

Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga

Los avances en la investigación de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) van de la mano con nuestra habilidad para observar, modelar y pronosticar las condiciones oceanográficas en el Pacífico tropical. El estudio del ENOS es guiado por las teorías, que proporcionan un marco conceptual a partir del cual los datos (*in situ* y simulaciones numéricas) pueden ser interpretados y nos permiten plantear e implementar sistemas eficientes de observación. A su vez, las teorías del ENOS han evolucionado y se han aumentado en complejidad en las últimas tres décadas como consecuencia de la ampliación del sistema de observación del Pacífico tropical.

En este artículo se revisan las principales teorías del ENOS, enfocadas en el paradigma más simple conocido como “Oscilador Carga-Descarga” (*recharge-discharge oscillator* en inglés; Jin, 1997) y que es el principal esquema teórico en los estudios recientes sobre ENOS. Aquí se señalarán los elementos y las limitaciones de esta teoría basándose en los recientes hallazgos científicos, lo que incluye nuevas observaciones que han llevado a establecer varios tipos de ENOS, esto como consecuencia de la naturaleza no lineal de este fenómeno.

Una breve historia

Las teorías sobre el ENOS surgieron desde el momento en que se observó que El Niño no era un evento local que estaba confinado a la costa del Perú, sino que era un fenómeno de gran escala que abarcaba todo el Océano Pacífico. Fue El Niño de 1925, el más intenso ENOS registrado en ese tiempo y documentado por el ornitólogo Murphy (1926), el que atrajo la atención de la comunidad científica. El meteorólogo H. P. Berlage propuso en 1929 (Cushman, 2004) que El Niño parecía estar conectado a la Oscilación Sur, un patrón de circulación atmosférica de gran escala identificado por Sir Gilbert Walker pocos años antes. Sir Walker había sido enviado a la India para pronosticar el monzón con el fin de mejorar la producción de algodón, que en ese tiempo era un importante material para Europa, y había observado que las fluctuaciones de presión en Tahití y Darwin eran opuestas y, además, variaban mucho de año a año. Él definió la Oscilación Sur como la diferencia de presiones entre ambas localidades y la utilizó para pronosticar el ya mencionado monzón de la India.

No fue sino hasta 1969 que Sir Jacob Bjerknes formuló la primera teoría para explicar este fenómeno acoplado océano-atmósfera, resaltando cómo el calentamiento episódico del agua del mar en la costa de Perú (El Niño) podría estar relacionado a fluctuaciones en la presión atmosférica entre el Pacífico oriental y occidental (Oscilación Sur). Él propuso que el contraste este-oeste en la temperatura del mar ecuatorial durante El Niño, con un Pacífico oriental más cálido y un Pacífico occidental más frío, generaría a su vez una reducción de presión atmosférica en el este y un aumento en el oeste. Este contraste de presión



Ph. D. Boris Dewitte
Investigador Científico del
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et
Océanographie Spatiales

Ph. D. en Oceanografía Física de la Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia, e Ingeniero en mecánica de fluido de la Escuela Nacional de Aeronáutica y Espacio (Supaero). Desde el año 1999 es investigador científico del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), donde se desempeña como especialista en oceanografía física y dinámica tropical. Forma parte de varios comités científicos internacionales, incluyendo el Scientific Steering Group del programa Climate Variability (CLIVAR). Es autor y revisor de diversos artículos científicos de revistas indexadas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la interacción océano-atmósfera en el Pacífico sur-este y cómo el cambio climático afecta la circulación oceánica y el ciclo hidrológico en la costa.

resultaría en vientos de oeste a este, en contra de la circulación atmosférica normal (de este a oeste) que Bjerknes bautizó con el nombre de Walker. Estos vientos del oeste favorecerían un mayor calentamiento del Pacífico oriental, incrementando el calentamiento inicial. Dicho proceso de amplificación es ahora conocido como “proceso de retroalimentación de Bjerknes” y es la teoría básica que explica cómo un evento ENOS, cálido o frío (funciona en ambos sentidos), crece en magnitud.

Lo que no fue explicado en esa teoría es la naturaleza oscilatoria del ENOS, lo que hace que los eventos El Niño, luego de ser seguidos por una fase neutra o fría (La Niña), reaparezcan. En los años 70 se empezó a discutir la importancia de las ondas Kelvin y ondas Rossby en el Océano ecuatorial (Wyrtki, 1975; McCreary, 1976). En particular, se mostró que el viento del oeste produce ondas Kelvin que se propagan y provocan calentamiento hacia el este, pero, este mismo viento, también genera ondas Rossby de enfriamiento que viajan al oeste fuera de la línea ecuatorial y que luego pueden ser reflejadas por las costas de Asia y Oceanía, regresando meses después como ondas de Kelvin de enfriamiento a lo largo de la línea ecuatorial. Este proceso permitiría que un evento cálido fuera seguido de un evento frío.

En las décadas de los años 80 y 90 se consolidaron las principales teorías sobre ENOS gracias al desarrollo de sistemas de observación del Pacífico tropical: *in situ* (TOGA-TAO, programa iniciado en 1985) y satelital (primer altímetro, GEOSAT, lanzado en 1985). La altimetría satelital proporcionaba observaciones de la topografía de la superficie del mar que permitían identificar a las ondas ecuatoriales planetarias (Kelvin y Rossby). Esto sirvió para comprobar las teorías basadas en la reflexión de las ondas ecuatoriales en las fronteras este y oeste del Pacífico. La más conocida de estas teorías es la del “Oscilador Atrasado” (“*delayed oscillator*”; Suarez y Schopf, 1988; Battisti y Hirst, 1989), en donde el retraso de las ondas Rossby reflejadas como Kelvin es el mecanismo para pasar de un evento El Niño a un evento frío La Niña, es decir, las dos fases de ENOS: cálida y fría, respectivamente.

Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga

Dewitte B., Takahashi K., Mosquera K.

Ph. D. Ken Takahashi Guevara
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú



Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes". 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.

inducen un transporte de aguas superficiales tanto en la misma dirección zonal (este-oeste), como en la dirección meridional (norte-sur) debido a la rotación de la Tierra y la fuerza de Coriolis asociada. Este transporte meridional (conocido como "transporte de Sverdrup") es el responsable del proceso de recarga/descarga, que consiste en reponer/evacuar las aguas de la capa superior del Pacífico ecuatorial, aumentando/disminuyendo la profundidad de la termoclina, o sea la interfaz entre las aguas superiores cálidas y las profundas frías. La teoría está basada en la observación, en la cual existe un retraso entre las variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM) y el volumen del agua cálida de la capa superior (o equivalentemente "contenido de calor", o en inglés *Warm Water Volume*) en el Pacífico ecuatorial. Esta teoría ha proporcionado la base formal más simple para estudiar el ENOS en las últimas dos décadas.

Oscilador Carga-Descarga

El Oscilador Carga-Descarga puede ser expresado matemáticamente en distintas maneras, dependiendo del proceso fundamental que sea considerado y, como tal, permite diversas formulaciones analíticas. Todas ellas incluyen la noción que la evolución del sistema es controlada por el contenido de

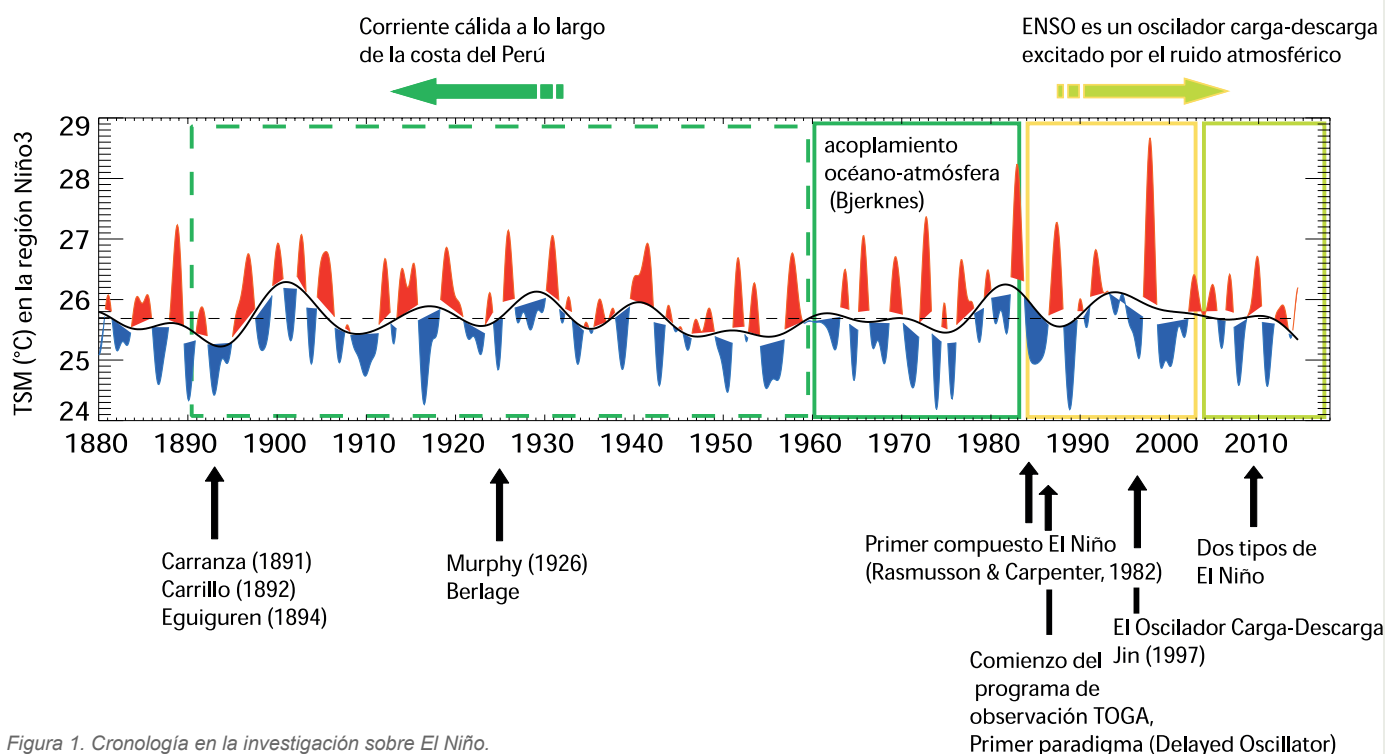


Figura 1. Cronología en la investigación sobre El Niño.

Aún así, el tiempo que toma a las ondas Rossby en viajar de este a oeste para luego regresar como ondas Kelvin de oeste a este a lo largo del Pacífico ecuatorial es de aproximadamente 12 meses, mientras que el tiempo típico entre El Niño y La Niña es de 24 a 42 meses. La teoría del "Oscilador Carga-Descarga" emergió a fines de los años 90 en parte para resolver tal discrepancia. El Oscilador Carga-Descarga considera un rápido ajuste que toma lugar en la región del Pacífico ecuatorial, por lo que el tiempo de propagación de las ondas ecuatoriales no es considerado relevante. A lo largo de la línea ecuatorial, los vientos alisios que soplan de este a oeste

calor en el Pacífico ecuatorial que actúa como una reserva del sistema mismo.

Su forma simple puede ser derivada del análisis de las fluctuaciones de la termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial. Usando el método estadístico de las "componentes principales", estas fluctuaciones pueden ser expresadas como la suma de dos *modos* principales de oscilación: 1) el conocido "*modo de inclinación*" ("*tilt mode*"), que está relacionado a la inclinación de la termoclina entre el Pacífico este y el oeste y al intercambio de aguas cálidas entre estas regiones;

y 2) el “modo de volumen de agua cálida” (“Warm Water Volume ó WWV mode”), que corresponde al contenido de calor en toda la banda ecuatorial (ver Figura 2). Es importante notar que el *tilt mode* tiene signos opuestos entre el Pacífico ecuatorial oriental y occidental y, por esta razón, no contribuye al contenido de calor ecuatorial neto. Las series de tiempo de estos modos están *en cuadratura* (es decir, sus evoluciones temporales están desfasadas por un cuarto de periodo). La serie del *tilt mode* está fuertemente correlacionada con la anomalía de la TSM en la región Niño 3 (índice NIÑO3) en el Pacífico oriental ecuatorial, es decir que están *en fase*. La relación de cuadratura sugiere un comportamiento oscilatorio, con un *tilt mode* y la TSM ajustándose casi instantáneamente entre sí y un WWV mode relacionado a un modo de “no-equilibrio” proveniente de un ajuste con la región extra-ecuatorial, ya sea por la dinámica de Sverdrup (Jin, 1997) o de un flujo geostrófico meridional asociado a las ondas Rossby (Clarke et al., 2007). Debido a este “no-equilibrio”, el WWV mode aventaja al *tilt mode* en seis o nueve meses.



Ph. D. (c) Kobi A. Mosquera Vásquez
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), con un grado de Magíster en Física - Mención Geofísica - obtenido en la misma casa de estudios. Actualmente es candidato a doctor en Oceanografía Física en la Universidad Paul Sabatier (Francia). Su investigación está relacionada con los procesos físicos involucrados en el Fenómeno El Niño, con énfasis en las ondas largas ecuatoriales: Kelvin y Rossby. Tiene experiencia en el modelado oceánico en el Pacífico tropical, así como en el procesamiento de grandes volúmenes de información tales como datos in situ, remotos o resultados de modelos numéricos.

Entonces la teoría permite predecir la evolución del contenido de calor del sistema del Pacífico ecuatorial, relacionada al WWV. Se puede observar que las variaciones temporales en el WWV están controladas por el rotor del esfuerzo de viento extra-ecuatorial, es decir, por un ajuste de Sverdrup (para mayores detalles ver Clarke et al., 2007). El rotor del esfuerzo de viento es, por sí mismo, inversamente proporcional al índice NIÑO3 debido a la respuesta rápida de la atmósfera al cambio de TSM en el Pacífico tropical.

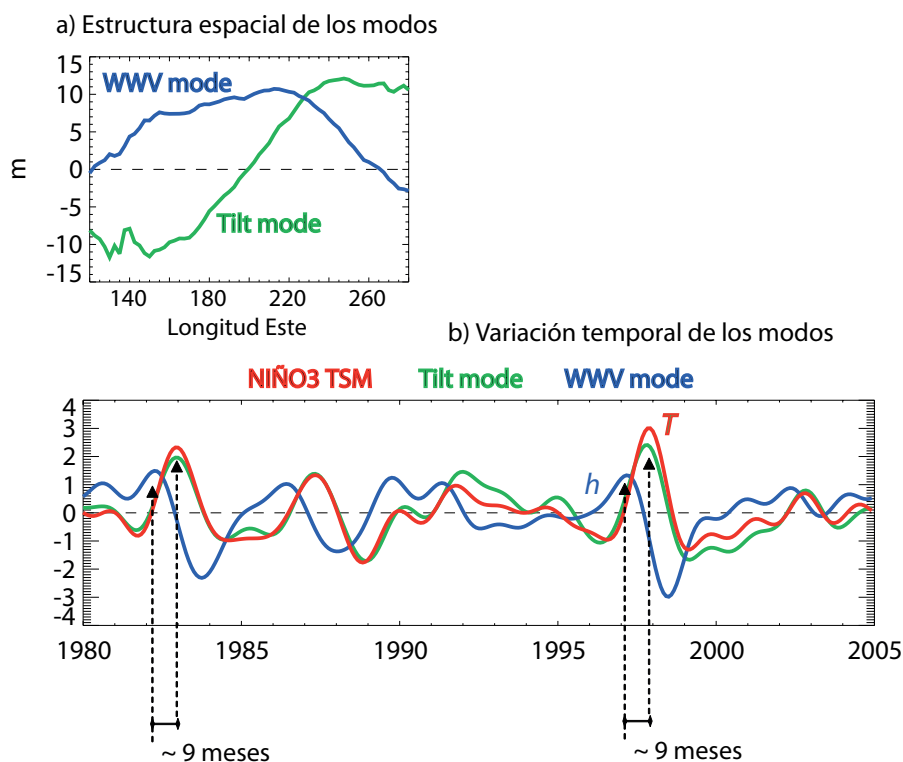


Figura 2. a) Estructura este-oeste de las variaciones de la termoclina ecuatorial según los modos tilt (verde) y WWV (azul). b) Variaciones temporales de los modos tilt y WWV, así como de la TSM en la región Niño 3 (rojo).

Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga

Dewitte B., Takahashi K., Mosquera K.

Por lo tanto se tiene que: $\frac{\partial h}{\partial t} = -aT$, donde h es el contenido de

calor ("heat content" en inglés), T es la TSM en la región Niño 3, y a es una constante positiva que mide la respuesta del rotor del viento a las anomalías de TSM y que genera el transporte de Sverdrup, el cual es responsable de la carga/descarga.

Por otro lado, las variaciones en T serían lentamente controladas

por el contenido de calor según: $\frac{\partial T}{\partial t} = bh$, donde b es otra constante positiva.

Entonces se puede derivar la siguiente ecuación diferencial para h o T :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial t^2} + \omega^2 T = 0, \text{ donde } \omega = \sqrt{ab} \text{ es la frecuencia angular}$$

de oscilación.

Según este modelo simple, el sistema ENOS sería un oscilador perfectamente periódico y auto-sostenido con una frecuencia angular ω (Figura 3a). Cálculos de a y b , basados en observaciones sobre el periodo 1980-2004, permiten deducir ω , dando un periodo de oscilación de aproximadamente cuatro años (Clarke, 2008). Según esta teoría simple, conocer el WWV en el Pacífico ecuatorial sería suficiente para la predicción del ENOS.

El modelo simplificado expuesto líneas arriba no se ajusta obviamente a las observaciones. Por un lado, ENOS no presenta oscilaciones periódicas sino irregulares.

Por otro lado, existen procesos de disipación que impedirían que dichas oscilaciones se mantengan indefinidamente sin una fuente de energía adicional. El Oscilador Carga-Descarga puede ser entonces ampliado con procesos disipativos como:

$$\frac{dh}{dt} = -aT - \eta h \quad (1)$$

$$\frac{dT}{dt} = bh - \gamma T \quad (2)$$

Donde los parámetros η, γ son constantes positivas que están asociadas a la disipación de h y T (ver Burgers et al., 2005, para mayor información de la derivación). Este oscilador puede entonces generar varias soluciones que dependen del conjunto de valores a, b, η, γ . En particular, la disipación reduce el desfase que existe entre h y T , además de llevar a una progresiva reducción de la amplitud de las oscilaciones (Figura 3b).

Es importante destacar que los parámetros a, b, η, γ dependen de los estados promedio o climatológicos del Pacífico tropical (estratificación vertical, TSM, circulación atmosférica superficial) y podrían variar estacionalmente o en escalas de tiempo largas, lo cual alteraría las características del ENOS. La principal incertidumbre en esta versión del modelo viene de la estimación de los coeficientes de disipación, ya que ellos podrían no solo incorporar los procesos de mezcla y difusión, sino también el transporte por las corrientes en la frontera oeste que podrían influir en el contenido de calor en la banda ecuatorial.

Otro asunto que debe comentarse es la influencia del "ruido" atmosférico de alta frecuencia, por ejemplo aquel asociado a sistemas meteorológicos como las llamadas oscilaciones de Madden-Julian o los ciclones extratropicales, que pueden afectar a ENOS pero sin ser, estos mismos, afectados por ENOS. La irregularidad de este ruido puede ser responsable de la irregularidad de ENOS. Más

aún, el ruido puede ser esencial para contrarrestar la disipación y generar las oscilaciones. Este forzante se incluiría como una componente aleatoria o estocástica aditiva en las ecuaciones 1 y 2. Entonces el ENOS puede ser considerado como un Oscilador Carga-Descarga amortiguado y forzado por el ruido atmosférico, cuya disipación es compensada por la energía de la forzante estocástica (Figura 3c).

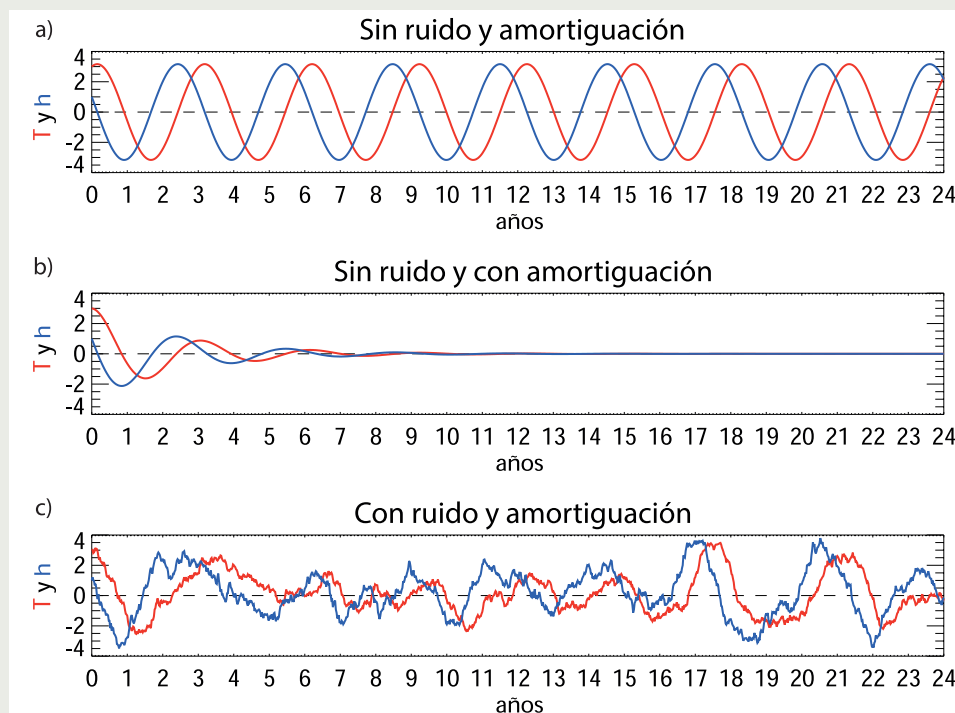


Figura 3. Solución del modelo de Burgers et al. (2005): a) Sin disipación ni forzante estocástico (con $\eta = 0$ correspondiente a un periodo de oscilación de 37 meses); b) Igual que a) pero con disipación (con γ correspondiente a un tiempo de disipación de 30 meses); y c) Igual que b) pero añadiendo ruido blanco como forzante estocástico.

Investigaciones teóricas en progreso sobre ENOS

El Oscilador Carga-Descarga representa un punto útil de partida teórico para estudiar distintos aspectos del ENOS, en particular los cambios en sus propiedades (frecuencia, amplitud, predictibilidad) sobre largas escalas de tiempo. Por ejemplo, desde los años 80 ENOS ha experimentado un incremento en su amplitud, el cual ha sido atribuido al estado promedio cálido después del conocido *climate shift* de los años 70. Un incremento de la actividad del ENOS podría estar conectado a la disminución en la estabilidad del Oscilador, lo cual puede ser diagnosticado de datos *in situ* y de productos de *Reanalysis* basado en este formalismo (An and Jin, 2001). También se ha observado que desde el año 2000 a la fecha, el retraso entre el índice NIÑO3 y el WWV *mode* ha disminuido significativamente, lo cual sugiere que la eficiencia de la predicción del Oscilador Carga-Descarga ha disminuido (McPhaden, 2012). Este comportamiento también se observó antes de 1980 (Bunge and Clarke, 2014). Al parecer esto sería la consecuencia del cambio de la localización del centro de acción de las anomalías de esfuerzo de viento del ENOS. En particular, se ha mostrado que a mayor esfuerzo de viento aplicado, menor el retraso entre el índice NIÑO3 y el WWV *mode* (Clarke, 2010; Fedorov, 2010). Cabe indicar que el proceso de disipación es también un parámetro que tiene un rol en la explicación del retraso entre las variaciones de TSM y el contenido de calor (Thual et al., 2013).

El “Oscilador Carga-Descarga” se puede considerar como el modelo mínimo de ENOS. Por su naturaleza, deja muchos elementos sueltos que pueden ser importantes en el ENOS real. Particularmente, no se consideran las variaciones espaciales que son esenciales para describir los diferentes tipos de El Niño y que es actualmente un tema de gran interés en la comunidad científica. Estudios recientes sugieren la existencia de al menos dos tipos de El Niño: extraordinariamente fuertes (como en 1982-83 y 1997-98) y de intensidad moderada (los conocidos Niños Modokis o Niños del Pacífico central), los cuales se distinguen tanto por su intensidad como por la localización de la región del calentamiento máximo (ver Takahashi, 2014). Es evidente que el Oscilador Carga-Descarga no puede generar dos tipos de El Niño, a menos que alguno de sus parámetros deje de ser constante y cambie según el estado del sistema, lo cual implica un proceso no-lineal en el sistema mismo. Al momento, mucho esfuerzo se está haciendo en la comunidad científica para descifrar la dinámica no-lineal de ENOS para lo cual el Oscilador Carga-Descarga, en su forma actual, no se aplica por su formalismo lineal. Los procesos no lineales pueden tener fuentes oceánicas o atmosféricas, las cuales no facilitan el desarrollo de un nuevo paradigma sobre el ENOS que explique su aspecto multifacético. En la actualidad, investigaciones conjuntas entre el Instituto Geofísico del Perú y *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales* están direccionadas a ese fin.

Referencias

An, S.-I., and F.-F. Jin, 2001: *Collective Role of Thermocline and Zonal Advective Feedbacks in the ENSO Mode*, *Journal of Climate*, 14, 3421-3432.

Battisti, D.S. and A.C. Hirst, 1989: *Interannual Variability in the Tropical*

Atmosphere-Ocean System: Influences of the Basic State, *Ocean Geometry and Nonlinearity*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, 1687-1712.

Bunge, L., and A. J., Clarke, 2014: *On the warm water volume and its changing relationship with ENSO*, *Journal of Physical Oceanography*, 44, 1372-1385.

Burgers, G., F.-F. Jin, and G. J. van Oldenborgh, 2005: *The simplest ENSO recharge oscillator*, *Geophysical Research Letters*, 32, L13706, doi: 10.1029/2005GL022951.

Carranza, L., 1891: *Contra-corriente marítima observada en Paita y Pacasmayo*, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 1, 9, 344-345.

Carrillo, C. N., 1892: *Hidrografía oceánica*, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 72-110.

Clarke A. J., S. Van Gorder and G. Colantuono, 2007: *Wind stress curl and ENSO discharge/recharge in the equatorial Pacific*, *Journal of Physical Oceanography*, 37 (4), 1077-1091.

Clarke, A. J., 2008: *An Introduction to the Dynamics of El Niño and the Southern Oscillation*, Academic Press, 324.

Clarke, A. J., 2010: *Analytical theory for the quasi-steady and low frequency equatorial ocean response to wind forcing: The “tilt” and “warm water volume” modes* *Journal of Physical Oceanography*, 40, 121-137, doi:10.1175/2009JPO4263.1.

Cushman, G., 2004: *Enclave Vision: Foreign Networks in Peru and the Internationalization of El Niño Research during the 1920s*, *History of Meteorology*, 1, 1, 65-74.

Eguiguren, V., 1894: *Las lluvias en Piura*, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 241-258.

Fedorov, A. V., 2010: *Ocean response to wind variations, warm water volume, and simple models of ENSO in the low frequency approximation*, *Journal of Climate*, 23, 3855-3873, doi:10.1175/2010JCLI3044.1.

Jin, F.-F., 1997: *An equatorial recharge paradigm for ENSO: I. Conceptual model*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, 811 – 829.

McCreary, J.P., 1976: *Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño*, *Journal of Physical Oceanography*, 6, 632-645.

McPhaden, M. J., 2012: *A 21st Century Shift in the Relationship between ENSO SST and Warm Water Volume Anomalies*, *Geophysical Research Letters*, 39, L09706, doi: 10.1029/2012GL051826.

Murphy, R. C., 1926: *Oceanic and Climatic Phenomena along the West Coast of South America during 1925*, *Geographical Review*, Vol. 16, No. 1 (Jan., 1926), 26-54.

Suarez, M. J., and P. S. Schopf, 1988: *A delayed action oscillator for ENSO*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 3283-3287.

Takahashi, K., 2014: *Variaciones de El Niño*, *Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”*, Instituto Geofísico del Perú, 1, 2, 4-7.

Thual S., B. Dewitte, N. Ayoub and O. Thual, 2013: *An Asymptotic Expansion for the Recharge-Discharge Model of ENSO*, *Journal of Physical Oceanography*, 43, 1407-1416.

Wyrtki K., 1975: *El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing*, *Journal of Physical Oceanography*, 5, 572-584