



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú - IGP

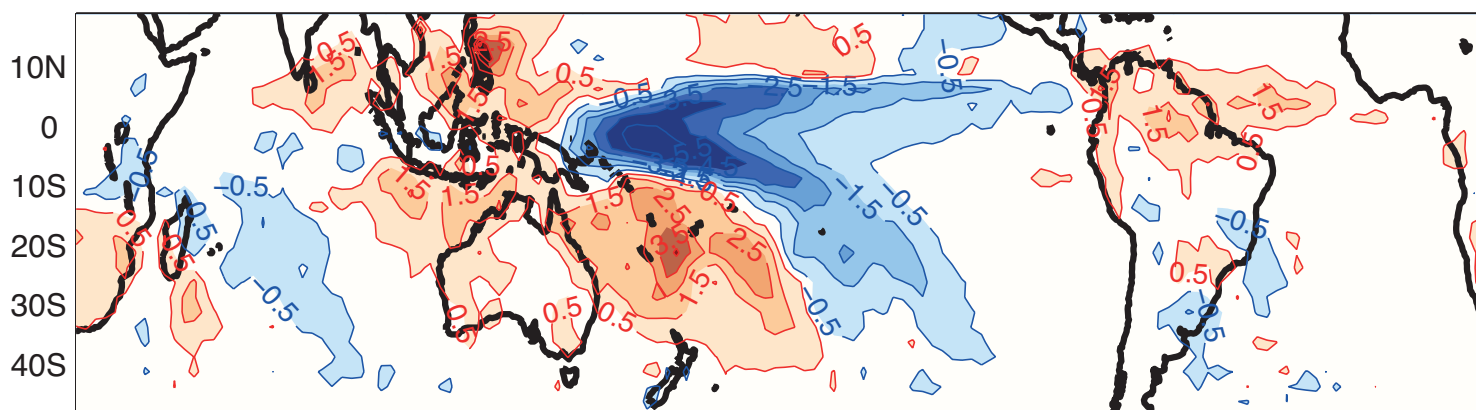


Programa Presupuestal por Resultados N° 68 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”

“Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”

Boletín Técnico

Teleconexiones de La Niña



Anomalías de lluvia en diciembre-febrero durante La Niña fuerte
(rojo: más, azul: menos)

Cambios en el ciclo estacional de la profundidad de la termoclina en el Pacífico ecuatorial antes y después del año 2000

Kobi Mosquera, Boris Dewitte
Instituto Geofísico del Perú

Es conocido que la ocurrencia del fenómeno El Niño del tipo Pacífico Central (El Niño CP) se ha incrementado desde inicios del siglo XXI (Yeh et al., 2009; Lee and McPhaden, 2010). La razón de esto no es clara pero, al parecer, algunos aspectos del cambio del estado promedio podrían estar involucrados. Por ejemplo, Luo et al. (2012) mostró que la circulación de Walker se intensificó desde el año 2000, lo cual está asociado con el estado “tipo La Niña” observada en las últimas décadas (Xiang, et al., 2013). El cambio hacia un estado promedio más frío podría estar relacionado a la amplificación de los procesos no lineales para la circulación cercana a la superficie, lo que podría explicar por qué El Niño CP ha sido más frecuente en las últimas décadas (Xiang et al., 2013). Recientemente, Mosquera-Vásquez et al. (2014) sugirieron que la profundidad promedio de la termoclina podría también ser un factor clave. En particular, la actividad de la onda Kelvin intraestacional durante El Niño CP es fuertemente disipada al Este de 120°W y los resultados de un modelo oceánico de circulación general sugieren que tal disipación está asociada con una dispersión de energía sobre el gradiente zonal de la densidad del agua en el Pacífico oriental. Mientras la mayoría de estudios se han enfocado en el cambio de estado promedio después del año 2000, con el objetivo de explicar los cambios en las propiedades de ENSO (Thual et al., 2013; Lübbecke et al., 2014; Wen et al., 2014), ninguno ha investigado el cambio en el ciclo estacional que, se conoce, interactúa con el ENSO.

Otra visión es que debido a que el ENSO es un proceso interanual, mantiene una evolución estacional (Rasmusson and Carpenter, 1982; Galanti and Tziperman, 2000; An and Wang, 2001), la modulación de la amplitud y asimetría del ENSO puede rectificarse en el ciclo estacional y producir cambios. An and Choi (2009) sugieren, en particular, que los cambios en la estacionalidad de la asimetría del ENSO podría modificar la amplitud del ciclo estacional y semi-estacional de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Tropical Oriental por medio de procesos no lineales. Un cambio en la asimetría del ENSO se dio luego del

año 2000 (Boucharel et al., 2011), el cual dejó una huella en la dinámica de las ondas ecuatoriales (Dewitte et al., 2012).

Para contar con una mejor comprensión de los mecanismos que provocan los cambios de las propiedades del ENSO después del año 2000, se requiere, en un primer paso, una investigación exhaustiva de los cambios observados en el ciclo estacional de la circulación ecuatorial. En esta investigación, que espera contribuir con lo indicado arriba, se usa observaciones suficientemente largas para evaluar los cambios en la estacionalidad en escalas de tiempo decadal. Asimismo, se analizan productos de oceánico y atmosférico, así como las simulaciones con modelos simples para tratar de interpretar dinámicamente los cambios en la estacionalidad.

Para el cálculo del ciclo estacional, de cada base de datos, se consideran dos periodos: 1988-1996 (P1) y 2000-2011 (P2). El Niño 1997/1998 no es considerado en la estadística debido a la amplitud excepcional. Luego que la media mensual es calculada, un filtro 1-2-1 es aplicado para reducir la influencia de la variabilidad intraestacional. Finalmente, el ciclo estacional es calculado y dividido en componente anual y semianual. P1 cubre nueve años de datos observados *in situ*, lo cual se ha mostrado que es apropiado para representar la variabilidad estacional. Yu and McPhaden (1999), en particular, comparó la climatología de otras fuente de datos sobre este periodo y encontró una muy buena similitud entre ellos. Por otro lado, P2 cubre doce años debido a la baja densidad de información *in situ* en la región del Pacífico Ecuatorial desde el año 2012 (ver Takahashi et al., 2014), lo que hace difícil el cálculo en el periodo 2013-2014. A pesar, de las limitaciones en este trabajo se muestran que el cálculo de la variabilidad estacional en P2, proveniente de observaciones es comparable al calculado con datos de *reanalysis* sobre el año 2000-2014.

Para la interpretación de los resultados se usa un modelo oceánico lineal, tal como lo usan Yu

Cambios en el ciclo estacional de la profundidad de la termoclina en el Pacífico ecuatorial antes y después del año 2000

Mosquera K., Dewitte B.

and McPhaden (1999). El modelo es descrito en Mosquera-Vásquez et al. (2014) en donde se emplea una versión de un solo modo. En este trabajo se usan tres modos baroclínicos, cuyos parámetros característicos, velocidad de fase (c_n) y profundidad equivalente (H_n), son obtenidos de la descomposición baroclínica (Dewitte et al., 1999) del estado promedio del *reanalysis* GODAS (Behringer and Xue, 2004). Los resultados del modelo luego son descompuestos en modos meridionales de las estructuras de la onda Kelvin y Rossby (Boulanger y Menkes, 1995) para obtener la contribución de estas ondas en el nivel del mar. Se elaboraron dos pares de experimentos, una para P1 y otra para P2, en cada una de estas se hicieron simulaciones con el viento anual y semianual. Las simulaciones se realizaron por 10 años para asegurar un estado estable.

Los resultados revelan significantes cambios en las características de la variabilidad estacional de la profundidad de la termoclina antes y después del año 2000. En particular, mientras que el ciclo estacional de la profundidad de la termoclina es simultáneo en toda la línea ecuatorial antes del año 2000, luego de este año dicho ciclo exhibe una propagación hacia el oeste (ver profundidad de la termoclina en la Figura 1). Esto se puede interpretar como un cambio en el forzante (ver vientos zonales en la Figura 1) de las ondas Kelvin y Rossby de escala de tiempo estacional (ver Figura 2). Antes del año 2000, la onda Kelvin es localmente forzada en el Pacífico occidental para luego propagarse libremente hacia el extremo oriental en donde se ve intensificada.

Como resultado, el cambio en la estacionalidad de la profundidad de la termoclina consiste en una respuesta aparente a la onda Kelvin, llevando a la termoclina menos (más) profunda en primavera-verano (otoño-invierno) en el extremo oriental.

Los cambios en la variación estacional de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Oriental, podrían no impactar la TSM debido a que este último es principalmente controlado por los viento meridionales (Xie, 1994). Sin embargo, esto podría alterar la dinámica del ENSO de dos maneras. Primero, debido a que desde el año 2000 la profundidad de la termoclina está más cerca de la superficie durante el verano de Hemisferio Sur, ello podría inducir a un enfriamiento anómalo mediante advección vertical de la temperatura promedio durante la fase de desarrollo del ENSO, lo que amortiguaría la retroalimentación de Bjerknes y, en consecuencia, el crecimiento del ENSO. Segundo, nuevamente la cercanía de la profundidad de la termoclina a la superficie en el invierno austral propiciaría que se desarrolle una dispersión de energía de las onda Kelvin debido a un incremento del contraste zonal de la termoclina y la proximidad de esta última a la capa de mezcla, lo que induce a una termoclina más difusa. Tal proceso ha sido sugerido para darse con las onda Kelvin intraestacionales durante eventos El Niño CP (Mosquera-Vásquez, 2014). Si bien este proceso podría estar ocurriendo siempre y que, más aún, se haya amplificado luego del año 2000; esto aún requiere más investigación.

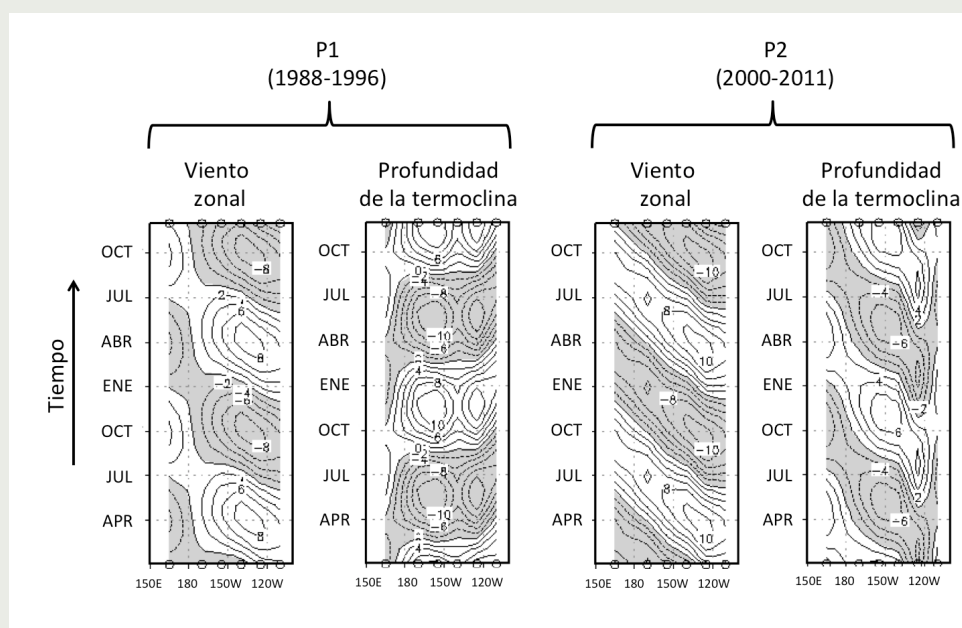


Figura 1. Ciclo anual del viento zonal y profundidad de la termoclina para el periodo P1 (los dos paneles de la izquierda) y P2 (los dos paneles de la derecha) a lo largo de la franja ecuatorial del Pacífico. Los cuadrados en la parte superior e inferior de cada panel indican la posición de las boyas del proyecto TAO. La flecha de la izquierda indica la evolución temporal.

Cambios en el ciclo estacional de la profundidad de la termoclina en el Pacífico ecuatorial antes y después del año 2000

Mosquera K., Dewitte B.

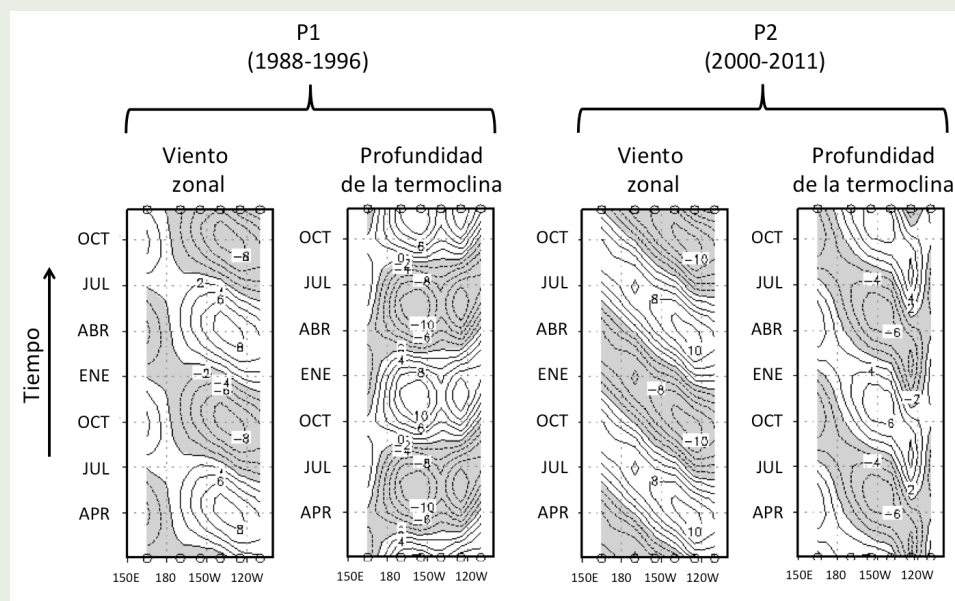


Figura 2. Contribución de la onda Kelvin y Rossby al nivel del mar para el periodo P1 (los dos paneles de la izquierda) y P2 (los dos paneles de la derecha) a lo largo de la franja ecuatorial del Pacífico. Esto es el resultado de un modelo simple forzado con la componente anual del viento. La evolución temporal va de abajo hacia arriba.

REFERENCIAS

An, S.-I., and B. Wang, 2001: Mechanisms of locking the El Niño and La Niña mature phases to boreal winter. *J. Climate*, 14, 2164-2176.

An, S.-I., and J. Choi, 2009: Seasonal locking of the ENSO asymmetry and its influence on the seasonal cycle of the tropical eastern Pacific sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 94, 3-9.

Behringer, D. W., and Y. Xue, 2004: Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 11-15.

Boulanger, J.-P., and C. Menkes, 1995: Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 100(C12), 25041-25059, doi:10.1029/95JC02956.

Boucharel J., B. Dewitte, Y. duPenhoat, B. Garel, S.-W. Yeh & J.-S. Kug, 2011: El Niño nonlinearity in a warming climate. *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-011-1119-9.

Dewitte B., G. Reverdin and C. Maes, 1999: Vertical structure of an OGCM simulation of the equatorial Pacific Ocean in 1985-1994. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1542-1570.

Dewitte B., J. Choi, S.-I. An, and S. Thual, 2012: Vertical structure variability and equatorial waves during central Pacific and eastern Pacific El Niños in a coupled general circulation model. *Clim. Dyn.*, 38, 2275-2289.

Galanti E. and E. Tziperman, 2000: ENSO's Phase Locking to the Seasonal Cycle in the Fast-SST, Fast-Wave, and Mixed-Mode Regimes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, No. 17, pp. 2936-2950.

Lee T. and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys Res Lett* 37:L14603. doi:10.1029/2010GL044007.

Luo, J.-J., W. Sasaki, and Y. Masumoto, 2012: Indian Ocean warming modulates Pacific climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(46), pp.18701-18706, doi:10.1073/pnas.1210239109.

Lübbecke, J. F. and M. J. McPhaden, 2014: Assessing the 21st century shift in ENSO variability in terms of the Bjerknes stability index. *J. Climate*, 27, 2577-2587. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00438.1.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, and S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 6605-6621, doi:10.1002/2014JC010044.

Rasmusson E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.

Takahashi, K., R. Martínez, A. Montecinos, B. Dewitte, D. Gutierrez, and E. Rodríguez-Rubio, 2014: TPOS White Paper #8a - Regional applications of observations in the eastern Pacific: Western South America. In *Proceedings of the Tropical Pacific Observing System 2020 Workshop, A Future Sustained Tropical Pacific Ocean Observing System for Research and Forecasting*, WMO and Intergovernmental Oceanographic Commission, La Jolla, Calif., 27-30 January. [Available at http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-184_1l.pdf]

Thual, S., B. Dewitte, S.-I. An, S. Illig, and N. Ayoub, 2013: Influence of Recent Stratification Changes on ENSO stability in a Conceptual Model of the Equatorial Pacific. *J. Climate*, 26, 4790-4802.

Wen, C., A. Kumar, Y. Xue, and M. J. McPhaden, 2014: Changes in Tropical Pacific Thermocline Depth and Their Relationship to ENSO after 1999. *J. Climate*, vol. 27, 7230-7249.

Xiang, B., B. Wang, and T. Li, 2013: A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific Warming after the late 1990s. *Clim. Dyn.*, 41 (2), 327-340, doi:10.1007/s00382-012-1427-8.

Xie, S.-P., 1994: Oceanic response to the wind forcing associated with the intertropical convergence zone in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, 99 (C10), 20 393-20 402.

Yeh S-W, S.-J. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman, F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate. *Nature* 461:511-514.

Yu, X. and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal Variability in the Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 925-947.