

Las corrientes en chorro sobre el Atlántico norte en el invierno 2009-2010

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

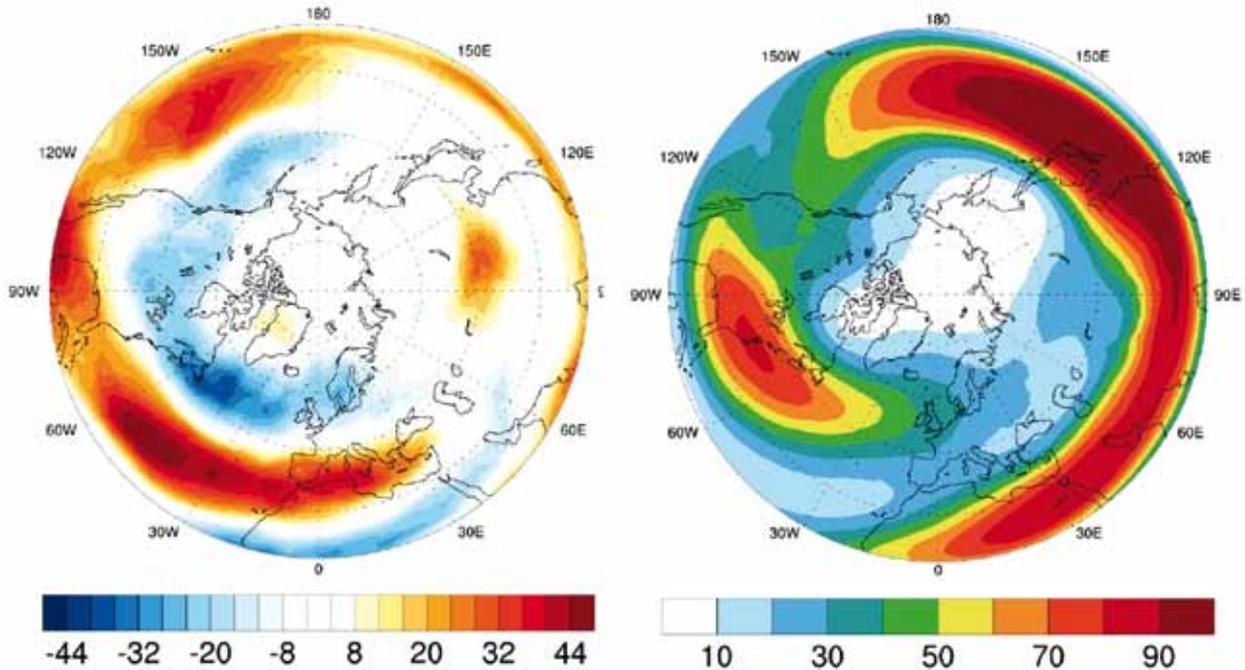


Figura 1. a) Anomalia de frecuencia de la existencia de la corriente en chorro en niveles altos (> 30 m/s) para el invierno 2009-10 para el hemisferio norte respecto a la media anual de chorro del periodo; b) frecuencia media del chorro para los inviernos del periodo 1979-2014 (Sprenger et al., 2017)

El invierno 2010 del hemisferio norte (de diciembre de 2009 a febrero de 2010) fue excepcional para la circulación atmosférica con el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) más bajo registrado desde hace más de un siglo. Fue el más lluvioso en la España peninsular al menos desde 1965, año en que se inicia esta evaluación basada en las observaciones de AEMET (Figura 2); récord que se extiende en el tiempo al considerar series histórica largas de observatorios de la Península. Así en Gibraltar fue el invierno más lluvioso de su historia (desde 1813; Figura 3). En los mapas de la figura 1 debidos a Sprenger et al. (2017) se ven reflejados los datos de la presencia de las corrientes en chorro en niveles altos en ese periodo en el hemisferio norte (HN), característica en la que nos vamos a detener en esta sección.

En la figura 1a se muestran las anomalías de la frecuencia de existencia de chorro en niveles altos en el hemisferio boreal en invierno de 2010 respecto a la frecuencia climatológica de chorro para los años 1979-2014 que se presenta en la figura 1b. Las frecuencias se han obtenido a partir de los reanálisis del ERA-interim con el criterio de que existe chorro en un punto de rejilla cuando el promedio de la velocidad del viento entre 500 y 250 hPa es mayor que 30 m/s sobre dicho

punto. Como se observa en la figura 1b en el invierno del HN el flujo promedio en la alta troposfera presenta una pronunciada estructura longitudinal, con dos chorros sobre el océano Atlántico y un solo chorro sobre Asia y el océano Pacífico. Las frecuencias medias climatológicas alcanzan valores máximos de casi 100 % sobre el Pacífico norte y este de Asia, lo que indica una baja variabilidad geográfica del chorro en esa zona, y un máximo de 80% sobre el Atlántico norte occidental, que implica una mayor variabilidad del chorro atlántico. La parte occidental del anticiclón de las Azores, la península ibérica y Canarias tienen baja frecuencia, entre 20 y 30 %, encontrándose habitualmente entre los dos chorros, en una zona de movimientos verticales descendentes a la que colaboran tanto por la rama descendente de la circulación transversal directa de la entrada del chorro subtropical africano, como por la rama descendente de la circulación indirecta de la salida de la corriente en chorro del Atlántico norte.

En el invierno 2010 del HN el flujo en la alta troposfera tuvo desviaciones inusuales respecto a la climatología, principalmente sobre el Atlántico, con anomalías positivas de presencia del chorro de más de + 44 % en una zona próxima a latitud de 30° N entre 40° y 60° W; y negativas de menos de - 42 % a latitudes más altas al sur de Groenlandia. Estas

anomalías corresponden a la presencia de un chorro medio único que rodeó la Tierra, anulando las discontinuidades que aparecen en la climatología sobre el Atlántico: la corriente en chorro media del Atlántico norte fue inusualmente zonal y se desplazó un poco hacia latitudes más bajas, y el chorro subtropical africano se desplazó hacia latitudes un poco más altas, de modo que ambos se confundieron en un único chorro zonal inusualmente persistente, cruzando la zona en la que habitualmente reina el anticiclón subtropical de las Azores y la Península, y adentrándose en el Mediterráneo. Además, la estructura latitud-altura y la variabilidad temporal del chorro atlántico en ese invierno tuvieron unas características más propias del chorro del Pacífico que del chorro del Atlántico.

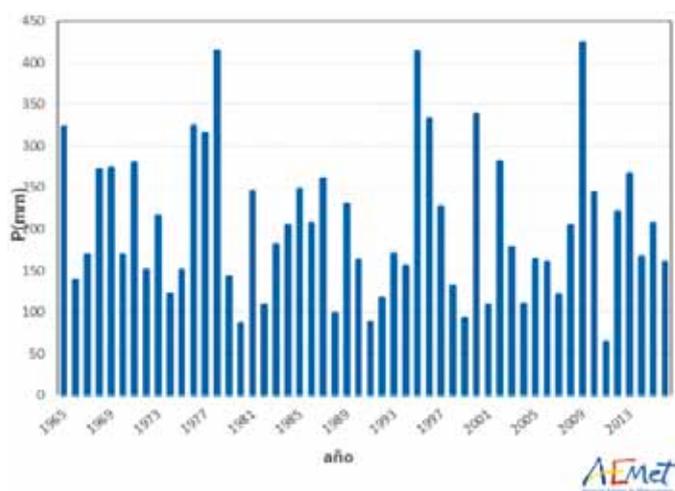


Figura 2. Variación interanual de la precipitación media estimada para la península ibérica para los inviernos (diciembre-febrero) de 1965 a 2016.

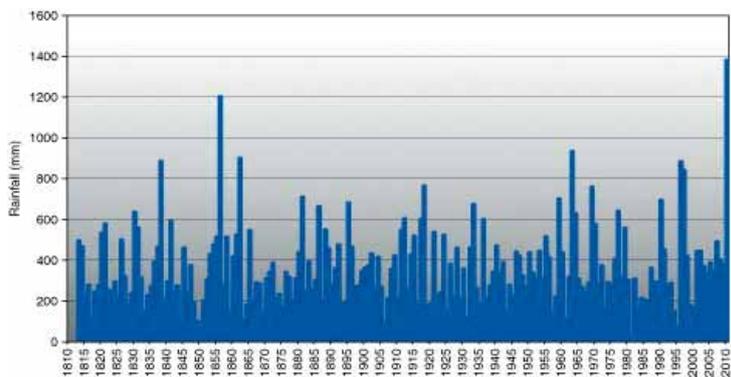


Figura 3. Variación interanual de la lluvia en invierno en Gibraltar (registro compuesto 1813-2010). (Ball, 2010)

Tipos de corrientes en chorro

Hay dos tipos de chorros en la alta troposfera: los chorros subtropicales y los chorros polares de latitudes medias. Además de sus diferentes ubicaciones en latitud y altura, estos

dos tipos de chorros difieren en su estructura vertical, sus propiedades de variabilidad y su fuerza motriz. El chorro subtropical se concentra cerca del borde subtropical de la célula de Hadley (a unos 30° de latitud), en la alta troposfera tropical-subtropical (a unos 200 hPa), es relativamente persistente y es impulsado, predominantemente, por la advección del momento angular absoluto por la circulación meridional media de la célula, que es impulsada a su vez por la convección térmica y el enfriamiento radiativo en los trópicos. El chorro polar se localiza dentro de la célula de Ferrel, y es impulsado principalmente por la convergencia del flujo del momento perturbado de las ondas baroclínicas, localizándose sobre las zonas baroclínicas de las latitudes medias, en las sendas de las tempestades de latitudes medias, normalmente a latitudes superiores a 30°, y con su núcleo a unos 300 hPa. Los dos tipos de chorros presentan una cizalladura vertical del viento que se asocia con gradientes de temperatura meridionales de niveles más bajos, siendo el gradiente vertical de cizalladura y temperatura más fuerte para el chorro subtropical.

Las propiedades del chorro, incluyendo su variabilidad a corto plazo, se ven afectadas por las condiciones circundantes, tales como:

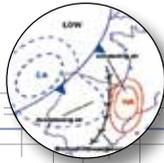
- **La estación astronómica:** cuando el máximo del calentamiento se mueve un par de grados del ecuador se producen asimetrías profundas en la circulación de Hadley, con la célula de invierno amplificándose mucho y la célula de verano volviéndose despreciable. (Lindzen y Hou, 1988).

- **Cambios en el forzamiento diabático:** Los dos tipos de fuerza motriz actúan generando y manteniendo los dos regímenes de chorro simultáneamente, pero en un régimen con calentamiento tropical débil y fuerte enfriamiento en latitudes altas, el chorro del frente polar se separa del chorro subtropical, formando un estado de chorro doble. Por el contrario, si el calentamiento tropical supera un cierto valor emerge un chorro único e intenso pues la generación de las perturbaciones baroclínicas es lo suficientemente cercana al chorro subtropical para que se forme un solo chorro combinado. Lo que indica que la presencia de uno o dos chorros en un estado estacionario estadístico depende de los valores relativos del calentamiento tropical y de la anchura de la zona baroclina (Son y Lee 2005).

- **Las temperaturas de la superficie del mar (TSM):** Bajo las condiciones de régimen de circulación de chorro único del invierno del HN, el chorro asociado a las perturbaciones baroclínicas se desplaza hacia el polo, tanto con la TSM media global como con el gradiente de ecuador al polo de la TSM (Lu et al. 2010).

- **Las condiciones estratosféricas:** Para un enfriamiento suficientemente fuerte de la estratosfera del invierno polar, el chorro troposférico del hemisferio en invierno se desplaza hacia el polo y se fortalece notablemente en superficie, acompañado de una caída de presión en las latitudes altas del mismo hemisferio (Polvani y Kushner 2002).

- **La latitud:** La variabilidad interna del chorro cambia significativamente con la latitud. Un chorro polar desplazado



hacia el ecuador es más persistente que un chorro desplazado hacia el polo, al parecer debido a la esfericidad de la Tierra (Barnes et al., 2010).

Los dos tipos de chorro pueden combinarse o superponerse en un chorro único o dividirse en dos chorros interactuantes separados, dando lugar a una conducta compleja (Son y Lee 2005; O'Rourke y Vallis 2013). El chorro subtropical tiene impacto en el desarrollo de ondas baroclínicas y consiguientemente del chorro polar. Cuando es suficientemente intenso favorece el crecimiento de las ondas baroclínicas a lo largo del propio chorro subtropical. Cuando el chorro subtropical tiene una intensidad modesta el lugar más favorable para el crecimiento de las ondas baroclínicas se sitúa a menudo a unos 20° o 30° hacia el polo del chorro subtropical, estableciendo un chorro polar bien alejado del chorro subtropical.

Los dos tipos de chorro tienen variabilidad temporal muy diferente. Mientras que los chorros polares tienden a serpen-tear latitudinalmente debido a las retroalimentaciones del flujo ondulatorio, los chorros térmicamente subtropicales y los combinados apenas cambian de latitud, y su variabilidad se asocia principalmente a una pulsación del chorro. El chorro del Pacífico norte tiene una estructura vertical y una variabilidad temporal característica de un chorro combinado, mientras que el chorro del Atlántico norte es de carácter polar y coexiste con un chorro subtropical que comienza sobre el Atlántico oriental y se extiende sobre África y Asia.

El esquema clásico debido a Riehl (1962) de la figura 4, aparentemente muestra para el invierno del HN un cuadro de presencia de chorro consistente con la situación de flujo de doble chorro. Pero si se examina más detenidamente se puede intuir que coexisten situaciones de doble chorro y de chorro único para distintas longitudes geográficas debido a que las dorsales y las vaguadas de los chorros subtropicales y polares están desfasadas. Para las longitudes donde el chorro subtropical se encuentra en latitudes relativamente bajas (y por tanto es presumiblemente débil) se forma un chorro polar a latitudes mucho más altas, y viceversa. En áreas donde los chorros subtropical y polar se acercan, se espera encontrar un máximo único de viento zonal, un chorro combinado, mientras que donde estos chorros están muy separados se observa un doble máximo. Estas características se reflejan en el mapa climatológico del HN de la figura 1b. Entre 120° E y 189° E, donde se juntan los chorros subtropical y polar-frontal, se observa el chorro fuerte del Pacífico centrado en 35° N, y no aparece un frente polar separado hacia el polo del chorro del Pacífico. En contraste, entre 60° W y 20° E, existen claramente dos chorros, un débil chorro subtropical entre 15°-20° N y el chorro polar entre 45°-55° N. Dejando a un lado los mapas medios de la climatología, los eventos meteorológicos de superposición de chorros son relativamente raros, pero tiene máximos geográficos marcados que coinciden con las zonas señaladas mencionadas. Las superposiciones son más frecuentes en el oeste del Pacífico de diciembre a febrero, con un pico secundario en el sur de Norteamérica y a lo largo de su borde oriental (Christenson et al., 2017).

Cuando los chorros polar y subtropical se superponen latitudinalmente la baroclinicidad troposférica y estratosférica asociada a cada chorro individual se combinan en zonas de contraste aún más estrechas. La estructura del chorro resultante comprende una gran fracción de la baroclinicidad polo-ecuador y se caracteriza por circulaciones verticales y horizontales más vigorosas (Handlos y Martin 2016), y han sido relacionados, directa o indirectamente con gran número de fenómenos meteorológicos de latitudes medias de fuerte impacto, como ciclogénesis explosivas.

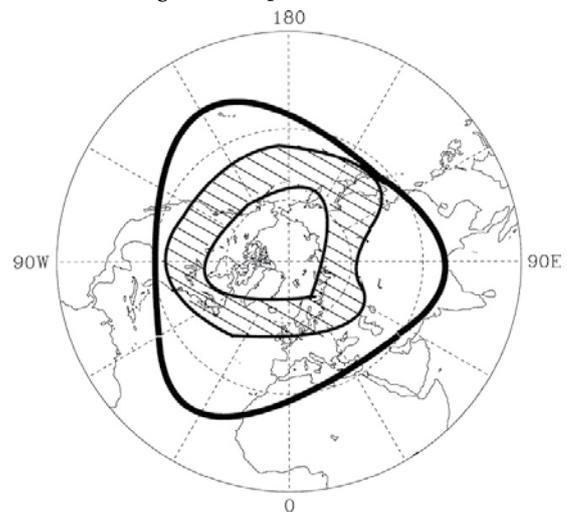


Figura 4. Posición media del eje del chorro subtropical (línea gruesa) y área de actividad principal del chorro del frente polar (sombreado) para el invierno del hemisferio boreal. Fuente Riehl, 1962.

El chorro combinado del Atlántico norte del invierno de 2010

En lo siguiente seguiremos fundamentalmente el trabajo de Harnik et al. (2014)

Durante el invierno de 2010, el chorro atlántico cambió de ser un chorro polar, mantenido por las perturbaciones baroclínicas, a ser un chorro zonal combinado, mantenido, tanto térmicamente como por las perturbaciones baroclínicas. Un estado de chorro atlántico único zonal dominante durante un mes ocurre ocasionalmente, pero es extraordinario que sea dominante durante todo el invierno siendo los últimos precedentes antes del 2010 los de los inviernos de 1969 y 1970..

Esta situación zonal muestra características similares a las de una situación de Oscilación del Atlántico Norte (NAO) negativo, con el chorro atlántico desplazado hacia latitudes más bajas y perturbaciones baroclínicas más débiles de lo normal y también desplazadas hacia el sur. Además los análisis de estas situaciones de chorro único atlántico, hechos con meses de chorro combinado, muestran un calentamiento diabático anómalo en el Pacífico tropical. La combinación de perturbaciones baroclínicas más débiles de lo normal y la intensificación del calentamiento tropical, y una retroalimentación positiva entre las perturbaciones y el flujo medio, respaldan la idea de que en estas situaciones el chorro atlántico sea en

parte mantenido térmicamente, como ocurre en el Pacífico. Un análisis de retro trayectorias de los chorros africano y atlántico muestra que en las situaciones de chorro zonal el Pacífico tropical gana en importancia como fuente de momento respecto a las situaciones de dos chorros separados.

El análisis de la TSM en las situaciones de chorro combinado muestra también las características de un estado de NAO negativo pero con gradientes meridionales de TSM particularmente anómalos en el Atlántico subtropical oriental, donde el viento en superficie es anómalamente de oeste. Cuando los gradientes meridionales anómalos se hacen lo suficientemente negativos en el Atlántico subtropical oriental (figura 5), se hace particularmente persistente un estado de chorro anómalamente zonal (figura 6), sugiriendo una retroalimentación positiva de la TSM. Además, en las observaciones, estas anomalías de gradiente de la TSM aparecen en pares de inviernos consecutivos: 1969-70 y 2010-2011, mostrando en ambos casos anomalías mayores en el primero de los inviernos, lo que sugiere que estas fuertes anomalías alcanzan las aguas profundas que reemergen para fortalecer el estado de chorro zonal durante el siguiente invierno.

Como resumen parece que en la formación de los estados combinados están implicadas las variaciones propias del chorro polar atlántico asociadas a las interacciones flujo medio-perturbaciones, que dan lugar a la variabilidad atlántica asociada con la NAO, y ocasionalmente a su desplazamiento a latitudes bajas (NAO negativa). En algunos inviernos, un desplazamiento anómalo del chorro hacia el ecuador puede coincidir con un calentamiento tropical anómalo y como consecuencia el chorro sufrir una transición a un estado de chorro combinado como ocurrió en el caso de 2010.

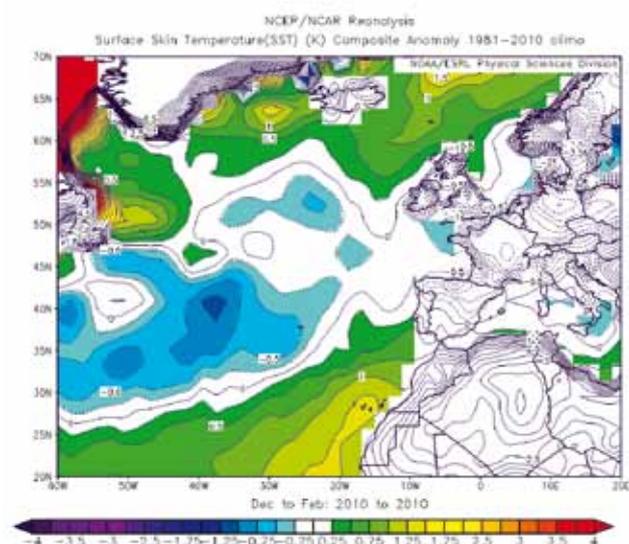


Figura 5. Anomalía de la temperatura de la superficie del agua del mar para el invierno de 2010

Figura 5. Anomalía de la componente zonal del viento en 850 hPa para el invierno de 2010

Referencias:

- Ball, S., 2011: Exceptional rainfall in Gibraltar during winter 2009/2010. *Weather*, 66: 22-25. doi:10.1002/wea.733,
- Barnes, E. A., y D. L. Hartmann. 2010. Influence of eddy-driven jet latitude on North Atlantic jet persistence and blocking frequency in CMIP3 integrations, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L23802, doi:10.1029/2010GL045700.
- Christenson, C.E., J.E. Martin, y Z.J. Handlos, 2017: A Synoptic Climatology of Northern Hemisphere, Cold Season Polar and Subtropical Jet Superposition Events. *J. Climate*, 30, 7231-7246, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0565.1>
- Handlos, Z.J. y J.E. Martin, 2016: Composite Analysis of Large-Scale Environments Conducive to Western Pacific Polar/Subtropical Jet Superposition. *J. Climate*, 29, 7145-7165, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0044.1>
- Lee, S. y H. Kim, 2003: The Dynamical Relationship between Subtropical and Eddy-Driven Jets. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1490-1503, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<1490:TDRBSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<1490:TDRBSA>2.0.CO;2)
- Lindzen, R. S., y A. Y. Hou, 1988: Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2416-2427, doi:<https://doi.org/10.1175/1520>.
- Lorenz, D. J., 2014b: Understanding midlatitude jet variability and change using Rossby wave chromatography: Wave-mean flow interaction. *J. Atmos. Sci.*, 71, 3684-3705, doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0201.1>.
- O'Rourke, A., y G. K. Vallis, 2013: Jet interaction and the influence of a minimum phase speed bound on the propagation of eddies. *J. Atmos. Sci.*, 70, 2614-2628, doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0303.1>.
- Polvani, L. M., y P. J. Kushner, 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 18-1-18-4, doi:<https://doi.org/10.1029/2001GL014284>.
- Son, S. W., y S. Lee, 2005: The response of westerly jets to thermal driving in a primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3741-3757, doi:<https://doi.org/10.1175/JAS3571.1>
- Sprenger, M., G. Fragkoulidis, H. Binder, M. Croci-Maspoli, P. Graf, C.M. Grams, P. Knippertz, E. Madonna, S. Schemm, B. Škerlak, y H. Wernli, 2017: Global Climatologies of Eulerian and Lagrangian Flow Features based on ERA-Interim. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, 1739-1748, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00299.1>

