

Vientos y monzones

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ LAULHÉ

Los mapas de la figura 1 muestran los vectores viento, la velocidad del viento (sombreada) en niveles bajos (850 hPa) y en niveles altos (200 hPa) de la troposfera, para el verano del hemisferio norte (HN), en los meses de junio, julio y agosto (JJA).

Buena parte de las características que muestran estos mapas se ven reflejadas en el esquema de la circulación general media zonal de la figura 2, que contiene para cada hemisferio un modelo de dos células para la circulación meridional media zonal (euleriana) y los principales cinturones de viento. La célula media zonal de Hadley en latitudes bajas es térmicamente directa, o sea, el aire más cálido próximo al ecuador es el que constituye la rama ascendente. Esta corriente ascendente genera un flujo en niveles bajos hacia el ecuador, que va aumentando su componente este con la disminución de la latitud por la conservación del momento angular, constituyendo los alisios del nordeste y del sudeste. La célula de Hadley continúa en altura con contracorrientes hacia el polo y hacia el oeste, que se aceleran; producto también de la conservación del momento angular, hasta unos 30° de latitud conformando las corrientes en chorro subtropicales del oeste. Bajo el chorro los descensos subtropicales cierran la célula. La célula de Hadley se intensifica en el hemisferio en invierno, HS en JJA, y se debilita en el hemisferio en verano, de forma que queda prácticamente una única, la del hemisferio en invierno desplazada hacia el hemisferio en verano. Este ciclo anual fuerza un ciclo acompasado para la corriente en chorro en niveles altos, que en consecuencia presenta un máximo visible en 200 hPa en el HS en JJA. En las células meridionales de Hadley interviene solo la parte (componente) divergente del viento que es, en general, de mucha menor intensidad que la parte no divergente o rotacional y, por tanto, hace que sea difícilmente observable en los mapas de viento de la figura 1 salvo en zonas concretas en el HS cercanas a las regiones de los monzones de América y principalmente de Asia.

Más hacia el polo, en las latitudes medias, predominan los vientos del oeste asociados a las zonas de fuerte gradiente meridional de temperaturas; vientos que son más intensos en el hemisferio en invierno. Así en el mapa de 850 hPa, en el HS, el máximo de los oeste se encuentra en el Índico a unos 50° S. La componente meridional del viento divergente constituye la célula de Ferrel, que es térmicamente indirecta, y se mantiene por la transferencia de momento desde los niveles altos de los subtrópicos a las latitudes medias.

Las diferencias entre el esquema de la figura 2 y los mapas de la figura 1 son especialmente importantes en la zona intertropical en el hemisferio en verano, donde la circulación está muy alejada de ser zonalmente simétrica, siendo especialmente impactantes los vientos del oeste en 850 hPa en el océano Índico, que, al oeste de la península del Indostán, forman parte de la corriente en chorro de Findlater (coloreada en magenta). Los oeste convergen con

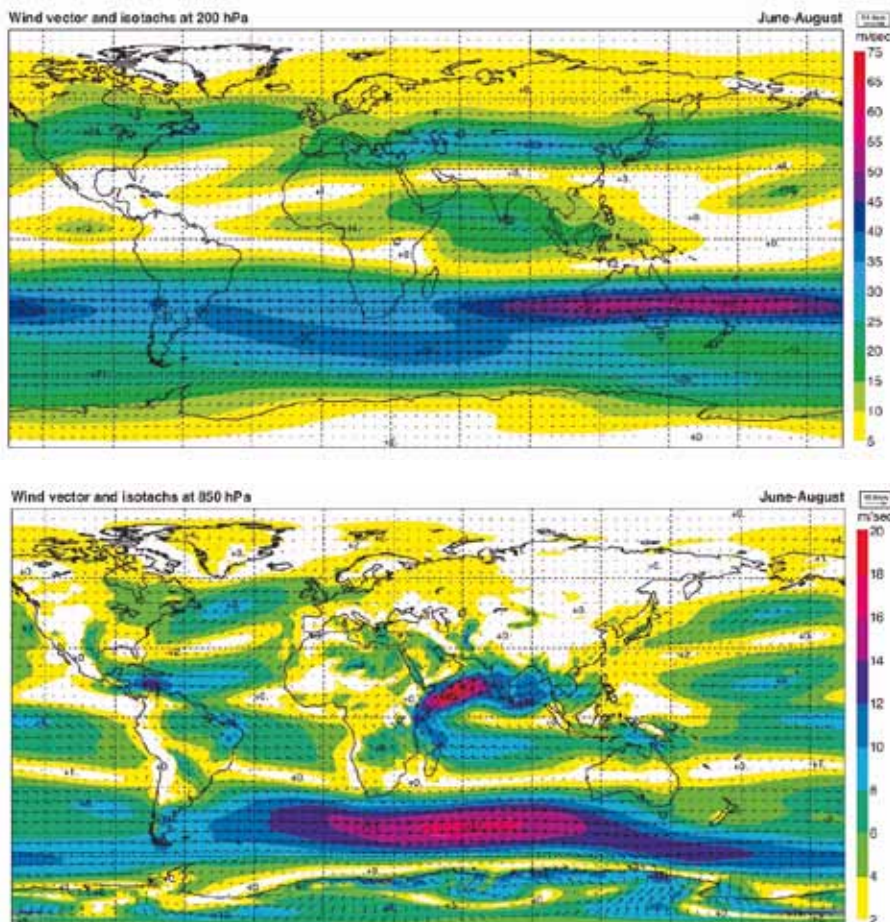


Figura 1. Campos medios de viento para los meses junio-agosto en 850 hPa (arriba) y 200 hPa (abajo) Fuente: Atlas ERA 40 del CEPPM.

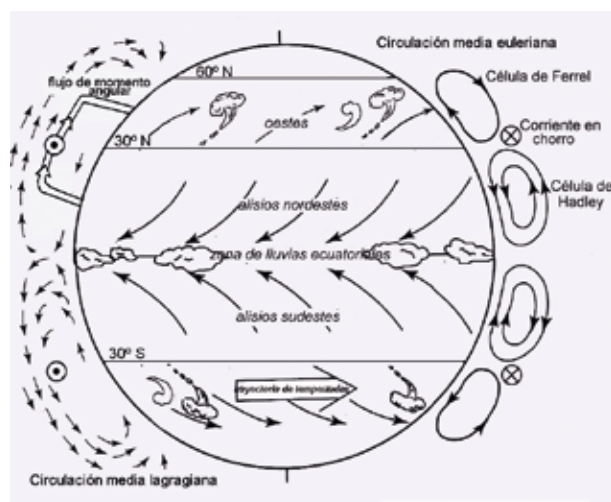


Figura 2. Esquema de circulación zonal media anual

los vientos de componente este del Pacífico en la zona del monzón en el SE de Asia. En 200 hPa es destacable la presencia de una corriente en chorro del este sobre el océano Índico tropical y otra menor en el Pacífico tropical oriental.

La causa de las asimetrías es el desigual calentamiento en los trópicos, que se concentra en JJA en los calentamientos monzóni-

cos sobre tres áreas continentales: África, Sudamérica y el continente marítimo, cada una de ellas relativamente pequeña en extensión. Una perturbación causada por calentamiento diabático de una columna de aire localizada induce circulaciones atmosféricas que persiguen un nuevo ajuste y en las que tiene una enorme influencia la rotación de la Tierra a través de la aceleración de Coriolis. Pero en el ecuador el ajuste es bastante singular debido a que la aceleración de Coriolis se anula en el ecuador, lo que da lugar a unos tipos particulares de movimiento en esta zona: la zona ecuatorial se comporta como una guía de ondas en la que los rayos de propagación de las ondas largas se doblan con la latitud debido a la variación del parámetro de Coriolis, tendiendo a confinar esas ondas en la zona intertropical.

Los estudios de Adrian Gill

Adrian Gill (1980) fue el primero que desarrolló un modelo analítico simple de la respuesta de una atmósfera tropical en reposo a una fuente de calor, obteniendo resultados que se ajustaban a la circulación observada. En la figura 3 muestra la solución que obtuvo simulando un calentamiento localizado aproximadamente en la zona de movimiento ascendente mostrada en la figura 3a, con máximo al norte del ecuador, que podría corresponder a una simulación del calentamiento monzónico sobre Indonesia. Entre sus conclusiones están las siguientes:

- La región de calentamiento muestra movimiento vertical y viento predominantemente hacia el norte, lo que está de acuerdo

con la relación de Sverdrup $\beta v = f \frac{\partial \omega}{\partial p}$

donde v es la componente meridional del viento, ω es la velocidad vertical en coordenadas p , y β es el gradiente meridional del parámetro de Coriolis f . (figura 3a)

- La única onda que en el ecuador puede propagarse hacia el este desde la región de forzamiento es una onda de Kelvin, de modo que la región al este del forzamiento (correspondiente al océano Pacífico) muestra movimiento con características de la onda de Kelvin: flujo paralelo al ecuador y simétrico respecto al ecuador. Los vientos son del este, dirigidos por tanto hacia la fuente de calor, y decaen en intensidad hacia el este por fricción.

- Las ondas largas planetarias o de Rossby pueden propagarse hacia el oeste de la región de forzamiento, pero decaen más rápidamente que las ondas de Kelvin y por tanto cubren un área menor. Estas ondas incluyen movimiento meridional por lo que al oeste se puede observar el flujo de retorno hacia el ecuador del aire que se dirige hacia el polo en la región de calentamiento, resultando un centro ciclónico al oeste de la región de calentamiento, con vientos del oeste en la parte hacia el ecuador del centro ciclónico.

- El flujo promediado zonalmente (figura 3d) exhibe una única e intensa célula de Hadley con el aire ascendiendo en la latitud del calentamiento máximo. Debido a la conservación del momento angular, el movimiento hacia el ecuador está asociado a vientos del este, y el movimiento hacia los polos con vientos de oeste (figura 3c). Por tanto la velocidad zonal cambia de signo al cruzar el ecuador.

- La circulación promediada meridionalmente (figura 3e) es debida únicamente a la parte del forzamiento simétrica respecto al ecuador. Los movimientos ascendentes se hallan sobre las longitudes de la región de calentamiento y los descendentes en el resto. La circulación se corresponde con la circulación de Walker en el Pacífico.

- En la troposfera alta, por encima de la baja al oeste de la zona de calentamiento, hay una zona anticiclónica, no mostrada en el esquema, como corresponde con la naturaleza baroclina de la atmósfera tropical, y asociado a esta alta existe un chorro del este que se superpone al chorro de viento del oeste en niveles bajos.

Según Rodwell y Hoskins (2001)

- Los efectos de las ondas de Rossby son responsables de la conformación del anticiclón subtropical de verano en el océano al oeste del monzón: En el monzón asiático estaría el origen del anticiclón subtropical del atlántico norte en verano.

- La intensidad del monzón asiático de verano es tan potente, que las ondas de Kelvin que excitan, no solo provocan los vientos alisios del océano Pacífico, conformando la parte meridional del anticiclón subtropical de éste océano, sino que también afectan al océano Atlántico. El flanco ecuatorial del anticiclón subtropical del Atlántico en verano no solo se debe a las ondas de Kelvin del monzón americano, sino también a las ondas de Kelvin del monzón asiático. No estaba muy equivocado Colón en su percepción de que los vientos que siguen el camino del sol le traían información del continente asiático, y lo llevarían a Cathay y a Cypango. América se interpuso en su camino.

Leer más:

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Gill, A. E., "Atmosphere-Ocean Dynamics". Academic Press, 1982
- M. J. Rodwell y B. J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- Wallace J. M. General Circulation. En: Holton, J.R.; Pyle, J.; Curry, J.A., (eds.) *Encyclopedia of atmospheric sciences*. London, Academic Press, 135-142.

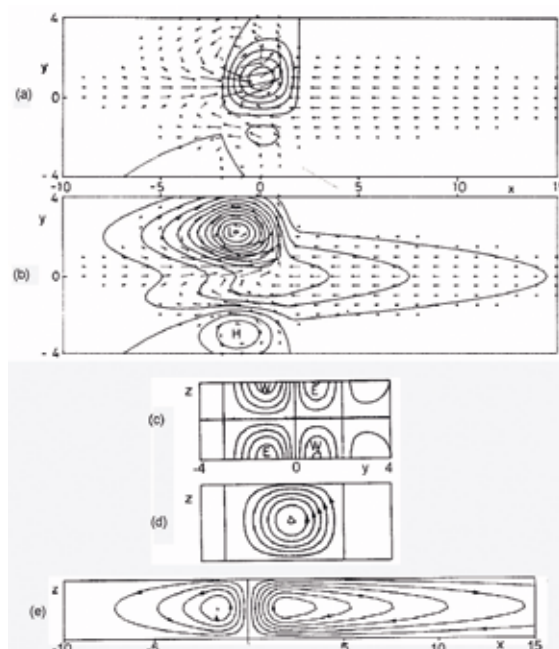


Figura 3. Solución de Gill para un calentamiento localizado en $|x| < 2$, y principalmente al norte del ecuador. (a) velocidad vertical, ascendente y con una distribución próxima a la del calentamiento, y viento en niveles bajos. Flujo del este al este del calentamiento y al sur del ecuador; los oestes se extienden hacia el oeste del calentamiento concentrados entre el ecuador y $y=2$. (b) presión, dominada por una baja al oeste del calentamiento y por la vaguada ecuatorial. Alta en el hemisferio sur. (c) Circulación meridional promediada zonalmente (circulación de Hadley). (d) Flujo zonal promediado meridionalmente (circulación de Walker).