

El bloqueo escandinavo de abril y mayo de 2018

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

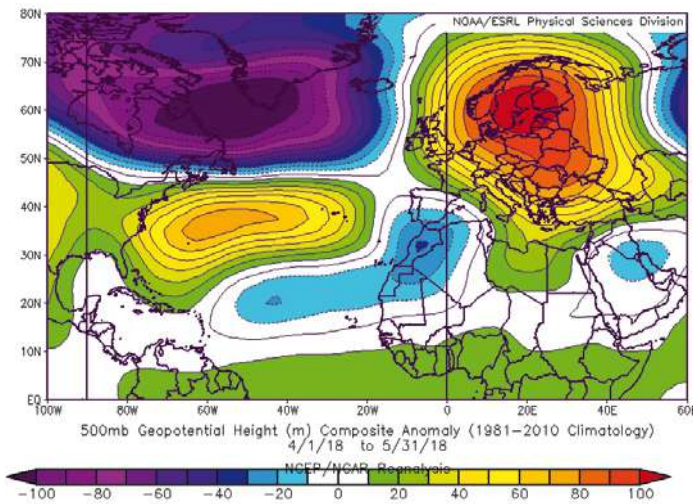


Figura 1. Anomalía media del geopotencial en 500 hPa del 1 de abril al 31 mayo

La primavera (marzo, abril y mayo) de 2018 empezó en la región Atlántico norte- Europa (ANE) con un régimen de tiempo NAO- (figura 4a), con formación de una única corriente en chorro zonal en niveles altos de la troposfera a una latitud entre 30° y 35° N al final de febrero y principios de marzo, asociada a un calentamiento repentino de la estratosfera, que rompió el periodo de sequía del país con las precipitaciones de lluvia y nieve producidas por un continuo paso de borrascas y frentes que penetraban por el SO de la Península (ver Sánchez-Laulhé 2018; Sánchez-Laulhé y Lara 2018).

Tras este episodio extraordinario de principios de marzo, la circulación evolucionó a una situación en los meses de abril y mayo de 2018 caracterizada por las anomalías del campo de altura de geopotencial en 500 hPa medio que se muestran en la figura 1: una fuerte anomalía positiva en Escandinavia; una fuerte anomalía negativa centrada en el mar de Labrador; otra anomalía positiva sobre el Atlántico norte entre la costa este de Estados Unidos y las Azores; y una anomalía negativa de menor intensidad centrada en Marruecos afectando al sur de la Península, situada a la salida del chorro polar (entre la anomalía negativa del Labrador y la anomalía positiva atlántica). La situación tiene bastante semejanza con el régimen de tiempo del ANE denominado “Bloqueo Escandinavo” (figura 4d), que está caracterizado principalmente por un fuerte dipolo Groenlandia- Escandinavia y una extensión de las bajas presiones hacia la península ibérica. En el campo medio de vientos en 300 hPa (figura 2) y sus anomalías (figura 3) de abril y mayo, se aprecia:

- la reconstrucción de un chorro polar atlántico, anómalamente intenso, en la ruta climatológica de las tormentas, volviendo a la situación habitual de dos chorros diferenciados en el Atlántico tras la situación de chorro único de la NAO- de la primera quincena de marzo;
- el desplazamiento del bloqueo de Groenlandia, característico de los episodios NAO-, a un bloqueo en el este del Atlántico;
- la desaceleración de la corriente en chorro polar en el este de la cuenca atlántica (ver el extenso mínimo del viento en Europa, en blanco, en la figura 2);
- la difluencia del flujo de oestes hacia el mar de Noruega y hacia el norte de África;
- una fuerte cizalladura anticiclónica de viento en las latitudes medias, con un chorro polar del Atlántico más intenso de lo normal en la primavera, y una anomalía de viento del Este en los subtropicos (figura 3);
- una circulación anticiclónica que se extiende desde Europa oriental a Escandinavia (figura 3) que corresponde a la anomalía positiva de geopotenciales;
- una circulación ciclónica que se extiende desde las Canarias a la Península (figura 3) que corresponde a la anomalía negativa de geopotenciales centrada en Marruecos;
- un patrón ondulatorio en el centro y oeste del Atlántico norte desde los trópicos hasta Groenlandia;
- una anomalía del viento del sudoeste desde las costas del norte de Sudamérica hasta la posición de la corriente en chorro subtropical en el Atlántico central, con apariencia de pluma tropical, quizá debida a una circulación de Hadley local anómala asociada a la convección tropical.

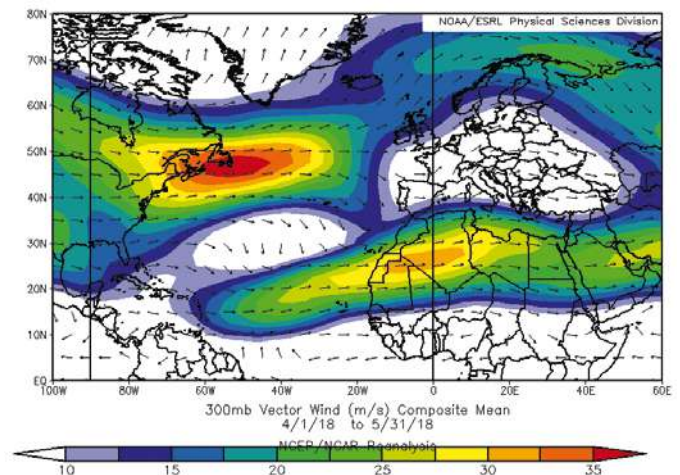


Figura 2. Velocidad del viento (color) y dirección medias en 300 hPa del 1 de abril al 31 mayo

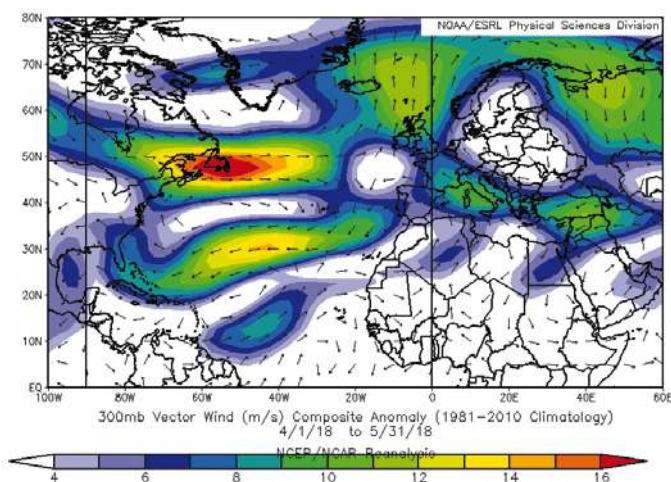


Figura 3. Velocidad de la anomalía del viento (color) y dirección medias en 300 hPa del 1 de abril al 31 mayo

Regímenes de tiempo del Atlántico Norte – Europa en invierno

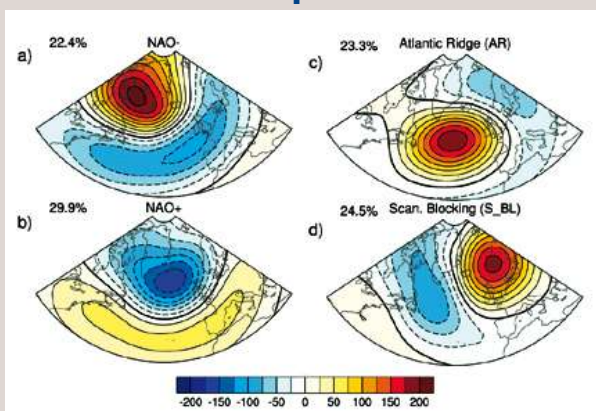


Figura 4. Centroides de las anomalías Z500 de los cuatro regímenes de tiempo de invierno para la ANE. Cada porcentaje representa la frecuencia de ocurrencia media calculada para los meses diciembre-marzo de 1958-2002. El intervalo de contorno es de 25m. (Cassou et al, 2010).

Los regímenes de tiempo se pueden entender como patrones de circulación atmosférica preferidos y/o recurrentes producidos por la interacción entre las ondas atmosféricas de escala planetaria y las de escala sinóptica. En la figura se muestran los mapas de anomalías de los regímenes de tiempo principales del Atlántico norte-Europa de invierno (Diciembre-Marzo) obtenidos por Cassou et al., 2010, a partir de los reanálisis ERA40 en el periodo 1958-2002.

El término “bloqueo” se usa generalmente para describir una situación de la circulación atmosférica en la que se invierte la posición normal de las masas de aire en una región, situando el aire más cálido hacia el polo del aire frío. El fenómeno es de una escala mayor de 1500 km y ocurre en las proximidades de la posición climatológica de la ruta de las tormentas climatológica, e implica una ruptura del flujo de

oestes en sus proximidades, afectando a la tropopausa. Son características de un bloqueo, tanto un anticiclón hacia el lado del polo del bloqueo como una baja ciclónica hacia el lado ecuatorial. En realidad un bloqueo sucede por la ruptura de una onda de Rossby. Las ondas de Rossby se propagan en áreas de fuerte baroclinicidad, y eventualmente se rompen invirtiendo el gradiente meridional en la tropopausa (superficie de 2 UVP). En el marco del “pensamiento VP (Vorticidad Potencial)” (Hoskins et al. 1985), la ruptura de onda consiste en una rotación ciclónica o anticiclónica que produce una extrusión de aire de alta temperatura potencial (θ) hacia el polo, y otra de aire de baja θ hacia el ecuador. Hay cuatro tipos de ruptura de onda como se muestran en la figura 5. Los dos casos de ruptura hacia el ecuador, LC1 y LC2, fueron introducidos por Thorncroft et al. (1993). LC2 está dominado por la extrusión de una vaguada y su ruptura ciclónica. En LC1 domina en sus etapas finales una ruptura anticiclónica. Posteriormente Peters y Waugh (1996) se dieron cuenta de la importancia de las rupturas hacia el polo e introdujeron los tipos característicos P1 y P2, que son imágenes especulares de los tipos LC1 y LC2 respectivamente. P2, como LC1, está dominado por la ruptura anticiclónica, y P1, como LC2, por la ruptura ciclónica. Thorncroft et al. (1993) resaltaron la enorme importancia de la posición del desarrollo ciclónico respecto al chorro polar en el comportamiento de la ruptura. Las localizaciones del chorro están indicadas en cada panel de la figura 5. Cuando la ruptura ocurre en el lado ecuatorial del chorro, como en LC1 y P2, domina la cizalladura anticiclónica del viento de fondo y la ruptura de la onda es anticiclónica. En LC1, la circulación ciclónica asociada a la extrusión de aire de bajo θ hacia el ecuador tiende a quedar suprimida, generándose vaguadas adelgazadas y posiblemente el desarrollo de bajas aisladas (DANA). En P2 resultan favorecidas las circulaciones anticiclónicas asociadas a las invasiones de aire de alto θ hacia el polo, y la

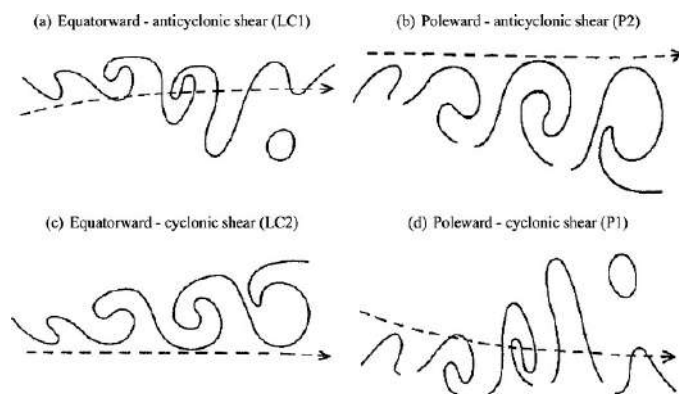
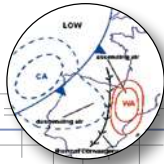


Figura 5. Cuatro tipos de ruptura de ondas mostrando la deformación de un contorno de θ representativo de la tropopausa dinámica durante la ruptura. Fuente Tyrlis y Hoskins 2007.



tendencia a desarrollar una dorsal de fuerte bloqueo. Cuando la ruptura ocurre hacia el polo del chorro, la cizalladura ambiente ciclónica favorece el desarrollo de amplias y fuertes vaguadas, como en LC2, e impide el desarrollo de fuertes dorsales, como en P1.

En invierno, el chorro se encuentra hacia el ecuador de las rupturas de ondas en todas partes salvo cerca de la costa oeste de Europa y en menor medida en América del Norte, donde se hallan las dorsales principales y se generan los bloqueos más significativos. Concretamente la dorsal europea presenta un aspecto que recuerda a un P2 ligeramente anticiclónico que está relacionado que está relacionado con las orientaciones SO-NE del chorro atlántico y del chorro sobre África.

En los casos P1 y especialmente en los LC1, el desplazamiento y giro de las líneas θ es menor y el desarrollo puede decaer en escalas de tiempo sinópticas; ocurren bloqueos más fuertes y mayores bajas y altas aisladas en patrones de evolución LC2 y P2 respectivamente.

Comparando los esquemas de la figura 5 y las anomalías medias de geopotenciales en 500 hPa de la figura 1, podríamos pensar que la gran anomalía positiva de Escandinavia sería producto de rupturas de onda tipo P1, y la anomalía negativa de Marruecos producto de ruptura de ondas tipo LC2, que originaría la frecuente presencia de bajas aisladas ciclónicas que corresponden a máximos de vorticidad potencial aislados en niveles altos de la troposfera, en el entorno de la Península, que con el calentamiento del suelo en la primavera produjeron una gran actividad tormentosa.

El tren de ondas que se observa en la figura 3, desde el norte de Sudamérica hasta Groenlandia parece estar provocado por un calentamiento anómalo en el oeste del Atlántico ecuatorial y norte de Sudamérica, asociado a la actividad convectiva anómala positiva en esa zona en los meses de mayo y abril, que habitualmente ocurre en la fase negativa del ENSO: La Niña (ver en este número de TyC en la sección "Crónicas del Tiempo"). La convección anómala queda reflejada en el mínimo de radiación de onda larga emitida

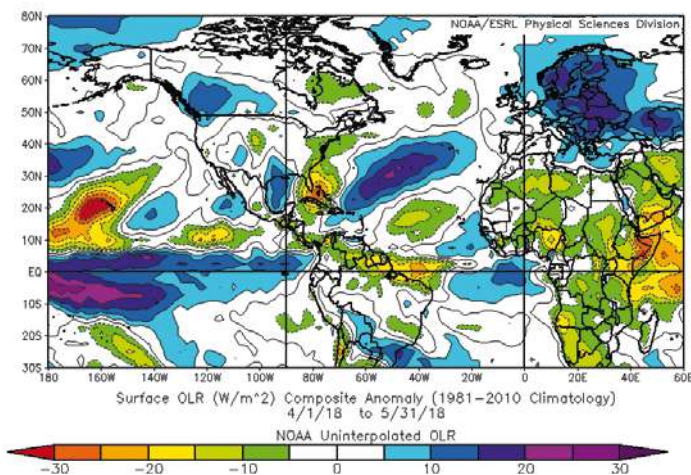


Figura 6. Anomalía media de la radiación de onda larga emitida hacia el exterior del 1 de abril al 31 mayo

al espacio (figura 6), y el mínimo del potencial de velocidades en la superficie $\sigma = 0.21$ (nivel superior de la troposfera tropical) en esa zona (figura 7). Un mínimo en el campo de potencial de velocidades en la troposfera superior indica divergencia del viento y ascensos en la columna atmosférica, o sea, actividad convectiva profunda. Los mínimos de potencial de velocidad en los trópicos actúan como una fuente de ondas de Rossby, (Sardeshmuckh y Hoskins, 1988) que se propagan tanto hacia el oeste, atrapadas en la vaguada ecuatorial, como por los extratropicos, modulando la circulación atmosférica de latitudes medias y altas. La propagación hacia latitudes altas del tren de ondas parece haber sido importante en el mantenimiento de un chorro polar intenso y una senda de tormenta muy activa en el oeste y centro del Atlántico, que como han destacado Tyrlis y Hoskins (2008), y otros anteriormente, es muy importante para el inicio de bloqueos en Europa.

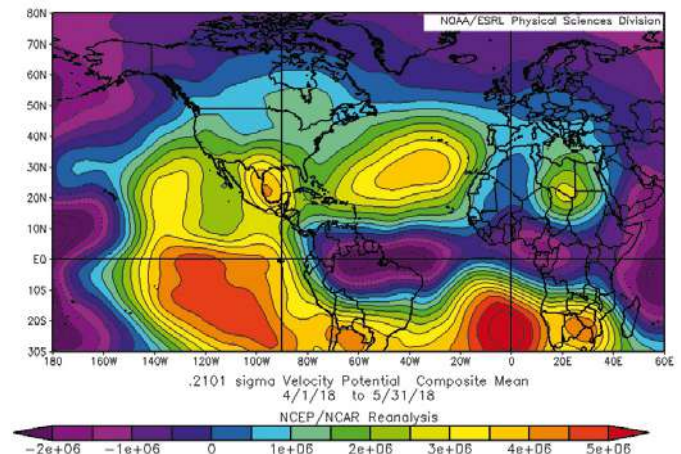


Figura 7. Potencial de velocidad en la superficie $\sigma = 0.2101$ del 1 de abril al 31 marzo

Referencias:

- Cassou C., M. Minvielle, L. Terray, C. Pégau, 2010. A statistical-dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-010-0781-7.
- Sánchez-Laulhé, J, 2018. Anomalías de la circulación en marzo de 2018 tras la ruptura del vórtice polar en febrero. *Tiempo y Clima*. Nº 60.
- Sánchez-Laulhé, J, M. Lara, 2018. Calentamiento estratosférico repentino del 10 de febrero de 2018. *Tiempo y Clima*. Nº 60.
- Sardeshmuckh, P., Hoskins, B., 1988. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *Journal of Atmospheric Science*, 45(7), 1228-1251.
- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, 1993. Two paradigms of baroclinic wave life cycle behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 17-55.
- Tyrlis, E., B.J. Hoskins, 2008. Aspects of a Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Climatology. *J. Atmos. Sci.*, 65, 1638-1652, https://doi.org/10.1175/2007JAS2337.1