleno blanco no son significativos a $p < 0.10$) de la tendencia anual y estacional de la velocidad media y racha máxima de la brisa marina para cada estación durante el período de estudio (1961-2019).

La figura 21 presenta la distribución espacial del signo y magnitud de la tendencia anual y estacional de la V_m y V_x de la BM, mientras que las tablas 12 y 13 facilitan la identificación por frecuencia del número de estaciones meteorológicas con tendencias significativas. Las estaciones urbanas evidenciaron tendencias más débiles que sus pares en el aeropuerto. Por orden de importancia, todas las estaciones meteorológicas presentaron una disminución de mayor magnitud y significación estadística a nivel anual para V_m ($p < 0.05$), siendo el 80% de las tendencias significativas a $p < 0.05$ durante el período largo (Tabla 12). Sin embargo, el resto de subperíodos presentó tanto a nivel anual como estacional un menor porcentaje de tendencias significativas (por ejemplo, a nivel anual tan sólo se evidenció un 20% de estaciones con tendencias negativas significativas a $p < 0.05$). Las tendencias decrecientes dominaron la región en primavera y verano, con un 100 % de estaciones significativas ($p < 0.05$), mientras que otoño e invierno presentaron un 20 y 40% de estaciones meteorológicas con tendencias positivas ($p > 0.10$). Otoño e invierno presentaron además las magnitudes de tendencia más bajas tanto en Valencia como en Castellón. En particular, se encontraron registros de tendencia con diferente signo en las estaciones de Valencia tanto para V_m (DEF y SON) como para V_x (anual y MAM), aun encontrándose a menos de 17 km de distancia entre ellas, lo que puede reflejar la importancia de la urbanización y ubicación de estaciones meteorológicas en la disminución o canalización de la BM. Alicante reportó tendencias decrecientes tanto anual como estacionalmente en V_m y V_x , mientras que Valencia y Castellón revelaron tendencias positivas en la V_x , especialmente en JJA y SON. En relación a lo anterior, las tendencias con mayor magnitud de V_x se encontraron en SON, con un 60% de ascensos significativos en las estaciones ubicadas en Valencia y Castellón (tendencias $> 0.10 \text{ m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Tabla 13).

Tabla 12. Frecuencia relativa (en %) de estaciones que mostraron tendencias significativas ($p < 0.05$ y $p < 0.10$) y no significativas ($p < 0.10$) de la Vm de la BM.

	Negativa	Negativa $p < 0.05$	Negativa $p < 0.10$	Negativa $p > 0.10$	Nula	Positiva	Positiva $p < 0.05$	Positiva $p < 0.10$	Positiva $p > 0.10$
1961-2019									
Anual	100	80	80	20	0	0	0	0	0
DEF	60	40	40	20	0	40	0	0	40
MAM	100	100	100	0	0	0	0	0	0
JJA	100	100	100	0	0	0	0	0	0
SON	80	40	40	40	0	20	0	0	20
1981-2010									
Anual	100	20	20	80	0	0	0	0	0
DEF	40	20	20	20	0	60	0	20	40
MAM	100	20	20	80	0	0	0	0	0
JJA	80	20	40	40	0	20	0	0	20
SON	40	0	0	40	0	60	0	0	60
1979-2008									
Anual	100	20	20	80	0	0	0	0	0
DEF	40	20	20	20	0	60	0	20	40
MAM	100	20	20	80	0	0	0	0	0
JJA	100	20	40	60	0	0	0	0	0
SON	40	0	0	40	0	60	20	20	40

Tabla 13. Como en la tabla 12 pero para Vx.

	Negativa	Negativa $p < 0.05$	Negativa $p < 0.10$	Negativa $p > 0.10$	Nula	Positiva	Positiva $p < 0.05$	Positiva $p < 0.10$	Positiva $p > 0.10$
1961-2019									
Anual	60	20	40	20	0	40	20	20	20
DEF	80	20	20	60	0	20	0	0	20
MAM	80	60	60	20	0	20	0	0	20
JJA	40	20	20	20	0	60	20	20	40
SON	40	0	0	40	0	60	60	60	0
1981-2010									
Anual	40	0	0	40	0	60	0	0	60
DEF	20	0	0	20	0	80	0	0	80
MAM	60	0	0	60	0	40	0	0	40
JJA	60	0	0	60	0	40	0	0	40
SON	0	0	0	0	0	100	0	20	80
1979-2008									
Anual	20	0	0	20	0	80	0	0	80
DEF	80	0	20	60	0	20	0	0	20
MAM	60	0	0	60	0	40	0	0	40
JJA	40	0	0	40	0	60	0	20	40
SON	0	0	0	0	0	100	80	80	20

Velocidad media de la BM. El *stilling* dominó significativamente la escala anual en todas las estaciones meteorológicas ($p < 0.05$, Tabla 14; excepto Viveros que no presentó significación estadística). La tasa de cambio anual reveló que la BM disminuyó más en las estaciones rurales que las urbanas (-0.06 y -0.07 $\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$ en El Altet y Manises respectivamente). Además, Alicante presentó un descenso anual más fuerte que Valencia y Castellón (-0.15 y -0.09 $\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$ en El Altet y Ciudad Jardín respectivamente). En general, tanto Valencia como Castellón presentaron ascensos en DEF, mientras que MAM-JJA tendieron a disminuir significativamente ($p < 0.05$). En cualquier caso, el *stilling* dominó significativamente la mayor parte de estaciones durante el período largo, e incluso persistió en las tendencias de los tres períodos de Castellón. Las estaciones de aeropuerto también disminuyeron más rápido que las urbanas en MAM, JJA y SON durante el período largo, mientras que en el resto de subperíodos presentaron en SON y DEF mayores disminuciones en las estaciones urbanas respecto a las rurales. La variabilidad multidecadal más marcada se observó en Alicante, especialmente en El Altet donde las anomalías fueron más altas (Figura 22). No obstante, las estaciones rurales evidenciaron mayor variabilidad multidecadal que sus pares urbanas (Figura 22 y 24). Los puntos de cambio evidenciaron un punto de ruptura en torno a 1990 y otro después de 2010 asociado a la recuperación de BM después del *stilling*. La tendencia móvil evidenció una persistencia significativa del *stilling* anual en las estaciones urbanas (-0.15 $\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$, $p < 0.05$; Figura 23), aunque con débiles períodos de ascenso ($p > 0.10$). No obstante, no parece haber un patrón de ascenso entre emplazamientos, pero sí entre estaciones pares. Alicante evidenció un rápido aumento de las tendencias positivas entre el 2000 y 2010, sin embargo, tanto el *reversal* como el *stilling* fue más fuerte en Ciudad Jardín respecto a aquellas encontradas en El Altet (Anexo A5). Valencia en cambio presentó un ascenso más marcado en Manises hasta 2002, donde se observa el inicio de un descenso significativo ($p < 0.05$, Anexo A5). Al contrario de Manises, Viveros sólo presentó un aumento no significativo entre 2005 y 2011.

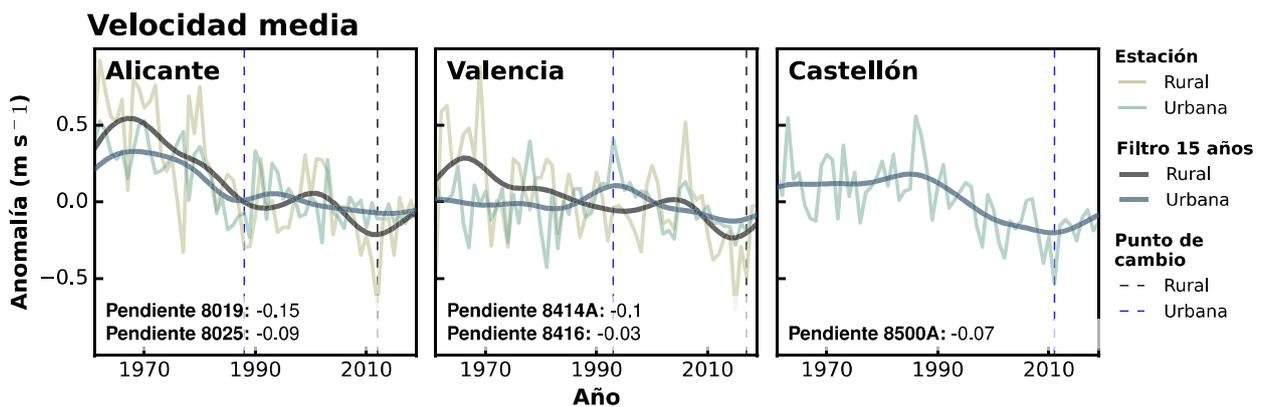


Figura 22. Series de anomalía anual de la Vm y Vx de la brisa marina (m s^{-1}) para los tres emplazamientos de estudio (Alicante, Valencia y Castellón) durante el período de estudio (1961-2019). Se observa el filtro gaussiano de paso bajo de 10 años (negro), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010).

Finalmente, Castellón evidenció ascensos al inicio y al final de la serie, con descensos significativos entre 1997 y 2015 ($p < 0.05$, Anexo A5), aunque esta última no se evidencia en ventanas climáticas mayores a 30 años (Figura 23). En general, las tendencias estacionales revelaron ascensos en DEF y SON, mientras que en MAM y JJA dominó el *stilling* (Figura 25, Anexo A6). En cualquier caso, las tendencias más recientes evidenciaron descensos significativos en los últimos años, a excepción de Alicante que presentó débiles tendencias al ascenso en los últimos 10 años (Anexo A6). Invierno y otoño registraron tendencias positivas al inicio de la serie en las estaciones ubicadas al centro y norte de la región, mientras que en Alicante el rápido ascenso de V_m se registró entre 1995 y 2010 (Anexo A6), excepto Ciudad Jardín que no presentó ascenso. En particular, las estaciones urbanas presentaron tendencias móviles más débiles que las rurales. El *stilling* dominó las tendencias mensuales de Alicante de forma significativa ($p < 0.05$, Anexo A7), mientras que Valencia y Castellón presentaron tendencias negativas entre marzo y septiembre. Las tendencias positivas en su mayoría no significativas ($p < 0.10$) y en particular, las estaciones urbanas presentaron tendencias más bajas que las rurales durante los meses asociados a los ascensos (i.e. de octubre a febrero).

Tabla 14. Tendencia anual y estacional de la V_m de la brisa marina ($m s^{-1} dec^{-1}$) por cada estación rural (R) o urbana (U), durante los períodos: 1961-2019, 1981-2010 y 1979-2008. Las tendencias se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.1$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas o crecientes, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas o decrecientes.

Velocidad media							
1961-2019							
	Alicante		R-U	Valencia		R-U	Castellón Almassora
	El Altet (R)	Ciudad Jardín (U)		Manises (R)	Viveros (U)		
Anual	(-0.15)	(-0.09)	-0.06	(-0.10)	-0.03	-0.07	(-0.07)
DEF	(-0.08)	(-0.11)	0.03	+0.01	-0.01	0.02	+0.01
MAM	(-0.18)	(-0.09)	-0.09	(-0.12)	(-0.04)	-0.08	-0.10
JJA	(-0.15)	(-0.08)	-0.07	(-0.12)	(-0.05)	-0.07	(-0.13)
SON	(-0.14)	(-0.09)	-0.05	-0.01	+0.03	-0.04	-0.00
1981-2010							
Anual	-0.07	-0.03	-0.04	-0.03	-0.01	-0.02	(-0.16)
DEF	+0.13	(-0.13)	0.26	+0.21	+0.06	0.15	-0.08
MAM	-0.10	-0.01	-0.09	-0.11	-0.00	-0.11	(-0.19)
JJA	-0.16	+0.02	-0.18	-0.06	-0.05	-0.01	(-0.26)
SON	-0.02	-0.06	0.04	+0.05	+0.01	0.04	-0.08
1979-2009							
Anual	-0.08	-0.07	-0.01	-0.03	+0.00	-0.03	(-0.14)
DEF	+0.04	(-0.19)	0.23	+0.21	+0.06	0.15	-0.08
MAM	-0.16	-0.04	-0.12	-0.13	-0.04	-0.09	(-0.18)
JJA	-0.17	-0.02	-0.15	-0.11	-0.03	-0.08	(-0.22)
SON	+0.07	-0.04	0.11	(+0.15)	+0.09	0.06	-0.05

Tendencia móvil de 30 años (1961-2019)

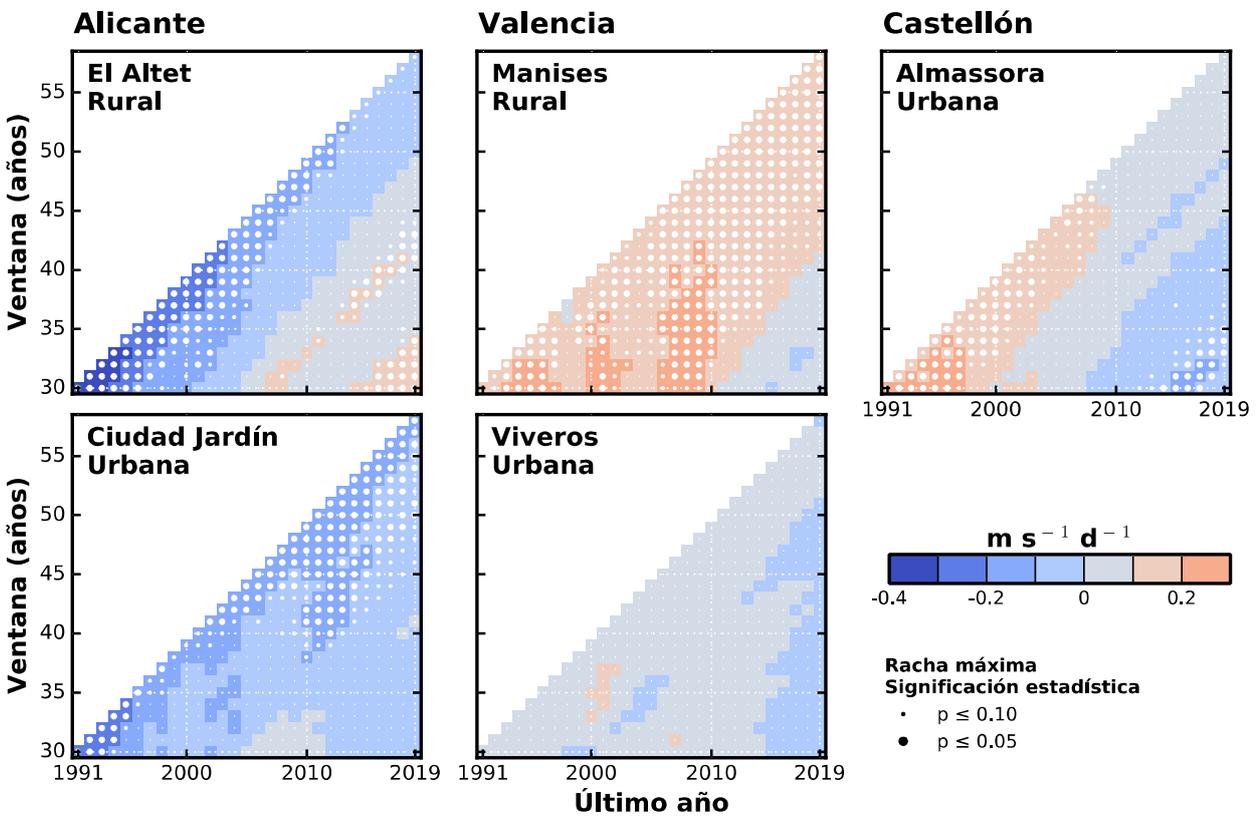
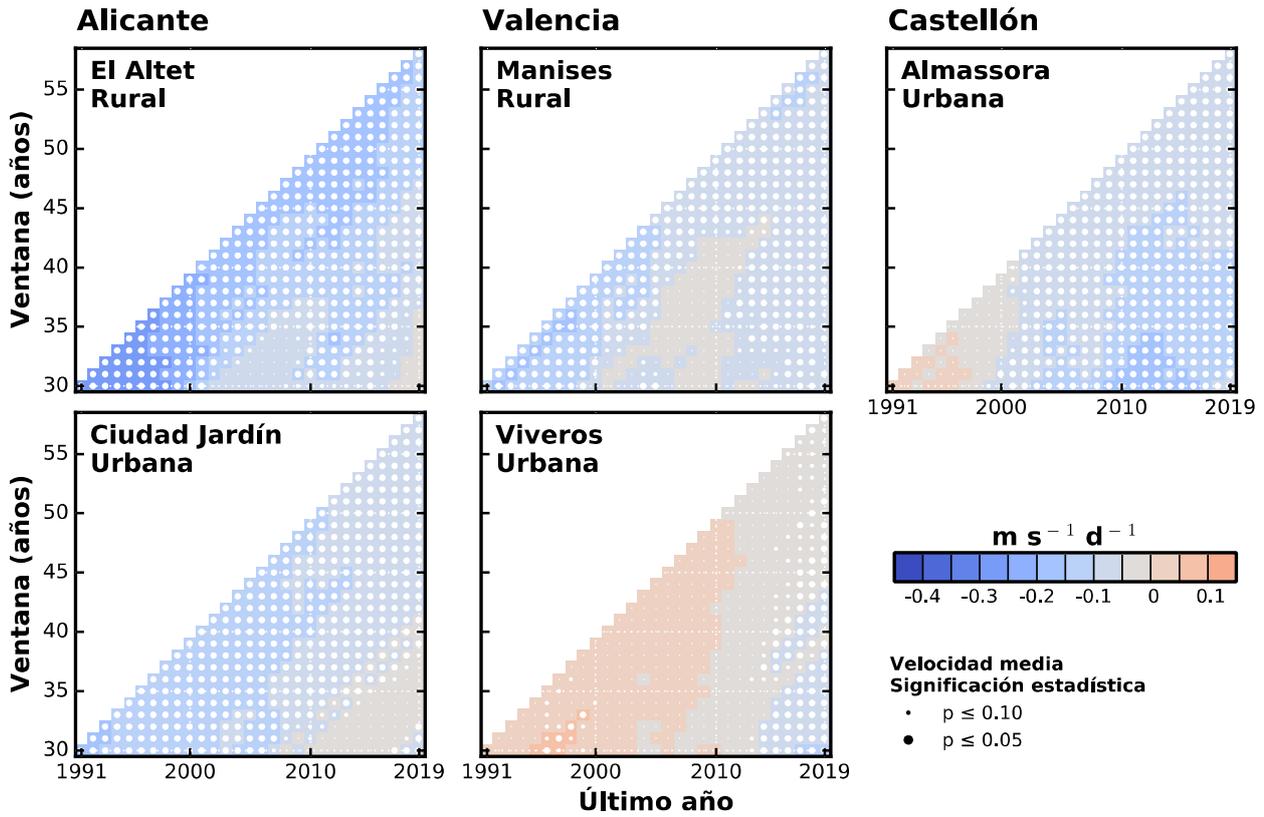


Figura 23. Como en la figura 19 pero para cada estación. Vm (arriba) y Vx (abajo).

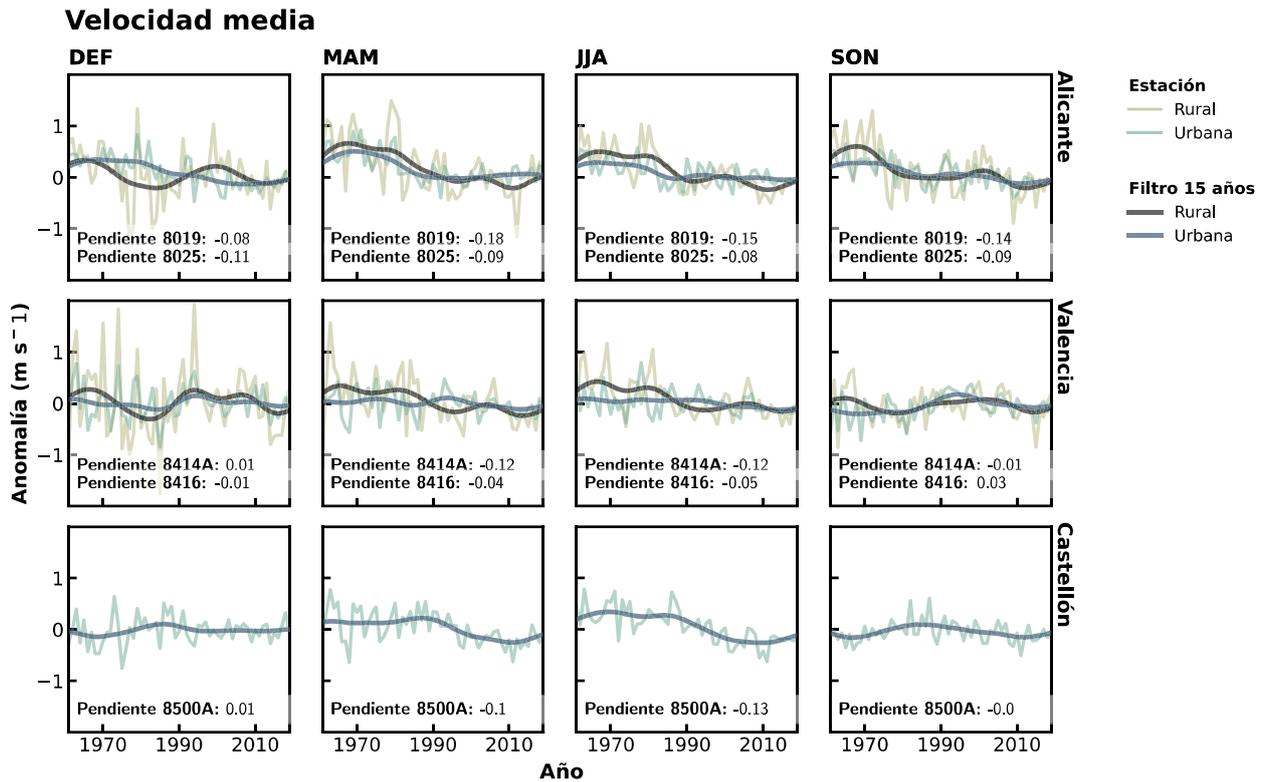


Figura 24. Como en la figura 22 pero para series estacionales.

Racha máxima de la BM. Vx presentó ascensos tanto anual como estacionalmente, excepto en Alicante, dónde el *stilling* dominó las tendencias significativamente ($p < 0.05$, Tabla 15). El *reversal* persistió en los tres períodos de estudio, y las estaciones rurales aumentaron más rápido que las urbanas tanto anual como en SON y DEF (en el caso de Alicante, la disminución fue más débil en las rurales que las urbanas durante dichas estaciones). En particular, SON evidenció las tendencias positivas más fuertes y la variabilidad multidecadal anual marcó un ascenso en Valencia y Castellón, mientras que Alicante tendió a disminuir (Figura 26). Los puntos de cambio varían entre estaciones meteorológicas, en las cuales El Altet evidenció un cambio brusco en 1989 mientras que Ciudad Jardín lo presentó en 2011. En Valencia ambas estaciones registraron un cambio significativo en 2010, mientras que Castellón lo registró en 1987. Las tendencias móviles confirmaron un cambio en las tendencias en torno a las fechas del análisis de puntos de cambio (Anexo A5). En general, las Vx tendieron al ascenso durante casi toda la serie, los cuales fueron especialmente significativos en Manises y Castellón ($p < 0.05$, Figura 23). El Altet si pasó de un fuerte *stilling* en 1990 hacia un *reversal* moderado (Anexo A5), sin embargo este cambio no se evidencia hasta 2005 (Figura 23). Por otro lado, estacionalmente, no se observaron mayores diferencias en la variabilidad multidecadal entre estaciones meteorológicas, aunque Alicante presentó las anomalías más altas respecto al resto en todas las escalas de estudio (Figura 27). Las tendencias móviles evidenciaron un patrón similar al anteriormente descrito, Alicante presentó mayor *stilling* que el resto de estaciones, especialmente en el Altet, dónde sí se observaron ascensos importantes en SON y un reciente *reversal* en las estaciones cálidas desde 2015 (Figura 28). Invierno no presentó un patrón definido en El Altet, mientras que en Ciudad Jardín los descensos fueron evidentes. Valencia y Castellón presentaron un comportamiento similar, con ascensos significativos en JJA y SON, y preferencia al *stilling* en DEF y MAM (excepto al inicio de

la serie, donde los ascensos predominan en las estaciones urbanas hasta 1990 (Anexo A8). En general, los ascensos registrados oscilaron en torno a $+0.04 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$.

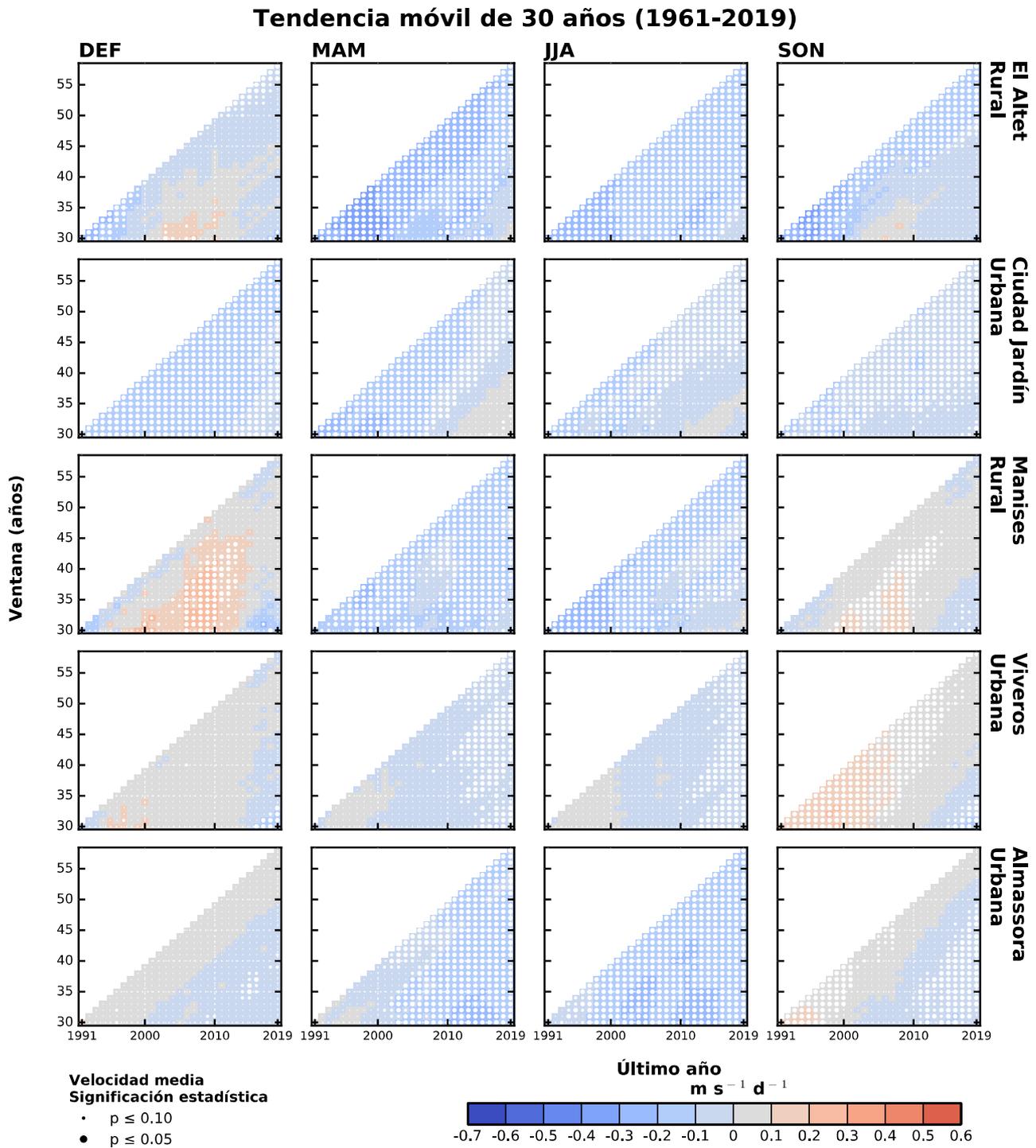


Figura 25. Como en la figura 23 pero la Vm de series estacionales.

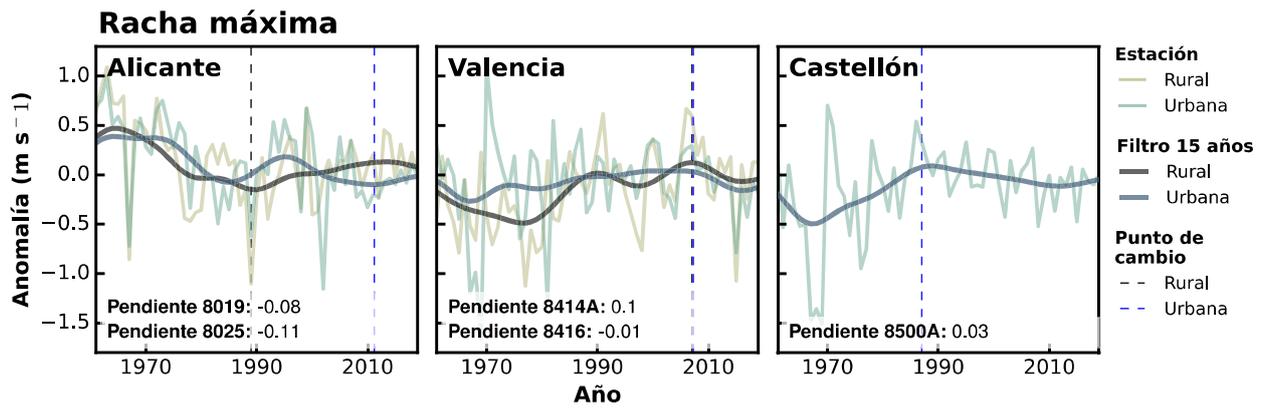


Figura 26. Como en la figura 22 pero para Vx.

Tabla 15. Como la tabla 14 pero para Vx.

Racha máxima							
1961-2019							
	Alicante			Valencia			Castellón Almassora
	El Altet (R)	Ciudad Jardín (U)	R-U	Manises (R)	Viveros (U)	R-U	
Anual	-0.08	(-0.11)	0.03	(+0.10)	-0.01	0.11	+0.03
DEF	-0.05	(-0.17)	0.12	-0.01	-0.02	0.01	+0.06
MAM	(-0.13)	(-0.11)	-0.02	+0.02	(-0.10)	0.12	-0.05
JJA	-0.06	(-0.09)	0.03	(+0.11)	+0.01	0.10	+0.00
SON	-0.04	-0.05	0.01	(+0.21)	(+0.12)	0.09	(+0.17)
1981-2010							
Anual	-0.00	+0.04	-0.04	+0.10	+0.06	0.04	-0.05
DEF	+0.05	-0.11	-0.16	+0.14	+0.14	0.00	+0.03
MAM	-0.13	+0.13	-0.26	-0.06	+0.02	-0.08	-0.08
JJA	-0.00	+0.03	-0.03	+0.09	-0.00	0.09	-0.11
SON	+0.05	+0.03	0.02	+0.05	+0.13	-0.08	(+0.07)
1979-2008							
Anual	+0.07	+0.05	0.02	+0.18	+0.05	0.13	-0.01
DEF	-0.21	-0.32	0.11	+0.12	-0.06	0.18	-0.07
MAM	-0.11	+0.11	-0.22	+0.00	-0.05	-0.05	-0.08
JJA	+0.05	+0.11	-0.06	+0.17	-0.02	0.19	-0.06
SON	(+0.26)	+0.14	0.12	(+0.29)	(+0.25)	0.04	(+0.16)

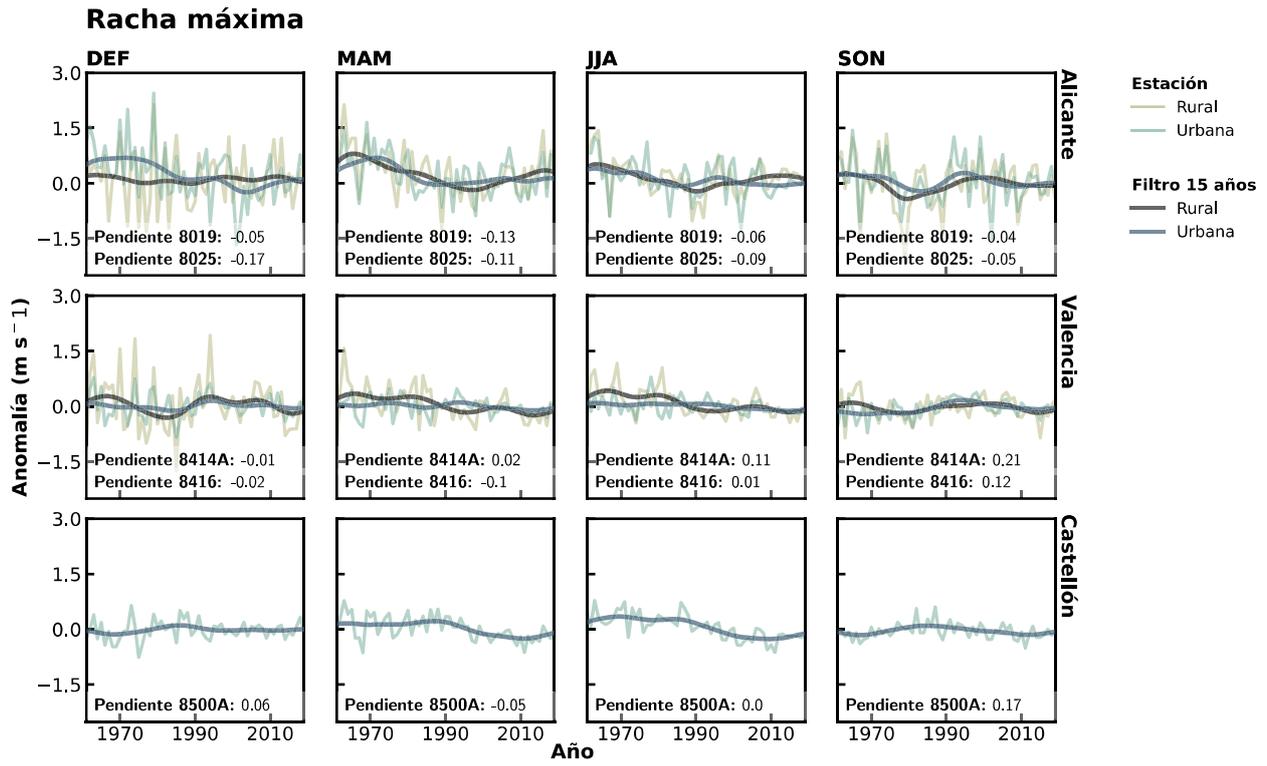


Figura 27. Como en la figura 26 pero para series estacionales.

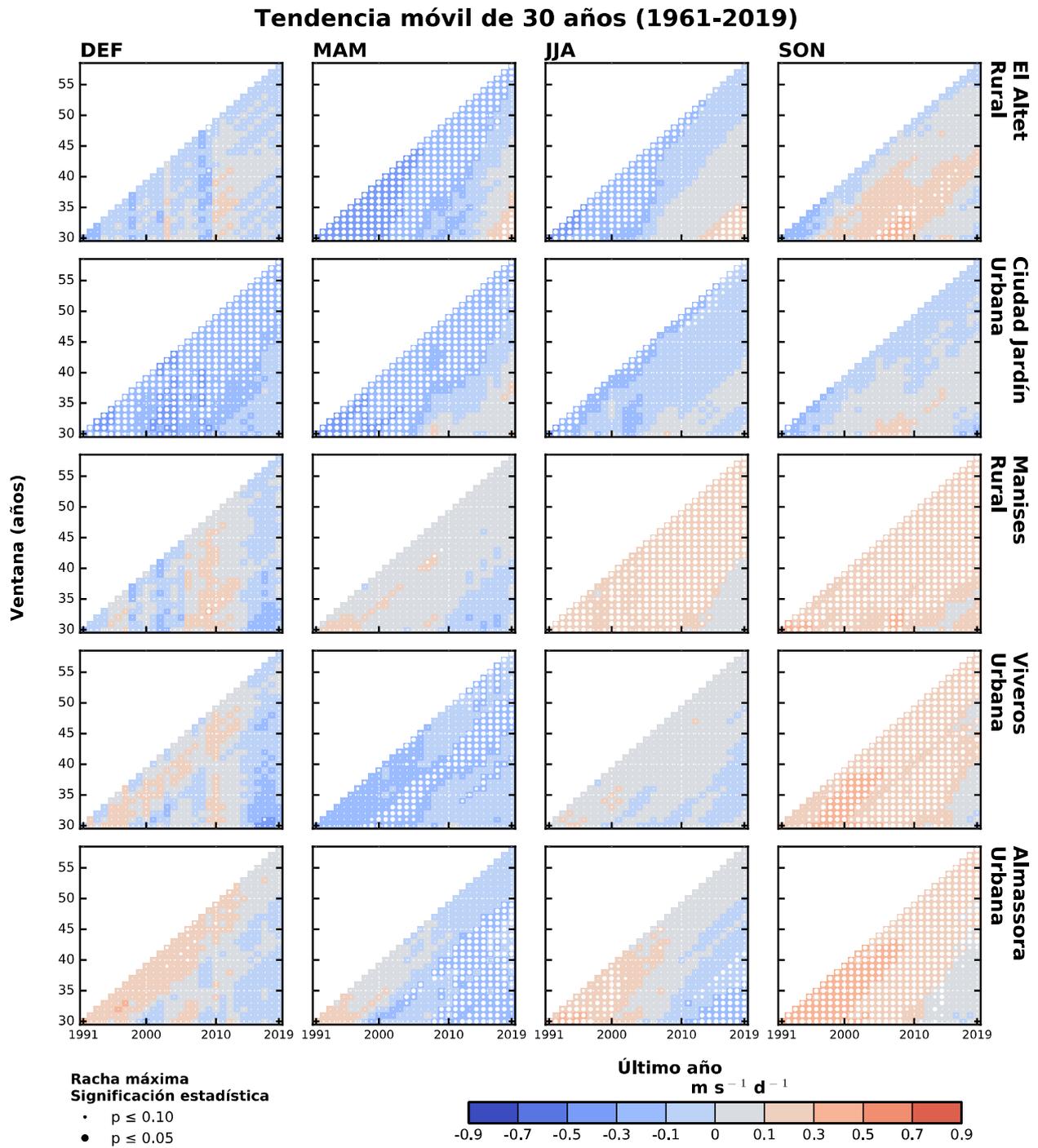


Figura 28. Como en la figura 25 pero para V_x .

3.4. Influencia de circulaciones atmosféricas a gran escala

3.4.1. Índice de la oscilación del Mediterráneo occidental

La influencia de WeMOi en la variabilidad de la velocidad del viento de la BM se presenta en la [figura 29](#). Se encontró que WeMOi durante las situaciones potenciales de BM tendió significativamente al descenso tanto regional (-0.003 dec^{-1} , $p < 0.05$), como zonalmente (entre -0.036 y -0.039 dec^{-1} para Alicante y Valencia, $p < 0.05$; [Figura 29](#)). Además, presentó una correlación positivamente significativa con Vm ($p < 0.05$), mientras que las correlaciones con Vx fueron negativas a nivel regional y en Valencia (donde la relación fue significativa, $r = -0.26$, $p < 0.05$), mientras que Alicante evidenció una correlación positiva no significativa ($r = 0.08$, $p > 0.10$). Las correlaciones más significativas respecto a Vm indican que la mayor influencia del WeMOi sobre la variabilidad de las BM es en verano para Valencia y Castellón. Mientras que en El Altet juega un papel más importante durante casi todo el año (DEF-JJA), tal como se observa en la [tabla 16](#). Estacionalmente, resulta evidente que DEF presenta las anomalías más altas ([Figura 31](#)), mientras que SON reveló poca relación entre la velocidad de la BM y el WeMOi tanto regional como en los tres emplazamientos (r no significativo, $p > 0.10$; [Figura 31](#); [Tabla 16](#)). En particular, las correlaciones más significativas con la Vm se evidenciaron en los últimos 10 años ($p < 0.05$; [Tabla 16](#)), donde además se evidenció un debilitamiento del WeMOi tanto anual como estacional en torno a 2010 (aunque no significativo en SON, $p > 0.10$; [Figura 30](#) y [32](#)), que también se observa en la variabilidad multidecadal ([figura 29](#)). Por otro lado, Vx presentó muy poca correlación significativa con WeMOi ([tabla 17](#)).

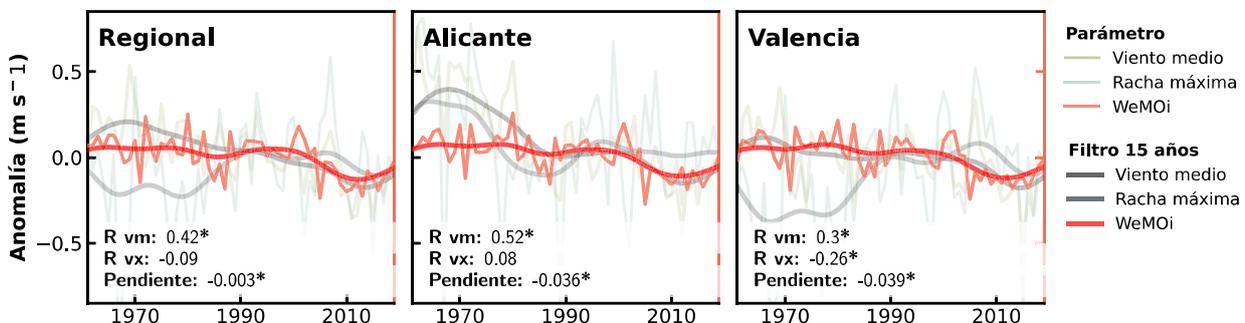


Figura 29. Series de anomalía anual WeMOi para la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019) en régimen de BM. Se observa la pendiente (rosado) y el filtro gaussiano de paso bajo de 15 años (rojo), para representar la variabilidad decadal. Las series se expresan como la anomalía del período climático (1981-2010). Se indica además el signo y magnitud de la pendiente, así como el coeficiente de correlación de Pearson entre la serie WeMOi y la Vm y la Vx de la BM. La significancia estadística se representa con un (*) si $p < 0.05$ y (·) si $p < 0.10$.

Adicionalmente, se calcularon las tendencias de la serie completa WeMOi (i.e. sin filtrar situaciones potenciales de BM), ya que la magnitud y signo de la tendencia global puede indicar si existe una mayor ocurrencia de episodios de BM o si por el contrario, los eventos están siendo inhibidos. A escala anual, WeMOi presentó una tendencia decreciente de -0.05 dec^{-1} ($p < 0.05$), la cual persiste significativamente desde el 2000 con un fortalecimiento del *stilling* entre 2005 y 2010 de -0.16 dec^{-1} ($p < 0.05$; [Figura 30](#)). Tendencias cercanas a 0 dec^{-1} se encontraron desde 1961 hasta el año 2000 ($p > 0.10$). Estacionalmente no se encontraron tendencias significativas en DEF (-0.01

dec^{-1} , $p > 0.10$), mientras que MAM-JJA y SON presentaron tendencias significativamente negativas de -0.07 , -0.04 y -0.05 dec^{-1} respectivamente ($p < 0.05$). Aunque la tendencia cercana a 0 dec^{-1} en DEF parece indicar una mayor ocurrencia de las BM durante esta estación, esta ha revelado un rápido aumento en los últimos años ($+0.2 \text{ dec}^{-1}$, $p > 0.10$; Figura 32). Por otro lado, el *stilling* dominó significativamente las tendencias en MAM y SON ($p < 0.05$), mientras que JJA presentó débiles tendencias negativas hasta 2015 (entre -0.04 y -0.02 dec^{-1} , $p > 0.10$), donde se produjo una rápida disminución en las tendencias (-0.10 dec^{-1} , $p < 0.05$).

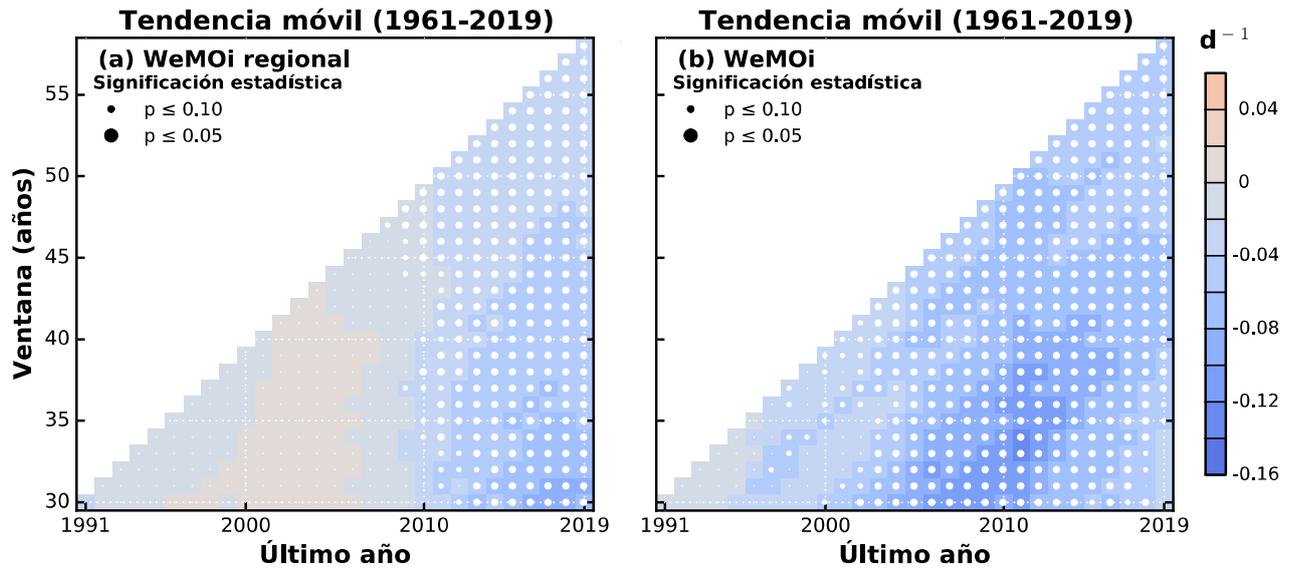


Figura 30. Tendencia móvil anual WeMOi para el este de la Península Ibérica en días filtrados de BM (a) y serie completa WeMOi (b) durante el período de estudio (1961-2019). La ventana móvil mínima es de 30 años, y variable hasta el final de la serie. El eje X presenta el último año de cada ventana, por lo que las series se expresan como la anomalía del sub-período de cada ventana. El tamaño de los puntos indica la significación estadística (i.e. punto grande para $p < 0.05$, punto pequeño para $p < 0.10$ y sin punto para tendencias no significativas a $p > 0.10$). Los colores indica la tendencia en d^{-1} .

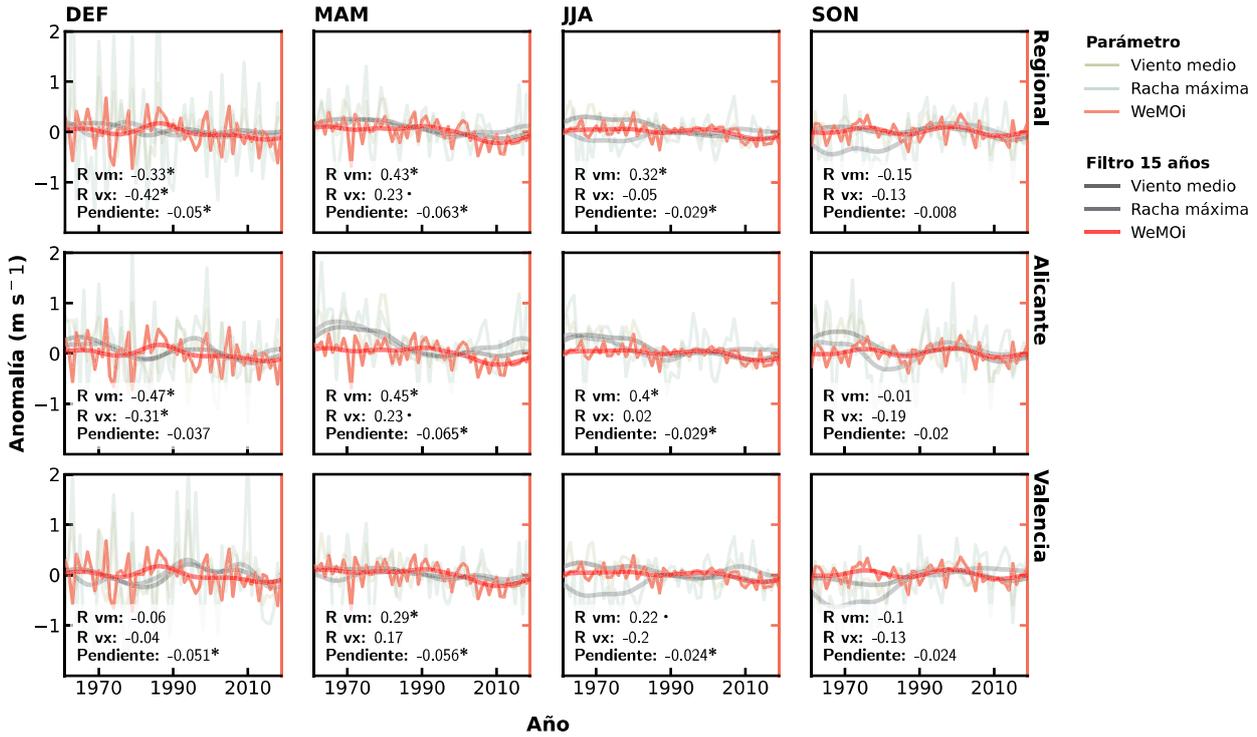


Figura 31. Como en la figura 29 pero para las series estacionales.

Tendencia móvil de 30 años (1961-2019)

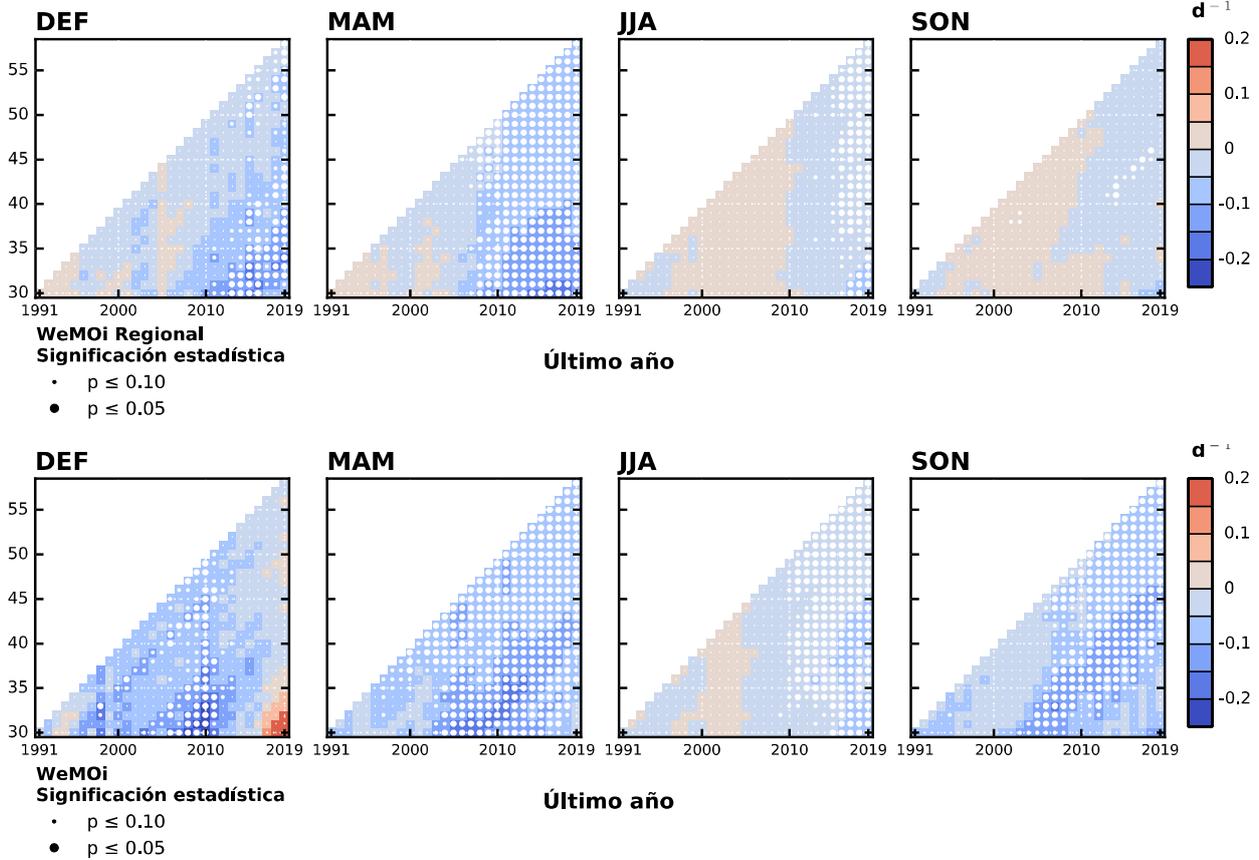


Figura 32. Como en la figura 31 pero para las series estacionales. Tendencia para el este de la Península Ibérica en días filtrados de BM (arriba) y serie completa WeMOi (abajo).

Tabla 16. Coeficiente de correlación de Pearson entre la serie WeMOi y la velocidad media de la BM. Las correlaciones se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.10$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis).

	1961-2019				
	Alicante		Valencia		Castellón Almassora
	El Altet (R)	Ciudad Jardín (U)	Manises (R)	Viveros (U)	
Anual	(0.44)	(0.45)	0.31	0.14	0.31
DEF	(-0.30)	0.08	-0.08	-0.01	-0.06
MAM	(0.48)	0.19	0.17	(0.35)	(0.35)
JJA	(0.35)	(0.37)	(0.29)	0.01	0.23
SON	0.05	0.03	-0.13	0.05	-0.06
1981-2010					
Anual	0.12	0.28	-0.21	-0.11	0.15
DEF	(-0.64)	-0.09	-0.17	-0.01	0.31
MAM	0.15	-0.04	-0.11	0.15	0.33
JJA	0.08	0.18	-0.06	-0.21	0.06
SON	0.17	0.10	-0.24	-0.07	(-0.39)
1979-2008					
Anual	0.28	(0.40)	-0.17	-0.20	0.07
DEF	(-0.48)	-0.02	-0.22	-0.06	0.22
MAM	0.34	0.26	-0.04	0.24	(0.42)
JJA	0.27	0.33	0.10	(-0.37)	-0.02
SON	0.06	-0.06	-0.24	-0.08	(-0.46)

Tabla 17. Como la tabla 16 pero para Vx.

	1961-2019				
	Alicante		Valencia		Castellón Almassora
	El Altet (R)	Ciudad Jardín (U)	Manises (R)	Viveros (U)	
Anual	-0.01	0.18	(-0.33)	-0.08	-0.17
DEF	-0.07	-0.02	-0.05	0.01	-0.19
MAM	0.20	0.08	0.06	0.19	0.18
JJA	0.01	0.08	-0.21	0.08	0.00
SON	-0.08	-0.11	-0.17	-0.03	-0.09
1981-2010					
Anual	-0.18	-0.03	-0.27	-0.28	-0.17
DEF	-0.09	-0.25	0.06	0.08	-0.01
MAM	-0.04	-0.11	0.12	-0.11	0.20
JJA	0.02	-0.07	0.00	-0.18	-0.00
SON	0.04	-0.11	(-0.38)	-0.12	-0.35
1979-2008					
Anual	-0.29	-0.07	(-0.38)	-0.28	-0.25
DEF	-0.06	-0.27	0.03	0.03	0.00
MAM	0.04	0.01	0.09	0.04	0.22
JJA	-0.06	-0.18	-0.15	-0.20	-0.09
SON	-0.01	-0.18	-0.32	-0.14	(-0.37)

Tabla 18. Tendencia anual y estacional WeMOi ($m s^{-1} dec^{-1}$) por cada estación rural (R) o urbana (U), durante los períodos: 1961-2019, 1981-2010 y 1979-2008. Las tendencias se expresan como estadísticamente significativas a $p < 0.1$ (negrita) y $p < 0.05$ (negrita y paréntesis). Las celdas en rojo indican tendencias positivas o crecientes, mientras que aquellas sombreadas en azul indican tendencias negativas o decrecientes

1961-2019					
	Alicante		Valencia		Castellón
	El Altet (R)	Ciudad Jardín (U)	Manises (R)	Viveros (U)	Almassora
Anual	(-0.039)	(-0.034)	(-0.039)	(-0.038)	(-0.037)
DEF	(-0.041)	(-0.049)	(-0.051)	(-0.047)	(-0.050)
MAM	(-0.066)	(-0.059)	(-0.057)	(-0.054)	(-0.055)
JJA	(-0.027)	(-0.029)	(-0.026)	(-0.025)	(-0.027)
SON	-0.028	-0.022	-0.024	-0.020	-0.023

1981-2010					
Anual	(-0.050)	-0.041	(-0.049)	(-0.051)	-0.056
DEF	-0.071	-0.095	(-0.112)	(-0.103)	(-0.170)
MAM	-0.106	(-0.086)	(-0.112)	(-0.105)	(-0.089)
JJA	+0.002	-0.009	+0.011	+0.002	+0.006
SON	-0.043	-0.038	-0.017	-0.019	-0.024

1979-2008					
Anual	(-0.052)	-0.039	-0.046	(-0.045)	-0.050
DEF	-0.094	(-0.129)	(-0.116)	(-0.110)	(-0.123)
MAM	(-0.139)	(-0.108)	(-0.141)	(-0.120)	(-0.149)
JJA	-0.002	-0.009	+0.011	+0.002	+0.006
SON	-0.025	+0.020	-0.003	-0.003	+0.010

3.4.2. Clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison

El tiempo anticiclónico favoreció cerca del 50% de días de BM en la PI (Figura 33), mientras que el viento del Este favoreció cerca del 15% del total de días de BM, especialmente desde mayo hasta diciembre (Tabla 19). El resto de días estuvieron dominados por tiempos del Norte, Noreste, Sureste, Oeste y anticiclónico direccional (<30%). En cualquier caso, tanto la climatología como las frecuencias relativas evidencian una mayor frecuencia de tiempo del Este en Junio y Julio (Figura 34), siendo por orden de importancia el segundo tiempo sinóptico más frecuente que favorece la ocurrencia de eventos potenciales de BM (Tabla 19). Por otro lado, se observa en la figura 34 tiempos ciclónicos del oeste (i.e. CW, CNW, CSW, etc) en algunos meses de invierno, los cuales no favorecen la ocurrencia de días de BM. Las correlaciones evidenciaron una relación negativa entre la velocidad de la BM (V_x y V_m) con el tiempo anticiclónico, mientras que correlaciones positivas con el tiempo del Este se presentaron entre febrero y agosto, especialmente para V_m (Figura 35). En cualquier caso, se encontraron muy pocas correlaciones significativas entre la BM y J&C, aunque cabe destacar las relaciones significativas encontradas entre el tiempo anticiclónico en enero, diciembre y marzo para V_m ($p < 0.10$); y marzo-junio para V_x ($p < 0.05$).

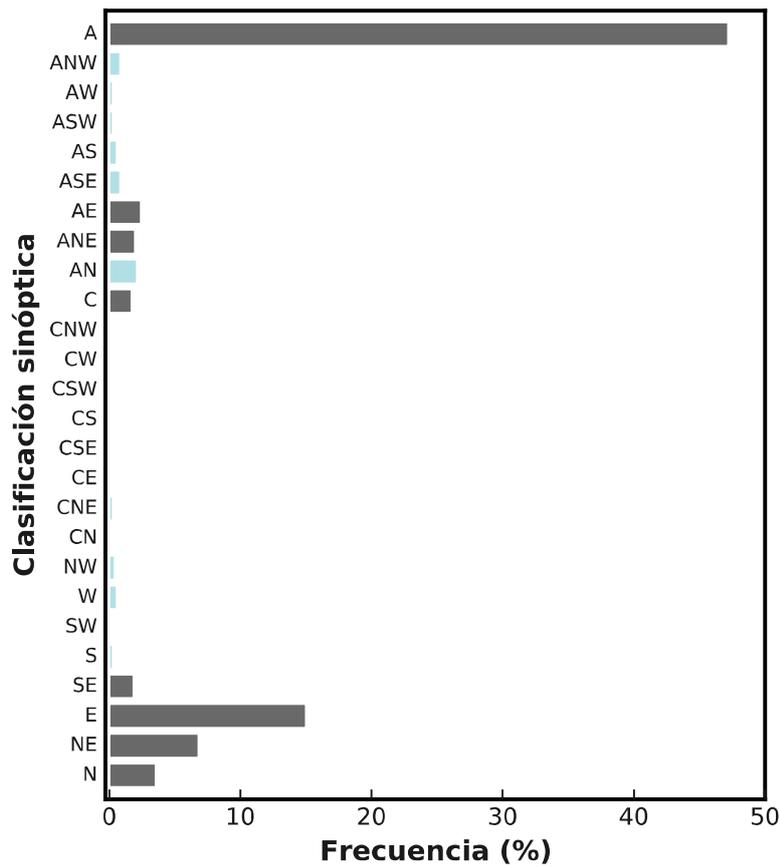


Figura 33. Frecuencia relativa (%) de los tipos de tiempo sinóptico dominantes para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). En negro se encuentran resaltados los tiempos sinópticos que favorecen el desarrollo de eventos de BM.

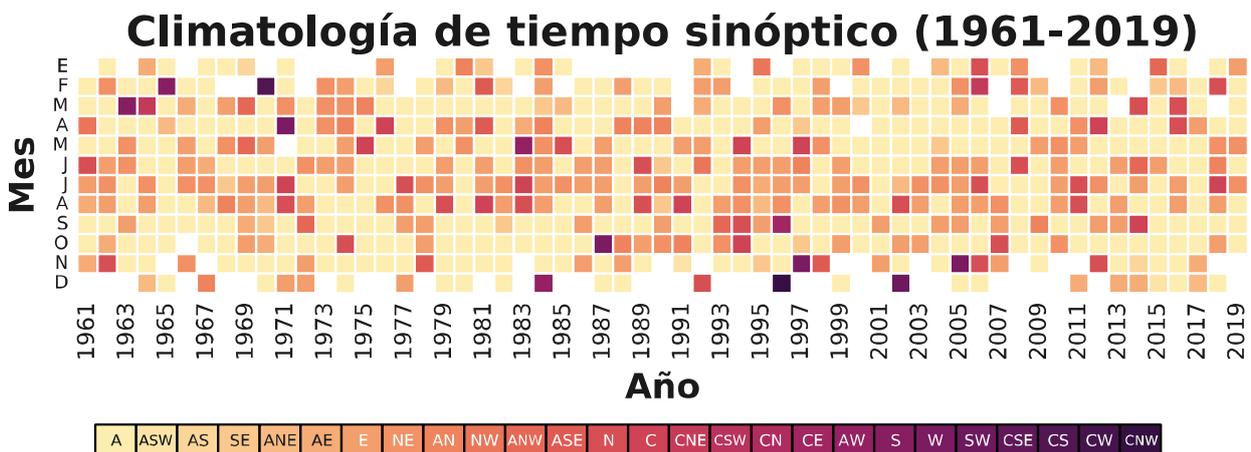


Figura 34. Climatología de tiempo sinóptico más frecuente por mes y año en situaciones de BM para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019)

Tabla 19. Frecuencia relativa mensual (%) de primer y segundo tiempo sinóptico más frecuente en situaciones de BM para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019)

	Primera más frecuente		Segunda más frecuente	
	Tiempo J&C	Frecuencia	Tiempo J&C	Frecuencia
Enero	A	31.03	NE	5.17
Febrero	A	43.10	E	12.07
Marzo	A	56.90	NE	8.62
Abril	A	63.79	AN	8.62
Mayo	A	58.62	E	15.52
Junio	A	48.28	E	32.76
Julio	E	31.03	A	31.03
Agosto	A	37.93	E	29.31
Septiembre	A	65.52	E	20.69
Octubre	A	67.24	E	12.07
Noviembre	A	48.28	E	8.62
Diciembre	A	22.41	E	5.17

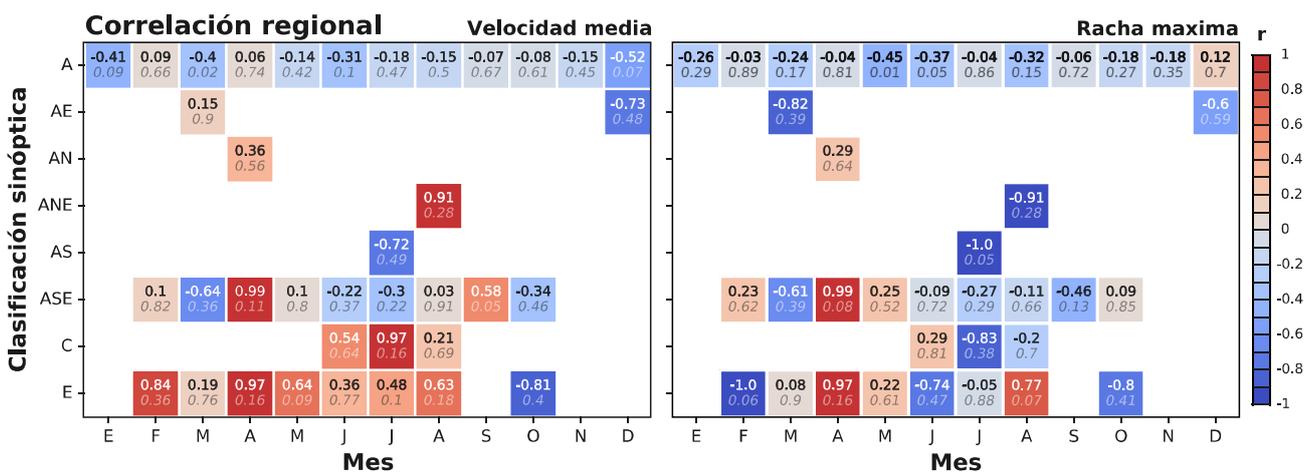


Figura 35. Correlación de Pearson mensual entre la Vm y Vx de la BM y la frecuencia relativa de los tiempos sinópticos de Jenkinson y Collision para el este de la Península Ibérica durante el período de estudio (1961-2019). Los colores indican correlaciones positivas (rojo) o negativas (azul), y también se presenta el valor de correlación (r) en negrita dentro de cada cuadrado. La significación estadística (p-valor) también se presenta bajo cada valor de correlación en cursiva.

4. Discusión

Este trabajo analiza por primera vez las tendencias a largo plazo de la velocidad de la BM en el este de la PI, aportando nueva evidencia que podría ser útil en los estudios hidrológicos y agronómicos de una región en que la BM representa la circulación local de viento más frecuente (Olcina-Cantos y Azorin-Molina, 2004a), además de las muchas aplicaciones sobre las actividades y procesos que se dan en el mar-océano a escala global (i.e. navegación, energías renovables *offshore*, circulación oceánica, *upwelling* y recursos pesqueros, entre otros). El estudio de la brisa marina (y el viento) ha sido escasamente investigado frente a otros parámetros atmosféricos. Si bien la tendencia a largo plazo del viento en superficie ha sido mayoritariamente discutida a nivel global desde 2007 (Roderick et al., 2007; McVicar et al., 2012; Azorin-Molina et al., 2014c; Minola et al., 2016; Zeng et al., 2019; Zhang et al., 2020), son pocos los estudios que han determinado las tendencias a largo plazo discriminando días de BM (Pazandeh-Masouleh et al., 2019), ya que este parámetro no ha sido abordado desde un punto de vista climático. De hecho, en la PI no hay estudios que analicen los cambios en las tendencias climáticas y variabilidad multidecadal de la BM usando registros históricos de viento, pues hasta hace 15-20 años, los estudios de BM analizaban pocos episodios (estudios de casos), en su mayoría mediante simulación numérica (i.e. Miller et al., 2003; Zhang et al., 2005). Por tanto, este TFM aborda una novedosa línea de investigación climática del viento en régimen de BM, al realizar aproximaciones de tendencias en los últimos 58 años a partir de datos observacionales.

Los resultados de este estudio revelaron V_m de BM más débiles ($p < 0.05$), y V_x más fuertes ($p < 0.05$) a escala anual. Además, la V_m de las BM se está debilitando en los meses centrales del verano ($p < 0.05$); mientras que las V_x no muestran estos cambios al reportar tendencias positivas en verano y otoño ($p < 0.05$ en SON). Las tendencias estacionales podrían estar dominando la tendencia anual, puesto que hay una mayor ocurrencia de BM en los meses donde se observó el debilitamiento de V_m y fortalecimiento de V_x . Resulta interesante la diferencia respecto al signo de tendencias entre V_m y V_x , puesto que no se ha reportado en estudios previos de la velocidad del viento general sobre la PI (Azorin-Molina et al., 2014c, 2016; Utrabo-Carazo, 2020), y si bien el descenso de la V_m puede ser explicada por los ciclos de las oscilaciones océano-atmósfera a gran escala, los cambios en las V_x no parecen seguir los patrones de la circulación atmosférica regional. El acoplamiento entre los cambios de V_m y la variabilidad decadal de la WeMO es detectado por los puntos de cambio observados en las series de anomalías y tendencias móviles. De hecho, parece haber una relación directa entre las tendencias de V_m y WeMOi ($r = 0.42$, $p < 0.05$), especialmente a nivel anual y durante el verano, un acoplamiento con los vientos sinópticos del Este podría estar suprimiendo la BM ($p < 0.10$ para marzo y julio). Las correlaciones positivas parecen estar asociadas a los descensos del WeMOi, especialmente entre 2010-2019 donde las correlaciones se tornan significativas ($p < 0.05$). Este último resultado es consistente con los resultados encontrados por Utrabo-Carazo (2020) para V_m del viento general durante 1961-2019. Por otro lado, el WeMOi no parece ser el responsable de los cambios (o el ascenso generalizado) encontrados en V_x , y por tanto su variabilidad depende de posibles procesos físico-locales. Estudios realizados en el Mediterráneo sugieren que las V_x están acopladas positivamente con la

temperatura, siendo esta variable la posible responsable del ascenso encontrado en las rachas máximas (Pirazzoli & Tomasin, 2003). En particular, las tendencias de V_x encontradas en la BM (ascensos en JJA-SON), siguen el patrón de rachas de viento general en España y Portugal reportado por Azorin-Molina et al. (2016), quienes atribuyen las posibles causas del aumento de las rachas al reforzamiento de la baja ibérica. Además, el fortalecimiento de las rachas máximas de BM entre 1961-2014 podría estar asociado a tormentas de mesoescala profundas, como sugirió Azorin-Molina et al. (2016). Las diferencias encontradas entre la variabilidad del viento en situaciones potenciales de BM respecto al viento general evidencian el peso que juegan los forzantes físico-locales en conjunto con los patrones sinópticos a gran escala en el debilitamiento-reforzamiento de las BM del este de la PI, por lo que en próximos estudios debería incluirse análisis que estimen el grado de relación, tiempo de respuesta y peso por orden de importancia de estos forzantes físico-locales y de los forzantes asociados a circulación atmosférica de gran escala

Es evidente que la magnitud y signo de las tendencias encontradas depende de la longitud del período analizado, tal como han encontrado otros autores (Troccoli et al., 2012; Azorin-Molina et al., 2014c). De hecho, las tendencias de mayor magnitud y significación estadística se encontraron en el sub-período más corto (1979-2008) o en las tendencias con ventanas menores a 30 años (Anexo A). En general, las tendencias reportadas para la V_m son un poco más fuertes (aunque débiles en todo caso) que aquellas encontradas sobre el este de la PI en Azorin-Molina et al. (2014c). Sin embargo, las tendencias de la velocidad del viento encontradas por Azorin-Molina et al. no discriminan días de BM, por lo que es posible que la BM presente descensos y ascensos de mayor magnitud que el viento en superficie en el este de la PI. En cualquier caso, la magnitud de las tendencias del viento ha sido objeto de discusión, puesto que se cree que la PI presenta tendencias débiles debido al desplazamiento hacia el norte de la zona de altas presiones subtropicales; célula de Hadley (Gillett & Stott 2009).

A diferencia del viento general, la V_m de los eventos de BM disminuyó más en las estaciones rurales que en las urbanas. Por ejemplo, en Azorin-Molina et al. (2014c) Viveros disminuyó $0.063 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ más que Manises, mientras que nuestros resultados indican una mayor disminución en el aeropuerto respecto al centro urbano ($-0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$). Si bien las tasas de cambio mencionadas no corresponden al mismo período (i.e. 1961-2011 para Azorin-Molina et al., 1961-2019 para este estudio), sí que se encontraron resultados similares durante el período común (1979-2008), cuyas diferencias también se observan en Alicante. La atribución de causas de este tipo de cambios en entornos urbanos es realmente compleja, más aún cuando se trata de circulaciones locales de BM. Si bien es posible que los cambios urbanos estén canalizando las BM por efecto venturi; o que incluso se esté presentando un debilitamiento de la célula de brisa por efecto de otros mecanismos físicos (i.e. reducción de las diferencias de temperatura del aire sobre mar y tierra; reforzamiento de la subsidencia en capas medias por masas de aire estables, Kim & Paik, 2015), hacen falta más estudios para inferir sobre la atribución de causas de estos resultados. Al contrario de V_m , las rachas máximas presentaron una mayor disminución en las estaciones urbanas respecto a las rurales (excepto en las estaciones cálidas, primavera-verano). En otros estudios este tipo de patrón se le atribuye al hipotético efecto de frenado del viento en superficie que ejerce la ciudad (Li et al., 2011; Azorin-Molina et al., 2014c). Por otro lado, el patrón estacional de la V_m parece ser un resultado característico del viento en situación de BM (ascensos en otoño-invierno y descensos en primavera-verano), dado que el viento general ha registrado en cambio descensos en invierno-primavera y ascensos en verano-otoño (Azorin-Molina et al., 2014c). Otras regiones de Europa han reportado a nivel estacional ascensos no significativos en invierno, y descensos en primavera, verano y otoño para el sub-período 1979-2008 (Minola et al, 2016), mientras que en Asia estudios recientes reportaron tendencias estacionales similares a aquellas reportadas previamente para España y Portugal (Zhang et al., 2020). Los estudios más recientes y de mayor impacto han evidenciado una recuperación en las tendencias de los últimos años (Azorin-Molina et al., 2019; Zeng et al., 2019). Sin embargo, aunque en algunas estaciones o

emplazamientos sí se encontró un ascenso en los años más recientes para la Vm y las Vx, la mayoría revelaron que el *reversal* de la BM en torno a 2010 osciló entre el 2000-2015 (resultados consistentes con los de [Utrabo-Carazo \(2020\)](#), quién encontró un inicio del *reversal* variable para la PI; entre 1988 y 2010), dónde el *stilling* vuelve a ser evidente. Este retorno del *stilling* podría deberse a patrones de oscilación climática, como han anticipado los estudios más recientes ([Zeng et al., 2019](#)), sin embargo no se han reportado descensos en las tendencias del viento general de la PI en los últimos 10 años ([Azorin-Molina et al., 2014c](#); [Azorin-Molina et al., 2016](#); [Utrabo-Carazo, 2020](#)).

El tiempo sinóptico parece jugar un papel menos relevante en la variabilidad regional de la BM, lo cual contrasta con lo esperado ([Azorin-Molina et al., 2016](#)). Además, los tiempos ciclónicos del oeste (i.e. CW, CNW, CSW, etc) encontrados en algunos meses de invierno podrían explicar las inestables tendencias encontradas en DEF, puesto que este tipo de tiempo sinóptico no favorece los eventos de BM, se evidencia poca robustez en los filtros propuestos durante invierno. Asimismo, aunque el patrón de tendencias encontradas en WeMOi es similar al encontrado por [Utrabo-Carazo \(2020\)](#), las tendencias reportadas en este trabajo son mucho más débiles, posiblemente por la diferencia de datos utilizados (el estudio de [Utrabo-Carazo, 2020](#) evaluó las tendencias de WeMOi a partir de datos observacionales), lo que podría influir en la magnitud y significación de las correlaciones encontradas.

En general, otras variables ambientales sobre las que la BM podría tener un impacto han evidenciado una disminución en sus tendencias climáticas (i.e. evaporación, [McVicar et al., 2012](#); precipitación, [Serrano-Notivoli, 2018](#)), mientras que otras presentaron tendencias positivas (i.e. evapotranspiración, [Pan et al., 2020](#)), abriendo una nueva ventana de hipótesis respecto al papel que desempeñan las tendencias de la Vm y las Vx sobre estos cambios, por lo que hace falta más estudios que permita mejorar el entendimiento de las causas que gobiernan las tendencias de la BM, y su aplicabilidad en otros sectores.

Trabajo Futuro

Si bien este trabajo de investigación focalizó sus esfuerzos en analizar las tendencias a largo plazo de la brisa marina en el este de la Península Ibérica, resulta interesante su aplicabilidad a nivel global. La línea de investigación futura involucra el análisis de los cambios espacio-temporales de las brisas marinas desde la escala local-regional a la global en el marco de los fenómenos de *stilling* y *reversal*, en un contexto de cambio climático. Para ello se requieren datos sub-diarios históricos a nivel global en las regiones costeras y/o marítimas, lo cual supone un gran desafío, especialmente en zonas con menor desarrollo económico, por lo que seguramente sea necesario apoyar los registros observacionales disponibles con información proveniente de modelos o reanálisis atmosféricos. Sin duda, la realización de controles de calidad y homogeneización de datos globales supondría un gran reto y esfuerzo computacional. Para el estudio de las tendencias globales sería necesario ajustar los criterios alternativos de selección de días potenciales de brisa marina en función de la disponibilidad de datos comunes. Todos los filtros definidos serían susceptibles a un ajuste de valores de entrada en función de cada región. Por poner un ejemplo, el filtro 1 debe ajustarse a la oscilación atmosférica que mejor explique el clima en cada región o sub-región de estudio, así como el rango de valores en los que se favorezca el desarrollo de

eventos de brisa marina, mientras que el filtro 4 debe ajustarse a la orientación de la línea de costa más próxima a la estación meteorológica o boya a utilizar. En todo caso, hace falta mejorar el sistema de filtros propuesto en esta investigación, con el fin de asegurar que las tendencias analizadas representen las tendencias del viento en situaciones potenciales de brisa marina. Se recomienda realizar -en la medida que sea posible- validaciones locales, al menos en los emplazamientos más significativos de cada región. Sería interesante realizar correlaciones, correlaciones cruzadas y análisis de funciones empíricas ortogonales (EOF) entre la velocidad de la brisa marina y los principales factores que fuerzan el desarrollo de estos eventos, esto es, patrones atmosféricos regionales (i.e. índice climático, tiempo sinóptico), temperatura del aire, TSM, etc. Lo anterior con el fin de (i) estimar el grado de relación entre las variables; (ii) determinar el tiempo de respuesta; e (iii) identificar el orden de magnitud que ejerce cada variable en las tendencias y variabilidad multidecadal de la velocidad de la brisa marina.

Finalmente, entre muchas de las aplicaciones que podría tener el estudio de las tendencias a largo plazo de la brisa marina, ambientalmente resulta importante estudiar el impacto en el transporte de humedad desde cuencas oceánicas hacia superficies continentales, ya que afecta directamente la evapotranspiración, precipitación y procesos de desertificación, con consecuencias sobre la hidrología o agricultura, entre muchas otras. También sería interesante explorar si existe alguna relación con las tendencias de los sistemas de surgencia o *upwelling*. Estudios recientes han evidenciado una intensificación de surgencias, posiblemente relacionado al calentamiento global, por lo que definir el papel global de las tendencias de la brisa marina en dicha intensificación tendría un gran impacto.

Conclusiones

Para concluir, los mayores hallazgos del estudio de las tendencias y variabilidad decadal de la BM para el este de la PI son:

- I. Debilitamiento de las circulaciones en régimen de brisas marinas para la velocidad media ($-0.08 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$) y fortalecimiento de las rachas máximas ($+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$).
- II. Debilitamiento de la velocidad media de las BM durante las estaciones cálidas (primavera-verano; $-0.09 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$) y fortalecimiento de las rachas máximas en verano ($+0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p > 0.10$) y otoño ($+0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$).

Diferencias marcadas en la racha máxima entre emplazamientos. Alicante tendió al *stilling* ($-0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$), mientras que Valencia presentó rachas más fuertes ($+0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p < 0.05$).

- III. Disminución más rápida de la velocidad media en las zonas rurales respecto a las ciudades (cambio anual medio de $-0.065 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$). En contraste, las rachas máximas evidenciaron una disminución más rápida en las zonas urbanas (cambio anual medio de $+0.07 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$).
- IV. La WeMO tiene una influencia significativa sobre el debilitamiento de la velocidad media, tanto a escala anual como en verano (r medio de 0.42 y 0.32 respectivamente, $p < 0.05$). Sin embargo, juega un papel menos significativo sobre las tendencias de la racha máxima, que podría deberse a mecanismos físico-locales.
- V. Es necesario plantear estudios de atribución que incluyan simulación numérica para evidenciar los mecanismos locales-regionales que están detrás de las tendencias y variabilidad decadal observada en las circulaciones de brisas marinas en el Mediterráneo.

Referencias

- Ahrens, C. D., y Henson, R. (2013).** *Meteorology today, an introduction to weather, climate and the environment*. Eleventh edition. Cengage Learning: Boston. ISBN 978-1-305-11358-9.
- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T. C., & Wieringa, J. (2003).** *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization*. World Meteorological Organization.
- Anjos, M., & Lopes, A. (2019).** Sea breeze front identification on the northeastern coast of Brazil and its implications for meteorological conditions in the Sergipe region. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2732-x>
- Alexandersson, H. (1986).** A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.3370060607>
- Archer, C. L., Colle, B. A., Delle Monache, L., Dvorak, M. J., Lundquist, J., Bailey, B. H., ... Zack, J. (2014).** *Meteorology for coastal/offshore wind energy in the United States: Recommendations and research needs for the next 10 years*. *Bulletin of the American Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00108.1>
- Arrillaga, J. A., de Arellano, J. V. G., Bosveld, F., Baltink, H. K., Yagüe, C., Sastre, M., & Román-Cascón, C. (2018).** Impacts of afternoon and evening sea-breeze fronts on local turbulence, and on CO₂ and radon-222 transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.3252>
- Arrillaga, J. A., Jiménez, P., Vilà-Guerau de Arellano, J., Jiménez, M. A., Román-Cascón, C., Sastre, M., & Yagüe, C. (2020).** Analyzing the Synoptic, Meso and Local Scales Involved in Sea-Breeze Formation and Frontal Characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2019jd031302>
- Azorín-Molina, C., & Martín-Vide, J. (2007).** Methodological approach to the study of the daily persistence of the sea breeze in Alicante (Spain). *Atmósfera*.
- Azorin-Molina, C., & Lopez-Bustins, J. A. (2008).** An automated sea breeze selection technique based on regional sea-level pressure difference: WeMOi. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.1663>
- Azorin-Molina, C., & Chen, D. (2009).** A climatological study of the influence of synoptic-scale flows on sea breeze evolution in the Bay of Alicante (Spain). *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0028-2>
- Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., & Calbo, J. (2009).** A climatological study of sea breeze clouds in the Southeast of the Iberian Peninsula (Alicante, Spain). *Atmosfera*.

Azorin-Molina, C., Chen, D., Tijm, S., & Baldi, M. (2011a). A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.2064>

Azorin-Molina, C., Tijm, S., & Chen, D. (2011b). Development of selection algorithms and databases for sea breeze studies. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0454-4>

Azorin-Molina, C. (2012). Timelapse of an isolated sea-breeze thunderstorm. *Weather*. <https://doi.org/10.1002/wea.1916>

Azorin-Molina, C., Tijm, S., Ebert, E. E., Vicente-Serrano, S. M., & Estrela, M. J. (2014a). High Resolution HIRLAM Simulations of the Role of Low-Level Sea-Breeze Convergence in Initiating Deep Moist Convection in the Eastern Iberian Peninsula. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9961-z>

Azorin-Molina, C., Tijm, S., Ebert, E. E., Vicente-Serrano, S. M., & Estrela, M. J. (2014b). Sea breeze thunderstorms in the eastern Iberian Peninsula. Neighborhood verification of HIRLAM and HARMONIE precipitation forecasts. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.01.010>

Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S. M., McVicar, T. R., Jerez, S., Sanchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J. I., ... Espírito-Santo, F. (2014c). Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over Spain and Portugal, 1961-2011. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00652.1>

Azorin-Molina, C., Guijarro, J. A., McVicar, T. R., Vicente-Serrano, S. M., Chen, D., Jerez, S., & Espírito-Santo, F. (2016). Trends of daily peak wind gusts in Spain and Portugal, 1961–2014. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1002/2015JD024485>

Azorin-Molina, C., Asin, J., McVicar, T. R., Minola, L., Lopez-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., & Chen, D. (2018). Evaluating anemometer drift: A statistical approach to correct biases in wind speed measurement. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.12.010>

Azorin-Molina, C., Dunn, R., Mears, C., Berrisford, P., McVicar, T., and Nicholas, J. (2019). Surface winds [in "State of the Climate in 2018"]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100 (9), S169–S188, doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1.

Barry, R. G., & Chorley, R. J. (2003). *Atmosphere, weather and climate: Eighth edition*. In *Atmosphere, Weather and Climate: Eighth Edition*. <https://doi.org/10.4324/9780203428238>

Bechtold, P., Pinty, J. P., & Mascart, P. (1991). A numerical investigation of the influence of large-scale winds on sea-breeze- and inland-breeze-type circulations. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2)

- Bhate, J., Kesarkar, A. P., Karipot, A., Bala Subrahmanyam, D., Rajasekhar, M., Sathiyamoorthy, V., & Kishtawal, C. M. (2016).** A sea breeze induced thunderstorm over an inland station over Indian South Peninsula – A case study. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.09.002>
- Bjerknes, V. (1898).** Ueber einen hydrodynamischen Fundamentalsatz und seine Anwendung, besonders auf die Mechanik der Atmosphäre und des Weltmeers. Kungliga Svenska Vetenskapliga Akademiens Handlingar.
- Bichet, A., Wild, M., Folini, D., & Schr, C. (2012).** Causes for decadal variations of wind speed over land: Sensitivity studies with a global climate model. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2012GL051685>
- Bieniek, P. A., Bhatt, U. S., Walker, D. A., Reynolds, M. K., Comiso, J. C., Epstein, H. E., ... Ermold, W. (2015).** Climate drivers linked to changing seasonality of Alaska Coastal tundra vegetation productivity. *Earth Interactions*. <https://doi.org/10.1175/EI-D-15-0013.1>
- Biggs, W. G., & Graves, M. E. (1962).** A Lake Breeze Index. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1962\)001<0474:albi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1962)001<0474:albi>2.0.co;2)
- Boegh, E., Soegaard, H., Christensen, J. H., Hasager, C. B., Jensen, N. O., Nielsen, N. W., & Rasmussen, M. S. (2004).** Combining weather prediction and remote sensing data for the calculation of evapotranspiration rates: Application to Denmark. *International Journal of Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1080/01431160310001647984>
- Borne, K., Chen, D., & Nunez, M. (1998).** A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. *International Journal of Climatology*. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980630\)18:8<901::AID-JOC295>3.0.CO;2-F](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<901::AID-JOC295>3.0.CO;2-F)
- Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Auer, I., Böhm, R., & Schöner, W. (2006).** Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800-2003 period. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2005JD006674>
- Cana, L., Grisolia-Santos, D., & Hernández-Guerra, A. (2020).** A Numerical Study of a Sea Breeze at Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00506-z>
- Cavazos, T., & Hewitson, B. C. (2005).** Performance of NCEP-NCAR reanalysis variables in statistical downscaling of daily precipitation. *Climate Research*. <https://doi.org/10.3354/cr028095>
- Cerdà, A. (2002).** The effect of season and parent material on water erosion on highly eroded soils in eastern Spain. *Journal of Arid Environments*. <https://doi.org/10.1006/jare.2002.1009>
- Chen, L., Li, D., & Pryor, S. C. (2013).** Wind speed trends over China: Quantifying the magnitude and assessing causality. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.3613>

- Comin, A. N., Miglietta, M. M., Rizza, U., Acevedo, O. C., & Degrazia, G. A. (2015).** Investigation of sea-breeze convergence in Salento Peninsula (southeastern Italy). *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.03.010>
- Corell, D., Estrela, M. J., Valiente, J. A., Azorin-Molina, C., & Chen, D. (2020).** Influences of synoptic situation and teleconnections on fog-water collection in the Mediterranean Iberian Peninsula, 2003–2012. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6398>
- Cuxart, J., Jiménez, M. A., Prtenjak Telišman, M., & Grisogono, B. (2014).** Study of a sea-breeze case through momentum, temperature, and turbulence budgets. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0007.1>
- Du, Y., Rotunno, R., & Zhang, F. (2019).** Impact of vertical wind shear on gravity wave propagation in the land–sea-breeze circulation at the equator. *Journal of the Atmospheric Sciences*. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0069.1>
- Estoque, M. A. (1962).** The Sea Breeze as a Function of the Prevailing Synoptic Situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0244:tsbaaf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0244:tsbaaf>2.0.co;2)
- Estrela, M. J. & Millán, M. (1994).** Manual práctico de introducción a la meteorología. Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Valencia.
- Ferdiansyah, M. R., Inagaki, A., & Kanda, M. (2020).** Detection of sea-breeze inland penetration in the coastal-urban region using geostationary satellite images. *Urban Climate*. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100586>
- Fock, B. H., & Schlünzen, K. H. (2012).** Characterization of typical coastal circulations with high-resolution measurements in the Gulf of Valencia. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.2362>
- Furberg, M., Steyn, D. G., & Baldi, M. (2002).** The climatology of sea breezes on Sardinia. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.780>
- Gahmberg, M., Savijärvi, H., & Leskinen, M. (2010).** The influence of synoptic scale flow on sea breeze induced surface winds and calm zones. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00423.x>
- Galanaki, E., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Flaounas, E., & Argiriou, A. (2018).** Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.03.004>
- Gavit, P., Baddour, Y., & Tholmer, R. (2009).** Use of change-point analysis for process monitoring and control. *BioPharm International*.

- Geyer, W. R. (1997).** Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0140>
- Gillett, N. P., & Stott, P. A. (2009).** Attribution of anthropogenic influence on seasonal sea level pressure. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2009GL041269>
- Guijarro, J. A. (2018).** Homogeneización de series climáticas con Climatol. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), D.T. En Islas Baleares, España. Recurso web: http://www.climatol.eu/homog_climatol-es.pdf, revisado por última vez el 30 de marzo de 2020.
- Haimberger, L., Mayer, M., Schenzinger, V., & Hersbach, H. (2019).** Upper air winds [in "State of the Climate in 2018"]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100 (9), S169–S188, doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1.
- Hamed, K. H., & Ramachandra Rao, A. (1998).** A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Hong Yan, & Anthes, R. A. (1988).** The effect of variations in surface moisture on mesoscale circulations. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0192:teovis>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0192:teovis>2.0.co;2)
- Jenkinson, A. F., & Collison, F. P. (1977).** An initial climatology of gales over the North Sea. *Synoptic climatology branch memorandum*, 62, 18.
- Jerez, S., Montavez, J. P., Gomez-Navarro, J. J., Jimenez, P. A., Jimenez-Guerrero, P., Lorente, R., & Gonzalez-Rouco, J. F. (2012).** The role of the land-surface model for climate change projections over the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2011JD016576>
- Kendall, M., & Gibbons, J. D. (1990).** *Rank Correlation Methods*. Oxford University Press.
- Kim, J. C., & Paik, K. (2015).** Recent recovery of surface wind speed after decadal decrease: a focus on South Korea. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2546-9>
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., ... Fiorino, M. (2001).** The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2)
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., ... Kiyotoshi, T. (2015).** The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001>
- Laird, N. F., Kristovich, D. A. R., Liang, X. Z., Arritt, R. W., & Labas, K. (2001).** Lake Michigan Lake Breezes: Climatology, local forcing, and Synoptic environment. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0409:LMLBCL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0409:LMLBCL>2.0.CO;2)

- Lamb, H. H. (1950).** Types and spells of weather around the year in the British Isles : Annual trends, seasonal structure of the year, singularities. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.49707633005>
- Lensky, N. G., Lensky, I. M., Peretz, A., Gertman, I., Tanny, J., & Assouline, S. (2018).** Diurnal Course of Evaporation From the Dead Sea in Summer: A Distinct Double Peak Induced by Solar Radiation and Night Sea Breeze. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1002/2017WR021536>
- Li, Z., Yan, Z., Tu, K., Liu, W., & Wang, Y. (2011).** Changes in wind speed and extremes in Beijing during 1960-2008 based on homogenized observations. *Advances in Atmospheric Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00376-010-0018-z>
- Li, Z., Song, L., Ma, H., Xiao, J., Wang, K., & Chen, L. (2018).** Observed surface wind speed declining induced by urbanization in East China. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3637-6>
- Lin, C., Yang, K., Qin, J., & Fu, R. (2013).** Observed coherent trends of surface and upper-air wind speed over China since 1960. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00093.1>
- Linden, P. F., & Simpson, J. E. (1986).** Gravity-driven flows in a turbulent fluid. *Journal of Fluid Mechanics*. <https://doi.org/10.1017/S0022112086001829>
- Liu, J., Yang, S., Chu, K., & Tan, Z. M. (2019).** Evolution of convective systems across Hangzhou Bay during a sea-breeze-effect thunderstorm event. *Meteorology and Atmospheric Physics*. <https://doi.org/10.1007/s00703-018-0646-x>
- Loughner, C. P., Tzortziou, M., Follette-Cook, M., Pickering, K. E., Goldberg, D., Satam, C., ... Dickerson, R. R. (2014).** Impact of bay-breeze circulations on surface air quality and boundary layer export. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0323.1>
- Lyons, W. A. (1972).** The Climatology and Prediction of the Chicago Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1972\)011<1259:tcapot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011<1259:tcapot>2.0.co;2)
- Martin-Vide, J. (2001).** Limitations of an objective weather-typing system for the Iberian Peninsula. *Weather*, 56(7), 248-250.
- Martin-Vide, J., & Lopez-Bustins, J.-A. (2006).** The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26(11), 1455–1475. <https://doi.org/10.1002/joc.1388>
- Martín Vide, J. (2016).** La Oscilación del Mediterráneo Occidental: un patrón de teleconexión ad hoc para el este de la Península Ibérica. In *Libro Jubilar en Homenaje al Profesor Antonio Gil Olcina*. Edición ampliada. <https://doi.org/10.14198/librohomenajeantoniogilolcina2016-11>

- Mazzuca, G. M., Pickering, K. E., New, D. A., Dreessen, J., & Dickerson, R. R. (2019).** Impact of bay breeze and thunderstorm circulations on surface ozone at a site along the Chesapeake Bay 2011–2016. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2018.10.068>
- McPherson, R. D. (1970).** A Numerical Study of the Effect of a Coastal Irregularity on the Sea Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1970\)009<0767:ansote>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0767:ansote>2.0.co;2)
- McVicar, T. R., & Roderick, M. L. (2010).** Atmospheric science: Winds of change. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo1002>
- McVicar, T. R., Roderick, M. L., Donohue, R. J., Li, L. T., Van Niel, T. G., Thomas, A., ... Dinpashoh, Y. (2012).** Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.024>
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., & Mao, H. (2003).** Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
- Minola, L., Azorin-Molina, C., & Chen, D. (2016).** Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends across Sweden, 1956-2013. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0636.1>
- Olcina-Cantos, J., y Azorin-Molina, C. (2004a).** The meteorological importance of sea-breezes in the Levant region of Spain. *Weather*. <https://doi.org/10.1256/wea.176.03>
- Olcina-Cantos, J. y Azorin-Molina, C. (2004b).** Frentes de brisa en el levante Español. *Estudios Geográficos*. <https://doi.org/10.3989/egeogr.2004.i254.192>
- Orlić, M., Beg Paklar, G., Dadić, V., Leder, N., Mihanović, H., Pasarić, M., & Pasarić, Z. (2011).** Diurnal upwelling resonantly driven by sea breezes around an Adriatic island. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. <https://doi.org/10.1029/2011JC006955>
- Orton, P. M., McGillis, W. R., & Zappa, C. J. (2010).** Sea breeze forcing of estuary turbulence and air-water CO₂ exchange. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2010GL043159>
- Otobe, H., & Asai, T. (1985).** Heat balance of the upper ocean under a land and sea breeze in Sagami Bay in summer. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*. <https://doi.org/10.1007/BF02109237>
- Pan, S., Pan, N., Tian, H., Friedlingstein, P., Sitch, S., Shi, H., ... Running, S. W. (2020).** Evaluation of global terrestrial evapotranspiration using state-of-the-art approaches in remote sensing, machine learning and land surface modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1485-2020>

- Papanastasiou, D. K., Melas, D., Bartzanas, T., & Kittas, C. (2010).** Temperature, comfort and pollution levels during heat waves and the role of sea breeze. *International Journal of Biometeorology*. <https://doi.org/10.1007/s00484-009-0281-9>
- Patz, J. A., Campbell-Lendrum, D., Holloway, T., & Foley, J. A. (2005).** Impact of regional climate change on human health. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature04188>
- Pazandeh-Masouleh, Z., Walker, D. J., & Crowther, J. M. C. (2019).** A long-term study of sea-breeze characteristics: A case study of the coastal city of Adelaide. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0251.1>
- Pérez, G. M. P., & Silva Dias, M. A. F. (2017).** Long-term study of the occurrence and time of passage of sea breeze in São Paulo, 1960-2009. *International Journal of Climatology*, 37, 1210–1220. <https://doi.org/10.1002/joc.5077>
- Pérez, R. A., Ortiz, R. J. C., Bejarano, A. L. F., Otero, D. L., Restrepo, L. J. C., & Franco, A. A. (2018).** Sea breeze in the Colombian Caribbean coast. *Atmósfera*. <https://doi.org/10.20937/ATM.2018.31.04.06>
- Pettersen, S. (1969).** *Introduction to Meteorology*. McGraw-Hill, New York.
- Pirazzoli, P. A., & Tomasin, A. (2003).** Recent near-surface wind changes in the central Mediterranean and Adriatic areas. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.925>
- Planchon, O., Dubreuil, V., & Gouery, P. (2006).** A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorological Applications*. <https://doi.org/10.1017/S1350482706002283>
- Plant, R. S., & Keith, G. J. (2007).** Occurrence of Kelvin-Helmholtz billows in sea-breeze circulations. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9089-x>
- Ponce de León, S., & Orfila, A. (2013).** Numerical study of the marine breeze around Mallorca Island. *Applied Ocean Research*. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.12.003>
- Prezerakos, N. G. (1986).** Characteristics of the sea breeze in Attica, Greece. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/BF00118663>
- Prtenjak, M. T., & Grisogono, B. (2007).** Sea/land breeze climatological characteristics along the northern Croatian Adriatic coast. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-006-0286-9>
- Quereda Sala, J. and Montón Chiva, E. (1994).** *Los vientos de superficie en el litoral de Castellón*. Ediciones de la Caja Rural Credicoop, Castellón.

- Ramis, C., Jansà, A., & Alonso, S. (1990).** Sea breeze in Mallorca. A numerical study. *Meteorology and Atmospheric Physics*. <https://doi.org/10.1007/BF01314828>
- Ramis, C., & Romero, R. (1995).** A first numerical simulation of the development and structure of the sea breeze on the Island of Mallorca. *Annales Geophysicae*. <https://doi.org/10.1007/s00585-995-0981-3>
- Redaño, A., Cruz, J., & Lorente, J. (1991).** Main features of the sea-breeze in Barcelona. *Meteorology and Atmospheric Physics*. <https://doi.org/10.1007/BF01027342>
- Reyes, S., & Pares, A. (1983).** Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la bahía de todos santos. *Geofísica Internacional*. Disponible en: <http://www.revistas.unam.mx/index.php/geofisica/article/view/39809>, y revisado por última vez el 31 de marzo de 2020.
- Roderick, M. L., Rotstajn, L. D., Farquhar, G. D., & Hobbins, M. T. (2007).** On the attribution of changing pan evaporation. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2007GL031166>
- Rotunno, R. (1983).** On the linear theory of the land and sea breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2)
- Sakamoto, M. S., Ambrizzi, T., & Poveda, G. (2011).** Moisture Sources and Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia. *Advances in Meteorology*. <https://doi.org/10.1155/2011/890759>
- Sen, P. K. (1968).** Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Sentchev, A., Forget, P., & Fraunié, P. (2017).** Surface current dynamics under sea breeze conditions observed by simultaneous HF radar, ADCP and drifter measurements. *Ocean Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1035-6>
- Seroka, G., Fredj, E., Kohut, J., Dunk, R., Miles, T., & Glenn, S. (2018).** Sea Breeze Sensitivity to Coastal Upwelling and Synoptic Flow Using Lagrangian Methods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2018JD028940>
- Serrano-Notivoli, R., Beguería, S., Saz, M. Á., & de Luis, M. (2018).** Recent trends reveal decreasing intensity of daily precipitation in Spain. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.5562>
- Shafir, H., & Alpert, P. (2011).** Regional and local climatic effects on the Dead-Sea evaporation. *Climatic Change*. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9892-8>
- Simpson, J.E. (1994).** Sea breeze and local wind, ed. Cambridge University Press, New York

- Sobarzo, M., Bravo, L., & Moffat, C. (2010).** Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner shelf off Concepción, Chile. *Continental Shelf Research*. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.004>
- Soriano, C., Fernández, A., & Martin-Vide, J. (2006).** Objective synoptic classification combined with high resolution meteorological models for wind mesoscale studies. *Meteorology and Atmospheric Physics*. <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0133-z>
- Spellman, G. (2000).** The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula. *Weather*. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.2000.tb04023.x>
- Steele, C. J., Dorling, S. R., Von Glasow, R., & Bacon, J. (2013).** Idealized WRF model sensitivity simulations of sea breeze types and their effects on offshore windfields. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-13-443-2013>
- Steele, C. J., Dorling, S. R., Von Glasow, R., & Bacon, J. (2015).** Modelling sea-breeze climatologies and interactions on coasts in the southern North Sea: Implications for offshore wind energy. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.2484>
- Stewart, R. H. (2008).** Introduction To Physical Oceanography. Disponible electrónicamente en: <http://hdl.handle.net/1966.1/160216>. Revisado por última vez el 30 de Marzo de 2020.
- Stull, R. B. (1988).** An introduction to boundary layer meteorology. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Stull, R. (2017).** Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. In *Applied Mechanics and Materials*. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/amm.820.351>
- Theil, H. (1950).** A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis (parts 1-3). *Proceedings of the Royal Netherlands Academy of Sciences*.
- Thorpe, A. J., Volkert, H., & Ziemiański, M. J. (2003).** The Bjerknes' circulation theorem: A historical perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-4-471>
- Troccoli, A., Muller, K., Coppin, P., Davy, R., Russell, C., & Hirsch, A. L. (2012).** Long-term wind speed trends over Australia. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4198.1>
- Utrabo-Carazo, E. (2020).** Tendencias de la velocidad media y rachas máximas del viento en superficie sobre la Península Ibérica y su conexión con modos de variabilidad climática en el sector Euro-Atlántico, 1961-2019. Trabajo de fin de máster. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- Varela, R., Álvarez, I., Santos, F., DeCastro, M., & Gómez-Gesteira, M. (2015).** Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? *Scientific Reports*. <https://doi.org/10.1038/srep10016>

- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J. N., & Ciais, P. (2010).** Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo979>
- Wentz, F. J., Ricciardulli, L., Hilburn, K., & Mears, C. (2007).** How much more rain will global warming bring? *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.1140746>
- Wichink-Kruit, R. J., Holtslag, A. A. M., & Tijn, A. B. C. (2004).** Scaling of the sea-breeze strength with observations in the Netherlands. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000027904.18874.75>
- Woodson, C. B., Eerkes-Medrano, D. I., Flores-Morales, A., Foley, M. M., Henkel, S. K., Hessing-Lewis, M., ... Washburn, L. (2007).** Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Continental Shelf Research*. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.014>
- You, C., & Fung, J. C. H. (2019).** Characteristics of the sea-breeze circulation in the pearl river delta region and its dynamical diagnosis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0153.1>
- Young, I. R., & Ribal, A. (2019).** Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.aav9527>
- Zeng, Z., Ziegler, A. D., Searchinger, T., Yang, L., Chen, A., Ju, K., ... Wood, E. F. (2019).** A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0622-6>
- Zhang, X., Dimarco, S. F., Smith IV, D. C., Howard, M. K., Jochens, A. E., & Hetland, R. D. (2009).** Near-resonant ocean response to sea breeze on a stratified continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4054.1>
- Zhang, Y., Chen, Y. L., Schroeder, T. A., & Kodama, K. (2005).** Numerical simulations of sea-breeze circulations over northwest Hawaii. *Weather and Forecasting*. <https://doi.org/10.1175/WAF859.1>
- Zhang, G., Azorin-Molina, C., Chen, D., Guijarro, J. A., Kong, F., Minola, L., ... Shi, P. (2020).** Variability of daily maximum wind speed across China, 1975-2016: An examination of likely causes. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0603.1>