

La terminación de El Niño

En este momento estamos ante la declinación del evento El Niño 2015-2016, uno de los más intensos registrados según algunos indicadores y con algunas otras particularidades que lo hacen distinto a eventos previos. De particular interés ahora es estimar cuál es la probabilidad de que La Niña costera se presente a continuación de un evento El Niño de fuerte intensidad en el Pacífico Central. Para este fin, debemos entender cómo es que ocurre la terminación de El Niño y la transición hacia la siguiente fase, ya sea neutra, La Niña o, incluso, otro evento El Niño.

Conceptos básicos

El mecanismo central para el crecimiento de los eventos cálidos y fríos del fenómeno acoplado océano-atmósfera El Niño-Oscilación Sur (ENOS) fue establecido por Bjerknes (1969), quien propuso que el calentamiento/enfriamiento de la superficie del mar en el Pacífico Oriental genera un cambio en la presión atmosférica que produce el debilitamiento/fortalecimiento de los vientos alisios del este, lo cual, a su vez, produce más calentamiento/enfriamiento. Sin embargo, este proceso de retroalimentación positivo no puede explicar por qué ENOS pasa de una fase fría a una cálida y viceversa. Esto depende de la circulación oceánica y su efecto sobre la estructura térmica bajo la superficie y de cambios atmosféricos atados al ciclo estacional.



Gabriel A. Vecchi, Ph.D.
Investigador Científico
GFDL/NOAA

Doctor en Oceanografía Física de la Universidad de Washington (EE. UU.) con estudios de maestría en Matemática Aplicada y Oceanografía Física de la misma institución. Actualmente es Responsable del Grupo de Variaciones y Predictibilidad Climática del Laboratorio de Dinámicas de Fluido Geofísico de la NOAA. Recientemente su investigación está enfocada en el estudio del acoplamiento océano-atmósfera, el impacto de la variabilidad y cambio climático sobre eventos hidroclimáticos extremos y la predictibilidad y predicción del clima y sus impactos regionales.

Para entender esto, primero debemos saber que la temperatura del agua disminuye con la profundidad y esta disminución es particularmente abrupta en una capa llamada termoclina. Simplificando, se puede decir que la termoclina divide el océano en dos capas: una cálida cerca de la superficie y una fría por debajo de esta. En la Fig. 1 se puede identificar la termoclina como la capa en la que las isoterms (curvas de igual temperatura) se encuentran más apretadas en la dirección vertical, con su centro aproximadamente correspondiente a la isoterma de 20°C. Los vientos, que normalmente empujan del este al oeste, mantienen el agua cálida apilada en el oeste, de manera que la superficie del mar es más elevada y la termoclina es más profunda en el Pacífico Occidental que en el Oriental. La menor profundidad de la termoclina en el Oriental permite el afloramiento de agua fría que mantiene la temperatura superficial del mar (TSM) relativamente fría. Cuando la termoclina se profundiza, el afloramiento frío ya no es efectivo y la TSM aumenta en el Pacífico Oriental, lo cual es lo que se observa típicamente durante El Niño (Fig. 1c). Por lo contrario, una termoclina menos profunda y TSM menor se observa durante La Niña (Fig. 1e). El comportamiento de la termoclina es un elemento clave para la física de ENOS y está íntimamente afectado por la acción del viento: cuando los vientos del este en el Pacífico Ecuatorial Occidental disminuyen, la termoclina en el Pacífico Oriental se profundiza y es así que crece y se mantiene un evento El Niño.

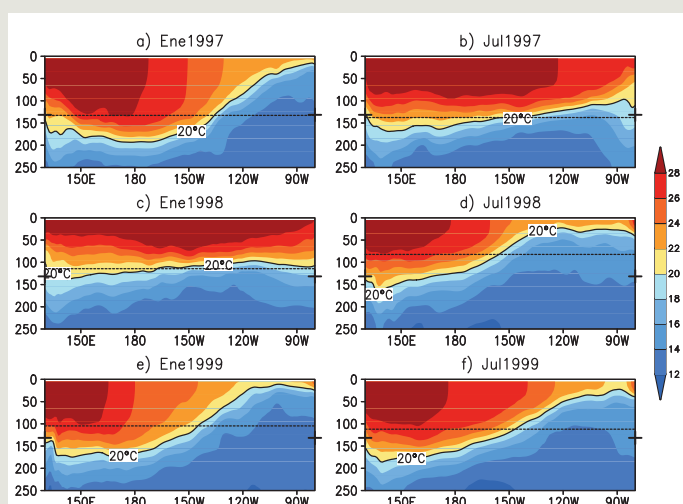


Figura 1. Temperatura del mar promediada entre 2°S y 2°N en el Pacífico Ecuatorial durante El Niño 1997-98 y La Niña 1998-99. Las líneas punteadas indican la profundidad promedio de la isoterma de 20°C y las marcas a los lados indican el promedio climatológico correspondiente.

Ken Takahashi Guevara, Ph. D.

Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú



Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EE.UU. y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.

el oeste, con una velocidad menor. En el modelo del “oscilador-retrasado” de ENOS (Suarez y Schopf, 1988; Battisti y Hirst, 1989), las anomalías de vientos ecuatoriales del oeste durante El Niño generan ondas Kelvin cálidas que luego calientan la superficie en el Pacífico Oriental, pero al mismo tiempo también generan ondas Rossby frías que se propagan hacia el oeste y que luego son reflejadas por las costas de Asia y Oceanía convertidas en ondas Kelvin frías, las cuales regresan por la línea ecuatorial (Cane y Sarachik, 1977). Cuando los vientos del este se recuperan (o sea cuando las anomalías de viento del oeste se debilitan), estas ondas Kelvin frías pueden alcanzar el Pacífico Oriental, donde elevan la termoclina e inician la normalización de la TSM al permitir nuevamente el afloramiento a la superficie de aguas frías. Al mismo tiempo, el cambio en los vientos produce un cambio local en las corrientes ecuatoriales que desplazan el borde de la “piscina cálida” de regreso al Pacífico Occidental.

Adicionalmente, el debilitamiento de los vientos del este puede producir un cambio local en las corrientes que permite que la “piscina cálida” del Pacífico Occidental se desplace al este. Este proceso de “advección zonal” es importante para El Niño en el Pacífico Central (Kug et al., 2009), pero en el caso de El Niño extraordinario llega a ser importante también en el Pacífico Oriental (Takahashi y Dewitte, 2015).

El ajuste de la termoclina ecuatorial al forzante del viento sobre escalas de unos pocos meses ocurre a través de ondas, las cuales se manifiestan como variaciones en las corrientes, el nivel del mar y la profundidad de la termoclina. La más conocida de estas es la onda Kelvin (ej. Mosquera, 2014) que se propaga de oeste a este a lo largo de la línea ecuatorial. Además de estas, tenemos las ondas Rossby, que se propagan en dirección opuesta, hacia

En el modelo de “carga-descarga” (Jin, 1997) se considera el ajuste del océano en escalas de tiempo suficientemente largas para que la demora asociada al tiempo de propagación de las ondas se pueda despreciar. Bajo esta aproximación, la anomalía del esfuerzo del viento del oeste/este está en balance con la fuerza de gravedad asociada a una menor/mayor inclinación de la termoclina ecuatorial, pero simultáneamente mantiene un proceso de descarga/recarga continuo de contenido de calor (volumen de agua cálida) ecuatorial. La descarga se debe a que, como las anomalías de viento del oeste durante El Niño normalmente se centran en la línea ecuatorial y su intensidad se reduce hacia el norte y hacia el sur, existe una cizalla meridional del viento ($\partial u/\partial y$) que induce rotación “ciclónica” (en el sentido de la rotación de la Tierra) de las columnas oceánicas, la cual es compensada por el desplazamiento de estas columnas en dirección a los polos, donde la

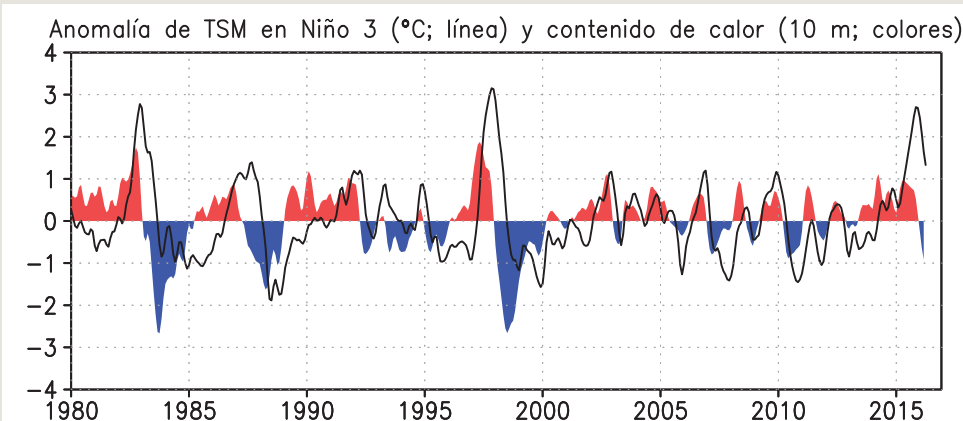


Figura 2. Profundidad promedio (octubre - febrero) de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial (2°S - 2°N) obtenida para el periodo octubre 2015 - febrero 2016 de TAO (línea azul gruesa) y ARGO (línea azul delgada) y para el periodo octubre 1997 - febrero 1998 de TAO (línea roja gruesa). La línea cortada delgada y de color negro indica la profundidad de la termoclina promedio obtenida de la climatología de TAO (1993-2014) para el periodo octubre - febrero.

rotación es intrínsecamente mayor. Este mecanismo es conocido como “transporte de Sverdrup” y, en el modelo “carga-descarga”, genera la descarga del volumen de aguas cálidas de la banda ecuatorial durante El Niño, produciendo el ascenso en promedio de la termoclina, lo que facilita la recuperación del afloramiento de aguas frías y la normalización de la temperatura superficial. El atractivo de este modelo se debe en gran parte a que el contenido de calor presenta una correlación desfasada con la TSM ecuatorial (Fig. 2), lo cual sugiere que el primero puede ser utilizado como predictor del segundo (Meinen y McPhaden, 2000), aunque parece que más bien es la alta TSM de El Niño la que sirve para predecir la descarga de calor (Takahashi y Dewitte, 2015).

Tanto el modelo del oscilador retrasado como el de carga-descarga son idealizaciones que intentan capturar la esencia de la física de ENOS, pero que necesariamente desprecian procesos que podrían ser relevantes para eventos específicos. En particular, se ignora la asimetría entre El Niño y La Niña y no se considera la diversidad entre estos fenómenos. Ahora entraremos en más detalle sobre El Niño extraordinario y los eventos moderados en el Pacífico Central.

Terminación de El Niño en el Pacífico Oriental

El evento El Niño extraordinario de 1997-98, con máximo calentamiento en el Pacífico Oriental (Takahashi et al., 2011), fue seguido de La Niña 1998-2001 en el Pacífico Central¹. La transición estuvo asociada a la abrupta descarga de contenido de calor, la cual, a su vez, estuvo relacionada al rápido debilitamiento de las anomalías de vientos del oeste ecuatoriales a fines de 1997 cerca de la línea de cambio de fecha (Harrison y Vecchi, 1999; Vecchi y Harrison, 2006; Fig. 3b). Experimentos numéricos indican que esta descarga de calor no dependió tanto de la reflexión de ondas Rossby en la costa de Asia y Oceanía como del cambio de los vientos en el Pacífico Occidental (Harrison y Vecchi, 1999; Vecchi y Harrison 2006), un proceso que no forma parte de los paradigmas de los modelos “carga-descarga” y “oscilador retrasado”.

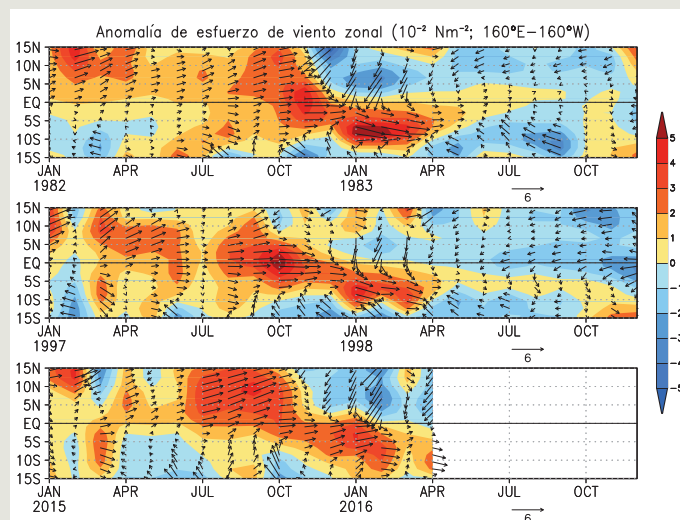


Figura 3. Anomalía de esfuerzo de viento zonal (10^{-2} Nm^{-2} ; colores) promediado entre 160°E y 160°W . Datos: NCEP/NCAR Reanalysis.

Este cambio en los vientos se puede describir mejor como el desplazamiento de las anomalías del oeste de la línea ecuatorial hacia el sur (Harrison y Vecchi, 1999; Vecchi y Harrison, 2006; Vecchi, 2006). Este desplazamiento no solo se observó en 1998, sino también en 1983 y en el año actual, iniciándose a partir de noviembre y con el núcleo establecido entre 10°S y 5°S en enero (Fig. 3). La coincidencia entre estos tres eventos no es casual, sino que demuestra un fuerte control por el ciclo estacional climatológico.

Usando experimentos con un modelo atmosférico, Vecchi (2006) mostró que las anomalías de viento del oeste en 1997-1998 siguieron la latitud de la máxima TSM, la cual se ubica al sur del ecuador en el verano austral. En este caso, la TSM no solo fue mayor en el sur, debido a las variaciones climatológicas promedio, sino que las anomalías de TSM presentaron un patrón de dipolo - frío al norte y cálido al sur - lo cual reforzó la asimetría meridional y el desplazamiento del viento al sur. Esto se puede interpretar como que la fuerza del acoplamiento de la atmósfera al océano depende de la estación del año (Tziperman et al., 1998; Stuecker et al., 2013).

Un aspecto importante para el Perú es que a pesar de la descarga de contenido de calor, la TSM en el extremo oriental del Pacífico se mantuvo elevada hasta el otoño, tanto en 1983 como 1998. Esto se explica por la no-linealidad de la dependencia de la convección (lluvia intensa) atmosférica en la TSM

¹http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

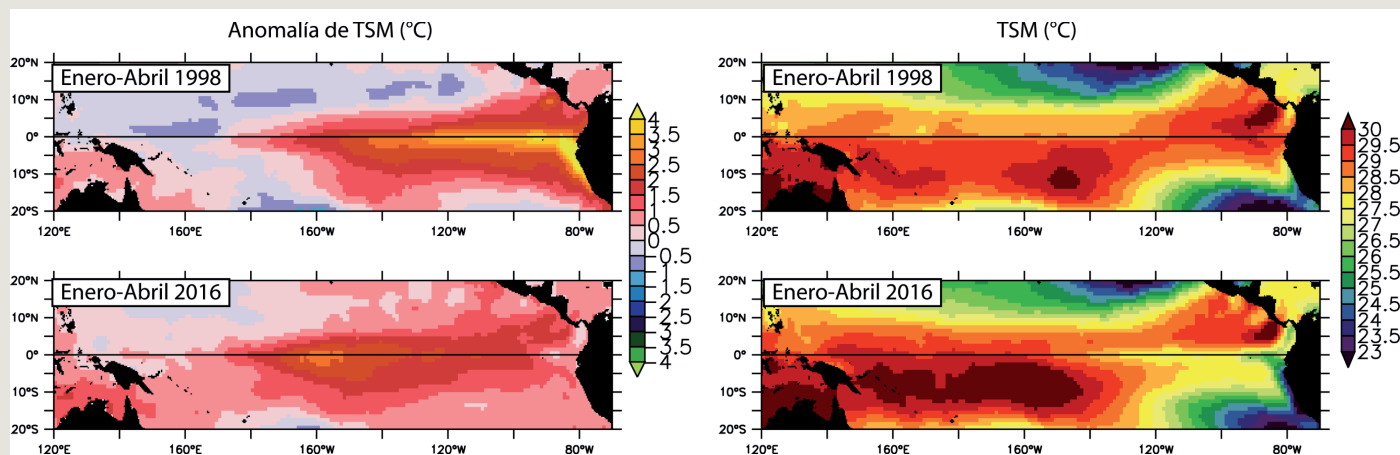


Figura 4. Anomalías de la TSM (paneles izquierdos) y TSM (paneles derechos) durante los últimos meses de los eventos El Niño de 1997-98 y 2015-2016. Datos: Reynolds et al. (2002).

absoluta, ya que cuando la TSM es suficientemente alta, como en estos eventos El Niño extraordinarios, la activación de la convección ecuatorial en el Pacífico Oriental en el verano austral resulta en el colapso de los vientos del este en esta región (Fig. 4), lo cual genera calentamiento en la costa sudamericana en los siguientes meses (Vecchi, 2006).

Eventualmente, cuando el ciclo estacional desplaza a la convección hacia el norte y restablece los vientos ecuatoriales, el enfriamiento profundo causado por la descarga de calor se conecta con la superficie a través del afloramiento y aparecen anomalías frías en la TSM. En un El Niño extraordinario la descarga también es intensa (ej. Takahashi y Dewitte, 2015) y puede resultar en un evento La Niña intenso en el Pacífico Central (Takahashi y Dewitte, 2015; Cai et al., 2015). La duración de La Niña es normalmente mayor que la de El Niño debido a la respuesta no-lineal de la convección atmosférica y del viento zonal a la TSM, que introduce una asimetría entre el crecimiento de El Niño y el de La Niña (Okumura y Deser, 2010; Okumura et al., 2011; Choi et al., 2013).

... y El Niño en el Pacífico Central

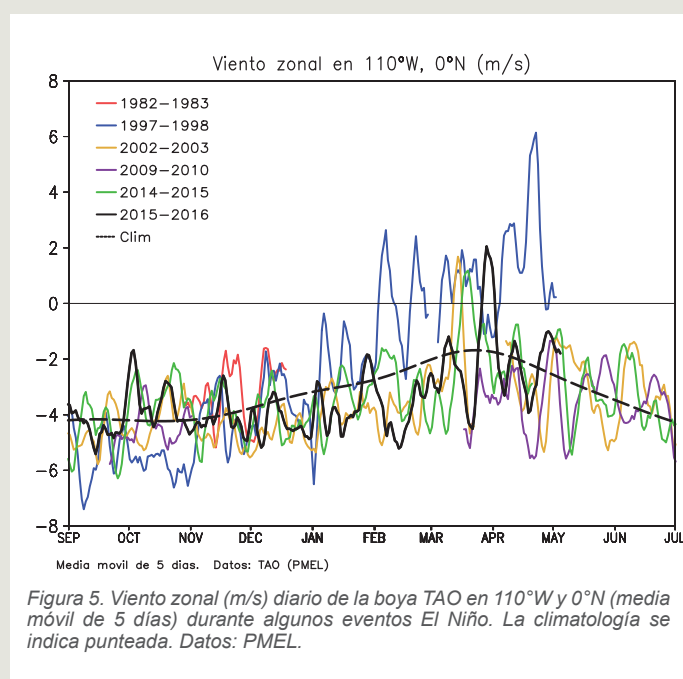
En los últimos 15 años el comportamiento de ENOS ha sido un tanto distinto a las décadas previas. Las anomalías de TSM de El Niño no solo han estado más concentradas en el Pacífico Central (ej. Kug et al., 2009), sino que además el desfase entre el contenido de calor y la TSM ecuatorial se ha reducido sustancialmente (Fig. 2; McPhaden, 2012). Más aún, incluso usando modelos climáticos realistas, la predictibilidad de El Niño parece haber sido menor (Barnston et al., 2012).

Según Kug et al. (2009), la estructura de las anomalías de TSM durante eventos El Niño confinados al Pacífico Central no permite una descarga de calor eficiente, por lo cual no es capaz de generar un evento La Niña después. En particular argumentan que durante estos eventos El Niño, las anomalías de viento del oeste en el Pacífico Occidental tienen menor extensión longitudinal y son acompañadas de anomalías del este en el Pacífico Oriental. Esto no produce una descarga sustancial, aunque no quiere decir que no pueda ocurrir, pero la misma baja intensidad de estos eventos El Niño se asocia a una descarga débil (Mosquera-Vásquez et al., 2013).

Declinación de El Niño 2015-2016

En este momento estamos presenciando la declinación de El Niño 2015-2016. Este evento alcanzó anomalías en Pacífico Central (región Niño 3.4) comparables o quizás superiores a las de los eventos extraordinarios de 1982-1983 y 1997-1998 (Fig. 4). Sin embargo, en el Pacífico Oriental (Niño 1+2), las anomalías han sido la mitad que las observadas esos años. Esto hace que El Niño actual no sea fácil de catalogar. Por su intensidad, podría esperarse que producirá una fuerte descarga de calor, la cual ya parece haber iniciado (Fig. 2; ENFEN, 2016). Como en el 1997-98, las anomalías del viento zonal han presentado el desplazamiento hacia el sur observado en los eventos El Niño extraordinarios (Fig. 3c). Sin embargo, el calentamiento en el Pacífico Oriental no fue suficiente para llevar las temperaturas máximas al ecuador y activar la convección en esta región (Fig. 4.d), así que el viento del este no colapsó como en 1998 (Fig. 5), por lo que la TSM frente a Sudamérica no se ha mantenido elevada como en ese año y, más

bien, en mayo ya se presentó prácticamente dentro de lo normal (ENFEN, 2016). Dada la descarga de calor y el mantenimiento de los vientos del este en 2016, se ve reducida la probabilidad que se repita otro evento El Niño, aunque no se pueda descontar por completo en este momento. Tampoco es obvio si condiciones neutras regresarán para el 2016 o si la descarga de calor será suficiente para crear un evento La Niña.



Referencias

- Barnston, A., M. Tippett, M. L'Heureux, S. Li, D. DeWitt, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93 (5), 631-651.
- Battisti, D. S., A. C. Hirst, 1989: Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46 (12), 1687-1712.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97 (3), 163-172.
- Cai, W., G. Wang, A. Santoso, M. J. McPhaden, L. Wu, F.-F. Jin, A. Timmermann, M. Collins, G. Vecchi, M. Lengaigne, M. England, D. Dommenget, K. Takahashi, E. Guilyardi, 2015: Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming, *Nature Climate Change*, doi: 10.1038/nclimate2492.
- Cane, M.A., E. S. Sarachik, 1977: Forced baroclinic ocean motions. Part II: The linear equatorial bounded case, *Journal of Marine Research*, 35, 395-432.
- Choi, K., G. A. Vecchi, a. Wittenberg, 2013: ENSO transition, duration, and amplitude asymmetries: Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model, *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-13-00045.1.
- ENFEN, 2016: Comunicado Oficial ENFEN N°09-2016.
- Harrison, D. E, G. A. Vecchi, 1999: On the termination of El Niño, *Geophysical Research Letters*, 26 (11), 1593-1596.
- Jin, F.-F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 811-829.
- Kug, J. S, F.-F. Jin, S.-I. An, 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *Journal of Climate*, doi:10.1175/2008JCLI2624.1.
- McPhaden, M. J., 2012: A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2012GL051826.
- Meinen, C. S., M. J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, 13, 3551-3559.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, G. Garric, 2013: The 2002/2003 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2012JC008551.
- 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"*, 1, 1, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Okumura, Y. M., C. Deser, 2010: Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, doi: 10.1175/2010JCLI3592.1.
- Okumura, Y., M. Ohba, C. Deser, H. Ueda, 2011: A proposed mechanism for the asymmetric duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, doi:10.1175/2011JCLI3999.1.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *Journal of Climate*, 15, 1609-1625.
- Stuecker, M., A. Timmermann, F.-F. Jin, S. McGregor, H. Ren, 2013: A combination mode of the annual cycle and the El Niño/Southern Oscillation, *Nature*, doi: 10.1038/ngeo1826.
- Suarez, M. J., P. S. Schopf, 1988: A delayed action oscillator for ENSO, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 3283-3287.
- Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2011GL047364.
- Takahashi, K., and B. Dewitte, 2015: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2665-3.
- Tziperman, E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, Y. Xue, B. Blumenthal, 1998: Locking of El Niño's peak time to the end of the calendar year in the delayed oscillator picture of ENSO, *Journal of Climate*, 11, 2191-2199.
- Vecchi, G. A., D. E. Harrison, 2006: The termination of the 1997-98 El Niño. Part II: Mechanisms of oceanic change, *Journal of Climate*, 19, 2634-2646.
- Vecchi, G. A., 2006: The termination of the 1997-98 El Niño. Part II: Mechanisms of atmospheric change, *Journal of Climate*, 19, 2647-2664.