INFORME SOBRE EL ESTADO DEL CLIMA DE ESPAÑA 2019



GOBIERNO DE ESPAÑA
VICEPRESIDENCIA CUARTA DEL GOBIERNO
MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO
AEMet
Agencia Estatal de Meteorología

Informe del estado del clima en España

2019

GOBIERNO DE ESPAÑA
VICEPRESIDENCIA CUARTA DEL GOBIERNO
MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO
AEMet Agencia Estatal de Meteorología

2020

Documento elaborado, en el seno de la Agencia Estatal de Meteorología,
por José María Sánchez-Laulhé Ollero, Manuel Antonio Mora García,
Alejandro Roa Alonso, Roser Botey Fullat, Jaime Rey Vidaurrázaga,
José Ángel Núñez Mora, Federico Franco Manzano, Rubén del Campo Hernández y
Ricardo Sanz Barajas.

datos abiertos

Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

© Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2020

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid

http://www.aemet.es/

@Aemet_Esp

https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia

RECONOCIMIENTOS

En breves líneas quiero expresar a todos los componentes del equipo mi agradecimiento por su implicación en este informe. Por ser el primero de su género se ha tenido que diseñar desde cero el contenido y dar una estructura adecuada que seleccione la información oportuna y la presente de forma que se dé respuesta a la ambición de llegar a distintos tipos de lectores, desde los técnicos expertos a todos los ciudadanos a los que el clima y su variabilidad afectan cada día. Esto ha necesitado de numerosas reuniones y de abiertos debates en los que todos han contribuido con su experiencia y conocimientos. Su esfuerzo será de gran utilidad a la hora de preparar los sucesivos informes anuales que se pretende estén disponibles al comienzo de cada primavera.

En particular quiero agradecer a José María Sánchez-Laulhé el impulso continuo que desde su profundo conocimiento del clima ha dado al proyecto, a Manuel Mora su infatigable dedicación revisando una y otra vez los textos y aportando ideas que han mejorado el contenido inicial, a Rubén del Campo por orientarnos en cómo trasladar información tan compleja a los distintos tipos de destinatarios, a Jaime Rey y a Alejandro Roa por darnos una visión resumida de lo acontecido día a día desde el punto de vista de la adversidad, a Roser Botey por toda la información que permite contextualizar climáticamente el año en el tiempo y en el espacio, a José Ángel Núñez por su buen hacer y capacidad a la hora de usar elementos gráficos para resaltar los datos más relevantes, a Federico Franco por incorporar los datos sobre los impulsores que guían el comportamiento en la escala estacional y a Ricardo Sanz por integrar la información sobre el archipiélago canario con su clima específico.

Igualmente se debe agradecer y reconocer el soporte anónimo de distintas unidades de AEMET que han facilitado datos o información o han orientado al grupo en su trabajo, como el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, el Área de Evaluación y Modelización del Clima, el Área de Climatología y Aplicaciones Operativas, el Área de Predicción Operativa, el Área de Técnicas de Aplicaciones de Predicción y el Área de Información Meteorológica y Climatológica.

Finalmente, es de agradecer el trabajo y orientación de Miguel Ángel García Couto que ha hecho posible que todo el texto y gráficos se consoliden en los distintos documentos.

José Antonio Fernández Monistrol
Director de Producción e Infraestructuras

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN **1**

1. ESTADO DEL CLIMA GLOBAL Y EN EUROPA **7**

1.1. Temperatura del aire en superficie 7
1.2. Océanos 9
1.3. Criosfera 10
1.4. Gases de efecto invernadero 11
1.5. Precipitación 12
1.6. Anomalías y fenómenos climáticos extremos 14

2. ESTADO DEL CLIMA EN ESPAÑA: AÑO 2019 **17**

2.1. Temperatura 18
2.1.1. Evolución estacional de las temperaturas 19
2.1.2. Episodios de temperaturas extremas 20
2.2. Precipitación 21
2.2.1. Evolución estacional de la precipitación 22
2.2.2. Episodios de precipitaciones intensas 23
2.3. Sequía meteorológica, índice de precipitación estandarizado (SPI) y humedad del suelo 25
2.3.1. Precipitación por zonas características de AEMET o grandes cuencas 25
2.3.2. Índice de precipitación estandarizado (SPI) por zonas características de AEMET o grandes cuencas 26
2.3.3. Humedad del suelo y anomalía por provincias 28
2.4. Tormentas y descargas eléctricas 31
2.5. Fenómenos climáticos extremos 33
2.5.1. Principales episodios de fenómenos meteorológicos extremos 33
2.5.2. Avisos de fenómenos meteorológicos adversos 35

3. ANALISIS ESTACIONALES PARA ESPAÑA Y EL SECTOR ATLÁNTICO NORTE - EUROPA **37**

3.1. El invierno 2018-19 37
3.2. La primavera 43
3.3. El verano 46
3.4. El otoño y el principio del invierno 2019-2020 51

AGRADECIMIENTOS **59**

REFERENCIAS **61**

ANEXOS **63**

A. Descripción sinóptica estacional del año 2019 63
B. Efemérides 70
C. Notas sobre fenómenos y circulaciones asociados a la variabilidad de interanual a subestacional del sistema climático 72

0. INTRODUCCIÓN

El calentamiento del sistema climático es inequívoco y la influencia humana ha sido la causa dominante. Desde 1950 se han observado cambios que no tienen precedente, tanto si se comparan con registros históricos observacionales que datan de mediados del siglo XIX, como si se comparan con registros paleoclimáticos referidos a los últimos milenios:

— La atmósfera y los océanos se han calentado.

— La cantidad y extensión de las masas de hielo y nieve han disminuido.

— El nivel del mar ha subido.

«Es extremadamente probable que la influencia humana haya sido la causa dominante del calentamiento observado desde mediados del siglo XX», con «extremadamente probable» definido como 95-100 % de certeza (IPCC, 2013).

La temperatura media de la Tierra puede fluctuar por causas naturales debido a una variedad de factores que incluyen variaciones orbitales, cambios en la actividad solar, erupciones volcánicas, cambios en las corrientes oceánicas y otras. Aunque las causas naturales no pueden descartarse por completo para una parte del calentamiento actual, hay pocas dudas de que la actividad humana es la principal fuerza impulsora del calentamiento del sistema climático. El calentamiento se produce en un contexto de aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI), que incluyen el dióxido de carbono, el metano y el vapor de agua, debido a la actividad humana, como la quema de combustibles fósiles y la industrialización. Las propiedades físicas de los GEI están bien establecidas: si bien generalmente permiten que la luz del sol penetre en la atmósfera, tienen la capacidad de absorber parte del calor saliente de la superficie de la Tierra.

Los impactos esperados del cambio climático en el entorno físico tienen un alcance amplio e incluyen el aumento del nivel del mar, la aceleración del ciclo del agua, por lo que globalmente aumentará tanto la evaporación como la precipitación, por lo que las diferencias regionales se harán más acusadas, siguiendo en general lo que se conoce como paradigma en precipitación, *con el cambio climático global lo húmedo se volverá más húmedo y lo seco más seco*. Es probable que las inundaciones se agraven, en parte debido al aumento del vapor de agua atmosférico, mientras que las sequías se vuelvan más frecuentes como resultado de una mayor evaporación. También se espera que sean más frecuentes e intensas las olas de calor severas, un desastre natural particularmente peligroso para las latitudes medias.

En 2019 la temperatura media global del aire en superficie superó en 1.1 °C a la temperatura del período 1850-1900, representativo de las condiciones preindustriales, y las consecuencias son evidentes. Las inundaciones, sequías y tormentas tropicales más intensas y frecuentes, las graves olas de calor y el aumento del nivel del mar, ya ponen en serio peligro las vidas y los medios de subsistencia en todo el planeta. La ciencia nos dice que, aunque logremos limitar el calentamiento a 1.5 °C, en cumplimiento de la recomendación del Acuerdo de París, nos enfrentaremos a riesgos notablemente mayores para los sistemas naturales y humanos (véase cuadro).

Impactos del calentamiento global de 1.5 °C

Según el IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático), aun limitando el calentamiento global a 1.5 °C, nos enfrentaremos a riesgos importantes, aunque notablemente inferiores a los que causaría un calentamiento global de 2.0 °C (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018):

El nivel del mar: continuaría creciendo hasta mucho después de 2100, fecha en la cual se prevé que llegue a ser entre 26 y 77 cm mayor que en el nivel inicial estimado desde 1986 hasta 2005. Con un calentamiento global de 2.0 °C el nivel del mar se elevaría unos 10 cm más.

Hielo marino: con un calentamiento de 1.5 °C, la probabilidad de un océano Ártico libre de hielo marino en verano sería de una vez por siglo, mientras que con un calentamiento de 2.0 °C sería de una vez por década.

Océanos: la limitación del calentamiento global ralentizaría tanto el aumento de la acidez y la temperatura, como la disminución de los niveles de oxígeno de los océanos. Todo lo cual reduciría los riesgos para la biodiversidad marina.

Biodiversidad: los impactos en la biodiversidad y los ecosistemas, incluidas la pérdida y la extinción de especies, serán menores a 1.5 °C, aunque afectarían a miles de especies, a un 6 % de los insectos y a un 8 % de plantas, y se proyecta, además, que el 4 % de los vertebrados pierda más de la mitad de su ámbito geográfico determinado por el clima para el calentamiento global de 1.5 °C, en comparación con el 18 % de los insectos, el 16 % de las plantas y el 8 % de los vertebrados para un calentamiento global de 2.0 °C.

Bienestar humano: se prevé que los riesgos relacionados con el clima, para la salud, los medios de vida, la seguridad alimentaria, el suministro de agua, la seguridad humana y el crecimiento económico, aumenten de forma importante con el calentamiento global. Así, limitar el calentamiento a 1.5 °C en vez de a 2.0 °C podría tener como resultado que 420 millones de personas menos estuvieran expuestas a olas de calor severas.

Agua: dependiendo de las condiciones socioeconómicas futuras, limitar el calentamiento global a 1.5 °C, en comparación con 2.0 °C, podría reducir hasta en un 50 % la proporción de la población mundial expuesta al aumento de escasez de agua inducido por el cambio climático.

En el Mediterráneo, incluido el sur de Europa: un calentamiento global limitado a 1.5 °C implicaría un calentamiento en verano de hasta 3 °C. Los riesgos asociados con aumentos en la frecuencia y magnitud de las sequías serían bastante mayores con 2 °C que con 1.5 °C.

Limitar el calentamiento a 1.5 °C con respecto a los niveles preindustriales implica alcanzar emisiones mundiales netas de CO_2 iguales a cero aproximadamente en 2050 y lograr importantes reducciones paralelas en las emisiones de otros GEI, en particular de metano.

En España el cambio climático se manifiesta en las últimas décadas en el claro incremento de temperatura del aire, en el aumento de las olas de calor, y en el descenso generalizado de la humedad relativa. De los diez años más cálidos desde el comienzo de la serie de temperatura media de España (figura 1), ocho corresponden a años del siglo XXI y seis de ellos pertenecen a la década 2011-2020. Uno de estos seis ha sido 2019 con una temperatura media de 15.9 °C, valor que supera en 0.8 °C al valor medio anual.

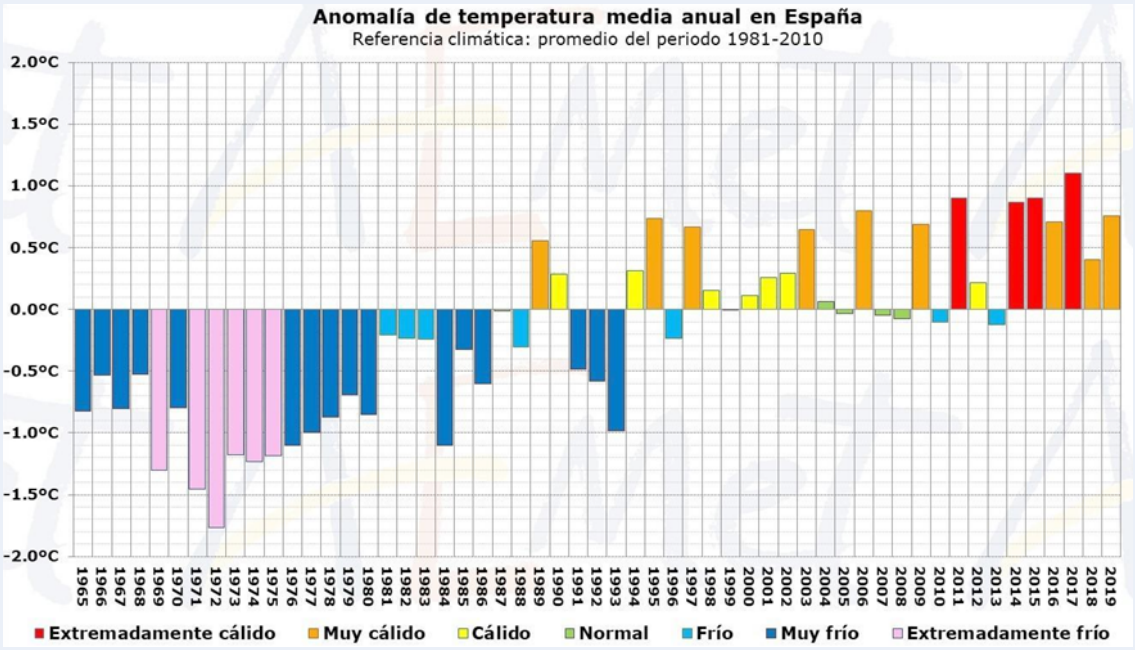


Figura 1 — Anomalía de temperatura media anual en España. Fuente AEMET.

Vicente y Rodríguez (2017) resumen distintos trabajos sobre la evolución de la temperatura en España y establecen una tasa de variación de unos +0.30 °C por decenio desde la década de 1960, siendo mayor en los meses de verano. Brunet *et al.* (2007), detectaron para España, para el período 1850-2005, un aumento de 0.10 °C por decenio (tabla 1), que es algo mayor que la tasa de calentamiento global de unos 0.09 °C por decenio, establecido por el informe del IPCC de 2013 para los continentes en el período 1880-2012 (IPCC, 2013).[1]

No hay una clara tendencia en la precipitación anual en España a largo plazo. Sin embargo Vicente y Rodríguez (2017) indican que hay una fuerte variabilidad espacial y estacional en las tendencias de precipitación, y concluyen que para los últimos cinco decenios la precipitación media anual en España mostró una disminución moderada. La precipitación media en 2019 fue de unos 628 mm, un 3 % por debajo del valor medio anual, aunque con fuertes variaciones entre regiones. No hay evidencia de un aumento generalizado de los extremos pluviométricos, aunque hay estudios que constatan un aumento en la costa mediterránea (Toreti *et al.*, 2010).

[1] La dispersión en cuanto a las tasas de variación decenal se deben no solo a la ventana temporal elegida para realizar el estudio, los resultados obtenidos también resultan sensibles a la metodología empleada. Tradicionalmente se ha representado la temperatura media anual de España mediante la media de temperaturas de un conjunto de estaciones con series de datos suficientemente largas y completas. AEMET utiliza un conjunto de cuarenta y dos estaciones de su red climatológica principal; otros estudios han utilizado conjuntos más reducidos buscando una mayor longitud temporal. La Organización Meteorológica Mundial recomienda una nueva metodología para el cálculo de las variables que representan a un territorio, como por ejemplo la temperatura media en una región. Esta nueva aproximación se basa en el uso de rejillas bidimensionales resultado de interpolar a los puntos que conforman la rejilla, mediante algoritmos que tienen en cuenta distintos factores, los valores observados en el conjunto de todas las estaciones. Estos factores incluyen entre otros, la altitud, la posición relativa respecto a la orilla de océanos o de sistemas montañosos. Este método reporta dos ventajas inmediatas, la inclusión de un número considerablemente mayor de estaciones y la amortiguación en cierta medida del efecto «isla de calor», cuyos efectos sobre el cambio climático global se han demostrado despreciables.

Debido a este cambio previsto en la metodología, no se ha pretendido en el presente informe cuantificar el ritmo de crecimiento de la temperatura ni su atribución al calentamiento debido al aumento de GEI o a otros factores de variabilidad natural o antropogénica. Se espera poder incluir resultados de estudios de atribución en próximos informes.

Períodos	1850-2005	1901-2005	1901-1949	1950-1972	1973-2005
	Temperaturas medias diarias				
Anual	**0.10** (0.08/0.12)	**0.13** (0.10/0.16)	**0.22** (0.11/0.31)	–0.19 (–0.53/0.12)	**0.48** (0.36/0.66)
Invierno	**0.10** (0.07/0.14)	**0.14** (0.08/0.20)	0.10 (–0.08/0.32)	0.11 (–0.58/0.68)	0.27 (–0.09/0.56)
Primavera	**0.08** (0.05/0.12)	**0.12** (0.06/0.17)	**0.25** (0.06/0.43)	–0.52 (–1.03/0.05)	**0.77** (0.54/0.97)
Verano	**0.09** (0.06/0.11)	**0.13** (0.08/0.18)	**0.23** (0.07/0.38)	–0.29 (–0.71/0.13)	**0.67** (0.41/0.92)
Otoño	**0.10** (0.07/0.13)	**0.12** (0.08/0.17)	**0.26** (0.09/0.42)	–0.08 (–0.57/0.53)	0.29 (0.02 /0.58)

Tabla 1. Tasa de variación de las temperaturas medias por decenio en España en el período 1850-2005 (Brunet et al.*, 2007).*

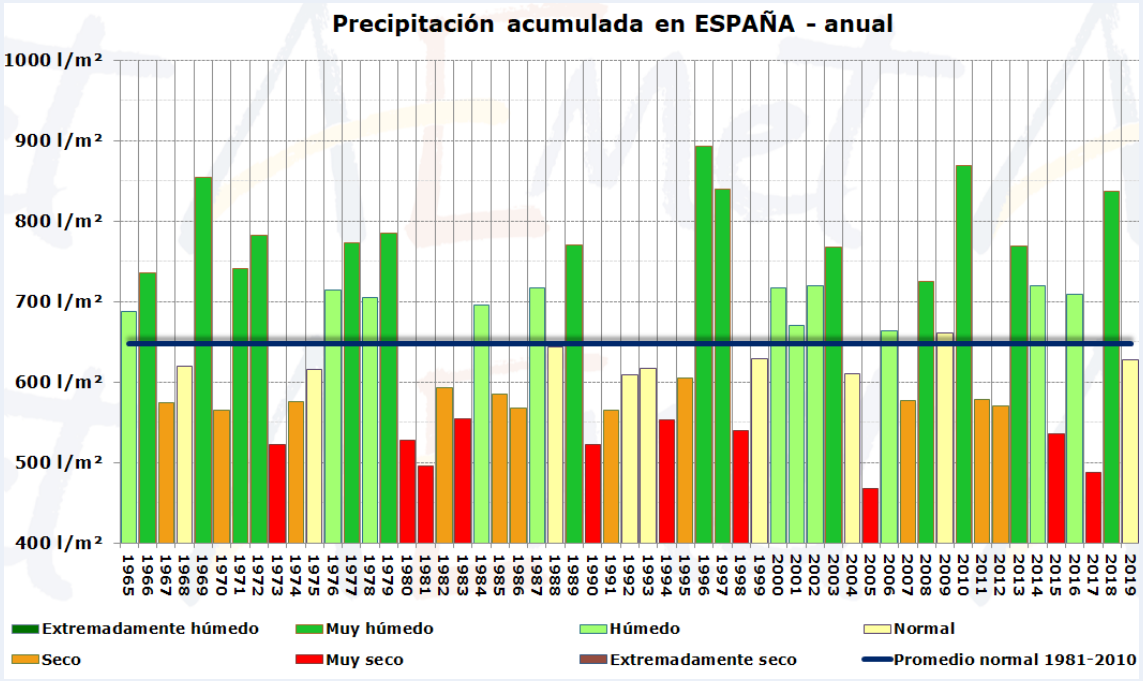


Figura 2 — Serie de precipitaciones medias anuales sobre España y carácter pluviométrico respecto al valor medio (período de referencia 1981-2010) desde 1965. Fuente AEMET.

La demanda evaporativa aumentó en las últimas cinco décadas (+24.4 mm por decenio), principalmente en los meses de verano. En general, las recientes tendencias climáticas observadas en España sugieren claramente un escenario más cálido y seco en comparación con décadas pasadas; este hallazgo es compatible con las observaciones en otras áreas del Mediterráneo, donde se registra una tendencia hacia un escenario climático caracterizado por una menor disponibilidad de agua (García-Ruiz *et al.*, 2011).

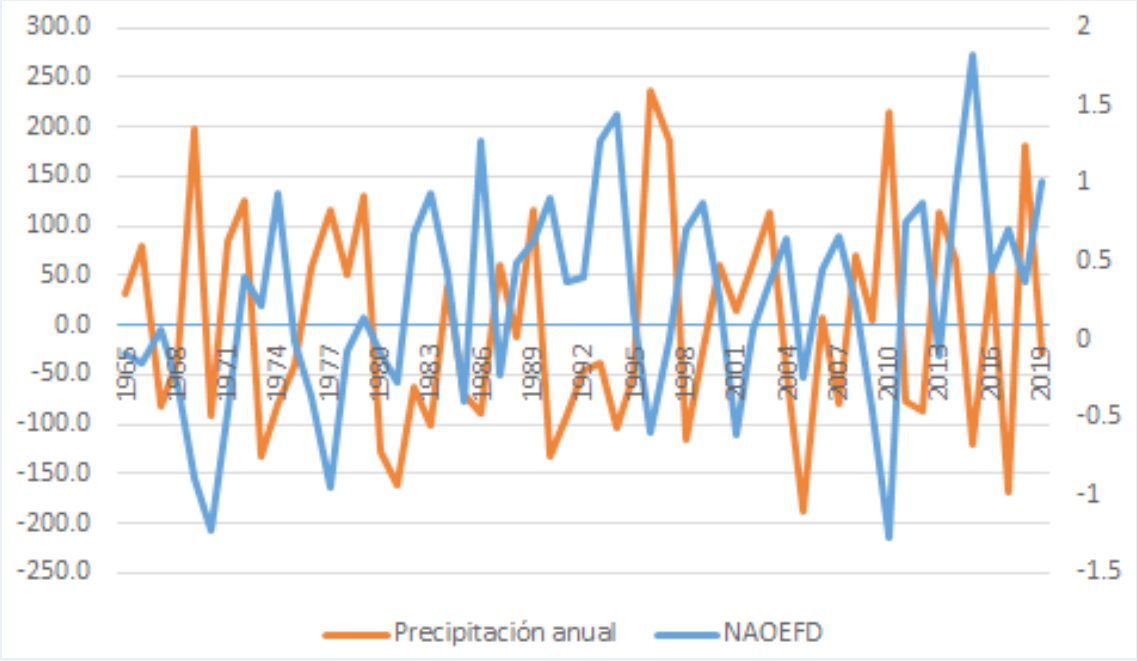


Figura 3 — Precipitación anual estimada en España e índice NAO promediado de enero, febrero y diciembre de cada año natural. Datos NCAR[2] y AEMET.

Es difícil imputar las variaciones de la precipitación al cambio climático antropogénico dada su gran variabilidad interanual que está correlacionada con el estado de la NAO como se muestra en la figura 3. La NAO tiene una variabilidad decadal y multidecadal (Hurrell y Van Loon, 1997) por lo que, probablemente, la precipitación y la temperatura en la Península también muestren dichas variabilidades.

Las proyecciones climáticas regionales confirman que el Mediterráneo es un punto caliente de cambio climático. Los modelos climáticos predicen que, bajo el aumento de las concentraciones de GEI, la Península, como el resto de la región mediterránea, se verá afectada por un gran aumento de la temperatura, reducción de las precipitaciones, una reducción P-E durante todo el año, un aumento de eventos extremos (fuertes precipitaciones, inundaciones repentinas, etc.) y al mismo tiempo un aumento de la sequía. El quinto informe de evaluación del IPCC (2013) indica que por cada grado de calentamiento se producirá en el Mediterráneo un descenso de los recursos hídricos de al menos un 20 %.

> El clima varía en todas las escalas espaciales y temporales: desde el ciclo diurno, la oscilación intraestacional del Atlántico Norte (NAO), la oscilación interanual El Niño, la oscilación multidecadal de Atlántico AMO, ... Las variaciones son producidas en algunos casos por cambios en los forzamientos externos, entre los que se incluye el forzamiento radiativo debido al incremento de los GEI en la atmósfera, y en otros de forma natural a partir de interacciones internas entre componentes del sistema climático. Los extremos del clima, como las sequías y los períodos de precipitaciones intensas, son una expresión de la variabilidad. La variabilidad atmosférica en escalas estacionales o

[2] Obtenidos de https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based

mayores ocurren predominantemente organizadas en estructuras espaciales preferentes conocidas como Patrones de Teleconexión (PT) que determinan las principales anomalías climáticas en escalas generalmente del ancho de una cuenca oceánica, que conforman los denominados regímenes de tiempo (anexo C).

El documento se estructura como sigue. En el capítulo 1 se presenta una visión general de indicadores globales o casi globales del año 2019: temperatura global de la superficie; contenido calorífico de las capas superiores de los océanos y ascenso del nivel del mar; estado de la criosfera; concentración de los GEI en la atmósfera. En el capítulo 2 se muestra el comportamiento anual conjunto y regional en España de la temperatura, la precipitación, la sequía meteorológica y las tormentas y descargas eléctricas, así como información sobre los episodios de fenómenos meteorológicos adversos. Para finalizar, en el capítulo 3 se describe con detalle, al menos trimestral, los regímenes de tiempo predominantes en el sector Atlántico Norte-Europa y su relación con el comportamiento climático en España, tratando de explicar en especial su relación con los fenómenos extremos. Como información complementaria, en los anexos se incluye una descripción sinóptica cronológica del año 2019, las principales efemérides registradas en los observatorios y una breve guía de interpretación de fenómenos y circulaciones asociados a la variabilidad interanual, intraestacional y subestacional del sistema climático.

1. ESTADO DEL CLIMA GLOBAL Y EN EUROPA

1.1. TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE

Según la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2020), la temperatura media mundial de 2019 fue 1.1 °C por encima del valor de referencia de 1850-1900, que se utiliza como estimación de los niveles preindustriales. Es probable que 2019 haya sido el segundo año más cálido del que se tienen datos. La evaluación de la OMM se basa en cinco conjuntos de datos sobre la temperatura mundial (figura 4). La temperatura de la superficie del mar en 2019 también fue la segunda más alta registrada, con un valor de 0.77 °C por encima del promedio del siglo XX.

Los últimos cinco años (2015-2019) son los cinco más cálidos de los que se tiene constancia. Las últimas medias quinquenal (2015-2019) y decenal (2010-2019) son también las más altas de las que se tienen datos. Desde la década de 1980, cada decenio sucesivo ha sido más cálido que cualquiera de los precedentes desde 1850.

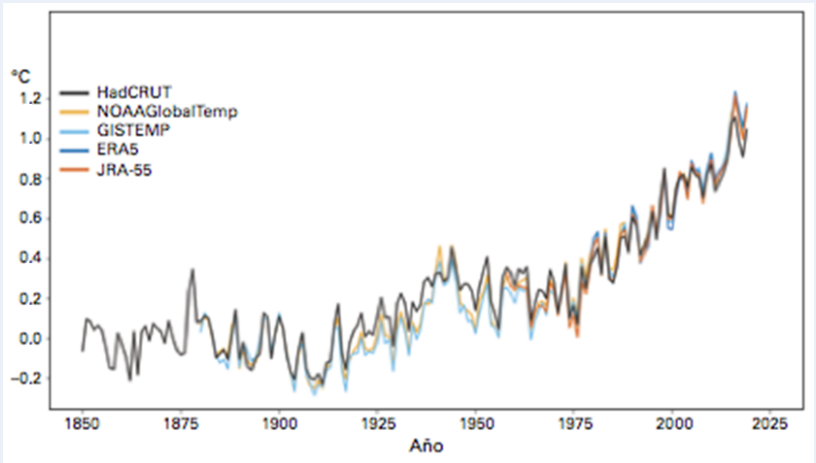


Figura 4 — Diferencia en la temperatura media anual mundial con respecto a los niveles preindustriales (1850-1900). Los resultados de los dos reanálisis (ERA5 y JRA-55) concuerdan con los de los conjuntos de datos in situ *(HadCRUT, NOAAGlobalTemp y GISTEMP) para el período 1981-2010. Fuente OMM (2020)[3].*

Desde mediados de la década de 1970, el aumento promedio de la temperatura sobre tierra ha sido de alrededor de 1.4 °C, en comparación con aproximadamente 0.9 °C para el promedio mundial. Las temperaturas en la totalidad de las superficies terrestres han aumentado aproximadamente dos veces más rápido que las del mar. El aumento de la temperatura en mares sin hielo representa aproximadamente 0.7 °C, la mitad del aumento neto.

[3] Los cinco conjuntos de datos comprenden tres conjuntos de datos —HadCRUT.4.6.0.0, producido por la Met Office del Reino Unido y la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia; NOAAGlobalTemp v5, producido por la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) de los Estados Unidos; y GISTEMP v4, producido por el Instituto Goddard de Investigaciones Espaciales de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA)— así como dos reanálisis —ERA5, producido por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF) para el servicio de Copernicus relativo al cambio climático, y JRA-55, producido por el Servicio Meteorológico de Japón—.

En la figura 5 (izquierda), se presentan las anomalías medias de la temperatura del aire en el mundo con referencia al período 1981-2010, en la que destacan, por un lado, el predominio de las anomalías positivas, efecto del cambio climático antropogénico, y por otro, las fuertes anomalías positivas en el Ártico, que viene siendo habitual los últimos decenios[4].

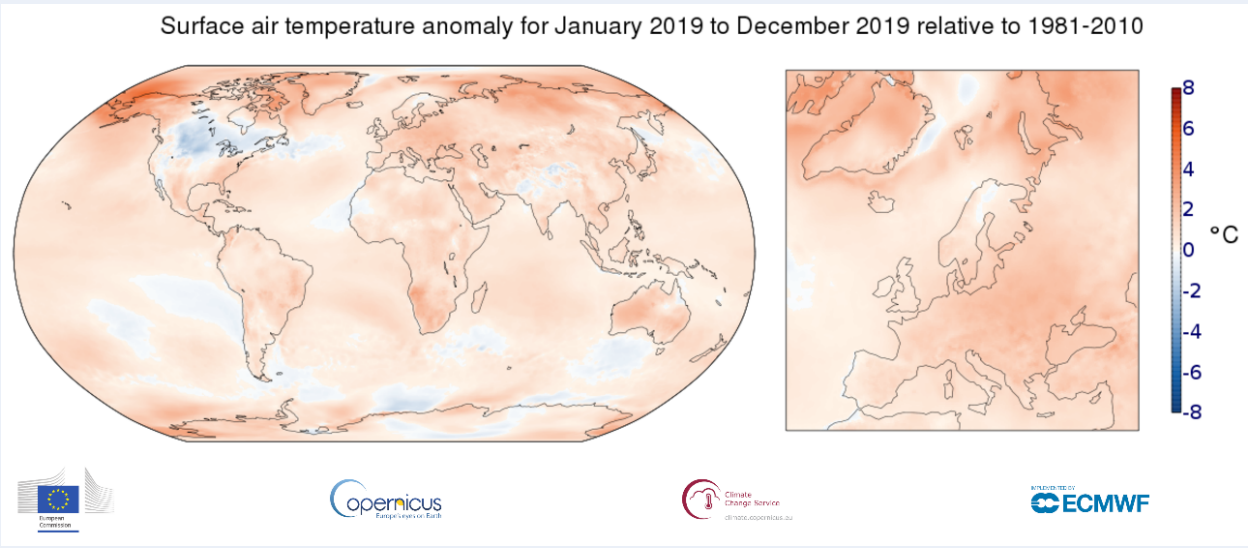


Figura 5 — Anomalía de la temperatura del aire en superficie en 2019 con respecto al promedio de referencia 1981-2010. Fuente de datos ERA5[5]. Crédito: Copernicus Climate Change Service.

Según el Servicio de Cambio Climático Copernicus (C3S) 2019 ha sido el año natural más cálido en Europa, desde que hay registros, ligeramente por encima de 2014, 2015 y 2018. El año 2019 registró en el conjunto del continente una temperatura media 1.2 °C superior a la del período de referencia 1981-2010.

El valor medio de los últimos cinco años es de alrededor de 9.9 °C. Esto es casi 2 °C más alto que los valores equivalentes para la segunda mitad del siglo XIX. El aumento de temperatura en Europa es aproximadamente 0.9 °C mayor que el de la temperatura global. Europa también se ha calentado más rápido que cualquier otro continente en las últimas décadas. Esto no es sorprendente, ya que dos aspectos del cambio climático inducido por el hombre son mayor calentamiento sobre la tierra que sobre el mar y mayor calentamiento en las altas latitudes del norte que en el sur. Hay otros factores que también contribuyen.

Las temperaturas medias para 2019 fueron superiores al promedio de 1981-2010 en casi toda Europa continental. Las anomalías más grandes ocurrieron en las partes central y oriental, y solo se registraron temperaturas inferiores a la media en pequeñas áreas del norte de Europa.

[4] Una señal importante del calentamiento global antropogénico es la subida de las temperaturas en la superficie en el Ártico a un ritmo entre dos y cuatro veces mayor que en el del resto del mundo, fenómeno conocido como Amplificación Ártica.

[5] ERA5 es un reanálisis atmosférico global desde 1979 en adelante.

1.2. OCÉANOS

Los océanos absorben alrededor del 90 % del calor que queda atrapado en el sistema Tierra por el aumento de las concentraciones de los GEI (Abraham *et al.*, 2013). El contenido calorífico de los océanos, que es un indicador de esa acumulación de calor, y que se mide en los primeros 2000 metros de profundidad, fue en 2019 el más alto registrado por un amplio margen (Cheng *et al.*, 2020).

La expansión térmica por el calentamiento de los océanos, combinada con la fusión del hielo terrestre, eleva el nivel del mar, lo que afecta a las zonas costeras. En 2019, el nivel del mar siguió aumentando y su nivel medio a escala mundial alcanzó el valor más alto desde que se dispone de registros altimétricos de alta precisión (enero de 1993). Se estima que la tasa media de aumento es de 3.24 mm/año para el período de 27 años, pero la tasa ha ido creciendo durante ese tiempo. La mayor pérdida de masa de las capas de hielo es la principal causa de la subida acelerada del nivel medio del mar a escala mundial, que se suma a los aumentos constantes fruto de la expansión de las aguas oceánicas originada por el aumento del contenido calorífico de los océanos, que contribuye en más de un 30 % a la elevación del nivel medio del mar observado a escala mundial.

El calentamiento de los océanos también aumenta su estratificación provocando la desoxigenación de sus aguas. Por otra parte el aumento de las concentraciones de CO_2 en la atmósfera está alterando el pH de los océanos. Las observaciones de fuentes de mar abierto en los últimos 20 a 30 años muestran una clara disminución del pH medio a un ritmo de 0.017-0.027 unidades de pH por decenio desde finales de la década de 1980. Ambos efectos, calentamiento y acidificación amenazan con provocar cambios drásticos en el ensamblaje de los ecosistemas y pérdidas en la biodiversidad.

Es de notar que, a pesar de que 2019 ha sido globalmente el segundo año más cálido, y récord en el nivel del mar, durante el año el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) se mantuvo en la fase positiva El Niño débil o en ENSO neutral.[6]

[6] Los episodios fuertes de fase positiva de ENSO, El Niño, (1997, 2012 y 2015), están relacionados con fuertes incrementos de la temperatura global anual. Igualmente la variabilidad interanual del aumento del nivel del mar se debe principalmente al ENSO: durante los episodios de El Niño, el agua de las cuencas fluviales tropicales en la superficie terrestre se transfiere al océano por los cambios en la precipitación y la escorrentía.

1.3. CRIOSFERA

La criosfera, que comprende nieve, hielo de ríos y lagos, hielo marino, glaciares, capas de hielo y capas de hielo, y suelo congelado, desempeña un papel importante en el sistema climático de la Tierra. Dado que todos sus componentes son inherentemente sensibles al cambio de temperatura en una amplia gama de escalas de tiempo, la criosfera es un integrador natural de la variabilidad climática y proporciona algunas de las señales más visibles del cambio climático. Los glaciares y los mantos de hielo (Groenlandia y Antártida) están perdiendo masa. La extensión del hielo marino ártico está disminuyendo, mientras que la del hielo marino antártico ha tenido en los últimos años una variabilidad elevada, con un aumento en la extensión a largo plazo que se ha visto neutralizado por una acusada reducción a finales de 2016. Desde entonces las extensiones han sido reducidas. En el hemisferio norte la extensión de la cobertura de nieve en primavera ha disminuido y el permafrost se está fundiendo (IPPC, 2019).

En el año 2019 se observaron extensiones de hielo marino reducidas tanto en el Ártico como en la Antártida respecto al período de referencia 1981-2010. La extensión mínima diaria del hielo marino del Ártico en septiembre de 2019 fue la segunda más baja del registro satelital, aunque en general estuvo marcadamente por encima de la extensión observada en años anteriores, como en 2018 (el año con la extensión promedio anual más baja en el conjunto de datos de 41 años). En la Antártida, en algunos meses de 2019, se registraron extensiones mínimas sin precedentes.[7]

[7] http://nsidc.org/arcticseaicenews/2020/01/thats-a-wrap-a-look-back-at-2019-and-the-past-decade/

1.4. GASES DE EFECTO INVERNADERO

El calentamiento global es el resultado de desequilibrios en el balance energético de la Tierra, que son causados por procesos y agentes naturales y antropogénicos. El forzamiento radiativo (FR) cuantifica el cambio en los flujos de energía originados por variaciones en la acción de estos agentes.

La influencia humana en el clima ha sido la causa dominante (con una probabilidad superior al 95 %) de más de la mitad del aumento observado en la temperatura superficial media global en el período 1951-2010, lo que ha originado el calentamiento de los océanos, la fusión de hielo y nieve, la elevación del nivel del mar y cambios en algunos extremos climáticos en la segunda mitad del siglo XX.

Tres GEI: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O) son responsables de la mayor parte del calor adicional atrapado por las actividades humanas. El CO_2 es, con mucho, el factor más importante, ya que representa aproximadamente el 50 % del aumento del FR desde el año 1750. El metano representa el 29 %, mientras que el óxido nitroso representa alrededor del 5 %. El 16 % restante proviene de otros factores, como el monóxido de carbono, el carbono negro y los halocarbonos, como los clorofluorocarbonos (CFC).

En 2018, las fracciones molares atmosféricas a escala mundial de los GEI alcanzaron niveles sin precedentes, a saber, el CO_2, 407.8 ± 0,1 partes por millón (ppm); CH_4, 1869 ± 2 partes por mil millones (ppmm); y N_2O, 331.1 ± 0,1 ppmm. Esos valores corresponden, respectivamente, al 147 %, el 259 % y el 123 % de los niveles preindustriales (OMM, 2019). Los primeros datos en tiempo real de determinados observatorios como los de Mauna Loa (Hawái), Cabo Grim (Tasmania) e Izaña, ponen de manifiesto que el incremento de los tres gases (CO_2, CH_4 y N_2O) continuó en 2019. Así, en el observatorio de Vigilancia Atmosférica Global de Izaña (Tenerife) se alcanzaron las 415 ppm de concentración media diaria de CO_2 durante el mes de abril de 2019, récord histórico de la serie iniciada en 1984, un valor sin referentes desde que el ser humano habita la Tierra.

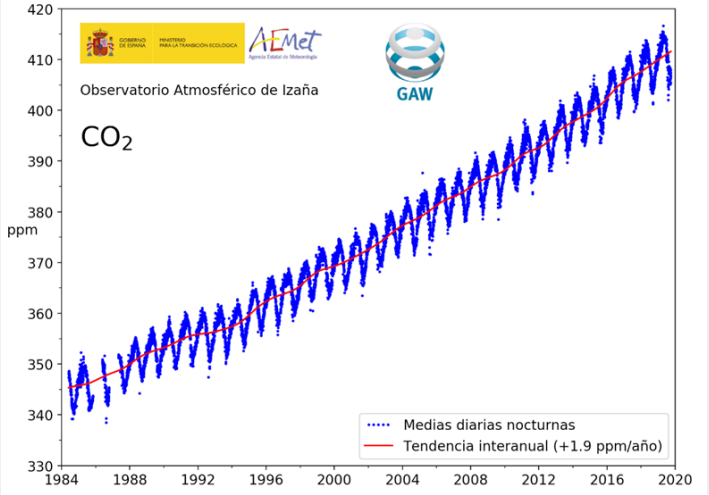


Figura 6 — Dióxido de carbono atmosférico (fracción molar diaria nocturna media) medido en el Observatorio de Izaña desde 1984, y tendencia interanual calculada a partir de esos datos. Superpuesto a la creciente tendencia interanual (debida a las emisiones antropogénicas), hay un ciclo estacional (crecimiento neto de biomasa durante la primavera y el verano del hemisferio norte, que implica una disminución del dióxido de carbono atmosférico; disminución neta de biomasa durante el otoño y el invierno del hemisferio norte, que implica un aumento del dióxido de carbono atmosférico). Fuente AEMET.

1.5. PRECIPITACIÓN

El ciclo hidrológico también está cambiando y, en general, se considera que está fortaleciéndose. Parece que hay un aumento en la precipitación global desde la década de 1990 aunque con una gran variabilidad interanual y regional. Los patrones de cambio son muy diferentes a los de la temperatura y su variabilidad interanual es mucho mayor. Como ejemplos, las precipitaciones medias anuales han aumentado sobre tierra en ciertas zonas de latitudes medias y altas del hemisferio norte (este de América del Norte, norte de Eurasia), mientras que las regiones secas subtropicales han experimentado una tendencia descendente en las últimas décadas.

En 2019 se observaron condiciones inusualmente secas en Australia, el oeste de Indonesia y países circundantes. Además, en el sur de África, en América Central y en varias partes de América del Sur se registraron valores de precipitación anormalmente bajos. Se observaron grandes zonas con acumulados inusualmente elevados en la parte central de los Estados Unidos, el norte del Canadá, el norte de la Federación de Rusia, el suroeste de Asia, el norte de China y el este de África (OMM, 2020).

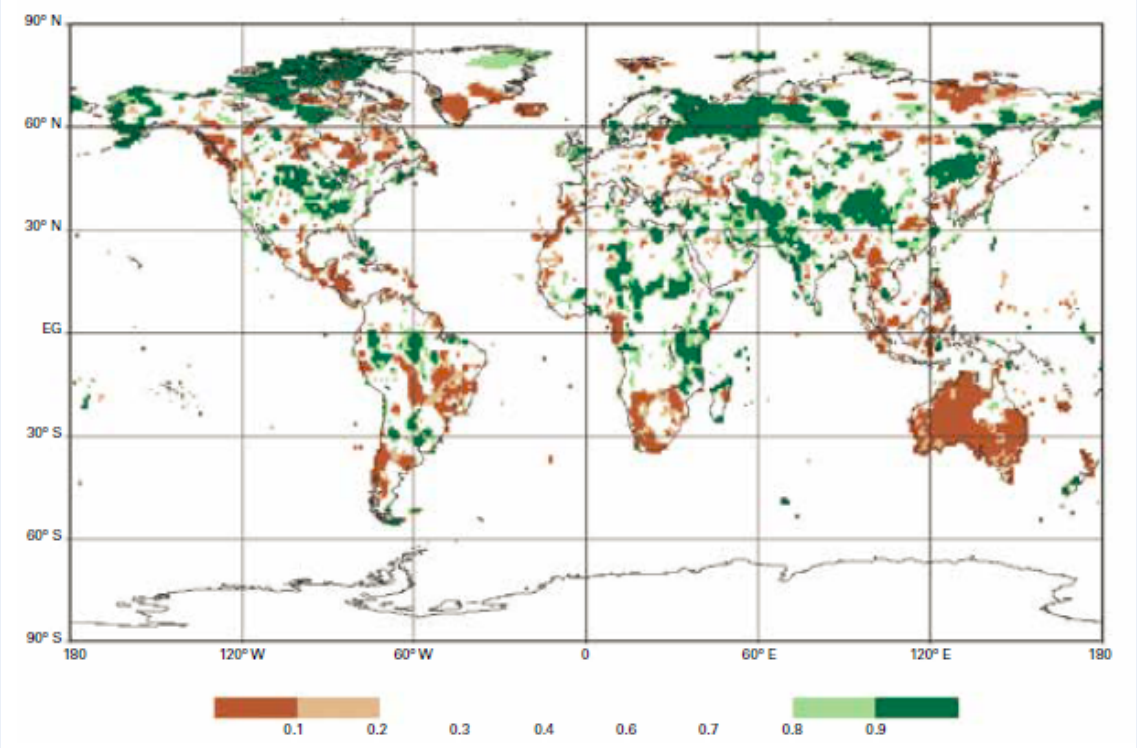


Figura 7 — Valores totales de la precipitación anual de 2019, expresados como percentiles del período de referencia 1951-2010 para las zonas que se hubieran ubicado en el 20 % más seco (en color marrón) y en el 20 % más lluvioso (en color verde) de los años durante el período de referencia. Las zonas marcadas con tonos de marrón y verde más oscuros indican el 10 % más seco y el 10 % más lluvioso, respectivamente. (Fuente Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones (GPCC), Servicio Meteorológico de Alemania).

La precipitación no muestra una tendencia significativa para el conjunto de Europa, ni para valores anuales ni estacionales, aunque sí existe una variación espacial en las tendencias en distintas partes del continente.

La precipitación media en 2019 muestra un cuadro poco homogéneo. En general, el norte de Europa y algunas partes de Europa occidental y meridional experimentaron un año más húmedo de lo normal. La precipitación fue especialmente superior a la media en partes del norte de España y los Alpes. En contraste, las precipitaciones fueron inferiores al promedio en gran parte de la península ibérica, especialmente en el sudeste, y en Francia central, y buena parte de Europa central y oriental (véase figura 8).

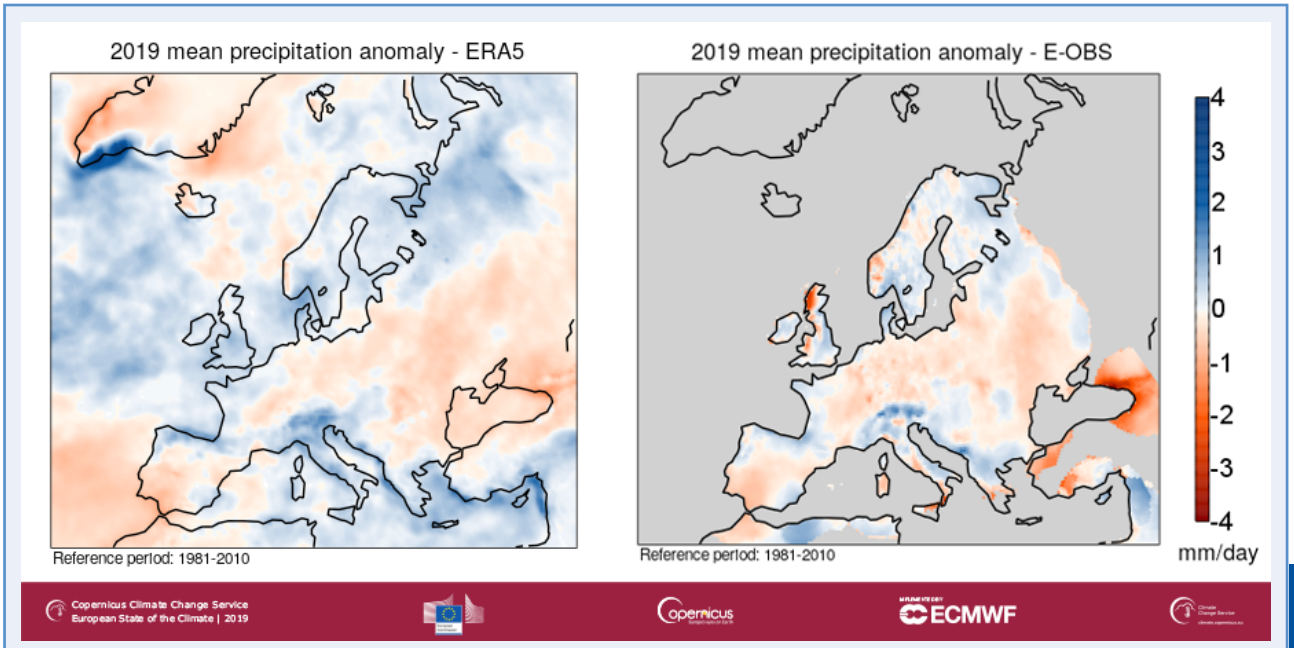
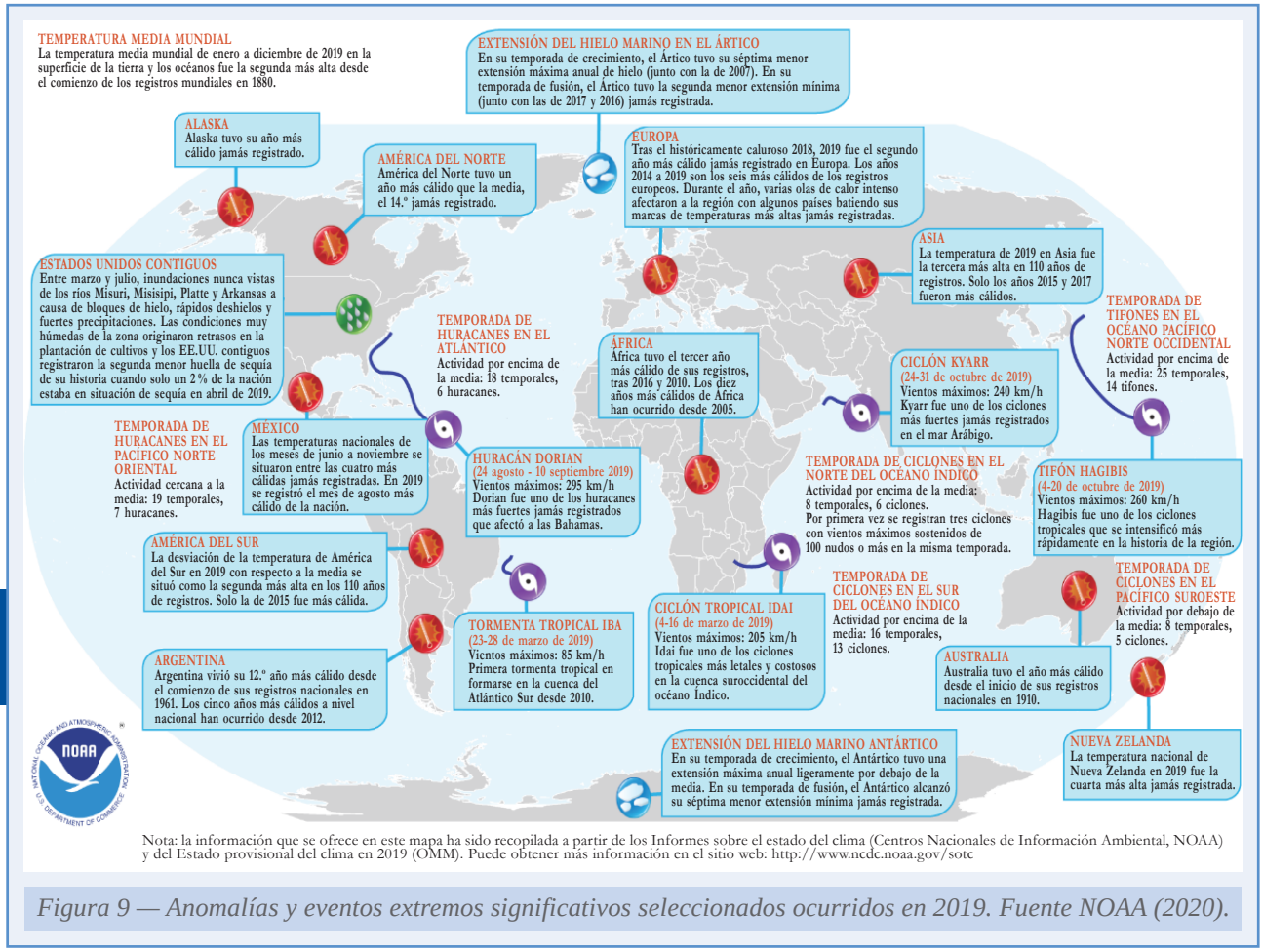


Figura 8 — Anomalía de precipitación anual (mm/día) para 2019 en relación con el promedio anual del período de referencia 1981-2010. Fuente de datos ERA5 (izquierda), E-OBS[8] (derecha). Crédito: Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S)/ECMWF/KNMI.

[8] E-OBS: conjunto de datos de observación en rejilla diarios para precipitación, temperatura, presión a nivel del mar y radiación global en Europa.

1.6. ANOMALÍAS Y FENÓMENOS CLIMÁTICOS EXTREMOS

En la figura 9 se muestra una selección mundial de anomalía y fenómenos extremos climáticos significativos durante 2019 hecha por la OMM y la NOAA (2020).



Nota: la información que se ofrece en este mapa ha sido recopilada a partir de los Informes sobre el estado del clima (Centros Nacionales de Información Ambiental, NOAA) y del Estado provisional del clima en 2019 (OMM). Puede obtener más información en el sitio web: http://www.ncdc.noaa.gov/sotc

Figura 9 — Anomalías y eventos extremos significativos seleccionados ocurridos en 2019. Fuente NOAA (2020).

Se observa que la mayoría de los fenómenos seleccionados son anomalías muy cálidas en todos los continentes, salvo la Antártida, con numerosas olas de calor intensas. Entre las más significativas, cabe destacar dos grandes olas de calor que se produjeron en Europa a finales de junio y finales de julio. Las olas de calor, unidas a prolongados períodos de sequía, estuvieron relacionadas con varios incendios forestales de dimensiones sin precedentes, como los sucedidos en Australia, donde ardieron millones de hectáreas, y en Siberia y otras regiones del Ártico que se vieron afectadas por incendios forestales de una intensidad récord.

El resto de las anomalías y eventos extremos seleccionados corresponden a extensiones reducidas del hielo marino tanto ártico como antártico, inundaciones en el este de los Estados Unidos, y a ciclones tropicales. En 2019, la actividad mundial de ciclones tropicales fue superior a la media. En el hemisferio norte se registraron 72 ciclones tropicales, en contraste con el promedio de 59. La temporada 2018/2019 del hemisferio sur también registró un valor superior a la media, con 27 ciclones, la cifra más alta en una temporada desde 2008/2009. Fue una

temporada de ciclones particularmente extrema en la zona norte del océano Índico. El número de ciclones en el Atlántico Norte fue muy superior a la media, pero la cifra de los que alcanzaron intensidad de huracán fue próxima a lo habitual.

Sequías plurianuales han tenido efectos en la migración interna y transfronteriza de varios grupos de población, una mayor exposición de la población mundial a los peligros para la salud debidos al calor y la contaminación, y la reducción del crecimiento económico, especialmente en las economías en desarrollo, a raíz del aumento de las temperaturas y de los fenómenos meteorológicos extremos.

Además, repetidos sistemas extratropicales afectaron a la región del Mediterráneo en otoño, con lluvias extremas y vientos fuertes asociados a daños importantes.

2. ESTADO DEL CLIMA EN ESPAÑA: AÑO 2019

El año 2019 ha presentado en España un carácter muy cálido en cuanto a temperaturas y normal en lo que respecta a las precipitaciones. Así se muestra en la figura 10, que coloca los distintos años de la serie histórica (1965-2019) en función de sus temperaturas y precipitaciones.

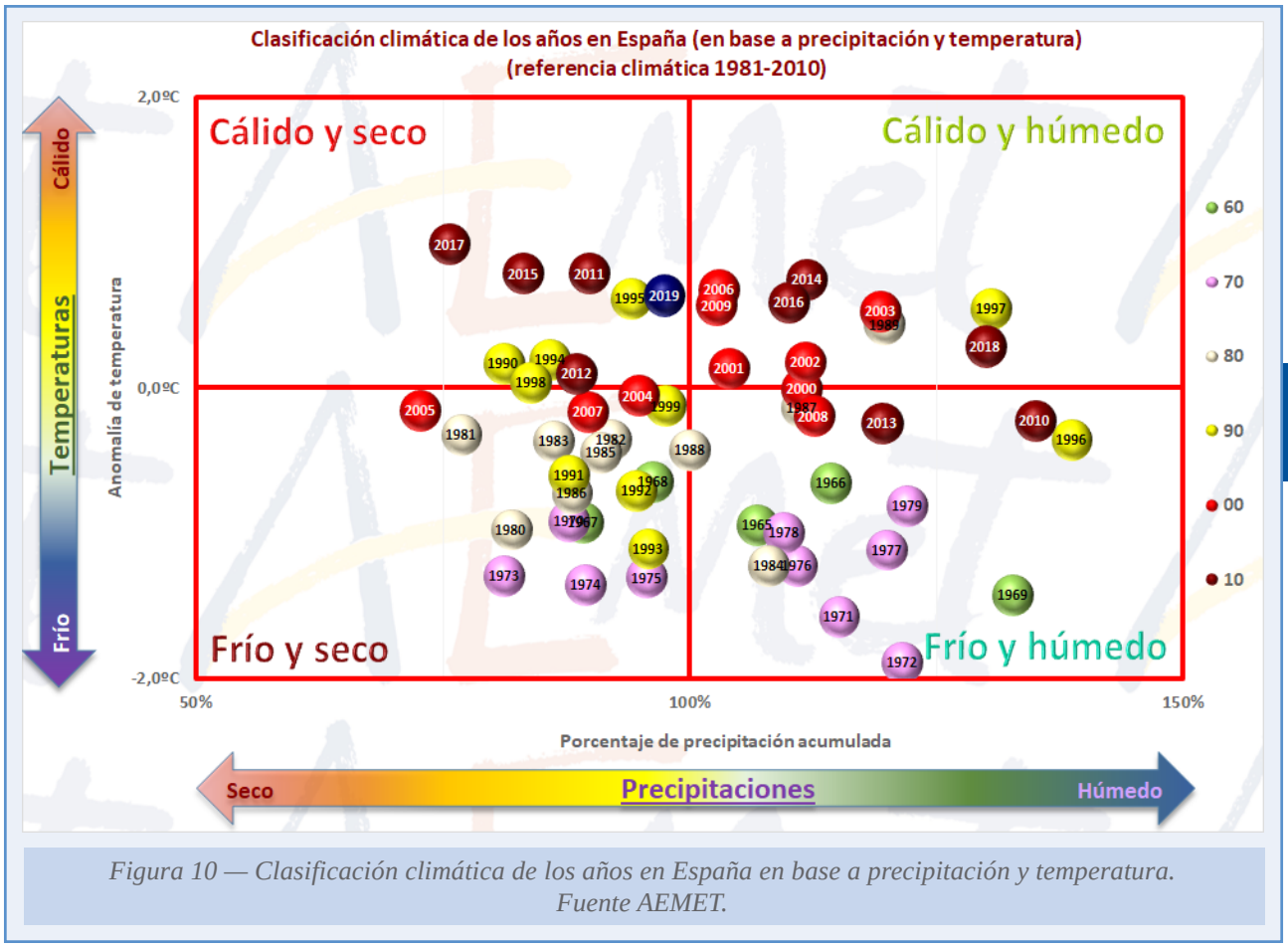


Figura 10 — Clasificación climática de los años en España en base a precipitación y temperatura. Fuente AEMET.

2.1. TEMPERATURA

El año 2019 ha sido muy cálido en España, con una temperatura media de 15.9 ºC, valor que supera en 0.8 ºC al valor medio anual (período de referencia 1981-2010). Se ha tratado del sexto año más cálido desde el comienzo de la serie en 1965 y también del sexto más cálido en lo que llevamos del siglo XXI, por detrás de los años 2017, 2011, 2015, 2014 y 2006.

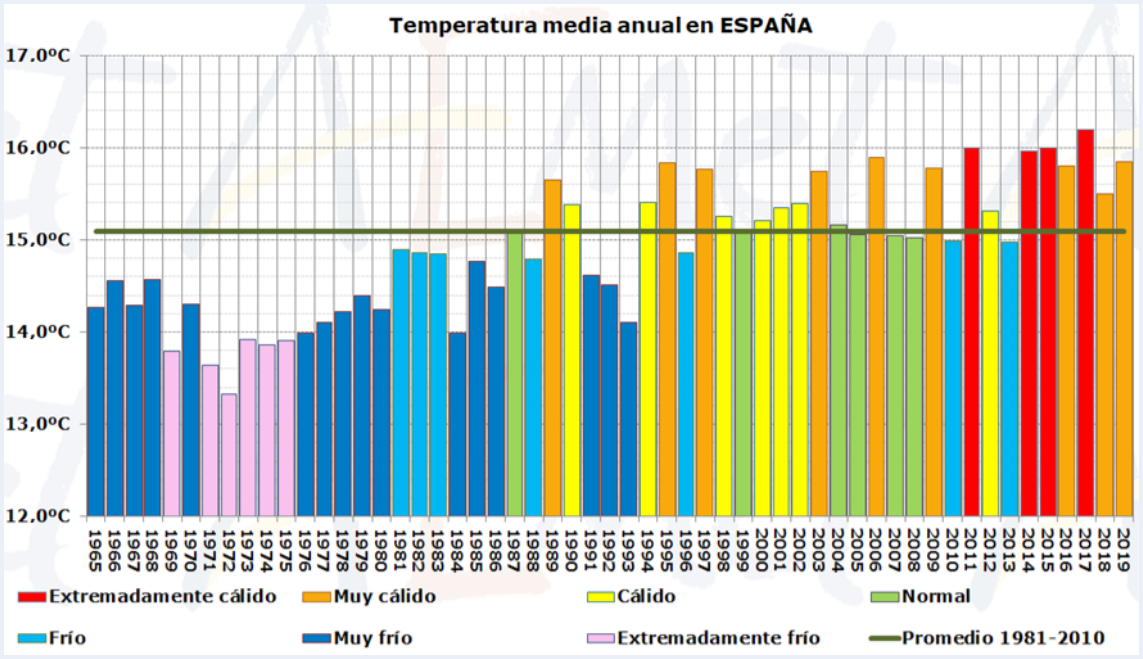
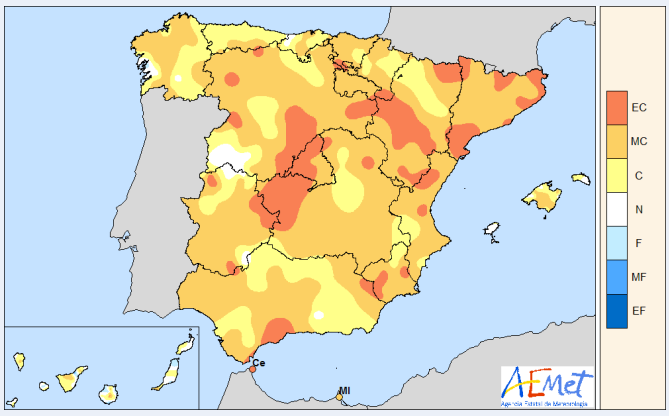


Figura 11 — Serie de temperaturas medias anuales y carácter térmico (respecto a la media 1981-2010) sobre España desde 1965. Fuente AEMET.

El año 2019 ha tenido un carácter muy cálido en la mayor parte de la España peninsular, llegando a ser extremadamente cálido en algunos puntos del centro y del este de la Península. En Baleares fue entre cálido y muy cálido, salvo en Ibiza, donde tuvo un carácter normal. En Canarias fue muy variable de unas zonas a otras, siendo en conjunto ligeramente cálido (figura 12).



EC = Extremadamente cálido: *las temperaturas sobrepasan el valor máximo registrado en el período de referencia 1981-2010.*
MC = Muy cálido: *$f < 20$ %. Las temperaturas registradas se encuentran en el intervalo correspondiente al 20 % de los años más cálidos.*
C = Cálido: *$20\ \% \leq f < 40\ \%$.*
N = Normal: *$40\ \% \leq f < 60\ \%$. Las temperaturas registradas se sitúan alrededor de la mediana.*
F = Frío: *$60\ \% \leq f < 80\ \%$.*
MF = Muy frío: *$f \geq 80\ \%$.*
EF = Extremadamente frío: *las temperaturas no alcanzan el valor mínimo registrado en el período de referencia 1981-2010).*

Figura 12 — Carácter de la temperatura en España en el año 2019. Fuente AEMET.

Se observaron anomalías cercanas a +1 °C en amplias zonas de Cataluña, Aragón, Comunidad Valenciana, Castilla y León, La Rioja, País Vasco, Navarra, Madrid, norte y oeste de Castilla-La Mancha, Murcia, y en puntos de Galicia, Extremadura y Andalucía. En el resto del territorio peninsular español las anomalías se situaron en valores próximos a 0 °C. En Baleares, las anomalías estuvieron mayoritariamente comprendidas entre 0 y +1 °C, mientras que en Canarias tomaron valores en torno a 0 °C (figura 13).

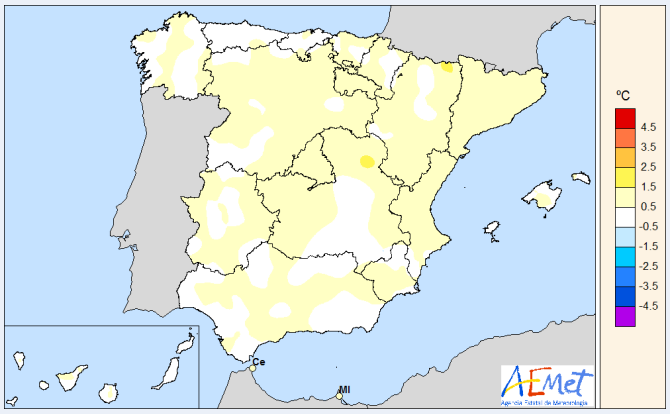


Figura 13 — Anomalías de la temperatura en España en el año 2019. Fuente AEMET.

Las temperaturas máximas diarias se situaron en promedio +1.2 °C por encima del valor normal, siendo 2019 el tercer año con la temperatura media de las máximas más alta desde el comienzo de la serie en 1965, por detrás de 2017 y 2015. En cambio, las temperaturas mínimas diarias fueron solo +0.3 °C superiores al valor normal, resultando, por tanto, una oscilación térmica diaria +0.9 °C mayor que la normal.

2.1.1. Evolución estacional de las temperaturas

El año comenzó con un enero normal, con una temperatura media en España 0.1 °C inferior al valor normal. Febrero fue cálido, con una temperatura media 1.2 °C por encima de la media.

La primavera tuvo un carácter cálido, con una temperatura media de 14.2 °C, valor que queda 0.5 °C por encima de la media de esta estación. Comenzó con un marzo cálido, con una temperatura media que se situó 0.7 °C por encima de la normal del mes. Abril resultó normal, con una temperatura media que coincidió con la normal, mientras que mayo fue cálido, con una temperatura 1.0 °C superior a la normal.

El verano tuvo un carácter muy cálido, con una temperatura media de 23.8 °C; 0.8 °C por encima de la media de esta estación. Los tres meses resultaron muy cálidos, con una temperatura media que se situó 1.2 °C por encima de la normal en junio y julio, y 0.9 °C por encima de la normal en agosto.

El otoño tuvo un carácter muy cálido, con una temperatura media de 16.5 °C, valor 0.7 °C por encima de la media de esta estación. El otoño comenzó con un septiembre cálido, con una temperatura media que se situó 0.7 °C por encima de la normal del mes. Octubre fue muy cálido, con una temperatura 1.3 °C por encima de la normal, mientras que noviembre fue normal, con una temperatura 0.1 °C superior a la media.

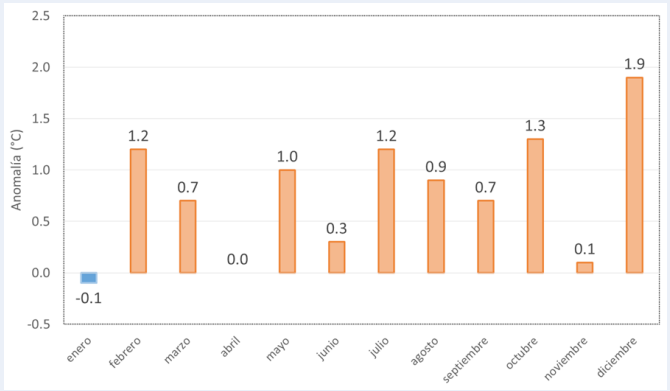


Figura 14 — Anomalía de la temperatura media mensual de 2019 en España con respecto al período de referencia 1981-2010. Fuente AEMET.

Por último, diciembre fue muy cálido, con una temperatura media sobre España de 9.9 °C, valor que queda 1.9 °C por encima de la media (figura 14), resultando el cuarto diciembre más cálido desde 1965 y el tercero desde el comienzo del siglo XXI.

2.1.2. Episodios de temperaturas extremas

A lo largo del verano fueron frecuentes los episodios de temperaturas por encima de las normales, registrándose tres olas de calor. Destacó por su intensidad la ola de calor que se extendió desde el 26 de junio hasta el 1 de julio y que afectó a gran parte de la península ibérica y a Baleares, debida a la llegada de una masa de aire tropical continental muy cálida y seca procedente del norte de África. Durante este episodio se superaron los 40 °C en amplias zonas del centro y del noreste de la Península, llegando a alcanzarse valores por encima de 43 °C en algunos puntos. Las otras dos olas de calor, de menor intensidad, se extendieron del 20 al 25 de julio y del 6 al 10 de agosto, respectivamente.

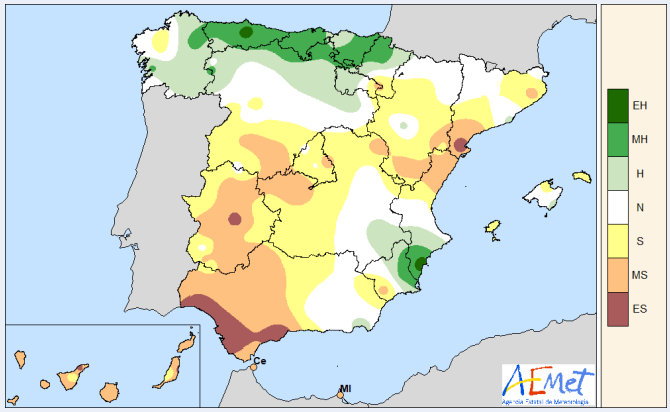
Las temperaturas más elevadas se registraron durante la ola de calor de los últimos días de junio, destacando entre estaciones principales los 43.4 °C de Lleida el 29 de junio, los 43.2 °C de Zaragoza/aeropuerto medidos también el 29 de junio, los 43.0 °C de Girona/aeropuerto el 28 de junio, y los 42.8 °C de Alcantarilla/base aérea el 9 de agosto. En siete estaciones principales de AEMET la temperatura máxima absoluta registrada durante el verano superó el valor más alto de la serie histórica anual, habiéndose registrado la mayoría de estos valores en la ola de calor de finales de junio. Asimismo, en seis observatorios principales la temperatura mínima diaria más alta registrada en el verano superó el valor más alto de la serie anual. En la estación principal de Lleida la temperatura media anual de las máximas resultó la más alta de la serie, con datos desde 1984.

En cuanto a episodios fríos, se observaron dos olas de frío durante los meses invernales: la ola de frío de los días 4 a 8 de enero, en la que se registraron temperaturas mínimas bajas generalizadas, si bien las máximas en muchas zonas alcanzaron valores por encima de los normales; y la ola de frío de los días 11 a 13 de enero, más breve pero más intensa que la anterior, durante la cual se alcanzaron las temperaturas más bajas del año. Hubo también un episodio frío significativo los días 1 a 4 de febrero, si bien no puede considerarse como ola de frío.

Los valores más bajos en observatorios principales correspondieron a Molina de Aragón, donde se registraron –11.3 °C el 11 de enero, Puerto de Navacerrada, con –10.3 °C medidos también el 11 de enero, Burgos/aeropuerto, con –9.5 °C el 4 de febrero, y Teruel, donde se midieron –9.4 °C el 11 de enero.

2.2. PRECIPITACIÓN

El año 2019 ha sido en cuanto a cantidad de precipitación, un año normal en el conjunto de España. La precipitación media se sitúa en torno a 628 mm, valor que queda un 3 % por debajo del valor medio anual del período de referencia 1981-2010. Gracias a unos meses de noviembre y diciembre muy húmedo y húmedo respectivamente, el año ha resultado normal a pesar de que el período de los de enero a octubre había sido muy seco.



EH = Extremadamente húmedo: *las precipitaciones sobrepasan el valor máximo registrado en el período de referencia 1981-2010.*
MH = Muy húmedo: *$f < 20$ %. Las precipitaciones se encuentran en el intervalo correspondiente al 20 % de los años más húmedos.*
H = Húmedo: *20 % $\leq f <$ 40 %.*
N = Normal: *40 % $\leq f <$ 60 %. Las precipitaciones registradas se sitúan alrededor de la mediana.*
S = Seco: *60 % $\leq f <$ 80 %.*
MS = Muy seco: *$f \geq$ 80 %.*
ES = Extremadamente seco: *las precipitaciones no alcanzan el valor mínimo registrado en el período de referencia 1981-2010).*

Figura 15 — Carácter de la precipitación en España en el año 2019. Fuente AEMET.

El año ha resultado húmedo o muy húmedo en un área que abarca zonas de Galicia, regiones cantábricas, Navarra, La Rioja y norte de Castilla y León, y en otra en el sureste peninsular entre Alicante, Murcia y Albacete, mientras que ha sido seco en extensas áreas de ambas mesetas, Andalucía, Aragón, norte de la comunidad valenciana, noreste y sur de Cataluña, Ibiza, Menorca y zonas de Canarias. Ha llegado a ser muy seco en gran parte de Extremadura, zonas de Ávila y Toledo, mitad occidental de Andalucía, un área entre Tarragona y Castellón, y en Canarias, Ceuta y Melilla, siendo al suroeste de Andalucía donde incluso ha sido extremadamente seco (figura 15).

Las precipitaciones acumuladas en el año superaron los valores normales en la franja norte peninsular desde Galicia hasta el noroeste de Aragón, en el sureste peninsular y en zona centro de Castilla-La Mancha. Las precipitaciones superaron en más de un 25 % los valores normales en las regiones cantábricas, Navarra y en una zona del sureste peninsular. En un área entre Alicante y Murcia, y también al noreste de Granada, la precipitación fue superior en un 50 % al valor normal e incluso se duplicaron dichos valores en algunas zonas. Por el contrario, en el cuadrante suroeste peninsular, Girona, desembocadura del Ebro y Canarias, las

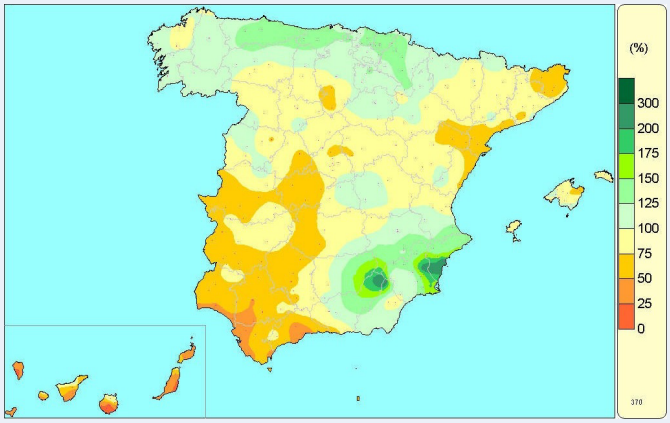


Figura 16 — Porcentaje de la precipitación acumulada del 1 de enero al 31 de diciembre de 2019 respecto a la normal (periodo de referencia 1981-2010). Fuente AEMET.

precipitaciones fueron inferiores al 75 % de los valores normales y no se alcanzó ni la mitad de dichos valores en zonas de Málaga, Cádiz y Canarias (figura 16).

Mientras que en dos observatorios principales la precipitación acumulada en el año 2019 superó el anterior valor más elevado de la serie (Alicante-Elche/aeropuerto con 667 mm y Gijón/Musel con 1293 mm), en otros seis observatorios, principalmente de Andalucía occidental, la precipitación anual fue la más baja de la correspondiente serie.

2.2.1. Evolución estacional de la precipitación

El año 2019 comenzó con un mes de enero normal, con una precipitación sobre España un 14 % inferior a la de la media del mes (período de referencia 1981-2010), seguido de un mes de febrero en conjunto muy seco con una precipitación inferior al valor normal en un 72 %. Con la información disponible, febrero de 2019 ha resultado ser el mes de febrero más seco en lo que llevamos de siglo XXI, y el cuarto más seco desde 1965.

La primavera fue en su conjunto seca, con una precipitación media sobre España de 147 mm, valor que queda un 15 % por debajo del valor medio del trimestre según el período de referencia 1981-2010. El trimestre comenzó con un mes de marzo muy seco, seguido de un mes de abril muy húmedo y un mes de mayo entre muy seco y extremadamente seco. La primavera fue seca o muy seca en extensas áreas de la mitad occidental peninsular, así como en Cataluña, País Vasco, Baleares y en algunas zonas de Navarra, al norte de La Rioja y de Canarias. Resultó húmeda o muy húmeda tan solo en el suroeste peninsular, algunas zonas del centro de Aragón, sur de Galicia y de Canarias, llegando a ser extremadamente húmeda en un área entre Alicante y Murcia.

El verano fue en su conjunto seco, aunque cercano a normal, con una precipitación media sobre España de 64 mm, valor que queda un 14 % por debajo del valor medio del trimestre según el período de referencia 1981-2010. El trimestre comenzó con un mes de junio muy seco, con precipitaciones muy por debajo del valor normal, seguido por un mes de julio muy húmedo y un mes de agosto húmedo. Las precipitaciones acumuladas, en muchas ocasiones debidas a tormentas y acompañadas de granizo, superaron los valores normales en amplias zonas del cuadrante noroeste peninsular y de Navarra, norte de Aragón, La Rioja, este del País Vasco, provincia de Alicante y algunas zonas de Murcia, Castellón, Albacete y en el norte de Málaga. En el oeste de Zamora y Salamanca, en una amplia franja del litoral de Alicante y en algunos puntos al norte de Canarias, se duplicaron los valores normales.

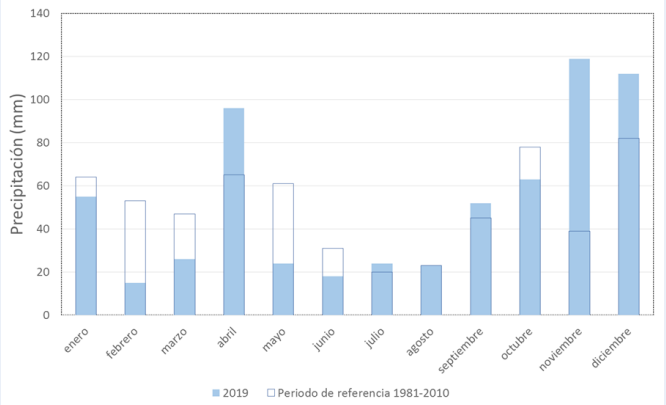


Figura 17 — Precipitación media mensual de 2019 en España. Fuente AEMET.

El otoño, a diferencia de las estaciones anteriores, resultó en conjunto húmedo, con una precipitación media sobre España de 234 mm, valor que queda un 15 % por encima del valor medio del trimestre según el período de referencia 1981-2010. El otoño comenzó con un mes de septiembre húmedo, con una precipitación superior en un 16 % al valor normal, pero posteriormente disminuyeron las precipitaciones, quedando en octubre un 19 % por debajo

de lo normal de dicho mes. Sin embargo, noviembre resultó muy húmedo, con una precipitación un 48 % por encima de lo normal. El otoño ha sido húmedo o muy húmedo en los cuadrantes noroeste y sureste peninsulares, en Navarra, La Rioja, País Vasco, Ceuta, Melilla y algunas zonas de Baleares y Cataluña, siendo incluso extremadamente húmedo en extensas áreas de las regiones cantábricas y Galicia. Se duplicaron los valores normales en un área entre Granada, Jaén y Murcia, en otra entre Murcia y Alicante, y también en zonas de la provincia de Almería y suroeste de A Coruña. Sin embargo, resultó seco o muy seco en el cuadrante suroeste peninsular, mitad norte de la comunidad valenciana, Canarias y en algunas zonas de Aragón y provincia de Guadalajara.

Diciembre fue en su conjunto húmedo, con una precipitación media sobre España de 112 mm, valor que supera en un 37 % al valor normal según el período de referencia 1981-2010. El mes resultó húmedo en extensas áreas de la Península y en Ibiza, y muy húmedo en Asturias, extremo norte y mitad sur de Galicia, noroeste de Castilla y León, algunas zonas del suroeste peninsular y de Mallorca, así como en un área que abarca parte de las provincias de Castellón y Teruel, resultando seco tan solo al este de La Rioja, este de Menorca, Canarias occidental, Ceuta y Melilla, y siendo en áreas de las provincias de Cádiz y Málaga, así como en Menorca e islas Canarias occidentales, donde no se ha alcanzado ni la mitad de los valores normales.

2.2.2. Episodios de precipitaciones intensas

El episodio más extraordinario del año en cuanto a precipitaciones intensas y persistentes, que dio lugar a un área extensa de inundaciones, tuvo lugar en septiembre, entre los días 10 al 15, tanto por las cantidades de precipitación acumuladas, que llegaron a superar los 200 mm, como por la extensión a la que afectaron (> 300 km^2), principalmente en el sureste peninsular. En total de dicho episodio en algunas zonas de las provincias de Alicante y Murcia, se acumularon más de 400 mm, y en más de 200 estaciones de la red de AEMET se acumularon más de 100 mm, ubicándose la mayoría de dichas estaciones en las provincias de Valencia, Alicante y Murcia.

Otros episodios destacables fueron: en julio, el episodio de los días 8 y 9, con precipitaciones en zonas de la mitad norte peninsular y Baleares, que fueron de especial intensidad en Navarra; y en agosto el episodio de los días 11 y 12, con tormentas de gran intensidad en Cataluña y especialmente en Barcelona, así como el de los días 19 a 21, en el que se produjeron precipitaciones en el tercio este peninsular, destacando las precipitaciones persistentes en el norte de Alicante. En octubre, el episodio de los días 21 al 23, en que la presencia de una depresión aislada en niveles altos provocó precipitaciones intensas en Cataluña, Asturias, Cantabria, Baleares, y diversas zonas de la comunidad valenciana. En noviembre, hubo varios episodios debidos a la presencia de las borrascas de gran impacto. La denominada Amelie produjo los días 1 al 3 precipitaciones intensas en Galicia y Pirineos; Bernardo, entre los días 9 y 10 dio lugar a precipitaciones intensas en Baleares; y Cecilia, que entre los días 21 y 23 dejó precipitaciones importantes en el cuadrante suroeste, tercio norte peninsulares y este de Baleares. En diciembre, destacan el episodio de los días 2 al 4, que afectó principalmente a la vertiente mediterránea, Baleares y Canarias; el del día 12, afectando a la franja norte desde Galicia hasta el Pirineo de Lleida; y finalmente, el episodio de los días 18 al 21, en el que al paso de la borrasca Elsa, seguida de la borrasca Fabien, se produjeron precipitaciones muy intensas en Galicia, Pirineos, sistema Central, sistema Bético y sierra de Cádiz.

Entre los valores de precipitación máxima diaria registrados en los observatorios principales durante el año 2019 destacan, por tratarse de valores que han superado el anterior valor más

elevado de cada una de las correspondientes series mensuales y además ser superiores a 80 mm, los siguientes: en enero, 92 mm en Pontevedra el día 30; en abril, el día 19 con 99 mm en Alicante-Elche/aeropuerto; en agosto, el día 20 con 87 mm en Alicante y 85 mm en Alicante-Elche/aeropuerto; en septiembre, el día 12 con 205 mm en San Javier/aeropuerto, 180 mm en Alcantarilla/base aérea, 169 mm en Murcia, 153 mm en Alicante-Elche/aeropuerto y 99 mm en Almería/aeropuerto; y en diciembre, el día 4 con 106 mm en Castellón-Almassora. Las precipitaciones máximas diarias de los observatorios mencionados de Almería/aeropuerto, Murcia y Murcia/Alcantarilla, han supuesto también el valor máximo registrado de la correspondiente serie anual. Otros valores elevados de precipitación diaria a destacar, por ser superiores a 100 mm, fueron los siguientes: en octubre, el día 22 con 108 mm en Reus/aeropuerto y en diciembre el día 2 con 102 mm en San Javier/aeropuerto y el día 12 en Vigo/aeropuerto con 109 mm.

2.3. SEQUÍA METEOROLÓGICA, ÍNDICE DE PRECIPITACIÓN ESTANDARIZADO (SPI) Y HUMEDAD DEL SUELO

Puesto que la disponibilidad de agua a nivel hidrológico está muy relacionada con los volúmenes de precipitación recogidos en cada cuenca, se presenta el estudio, además de para España peninsular, por zonas características históricas de AEMET que se corresponden con grandes cuencas o, en algunas ocasiones, con una agrupación de cuencas más pequeñas.

2.3.1. Precipitación por zonas características de AEMET o grandes cuencas

El año ha sido en conjunto un año normal en cuanto al total de precipitación acumulada en todo el territorio, pero con una distribución espacial y temporal irregular, por lo que conviene analizar los períodos en los que a lo largo del año el déficit de precipitaciones acumuladas pueda haber provocado períodos de sequía meteorológica. Aunque el concepto de sequía es complejo porque existen varios tipos según el sector al que pueda afectar (agrícola, hidrológica, económica, etc.), nos referimos en este apartado a la «sequía meteorológica», dado que solo se estudia exclusivamente el comportamiento de la precipitación sin tener en cuenta otros factores.

En la tabla 2 se muestran la precipitación anual (año natural 2019), el valor normal (período de referencia 1981-2010), y el porcentaje sobre el valor normal, para cada una de las zonas y para el total de la España peninsular, así como el carácter.

Las zonas con mayor escasez de precipitación fueron Guadiana con 28 % menos de precipitación de lo normal, Guadalquivir con 24 % menos y Sur con 43 % menos. En todas ellas, al finalizar el año 2019 podíamos hablar de la existencia de «sequía meteorológica» acusada a escala anual, puesto que el déficit estaba próximo a un 25 % del valor normal o incluso lo superaba. Otras zonas con bastante déficit fueron la cuenca del Tajo, con precipitaciones inferiores en un 15 % al valor normal, y la cuenca del Pirineo oriental, cuyas precipitaciones fueron inferiores en un 17 % a lo normal (figura 18).

Zonas características (grandes cuencas)	P.m (1981-2010)	P.e Año 2019	% P sobre P.e (1981-2010)	CA
NORTE Y NOROESTE	1323	1651	125	EH
DUERO	589	567	96	N
TAJO	602	513	85	S
GUADIANA	525	376	72	MS
GUADALQUIVIR	583	443	76	S
SUR	540	309	57	MS
SEGURA	370	471	127	MH
JUCAR	504	488	97	N
EBRO	589	607	103	H
PIRINEO ORIENTAL	698	581	83	S
MEDIA ESPAÑA PENINSULAR	648	**628**	**97**	**N**

LEYENDA

*P.**m:** precipitación anual media del período 1981-2010.*
*P.**e:** precipitación media estimada del año 2019.*
*% **P:** porcentaje con respecto al período 1981-2010.*
CA: carácter de la precipitación según quintiles:
— EH (extremadamente húmedo),
— MH (muy húmedo),
— H (húmedo),
— N (normal),
— S (seco),
— MS (muy seco),
— ES (extremadamente seco).

Tabla 2. Precipitación anual 2019 por grandes cuencas o zonas características, valor normal (período 1981-2010) y porcentaje respecto al valor normal. Fuente AEMET.

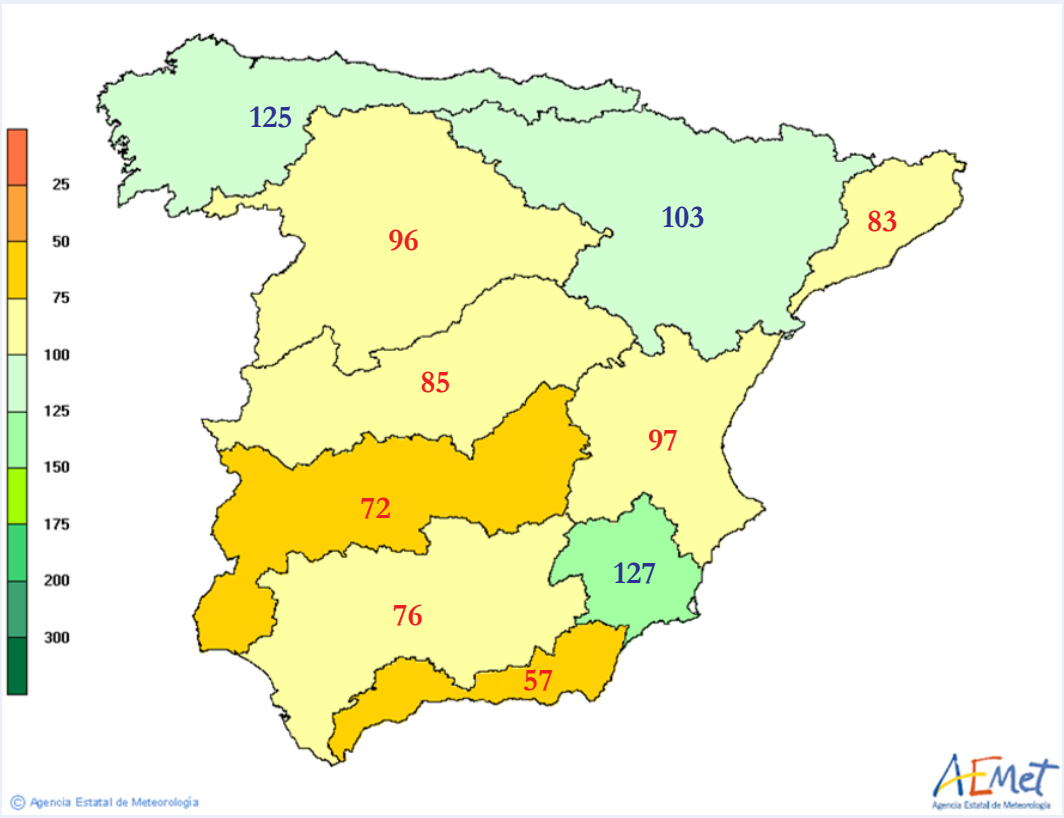


Figura 18 — Porcentaje de precipitación anual en 2019 sobre el valor normal (período de referencia 1981-2010) por grande cuencas o zonas características. Fuente AEMET.

2.3.2. Índice de precipitación estandarizado (SPI) por zonas características de AEMET o grandes cuencas

McKee *et al.* (1993) definieron sequía para una zona determinada y para una escala temporal de acumulación dada (1, 3, 6, … meses) como el período de tiempo que se inicia cuando el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI)[9] alcanza el valor de –1, para dicha zona y escala, y finaliza cuando el SPI pasa a ser positivo.

En la figura 19 se muestra para España peninsular, la evolución de los valores del SPI para cada mes en los últimos 3 años, a escalas temporales de 1, 3 y 6 meses. El valor del SPI a escala temporal de 6 meses empezó a estar en números negativos al iniciarse 2019, alcanzando valores inferiores a –1 a finales de mayo. Por tanto, a partir de ese momento se puede considerar que empezó un período seco (o de sequía meteorológica) según el SPI_{6meses}. A esta escala temporal, el índice está relacionado principalmente con la actividad agrícola. Hasta finales de noviembre, que fue un mes muy húmedo, no volvió a alcanzar valores positivos que pusieran final al período seco.

[9] El índice SPI se define como un valor numérico que representa el número de desviaciones estándar de la precipitación caída a lo largo del período de acumulación de que se trate, respecto de la media, una vez que la distribución original de la precipitación ha sido transformada a una distribución normal.

En la figura 20 se muestra la evolución, en España peninsular, de los valores del SPI para cada mes a lo largo de los últimos 3 años, a escalas temporales de 1, 2 y 3 años. A estas escalas, el índice guarda relación con la disponibilidad de agua en los embalses y en las aguas subterráneas. El SPI a un año presentó valores negativos al finalizar marzo de 2019 debido también a que febrero fue un mes muy seco. Y a pesar de que abril fue muy húmedo, al finalizar el mes de junio alcanzó el valor de –1, empezando para esta escala anual un período seco (o de sequía meteorológica según el $SPI_{12meses}$) que al finalizar diciembre de 2019 todavía no había terminado. En la misma figura se presenta el SPI a escala de 2 años. Abarca el año 2018, que fue muy húmedo, y no presentó ningún período de sequía en 2019. Por el contrario, el SPI a 3 años utiliza valores de precipitación acumulada desde enero de 2017 a diciembre de 2019 y, como el año 2017 fue muy seco, el SPI a 3 años comenzó 2019 en valores próximos a cero y fue disminuyendo en los primeros meses del año llegando a valores de –1 en mayo, empezando un período seco (o de sequía meteorológica según el $SPI_{36meses}$) que al finalizar diciembre de 2019 todavía no había finalizado.

En la figura 21 se presentan las diferentes zonas y el valor del SPI a escala de un año (12 meses) al finalizar diciembre de 2019. A los valores negativos de SPI en las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir y Sur, les habían precedido valores inferiores a –1, y por tanto estas cuencas se encontraban todavía en período seco (o de sequía meteorológica según $SPI_{12meses}$), mientras que las cuencas del Pirineo oriental o del Júcar, a pesar de estar en valores negativos todavía no habían bajado del valor de –1.

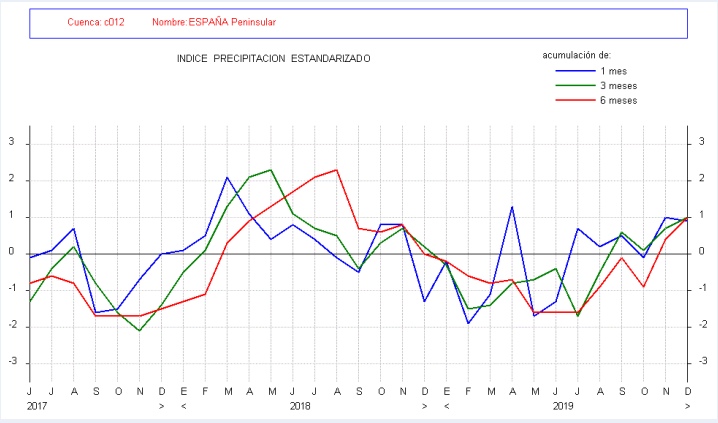


Figura 19 — Evolución del SPI en los últimos tres años hasta finalizar diciembre de 2019 para España peninsular, para las escalas temporales de 1, 3 y 6 meses. Fuente AEMET.

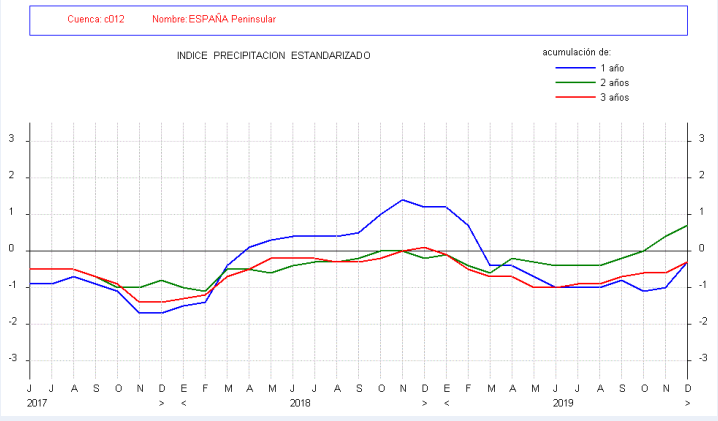


Figura 20 — Evolución del SPI en los últimos tres años hasta diciembre de 2019 para España peninsular, para las escalas temporales de 12, 48 y 36 meses. Fuente AEMET.

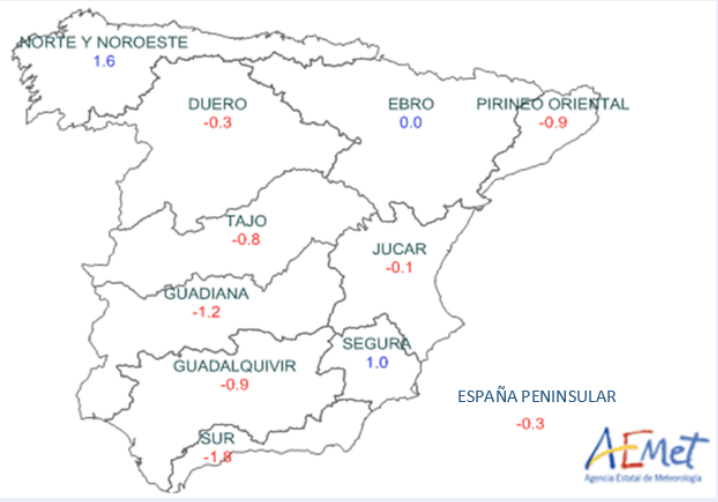


Figura 21 — Valores del SPI a escala temporal de un año al finalizar diciembre de 2019, para cada zona característica o grandes cuencas de España peninsular. Fuente AEMET.

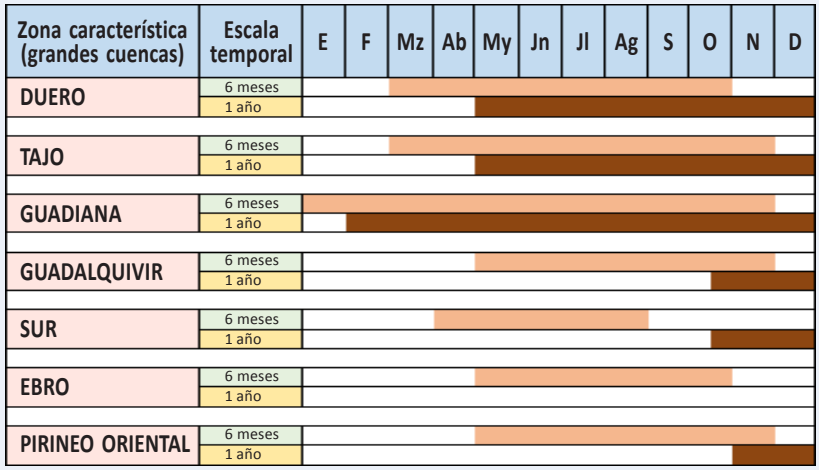


Figura 22 — Períodos secos según valores de SPI a 6 y 12 meses, por zonas afectadas de España peninsular. A modo de ejemplo para una correcta interpretación del gráfico, la cuenca del Duero estuvo en situación de sequía meteorológica entre los meses de marzo y octubre según el SPI a 6 meses, y entre mayo y diciembre según el SPI a 12 meses. Fuente AEMET.

En la figura 22 se presentan las zonas que a escalas temporales de 6 y 12 meses han presentado a lo largo de 2019 algún período seco (o de sequía meteorológica según el SPI). A una escala temporal de 12 meses, las cuencas que más tiempo han estado en período seco a lo largo del año han sido las del Duero, Tajo y Guadiana, aunque Guadalquivir, Sur y Pirineo oriental también se encontraban en período seco al finalizar el año 2019.

Teniendo en cuenta la precipitación en los seis meses anteriores, se han visto afectadas, en mayor o menor medida y en diferentes períodos, todas las cuencas ya mencionadas y la cuenca del Ebro.

2.3.3. Humedad del suelo y anomalía por provincias

La humedad del suelo se expresa en términos de porcentaje de agua disponible para las plantas respecto de la reserva máxima (Rmáx), y la anomalía se expresa en puntos por debajo o por encima del porcentaje medio de los veinte años considerados (1997-2016). Rmáx es la cantidad de Agua Disponible Total para las plantas (ADT) que un suelo puede retener en un volumen que alcanza la profundidad de las raíces. Dada la gran variabilidad de tipos de suelo y de su reserva máxima de unas zonas a otras, se ha preferido informar de la anomalía a nivel provincial comparando valores medios por provincia obtenidos de la rejilla correspondiente de porcentaje de agua disponible respecto al ADT.[10]

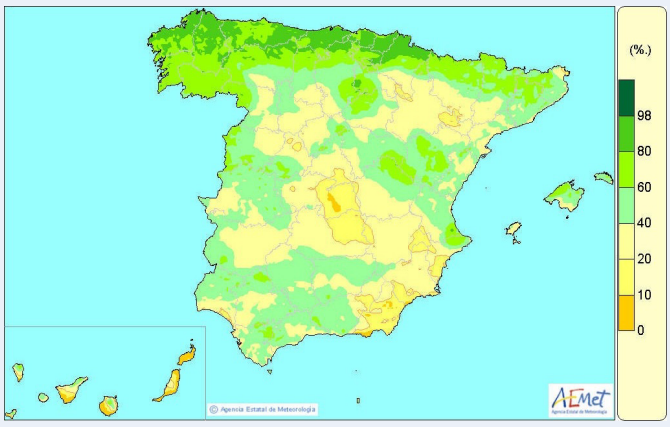


Figura 23 — Mapa de porcentaje de humedad del suelo respecto de la reserva máxima al finalizar marzo de 2019. Fuente AEMET.

El estudio para el conjunto del territorio de la anomalía en la humedad de los suelos respecto de su reserva máxima de agua útil

[10] Más información sobre la metodología del balance hídrico: http://www.aemet.es/documentos/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/balance_hidrico/Metodologia.pdf

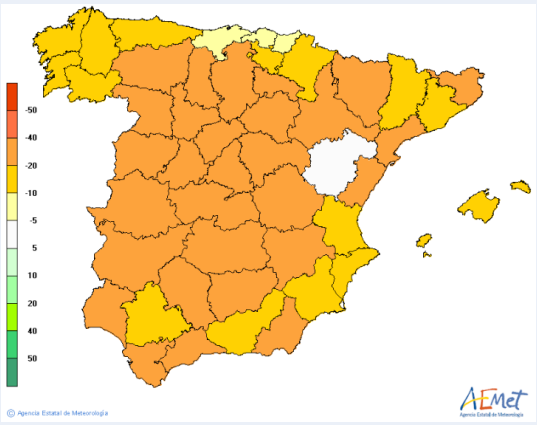


Figura 24 — Anomalías provinciales de humedad del suelo para Rmáx a finales de marzo de 2019. Se muestra la diferencia de porcentaje estimado respecto del valor medio del porcentaje de la reserva (periodo 1997-2016). Fuente AEMET.

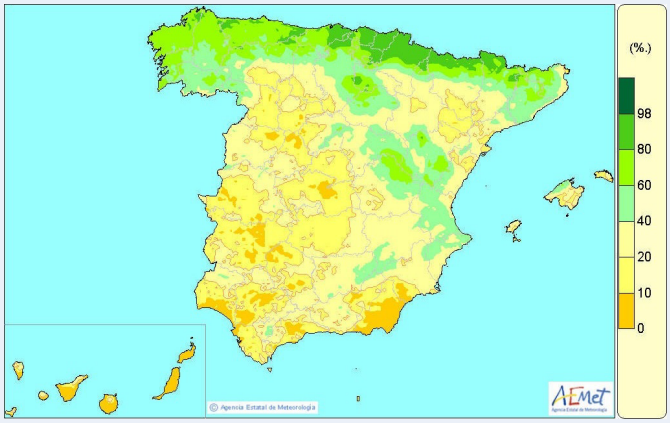


Figura 25 — Mapa de porcentaje de humedad del suelo respecto de la reserva máxima al finalizar mayo de 2019. Fuente AEMET.

para las plantas muestra que la humedad del suelo estuvo casi todo el año 2019 por debajo de los valores medios del período 1997-2016.

En primavera, la humedad de los suelos, tanto al finalizar marzo (figura 23) como al finalizar mayo (figura 25), estuvo en muchas zonas bastante por debajo de su valor normal. Respecto a los meses de otoño, fue al finalizar el mes de octubre (figura 27) cuando la anomalía negativa fue mayor. Dichas anomalías pudieron repercutir negativamente en algunos cultivos.

A pesar de que al finalizar marzo en algunas zonas había alta humedad en los suelos, la anomalía respecto a los valores medios del período 1997-2016 era negativa en casi toda la Península y Baleares, quedando muchas provincias con diferencias negativas entre 20 y 40 puntos porcentuales (figura 24). Al finalizar mayo, las anomalías negativas más acusadas se presentaban en la

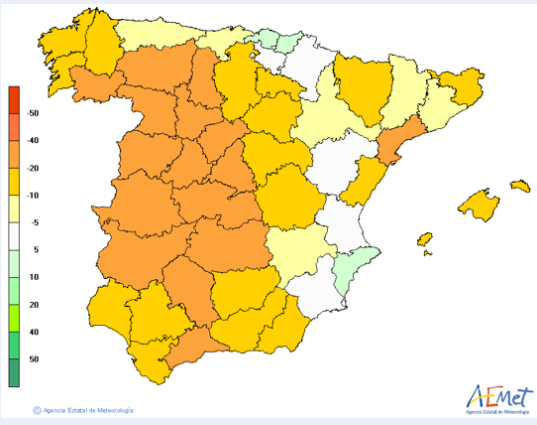


Figura 26 — Anomalías provinciales de humedad del suelo para Rmáx a finales de mayo de 2019. Se muestra la diferencia de porcentaje estimado respecto del valor medio del porcentaje de la reserva (periodo 1997-2016). Fuente AEMET.

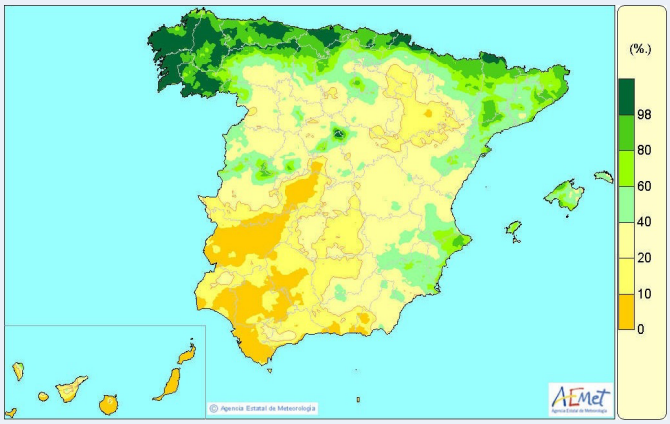


Figura 27 — Mapa de porcentaje de humedad del suelo respecto de la reserva máxima al finalizar octubre de 2019. Fuente AEMET.

mitad occidental peninsular (figura 26), y al finalizar octubre, era el cuadrante suroeste peninsular el más afectado por anomalías negativas: en las provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz se alcanzaba una diferencia de más de 40 puntos (figura 28).

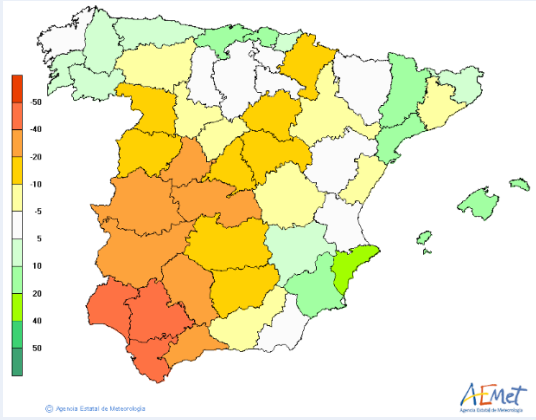


Figura 28 — Anomalías provinciales de humedad del suelo para Rmáx a finales de octubre de 2019. Se muestra la diferencia de porcentaje estimado respecto del valor medio del porcentaje de la reserva (periodo 1997-2016). Fuente AEMET.

2.4. TORMENTAS Y DESCARGAS ELÉCTRICAS

La actividad eléctrica atmosférica durante el año 2019 ha sido notablemente inferior al año 2018 (figura 29), si se cuantifica el número de descargas eléctricas detectada por la red de AEMET.

El día con mayor actividad fue el 10 de septiembre: a lo largo de esa jornada se contabilizaron más de 80 000 descargas en el territorio peninsular (figura 30).

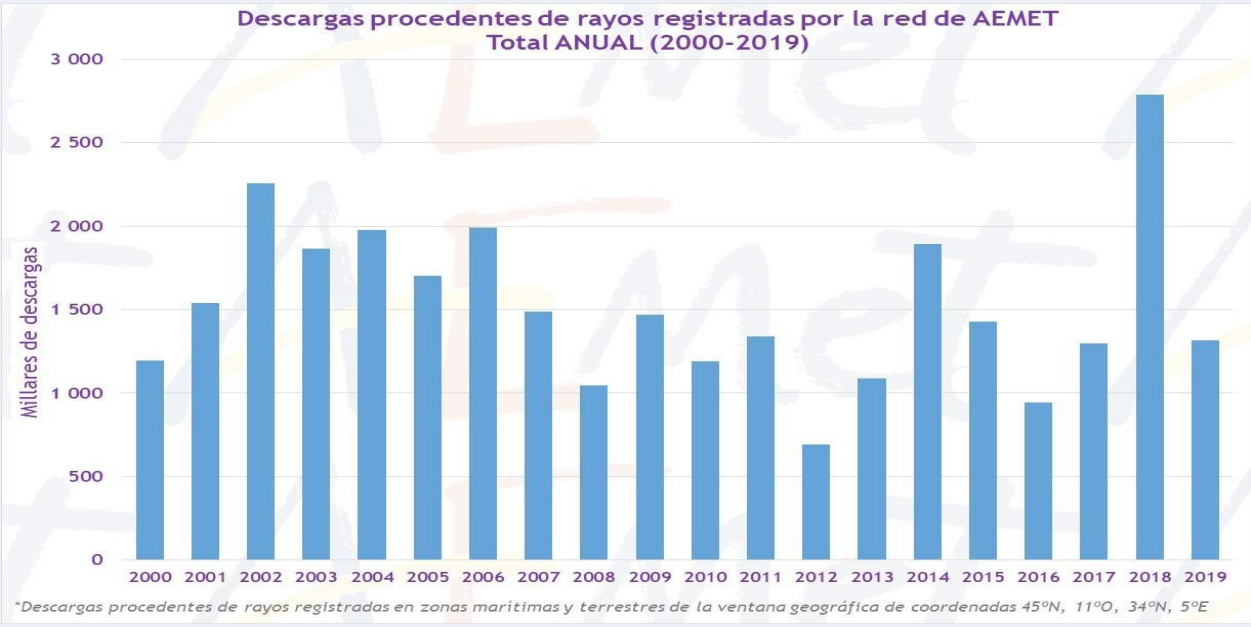


Figura 29 — Descargas totales anuales procedentes de rayos registradas por la red de AEMET (2000-2019). Fuente AEMET.

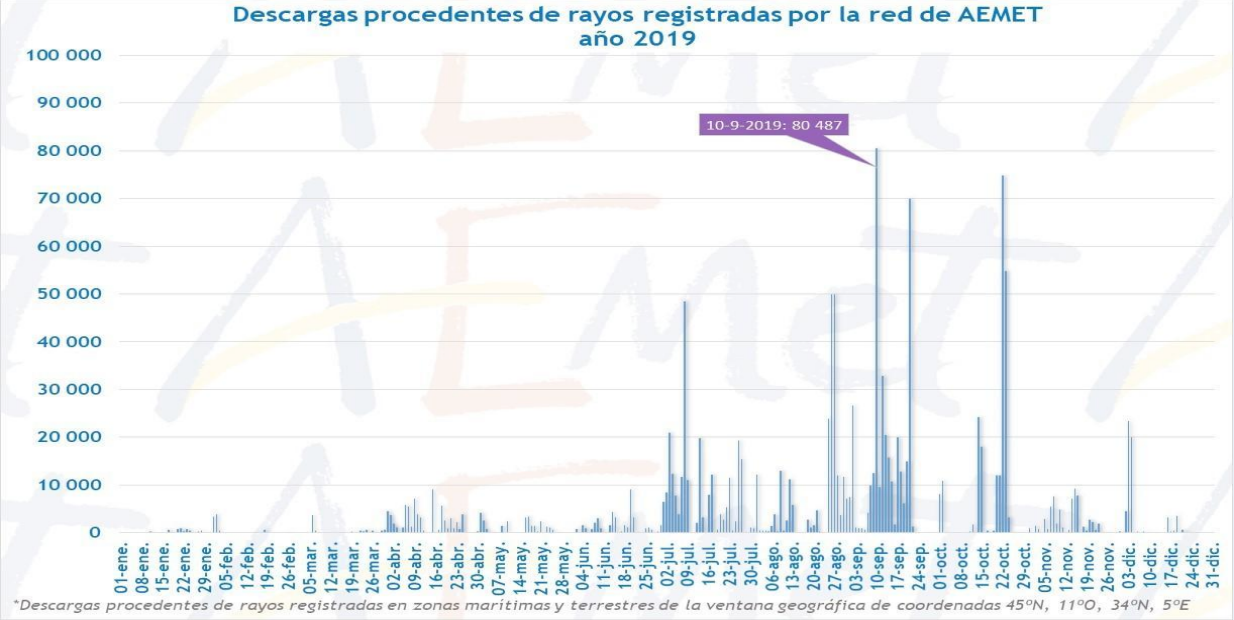


Figura 30 — Descargas procedentes de rayos registradas por la red de AEMET en 2019. Fuente AEMET.

El número de días de tormenta en 2019 (figura 31) registró un patrón espacial similar a años anteriores, aunque con un notable incremento en zonas del Pirineo, sistema Ibérico y Baleares, mientras que en otras zonas se produjo un ligero descenso, como en buena parte del sudoeste peninsular y de la Comunidad Valenciana (figura 32).

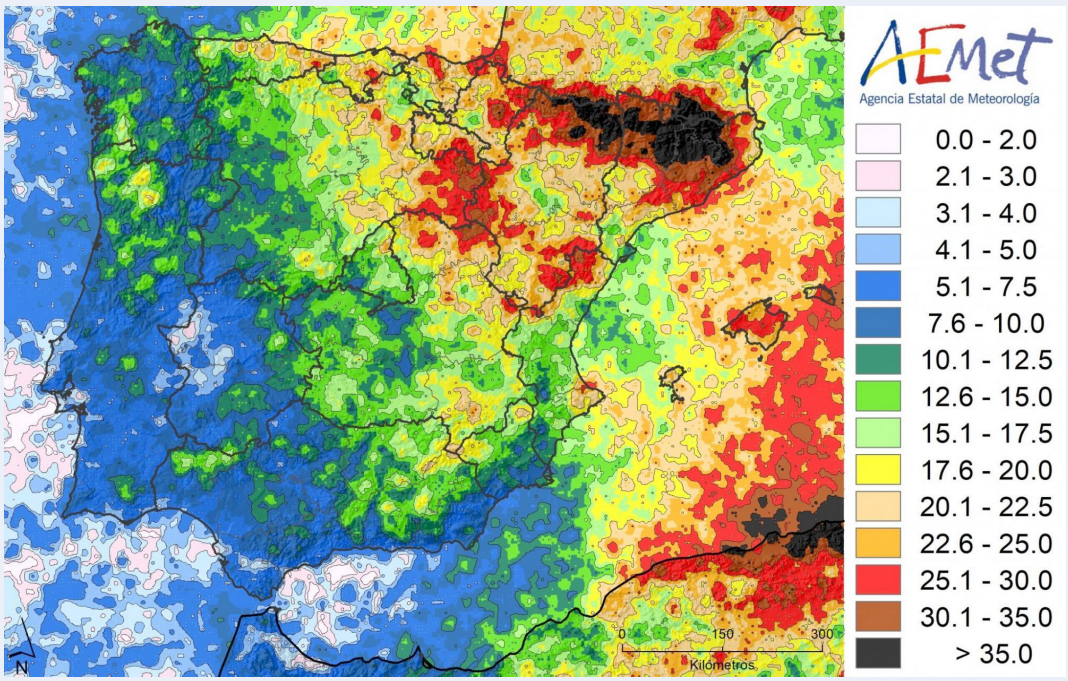


Figura 31 — Número de días de tormenta registrados en 2019. Fuente AEMET.

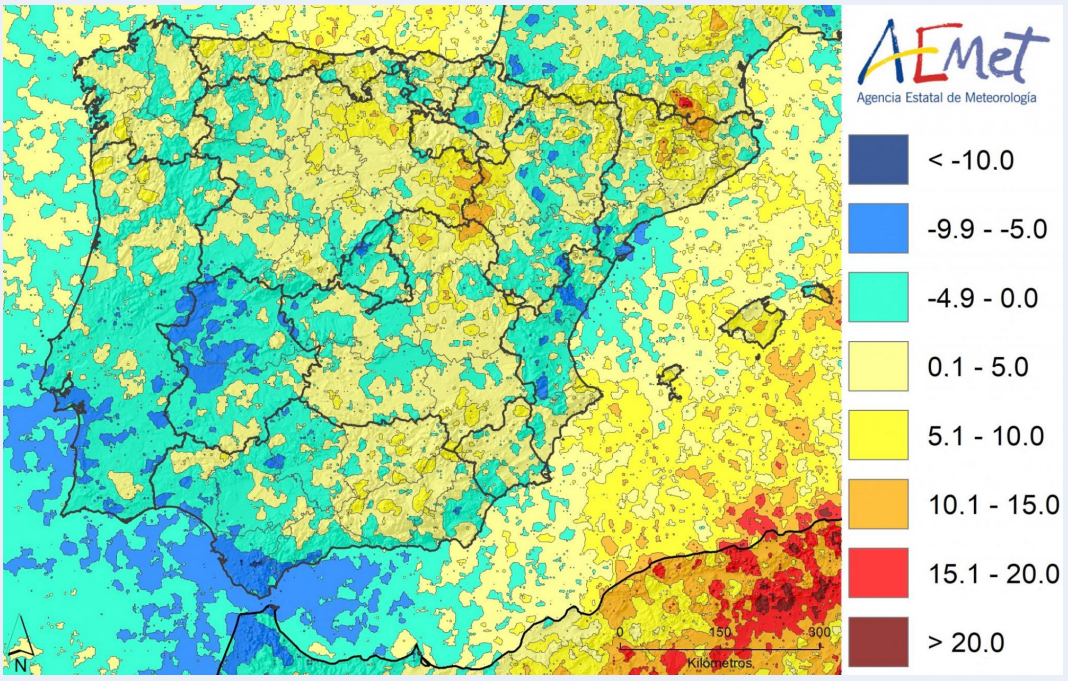


Figura 32 — Anomalía de número de días de tormenta respecto al período de referencia (2001-2016). Fuente AEMET.

2.5. FENÓMENOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS

Los fenómenos meteorológicos extremos tienen un gran impacto social, pues dado su carácter extraordinario y gran intensidad, pueden producir daños en bienes tales como infraestructuras o cultivos agrícolas. En ocasiones, además, provocan pérdidas humanas o suponen un riesgo serio para la salud. En este apartado de describen los principales episodios de fenómenos meteorológicos extremos ocurridos en España en 2019 y se enumeran los avisos emitidos por la Agencia Estatal de Meteorología ante la predicción y/u observación de tales fenómenos.

2.5.1. Principales episodios de fenómenos meteorológicos extremos

A lo largo de 2019 se produjeron distintos episodios de fenómenos meteorológicos extremos. Entre ellos, cabe destacar la **ola de calor** que tuvo lugar entre el 26 de junio y 1 de julio, en la que se alcanzaron temperaturas superiores a los 43 °C. Afectó principalmente al centro y nordeste peninsular, y en varias capitales de provincia se registró la temperatura máxima absoluta de la serie, no solo para el mes de junio, sino de todo el año. Según un estudio de J. A. Núñez[11], la masa de aire que afectó a la península ibérica fue la más cálida en un mes de junio desde 1979. El estudio revelaba también que la frecuencia de tránsito de masas de aire cálido o extremadamente cálido, que dan lugar a olas de calor en la península ibérica, es más de diez veces superior en las dos primeras décadas del siglo XXI que en las dos últimas del siglo XX.

Otro importante episodio de tiempo adverso tuvo lugar entre el 10 y 15 de septiembre, cuando la presencia de una dana al sureste de la península ibérica favoreció una situación de lluvias torrenciales en el sureste peninsular y Baleares. Se superaron los l/m^2 en cuatro estaciones de AEMET en la Comunidad Valenciana, y los 100 l/m^2 en más de doscientas. Se registraron récords de precipitación máxima diaria en varias estaciones, entre las que cabe destacar:

- Ontinyent (serie centenaria), 298.8 l/m^2
- Murcia/San Javier, 203.7 l/m^2
- Cieza, parque de bomberos, 167.3 l/m^2
- Murcia, 169.0 l/m^2
- Rojales, El Molino, 140.4 l/m^2
- Alicante-Elche/aeropuerto, 152.6 l/m^2
- Almería/aeropuerto, 103.9 l/m^2

Se produjeron inundaciones y desbordamientos de cauces (como el del río Segura) y cuantiosos daños económicos. La dana que circuló por el sudeste de la Península durante este temporal, fue la más profunda de las registradas en la estación de radiosondeos de Murcia entre el 6 de junio y el 10 de octubre del período 1984-2019[12], lo que da muestra del carácter excepcional del episodio.

[11] «Análisis de la ola de calor de junio de 2019 en un contexto de crisis climática», J. A. Núñez. http://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2019/Oladecalorjun2019.pdf

[12] «Análisis meteorológico y climático del temporal de precipitaciones torrenciales de septiembre de 2019 en la Comunidad Valenciana», J. A. Núñez. https://aemetblog.es/2019/09/26/analisis-meteorologico-y-climatico-temporal-de-precipitaciones-torrenciales-septiembre-de-2019-en-la-comunidad-valenciana/

Figura 33 — Principales episodios de tiempo adverso en 2019 por lugar de ocurrencia. Fuente AEMET.

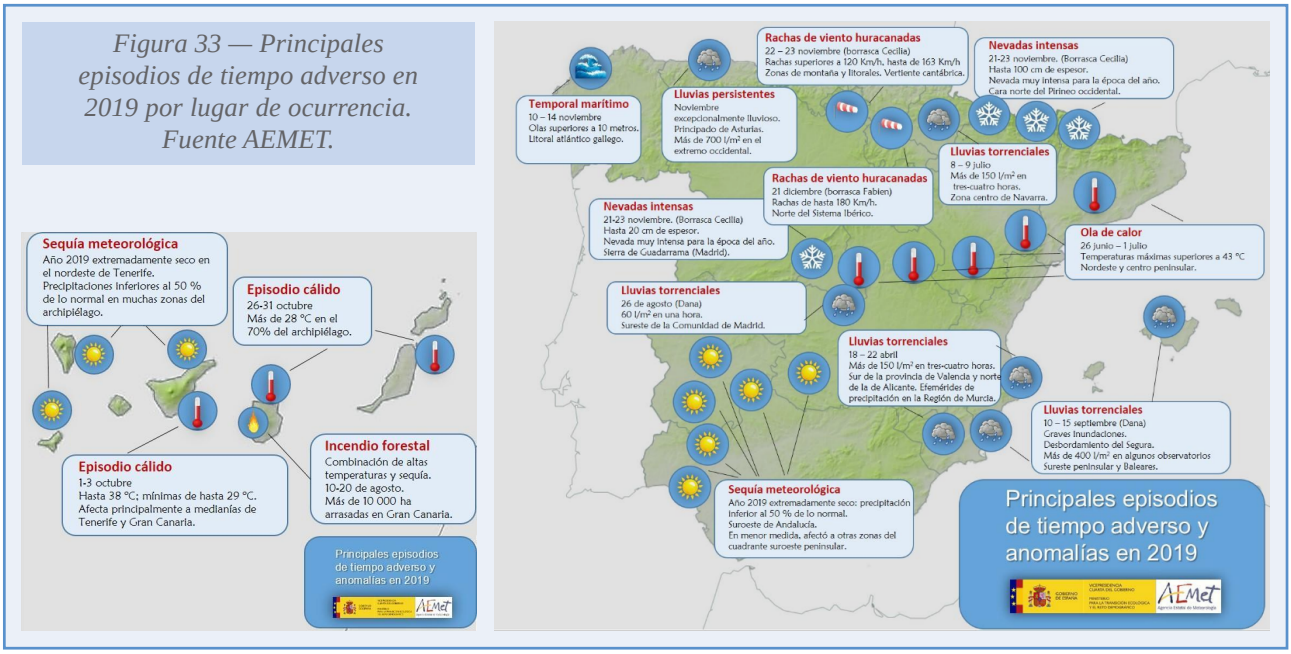




Figura 34 — Principales episodios de tiempo adverso en 2019 por meses. Fuente AEMET.

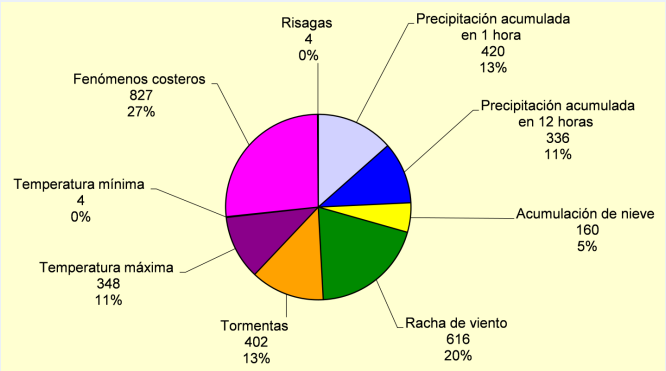
Hubo otros episodios de lluvias intensas especialmente significativos a lo largo del año: uno de ellos tuvo lugar en la Comunidad Valenciana entre el 18 y 22 de abril, fechas poco habituales para este tipo de fenómeno, en el que se recogieron más de 150 l/m^2 en tan solo cuatro horas en localidades del sur de la provincia de Valencia. A lo largo de los meses de julio y agosto, además, se produjeron varios episodios de lluvias intensas de carácter más local, entre los que sobresalieron el ocurrido el 8 de julio en la zona media de Navarra, con más de 100 l/m^2 recogidos en la localidad de Olite, y el del 26 de agosto, con 60 l/m^2 de lluvia y granizo en tan solo una hora, que anegaron la localidad de Arganda del Rey (Madrid).

Además de estos fenómenos meteorológicos extremos, se produjeron otros asociados a temporales marítimos, vientos huracanados, lluvias persistentes y nevadas intensas, sequías meteorológicas y otros episodios cálidos. También se produjo una ola de frío. Todos ellos quedan plasmados en las siguientes infografías (figuras 33 y 34):

2.5.2. Avisos de fenómenos meteorológicos adversos

A lo largo del año 2019 se emitieron aproximadamente un 14 % menos de avisos por fenómenos adversos que en 2018. En total, se emitieron 17 177 avisos; de ellos 14 060 correspondieron al nivel amarillo, 2918 al nivel naranja y 199 al nivel rojo.

Figura 35 — Distribución de los avisos de nivel naranja y rojo emitidos para cada uno de los fenómenos adversos contemplados en el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Adversos (METEOALERTA)[13]. Para cada fenómeno se indica el número de avisos emitidos y su porcentaje. Fuente AEMET.



Los avisos rojos, que se emiten ante la predicción u observación de fenómenos que implican riesgo extremo, fueron los siguientes:

— Acumulación de nieve: en Lleida y Navarra (enero) y en montañas de Asturias y León (noviembre).

— Fenómenos costeros: en Menorca (enero), en A Coruña y Pontevedra (febrero), en Cantabria, Asturias, Bizkaia, A Coruña y Pontevedra (noviembre) y en Galicia, Asturias, Cantabria y País Vasco (diciembre).

— Temperaturas máximas: en Gipuzkoa, Bizkaia, La Rioja, Navarra, Aragón y Cataluña (junio), en Zaragoza y Bizkaia (julio) y en Valencia (agosto).

— Precipitación acumulada en 12 horas: en Alicante y Valencia (abril), Almería, Alicante, Valencia, Murcia (septiembre), y Tarragona, Girona y Lleida (octubre).

[13] Únicamente se muestran aquellos fenómenos contemplados en el Plan que se han producido durante el año.

— Precipitación acumulada en 1 hora: en Mallorca (agosto), en Barcelona, Girona, Mallorca, Alicante, Valencia, Almería, Murcia y Málaga (septiembre).

— Tormentas: en Almería, Alicante, Valencia y Murcia (septiembre).

— Rachas máximas de viento: en Asturias, A Coruña y Lugo (diciembre).

Además, se emitieron 27 avisos especiales por: nieve, lluvia, viento y mar (enero y febrero), ola de calor (junio), chubascos y tormentas fuertes o muy fuertes, y persistentes (agosto y septiembre), precipitaciones muy fuertes y persistentes (octubre), temporal marítimo y precipitaciones fuertes y persistentes (noviembre), temporal marítimo y fuertes nevadas (noviembre), y lluvia, viento y mar (diciembre).

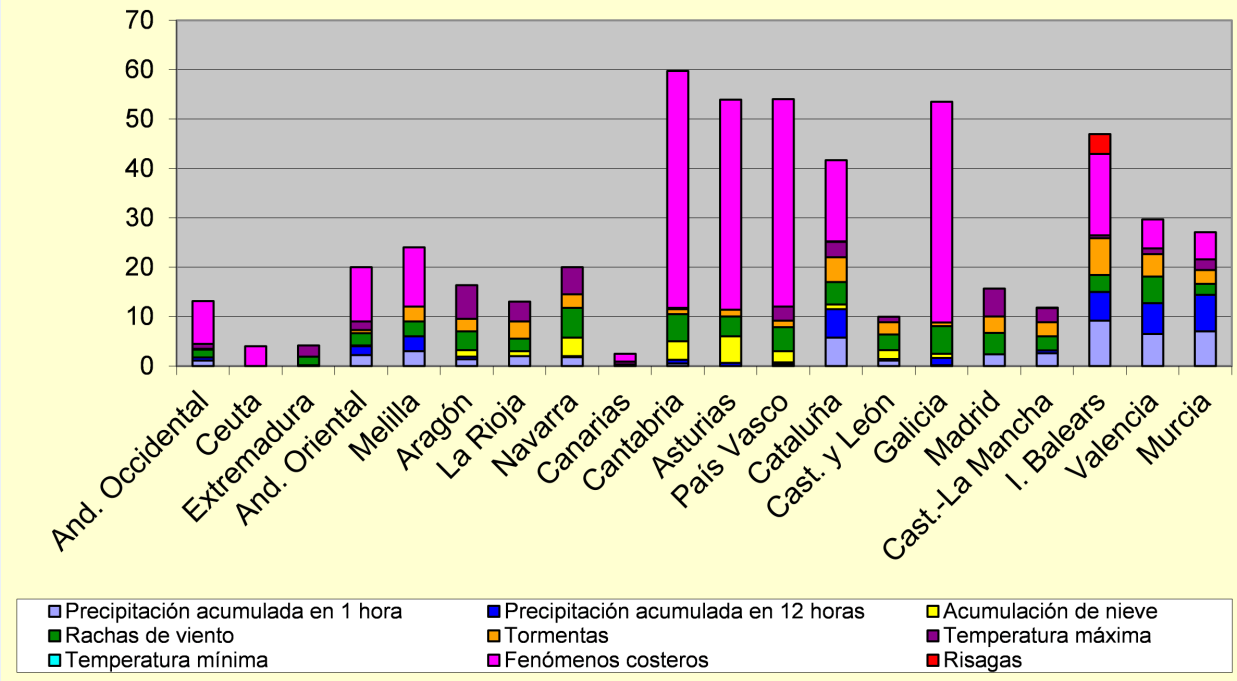


Figura 36 — Número medio de avisos (naranjas y rojos) promediados por zona de aviso para cada Comunidad Autónoma y fenómeno adverso[14]. Fuente AEMET.

[14] La zonificación se especifica en el anexo 5 del Plan METEOALERTA.

3. ANÁLISIS ESTACIONALES PARA ESPAÑA Y EL SECTOR ATLÁNTICO NORTE - EUROPA

En este capítulo se describe con detalle, al menos trimestral, los regímenes de tiempo predominantes en el sector Atlántico Norte - Europa (véase el Anexo C). Su baja frecuencia, gran escala espacial y su sensibilidad a las condiciones tropicales y estratosféricas apuntan a la importancia de describir su relación con el comportamiento del clima en España, y en especial s u relación con los extremos climáticos.

3.1. EL INVIERNO 2018-19

En conjunto el invierno (diciembre de 2018, y enero y febrero de 2019) en España fue cálido y seco, con diciembre cálido, próximo a muy cálido, y muy seco; enero térmicamente normal o algo frío y normal en cuanto a precipitaciones, (debido a las abundantes precipitaciones en la cornisa cantábrica, pues en buena parte de la Península el mes fue seco); y febrero cálido y muy seco.

Estas características climatológicas medias del trimestre son las que se esperan del campo medio de la altura del geopotencial en 300 hPa del invierno que muestra una *Dorsal del Este del Atlántico Norte* (DEA en la figura 37) más intensa de lo normal, y una anomalía Z300 (en colores) fuertemente positiva centrada en el NO de la Península, indicativa del predominio de circulación anticiclónica y de temperaturas altas a todos los niveles en el invierno.

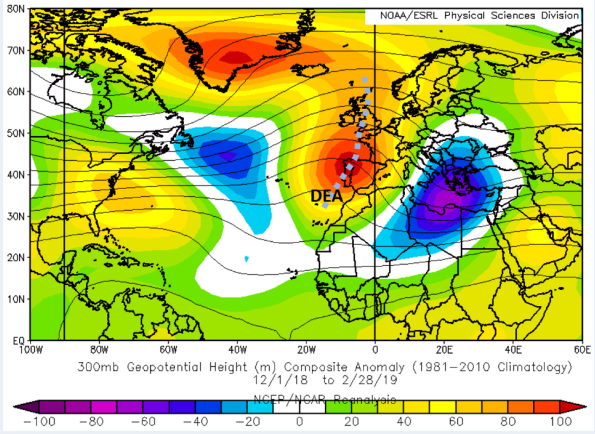


Figura 37 — Valor medio y anomalía media de la altura del geopotencial en 300 hPa en el invierno 2018-19. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

El régimen de tiempo de la fase negativa de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO– (anexo C), que produce importantes precipitaciones en invierno en la mayor parte de la Península y Canarias, tuvo una frecuencia invernal muy baja, solo alcanzando el índice diario NAO valores próximos a –1 al principio de enero (figura 38).

Naturalmente no ha faltado variabilidad a lo largo del invierno, y así en enero, las temperaturas fueron normales y las precipitaciones, aunque por debajo de lo normal, fueron bastante más abundantes que en diciembre y febrero. Especialmente fueron abundantes en el norte de la Península, y en la segunda mitad de dicho mes en la que predominó el régimen de dorsal atlántica con una anomalía negativa de altura de geopotencial afectando a la mayor parte de Iberia y la corriente en chorro polar incidiendo en su fachada norte (figura 39). Con esta configuración se forman ríos atmosféricos que partiendo del Atlántico subtropical oeste alcanzan la Península recurvando anticiclónicamente que dan lugar a eventos de intensa precipitación en el norte de España. Entre los días 28 de enero y 3 de febrero, las borrascas Gabriel

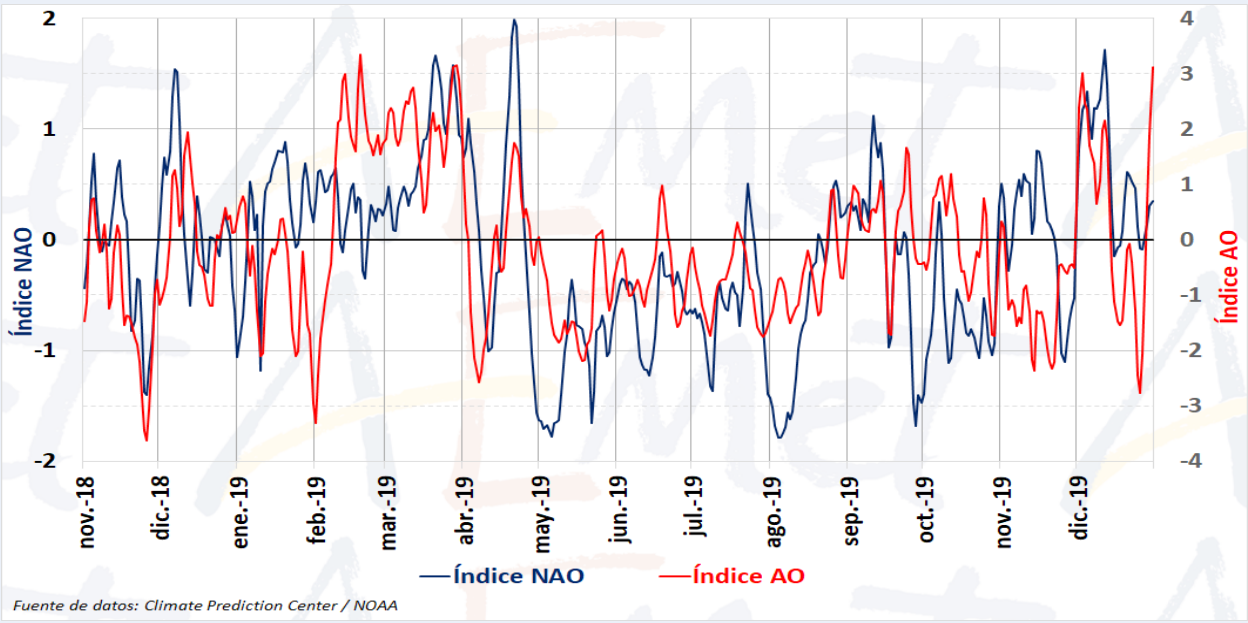


Figura 38 — Series temporales de los índices diarios de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, en azul) y de la Oscilación Ártica (AO, en rojo) para el período noviembre de 2018 a diciembre de 2019. Datos NOAA Climate Prediction Center.

y Helena (tabla 3), primera y segunda con nombre del año 2019, trajeron vientos fuertes con rachas muy fuertes o huracanadas, fuerte oleaje en el Cantábrico y Mediterráneo, lluvias, y descenso de las temperaturas y nevadas en cotas bajas en la Península y Baleares (anexo A).

Durante febrero la anomalía positiva de geopotenciales se trasladó hacia el nordeste, quedando centrada en la parte final del mes en Alemania (una situación que corresponde al patrón del régimen de tiempo de Bloqueo, descrito en el anexo C) y manteniendo bajo su influencia a la península ibérica. Según se puede ver en el mapa de anomalías medias de geopotenciales

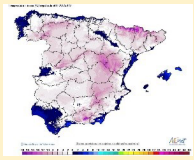
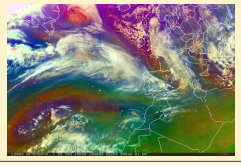
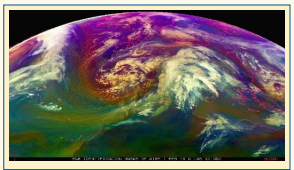
ENERO	Ola de frío 11-13 (*Imagen: temperatura mínima registrada el día 11*)	
ENERO	Borrasca Gabriel (29-30 enero) (*Imagen satélite RGB de masas de aire del 29 de enero a las 18 UTC)*	
FEBRERO	Borrasca Helena (31 enero-2 febrero) (*Imagen satélite RGB de masas de aire del 1 de febrero a las 12 UTC*) A partir del día 12 y hasta el 5 de marzo dominio del anticiclón sobre la Península y Baleares y ausencia casi total de precipitaciones. Sobre Canarias, flujo zonal con paso de algunas bajas.	

Tabla 3. Eventos más destacados de enero y febrero.

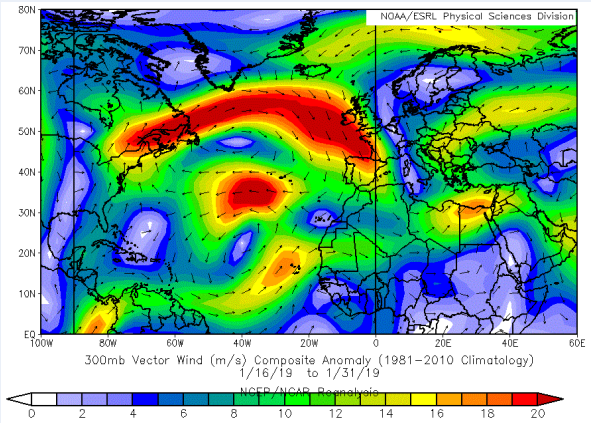


Figura 39 — Anomalías medias de viento en 300 hPa en el período 16 al 31 de enero. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

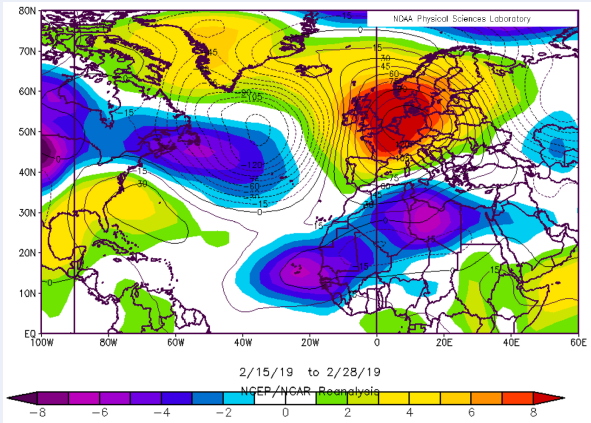


Figura 40 — Anomalías medias de geopotencial (contornos, mgp) y de temperatura en 850 hPa para el período 15-28 de febrero de 2019. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

y temperaturas en 850 hPa del 15 al 28 de febrero (figura 40), en el norte de la Península las anomalías de temperatura fueron mayores, y las anomalías de geopotenciales indicaban una mayor componente sur del viento. La consecuencia fue que se batieron numerosos récords de temperaturas máximas para este mes en el norte de la Península.

Influencia del vórtice polar estratosférico en el invierno 2018-19

La variabilidad climática interanual en latitudes medias del hemisferio norte en la temporada fría (octubre a abril) está muy ligada al comportamiento del vórtice polar estratosférico (VPE; ver anexo C) y al acoplamiento entre la troposfera y la estratosfera. La respuesta de la troposfera a la variabilidad del VPE se sintetiza en el hemisferio con la conducta de la Oscilación Ártica (AO) y en el sector Atlántico Norte-Europa con el comportamiento de la NAO. En promedio tanto la AO como la NAO se sitúan en fase negativa tras un gran calentamiento repentino de la estratosfera (CRE; ver anexo C) y por el contrario en fase positiva tras un evento de fuerte VPE. Como precedente más próximo está el gran CRE de febrero de 2018 (Sánchez-Laulhé y Lara, 2018). Así, al gran CRE de febrero de 2018 le sucedió un período prolongado de patrones intensos que fue seguido de abundantes precipitaciones en los meses de marzo y abril, e invasiones de aire frío y bloqueos de la circulación del oeste en Europa central y del norte. Los episodios persistentes de NAO negativa (NAO–) en invierno son precedidos de grandes CRE, pero el impacto en la troposfera de los CRE varía considerablemente de un episodio a otro y no siempre un gran CRE va seguido de una situación NAO–.

Desde diciembre de 2018 hasta abril de 2019 el VPE exhibió una gran variabilidad, pasando por un debilitamiento en diciembre que acabó en un gran CRE en enero (VPE débil), posteriormente se aceleró experimentando una etapa de VPE fuerte en febrero y marzo y finalmente sucedió otro calentamiento final de tipo dinámico ya en la primavera.

El episodio de gran CRE sucedió sobre el 2 de enero de 2019. La temperatura sobre el polo norte aumentó unos 38 ºC y los vientos oestes giraron a estes desde 60 ºN hasta el polo. La fecha de inicio del CRE fue la más temprana para un gran CRE desde 1981. Su duración también fue muy prolongada, de unos 21 días, algo mayor que la del CRE de febrero de 2018 (Lee y Butler, 2020).

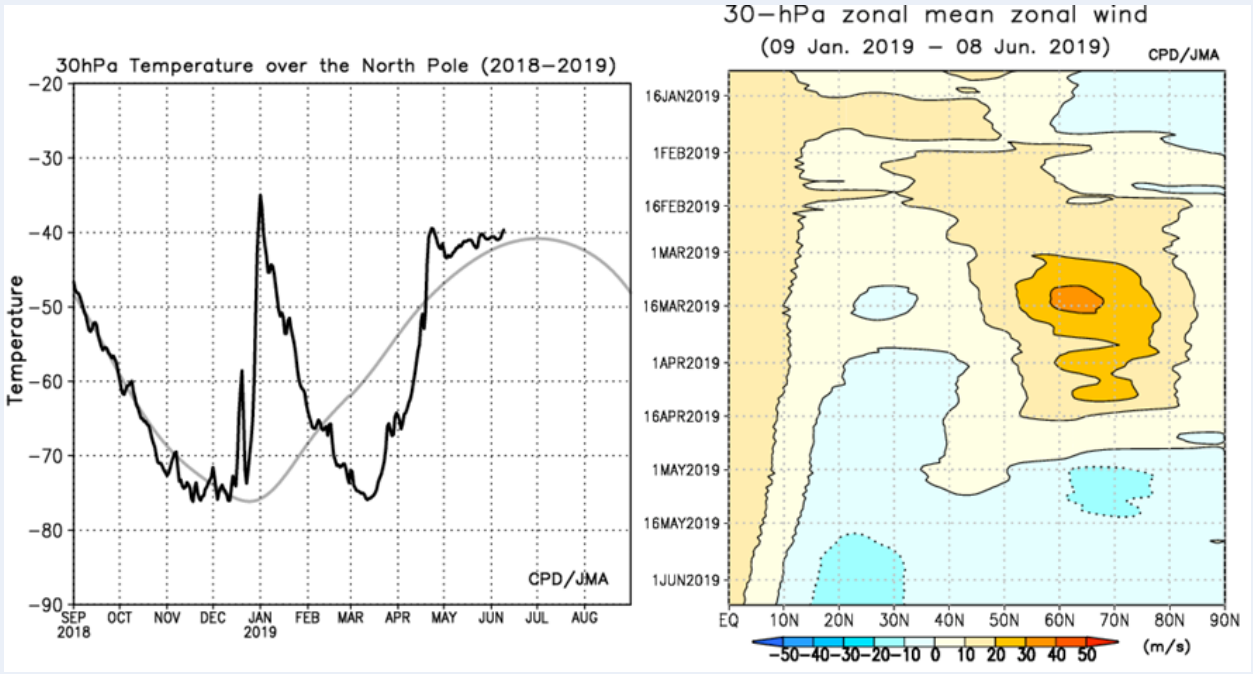


Figura 41 — Series temporales al nivel de 30 hPa de: (izquierda) temperaturas sobre el polo norte. La línea negra muestra la temperatura diaria, y la gris indica la normal (período 1981-2010); (derecha) viento medio zonal en el hemisferio norte (positivo: viento del oeste). El intervalo entre contornos es 10 m/s. Fuente CPD/JMA.

La evolución de las capas bajas de la estratosfera y de la troposfera durante el CRE se puede seguir en los campos medios quincenales de altura del geopotencial de 100 hPa (Z100) y 500 hPa (Z500) respectivamente, y sus anomalías, desde mitad de diciembre hasta finales de enero (figura 42). En Z100 se observa que una anomalía positiva de geopotencial va instalándose sobre el Ártico, señal del calentamiento, mientras las anomalías negativas predominan sobre las latitudes medias. Esta disposición de las anomalías es indicativa de la fase negativa de la AO en la estratosfera. Sin embargo esta fase negativa de la AO no aparece de forma clara en la troposfera; las anomalías de la estratosfera tras el CRE no se propagaron a la troposfera. No hubo un acoplamiento persistente entre la estratosfera y la troposfera. En el Atlántico Norte, del 1 al 15 de enero, el patrón de las anomalías Z500 es el de bloqueo, con anomalías positivas situadas hacia el polo de las anomalías negativas, que se extienden desde las latitudes medias en el Atlántico occidental hasta los subtrópicos en el Atlántico subtropical. El bloqueo se habría producido por la intensificación y ruptura anticiclónica de la onda de Rossby del Atlántico norte, formada por la vaguada con eje en el centro y la dorsal del este de la cuenca (figura 42d). El resultado es el dominio en la primera parte de enero del régimen de tiempo de Dorsal Atlántica (ver anexo C), asociado a precipitaciones abundantes en la costa cantábrica y a frío en la Península. En el resto del mes las anomalías Z500 indican un predominio de la fase positiva de la NAO.

El brusco debilitamiento del VPE podría en imputarse, por una parte al fenómeno de El Niño, pues desde octubre de 2018 a febrero 2019 el ENSO estuvo en la fase positiva con intensidad de débil a moderada, y por otra parte a una extensión del hielo marino en los mares de Barents y Kara en noviembre muy inferior a lo normal. Los eventos El Niño están asociados al debilitamiento del VPE a través de la generación de una anomalía negativa de geopotencial en la troposfera en el norte del Pacífico; las anomalías en el calentamiento tropical y la convección asociadas al ENSO pueden fomentar ondas de escala planetaria que se propagan hacia el polo,

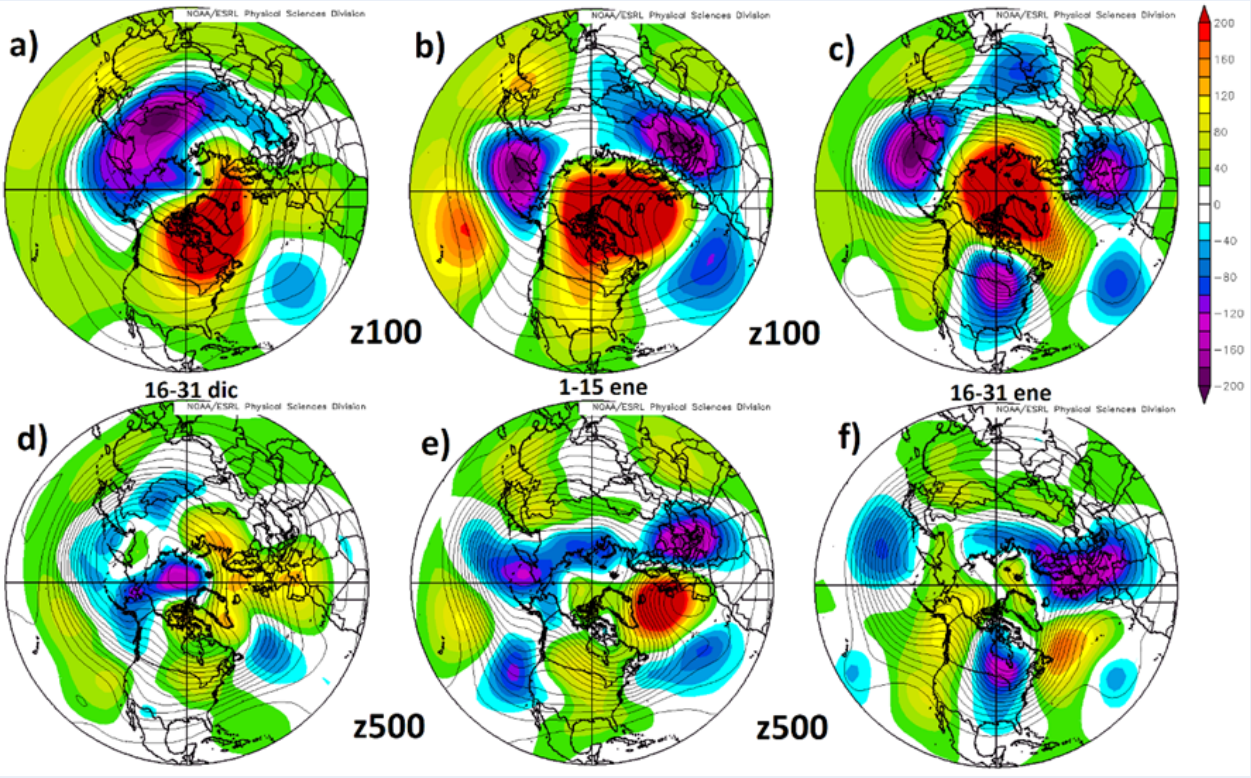


Figura 42 — Campos medios (contornos) y anomalías de la altura del geopotencial (zonas coloreadas) quincenales, en 100 hPa (arriba) y en 500 hPa (abajo). Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

causando durante la fase El Niño la profundización de las bajas presiones de las Aleutianas (Domeisen *et al.*, 2019). Las anomalías negativas de la extensión del hielo marino en Barents-Kara tienden a debilitar el VPE por la generación de una anomalía positiva del geopotencial sobre el Ártico de origen principalmente termodinámico: la escasez de hielo marino genera un flujo anómalamente alto de calor latente dirigido desde el océano Ártico hacia la troposfera, creando un patrón de dorsal (p. ej., Kim *et al.*, 2014). En este caso desde el mar de Barents hasta el norte de Canadá. La presencia de ambas anomalías del geopotencial de signo opuesto (figura 42d) habrían contribuido a la amplificación de la onda planetaria climatológica de número de onda 1, caracterizada por una vaguada muy pronunciada sobre el océano Pacífico. La amplificación habría incrementado su propagación de la onda horizontalmente hacia el polo y verticalmente hacia la estratosfera calentando la estratosfera inferior y debilitando el VPE.

Además, la extensión de la capa de nieve euroasiática había sido mayor de lo normal en octubre de 2018, aunque inferior a la de los últimos años (figura 43), y podría haber colaborado también a la extensión de la dorsal siberiana sobre el Ártico (Furtado, 2019).

Debido al calentamiento el VPE se partió en vórtices menores (figura 42). Uno sobre Eurasia y otro sobre América del Norte. El norteamericano estuvo asociado a una circulación en superficie que condujo a temperaturas extremadamente bajas en el noreste de EE.UU. y en Canadá a finales de enero.

Las evoluciones de los índices NAO y AO en 2018-19 (figura 38) indican que ni uno ni otro experimentaron una transición a una fase fuerte negativa tras el CRE. Sin embargo a lo largo de enero la AO fue persistentemente más negativa que la NAO, indicando que el desarrollo de altas presiones en las latitudes próximas al polo no afectó al patrón de la NAO.

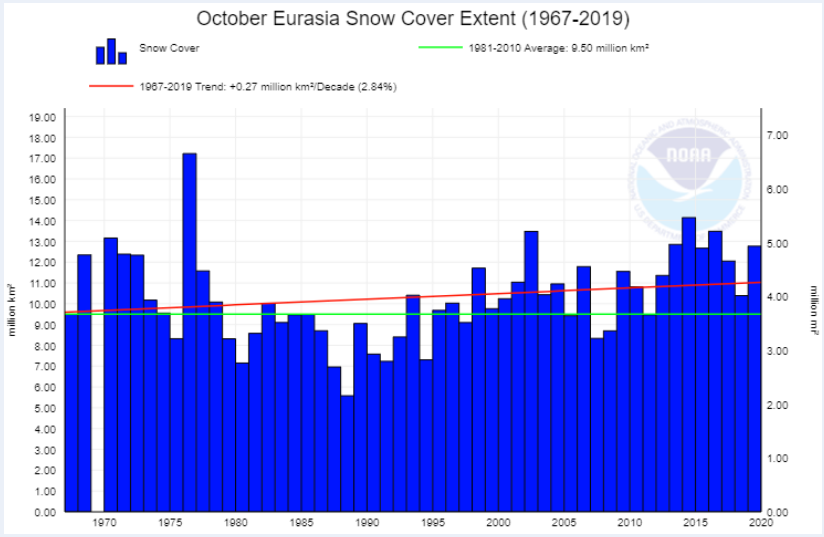


Figura 43 — Evolución histórica de la extensión de la cubierta de nieve euroasiática en octubre. (Fuente NOAA).

3.2. LA PRIMAVERA

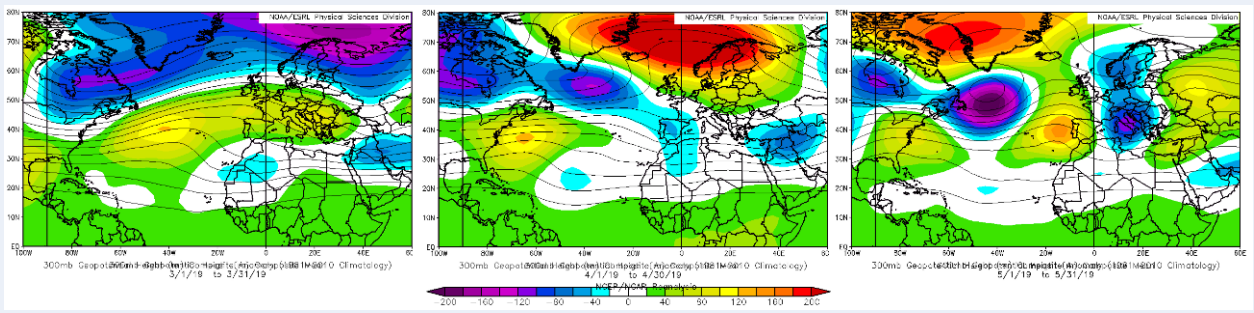


Figura 44 — Campos medios mensuales de la altura geopotencial en 300 hPa (líneas negras) y sus anomalías (coloreadas) para los meses de marzo, abril y mayo de 2019. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

Lo más destacable climatológicamente del trimestre primaveral (marzo, abril y mayo) en la Península fueron las precipitaciones del mes de abril, que afectaron a la Semana Santa en buena parte de España. Mientras marzo y mayo fueron ambos meses muy secos a nivel nacional, abril fue en conjunto un mes muy húmedo, el segundo mes de abril más húmedo en España en lo que llevamos de siglo XXI, por detrás de 2008, y el cuarto desde 1965. En particular, fue extremadamente húmedo en el sudeste peninsular. En la figura 44 se observa que los campos medios mensuales de anomalías Z300 sufrieron un importante cambio de marzo a abril.

En marzo, las anomalías medias Z300 en el sector Atlántico Norte-Europa (ANE) tuvieron una disposición zonal (figura 44 izquierda), aunque ascendiendo de latitud de oeste a este. Las anomalías negativas ocupaban el este de Canadá, Groenlandia, Islandia, el océano Glacial Ártico y Escandinavia, y las anomalías positivas se extendían por la mayor parte de latitudes medias del Atlántico, Europa occidental y central, y el Mediterráneo, incluida la Península.

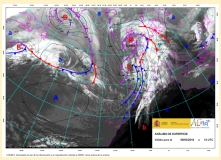
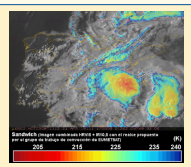
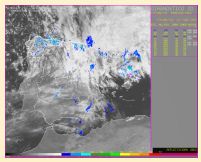
MARZO	Borrasca Laura (5-7 marzo) (*Imagen: Análisis de superficie del SNP de AEMET del día 6 a las 12 UTC*)	
ABRIL	Temporal en el Mediterráneo entre los días 18 y 22, con precipitaciones especialmente intensas y persistentes en Valencia, Alicante, Murcia y Albacete. *(Imagen de satélite tipo «sándwich» del día 21 a las 17:00 UTC*)	
MAYO	Temperaturas muy altas entre los días 10 y 15 tanto en Península/Baleares como en Canarias (se superan los 37 °C), sin llegar a ola de calor. Cambio brusco a partir del día 16, con el paso de borrascas y vaguadas hasta final de mes. (*Imagen radar del día 17 a las 12 UTC*)	

Tabla 4. Eventos más destacados de la primavera.

Esta distribución indica el predominio en el mes de marzo del régimen de tiempo NAO+ (ver anexo C), que se corresponde con la presencia en capas altas de la troposfera de una corriente en chorro polar alejada de la Península, dirigida desde Nueva Inglaterra hasta Centroeuropa, cruzando las islas británicas. En consecuencia, las borrascas atlánticas tuvieron escasa incidencia sobre Iberia, lo que explica la escasez de precipitaciones en marzo. Próxima a las Canarias había otra anomalía negativa Z300, que se tradujo en temperaturas frías, y tiempo normal o húmedo en cuanto a precipitaciones en buena parte de las islas.

La distribución media de las anomalías Z300 cambió radicalmente en abril (figura 44 centro). En este mes una fuerte anomalía positiva se situó entre Groenlandia y Escandinavia, afectando también a Islandia, Gran Bretaña y Centroeuropa, y, con respecto al mes anterior, la anomalía positiva de latitudes medias atlánticas se retrotrajo al oeste de la cuenca atlántica. Entre ambas anomalías positivas, al sudeste de Groenlandia, se extendía una anomalía negativa que se prolongaba hacia el sudeste, afectando a la península ibérica, enlazando con la anomalía negativa del noroeste de África. El campo medio mensual tiene cierto parecido con el régimen de bloqueo escandinavo. La distribución de las anomalías hizo que el chorro polar estuviera orientado zonalmente en el Atlántico occidental y central, con eje entre 45º y 50º N, pero bloqueado en el Atlántico oriental por las altas presiones sobre Europa. El estiramiento de la anomalía negativa Z300 sobre la Península refleja el paso sobre ella de las danas generadas por la ruptura de ondas de Rossby en el bloqueo, siendo estas bajas aisladas un ingrediente importante en la abundancia de precipitaciones de abril.

El campo medio de anomalías Z300 en mayo (figura 44 derecha) indica la persistencia de anomalías positivas en el Ártico, que se han desplazado hacia el oeste, provocando la profundización de la anomalía negativa al sur de Groenlandia y, como reacción, la presencia de una anomalía positiva en el Atlántico oriental, lo que significa un predominio del régimen de tiempo de Dorsal Atlántica (Anexo C) en el sector ANE. La presencia de una anomalía positiva Z300, con fuertes gradientes de este a oeste, afectando a la mayoría de la Península explica que el mes fuera en conjunto cálido, aunque con notables contrastes espaciales; mientras el sudoeste resultó muy cálido e incluso extremadamente cálido en algunas zonas, en el noreste peninsular y Baleares tuvo un carácter entre frío y muy frío. Del mismo modo, el campo de anomalías Z300 y la orientación este-oeste de la orografía, transversal al flujo de componente norte existente sobre la Península, explica que mayo haya sido en su conjunto muy seco, casi extremadamente seco, con excepciones en el País Vasco, Navarra y zonas de Cataluña y Aragón.

Evolución final del VPE. El calentamiento final de la estratosfera

A principios de marzo el VPE se intensificó hasta alcanzar la calificación de fuerte, definido como tal un VPE cuyo viento zonal medio diario a 60 °N y 30 hPa ($U10_{60}$) supera los 41.2 m s^{-1} (Tripathi *et al.*, 2015). El VPE alcanzó su máxima intensidad el 12 de marzo formando un anillo casi perfecto alrededor del Ártico (no mostrado). La fuerte recuperación del VPE después de un gran CRE es dinámicamente consistente con el prolongado período de vientos del este en la estratosfera. Los vientos del este protegen esta capa de la atmósfera de la intrusión de las ondas planetarias troposféricas, que solo se propagan en la estratosfera con flujo del oeste. Por tanto, tras un CRE el VPE queda a salvo de los calentamientos por ruptura de ondas y vuelve a desarrollarse por enfriamiento radiativo. Además, habiéndose producido el CRE en fecha tan temprana (final de diciembre; figura 41), la radiación solar sobre el Ártico en este período fue muy pequeña, lo que permitió un enfriamiento radiativo grande. Durante este evento el VPE se propagó hacia abajo acoplándose estratosfera y troposfera y la AO de la troposfera se hizo fuertemente positiva. También la NAO se mantuvo positiva. A partir de

mitad de marzo ambos índices evolucionaron de forma similar alcanzando el índice de la NAO valores próximos a +1.5.

$U10_{60}$ se hizo otra vez del este el 23 de abril cuando se inició el *calentamiento final de la estratosfera* (CFE; ver anexo C). El CFE marca la transición a una estratosfera en «modo verano». Aunque, por razones puramente estadísticas, tomamos la primavera como los meses de marzo a mayo, meteorológicamente el inicio de la primavera ocurre con la desaparición del vórtice polar estratosférico. Los CFE son promovidos radiativamente cuando el sol vuelve al polo ártico, pero también pueden serlos por forzamiento dinámico por ondas como ocurre en los CRE.

El CFE de 2019 fue de carácter principalmente dinámico (Lee y Butler, 2019), y ocurrió tras una situación NAO fuertemente positiva con un índice próximo a +2, que fue el valor más alto en todo el invierno extendido. Tras esta situación aconteció una gran ruptura de onda de Rossby que generó la dana que produjo las importantes precipitaciones del sudeste de la Península del 18 al 21 de abril. Probablemente el CFE y esta dana del Mediterráneo fueran ambos productos de la misma ruptura de ondas de Rossby.

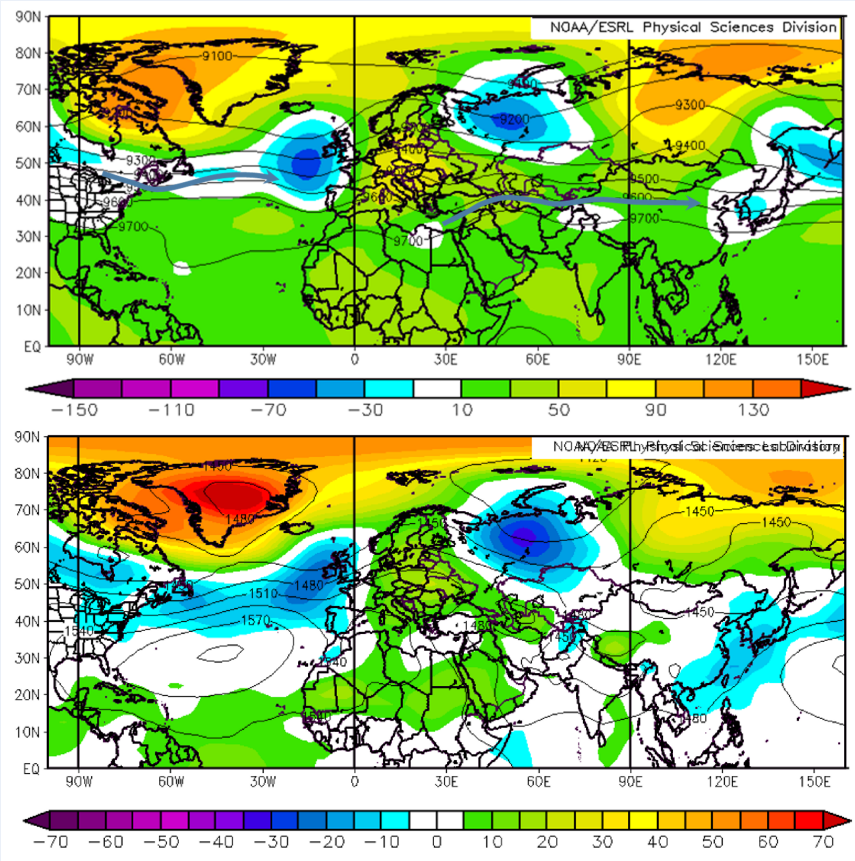


Figura 45 — Promedios de la altura del geopotencial y sus anomalías para los meses JJA; arriba: en 300 hPa (intervalo contorneo 100 mgp); abajo en 850 hPa (intervalo contorneo 30 mgp). Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

3.3. EL VERANO

La circulación en verano (meses de junio, julio y agosto) en las latitudes medias es, en comparación con la de invierno, más débil y más barotrópica y las corrientes en chorro climatológicas de la alta troposfera están orientadas más zonalmente. Esta orientación del chorro promueve la formación de trenes de onda que circundan el planeta, que pueden originar ondas estacionarias de gran amplitud, que es un marco propicio para la ocurrencia de fenómenos meteorológicos extremos. Una de las causas de esta disposición geográfica de los chorros es la escasa influencia en latitudes medias de la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM)

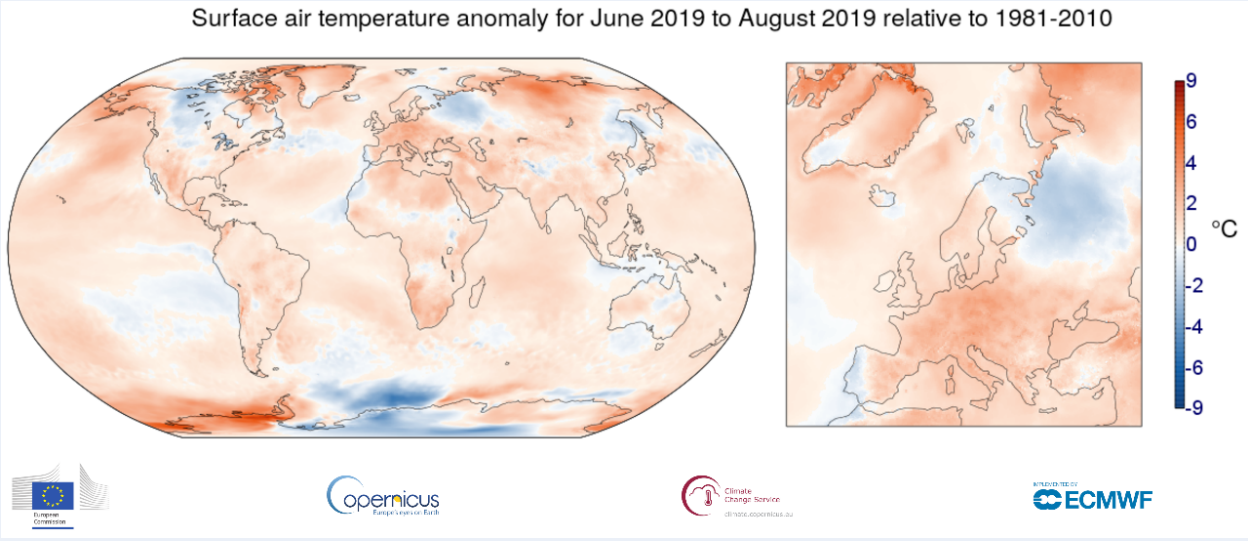


Figura 46 — Anomalía media de la temperatura del aire en superficie para los meses de verano JJA respecto a 1981-2010 . Fuente de datos ERA5. Crédito: Copernicus Climate Change Service.

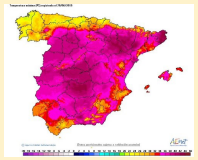
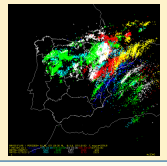
JUNIO	Borrasca Miguel entre los días 6 y 7 (última de la temporada 2019-2020). Ola de calor 26 de junio a 1 de julio que afectó a gran parte de la península ibérica y a Baleares, debida a la llegada de una masa de aire tropical continental procedente del norte de África. Durante este episodio se superaron los 40 ºC en amplias zonas del centro y del noreste de la Península, llegando a superarse 43 ºC en algunos puntos. (*Imagen: temperaturas máximas registradas el día 28*)	
JULIO	Durante las dos primeras semanas dos danas afectaron a la mayor parte del territorio peninsular, con gran actividad convectiva e inundaciones como las de Tafalla, el día 8. (*Imagen de rayos registrados entre el 8 de julio a las 07:10 y el 9 de julio a la misma hora*)	
AGOSTO	Incendios en Canarias a causa de la sequía y las altas temperaturas entre los días 10 y 20. Dana entre los días 26 y 28 que provoca importantes precipitaciones y diversos fenómenos convectivos en el centro, sur y este peninsulares y en Baleares (granizadas, tornados, lluvias torrenciales, inundaciones súbitas…). (*Imagen MODIS del día 18 a mediodía que muestra el humo del incendio en Gran Canaria*)	

Tabla 5. Eventos más destacados del verano.

tropical en verano. Por el contrario, la circulación atmosférica es muy sensible durante esta estación a retrointeracciones tierra-atmósfera en las que interviene principalmente la humedad del suelo.

La figura 45 muestra para los meses de verano, JJA los campos Z300 y Z850, (contornos) y sus anomalías medias (en color) respecto al período de referencia 1981-2010. Las anomalías positivas (cálidas) y negativas (frías) tienen una correspondencia grande con las temperaturas medias en superficie sobre tierra en estos meses (figura 46). Como consecuencia del cambio climático hay un predominio de las anomalías positivas (cálidas) en todo el globo particularmente, siendo este año especialmente intensas en el Ártico. Una señal importante del calentamiento global antropogénico es la subida de las temperaturas en la superficie en el Ártico a un ritmo entre dos y cuatro veces mayor que en el del resto del mundo, fenómeno conocido como Amplificación Ártica (AA).

Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y Oscilación Ártica (AO) de verano

Como consecuencia de las anomalías cálidas tanto la NAO como la AO de verano estuvieron predominantemente en fase negativa (figura 38). En comparación con la de invierno, la NAO de verano no es tan robusta, sus centros de acción se encuentran desplazados hacia el norte (anexo C), tienen un área geográfica de acción de acción menor, y el patrón del dipolo es más débil. A partir de 2007 los veranos han ido derivando hacia fases de la NAO cada vez más negativas, caracterizadas por una anomalía anticiclónica sobre Groenlandia y una anomalía ciclónica sobre el NO de Europa. Las proyecciones de los modelos climáticos apuntan a una NAO cada vez más negativa con el calentamiento antropogénico. Este patrón cada vez más predominante ha causado rápidos derretimientos de la capa de hielo de Groenlandia y veranos muy húmedos al NO de Europa. Los días 29 y 30 de julio de este año, Groenlandia fue alcanzada por una ola de calor procedente de Europa que, según la NSIDC[15], estableció récord de temperatura en la estación Summit y provocó que entre el 30 de julio y el 3 de agosto se derritiera alrededor del 90 por ciento de la capa de hielo superficial. La escorrentía de la fusión de hielo se estimó en 55 mil millones de toneladas durante esos días, lo que supone unos 40 mil millones de toneladas más que el promedio de 1981 a 2010 para el mismo período de tiempo. En agosto de 2019, la extensión del hielo marino fue aproximadamente un 35 % menor que el promedio de 1981-2010, y el más bajo desde 2012[16].

La fase negativa de la AO está asociada a anomalías positivas de altura del geopotencial sobre Groenlandia y el océano Ártico, y a una zona entre 40° y 60° N donde predominan las anomalías negativas. Una AO– favorece menos las condiciones cálidas en Europa que una AO+, (que predominó en el verano de 2018). La fase positiva está asociada a una disposición media zonal opuesta de las anomalías, con predominio anticiclónico en las latitudes medias, y a un importante chorro polar en el Ártico, que con el chorro subtropical crea una situación de doble chorro que favorece la formación de altas de bloqueo entre ambos.

Tren de ondas circumplanetario

Aunque el predominio en las latitudes medias de un tipo de anomalías venga asociado a la fase de la AO, la distribución de las anomalías de la altura del geopotencial en estas latitudes está

[15] https://nsidc.org/greenland-today/

[16] https://climate.copernicus.eu/sea-ice-cover-august-2019

determinada por las teleconexiones debidas al efecto guía de ondas. O sea, la distribución geográfica de las vaguadas y dorsales se debe a los efectos de encauzamiento de las ondas troposféricas de baja frecuencia por las corrientes en chorro del verano, que hace que las ondas planetarias puedan propagarse a gran distancia sin disiparse. Así en este año de AO negativa, se aprecia en la figura 45 un tren de ondas estacionario cuyas principales anomalías en Eurasia son: las anomalías positivas (o cálidas) de Europa y de Siberia central, y las anomalías negativas (o frías) del oeste de Siberia y del Atlántico oriental, que es el centro de acción de la NAO de latitudes medias. Este patrón no es exclusivo de este verano, sino que es una tendencia observada de los últimos años. En la figura 47, donde se muestra la diferencia de Z300 media entre los nueve últimos años y la década de los 80, se puede apreciar esta tendencia. Aparte de una tendencia de aumento de Z300 casi general sobre Eurasia, achacable al cambio climático global, hay un particular aumento de Z300 tanto en Siberia central - Mongolia como en las llanuras europeas, áreas donde se han producido estos últimos años olas de calor en verano e incendios forestales con mayor frecuencia que en las áreas circundantes. Por el contrario hay una disminución de Z300 en el oeste de Siberia.

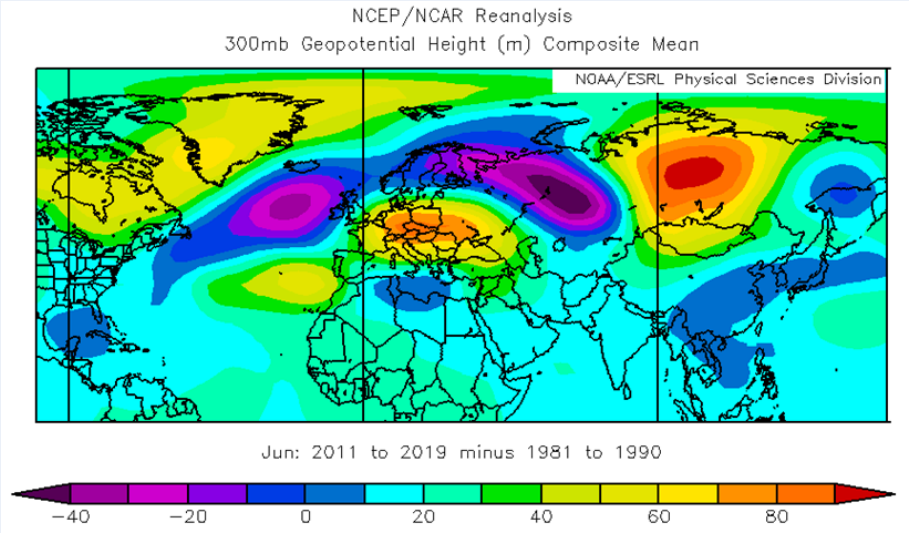


Figura 47 — Tendencia de la altura del geopotencial en 300 hPa, en metros, entre la década de 1980 y la de 2010. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

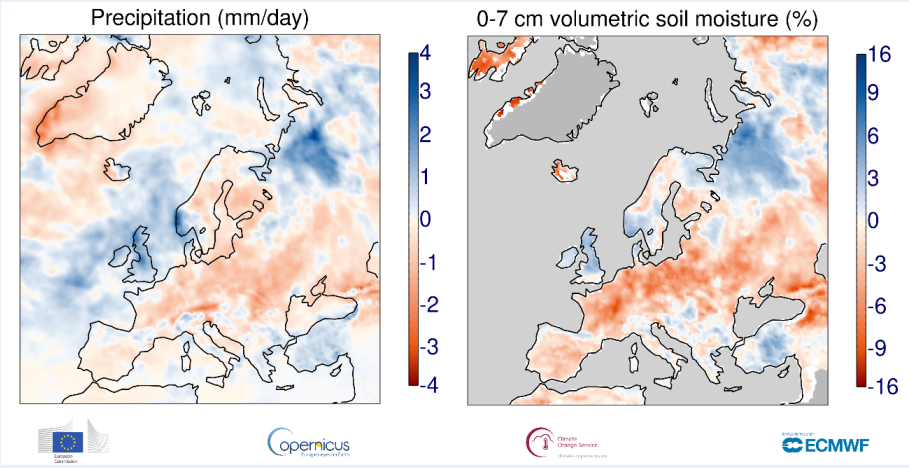


Figura 48 — Anomalía media de la precipitación y de la humedad del suelo para los meses de verano JJA respecto a 1981-2010. Fuente de datos ERA5. Crédito: Copernicus Climate Change Service.

La vaguada del oeste de Siberia y la dorsal europea

La tendencia negativa de Z300 en Siberia occidental ha sido relacionada por Sato y Nakamura (2019) a procesos dinámicos internos del sistema acoplado tierra-atmósfera relacionados a la AA: como consecuencia de la AA se ha producido en los últimos años un aumento de las precipitaciones de nieve en las llanuras de Siberia occidental en el invierno, que, con la fusión de la nieve en primavera, suministra grandes cantidades de agua al suelo. En mayo, al desaparecer la nieve, emergen al exterior suelos cargados de humedad en latitudes medias (figura 48), que enfrían por evaporación las primeras capas de la atmósfera. Este enfriamiento desarrolla una vaguada en niveles medios y altos de la troposfera. Entre atmósfera y suelo se produce una retro-interacción positiva, pues las bajas presiones de la troposfera realimentan la humedad del suelo, que se mantiene anómalamente húmedo durante el verano, y que a su vez mantiene la vaguada.

Una consecuencia de la presencia de la vaguada en el oeste de Siberia es la formación de dorsales estacionarias, corriente arriba en Europa, afectando al este de España, y corriente abajo en Siberia central. Estas dorsales también se realimentan por procesos internos del sistema tierra-atmósfera: la disminución progresiva de la humedad en los suelos subyacentes por falta de precipitaciones bajo las anomalías positivas (figura 48) origina una disminución del transporte de calor latente hacia las capas más bajas de la troposfera y un aumento del transporte de calor sensible, que a su vez intensifica las dorsales.

La vaguada del nordeste del Atlántico y la temperatura del agua del mar

La tendencia negativa de Z300 en el Atlántico (figura 46) se debe en parte al predominio de la NAO– en los últimos años, a lo que no es ajeno la desaceleración sin precedentes que está experimentando la circulación meridional del Atlántico (AMOC) (Rahmstorf *et al.*, 2015), que realiza el transporte de norte a sur a gran escala en el océano Atlántico, probablemente causada por el aumento de la fusión en Groenlandia.

Sin embargo este año las anomalías de la TSM al oeste de las islas británicas han sido cálidas mientras en el sudoeste de la Península han sido frías. Estas anomalías se pueden explicar por

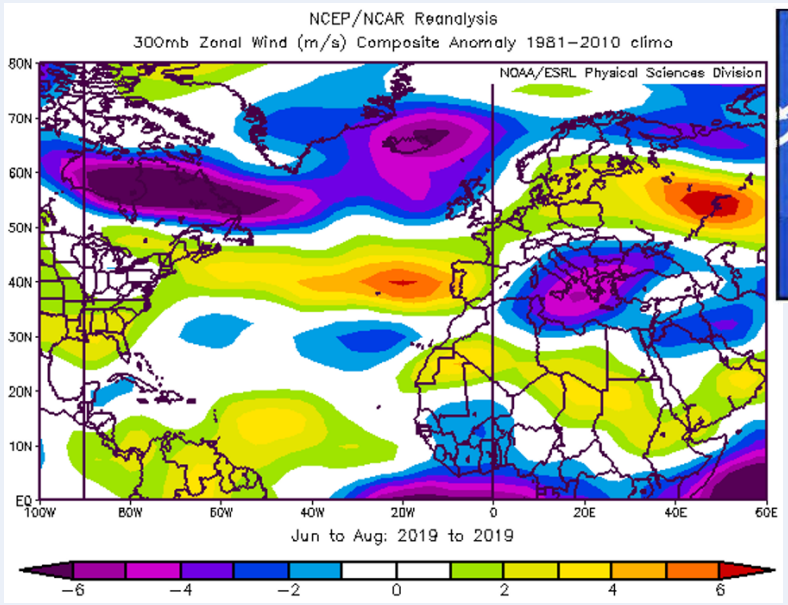




Figura 49 — Izquierda: anomalías del viento zonal en 300 hPa para el verano (JJA); fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division. Derecha: representación esquemática de las principales corrientes oceánicas superficiales en el golfo de Cádiz; fuente MITECO.

el desplazamiento de la corriente en chorro a latitudes más bajas (figura 48) que intensificó las corrientes oceánicas atlánticas en las proximidades de la Península (ver por ejemplo Miranov *et al.*, 2026). Tanto la corriente Europea del Sur, dirigida hacia el polo, que mantuvo el Atlántico oriental, al norte de la Península, más cálido de lo normal, como la de Madeira y la de las Azores, que mantuvieron las aguas de Portugal, del golfo de Cádiz (como se observa en la fig. 48 la corriente de Azores penetra en el golfo de Cádiz y acaba alimentando al mar Mediterráneo por el estrecho de Gibraltar) y del noroeste de África más frías de lo normal. Las anomalías frías costeras de la Península y el predominio de la componente oeste del flujo atmosférico hicieron que, en promedio, hubiera temperaturas relativamente más frescas en la franja oeste-sudoeste de la Península.

¿Está el desplazamiento hacia el sur de la corriente en chorro relacionado con la AA?

Algunos estudios sugieren que la AA reduce el gradiente de temperatura del ecuador al polo en superficie y que esta reducción ya ha causado que los oestes de latitudes medias se hayan desacelerado y que la corriente en chorro haya perdido intensidad y se haya desplazado hacia el ecuador (condiciones congruentes con la tendencia a AO– y a NAO). Sin embargo las proyecciones para fin de siglo de los modelos climáticos indican un desplazamiento hacia el polo de los chorros, y concretamente en verano del chorro sobre el Atlántico Norte, lo que significa que en la posición del chorro intervendrán, a la larga, mecanismos más influyentes que la AA.

3.4. EL OTOÑO Y EL PRINCIPIO DEL INVIERNO 2019-2020

En conjunto en España el otoño de 2019 (septiembre, octubre y noviembre) ha tenido un carácter muy cálido, y, en cuanto a precipitaciones, húmedo aunque con reparto de precipitaciones muy desigual: muy húmedo en la costa cantábrica y zonas del sudeste, y muy seco en el sudoeste de la Península. Por meses en el conjunto nacional: septiembre cálido y húmedo; octubre muy cálido y seco; y noviembre normal en temperatura y muy húmedo.

Igualmente en Europa el otoño fue muy cálido, especialmente en el este de Europa. Las precipitaciones fueron más altas de la media en áreas adyacentes al golfo de Vizcaya, al mar del Norte, al mar Báltico y al mar Mediterráneo occidental; y por debajo de lo normal en grandes extensiones de Europa del este.

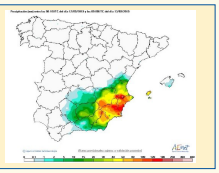
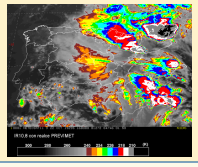
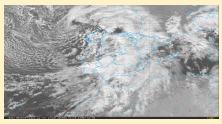
SEPTIEMBRE	Dana que entre los días 9 y 16 recorre la Península y Baleares de norte a sur y luego de sur a norte. Importante temporal en el Mediterráneo que afecta sobre todo a Valencia, Alicante, Murcia y Almería, zona en la que se originan varios sistemas convectivos de mesoescala de larga duración. Las precipitaciones son de récord, lo mismo que el desbordamiento del río Segura, que inunda por completo la Vega Baja. (*Imagen: Precipitaciones recogidas el día 12*)	
OCTUBRE	Dana-baja fría, entre los días 21 y 24, produce lluvias torrenciales en zonas del Mediterráneo, especialmente en Cataluña. (*Imagen satélite MSG canal 10.8 con realce PREVIMET del día 22 a las 16:00 UTC*)	
NOVIEMBRE	Borrasca Cecilia entre los días 22 y 23. Afectó a toda la península ibérica y a Baleares, además de a Francia y otros países del oeste de Europa, por vientos fuertes, lluvias, oleaje y, tras su paso, descenso de las temperaturas y nevadas en zonas montañosas del norte de España. (*Imagen MSG canal VIS del día 22 a las 12:00 UTC*)	

Tabla 6. Eventos más destacados del otoño.

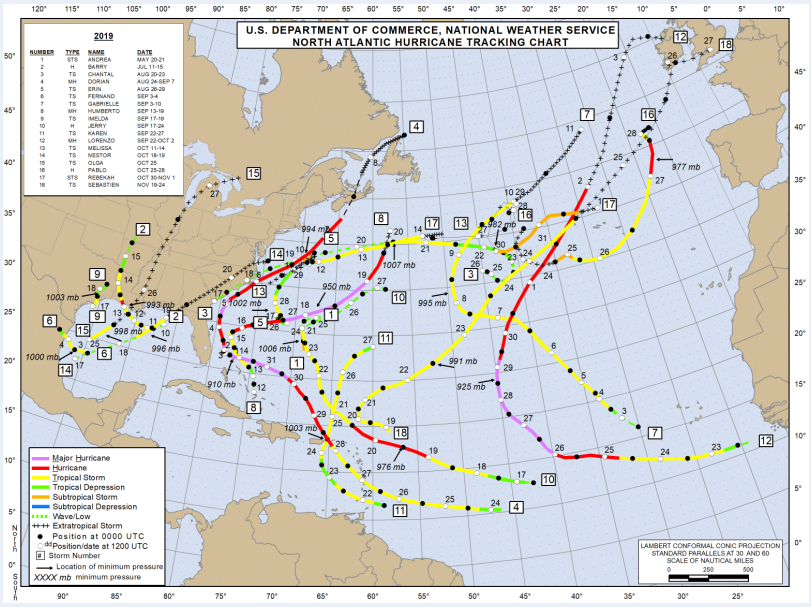


Figura 50 — Ciclones tropicales en la cuenca atlántica. Temporada 2019. Fuente NHC-NOAA.

La dana de septiembre y los ciclones tropicales del Atlántico

A finales de agosto la AO y la NAO dejaron de ser claramente positivas debido en parte a la influencia de los huracanes Dorian y Gabrielle (figura 50). La figura 51 muestra los campos medios Z300 y sus anomalías para los períodos 24-31 de agosto, 1-8 de septiembre y 9-16 de septiembre. Al final de agosto se formó una dorsal (anomalía positiva Z300) sobre la península del Labrador a causa del calentamiento generado por la liberación de calor latente en Dorian, que se propagó como un tren de ondas de Rossby, con anomalía negativa al sudeste de Groenlandia y un anticiclón de bloqueo sobre el norte de Europa. En la primera semana de septiembre las anomalías se desplazaron hacia el este. La presencia de las anomalías estacionarias sobre Eurasia hizo que la vaguada atlántica, al progresar sobre Europa, ganara en amplitud, indujera una baja en el norte de África con la que interaccionó y acabó aislando la dana que produjo catastróficas inundaciones en España en la segunda semana de septiembre (tabla 6 y anexo A).

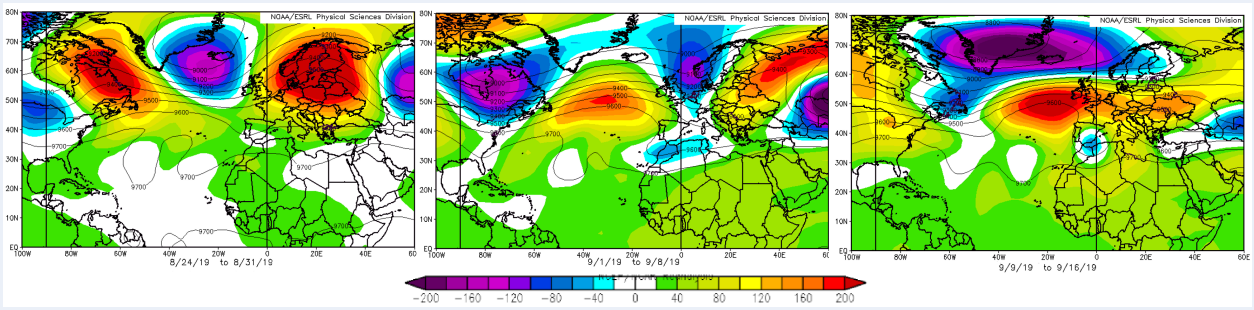


Figura 51 — Altura del geopotencial en 300 hPa y anomalías para: 24 a 31 de agosto (izquierda), 1 a 8 de septiembre (centro), y 9 a 16 de septiembre (derecha). Fuente NOAA/ESRI. ESRL Physical Sciences Division.

Según las proyecciones climáticas, los impactos de los fenómenos meteorológicos extremos serán probablemente cada vez mayores en verano. Los cambios en la dinámica de la atmósfera tienen el potencial de causar rápidas transiciones a escala regional, como las ocurridas al final del verano de 2019 y, en esta estación, los efectos sinérgicos entre los mecanismos termodinámicos y dinámicos pueden actuar en la misma dirección para causar fenómenos muy extremos (Coumou *et al.*, 2018). Así la dorsal europea del verano de origen termodinámico y dinámico, que tiene una presencia creciente en los últimos años —achacable al calentamiento global y concretamente a la AA— puede actuar como bloqueo a la propagación de una vaguada anómala forzada desde el Atlántico por las anomalías anticiclónicas asociadas a ciclones tropicales. La tendencia a una circulación del oeste más débil en verano, causada por la AA, hace que las perturbaciones de escala sinópticas atrapadas en la guía de ondas asociadas al chorro adquieran gran amplitud y lento movimiento, lo que es imprescindible para

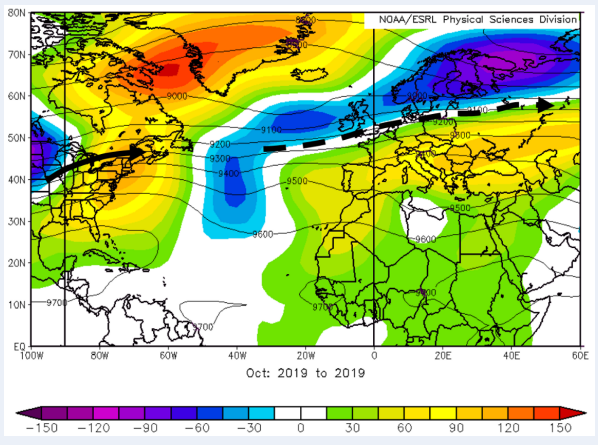


Figura 52 — Altura media del geopotencial en 300 hPa y de sus anomalías en octubre. Fuente NOAA/ESRI. ESRL Physical Sciences Division.

que se produzcan fenómenos extremos, ya sean olas de calor o inundaciones. A esto se suma la mayor disponibilidad de agua precipitable sobre los mares por el aumento de la temperatura superficial del agua del mar.

Octubre

Los campos medios Z300 y sus anomalías de octubre (figura 52) muestran la presencia de una anomalía positiva significativa que abarca toda Europa meridional y buena parte del Mediterráneo y se extiende por el Atlántico oriental hasta las Azores. Esto concuerda con el carácter climático del mes, muy cálido y seco, en la mayor parte de la Península y Canarias. Igualmente resultó seco en la mayor parte del Mediterráneo, este de Europa y alrededor del mar Negro, donde en particular la humedad del suelo estuvo muy por debajo de la media[17].

Es notoria la anomalía negativa en el centro del Atlántico Norte, que se prolongaba a la latitud de las islas británicas por el mar Báltico y hasta los mares de Barents y Kara. Esto es producto de una senda de las borrascas del Atlántico y una corriente en chorro polar desplazados hacia latitudes más bajas y hacia el este respecto a la climatología. En los campos de presión en niveles bajos se observa un centro de bajas presiones en el mar de Kara, que produjo abundantes precipitaciones de nieve en el noroeste de Siberia.

La vaguada en el centro del Atlántico Norte en octubre está relacionada con la frecuencia de ciclones tropicales en la región (figura 52). Uno de ellos el huracán Lorenzo (22 septiembre a 2 de octubre) se convirtió en el huracán de categoría 5 más hacia el este del Atlántico registrado, y otro, Pablo (25 a 28 de octubre), el ciclón que se ha formado más hacia el este de la cuenca, según el Centro Nacional de Huracanes de la NOAA.

Noviembre

En la figura 53 se muestran los mapas medios del mes de noviembre Z300 y sus anomalías, y de presión a nivel del mar y sus anomalías. Se aprecia que la mayor parte de la península ibérica estuvo bajo una anomalía Z300 negativa/ciclónica centrada en Brest, mientras en el océano Atlántico central predominó una anomalía positiva/anticiclónica de Z300. El campo medio de presión al nivel del mar y sus anomalías es muy parecido. Además, en el mapa Z300 está esquematizada la posición de la corriente en chorro polar media en la troposfera alta, situada entre ambas anomalías.

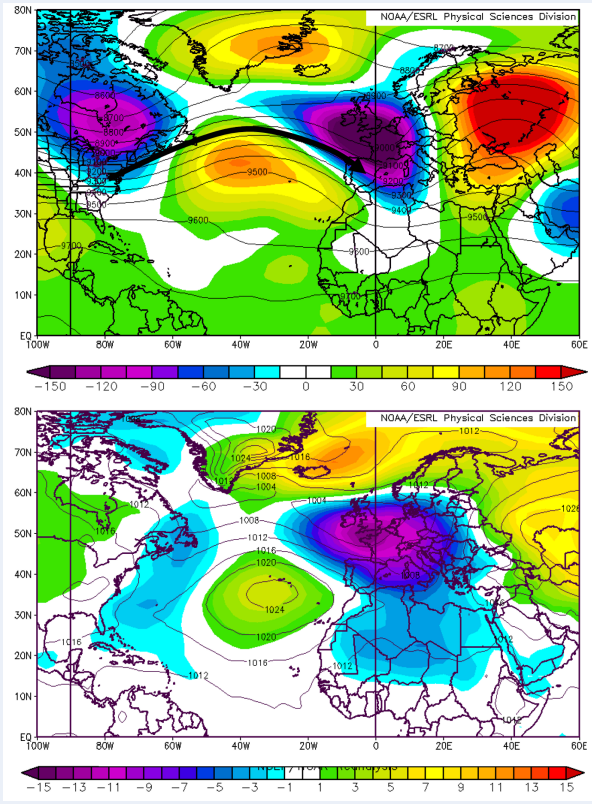


Figura 53 — (Arriba) Promedio de la altura del geopotencial (trazos finas) y sus anomalías (coloreadas) en 300 hPa, y posición de la corriente en chorro (trazo grueso); (abajo) promedio de la presión a nivel del mar (trazos finas) y sus anomalías (coloreadas, en noviembre de 2019. Fuente NOAA/ESRL. ESRL Physical Sciences Division.

[17] https://climate.copernicus.eu/precipitation-relative-humidity-and-soil-moisture-october-2019

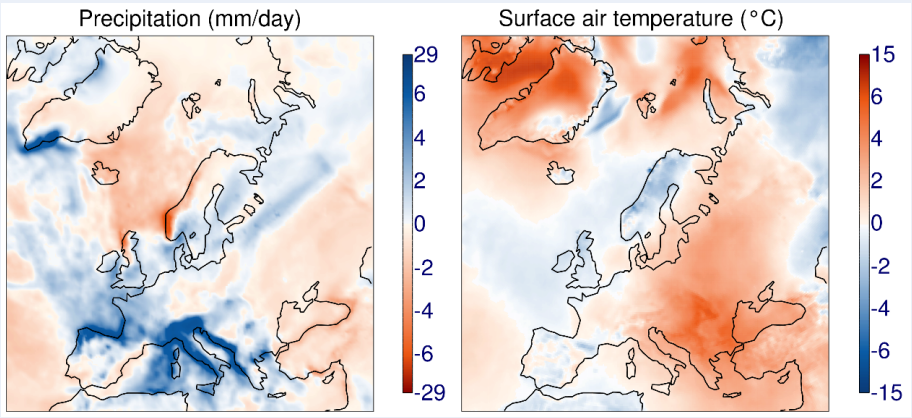


Figura 54 — Anomalías de precipitación (izquierda) y de temperatura en superficie (derecha) en el mes de noviembre en Europa con referencia al período 1981-2010. Fuente de datos ERA5. Crédito: Copernicus Climate Change Service.

La posición media de la corriente en chorro y la orografía explican el desigual reparto de las precipitaciones en la Península en noviembre, siendo especialmente húmedo en las regiones atlánticas del norte de la Península, y más seco de lo normal en la costa mediterránea y en el sur peninsular. Por un lado el norte estuvo mucho más expuesto a los frentes asociados a la sucesión de borrascas que desde el Atlántico se deslizaban al Mediterráneo a través de Francia siguiendo la dirección del chorro. Por otro lado la orografía ejerció una gran influencia sobre la actividad de los frentes, tanto mesoescalar por la disposición de las cordilleras respecto al flujo atmosférico, intensificando la precipitación a barlovento y tendiendo a disiparla a sotavento, como de escala sinóptica por efecto de la continentalidad de la Península. Este último efecto se aprecia en la cuña anticiclónica que presentaba el campo medio de presiones en niveles bajos, debida en buena parte al enfriamiento nocturno de las capas bajas sobre la Meseta, que se puede apreciar en la figura 55.

El desajuste entre los campos en niveles bajos y altos debido a la cuña anticiclónica fría, dio como resultado que el viento geostrófico girara anticiclónicamente con la altura en el norte y noroeste de la Península, mientras que en el sur y sudeste girara ciclónicamente con la altura, lo que indica una advección cálida media que promovía los movimientos ascendentes del flujo de aire incidente en la primera de las regiones y una advección fría media en la segunda que inducía movimientos descendentes. En consecuencia, la interacción del flujo con la orografía favorecía las circulaciones frontales y las precipitaciones en el NE peninsular, ocurriendo lo contrario en el SE.

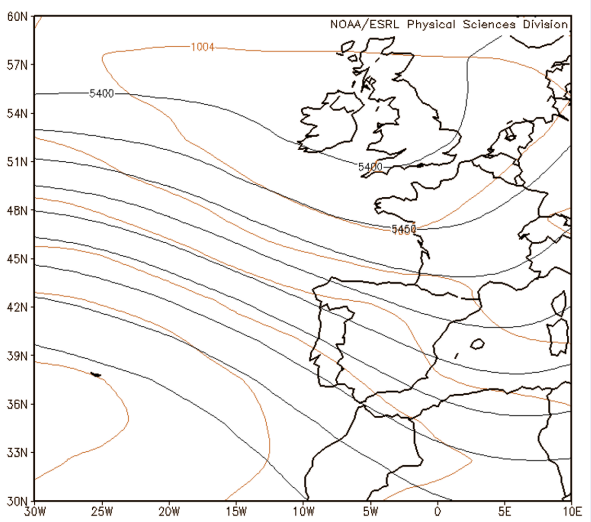


Figura 55 — Campos medios de noviembre de altura del geopotencial en 500 hPa (líneas negras) y de presión a nivel del mar (líneas rojizas). Fuente NOAA/ESRL. ESRL Physical Sciences Division.

Esta distribución media Z300 de noviembre se asemeja al patrón sinóptico «tipo 2. IZ Anticiclón subtropical atlántico» que, según Inocencio Font (Santos *et al.*, 2019), en invierno puede dar lugar a abundantes precipitaciones en el norte peninsular y a copiosas nevadas en zonas montañosas. Efectivamente, las precipitaciones en forma de nieve fueron muy abundantes para noviembre en los Pirineos, cordillera Cantábrica, sistema Central y Sierra Nevada. En los Pirineos se alcanzaron espesores de nieve récord en noviembre de este siglo,

principalmente en estaciones nivometeorológicas situadas en la mitad oeste de la cordillera: Linza (figura 56), Panticosa, ... En Navacerrada ha sido el mes de noviembre con mayor número de días de nieve del siglo XXI, 17 días.

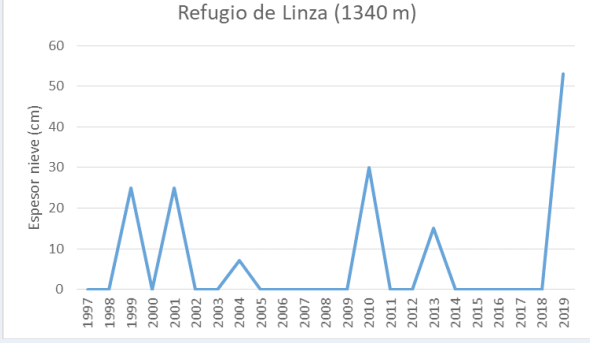


Figura 56 — Espesor de la nieve en el refugio de Linza (Huesca) los días 15 de noviembre desde 1997. Fuente AEMET.

Por lo demás, el mes fue muy ventoso en el norte de la Península y normal en cuanto a temperaturas, salvo en el cuadrante nordeste, donde fue frío. Las temperaturas medias frías de Baleares, Cataluña y Aragón se explican por la mayor intensidad de la anomalía negativa Z300 (anomalía fría) en el Mediterráneo, que afectaba al nordeste peninsular.

En el resto de Europa, noviembre fue muy húmedo en amplias extensiones del oeste y en el Mediterráneo central, y especialmente seco en el sudoeste de Noruega, y las temperaturas fueron más cálidas de lo normal (debido al flujo de componente sur al este de la anomalía ciclónica), excepto en la fachada atlántica (figura 54).

La influencia siberiana

El comportamiento del tiempo en las latitudes medias del hemisferio norte en la temporada fría (octubre a abril) está muy ligado a la variabilidad interanual del acoplamiento entre la troposfera y la estratosfera, y esta variabilidad está relacionada con cambios en los forzamientos en su contorno que condicionan el régimen del flujo dominante. Los forzamientos reconocidos incluyen el fenómeno de El Niño-Oscilación Sur (ENSO), la Oscilación de Madden-Julian (MJO), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), y la variabilidad de la nieve y el hielo marino en otoño en las latitudes altas del hemisferio norte. Durante el otoño el ENSO ha permanecido neutral, igualmente la PDO, la MJO no tiene un papel condicionante mensual en noviembre. En noviembre continuaban casi sin hielo los mares de Chukchi, Kara y Barents, pero solo hay constatada la influencia de las anomalías de su extensión en otoño en el clima de los meses de invierno. Sin embargo, la extensión de la capa de nieve siberiana durante octubre tiene gran influencia sobre el clima de noviembre y meses posteriores del invierno, y este octubre la extensión de la nieve siberiana ha sido bastante mayor de lo normal, la séptima en extensión en 50 años (figura 43), con avance significativo a lo largo del mes.

La figura 57 viene a reforzar la posible relevancia que ha tenido la extensión de la capa de nieve en octubre de este año sobre Siberia en el clima de la Península y de Europa en noviembre. Como se observa hay una gran correspondencia entre las anomalías medias de la Z500 del mes de noviembre y la regresión de las anomalías de geopotencial de 500 hPa de noviembre en el índice estandarizado de la extensión de la capa de nieve (SCE, *snow cover extent*) euroasiática de octubre, calculada para el período 1979-2017 (figura 57b)[18].

La relación de la extensión de la capa de nieve siberiana y su aumento a lo largo de octubre con la circulación en latitudes medias y altas del hemisferio norte fue estudiada primeramente por Cohen y Entekhabi (1999), que creó el índice SCE euroasiático que mide la extensión de

[18] La figura 66b debida a Furtado (2019) está obtenida con los campos atmosféricos de ERA-Interim y los datos de SCE del Rutgers Global Snow Lab.

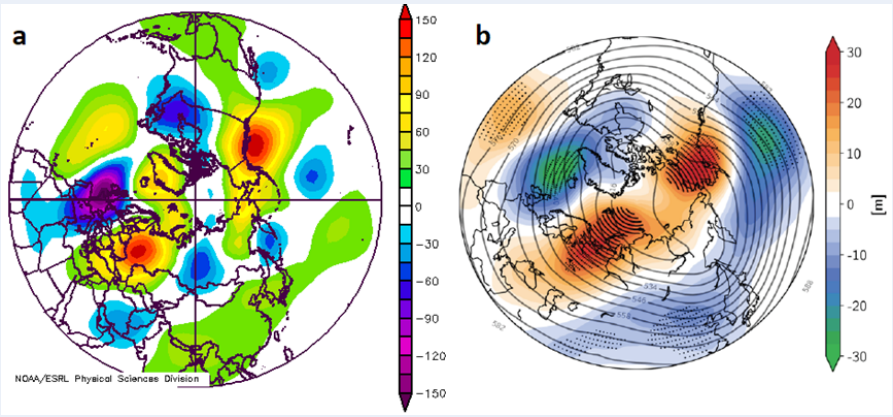


Figura 57 — a) Promedio en noviembre de las anomalías de la altura del geopotencial en 500 hPa. Fuente NOAA/ESRL Physical Sciences Division; b) regresión de las anomalías de geopotencial de 500 hPa de noviembre en el índice estandarizado de la extensión de la capa de nieve euroasiática de octubre. Fuente Furtado (2019).

la nieve en Siberia a latitudes por debajo de 60° N. Cuando existe un SCE alto en octubre, tiende a formarse una dorsal (anomalía positiva de la altura del geopotencial) en el noroeste de Asia, cerca de los Urales, y dos anomalías negativas contiguas, una corriente abajo que tiende a desarrollar una vaguada en el oriente asiático y el Pacífico norte, y otra, corriente arriba, que tiende a desarrollar una vaguada desde la península del Labrador hasta el noroeste de Europa. Este patrón se genera por el impacto termodinámico de la SCE euroasiática en expansión, que enfría la superficie, aumenta la presión en superficie, y posteriormente amplifica la dorsal en altura en el noroeste de Asia, profundizando también las vaguadas al este y al oeste.

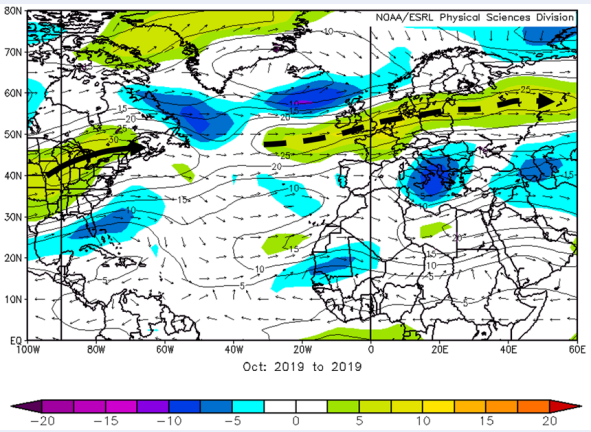


Figura 58 — Promedio del viento y sus anomalías (coloreadas) en 300 hPa, y posiciones de las corrientes en chorro (trazos gruesos) en octubre de 2019. Fuente NOAA/ESRL. ESRL Physical Sciences Division.

La anómala extensión de la nieve en el noroeste de Siberia en octubre puede explicarse por la anómala posición e intensidad de la corriente en chorro polar en octubre sobre Europa, adentrándose en el noroeste de Siberia, marcado a trazos en la figura 58.

Diciembre

El mes de diciembre ha sido en conjunto muy cálido y húmedo en España. El mes tuvo una gran variabilidad por lo que se muestra la distribución media de geopotenciales en tres períodos (figura 59).

En la primera mitad del mes (figura 59) ambos índices, NAO y AO permanecieron en fase positiva, con anomalías medias Z300 negativas en latitudes altas, predominio de las anomalías positivas en latitudes medias, y una fuerte corriente en chorro polar. La configuración media de las anomalías casi estacionarias muestra un predominio del régimen de Dorsal Atlántica (ver anexo C), con la dorsal más desplazada hacia el este de la cuenca oceánica con respecto a noviembre. Desde el sur de la Península extendiéndose por Marruecos predominó un anomalía negativa subtropical reflejo del descuelgue de la circulación de oeste de las latitudes medias de dos danas. La primera produjo importantes precipitaciones a su paso por la Península y Baleares, y la segunda afectó a Canarias.

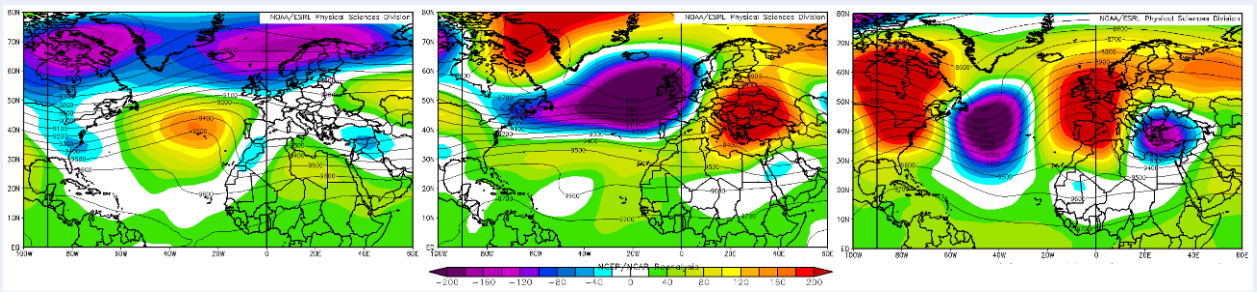


Figura 59 — Promedio de la altura del geopotencial (trazos finas) y sus anomalías (coloreadas) en 300 hPa para los días 1-14 (izquierda), 15-22 (centro), y 23-31 (izquierda) de diciembre de 2019. Fuente NOAA/ESRL. ESRL Physical Sciences Division.

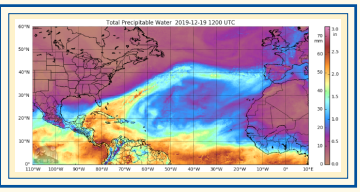
DICIEMBRE	Río atmosférico que recorre el Atlántico dentro del cual circulan las borrascas Daniel, Elsa y Fabien durante la semana del 15 al 22. *(Imagen MIMIC de TPW del día 19 a las 12 UTC)*	

Tabla 7. Evento más destacado de diciembre.

Posteriormente, entre el 15 y el 22 las latitudes medias del Atlántico Norte fueron dominadas por una anomalía ciclónica (figura 59) y el este de Europa por una anomalía anticiclónica. El cambio a esta situación se debió a la inestabilidad del intenso chorro polar que se fue intensificando durante la etapa anterior, cuyas anomalías se muestran en la figura 60. La inestabilidad dio lugar a intensas ciclogénesis atlánticas que llevaron aire cálido hacia las latitudes más altas y aire frío a latitudes más bajas, resultando desplazado el chorro polar atlántico a las latitudes de la península ibérica. Esta distribución de anomalías de geopotencial se asemeja de régimen de NAO+, si bien la posición de la anomalía positiva sobre Baffin y Groenlandia desplaza la anomalía negativa hacia el sur resultando la AO negativa y el índice NAO neutral. Destacan en estos días los episodios de las borrascas Daniel, Elsa y Fabien, asociados a gran oleaje, rachas de viento, precipitaciones intensas y deshielos debido a las altas temperaturas.

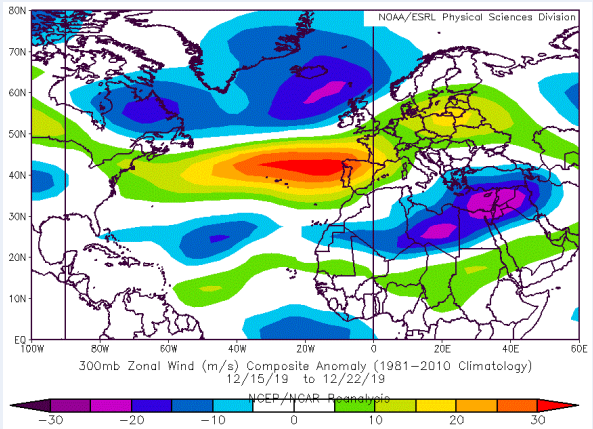


Figura 60 — Anomalías medias del viento zonal en 300 hPa para el período 15-22 de diciembre de 2019. Fuente NOAA/ESRL. ESRL Physical Sciences Division.

A partir del día 23 y hasta final de año domina una anomalía positiva en toda Europa occidental y del norte, llevando altas presiones, cielos despejados, y nieblas generalizadas a la Península. Su origen estaría en el giro anticiclónico de las anomalías positiva y negativa existentes en el período anterior sobre Europa y el Atlántico más oriental, que intercambió las posiciones de las anomalías, pasando a reinar las anomalías positivas en Europa occidental y las anomalías negativas sobre el Mediterráneo oriental (figura 59).

En la figura 61 se muestra que el CRE en otoño y principios de diciembre ha sido en general más intenso de lo normal, con temperaturas más frías de lo normal sobre el polo y vientos intensos del oeste en la estratosfera. Solo sufrió un debilitamiento durante noviembre, probablemente debido a una extensión del anticiclón siberiano hacia el polo, que no puede se calificado como CRE, no llegando a girar el viento medio zonal estratosférico a este en ningún momento. En diciembre el VPE estratosférico vuelve a intensificarse en fase con la intensificación del chorro polar sobre el Atlántico en la troposfera en la primera mitad del mes. La presencia de un chorro fuerte troposférico probablemente impediría la formación de bloqueos en latitudes altas, con lo que el enfriamiento radiativo no podría ser contrarrestado por el calentamiento ondulatorio hasta que el VPE alcanzara suficiente intensidad. Posteriormente cambió la AO troposférica a fase negativa durante una situación de intensas ciclogénesis, sin embargo el VPE se mantuvo fuerte. Esto sugiere un desacoplamiento de las circulaciones de la troposfera y de la estratosfera. Una explicación posible es: la muy baja extensión del hielo marino en los mares de Bering y Ojostk hasta diciembre, generaría ondas de Rossby estacionarias anómalas en la troposfera, que interferirían destructivamente con el patrón de ondas estacionarias climatológicas, acelerando el flujo estratosférico y, por tanto, fortaleciendo el VPE (McKenna *et al.*, 2018).

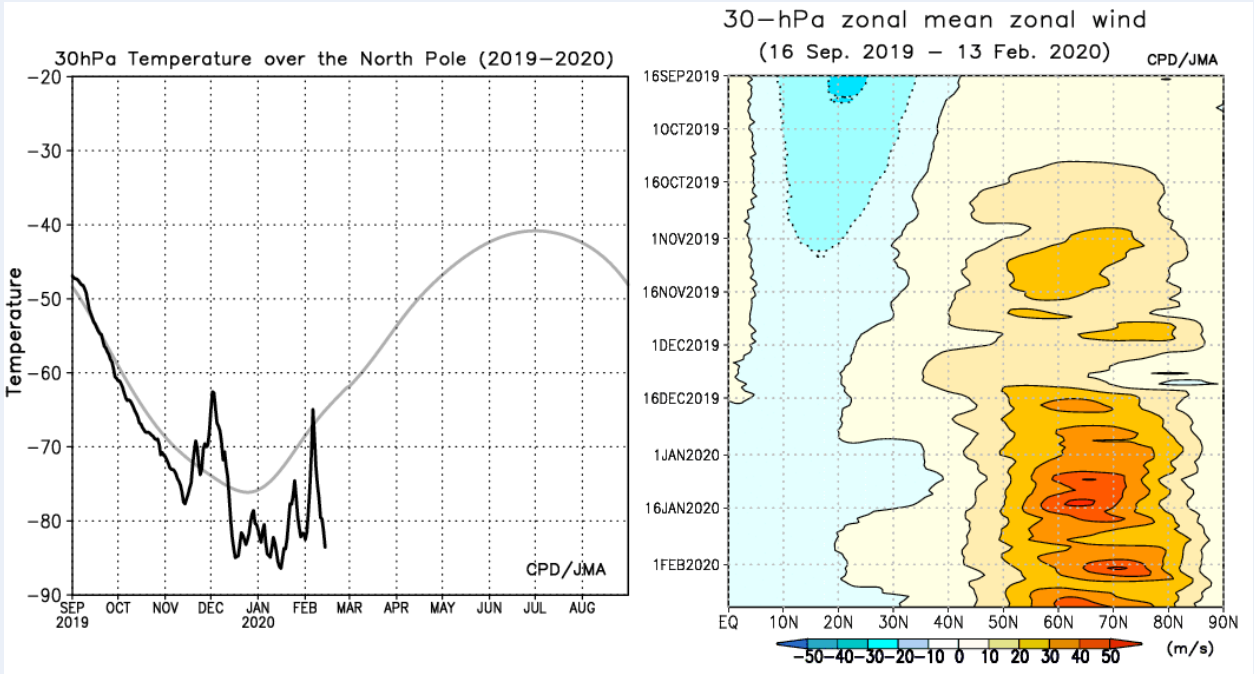


Figura 61 — Series temporales al nivel de 30 hPa de: (izquierda) temperaturas sobre el polo norte, donde la línea negra muestra la temperatura diaria y la gris indica la normal (período 1981-2010); (derecha) viento medio zonal en el hemisferio norte (positivo: viento del oeste; intervalo entre contornos 10 m/s). Fuente CPD/JMA.

AGRADECIMIENTOS

Reconocemos a los siguientes organismos por el uso de imágenes y datos que se hace en este documento:

— **Copernicus Climate Change Service (C3S):** en los mapas de las figuras: 5, 8, 46, 48, 54, obtenidas de:
https://climate.copernicus.eu/.

— **GPCC** (Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones), Deutscher Wetterdienst, Alemania: por la figura 7.

— **Japan Meteorological Agency:** por el uso de los gráficos de la estratosfera en las figuras 41 y 61 obtenidos de la página web:
http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/STRAT/b.

— **Met-Office** del Reino Unido por la figura 4.

— **NASA:** imagen de la tabla 5 del Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), obtenida de:
https://worldview.earthdata.nasa.gov.

— **National Center for Atmospheric Research (NCAR)** por los datos Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based), obtenidos de:
https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based
y usados en la figura 3.

— **NOAA/OAR/ESRL PSL**, Boulder, Colorado, EE.UU., por los mapas del capítulo 3 (figuras: 37, 39, 40, 42, 44, 45, 47, 49, 51, 52, 53, 55, 57, 58, 59, 60) obtenidas de:
http://psl.noaa.gov/.

— **NOAA/CPC:** por los datos de la figura 38 obtenidos de:
https://www.cpc.ncep.noaa.gov/.

— **NOAA/HNC (The National Hurricane Center):** por la figura 50 obtenida de:
https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2019&basin=atl.

— **Rutgers Global Snow Lab y NOAA:** por la gráfica de la figura 43 obtenida de:
https://climate.rutgers.edu/snowcover/.

— **Space Science and Engineering Center** de la University of Wisconsin-Madison: por el mapa sobre MIMIC-TPW2 de la tabla 7 obtenido de la página web:
http://www.ssec.wisc.edu/.

REFERENCIAS

Abraham, J. P. *et al.* (2013). A review of global ocean temperature observations: implications for ocean heat content estimates and climate change. *Review of Geophysics*, 51, 450-483, doi: 10.1002/rog.20022.

Brunet, M., P. D. Jones, J. Sigro, O. Saladie, E. Aguilar, A. Moberg, P. M. Della-Marta, D. Lister, A. Walther y D. López (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *J. Geophys. Res.*, 112. D12117, doi: 10.1029/2006JD008249.

Cheng, L. *et al.* (2020). Record-setting ocean warmth continued in 2019. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(2), 137-142.
https://doi.org/10.1007/s00376-020-9283-7

Cohen, J., D. Entekhabi (1999). Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 345-348, doi: 10.1029/1998GL900321.

Coumou, D. *et al.* (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nat. Commun*, 9, 2959.

Domeisen, D. I., Garfinkel, C. I., Butler, A. H. (2019). The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere. *Reviews of Geophysics*, 57, 5-47.
https://doi.org/10.1029/2018RG000596

Furtado, J. C. (2019). Links between autumn snow cover and sea ice extent and Northern Hemisphere wintertime climate variability. *Varations Spring 2019*, 17, 1. doi:10.5065/q3jb-9642.

García-Ruiz, J. M., López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Lasanta, T., Beguería, S. (2011). Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth Sci. Rev.*, 105, 121-39.
https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.006

Hoegh-Guldberg, O. *et al.* (2018). Impacts of 1.5 °C Global Warming on Natural and Human Systems. In: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2018: Global Warming of 1.5 °C (Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, y T. Waterfield, eds.). Geneva.

Hurrell, J. W., Van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. Clim Change, 36:301-326.
https://doi.org/10.1023/A%3A1005314315270

IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC (2019). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N. M. Weyer (eds.)].

Kim, B., Son, S., Min, S. *et al.* (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun*, 5, 4646.
https://doi.org/10.1038/ncomms5646

Lee, S. H. y Butler, A. H. (2020). The 2018-2019 Arctic stratospheric polar vortex. *Weather*, 75: 52-57. doi: 10.1002/wea.3643.

McKee, T. B., N. J. Doesken y J. Kleist (1993). The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan17-23, 1993, Anaheim CA, pp. 179-186.

McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H. y Joshi, M. M. (2018). Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45, 945-954.
https://doi.org/10.1002/2017GL076433

Mironov (2006). Biogeography of the North Atlantic seamounts origin of the fauna of the Meteor Seamounts, north-eastern Atlantic. Moscow : KMK Scientific Press.

NOAA (2020). State of the Climate: Global Climate Report for Annual 2019.
https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201913

OMM (2019). Boletín de la OMM sobre los Gases de Efecto Invernadero: Estado de los gases de efecto invernadero en la atmósfera según las observaciones mundiales realizadas en 2018.
https://library.wmo.int/doc_num. php?explnum_id=10127

OMM (2020). Declaración de la OMM sobre el estado del clima mundial en 2019. OMM-N.º 1248.

Rahmstorf, S. *et al.* (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nat. Clim. Chang.*, 5, 475-480.

Sato, T., Nakamura, T. (2019). Intensification of hot Eurasian summers by climate change and land-atmosphere interactions. Scientific Reports 10866 9, 1.

Sánchez-Laulhé, J. M. y Lara, M. (2018). Calentamiento estratosférico repentino del 10 de febrero de 2018. *Tiempo y Clima*, 5(60): 12-14.

Santos, C., A. Subías y A. Roa (2019). Nota técnica 27 de AEMET: Recuperación de la clasificación sinóptica de Font: reconstrucción con el reanálisis ERA40.

Tripathi, O. P., Charlton-Perez, A., Sigmond, M. *et al.* (2015). Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions. *Environ. Res. Lett.*, 10: 104007. doi: 10.1088/1748-9326/10/10/104007.

Toreti, A., Xoplaki, E., Maraun, D. *et al.* (2010). Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 10:1037-1050.
https://doi.org/10.5194/nhess-10-1037-2010

Vicente, S. y Rodríguez, E. (2017). Tendencias recientes de las variables atmosféricas en España. CLIVAR Exchanges - Núm. 73, septiembre de 2017. doi: 10.31978/639-18-002-5.05.

ANEXOS

ANEXO A.
DESCRIPCIÓN SINÓPTICA ESTACIONAL DEL AÑO 2019

En este apartado se realiza un breve resumen de la descripción sinóptica a lo largo del año, resaltando aquellos episodios que han dado lugar a fenómenos meteorológicos singulares.

A1. Invierno (enero-febrero)

El año empieza con una dorsal de bloqueo sobre el Atlántico oriental y un potente anticiclón sobre Europa occidental, centrado en Gran Bretaña, y que abarca desde Islandia hasta el norte de África, incluyendo Canarias. Entre los días 4 y 8 se registra una ola de frío no muy intensa, pues aunque las temperaturas mínimas fueron muy bajas, las máximas estuvieron dentro de la normalidad e incluso más altas.

A partir del día 9 las altas presiones se desplazan hacia el noreste y entra por el noroeste peninsular una masa fría polar que produce una ola de frío que afecta a la Península y a

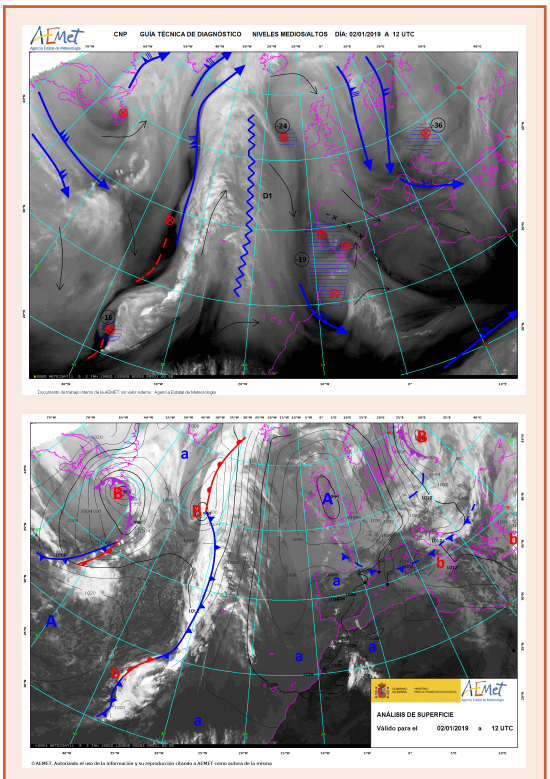


Figura A-A1 — Guía técnica de diagnóstico y análisis de superficie del día 2 de enero a las 12 UTC. Fuente AEMET.

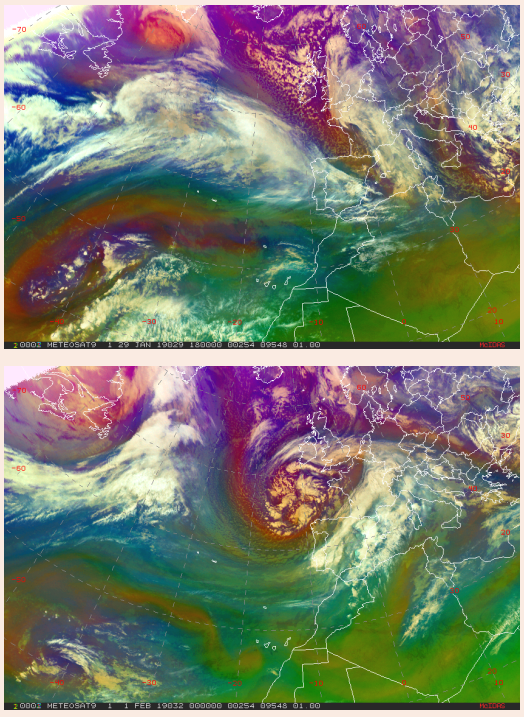


Figura A-A2 — Las borrascas Gabriel el día (izquierda) y Helena el 1 de febrero a las 00 UTC (derecha). Fuente EUMETSAT/AEMET.

Baleares, con nevadas en cotas muy bajas. La ola de frío dura hasta el día 13, en que se restaura la situación de bloqueo anticiclónico.

A partir del día 18 diversos temporales afectan al territorio español, siendo los más destacados el del Mediterráneo entre los días 22 y 24, con gran oleaje y fuertes vientos, y los asociados con las borrascas Gabriel y Helena, primera y segunda con nombre del año 2019 (y séptima y octava de la temporada 2018-2019), que tuvieron gran impacto (vientos fuertes con rachas muy fuertes o huracanadas, olas de 8 a 9 metros (mar arbolada en el Cantábrico y Mediterráneo, lluvias, descenso de las temperaturas y nevadas en cotas bajas) sobre toda la Península y Baleares entre los días 28 de enero y 3 de febrero.

Tras el paso de Helena, una sucesión de frentes atlánticos recorren la Península y Baleares, asociados a borrascas que circulan por el norte de Europa (una de ellas, Isaias, nombrada por Météo-France, afectó a España tangencialmente el día 10), mientras que el flujo del este aporta gran cantidad de polvo africano en Canarias.

A partir del día 12 y hasta el 6 de marzo un potente anticiclón centrado en el noreste de Europa domina la Península y Baleares, mientras pequeñas bajas circulan por la latitud de Canarias. El 18 una gran borrasca, nombrada Julia, se formó en el centro del Atlántico norte, pero debido al bloqueo del anticiclón tan solo afectó a España por la mar de fondo generada, lo mismo que la siguiente, Kyllian, activa a partir del 21.

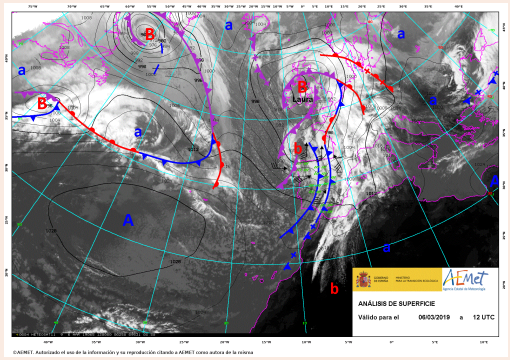


Figura A-A3 — Análisis de superficie del día 6 de marzo a las 12 UTC, con la borrasca Laura centrada sobre Irlanda y afectando a todo el territorio español. Fuente EUMETSAT/AEMET.

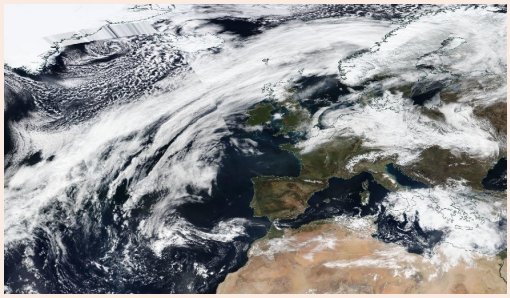


Figura A-A4 — Imagen MODIS del satélite SUOMI-NPP del día 28 de marzo a mediodía. Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

A.2. Primavera (marzo-abril-mayo)

El día 6, el potente anticiclón europeo que ha dominado durante casi un mes, y que ha provocado que las precipitaciones sean casi nulas en la Península y Baleares, se retira, dejando paso a una potente borrasca, nombrada Laura, que trae vientos fuertes a muy fuertes, abundantes lluvias e importante actividad convectiva en el noreste peninsular.

Posteriormente se instala el anticiclón de las Azores hasta el día 19, con mayor o menor extensión, de modo que algunos frentes pasan por el noroeste peninsular. A partir del día 20 se forma una dana en el Mediterráneo, que deja lluvias en la zona, mientras otras danas de pequeño tamaño recorren Canarias. Posteriormente, a partir del 25 y hasta finales de mes, se crea una situación de bloqueo tipo *Rex* o en rombo sobre el Atlántico.

A partir del 3 de abril una entrada de aire ártico afecta a la Península. Las temperaturas y la cota de nieve descienden de modo significativo.

Durante los siguientes días hay un paso de sucesivos frentes atlánticos hasta que el día 17 una borrasca se ubica sobre la Península y, posteriormente, a lo largo del 18, sobre el Mediterráneo occidental. Esta borrasca genera un intenso temporal que dura hasta el día 21, con precipitaciones especialmente intensas y persistentes en Valencia, Alicante, Murcia y Albacete. Tras el temporal

Figura A-A5 — Imagen MODIS del satélite SUOMI-NPP del día 6 de abril a mediodía. Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

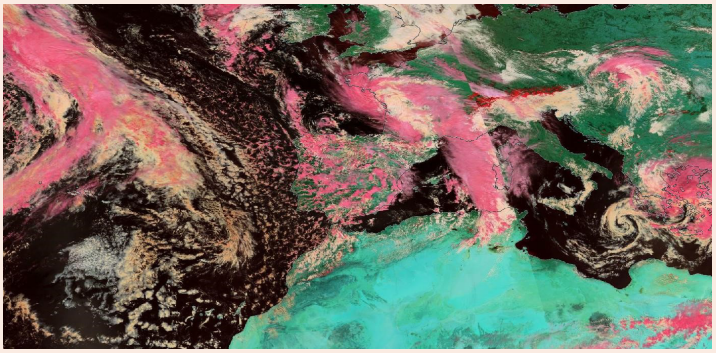
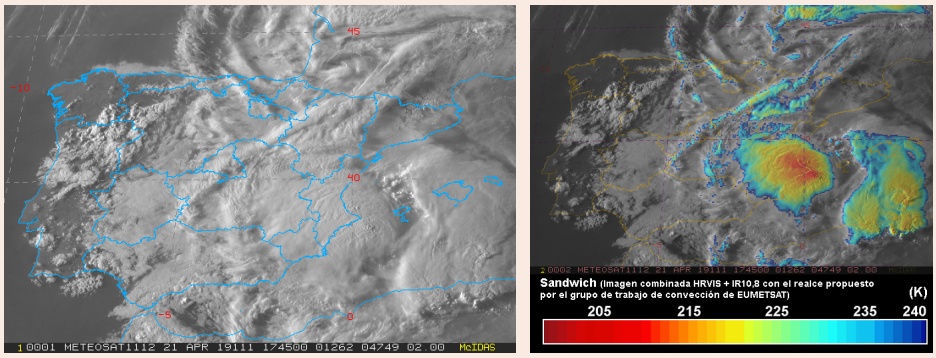


Figura A-A6 — Sistemas convectivos mesoescalares en el Mediterráneo el día 21 de abril a las 17:45 UTC. Fuente EUMETSAT/ AEMET.



mediterráneo, nuevas borrascas y vaguadas recorren la Península hasta el día 26, en que vuelve a imponerse el anticiclón atlántico en todo el territorio español.

Durante la primera semana de mayo comienza a formarse la baja térmica peninsular y la convección asociada. A partir del día 10 se forma una situación en omega que da lugar a temperaturas anormalmente altas para la época en gran parte del territorio peninsular y en Canarias (se registran más de 35 °C en puntos de Andalucía).

La situación cambia bruscamente a partir del día 16, con la llegada al noroeste peninsular de una vaguada que posteriormente da lugar a una ciclogénesis en el interior peninsular. Durante los siguientes días nuevas vaguadas y borrascas se descuelgan desde el norte sobre la Península y Baleares, de modo que el tiempo es casi invernal hasta el día 29, en que vuelve a dominar el anticiclón de las Azores.

A.3. Verano (junio-julio-agosto)

Comienza el mes de junio con el anticiclón de Azores dominando todo el territorio español, peninsular e insular, pero el día 5 se forma frente a Galicia, dentro del flujo zonal, una nueva borrasca con nombre, Miguel, última de la temporada, y afecta a España durante el día 6. Hasta mediados de mes la situación es de dorsal en el centro del Atlántico norte y bajas presiones sobre la mayor parte de Europa, con formación de diversas borrascas que afectan al territorio español, aunque de modo no muy intenso. Bajas de menor tamaño discurren al sur de la dorsal atlántica, afectando a Canarias.

A partir de mediados de mes la circulación en altura pasa a ser zonal. Diversos frentes y vaguadas atraviesan la Península de oeste a este, desatando convección sobre todo en el norte,

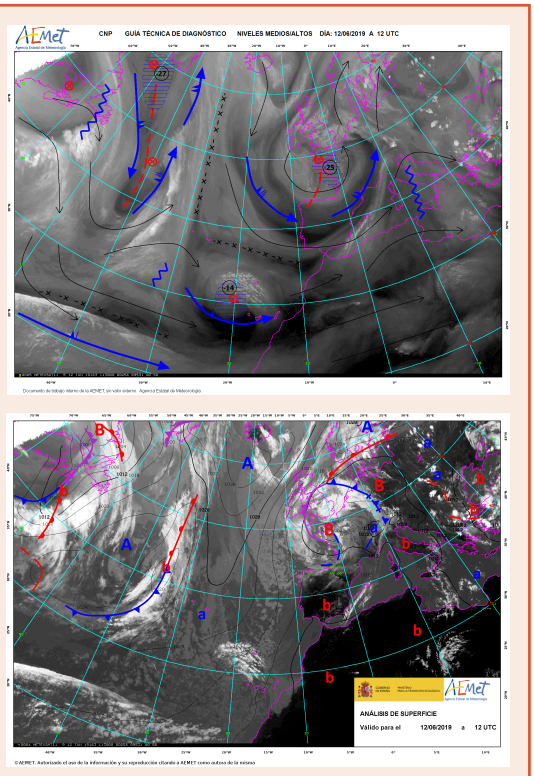


Figura A-A7 — Guía técnica de niveles altos y análisis de superficie del día 12 de junio a las 12 UTC. Fuente EUMETSAT/AEMET.

pues ya se dan las condiciones de inestabilidad estática necesarias, a causa de las elevadas temperaturas.

A partir del 27 de junio empieza una importante ola de calor que dura hasta final de mes, con registros históricos, como los 43.4 °C de Lleida el 29 de junio, los 43.2 °C de Zaragoza/aeropuerto medidos también el 29 de junio, los 43.0 °C de Girona/aeropuerto el 28 de junio, y los 42.8 °C de Alcantarilla/base aérea el 9 de agosto [ver https://aemetblog.es/2020/02/03/avance-informe-climatico-del-ano-2019/#more-20720].

Durante la primera semana de julio (1 al 7) una dana se sitúa al oeste peninsular, generando importante actividad convectiva en su parte delantera, sobre el este y noreste de la Península. Las precipitaciones y tormentas fueron especialmente intensas en Navarra. Durante la segunda semana, otra dana situada al suroeste provoca una situación de altas temperaturas, polvo en suspensión, convección elevada y lluvias de barro. Esta última dana posteriormente se movió hacia el norte, provocando intensa actividad convectiva desde Galicia hasta Aragón el día 13. La siguiente semana, hasta el 21, dominó el anticiclón de Azores sobre todo el territorio español. A finales de mes, con las temperaturas muy altas para la época (ola de calor entre el 20 y el 25, no muy destacada), el paso de una serie de frentes asociados a borrascas situadas sobre las islas británicas, provocó gran actividad convectiva en el norte peninsular, especialmente en Cataluña, donde el día 27 hubo un episodio de lluvias torrenciales en Barcelona.



Figura A-A8 — Imagen MODIS del satélite Terra del día 18 a mediodía, que muestra el humo del incendio de Gran Canaria. Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

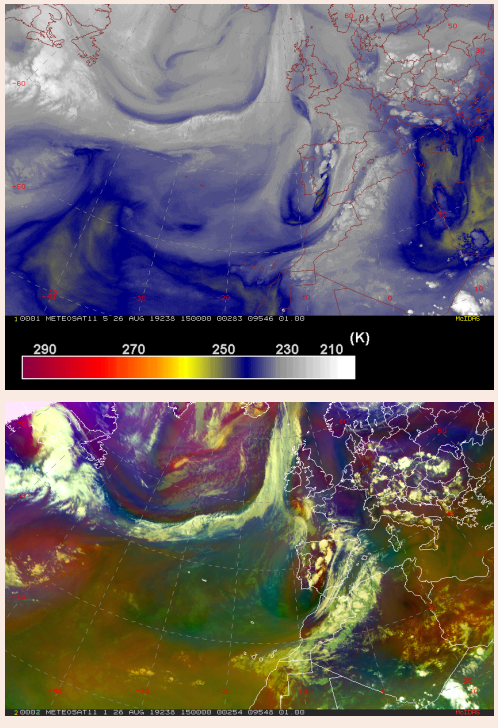


Figura A-A9 — Imágenes del satélite METEOSAT de las 15 UTC del día 26: vapor de agua (arriba) y masas de aire (abajo). Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

Agosto comenzó con cielos despejados, temperaturas altas (otra ola de calor no muy marcada entre los días 6 y 10) y numerosos incendios en distintos puntos del territorio peninsular y uno de gran extensión y duración en Gran Canaria.

Entre el 25 y el 28 de agosto una dana se sitúa sobre el centro peninsular, provocando importantes precipitaciones y diversos fenómenos convectivos en el centro, sur y este peninsulares y en Baleares (granizadas, tornados, lluvias torrenciales, inundaciones súbitas…).

A.4. Otoño (septiembre-octubre-noviembre)

Tras unos días de tiempo ligeramente inestable y veraniego, una nueva dana se descuelga desde el norte de la Península en dirección sur a partir del día 9 de septiembre. Esta dana tiene relación con el huracán Dorian, que durante los días anteriores había llegado hasta Terranova como huracán CAT1 y había afectado al flujo que circulaba por el Atlántico Norte, provocando una ondulación que se convertiría luego en dana. El día 11 su centro se sitúa en el mar de Alborán, y provoca un importante temporal en el Mediterráneo que afecta sobre todo a Valencia, Alicante, Murcia y Almería, zona en la que se originan varios sistemas convectivos de mesoescala de larga duración. Las precipitaciones son de récord (anexo B), provocando el extraordinario desbordamiento del río Segura, que inunda por completo la Vega Baja. También fue el día con mayor número de descargas eléctricas del año.

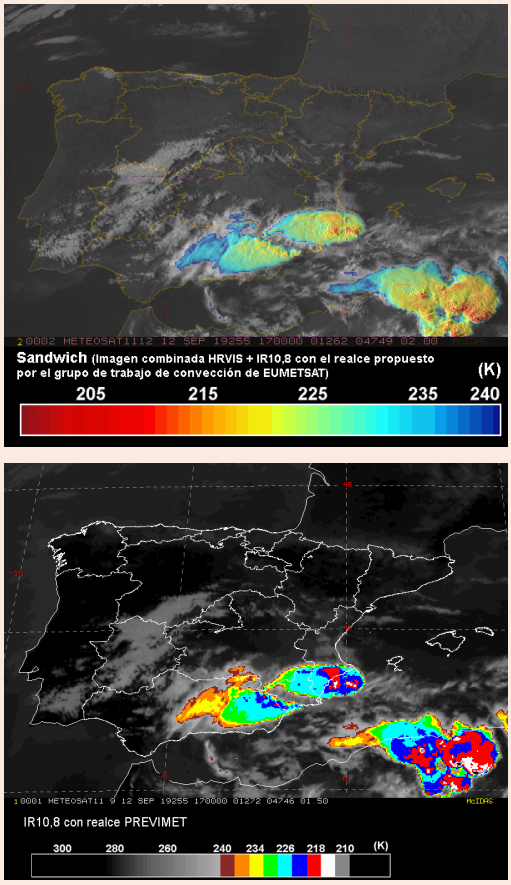


Figura A-A10 — Imágenes tipo sándwich (HRVIS + IR10.8) e IR10.8 con realce PREVIMET del día 12 de septiembre a las 17 UTC, en las que aparecen diversos sistemas convectivos de mesoescala (SCM) y trenes convectivos en torno de la dana. Fuente EUTMETSAT/AEMET.

Tras dos días centrada en el mar de Alborán, a partir del día 13 la dana se mueve hacia el norte hasta el día 16, provocando lluvias en el resto de la Península. Una nueva dana toma el relevo a partir del 17, situada en el suroeste peninsular y moviéndose hacia el este, con importante actividad convectiva durante el 18, y una tercera dana en rápido movimiento provoca chubascos y tormentas en gran parte de la Península y Baleares los días 20 y 21. A partir de ese día y hasta final de mes, domina el anticiclón de Azores, con cielos despejados y altas temperaturas, propias del veranillo de San Miguel.

Entre los días 23 de septiembre y 2 de octubre, el huracán Lorenzo está activo en el Atlántico, próximo a Azores. Es el huracán CAT5 más próximo a Europa nunca registrado.

El dominio anticiclónico persiste durante los primeros días de octubre, con algunos frentes rozando el norte peninsular. El día 11 un flujo subtropical afecta al sur y este peninsular, mientras se forma una gran vaguada en el Atlántico norte, que el día 13 llega a abarcarlo en casi su totalidad. La vaguada se desplaza posteriormente hacia el este, afectando a Canarias y a la Península, y provocando un cambio de tiempo radical durante los días 15 y 16, de veraniego a otoñal, con paso de frentes, abundantes lluvias, vientos moderados del oeste y moderado

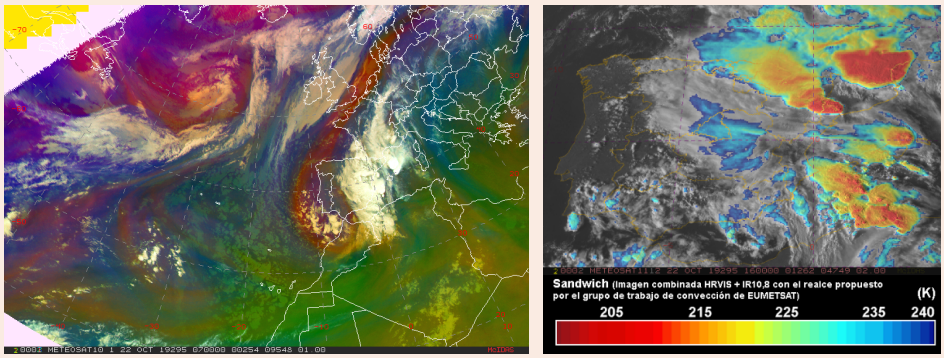


Figura A-A11 — Imagen RGB de masas de aire del día 22 a las 12 UTC e imagen sándwich del mismo día a las 16 UTC. Fuente: EUTMETSAT/ AEMET.

a notable descenso de las temperaturas. Nuevos frentes, borrascas y vaguadas continúan moviéndose de oeste a este por la Península y Baleares durante los siguientes días. El día 21 una dana se sitúa sobre el centro peninsular, mientras una baja se forma en el Mediterráneo. La combinación de ambas estructuras da lugar a convección organizada en forma de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) que producen lluvias torrenciales en Cataluña y Baleares, con gran aparato eléctrico y otros efectos adversos, como rachas de vientos fuertes e incluso algún tornado. La dana se convierte el día 23 en baja fría y posteriormente se desplaza hacia el este.

Nuevas borrascas atlánticas discurren por el territorio español peninsular y balear entre finales de octubre y principios de noviembre, entre ellas las nombradas Amelie (primera de la temporada 2019-2020), entre los días 3 y 4, que afectó sobre todo a Francia y en España dejó sobre todo rachas de viento huracanadas en el norte. Posteriormente, entre los días 7 a 10, una serie de profundas vaguadas se descolgaron sobre la Península, provocando la entrada de masas de aire frío e inestable, con importante descenso de la cota de nieve. Tras el paso de la última de ellas, entre los días 10 y 11, se formó la borrasca Bernardo por ciclogénesis mediterránea, la cual afectó sobre todo a Baleares.

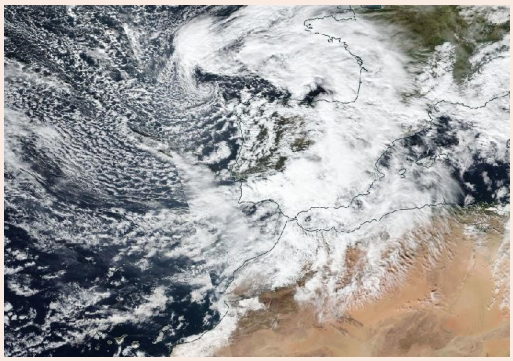


Figura A-A12 — Imagen MODIS del satélite SUOMI-NPP del día 22, con la borrasca Cecilia centrada al noroeste de Galicia. Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

Durante el resto del mes de noviembre nuevas borrascas móviles afectan al territorio español. La más activa de ellas recibe nombre, Cecilia, y entre los días 22 y 23 produce lluvias, nevadas y fuertes vientos en toda la Península y en Baleares. El día 26, la ex tormenta tropical Sebastian pasa rozando Galicia.

A.5. Invierno (diciembre)

Los primeros días de diciembre una borrasca, primero móvil y luego convertida en baja fría aislada, provoca importantes precipitaciones en Península y Baleares, mientras otra de menor tamaño afecta a Canarias. Nuevas borrascas se desplazan por el territorio español durante la segunda semana de diciembre y hacia mediados del mes se establece un intenso flujo que atraviesa el Atlántico en forma de río atmosférico. Asociadas a este río y en rápida sucesión, pasan las borrascas Daniel, Elsa y Fabien, entre los días 15 y 22, con fenómenos adversos asociados a oleaje, rachas de viento, precipitaciones intensas y deshielos debido a las altas

temperaturas. A partir del día 23 y hasta final de año dominan las altas presiones, cielos despejados, temperaturas bajas y nieblas generalizadas.

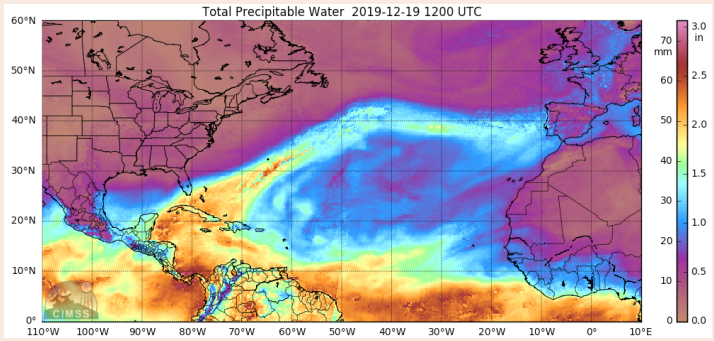
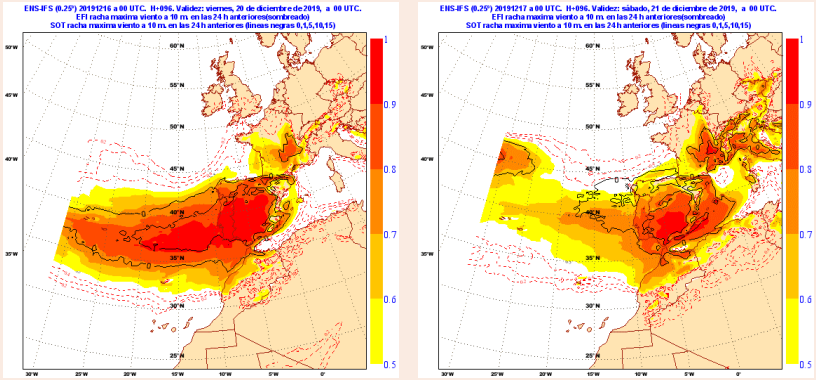


Figura A-A13 — Imagen MIMIC-TPW (agua precipitable total del día 19 a las 12 UTC, que muestra el río atmosférico que desde el Caribe cruza el Atlántico y llega hasta la Península. Fuente http://tropic.ssec.wisc.edu/.

Figura A-A14 — EFI (Extreme Forecast Index) de rachas de viento, producto basado en el modelo probabilístico del ECMWF, del día 16 a las 00 UTC (izquierda) y del 17 a las 00 UTC (derecha) para las 24 horas del día 19. Fuente ECMWF.



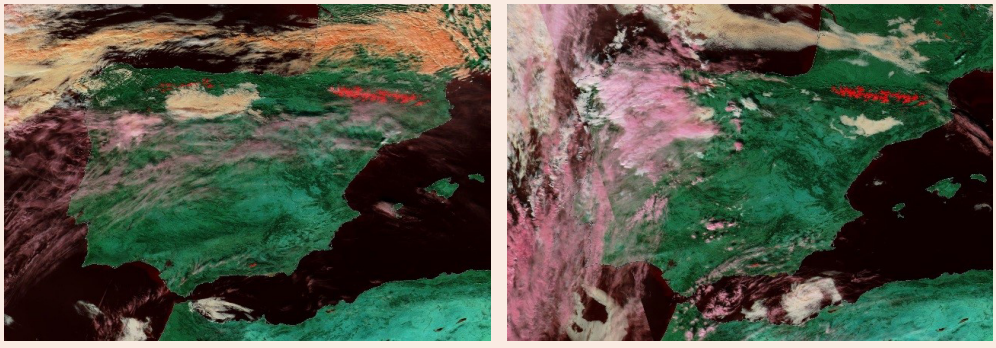


Figura A-A15 — Imagen MODIS del satélite SUOMI-NPP del 24 y 25 a mediodía. Fuente https://worldview.earthdata.nasa.gov.

ANEXO B.
EFEMÉRIDES

Efemérides de temperatura máxima absoluta registradas en el año 2019 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Máxima 2019		Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
				°C	Día	°C	Fecha		
6325O	Almería/Aeropuerto	21	Almería	41.6	6-julio	41.2	30/07/1981	0.4	1968
1024E	San Sebastián, Igueldo	251	Gipuzkoa	39.0	23-julio	38.6	04/08/2003	0.4	1928
0367	Girona/Costa Brava	143	Girona	43.0	28-junio	41.3	05/07/2015	1.7	1973
9771C	Lleida	185	Lleida	43.4	29-junio	43.1	07/07/2015	0.3	1983
3195	Madrid, Retiro	667	Madrid	40.7	28-junio	40.6	10/08/2012	0.1	1920
3175	Madrid/Torrejón	607	Madrid	41.9	28-junio	41.6	24/07/1995	0.3	1951
2462	Navacerrada, Puerto	1894	Madrid	32,0	29-junio	31.8	12/08/1987	0.2	1946

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más elevado de temperatura máxima.

Efemérides de temperatura mínima más alta registradas en el año 2019 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Mínima 2019		Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
				°C	Día	°C	Fecha		
8175	Albacete/Los LLanos	702	Albacete	23.6	13-julio	23.4	23/07/2004	0.2	1939
2444	Ávila	1130	Ávila	23.1	29-junio	22.4	08/07/2010	0.7	1983
7178I	Murcia	61	Murcia	26.8	7-julio	26.5	02/08/2017	0.3	1984
7228	Murcia/Alcantarilla	75	Murcia	26.9	7-julio	26.7	28/07/2015	0.2	1940
2465	Segovia	1005	Segovia	25.9	29-junio	25.0	04/08/2003	0.9	1988
8414A	Valencia/Aeropuerto	56	Valencia	26,6	10-agosto	26.0	28/07/2003	0.6	1966

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más elevado de temperatura mínima diaria.

Efemérides de temperatura media anual de las máximas más alta registradas en el año 2019

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Media máximas 2019 (°C)	Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
					°C	Año		
9771C	Lleida	185	Lleida	22.7	22.6	2017	0.1	1984

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más elevado de temperatura media anual de las máximas.

Efemérides de precipitación anual más alta registradas en el año 2019

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Precipitación 2019 (mm)	Efeméride anterior		Diferencia (mm)	Datos desde
					mm	Año		
8019	**Alicante-Elche/Aeropuerto**	43	Alicante	667.4	531.3	1982	136.1	1968
1208H	**Gijón, Musel**	5	Asturias	1293.1	1290.4	2013	2.7	2002

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más alto de precipitación anual.

Efemérides de precipitación anual más baja registradas en el año 2019

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Precipitación 2019 (mm)	Efeméride anterior		Diferencia (mm)	Datos desde
					mm	Año		
5973	**Cádiz, observatorio**	43	Cádiz	183.2	286.8	2005	–103.6	1956
5960	**Jerez de la Frontera/Aeropuerto**	43	Cádiz	249.9	259.7	2005	–9,8	2005
5910	**Rota B.N. Observatorio**	43	Cádiz	193.5	260.9	2005	–67.4	1958
4642	**Huelva, Ronda Este**	43	Huelva	235.6	244.4	1992	–8.8	1985
C249	**Fuerteventura/Aeropuerto**	43	Las Palmas	24.6	28.3	2012	–3.7	1970
6155	**Málaga/Aeropuerto**	5	Málaga	204.6	266.4	1985	–61.8	1943

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más bajo de precipitación anual.

Efemérides de precipitación máxima diaria registradas en el año 2019 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Mínima 2019		Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
				°C	Día	°C	Fecha		
6325O	**Almería/Aeropuerto**	21	Almería	99.2	12-septiembre	98.0	20/06/1972	1.2	1968
7178I	**Murcia**	61	Murcia	169.0	12-septiembre	109.2	18/12/2016	59.8	1984
7228	**Murcia/Alcantarilla**	75	Murcia	179.7	12-septiembre	136.0	10/10/2043	43.7	1940

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha igualado o superado el anterior valor más elevado de precipitación máxima diaria.

Efemérides de número anual de días de niebla más alto registradas en el año 2019

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Año 2019 (días)	Efeméride anterior		Diferencia (días)	Datos desde
					N.º días	Año		
5910	**Rota B.N. Observatorio**	21	Cádiz	36	31	1994	5	1989

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más alto de número anual de días de niebla.

ANEXO C.
NOTAS SOBRE FENÓMENOS Y CIRCULACIONES ASOCIADOS A LA VARIABILIDAD DE INTERANUAL A SUBESTACIONAL DEL SISTEMA CLIMÁTICO

ENSO

Hasta el presente la mayor fuente de variabilidad climática en escalas de tiempo de hasta un año es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la evolución acoplada de la capa superior del océano Pacífico tropical (El Niño) y la atmósfera tropical (la Oscilación del Sur). Aunque su origen está en el Pacífico tropical, su influencia se extiende a las tres cuencas oceánicas y a latitudes medias y altas por teleconexiones atmosféricas. Por vía troposférica a través de ondas meridionales planetarias de Rossby forzadas o por vía estratosférica (Garfinkel, 2019), el ENSO causa en zonas alejadas del Pacífico ecuatorial, principalmente oceánicas, anomalías de temperatura, la humedad y viento cerca de la superficie, así como de la nubosidad. Las alteraciones originan variaciones en los flujos en superficie de calor, momento y agua que inducen cambios en la temperatura del agua del mar (TSM), salinidad, espesor de la capa de mezcla y corrientes de las capas superiores oceánicas. Estos cambios a su vez alteran las condiciones de la atmósfera.

Los episodios fuertes de fase positiva de ENSO, El Niño, están relacionado con grandes incrementos de la temperatura global anual. En 2015 se batió el récord de temperatura global anual por el margen más amplio hasta la fecha. Previamente, el incremento más amplio lo ostentaba 1998, cuando la temperatura anual sobrepasó el récord de 1997 en 0.12 °C. Ambos, 1997-1998 y 2015-16, fueron los últimos episodios fuertes de El Niño. La variabilidad del desequilibrio del balance energético de la Tierra está muy influenciado por los cambios de circulación relacionados con ENSO; durante los años más frescos de La Niña emite menos radiación térmica y el sistema climático gana más calor, mientras lo contrario ocurre para los año más cálidos de El Niño.

Diversas investigaciones han detectado la existencia de una señal consistente del ENSO en el clima de Europa; que sería una señal variable, con dependencia estacional, no lineal respecto al ENSO, modificable por otros factores, y posiblemente no estacionaria en el tiempo, siendo el final del invierno la época en que se podría detectar una señal más robusta (Brönnimann, 2007). En relación con la conducta no estacionaria de la respuesta, varios estudios han detectado un fuerte impacto de los episodios extremos ENSO sobre la lluvia euromediterránea a finales del invierno y principios de primavera durante 1900-1930 y 1970-1990, con anomalías positivas de precipitación asociadas a El Niño, y por contra una señal débil en el período intermedio, que ha sido imputado por López-Parages (2014) a cambios en el flujo medio en niveles altos de la troposfera causados por la variabilidad en la TSM asociados a la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO).

Regímenes de tiempo euroatlánticos

Aunque las ondas extratropicales de escala planetaria están ancladas geográficamente, cambian con el tiempo, ya sea porque los patrones de calentamiento en la atmósfera varían debido a diversos propulsores (*drivers)* climáticos: externos (TSM, hielo marino, cobertura nivosa, actividad solar, forzamiento radiativo de los GEI), o procesos internos (ENSO, NAO, IOD, ...).

Una consecuencia del comportamiento transitorio de las ondas planetarias atmosféricas es que las anomalías en el clima en escalas de tiempo estacionales ocurren normalmente en grandes regiones geográficas, y mientras en algunas de estas regiones las anomalías climáticas son de un signo, simultáneamente a miles de kilómetros de distancia, las anomalías son de signo opuesto. Estas variaciones simultáneas en el clima, a menudo de signo opuesto, en partes distantes del mundo se conocen comúnmente como «teleconexiones».

Esta variabilidad se concreta en unas circulaciones, llamadas regímenes del tiempo, de número limitado, con escalas de tiempo mayores que las asociadas con los sistemas baroclinos. Espacialmente están bien definidas (generalmente el ancho de una cuenca oceánica) y una fuerte dependencia longitudinal, con máxima intensidad y varianza temporal sobre los océanos del norte, especialmente durante el invierno.

La variabilidad intraestacional de la circulación atmosférica del Atlántico Norte se puede describir como transiciones entre los regímenes de tiempo del sector Atlántico Norte-Europa (ANE), y la variabilidad climática interanual (objeto de nuestro informe anual) se puede describir por la frecuencia de ocurrencia de los regímenes de tiempo, bajo la hipótesis clima casi estacionario a largo plazo.

Se pueden aplicar diferentes métodos para obtener los regímenes de tiempo en un dominio geográfico dado, todos ellos conducen a patrones similares (Michelangeli *et al.*, 1995).

Regímenes de invierno

La Figura A-C1 muestra las cuatro principales funciones ortogonales empíricas (EOF) obtenidas por Ferranti *et al.* (2015) de la altura geopotencial a 500 hPa calculadas para el sector ANE (30° N a 88.5° N, 80° W a 40° E), a partir de 29 años de períodos de invierno extendidos (octubre a marzo) de ERA ECMWF. Para el cálculo de EOF utilizaron medias de 5 días consecutivos, eliminando el ciclo estacional medio.

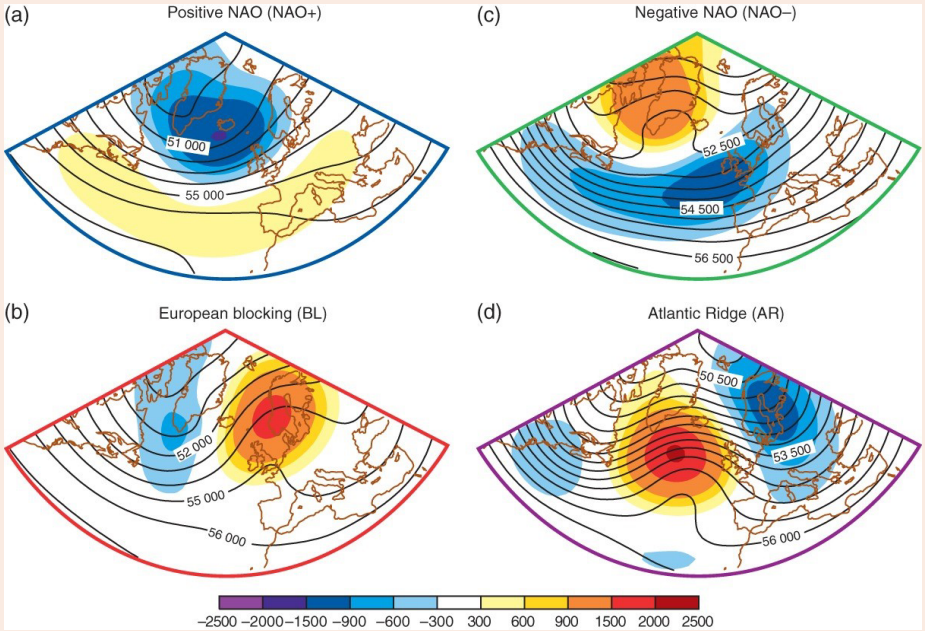


Figura A-C1 — Patrones geográficos de los cuatro regímenes de tiempo euroatlánticos (anomalías y campos completos) para la temporada fría, de octubre a abril. Se muestran las anomalías geopotenciales (sombreado de color) y geopotencial (contornos) en 500 hPa (Ferranti et al.*, 2015).*

Los patrones de las figuras A-C1 (a) y (c) capturan las fases negativas y positivas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO); NAO– y NAO+, respectivamente. El tercer grupo (figura A-C1b) es el régimen de Bloqueo Escandinavo (BL), que exhibe un dipolo de presión zonal con la anomalía negativa sobre el Atlántico centrada próxima al sur de Groenlandia y la anomalía positiva centrada en Escandinavia. El cuarto patrón (figura A-C1d), es el régimen de Dorsal Anticiclónica (DA), que muestra una fuerte dorsal anticiclónica al oeste de Europa occidental que cubre casi toda la cuenca atlántica, que refleja una expansión hacia el norte del alta de las Azores, y una anomalía negativa sobre Escandinavia y el Mediterráneo. El régimen AR recuerda el denominado patrón de teleconexión del Atlántico Este en fase negativa (Barnston and Livezey, 1987).

NAO+ es el más frecuente de los regímenes (32.3 %, según Ferranti *et al.*, 2015), seguido por BL (26.1 %). La frecuencia de ocurrencia de los regímenes NAO– (21.4 %) and AR (20.2 %) son menores. Las dos fases de la NAO y de la AR describen las tres localizaciones preferidas de la corriente en chorro del Atlántico Norte (Woollings *et al.*, 2010), a saber, los regímenes NAO–, NAO+ y AR se corresponden a las posiciones sur, central y norte del chorro. Sin embargo, la frecuencia relativa de cada régimen exhibió una variabilidad pronunciada decadal y multidecadal a lo largo del siglo XX.

Con el régimen AR, la localización del alta de las Azores se desplaza hacia el norte, lo que aumenta significativamente la probabilidad de ocurrencia de extremos fríos en la península ibérica en invierno.

El régimen BL produce un aumento de la ciclogénesis, precipitaciones por encima de la media en la región mediterránea (Xoplaki, 2002), y episodios de lluvia extrema en la costa mediterránea española.

La NAO es una redistribución de la masa atmosférica entre el Ártico y el Atlántico subtropical, que se manifiesta como una oscilación norte-sur en los campos de presión a nivel del mar y de altura del geopotencial en el Atlántico Norte. La NAO ocurre todo el año aunque es más fuerte y de mayor extensión en el invierno siendo en esta estación el modo dominante de variabilidad climática en la región del Atlántico Norte. La NAO presenta una fuerte variabilidad interanual a interdecadal (Hurrell, 1995; Hurrell y Van Loon, 1997; Cassou, 2004) y es el principal responsable de la fuerte variabilidad de precipitación interanual observada en la península ibérica (por ejemplo, Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998, Trigo *et al.*, 2002). NAO– induce precipitaciones por encima de lo normal en el sur de Europa, y en particular en los sectores oeste y suroeste de la península ibérica.

La Oscilación Ártica (AO)

La Oscilación Ártica o Modo Anular del Norte (NAM; Thompson y Wallace, 2000) es una fluctuación invernal en la amplitud de un patrón caracterizado por bajas presiones en el Ártico y fuertes vientos del oeste en las latitudes medias. La NAO y la oscilación similar sobre el Pacífico NPO se han interpretado como la manifestación regional del modo anular-

El índice AO (NAM a 1000 hPa) y el índice NAO están fuertemente correlacionados.

Regímenes de verano

Los regímenes de tiempo para los meses cálidos son bastante parecidos, aunque las anomalías positivas y negativas son menos intensas y sus centros están desplazados con respecto a los del invierno (figura A-C2).

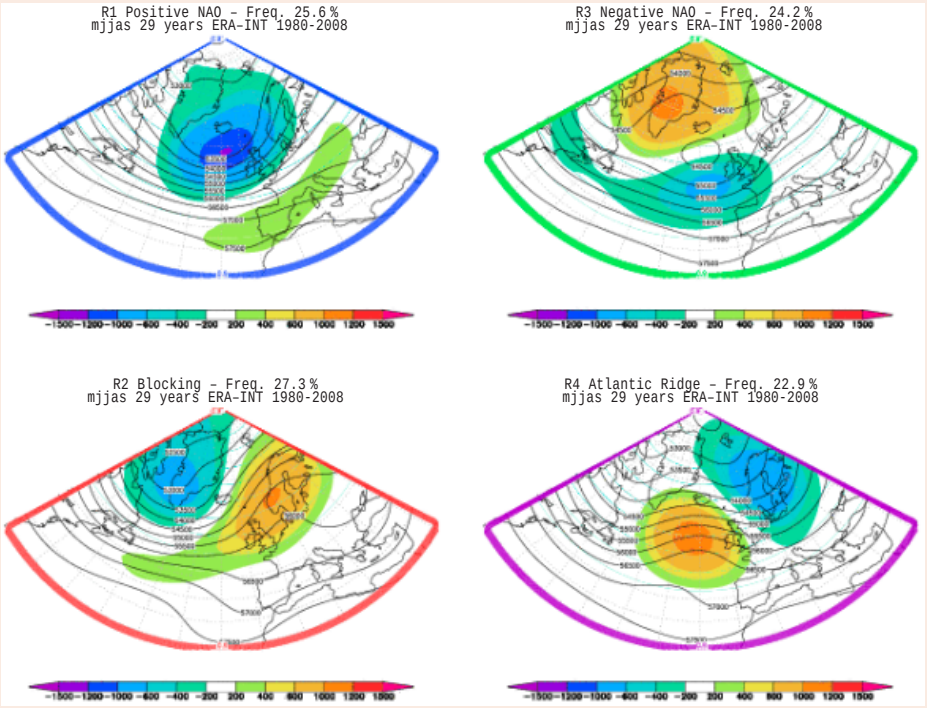


Figura A-C2 — Patrones geográficos de los cuatro regímenes de tiempo euroatlánticos (anomalías y campos completos) para la temporada cálida, de mayo a septiembre. Se muestran las anomalías geopotenciales (sombreado de color) y geopotencial (contornos) en 500 hPa (Ferranti et al., *2015).*

El vórtice polar de la estratosfera y el tiemo y el clima en invierno en el HN

El Vórtice Polar de la Estratosfera (VPE) es una región de gran vorticidad que se forma en invierno con el establecimiento del chorro estratosférico polar. El chorro polar se forma por las diferencias de temperatura en invierno en la estratosfera, entre la zona polar, donde no se recibe radiación solar en la noche polar y se enfría por emisión de infrarroja hacia el espacio, y la zona tropical, que se calienta enormemente debido a la absorción de la parte ultravioleta de la radiación solar por la capa de ozono que alberga la estratosfera. Los vientos del chorro polar pueden superar los 250 km/h, velocidad comparable a la de los vientos de los huracanes más violentos. La intensidad de los vientos del chorro aísla el aire del vórtice polar de la estratosfera de las latitudes medias, que alcanza temperaturas inferiores a –85 °C, lo que resulta crucial en la formación del agujero de la capa de ozono sobre la Antártida.

Hay muchos procesos que influyen y son inherentes a la estratosfera en una amplia gama de escalas de tiempo. Por ejemplo, los sistemas meteorológicos sinópticos (bloqueos, o dorsales persistentes en la troposfera, y ciclones extratropicales), pueden contribuir a desestabilizar el VPE, generando incluso los calentamientos repentinos de la estratosfera, que luego a su vez, puede afectar a las sendas de tormentas troposféricas sobre los océanos durante semanas o meses. La convección tropical, asociada con la Oscilación Madden-Julian y a la ENSO, puede influir en la estratosfera extratropical a través de ondas a escala planetaria, y ser influenciada por los vientos estratosféricos tropicales asociados a la Oscilación Casi Bianual (QBO). La QBO también puede influir en el tiempo de superficie extratropical. Se ha hallado que las condiciones de contorno de la superficie (cubierta de nieve, hielo marino y temperaturas de la superficie del mar) tienen relaciones interanuales significativas con la estratosfera polar (Butler, 2019).

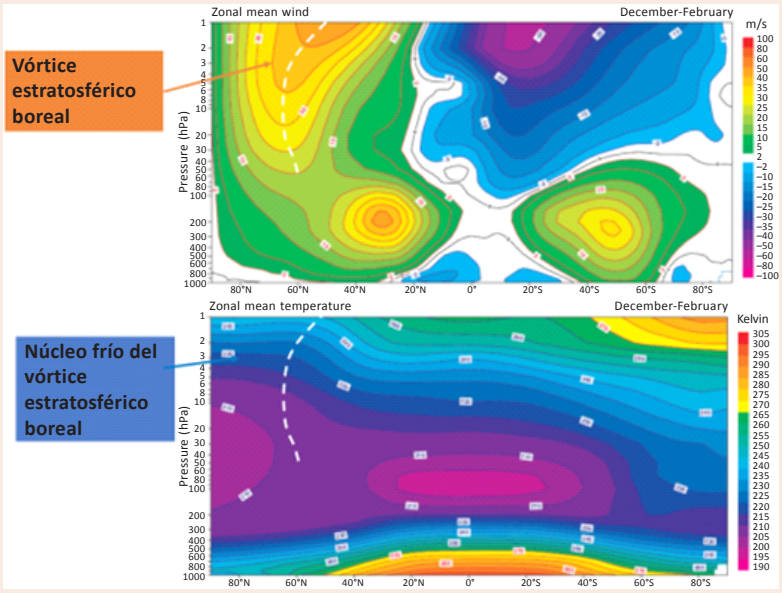


Figura A-C3 — Arriba: viento zonal medio; abajo: temperatura zonal media, para los meses de diciembre a febrero.
Fuente Atlas ERA40 (Kallberg, 2005).

Calentamiento repentino de la estratosfera (CRE)

Un CRE es un fenómeno caracterizado por un rápido incremento en la temperatura, de más de 25 °C en menos de una semana, en la estratosfera[1] del invierno boreal, (hasta más de 80 °C en algunos casos). Puede ir acompañado de la desaparición del chorro polar nocturno[2] y de su reemplazo por vientos del este. Simultáneamente la estratopausa desciende en algunos lugares hasta 20 km.

Si la temperatura media zonal aumenta hacia el polo desde los 60° N y el viento zonal medio se vuelve del este desde el polo a esta latitud al nivel de 10 hPa (32 km) o por debajo, se califica como «CRE mayor» o «gran CRE». Durante un gran CRE, el vórtice polar se rompe o se desplaza en cuestión de días y la circulación estratosférica sufre enormes cambios. Los grandes CRE tienden a ocurrir cada tres o cuatro años en promedio, pero ha habido períodos más largos sin ningún gran CRE.

Durante un gran CRE el vórtice polar resulta, o desplazado completamente del polo, o dividido en dos. Estos dos tipos de calentamiento son con frecuencia referidos respectivamente como calentamiento «onda-1» y calentamiento «onda-2». Algunos grandes calentamientos muestran un carácter híbrido, siendo el vórtice polar primero desplazado y posteriormente dividido.

El fenómeno CRE fue descubierto por Scherhag en 1952, y su mecanismo fue explicado teóricamente por Matsuno en 1971. Las ondas tienen la propiedad de que pueden producir efectos en regiones alejadas de sus fuentes. Como las olas generadas por un temporal pueden perder su energía en una playa al otro lado del mundo, y causar efectos significativos, las ondas que se producen en la baja atmósfera (por la orografía, o por calentamiento) pueden producir efectos significativos en niveles altos. Matsuno postuló y demostró que los cambios en el flujo medio observados en los CRE, que incluyen la desaceleración del flujo zonal

[1] Normalmente la estratosfera sobre los polos se extiende aproximadamente entre las altitudes de 10 y 50 km.

[2] El chorro polar nocturno es una corriente en chorro del oeste que se desarrolla en invierno en la estratosfera, con máximo a unos 25 km, y en latitudes altas (alrededor de 60°).

medio y la elevación de las temperaturas cerca del polo en la estratosfera, eran atribuibles a los efectos de la propagación vertical de ondas planetarias forzadas en la troposfera por perturbaciones de gran escala. Trabajos posteriores han confirmado que los CRE están causados por una rápida amplificación de ondas planetarias que se propagan a lo largo de la corriente en chorro del oeste hacia la estratosfera transportando y depositando momento, creando también una circulación meridional fuerte. En la alta estratosfera las anomalías del viento zonal medio se propagan lentamente desde la alta estratosfera subtropical hacia la zona polar de la baja estratosfera y a la troposfera (Kodera *et al.*, 1990) produciendo un gran calentamiento en la estratosfera polar por calentamiento adiabático. Su efecto en la troposfera es inducir un patrón similar al de la fase negativa de la AO, o a la fase negativa de la NAO (Kodera *et al.*, 2000).

La fuerte asociación entre CRE y la actividad transitoria de las ondas planetarias en la troposfera ofrece una explicación inmediata de por qué no ocurren CRE en el invierno del hemisferio sur (HS). Las ondas planetarias son generadas por el relieve y los contrastes entre las temperaturas de tierra y mar, y debido a que la mayoría de la superficie de la Tierra en el HS es océano, las ondas planetarias son más débiles que en el HN. En consecuencia el vórtice polar del HS es más fuerte y resiliente a cualquier incremento en la actividad de las ondas planetarias en la troposfera.

VPE, Oscilación Ártica y NAO

La variabilidad del VPE del HN, incluidos los eventos de VPE débil (CRE) y su contrapartida el VPE fuerte, es importante para el tiempo diario, ya que puede afectar el estado de la oscilación ártica (AO) y la NAO (Baldwin y Dunkerton, 2001; Kidston *et al.*, 2015), que son esencialmente medidas de la fuerza del flujo del oeste de latitudes medias en el HN y el Atlántico Norte, respectivamente.

La AO y la NAO están asociadas a patrones extratropicales de temperatura y precipitación. En general, los eventos de vórtice débil (fuerte) son seguidos por fases negativas (positivas) del AO/NAO. Sin embargo, se ha demostrado que la relación entre los CRE y la AO/NAO varía caso por caso y solo existe una relación robusta en aproximadamente la mitad de los CRE mayores observados (Karpechko *et al.*, 2017). Las razones exactas por las que algunos eventos estratosféricos se acoplan al tiempo superficial y otros no, no se conocen bien y es un área de investigación activa.

El calentamiento final de la estratosfera (CFE)

El CFE (en inglés SFW: *Stratospheric Final Warming*) se define como el primer día que la componente zonal del viento medio promediada zonalmente a 10 hPa y 60° N ($U10_{60}$) adquiere componente este y no es seguido por un intervalo mayor de diez días consecutivos de $U10_{60}$ del oeste hasta el siguiente invierno (Butler y Gerber, 2018). El CFE marca la transición a una estratosfera en «modo verano». Aunque, por razones puramente estadísticas, tomamos la primavera como los meses de marzo a mayo, meteorológicamente el inicio de la primavera ocurre con la desaparición del vórtice polar estratosférico. La fecha de los CFE es muy variable de un año a otro y está controlada por la estructura del flujo estratosférico y las variaciones en la propagación vertical de las ondas planetarias troposféricas (Black et *al.*, 2006). En distintos trabajos se hace referencia a CFE tempranos y CFE tardíos. Los CFE tempranos suelen ocurrir a primeros de marzo, y son más frecuentes cuando no ha existido CRE en el invierno

previo (como el de este invierno), y tienen una evolución rápida. Los CFE tardíos suelen darse a mitad de marzo, frecuentemente cuando han existido CRE durante el invierno, y evolucionan más gradualmente. Los CFE son promovidos radiativamente cuando el sol vuelve al polo ártico, pero también pueden serlos por forzamiento dinámico por ondas como ocurre en los CRE.

Referencias

Baldwin, M. P, Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294: 581-584.

Barnston, A. G. and Livezey, R. E. (1987). Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115:1083-1126. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2

Black, R. X., B. A. McDaniel and W. A. Robinson (2006). Stratosphere-Troposphere Coupling during Spring Onset. *J. Climate*, 19, 4891-4901. https://doi.org/10.1175/JCLI3907.1

Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45:3.

Butler, A. H. (2019). Stratosphere-troposphere coupling across timescales. *US CLIVAR Variations*, Spring 2019.

Butler, A. H. and Gerber, E. P. (2018). Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *J. Clim.*, 31: 2337-2344. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0648.1.

Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J.W. *et al.* (2004). North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Climate*, 17, 1055-1068. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C1055:NAWCRS%3E2.0.CO;2

Ferranti, L., Corti, S. and Janousek, M. (2015). Flow-dependent verification of the ECMWF ensemble over the Euro-Atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 916-924.

Garfinkel, C. I. (2019). Stratospheric pathway of the MJO and ENSO for boreal winter surface climate. *US CLIVAR Variations*, Spring 2019, Vol. 17, No. 1.

Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679. https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676

Hurrell, J. W., Van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, 36: 301-326. https://doi.org/10.1023/A%3A1005314315270

Karpechko, A. Y., Charlton-Perez, A., Balmaseda, M. *et al.* (2018). Predicting sudden stratospheric warming 2018 and its climate impacts with a multimodel ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 45: 13538-13546. doi: 10.1029/2018GL081091.

Kallberg, P., Berrisford, P., Hoskins, B. J. *et al.* (2005). ERA-40 Atlas. ERA-40 Project Report Series, 19. ECMWF, pp. 199.

Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C. *et al.* (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.*, 8: 433-440. doi: 10.1038/NGEO2424.

Kodera, K., Y. Kuroda, S. Pawson (2000). Stratospheric sudden warming and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *J. Geophys. Res.*, 105, 12351-12359.

Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba, K. Shibata (1990). Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1263-1266.

López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Terray, L. (2014). A mechanism for the multidecadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Clim. Dyn.*, 45(3-4): 867-880.

Matsuno, T. (1971). A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494.

Michelangeli, P. A., Vautard, R., Legras, B. (1995). Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52: 1237-1256.
https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052%3C1237:WRRAQS%3E2.0.CO;2

Scherhag, R. (1952). Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinter 1951/1952. Ber. Dtsch. Wetterdienstes U.S. Zone, 38, 51-63.

Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M. (1998). The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297-1300.
https://doi.org/10.1029/98GL00950

Woollings, T., Hannachi, A., Hoskins, B. (2010). Variability of the North Atlantic eddydriven jet stream. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136: 856-868. doi:10.1002/qj.625.

Xoplaki, E. (2002). Climate variability over the Mediterranean. PhD thesis, University of Bern, Switzerland.
http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf

