

El extremadamente cálido verano de 2025 en España. Notas sobre los incendios de agosto

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

El informe de AEMET¹ del verano (1 de junio - 31 de agosto) de 2025 indica que fue extremadamente cálido, con una temperatura media en la España peninsular de 24.2 °C, 2.1 °C por encima de la media 1991-2020; el verano más cálido de la serie (desde 1961), superando en 0.1 °C al verano hasta ahora récord de 2022.

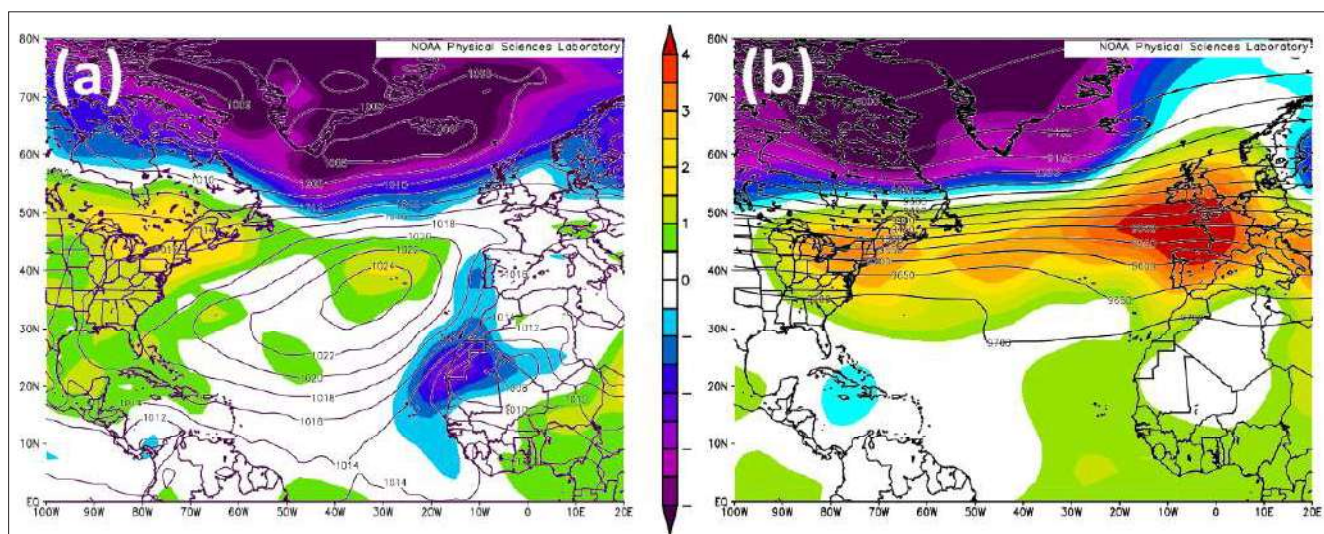


Figura 1. Mapas medios para el verano boreal de: (a) isobaras de la presión a nivel medio del mar y, en color, su anomalía (hPa); (b) topografía de la altura del geopotencial en 300 hPa y, en color, su anomalía (en m.g.p.). Fuente: NOAA

Sinópticamente la estación ha estado caracterizada en promedio en el sector Atlántico Norte- Europa por un régimen de tiempo NAO positivo de verano (SNAO+, Summer North Atlantic Oscillation), con anomalías negativas de la altura del geopotencial al norte de 50° N en niveles altos y medios de la troposfera, en las proximidades de Groenlandia, y anomalías positivas entre 30° y 50° N, principalmente en el oeste de Europa (figura 1b). Esta distribución zonal se reflejó débilmente en la presión a nivel medio del mar (PNM) en el oeste de Europa, que incluso se vuelve negativa en una lengua al oeste de la península ibérica, prolongación meridional de las anomalías negativas de la PNM sobre la costa subtropical del noroeste de África (figura 1a), y que denominaremos “surco de presión”.

El surco de presión se genera por la penetración limitada del flujo de levante, que advecta aire cálido continental hacia el Atlántico en niveles bajos de la troposfera. El límite occidental del surco lo marca la masa de aire “frío” en la capa límite marítima bajo

la gran inversión de subsidencia del anticiclón de las Azores. Este aire frío se alimenta de las descargas frías que generan las vaguadas de latitudes medias que se desplazan por el chorro polar, y se mantiene

por la reflexión de la radiación solar por los estratocúmulos bajo la inversión.

La conexión de un régimen SNAO + en latitudes medias, que genera anomalías positivas de geopotencial y temperatura

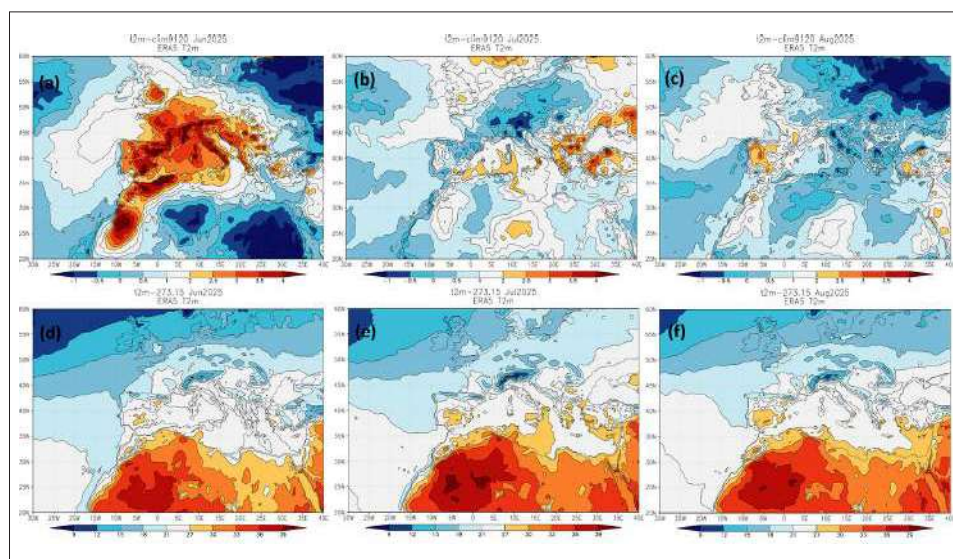


Figura 2. Arriba: anomalía de la temperatura media del aire a 2 m (t2m) en (a) junio, (b) julio y (c) agosto; abajo: t2m media en (d) junio, (e) julio y (f) agosto. Mapas obtenidos de datos ERA5, usando la aplicación KNMI Climate Explorer

¹ Avance Climático Nacional del verano de 2025. https://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2025/09/avance_climatico_nacional_verano_2025.pdf

en Europa occidental, con la masa tropical de aire cálido y seco del surco propicia anomalías intensas cálidas y olas de calor en el sudoeste de Europa. Así, además de la península ibérica, el Reino Unido e Irlanda y Francia tuvieron un verano extraordinariamente cálido.

Junio fue extremadamente cálido, el junio más cálido en la península desde el comienzo de la serie en 1961, julio fue cálido, y agosto fue extremadamente cálido, el mes de agosto más cálido desde el comienzo de la serie, igualado con el de 2024. En la figura 2 se muestran la temperatura media del aire a 2 m (t2m) y su anomalía para los tres meses; las anomalías más altas fueron las de junio, aunque, como es normal, las temperaturas de este mes fueron más frías que las de julio y agosto.

En los tres meses predominó el flujo de levante en niveles bajos de la troposfera como muestran los respectivos campos medios de PNM y las anomalías cálidas en el surco de presión, correspondiendo la mayor anomalía cálida de temperatura al mes de junio, no solo en superficie sino también en 850 hPa y en 700 hPa, aunque, como indican los mapas de 700 hPa, las temperaturas medias más altas fueron las de julio y agosto (figura 3).

Olas de calor en la península

Según los umbrales de AEMET² (Rodríguez-Ballesteros, 2014) se observaron dos olas de calor en la España continental. La primera se extendió entre el 18 de junio y el 4 de julio, con temperaturas que alcanzaron los 40 °C en muchas regiones y superaron los 43 °C en zonas del sur peninsular. La segunda ola de calor se extendió entre el 3 y el 18 de agosto, registrándose en ella las temperaturas más altas del verano. Como se puede observar en la figura 4, los elementos sinópticos que produjeron ambas olas fueron los mismos: una anomalía cálida anticiclónica de latitudes medias en la troposfera libre sobre Europa occidental y una anomalía cálida en la troposfera inferior asociada al surco de presiones provocado por el flujo de levante.

Se puede interpretar para las dos olas de calor, que la anomalía cálida anticiclónica de latitudes medias bombeaba hacia el norte y almacenaba aire cálido tropical seco procedente del Atlántico subtropical. En figura 5 a,b se muestran las anomalías

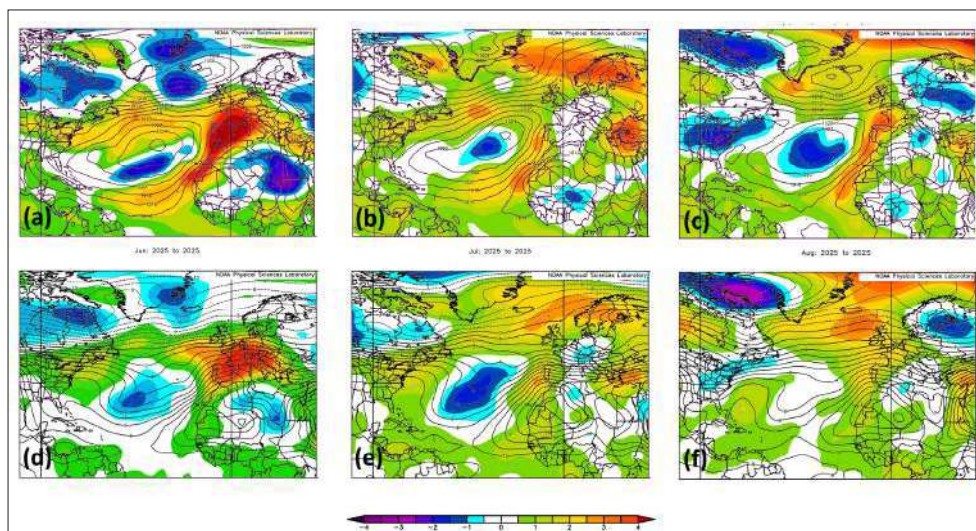


Figura 3. Arriba: isobaras medias al nivel medio del mar en hPa y, en color, anomalías medias de la temperatura en 850 hPa en (a) junio, (b) julio y (c) agosto; abajo: isotermas (°C) y, en color, anomalías medias de la temperatura en 700 hPa en (d) junio, (e) julio y (f) agosto.

Fuente: NOAA

positivas de la componente meridional del viento en 700 hPa que se extendían desde Canarias hasta el oeste de la península en ambos eventos, indicativas del transporte de aire cálido de los subtrópicos hacia el norte.

La anomalía de latitudes medias fue más alta y extensa en la primera ola de calor —aparentemente en ella convergían

las fases cálidas de dos ondas de Rossby casi estacionarias, una bidimensional, 2D, propagándose desde Groenlandia hacia Europa, y otra unidimensional, 1D, propagándose de oeste a este sobre el chorro polar. Mientras que en la segunda ola de calor solo era relevante una 1D—. Igualmente el anticiclón en superficie del este de España fue más extenso en la ola de

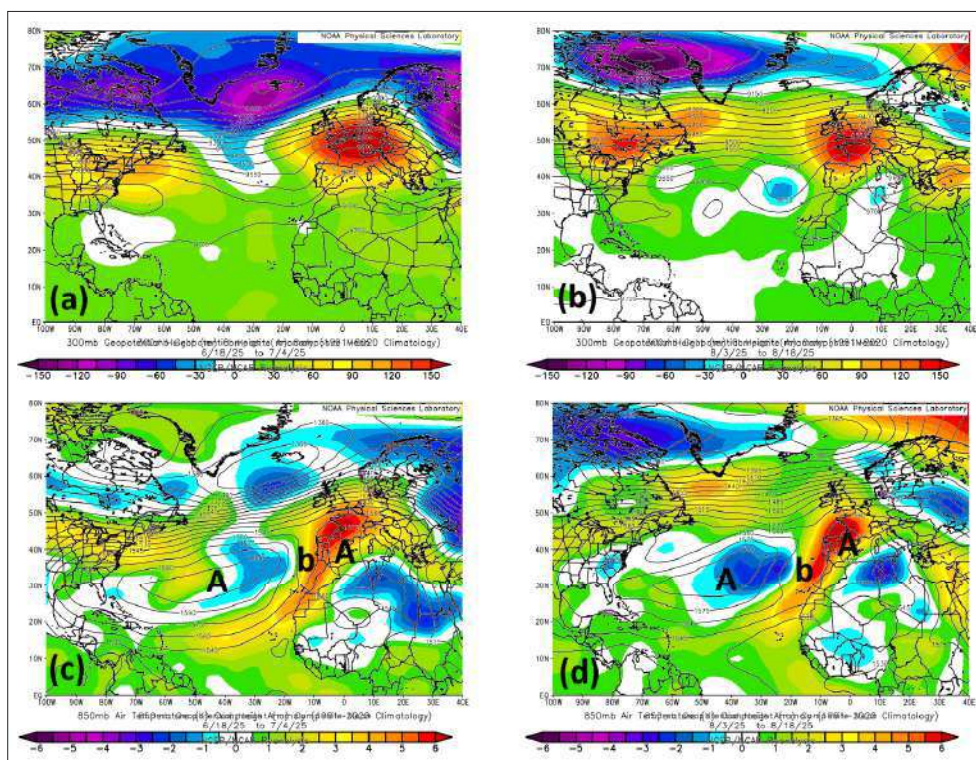


Figura 4. Arriba, topografía media de la altura del geopotencial en 300 hPa y, en color, su anomalía (en m.g.p.): (a) del 18 de junio al 4 de julio; (b) del 3 al 18 de agosto; abajo isobaras medias al nivel medio del mar en hPa y, en color, anomalías medias de la temperatura en 850 hPa: (c) del 18 de junio al 4 de julio; (d) del 3 al 18 de agosto. Fuente: NOAA

² Avance Climático Nacional del verano de 2025. https://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2025/09/avance_climatico_nacional_verano_2025.pdf

³ <https://climate.copernicus.eu/surface-air-temperature-june-2025>

El extremadamente cálido verano de 2025 en España

Notas sobre los incendios de agosto

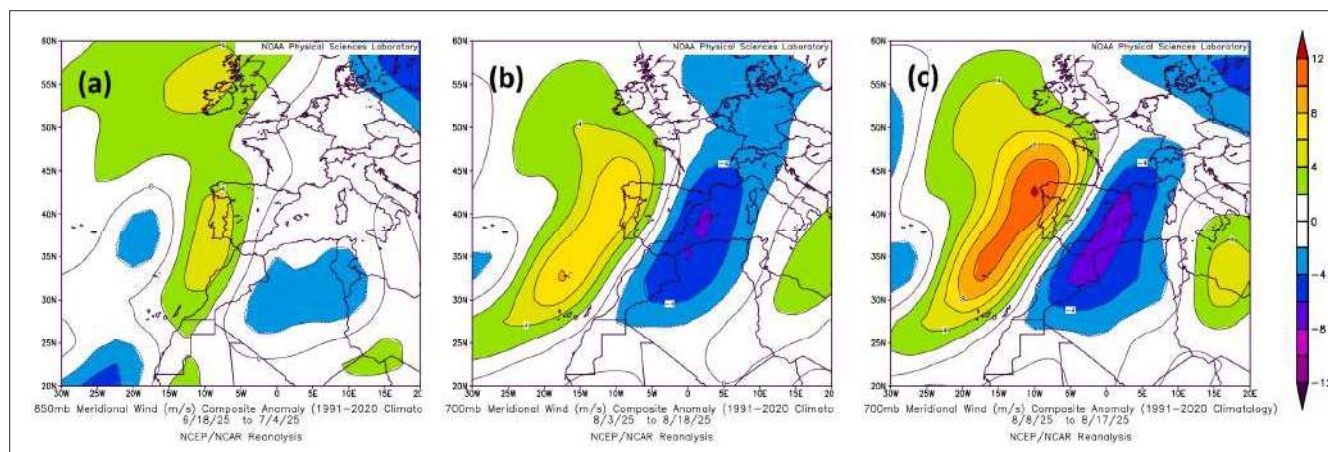


Figura 5. Anomalía de la componente meridional del viento en 700 hPa en m/s: (a) de 18 de junio a 4 de julio, (b) de 3 a 18 de agosto, (c) de 8 a 17 de agosto. Fuente: NOAA

junio, impidiendo la advección fría sobre el Mediterráneo occidental y generando una excepcional ola de calor marina, alcanzándose, según Copernicus³, un récord de temperatura de la superficie del agua del mar (TSM) diaria para todo el mar Mediterráneo (27.0 °C), y una anomalía diaria récord para cualquier mes (3.7 °C sobre la media). La figura 2a muestra sobre el mar Mediterráneo occidental las anomalías medias de la t2m de junio y, sobre tierra, los máximos de estas anomalías en la mitad oriental de la península (figura 2a).

La segunda ola de calor fue la más intensa registrada en España. Los datos provisionales de la ola de calor del 3 al 18 de agosto muestran una anomalía de temperatura máxima de 4.6 °C por encima del umbral de temperatura para una ola de calor definido por AEMET, que superó el récord anterior de 2022 en 0.1 °C. Las distribuciones de las anomalías de t2m de junio y agosto (figura 2) muestran dos diferencias importantes: la desaparición en agosto de la ola de calor marina del Mediterráneo y el desplazamiento en la península de las anomalías más altas de t2m desde la parte oriental en junio, al noroeste en agosto.

Periodo del 8 a 17 de agosto y los incendios del noroeste

Dentro de la ola de calor de agosto nos centraremos en los días 8 a 17 de agosto, que, según AEMET⁴, el intervalo de diez días es récord de temperatura para el conjunto peninsular español, desde al menos 1950. La causa inmediata fue la intensificación anómala del flujo de aire hacia el polo

en el oeste de la península que se muestra en la figura 5c, con la formación de un chorro en niveles bajos orientado SSO-NNE, y que afectó fundamentalmente al cuadrante noroeste de la península, aumentando la difusión de aire de origen subtropical

hacia esta zona y contribuyendo a que la temperatura media peninsular alcanzara valores récords. El máximo de viento está asociado al viento térmico producido por el contraste de temperaturas entre el aire cálido sobre el surco de presión y el aire

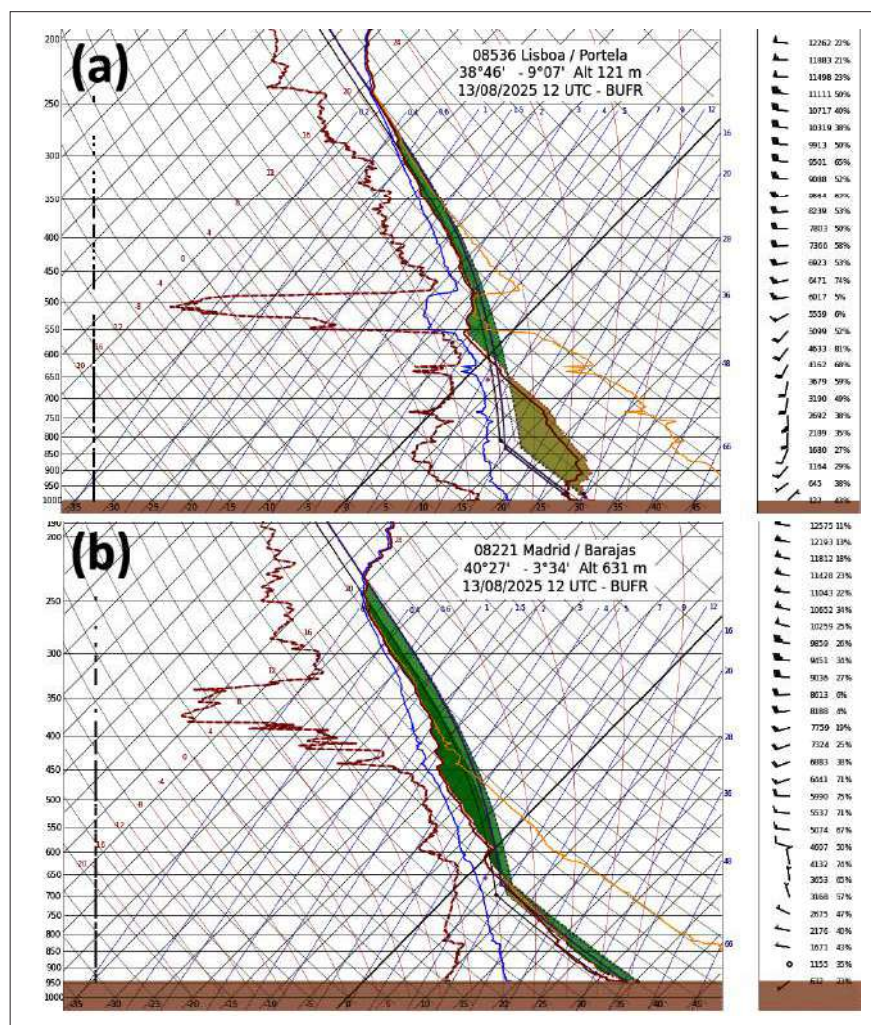


Figura 6. Sondeos del 13 de agosto a las 12 UTC en: (a) Lisboa; (b) Madrid. Fuente: AEMET

⁴ https://x.com/AEMET_Esp/status/1959503244532527456

anómalamente frío bajo la inversión de subsidencia en la parte oriental del alta de las Azores (figura 4d).

Una consecuencia del máximo de viento es la formación de ondas gravitatorias internas (OGI) por su interacción con la orografía en periodo de estabilidad vertical (estratificación) en niveles bajos. Las OGI son oscilaciones en un fluido estratificado estable, el océano o la atmósfera, con la gravedad (o la flotabilidad) como fuerza restauradora. Cuando un elemento de fluido se desplaza verticalmente, las fuerzas de flotabilidad la retraen a su posición neutra. Al alcanzar su posición neutra, la inercia hace que sobrepase esta posición límite, haciéndola oscilar. La frecuencia de esta oscilación de flotabilidad, N , está relacionada con la variación de la densidad con la altura, que para una atmósfera compresible viene determinada por el gradiente vertical de temperatura potencial θ

$$N^2 = (g/\theta) (d\theta/dz)$$

En principio se producirán OGI libres (que se propagan fuera de la zona donde se generan) en zonas montañosas caracterizadas por un número de onda en la dirección del viento incidente, $k = 2\pi/\lambda$, o sea, suficientemente ancha en dicha dirección para que la frecuencia de la perturbación que genere, ω , sea menor que la frecuencia de flotabilidad para un viento incidente con componente normal a una sierra U ; $\omega = Uk < N$.

Pero, como se puede deducir de los sondeos de Lisboa y Madrid de cualquier día de esta decena (por ejemplo los del día 13 de la figura 6), la posibilidad de formación de ondas OGI de propagación libre es limitado para un tiempo y espacio determinados, pues con el calentamiento diurno el perfil de la temperatura en capas bajas tiende a la adiabática seca, $N \rightarrow 0$, en la mayor parte de la península y el flujo solo se perturba en las capas inmediatas a la superficie desvaneciéndose las ondas en capas altas, lo que se denomina onda atrapada. De noche, la capa límite se vuelve estable por el enfriamiento nocturno, y, si el espesor de la capa límite es suficiente para que el flujo no se bloquee a barlovento de las sierras, puede permitir el desarrollo de ondas gravitatorias en niveles bajos. En zonas con abundante humedad, la capa estable se puede mantener durante la mañana, como muestra el sondeo de Lisboa de las 12 UTC de la figura 6, porque el transporte de calor de la tierra a la atmósfera se realiza en buena parte

por calor latente, a diferencia de las zonas áridas donde es mayoritariamente calor sensible, que calienta las capas inmediatas. Las OGI libres de origen orográfico tiene velocidad de grupo dirigida hacia niveles más altos de la atmósfera, y por tanto igualmente la energía que transportan, pero, como indican los sondeos de la figura 6, N era muy pequeña por encima de la capa límite, llegando a hacerse 0 en algunas capas de niveles medios, por lo que las ondas acabarían siendo reflejadas hacia la superficie terrestre, por lo que el flujo de aire pierde poca intensidad en su recorrido.

Ahora bien, la existencia de grandes incendios puede cambiar localmente la estructura de la atmósfera en capas bajas antes del mediodía al transformar el gradiente vertical de temperatura, impidiendo la estratificación e inhabilitando la zona para sostener ondas libres. Si ocurre, como en este caso, que los incendios se produjeron a sotavento de sierras, las ondas generadas a barlovento de dicha sierra son advectadas por el flujo medio hacia la zona de los incendios. Cuando una onda se interna en el ambiente $N \leq 0$ de un incendio se rompe en un proceso en el que su pendiente supera un umbral crítico, al quedar atrapada inicialmente en capas bajas perdiendo velocidad horizontal respecto a las capas más altas, lo que provoca su vuelco vertical. La rotura de una onda es un proceso altamente disipativo que convierte la energía cinética de la onda en energía cinética turbulenta alterando los perfiles locales del viento, dificultando las labores de extinción del incendio y poniendo en peligro la vida de los integrantes de las unidades contraincendios.

Resumen y notas sobre la influencia del cambio climático

Las dos olas de calor analizadas fueron impulsadas por una circulación anticiclónica asociada a una anomalía cálida anticiclónica de latitudes medias, que en niveles bajos generaba en el sur de la península y norte de África el flujo de levante que producía la masa cálida del surco de presiones sobre el este del Atlántico y, en el oeste de la península un flujo del sur que difundía esa masa cálida hacia el norte de la península. En la ola de calor récord de agosto el viento de componente sur del oeste de la

península se vio reforzado por la formación de una corriente en chorro de dirección SSO-NNE de niveles bajos, causado por la yuxtaposición de la masa cálida del surco y una masa fría más al oeste bajo la inversión de subsidencia generada por una vaguada que se desplazaba de oeste a este siguiendo la senda de las tempestades del Atlántico Norte. Este chorro de sur aumentó la difusión de aire cálido hacia el norte de la Península, y generó ondas de montaña en el noroeste de la península, que rompían sobre los incendios generados por las condiciones ambientales de alta temperatura, sequedad y viento intenso, alterando los perfiles locales del viento, dificultando las labores de extinción del incendio y poniendo en riesgo a los componentes de las unidades contraincendios.

Este viento anómalo del sur, como se ha dicho, está relacionado con un importante contraste de temperatura entre tierra y mar, y puede ser una señal del cambio climático, pues se sabe que es una característica robusta del mismo es que en respuesta al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero, la diferencia de subida de temperatura media del aire en superficie entre la tierra y el océano será cada vez mayor (ver, por ejemplo Manabe *et al.*, 1991, o Sutton *et al.*, 2007), y por tanto estas condiciones podrían repetirse con mayor frecuencia o agravarse en caso de seguir aumentando la concentración de gases de efecto invernadero.

Referencias:

- Gill, A., 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series, Vol. 30, Academic Press, 662 pp.
- Manabe S, Stouffer RJ, Spelman MJ, Bryan K (1991): Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: annual mean response. J Clim 4:785-818
- Rodríguez-Ballesteros, C., 2014: Criterios objetivos para localizar y caracterizar las olas de calor. XXXIII Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española y 15º Encuentro Hispano-Luso de Meteorología. <http://hdl.handle.net/20.500.11765/6036>
- Smith, R. B., 2019: 100 Years of Progress on Mountain Meteorology Research. Meteorological Monographs, 59, 20.1-20.73, doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-18-0022.1.
- Sutton RT, Dong BW, Gregory JM (2007): Land-sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. Geophys Res Lett 34:L02701