

Vientos del oeste en el Pacífico Ecuatorial

Yakelyn Ramos¹, Ken Takahashi¹

¹Instituto Geofísico del Perú

Los vientos del oeste o pulsos anómalos de vientos zonales del oeste (en inglés *westerly wind bursts*) son el modo dominante de la variabilidad intraestacional de los vientos superficiales en el Pacífico Tropical (Luther et al., 1983; Harrison y Luther, 1990). Se ubican en el Pacífico Occidental y Central Ecuatorial, son de alta magnitud (10–20 m/s), y tienen una escala temporal de 6 a 20 días (Vecchi, 2000). Vecchi y Harrison (1997) clasificaron esta región en ocho subregiones las cuales se ilustran en la Figura 1a. La importancia práctica de estos pulsos de viento radica en que pueden forzar la formación de ondas Kelvin cálidas, lo cual permitía predecir el incremento anómalo de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Central y Oriental, así como potencialmente predecir el inicio o la mantención de El Niño (McPhaden, 1999; Yu y McPhaden, 1999; Mosquera, 2014).

Actualmente la llegada de ondas Kelvin a la costa peruana puede ser anticipada debido a que se forman en el Pacífico Occidental y se desplazan de oeste a este con una velocidad de aproximadamente 2.6 m/s (Mosquera et al., 2014). Sin embargo, todavía se desconoce cuál es el origen de los pulsos de viento del oeste, aunque están asociados a perturbaciones de actividad convectiva de gran escala atmosférica, presentan gran relación con la actividad de ciclones tropicales (Vecchi, 2000) y se cree que están relacionados con las llamadas Oscilaciones Madden-Julian (Vintzileos et al., 2005; Vecchi et al., 2006; Chiodi et al., 2014). Por lo tanto el objetivo de esta investigación es entender los mecanismos asociados a estos pulsos de vientos con la finalidad de realizar su pronóstico. De esta forma se podrá mejorar la observación de condiciones tanto atmosféricas (vientos) como oceánicas (ondas Kelvin) lo que contribuirá con la mejora del pronóstico de El Niño con meses de anticipación.

Se encontraron los eventos de pulsos de vientos del oeste, definidos como periodos de tres o más días en los que la anomalía del viento zonal, promediada para cada zona particular (Figura 1a) que ha sido nombrada de acuerdo a su ubicación relativa a otras (Vecchi, 2000), excede el percentil 90 de su serie histórica. Luego se halló el día central (Día 0), el cual corresponde a la máxima anomalía zonal en cada evento. Finalmente se realizó un compuesto de la distribución espacial de las anomalías del viento zonal y de la anomalía de TSM (ATSM) durante el pico de los eventos, promediando las anomalías de viento zonal usando los correspondientes días centrales de cada evento y para cada zona. De la misma forma el compuesto del día (n) fue calculado usando

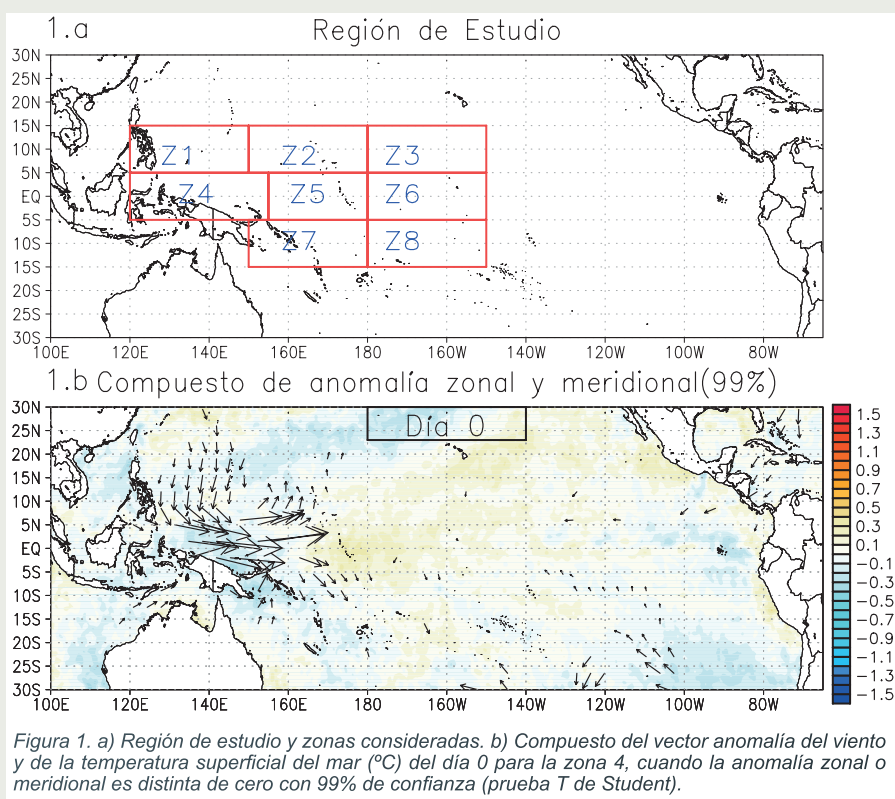


Figura 1. a) Región de estudio y zonas consideradas. b) Compuesto del vector anomalía del viento y de la temperatura superficial del mar (°C) del día 0 para la zona 4, cuando la anomalía zonal o meridional es distinta de cero con 99% de confianza (prueba T de Student).

Datos y Metodología

Para la región de estudio, que abarca de 100°E hasta 100°W y de 30°S hasta 30°N, se utilizaron datos diarios de viento superficial de alta resolución espacial (0.25° x 0.25°) del producto satelital Quikscat y de TSM de la NOAA para el periodo 1999 - 2009. En base a esta información, se calcularon las climatologías mensuales del viento y TSM y luego se interpolaron linealmente en el tiempo para conseguir una climatología de resolución diaria. Se calculó la anomalía como la diferencia entre el dato diario y la climatología interpolada para el mismo día.

el promedio de todos los días (n) de cada evento. Los compuestos fueron evaluados para cada día entre n=-10 y n=+10 y para cada zona. Adicionalmente se calculó la ATSM en la región Niño3.4 para cada día (n) y se usó el resultado para clasificar cada evento en alguna de las siguientes tres categorías: “frío” si este valor es menor de -0.75°C, “neutro” si se encuentra entre -0.75°C y 0.75°C y “cálido” si supera 0.75°C (Vecchi y Harrison, 1999; Chiodi et al., 2014).

Resultados preliminares

De acuerdo al análisis de los compuestos, las zonas que producen efecto en el incremento de la TSM en el Pacífico Oriental son las zonas 4, 5 y 6 (Z4, Z5 y Z6). Estos resultados están acordes a los encontrados previamente (Harrison y Vecchi, 2000). Sin embargo, los eventos de las zonas 5 y 6 posiblemente estarían influenciados por las condiciones cálidas de la región Niño3.4 (ATSM mayor a 0) y esto causaría una retroalimentación positiva de los vientos del oeste (Takahashi y Dewitte, 2014).

La Z4 es la única zona en la que existen más eventos durante condiciones neutras (Figura 1b), por lo tanto, debido a que nuestro interés es el pronóstico de los pulsos de vientos del oeste en condiciones neutras, nuestro estudio se centrará en esta zona. Es importante mencionar que estos pulsos aparecen días antes y en ocasiones se ven reforzados por flujos anómalos del norte y sur que convergen en la franja ecuatorial.

La relación entre la duración de cada evento y la intensidad de la anomalía zonal en el día 0 en la Z4 se muestra en la Figura 2. Se observa que la duración y la anomalía de viento zonal máxima de los eventos varían sustancialmente. Se conoce que los pulsos de vientos del oeste en la región ecuatorial (5°S – 5°N) están asociados, a veces, con circulaciones ciclónicas y, a veces, solo a gradientes débiles de presión (Vecchi, 2000).

Prestamos atención a los eventos con duración mayor a 6 días y con intensidad mayor a 6 m/s. De estos eventos encontramos que 4 de 10 están relacionados con tormentas, depresión o ciclones tropicales cuya ubicación se encontró entre 10°S – 10°N (weather.unisys.com/hurricane) y que se caracterizan por tener alguna fase

de su periodo de vida que corresponde a días antes del día 0 del evento. Por otra parte, es notable que días antes del día 0 existan anomalías negativas de altura geopotencial en 850 y 500 hPa desde 140°E hasta 160°W. Esta caída de altura geopotencial en ambos niveles está relacionada con una disminución de presión en superficie, lo que favorecería los vientos del oeste. Aún no ha sido posible identificar un patrón consistente que explique el origen de estos pulsos de viento, lo cual se continuará investigando en los siguientes meses.

Referencias

Chiodi, A. M., D. E. Harrison, and G. A. Vecchi, 2014: Subseasonal atmospheric variability and El Niño waveguide warming; observed effects of the Madden-Julian Oscillation and Westerly Wind Events, *Journal of Climate*, p. 140206134509004.

Harrison, D. E., and D. S. Luther, 1990: Surface winds from tropical Pacific islands – Climatological statistics, *Journal of Climate*, 3, 251-271.

Harrison, D. E., and G. A. Vecchi, 1997: Westerly wind events in the tropical Pacific, *Journal of Climate*, 10, 3131-3156.

Luther, D. S., D. E. Harrison, and R. A. Knox, 1983: Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Niño, *Science*, 222, 327-330.

McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, 283, 950–954.

Mosquera, K. 2014: Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, No1, enero.

Mosquera, K., D. Pareja y K. Takahashi, 2014: Altimetría Satelital para el monitoreo de la onda Kelvin ecuatorial en el Océano Pacífico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*. Vol.1, N°4, Abril, Instituto Geofísico del Perú.

Takahashi, K., y B. Dewitte, 2014: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Enviado a Climate Dynamics*.

Vecchi, G. A., and D. E. Harrison, Tropical Pacific Sea Surface Temperature Anomalies, El Niño, and Equatorial Westerly Wind Events, *Journal of Climate*, 1814–1830, 1999.

Vecchi, G. A., 2000: Sub-seasonal wind variability and El Niño, Ph.D. thesis, University of Washington, 184.

Vecchi, G. A., and D. E. Harrison, 2000: Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events, *Journal of Climate*, 13, 1814-1830.

Vecchi, G. A., A. T. Wittenberg and A. Rosati, 2006: Reassessing the role of stochastic forcing in the 1997-8 El Niño, *Geophysical Research Letters*, 33, L01706, doi: 10.1029/2005GL024738.

Vintzileos, A., M. M. Rienecker, M. J. Suarez, S. D. Schubert, and S. K. Miller, 2005: Local versus remote wind forcing of the equatorial Pacific surface temperature in July 2003, *Geophysical Research Letters*, 32, 2–6.

Yu, X., and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal variability in the equatorial Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 925–947.

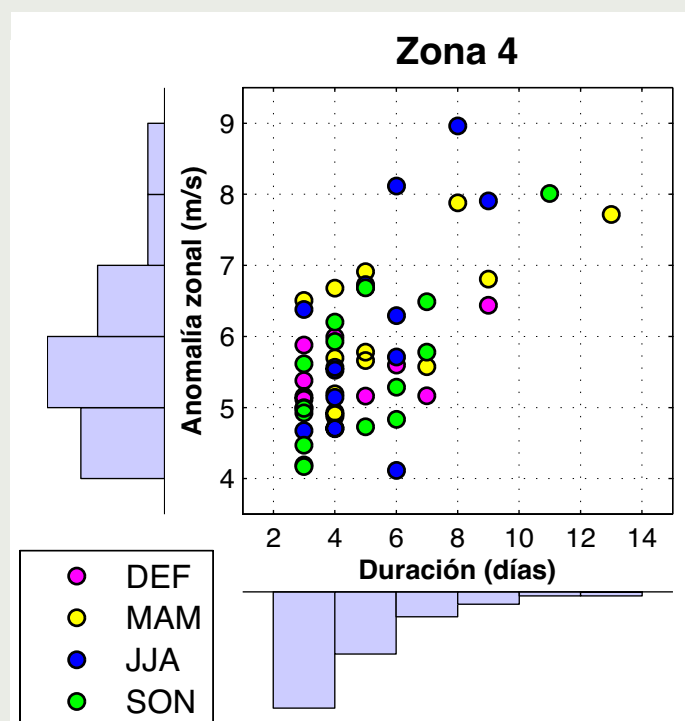


Figura 2. Dispersión entre la duración y la anomalía de viento zonal máxima de cada evento en Z4. Los colores indican diferentes estaciones del año.