

En esta nueva sección proponemos en cada entrega fijarnos en un mapa climático y resaltar la información que pueda contener. Si se tratara de mapa climatológico de una o varias variables obtenido de un atlas de reanálisis, como en esta primera entrega, el objetivo sería señalar sus aspectos más relevantes para la circulación general. Si se tratara de un mapa de predicción estacional el objetivo sería la interpretación probabilística. Si se tratara de mapas de integraciones climáticas de corto plazo (decadales), o de largo plazo (seculares), el objetivo pasaría a ser su interpretación.

# Vector viento divergente y vorticidad absoluta en 200 hPa

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ LAULHÉ. AEMET, MÁLAGA

Para esta primera entrega hemos escogido los mapas medios, para los periodos diciembre a febrero, y junio a agosto, del vector viento divergente y de la vorticidad absoluta en 200 hPa, que aparecen combinados en el Atlas ERA 40 del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (figura 1)

## 1. Células de Hadley y Walker

El campo de viento horizontal  $\vec{v}$  se puede descomponer en un campo de viento solenoidal, o no divergente,  $\vec{v}_s$ , y otro campo irrotacional o divergente,  $\vec{v}_z$ , que da cuenta de toda la divergencia del viento  $D = \nabla \cdot \vec{v} = \nabla \cdot \vec{v}_z$

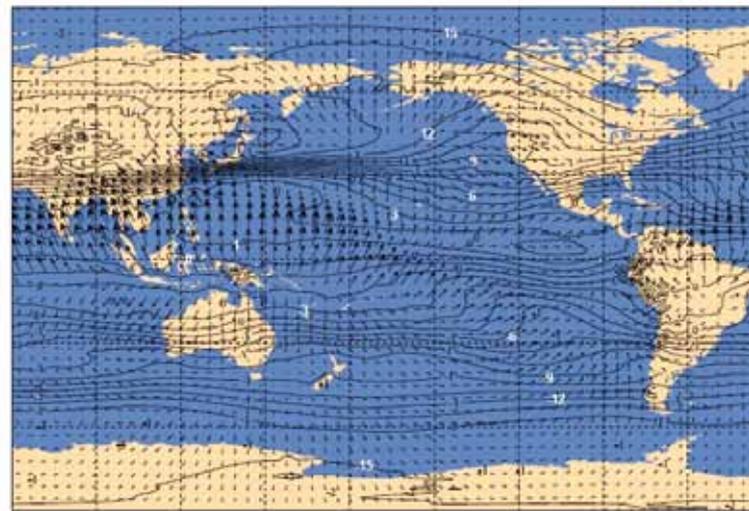
En general  $|\vec{v}_s| \gg |\vec{v}_z|$ , pues donde el viento divergente alcanza su mayor intensidad, en la parte ecuatorial del Pacífico occidental, no llega a ser un tercio de la magnitud de la componente solenoidal. Sin embargo  $\vec{v}_z$  no contribuye a los movimientos verticales, todo el movimiento vertical está asociado a la divergencia del viento irrotacional. En coordenadas  $p$  esta relación viene dada por  $\frac{\partial \omega}{\partial p} = -D$  siendo  $\omega = \frac{dp}{dt}$  la velocidad vertical en estas coordenadas.

Los movimientos verticales ascendentes de escala troposférica disminuyen su intensidad desde las capas medias a las altas hasta anularse, generándose divergencia del viento en los niveles altos. Lo contrario ocurre para los movimientos descendentes. Por tanto en los mapas de 200 hPa la divergencia (convergencia) del viento divergente corresponde a movimientos ascendentes (descendentes) en la troposfera. Esta divergencia es patente en la zona de convergencia intertropical. En los trópicos y para mapas medios (que se pueden considerar estacionarios) a gran escala, la velocidad vertical está directamente relacionada con el calentamiento diabático

$$0 \approx \sigma \omega + \frac{1}{c_p} \dot{Q}, \quad (1)$$

donde  $\sigma$ ,  $c_p$ , y  $\dot{Q}$  son la estabilidad estática, el calor específico a presión constante y el calentamiento diabático, respectivamente. La interpretación de (1) es que, en los trópicos, la liberación de calor latente por condensación del aire húmedo en el aire ascendente se compensa por el enfriamiento causado por la expansión del aire en el ascenso. Mientras que el calentamiento por compresión del aire en los movimientos descendentes se equilibra por el enfriamiento radiativo.

Absolute vorticity ( $10^{-2} \text{s}^{-1}$ ) with the vector divergent wind at 200 hPa



Absolute vorticity ( $10^{-2} \text{s}^{-1}$ ) with the vector divergent wind at 200 hPa

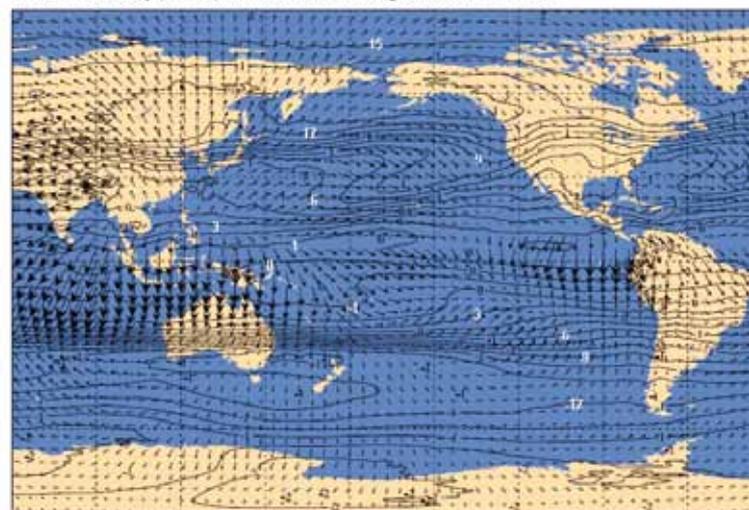


Fig 1. Fuente: ([http://old.ecmwf.int/research/era/ERA-40/ERA-40\\_Atlas/docs/section\\_D/parameter\\_avwtdwva200hpa.html](http://old.ecmwf.int/research/era/ERA-40/ERA-40_Atlas/docs/section_D/parameter_avwtdwva200hpa.html)).

En el nivel de 200 hPa los vectores viento divergente que se dirigen desde zonas de divergencia en los trópicos hacia zonas de convergencia, siguiendo aproximadamente los paralelos geográficos, delatan las ramas superiores de las circulaciones

verticales de las células de Walker, y los vectores que, entre el ecuador y las zonas de convergencia en los subtropicos, se dirigen hacia los polos delatan las ramas superiores de las circulaciones verticales de las células de Hadley. Se observa que en el hemisferio en invierno, la magnitud de la componente meridional del viento divergente en los trópicos es mucho mayor que en el hemisferio en verano, lo cual indica que la célula de Hadley a nivel global del hemisferio en invierno es mucho más potente que en el hemisferio en verano, y se puede interpretar como un *monzón de escala global*, un único giro vertical meridional persistente, a escala global, en trópicos y subtropicos, que varía de sentido con la época del año.

La intensidad de la célula de Hadley es zonalmente asimétrica, varía mucho con la longitud, siendo particularmente débil en la parte oriental del Atlántico y el Pacífico.

Las zonas de convergencia media en el hemisferio en invierno, asociadas a las ramas descendentes de las células de Hadley, se extienden por todos los subtropicos centradas en unos 30°, aunque también existen máximos muy localizados, así ocurre en el periodo diciembre-enero con la zona de fuerte convergencia corriente abajo del Himalaya, al noroeste del máximo de divergencia de Indonesia. Estas “células de Hadley locales” también ocurren en África y América Central.

La rama descendente de la célula global de Hadley es la explicación canónica del cinturón subtropical de altas presiones subtropicales en invierno. Sin embargo no pueden explicar los anticiclones oceánicos subtropicales del hemisferio en verano, época en que las altas son más potentes que en invierno, pero en la que la célula de Hadley es inexistente o muy débil en dicho hemisferio.

Los vientos divergentes asociados al monzón asiático de verano (junio-agosto) abarcan una superficie enorme, alcanzando las latitudes medias,

siendo de destacar la asociación del monzón a la convergencia del viento y descensos sobre el Mediterráneo y norte de África, explicando la característica extrema sequedad del verano en esta zona.

En latitudes medias y altas el enfriamiento la relación de los movimientos verticales y el calentamiento diabático se compli-

ca, pues el ascenso se compensa con el calentamiento diabático y/o la advección térmica,

$$0 \approx -\bar{v} \cdot \nabla T + \sigma \omega + \frac{1}{c_p} Q, \text{ donde } T \text{ es la temperatura.}$$

## 2. Fuentes de Rossby.

Es bien conocido el fuerte impacto de la convección tropical en todo el globo. Así, el lento desplazamiento de la convección en la zona intertropical, ligada a El Niño, desde Indonesia-Nueva Guinea al Pacífico Central, (siguiendo el máximo de anomalía de temperatura en la superficie del agua del mar) produce importantes anomalías en todas las latitudes. Se ha demostrado que la respuesta atmosférica a esta anomalía de calentamiento tropical explica buena parte de la variabilidad interanual en la atmósfera tropical, y de la variabilidad interanual en invierno en extensas zonas de las latitudes medias, donde el forzamiento convectivo tropical se hace notar por medio de ondas de Rossby de propagación meridional.

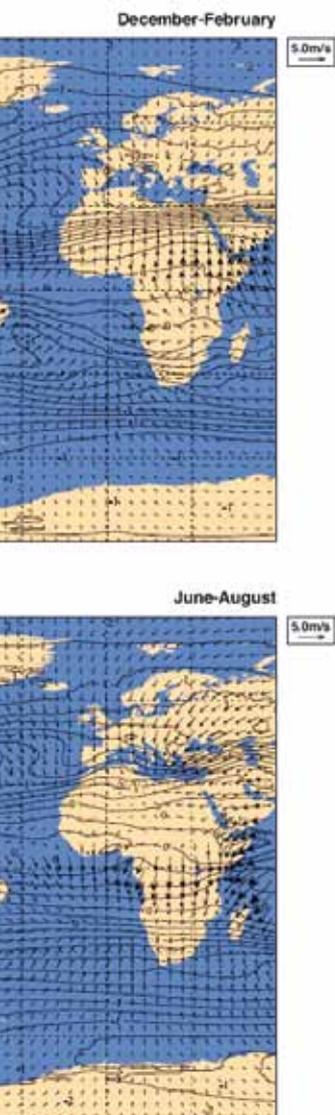
La clave para entender estas interacciones tropicales-extratropicales, ondas de Rossby meridionales, a escalas temporales mayores que la sinóptica, está en la divergencia del viento por encima de las zonas de calentamiento por convección tropical. Aunque el flujo divergente es solo una parte pequeña del flujo total, la advección de la vorticidad asociada a el de importancia crucial, siendo una fuerza motriz del campo de viento rotacional de niveles altos troposféricos global.

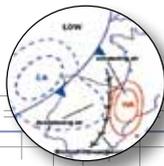
Las zonas donde se generan estas ondas de Rossby son aquellas en las que el ‘término fuente de Rossby’  $IS| > 0$ , siendo  $S = -\zeta_a D - v_x \nabla \zeta_a = -\nabla(v_x \zeta_a)$ , y  $\zeta_a$  la componente vertical de la vorticidad absoluta; zonas claramente visibles en los mapas de la figura 1.

En las propias zonas del calentamiento convectivo tropical  $S$  es pequeño, pues la  $\zeta_a$  es normalmente pequeña (ahí toda advección de vorticidad tiende a ser anulada por la divergencia). Sin embargo en los márgenes de las zonas de calentamiento, o sea en el perímetro de las zonas de mayor divergencia, es donde el forzamiento de las ondas de Rossby es muy grande, pues es donde  $\bar{v}_x$ , y los gradientes de  $\zeta_a$  por efecto del mismo calentamiento tropical, toman valores mayores (ver esquema de la figura 2) y son bastante paralelos.

Así se puede deducir en el mapa de diciembre a enero que el forzamiento de ondas de Rossby es muy grande en la región del máximo de chorro de Asia (donde el gradiente de vorticidad es muy grande y paralelo al viento divergente), alejada unos 3000 km del máximo de calentamiento tropical de la región de Indonesia.

La fuente de ondas de Rossby se extiende por tanto sobre un área mucho más extensa que el área que ocupa el propio calentamiento, inmerso en los vientos este-ecuatoriales. La mayor parte de la fuente efectiva de ondas se encuentra cerca de los chorros de oeste subtropicales, y su intensidad depende de la intensidad y definición de estos chorros. Además es casi antisimétrica res-





Para niveles altos, como 200 hPa, la ecuación no lineal de la vorticidad se puede escribir simplificadamente (despreciando los términos de advección vertical y twisting por la pequeña velocidad vertical en este nivel, y los términos de rozamiento al tratar escalas de longitud planetaria) como:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla\right) \zeta_a = -\zeta_a D$$

$\zeta_a$  es la componente vertical de la vorticidad absoluta,  $\zeta_a = \zeta + f$ , siendo  $\zeta$  la componente vertical de la vorticidad relativa y  $f$  el parámetro de Coriolis.

La advección de vorticidad por el viento divergente no es necesariamente pequeña aunque generalmente  $|\bar{v}_v| \gg |\bar{v}_z|$ , pues el viento divergente, al contrario que el rotacional, forma con frecuencia un gran ángulo con las líneas de vorticidad absoluta constante. Pasando la advección de vorticidad por el viento divergente al segundo miembro:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + v_w \cdot \nabla \zeta_a = -\zeta_a D - v_z \nabla \zeta_a$$

Lo que significa que la vorticidad se puede generar por estiramiento de los vórtices debido a la divergencia, y por la advección de vorticidad por el viento divergente. Los términos de forzamiento de la vorticidad, derecha de la ecuación, pueden ser agrupados en la forma compacta en el término  $S = -\nabla(v_z \zeta_a)$ , denominado "término fuente de Rossby".

Fuera de las zonas fuente, la perturbación generada se propaga como ondas libres de Rossby, o sea, conservando la vorticidad absoluta  $\frac{d\zeta_a}{dt} \cong \frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + v_w \cdot \nabla \zeta_a = 0$ .

Para estados cuasiestacionarios, como se pueden considerar lo mapas medios estacionales,  $\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} \cong 0$ , por lo que  $v_w \cdot \nabla \zeta_a \cong 0$ , que se traduce en que en éstos mapas normalmente los contornos de vorticidad absoluta son paralelos a las líneas de corriente.

pecto al ecuador, lo que explica por un lado que la respuesta tropical es casi simétrica respecto al ecuador incluso cuando el calentamiento está desplazado hacia un hemisferio, y por otro que la respuesta extratropical pueda ser grande en el hemisferio en invierno incluso cuando el calentamiento ocurre íntegramente en el hemisferio en verano.

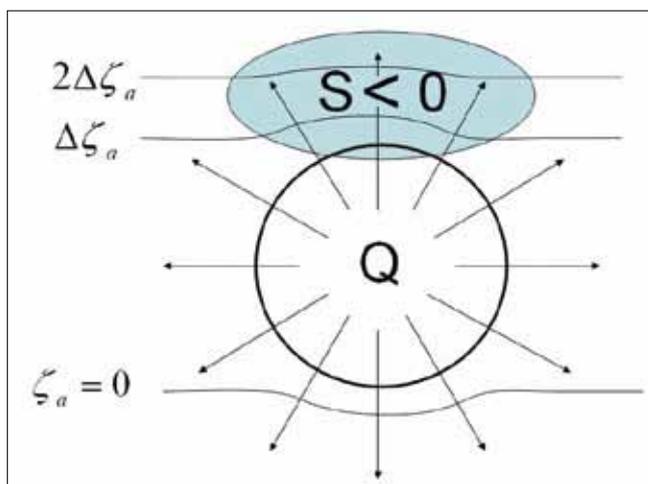


Fig 2.

### 3. La vorticidad sobre los anticiclones subtropicales.

En los mapas se observa, especialmente en verano, encima de las altas subtropicales, la existencia de estructuras en  $S$  (invertida en el Hemisferio Norte) en los contornos de la que refleja la existencia de un dipolo meridional de vorticidad relativa. Este dipolo, que presenta el máximo sobre la parte hacia el ecuador de los anticiclones en superficie y el mínimo en la parte hacia

el polo, manifiesta la distinta estructura baroclina y barotrópica equivalente de las respectivas zonas.

En consistencia con los dipolos de niveles altos, el gradiente del campo de vorticidad absoluta evidencia la presencia de una estructura de doble chorro en la parte superior de la troposfera asociada a las altas subtropicales, con la salida del chorro de oestes de latitudes medias hacia el polo del anticiclón (hacia el polo del dipolo) y las entradas del chorro subtropical de oestes hacia el ecuador.

La presencia del dipolo y el doble chorro está particularmente marcado sobre el alta subtropical del Atlántico Norte en invierno, y puede explicar buena parte del campo de viento divergente como asociado a las circulaciones transversales, térmicamente indirecta en la zona de la salida del chorro de latitudes medias, y térmicamente directa en la entrada del chorro subtropical, convergiendo sobre el máximo relativo de vorticidad absoluta (polo positivo del dipolo) inmediatamente al norte del chorro subtropical.

### Leer más:

- Kevin E. Trenberth, David P. Stepaniak, and Julie M. Caron, 2000: The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Climate*, 13, 3969-3993.
- Prashant D. Sardeshmukh and Brian J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1228-1251.
- M. J. Rodwell and B. J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- Takafumi Miyasaka and Hisashi Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, 18, 5046-5065.