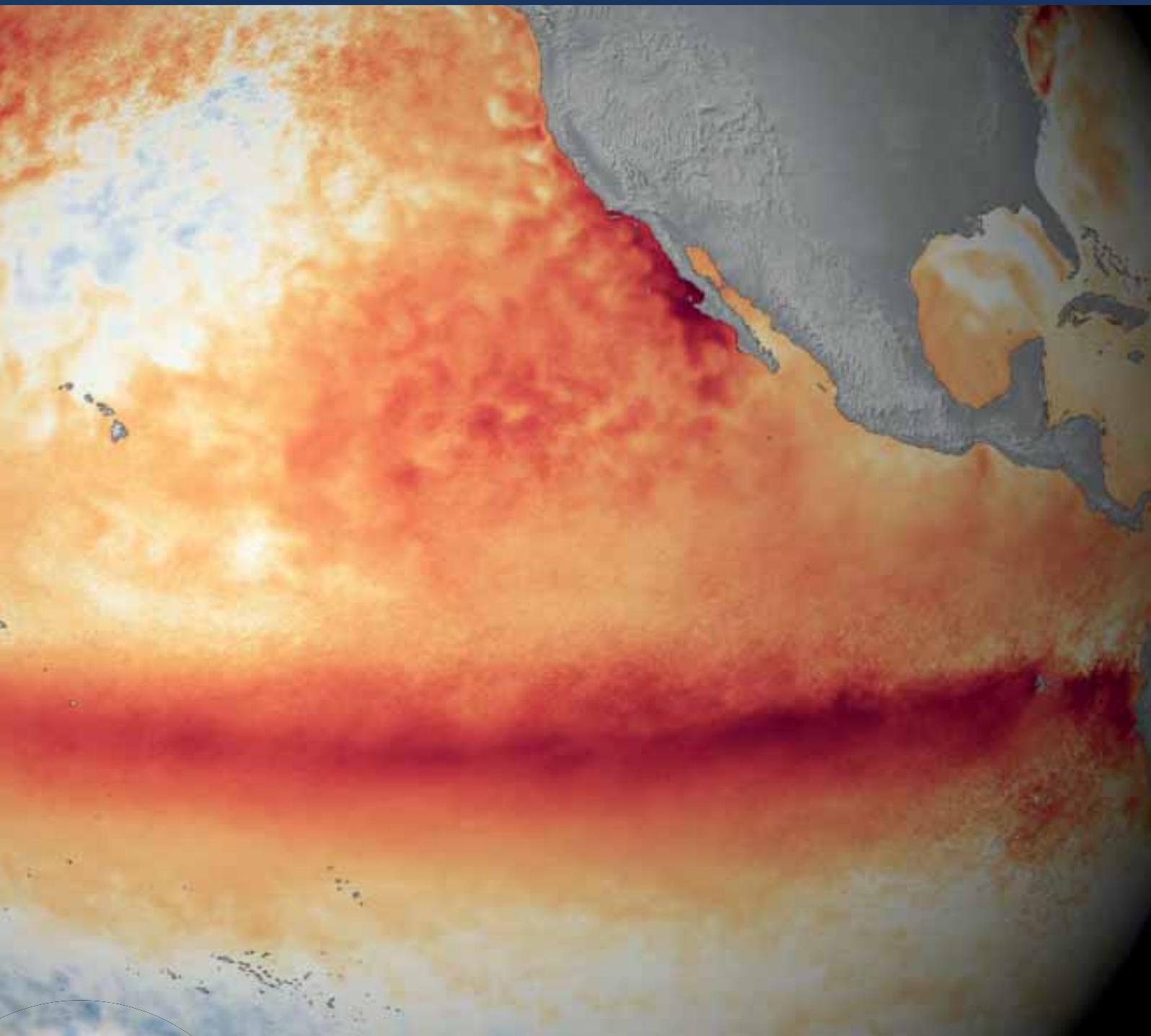


Programa Presupuestal por Resultados N° 068 "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres". Producto: "Estudios para la estimación del riesgo de desastres"

Avances en la ciencia de El Niño

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2015





Programa Presupuestal N° 068
“Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”.

Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”.

Actividad: “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”.

Elsa Galarza

Ministra del Ambiente

Hernando Tavera

Presidente Ejecutivo IGP

Edmundo Norabuena

Director Científico IGP

Jhan Carlo Espinoza

Director de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera

Daniel Flores

Director de Geofísica y Sociedad

Ken Takahashi

Responsable de la elaboración de la Colección de Artículos de Divulgación Científica 2015

Equipo científico: Ken Takahashi, Kobi Mosquera, James Apaéstegui, Ivonne Montes, Alejandra Martínez, Boris Dewitte, Yakelyn Ramos, David Pareja, Lidia Huamán, Jorge Reupo, Serena Illig, Jeancarlo Fajardo, Karen León, Andrés Flores, Jonathan Aparco, Berlin Segura.

Edición: Katherine Morón

Diseño y Diagramación: Dante Guerra E.

Carátula: Anomalía de temperatura superficial del mar según datos satelitales para octubre de 2015, donde el color naranja a rojo corresponde a temperaturas más altas que el promedio, indicativas de El Niño. Fuente: NOAA (usado con autorización)

Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169 Mayorazgo
IV Etapa - Ate
Teléfono (511) 3172300

Impreso por:
Empresa: Vertice Consultores SAC
Av. Boulevard 1040 - Ate
Teléfono: (051) 435-2586
Tiraje: 1000 ejemplares

Lima, diciembre del 2017
Tercera edición Octubre 2017
Hecho el Depósito Legal en la
Biblioteca Nacional del Perú N° 2017-13340
ISBN: 978-612-46859-9-6

Introducción

El Programa Presupuestal por Resultados (PPR) es una estrategia de gestión pública que vincula la asignación de recursos a productos y resultados medibles a favor de la población. Dichos resultados se vienen implementando progresivamente a través de los programas presupuestales, las acciones de seguimiento del desempeño sobre la base de indicadores, las evaluaciones y los incentivos a la gestión, entre otros instrumentos que determina el Ministerio de Economía y Finanzas (MEF) a través de la Dirección General de Presupuesto Público, en colaboración con las demás entidades del Estado.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) viene participando en el Programa Presupuestal 068: “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes de la Comisión Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) participan en este PPR con el producto denominado “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”, que consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural océano-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permitan la toma de decisiones a autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño¹”, la cual incluye la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos de pronóstico, así como el desarrollo de investigación científica que fortalecerá en forma continua la capacidad para este fin. Además elabora mensualmente un Boletín Técnico cuyo objetivo es difundir conocimientos científicos, avances de investigación y noticias relacionadas a este tema, con la finalidad de mantener informados a los usuarios y proporcionarles las herramientas para un uso óptimo de la información presentada.

La presente publicación es un compendio de los Artículos de Divulgación Científica publicados en los mencionados Boletines Técnicos elaborados a lo largo del 2015. Estos artículos informan a los usuarios del estado del conocimiento científico actual sobre El Niño para que estos puedan interpretar y aprovechar óptimamente la información generada por el ENFEN y otras fuentes. En este volumen, los artículos se presentan ordenados según su temática y no por fecha de publicación, aunque las referencias originales se incluyen al final del volumen.

¹Los resultados de esta actividad están disponibles en: <http://intranet.igp.gob.pe/productonino/>

Prefacio

El año 2015 fue muy interesante desde la perspectiva de El Niño. Diecinueve años después de El Niño 1997-1998, nuevamente se desarrolló un evento El Niño de considerable magnitud en el océano Pacífico ecuatorial que tuvo tanto a la comunidad científica como a los no-especialistas a la expectativa, y los pronósticos del ENFEN guiaron al gobierno peruano para las acciones de preparación ante los posibles impactos de este. En varios aspectos, los pronósticos fueron muy exitosos aún cuando las extraordinarias lluvias en la costa de ese evento no se presentaron durante El Niño 2015-2016 a pesar de que el mar costero sí se calentó. Esta diferencia entre eventos es muestra de que El Niño no es tan bien entendido ni pronosticado como quizás se pueda pensar a nivel internacional y que, en particular, es importante que el Perú apoye la investigación científica para mejorar esta situación.

En este volumen se presentan artículos que sintetizan algunos resultados de investigaciones recientes a cargo de investigadores del IGP y colegas internacionales, empezando con cuatro referidos a los fenómenos físicos en la costa del Perú. El artículo de León describe la variabilidad de la lluvia en escalas de días a semanas (o sea, subestacional) en la costa norte del Perú durante eventos El Niño extraordinarios y el rol de ondas atmosféricas en esta variabilidad. Similarmente, el artículo de Goubanova et al. nos habla de la variabilidad de la temperatura del mar en la costa en la escala subestacional y el rol relativo de los vientos y las ondas Kelvin oceánicas en generarla. Colas, Echevin y Montes et al. nos hablan de los avances en modelado numérico oceánico de alta resolución para la simulación de los mecanismos que controlan las condiciones físicas y biogeoquímicas en el mar peruano, particularmente durante El Niño.

Luego, presentamos otros artículos asociados a las condiciones de gran escala asociadas a El Niño. El artículo de Takahashi y Dewitte resume los avances en la identificación de aquellos procesos que permiten que los eventos El Niño crezcan hasta alcanzar la extraordinaria

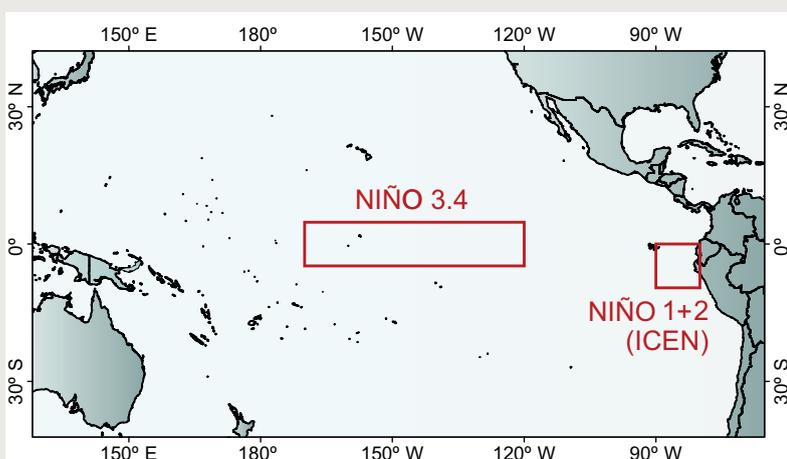


intensidad de 1982-1983 y 1997-1998. Los siguientes artículos de Montecinos y otro de Takahashi y Dewitte discuten la variabilidad natural más lenta, en escalas de décadas, que tiene un efecto directo en el clima de nuestro país, así como potencialmente sobre el comportamiento de El Niño/La Niña. Luego, Takahashi discute algunas de las principales limitaciones en los modelos climáticos, que son una de las principales herramientas para el pronóstico estacional, así como para producir escenarios de cambio climático, mientras que Ramos presenta una estrategia para superar dichas limitaciones para tener una mejor estimación de las lluvias en la costa norte del Perú.

Los últimos tres artículos presentan perspectivas un tanto distintas. Apaéstegui et al. resume algunos de los principales resultados de los estudios paleoclimatológicos que nos dan ideas sobre la diversidad del comportamiento de El Niño en los últimos mil años. Por otro lado, Takahashi y Martínez nos resumen los resultados de un proyecto enfocado en el ecosistema de manglares de Tumbes y cómo el clima produce efectos sobre el ambiente físico, la biogeoquímica, la flora y fauna, y las comunidades humanas que viven en asociación con este ecosistema. Finalmente, el artículo de Takahashi nos habla de las diferentes dimensiones que deben ser considerados para el problema de hacer predicciones, lo cual requiere entender no solo los fenómenos físicos sino también algunas particularidades de la psicología humana.

Esperamos que esta colección de artículos sean de utilidad tanto para aquellos estudiantes e investigadores que quieran incursionar o profundizar en la problemática asociada a El Niño, así como a aquellos usuarios de la información que quieran tener un mejor entendimiento de la base de esta información y de sus limitaciones.

*Ken Takahashi, Ph.D.
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú*



El mapa muestra las dos regiones que definen los principales índices de temperatura superficial del mar utilizadas para monitorizar El Niño y La Niña. La región Niño 1+2 (90°-80°W, 10°S-0°), en la que se basa el Índice Costero El Niño (ICEN), se relaciona con impactos en la costa peruana, mientras que la región Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) se asocia a impactos remotos en todo el mundo, incluyendo los Andes y Amazonía peruana.

Patrones diarios de precipitación y su relación con la circulación atmosférica durante eventos extremos El Niño en la costa norte peruana

Introducción

El Niño puede provocar eventos climáticos extremos en todo el mundo, como las inundaciones y las sequías. En la costa norte peruana, dependiendo de su magnitud, genera intensas lluvias e inundaciones, tal como ocurrió durante los años 1982-83 y 1997-98 donde se produjeron fuertes impactos socioeconómicos. Estos eventos han sido catalogados como de magnitud extraordinaria por el comité del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN).

El entendimiento de los procesos físicos, la frecuencia e intensidad de eventos El Niño en un sistema climático cambiante, ha pasado de ser un tema estrictamente científico a un tema del ámbito político, económico y social. A su vez, a raíz de los eventos que produjeron los mayores impactos a nivel mundial, se ha estudiado el rol de las diversas variables climáticas asociadas a este fenómeno. Sin embargo, a pesar de que numerosos estudios han involucrado aspectos a escala global de El Niño, comparativamente, pocos estudios se han enfocado en los aspectos regionales o locales a lo largo de la costa noroeste de Sudamérica (Takahashi, 2004; Douglas et al., 2009).

En el presente artículo se busca comprender las condiciones meteorológicas que favorecen los eventos de precipitaciones intensas dentro de un evento El Niño. Para ello se sintetiza el estudio de León (2014), en el cual se realizó un análisis de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones diarias en las regiones de Tumbes y Piura durante los eventos El Niño extraordinario de 1982-83 y 1997-98. Esto permitió determinar la relación entre la ocurrencia de días lluviosos y secos y la circulación atmosférica durante dichos eventos.

Teorías sobre la generación de lluvias extremas en la costa norte peruana

El análisis de la circulación atmosférica asociada a precipitaciones intensas durante el evento El Niño 1997-98 fue ejecutado por Takahashi (2004) y Douglas et al. (2009), quienes propusieron dos teorías sobre la generación de lluvias extremas en la costa norte peruana. Takahashi (2004) menciona la existencia de una cuasi-periodicidad de presencia de lluvias de una semana durante los periodos de diciembre de 1982 a febrero de 1983 y diciembre de 1997 a abril de 1998. Según el estudio, un acrecentamiento del flujo de vientos provenientes del oeste en la tropósfera baja sobre Piura durante días lluviosos, parece estar relacionado a ondas atmosféricas ecuatoriales de Kelvin que se infiere que se presentan en un periodo de 7 a 10 días.



Ing. Karen León
Asistente de Investigación
Instituto Geofísico del Perú

Ingeniera Agrícola de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM), con cursos de especialización en variabilidad hidroclimática, sistemas de información geográfica (SIG), y modelación hidrológica e hidráulica. Actualmente trabaja en el Instituto Geofísico del Perú, donde se desempeña como asistente de investigación. Recientemente sus estudios están enfocados en el análisis de aspectos climáticos en la costa norte peruana, como el desarrollo de climatologías y evaluación de eventos extremos meteorológicos.

Douglas et al. (2009) estudiaron la variabilidad sinóptica de la precipitación y la nubosidad sobre la costa norte de Perú y Ecuador durante el evento de 1997-98. A diferencia del estudio de Takahashi (2004), donde se usó la precipitación como indicador de días lluviosos, en este trabajo se emplearon las anomalías del viento zonal (longitudinales). Se obtuvieron ciertos aspectos de la circulación atmosférica para dichas anomalías, comunes incluso durante el periodo de 1990-2005: los vientos del norte sobre el Golfo de México, la circulación ciclónica cerca al este de los Estados Unidos y los vientos del oeste sobre el Pacífico Ecuatorial Este. Por lo cual, ellos sugieren que existe una relación entre los ciclones extratropicales del Hemisferio Norte, los vientos y las variaciones de la precipitación a lo largo de las costas de Perú y Ecuador.

Variabilidad espacio-temporal de la precipitación diaria durante eventos El Niño extraordinarios

Para comprender los patrones espacio-temporales de la precipitación diaria durante los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98, León (2014) aplicó la técnica de Análisis de Componentes Principales, o ACP, usando datos diarios de precipitación provenientes de 29 estaciones meteorológicas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) ubicadas en las regiones de Tumbes y Piura (técnica empleada en Mikami, 1988). Posteriormente, al igual que en el estudio de Takahashi (2004), León (2014) seleccionó una serie de días lluviosos y secos para el estudio de la circulación atmosférica. El periodo de análisis fue: enero a mayo de 1983 (15 estaciones) y diciembre de 1997 a mayo de 1998 (29 estaciones).

El principal modo de variabilidad temporal (EOF-1) de las precipitaciones durante los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98 (Figura 1) explica el 19.3% y 23.4% de la varianza, respectivamente. En ambos eventos existe correlación positiva con casi todas las estaciones meteorológicas. Para 1982-83, sólo una estación presenta una correlación con valor de -0.07. Este primer modo de variabilidad de la lluvia indica que los valores positivos del componente están asociados a periodos lluviosos y los valores negativos a periodos secos en la región

Patrones diarios de precipitación y su relación con la circulación atmosférica durante eventos extremos El Niño en la costa norte peruana

León K.

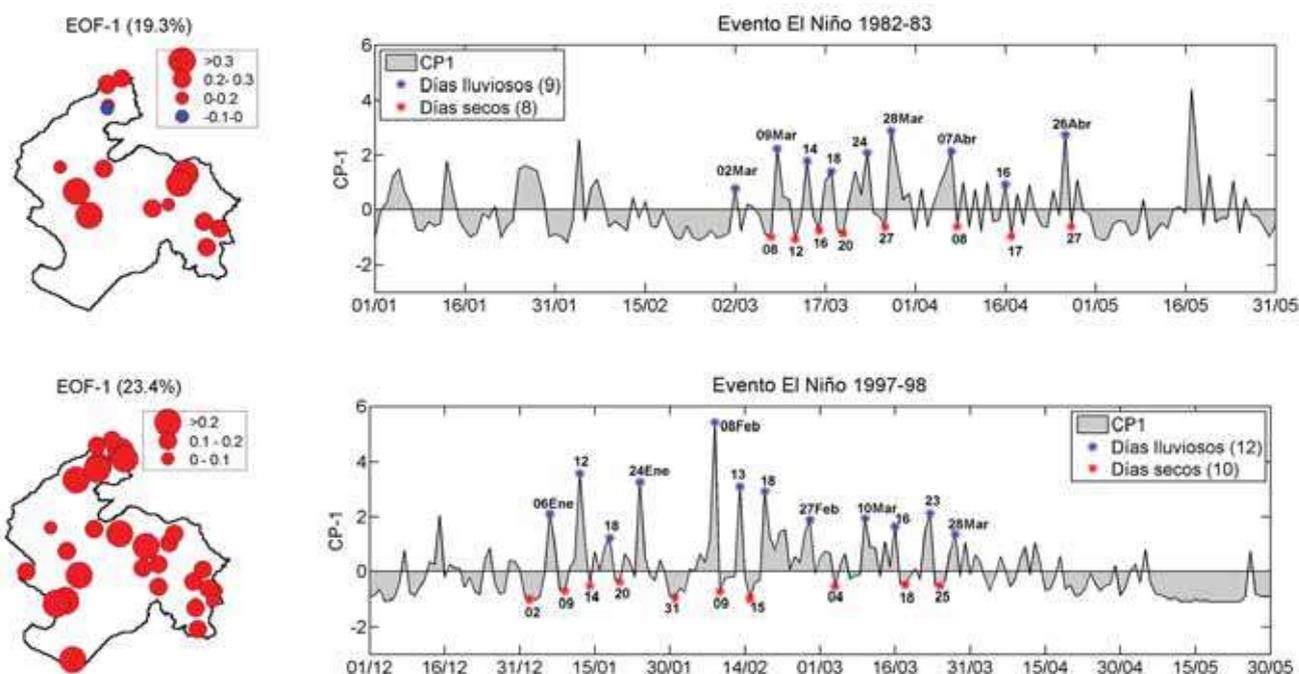


Figura 1. Variación espacial y temporal de la precipitación diaria del EOF-1 durante el evento El Niño 1982-83 (panel superior) y El Niño 1997-98 (panel inferior) (Fuente: León, 2014).

de estudio. Por lo tanto, se puede observar que, durante el evento El Niño 1982-83, el periodo más lluvioso se presentó durante marzo a abril de 1983, mientras el mes menos lluvioso fue febrero (Figura 1).

Por otro lado, la precipitación diaria durante el evento El Niño de 1997-98 presenta diferencias a escala temporal, respecto al evento de 1982-83. En la serie temporal del EOF-1 se observa que a partir de la primera semana de mayo de 1998 existe un descenso abrupto de la precipitación diaria. Además, en la zona de estudio, el periodo más lluvioso fue enero-marzo de 1998 (Figura 1).

De la selección de los días lluviosos y secos, se indica un total de 9 días lluviosos y 8 días secos para el periodo marzo-abril de 1983 y un total de 12 días lluviosos y 10 días secos para el periodo enero-marzo de 1998. Asimismo, existe una periodicidad promedio de 7 días entre los días lluviosos para ambos eventos El Niño, lo cual es similar a lo descrito en Takahashi (2004).

La circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de días lluviosos y secos durante eventos El Niño extraordinarios

León (2014) realizó el análisis de la circulación atmosférica mediante la generación de mapas de los promedios (comúnmente llamados composiciones) de variables climáticas, tanto para los días lluviosos como para los días secos definidos en la Figura 1. Las variables climáticas consideradas fueron la velocidad horizontal de vientos a 850 hPa del proyecto "Reanalysis" del NCEP/NCAR de la NOAA

(Kalnay et al., 1996) y la radiación de onda larga saliente (OLR) obtenida de los satélites de órbita polar del Centro Nacional de Datos Climáticos de la NOAA (Liebmann y Smith, 1996) de los Estados Unidos.

Para resaltar las condiciones atmosféricas que distinguen un evento húmedo de un evento seco, León (2014) elaboró mapas de las diferencias de las condiciones atmosféricas promedio durante los días seleccionados como lluviosos y secos (Figura 2). De ello se obtiene que las anomalías de vientos más significativas durante los días lluviosos del evento El Niño 1982-83 provienen del noroeste de la zona de estudio, entre los 5°S y 10°N. Por otro lado, durante el evento El Niño 1997-98, las anomalías más significativas en los días lluviosos provienen del oeste y se ubican entre los 80°W-90°W y 5°N-10°S. Esta es una diferencia sustancial entre ambos eventos, respecto a la circulación atmosférica para la generación de días lluviosos y secos durante eventos extremos El Niño, aunque no se descartan deficiencias en los datos de Reanalysis.

Por otro lado, se observa mayor actividad convectiva durante los días lluviosos para las regiones de Tumbes y Piura, siendo la diferencia de mayor magnitud para el evento El Niño de 1997-98 que para el evento de 1982-83. Asimismo, en ambos eventos, existe menor actividad convectiva en la Amazonía (noroeste de Brasil) durante los días lluviosos (Figura 2). En efecto, la región amazónica sufrió un déficit de lluvias durante estos eventos (e.g. Espinoza et al., 2011).

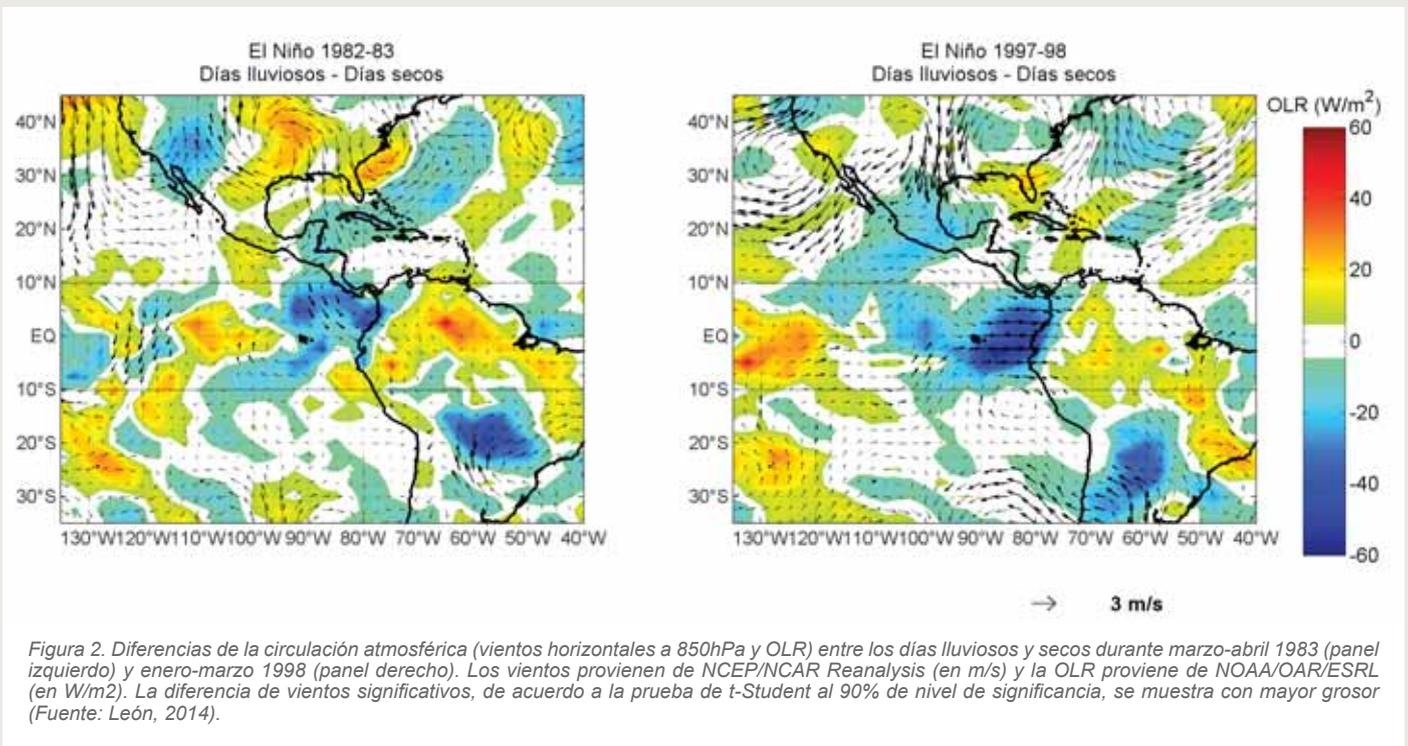


Figura 2. Diferencias de la circulación atmosférica (vientos horizontales a 850hPa y OLR) entre los días lluviosos y secos durante marzo-abril 1983 (panel izquierdo) y enero-marzo 1998 (panel derecho). Los vientos provienen de NCEP/NCAR Reanalysis (en m/s) y la OLR proviene de NOAA/OAR/ESRL (en W/m²). La diferencia de vientos significativos, de acuerdo a la prueba de t-Student al 90% de nivel de significancia, se muestra con mayor grosor (Fuente: León, 2014).

Para observar cómo el fenómeno se desenvuelve en el tiempo, León (2014) promedió los valores de las anomalías de OLR y vientos zonales (este-oeste) para la región entre los 10°N y 10°S y entre los 140°W y 60°W del océano Pacífico (rectángulo central en Figura 2) durante los tres días previos (D-3) y los tres días posteriores (D+3) al día lluvioso considerado como día 0 (D0). Paralelamente, con el objetivo de observar el comportamiento de las lluvias, se calculó las anomalías porcentuales de precipitación tres días antes y tres días después del día considerado como lluvioso (D0) para cada estación meteorológica de la zona de estudio.

De los resultados se observa que, para el evento El Niño 1982-83, la aproximación de la actividad convectiva se presenta de manera mucho más rápida que para el evento El Niño 1997-98 (Figura 3). Para el evento de 1997-98, estas anomalías negativas de OLR (color azul) se observan claramente tres días antes del día lluvioso (D-3) desde los 140°W y progresivamente se aproximan a la zona de estudio (80°W) hacia el día lluvioso (D0), mientras que para el evento de 1982-83 la anomalía no presenta un valor muy elevado tres días antes, siendo más claro para el D-2. Sucesivamente desaparece (D-1) y reaparece abruptamente durante el día lluvioso (D0).

Asimismo, se muestran anomalías positivas de vientos zonales (hacia el este) para el evento de 1982-83, las cuales aparentemente propagan la actividad convectiva (Figura 3). Sin embargo, el rol de los vientos zonales no es muy claro para el evento de 1997-98, donde solo se aprecia una anomalía positiva de viento zonal en los 80°W para el día lluvioso (D0). Por tanto, las anomalías de vientos del oeste son un factor importante para la generación de lluvias muy intensas en la costa norte peruana.

Esta actividad convectiva desata abundante precipitación en la costa norte peruana principalmente en el día considerado

como lluvioso (anomalías porcentuales mayores al 250%; Figura 4). Respecto a la distribución día a día de la precipitación, se observa que antes del día lluvioso (D-1) se inicia la precipitación en la planicie costera, en el día lluvioso (D0) se desarrolla la precipitación en toda la región de estudio y en los días posteriores (D+1 y D+2) la precipitación se localiza principalmente en la parte alta. Este comportamiento es mucho más notorio durante el evento de 1997-98 dada la mayor densidad de estaciones meteorológicas.

Conclusiones

La precipitación diaria en las regiones de Tumbes y Piura durante los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98, presenta una alta variabilidad espacio-temporal con días lluviosos y secos, siendo las anomalías de los vientos provenientes del noroeste (El Niño de 1982-83) y del oeste (El Niño de 1997-98) importantes para la generación de días lluviosos en la costa norte peruana. No obstante, luego de observar los resultados del análisis de la propagación de estas anomalías tres días antes (D-3) y tres días después (D+3) del día lluvioso (D0), se corrobora que los vientos del oeste son los que propician la convección y, por tanto, la precipitación intensa en la zona de estudio.

Para el evento de 1997-98, la propagación de las anomalías de vientos no se presenta en los días previos al día lluvioso tal como se presentó en las anomalías de OLR. En ambos eventos se observa claramente la aproximación de la actividad convectiva a lo largo del Pacífico Ecuatorial Central hacia la costa norperuana, la cual genera las precipitaciones más intensas en el día considerado como lluvioso y precipitaciones menos abundantes en los tres días previos y tres posteriores. Este desplazamiento se produce de manera mucho más rápida durante el evento El Niño 1982-83, mientras que en el evento 1997-98 ocurre de manera

Patrones diarios de precipitación y su relación con la circulación atmosférica durante eventos extremos El Niño en la costa norte peruana

León K.

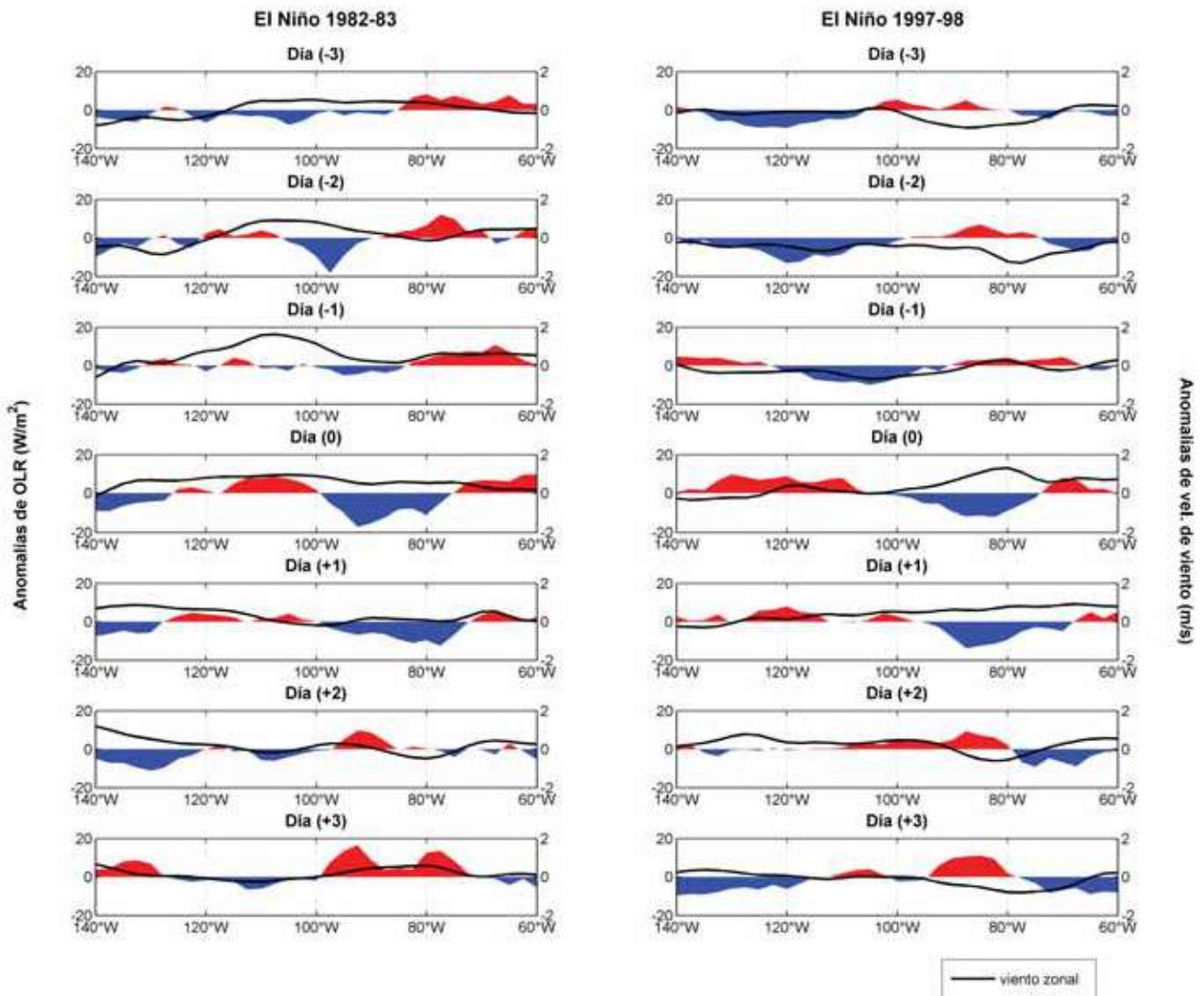


Figura 3. Anomalías de OLR (NOAA/OAR/ESRL) y vientos zonales (NCEP/NCAR Reanalysis) durante días lluviosos menos promedio del periodo (mar83-abr83 y ene98-mar98, respectivamente) tres días antes y tres días después del día lluvioso (D0) entre los 10°N-10°S para el evento El Niño 1982-83 (panel izquierdo) y El Niño 1997-98 (panel derecho). A los 80.5°W se encuentra la costa norte peruana (Fuente: León, 2014).

casi uniforme hacia las regiones de Tumbes y Piura. Por otro lado, la precipitación se genera en dirección oeste-este desde la planicie costera (D-1) hacia la zona de los Andes (D+2).

Estos resultados complementarían y reforzarían la hipótesis propuesta en Takahashi (2004), donde se analizó un solo caso (evento El Niño de 1997-98) y, según la cual, el flujo

de vientos provenientes del oeste en la tropósfera baja en la costa norte peruana estaría relacionado a ondas convectivas ecuatoriales Kelvin. Por otro lado, el rol de los sistemas de latitudes medias del Hemisferio Norte sugerido por Douglas et al. (2009) no fue observado. Finalmente, los resultados encontrados en León (2014) proporcionan bases para la previsión de lluvias intensas asociadas a eventos El Niño extraordinarios en la costa norte del Perú.

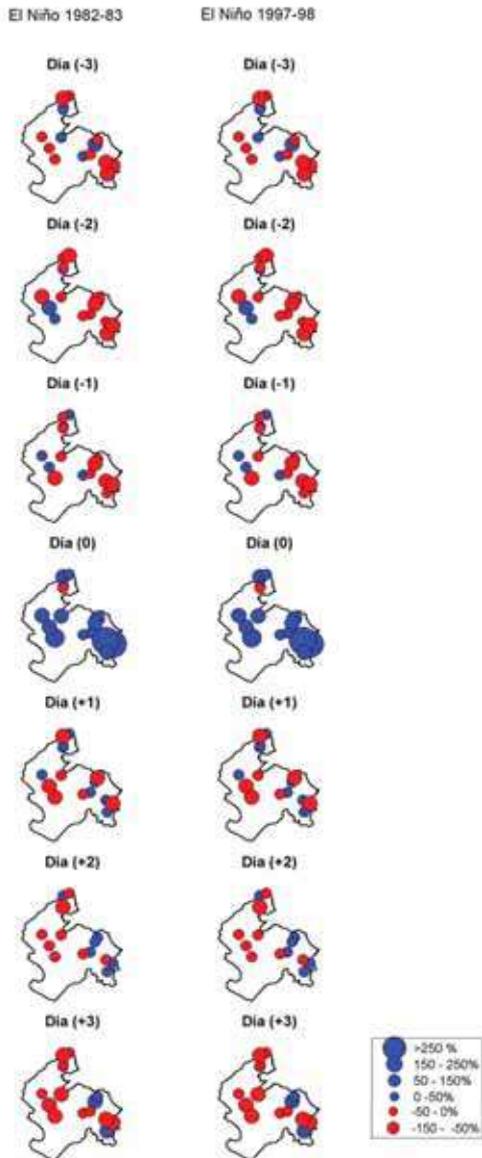


Figura 4. Anomalías porcentuales de precipitación observada tres días antes y tres días después del día lluvioso (D0) para el evento El Niño 1982-83 (panel izquierdo) y El Niño 1997-98 (panel derecho) (Fuente: León, 2014).

Referencias

Douglas, M. W., J. Mejia, N. Ordinola, y J. Boustead, 2009: Synoptic Variability of Rainfall and Cloudiness along the Coasts of Northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño event, *Monthly Weather Review*, Vol. 137, pp. 116-136.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J.-L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, W. S. Lavado, G. Drapeau, R. Pombosa, 2011: Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought, *Geophysical Research Letters*, DOI:10.1029/2011GL047862.

Garreaud R., J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America, *Monthly Weather Review*, 126:2713–2733.

Horel, J. D. y Cornejo-Garrido, A. G., 1986: Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall, *Monthly Weather Review*, 114: 2091–2105.

IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1535.

Jones C., L. Carvalho, 2002: Active and break phases in the South American Monsoon system, *Journal of Climate*, 15:905–914.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437–471.

Lagos P., Y. Silva, E. Nickl, y K. Mosquera, 2008: El Niño - related precipitation variability in Perú, *Advances in Geosciences*, 14: 231-237.

Lavado, W. S. y Espinoza, J. C., 2014: Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007), *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2): 171-182.

León, K., 2014: Análisis espacio-temporal de las precipitaciones y caudales durante los eventos el niño (1982-83 y 1997-98) en la costa norte peruana, Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Agrícola, Universidad Nacional Agraria La Molina.

Liebmann, B. y Smith, C. A., 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 1275-1277.

Liebmann B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone, *Journal of Climate*, 12:1877–1891.

Mikami, T., 1988: Precipitation in northern Peru during the 1982–1983 El Niño: Variations in daily precipitation patterns. *Tropical Rainfall Measurements*, editado por: Theon, J. S. and Fugono, N., Deepak Publishing, pp. 147–150.

Ordinola, N., M. Douglas, H. Yauri, y L. Flores, 2001: Distribución de lluvias en el norte del Perú y sur de Ecuador durante el episodio El Niño 1997-1998, Documento no publicado, p. 24.

Shlens, J., 2005: A tutorial on Principal Component Analysis, *Systems Institute for Nonlinear Science, University of California, EE.UU.*, p. 13.

Takahashi, K., 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru during 1997-1998 and 2002 El Niño events, *Annales Geophysicae*, 22: 3917–3926.

Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, B. Dewitte, 2011: ENSO Regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.

Venegas, S. A., 2001: *Statistical Methods for Signal Detection in Climate*. DCESS, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark, DCESS Report #2, p. 96.

Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Goubanova K., Illig S., Dewitte B., Takahashi K.

Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Variabilidad de la TSM en el mar peruano

A lo largo de la costa peruana, la Temperatura Superficial del Mar (TSM) cambia continuamente. Estos cambios ocurren en diferentes escalas temporales y pueden deberse a varios procesos físicos o *forzantes*, en el lenguaje de los oceanógrafos. Así, variaciones de la TSM de unos cuantos días (variabilidad sub-mensual) son típicamente inducidas por el forzante local atmosférico y, en las zonas del afloramiento costero, son asociadas, en gran medida, a la variabilidad sinóptica del viento (Renault et al., 2009; Goubanova et al., 2013; Illig et al., 2014; Aguirre et al., 2014). La Figura 1 muestra una medida de la variabilidad de la TSM en las diferentes escalas temporales (la desviación estándar de los datos filtrados). En la escala submensual (Figura 1a), se observa que la mayor variabilidad se presenta en toda la franja costera, pero con una magnitud relativamente débil ($\sim 0.4^\circ\text{C}$). Al contrario, las variaciones de la TSM de año en año (variabilidad interanual), que en el mar peruano son principalmente relacionadas a El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), presentan una mayor magnitud, especialmente en la costa norte donde se observan los valores que exceden 1°C (Figura 1c). La estructura espacial de la variabilidad interanual refleja la influencia del forzante remoto oceánico asociado a las ondas Kelvin oceánicas ecuatoriales (Clarke, 2008; Dewitte et al., 2012). Por ejemplo, las anomalías de la TSM durante eventos El Niño vienen inducidas por la supresión del afloramiento costero o el desplazamiento (*advección*) de



Ph. D. Katerina Goubanova
Investigadora Científica
Centre Européen de Recherche et de Formation
Avancée en Calcul Scientifique

Ph. D. en Climatología de la Université Paris 6, Francia. Actualmente trabaja en el Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS). Es autora de diversos artículos científicos publicados en revistas indexadas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en las interacciones océano-atmósfera en el Pacífico y Atlántico Sur-Este y su papel en el desarrollo de los sesgos en los modelos climáticos globales.

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

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

Serena Illig Ph. D.
Investigadora Científica del
Laboratoire d'Études en Géophysique et
Océanographie Spatiales

aguas cálidas ecuatoriales a lo largo de la costa del Perú debido al efecto de las ondas Kelvin (Mosquera, 2014). En el presente artículo nos enfocaremos en las fluctuaciones de la TSM que se encuentran sobre la escala de tiempo intraestacional, la cual se refiere a las oscilaciones de las variables climáticas con un periodo que varía entre 30 y 120 días. Cabe mencionar que una parte de esta variabilidad intraestacional proviene de la variabilidad interna del océano y es asociada a la actividad de remolinos de mesoescala. El presente

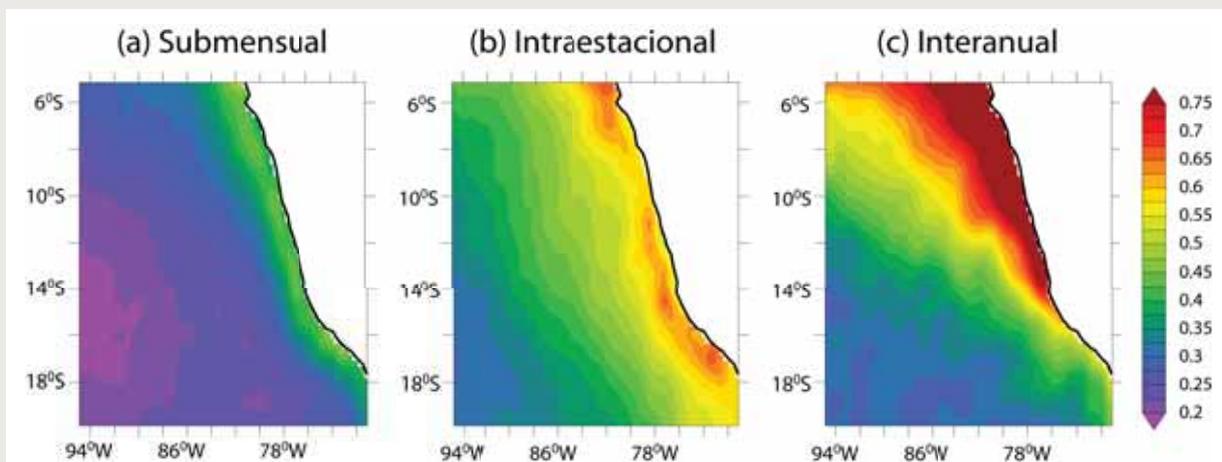


Figura 1. La desviación estándar (en $^\circ\text{C}$) de la TSM filtrada en las escalas (a) submensual (2-30 días), (b) intraestacional (30-120 días) y (c) interanual (2-10 años) calculada sobre el periodo 1990-2010. [Datos de la TSM: Reynolds et al. (2007)].

artículo no analiza la variabilidad interna, la cual es más marcada afuera de la zona de afloramiento costero, sino se centra sobre la variabilidad forzada que puede explicar los eventos cálidos o fríos asociados a una alteración del afloramiento promedio dentro de una estación. Es importante predecir tal tipo de evento pues este puede tener un gran impacto sobre el ecosistema marino y sobre el clima costero.

Características de las variaciones estacionales de la TSM en 2000-2008

En la Figura 1b, que muestra la desviación estándar (en °C) de las variaciones intraestacionales, se observa que la estructura espacial de estas variaciones es similar a la de las submensuales: la mayor variabilidad se presenta a lo largo de la costa. Por otro lado, la variabilidad intraestacional muestra notablemente mayores magnitudes en todo el mar peruano con respecto a la variabilidad submensual, alcanzando 0.6 °C en promedio en la franja costera.

Para analizar con más detalle las características temporales de la variabilidad intraestacional y suavizar la variabilidad interna, consideramos la serie temporal del modo principal de la variabilidad (obtenido con el método de *funciones ortogonales empíricas* o de *componentes principales*) de la TSM filtrada entre 2 y 120 días en la franja costera (5° de ancho) de la región del Perú central (17°S-7°S). La Figura 2a muestra la variabilidad estacional climatológica del espectro de esta serie calculada con el método *wavelet* (en valores sin unidad), en la que se observa que la variabilidad intraestacional es más pronunciada en verano que en invierno y que es dominada por las oscilaciones que tienen un periodo alrededor de 60 días. Otro pico de variabilidad, aunque con menor amplitud, corresponde

al periodo alrededor de 30 días, el cual, a su vez, corresponde a la escala submensual.

Después de este primer análisis viene naturalmente la pregunta central del presente artículo: ¿Cuáles son los forzantes de la variabilidad intraestacional de la TSM?

Variabilidad intraestacional: ¿forzante oceánico remoto o forzante atmosférico local?

La respuesta no es evidente. A primera vista, uno puede suponer que el forzante principal viene de la influencia del océano por efecto de las ondas Kelvin ecuatoriales (Mosquera, 2014). De hecho, a pesar de que las amplitudes de las ondas Kelvin intraestacionales son más débiles con respecto a las ondas asociadas al ciclo interanual del ENOS, la propagación de las ondas intraestacionales y su impacto sobre la termoclina, el nivel del mar y la TSM se pueden observar a lo largo de la costa hasta al menos los 33°S (Hormazabal et al., 2001). Además, las ondas de Kelvin intraestacionales muestran una mayor actividad en verano (al menos sobre el periodo 2000-2008) y se caracterizan en esta estación por oscilaciones relativamente fuertes en el periodo alrededor de 60 días (Illig et al., 2014). En cuanto al forzante local atmosférico, como ilustra la Figura 2b, el ciclo anual del espectro del viento indica que la variabilidad es máxima para la escala submensual (periodos menos de 30 días) y para la estación de invierno, lo que es todo lo contrario al espectro de la TSM (Figura 2a). Cabe notar una pequeña señal para las oscilaciones del viento con el periodo de 60 días, pero esta señal es también mucho más pronunciada en invierno que en verano.

Teniendo en cuenta estos argumentos, Illig et al. (2014) realizaron un experimento con un modelo oceánico regional ROMS para estimar la fracción de la variabilidad intraestacional de la TSM que es forzada en forma remota por la variabilidad oceánica ecuatorial (ondas Kelvin). Este experimento se basa sobre dos simulaciones que difieren por el forzamiento superficial del viento. La primera simulación (que vamos a llamar “S-control”) utiliza el campo del viento observado sobre el periodo 2000-2008 que contiene toda la variabilidad, incluida las variaciones intraestacionales. La segunda simulación (“S-ocean”) utiliza el campo del viento climatológico calculado sobre el mismo periodo, es decir que el viento no puede generar variabilidad intraestacional en el océano localmente. Así la variabilidad intraestacional en “S-ocean” proviene estrictamente del océano. La comparación de la simulación “S-ocean” con

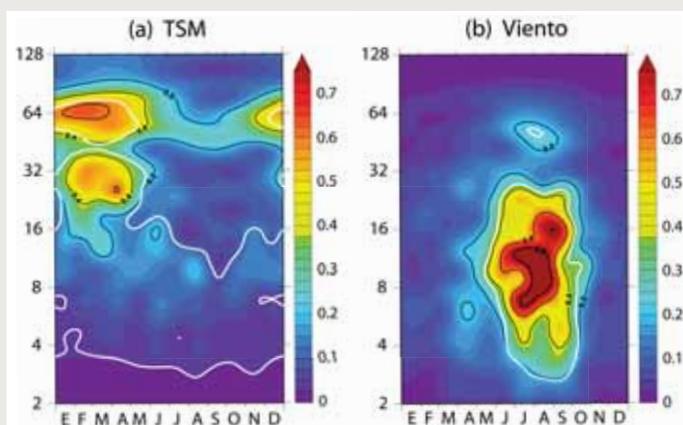


Figura 2. (a) La climatología del espectro wavelet (sin unidades) del primer modo de variabilidad de la TSM en la franja costera (5° de ancho, 7°S-17°S) filtrada entre 2 y 120 días (adaptado de Illig et al., 2014).

Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Goubanova K., Illig S., Dewitte B., Takahashi K.

“S-control” se resume en la Figura 3. La curva roja muestra, en función de la latitud a lo largo de la costa, el porcentaje de la variancia (es decir, el cuadrado de la desviación estándar) de la TSM filtrada en la banda intraestacional (entre 40 y 90 días) en la simulación “S-ocean” con respecto a la simulación “S-control”. La curva azul muestra lo mismo pero para la profundidad de la termoclina. Se observa que las ondas Kelvin ecuatoriales representan entre 20% y 30% de la variabilidad intraestacional de la TSM al norte de 12°S y menos de 20% al sur (ver el eje vertical a la izquierda). Por otro lado, las ondas Kelvin generan más del 70% de la variabilidad intraestacional de la termoclina al norte de 20°S (eje vertical a la derecha). O sea, si bien las ondas de Kelvin intraestacionales se propagan a lo largo de toda la costa del Perú causando importantes fluctuaciones de la termoclina, su impacto sobre la TSM es bastante más débil.

Así, este análisis evidencia que las fluctuaciones de la TSM en la escala intraestacional, que se caracterizan por oscilaciones más fuertes en verano y en el periodo de 60 días, son forzadas principalmente por los vientos locales. Sin embargo, el forzante de viento en esta escala de tiempo tiene una variabilidad particularmente débil en verano, lo opuesto de la variabilidad de la TSM.

Papel de la estratificación en la respuesta de la TSM al forzante del viento

A fin de resolver esta aparente contradicción, verificamos, primero, si la relación entre el viento y la TSM varía a lo largo del año y, si es así, en qué estación esta relación es más fuerte. La Figura 4 (curva roja) muestra la climatología de la correlación entre las variaciones intraestacionales del viento y de la TSM. La correlación es calculada teniendo en cuenta que la respuesta de la TSM puede ser retardada en el tiempo con respecto al forzante de viento. Los números marcados por encima de la curva indican el desfase (en días) entre las variaciones de la TSM y el viento para cada mes del año. Resulta que la relación entre el viento y la TSM sigue un ciclo semi-anual muy marcado con dos periodos donde la correlación excede 0.7: uno en verano (enero-febrero) y otro en invierno (julio-setiembre). Esto indica que en verano, aunque las fluctuaciones del viento son relativamente débiles, tienen tanto impacto sobre la TSM como las fluctuaciones más fuertes invernales.

Para explicar la dependencia estacional de la relación entre el viento y la TSM en la escala intraestacional, Dewitte et al. (2011) (para la región del Perú) y Goubanova et al. (2013) (para la región de Angola-

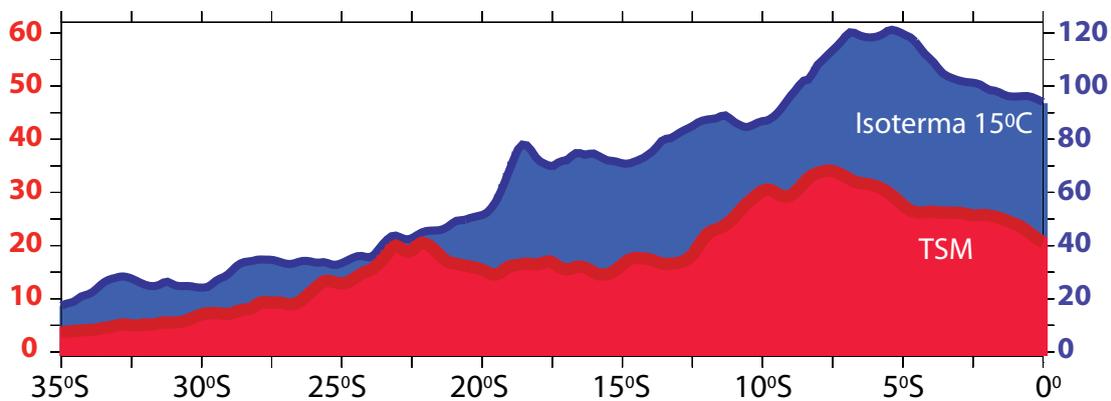


Figura 3. Proporción (%) de la variancia de la TSM (curva roja, eje vertical a la izquierda) y de la profundidad de la isoterma 15°C (curva azul, eje vertical a la derecha) intraestacionales (40-90 días) explicada por el forzante remoto (simulación “S-océano” con respecto a la simulación “S-control”), mostrada en función de la latitud y promediada en la franja costera de 0.5° de ancho. Ver el texto para descripción de las simulaciones. Periodo: 2000-2008 (adaptado de Illig et al., 2014).

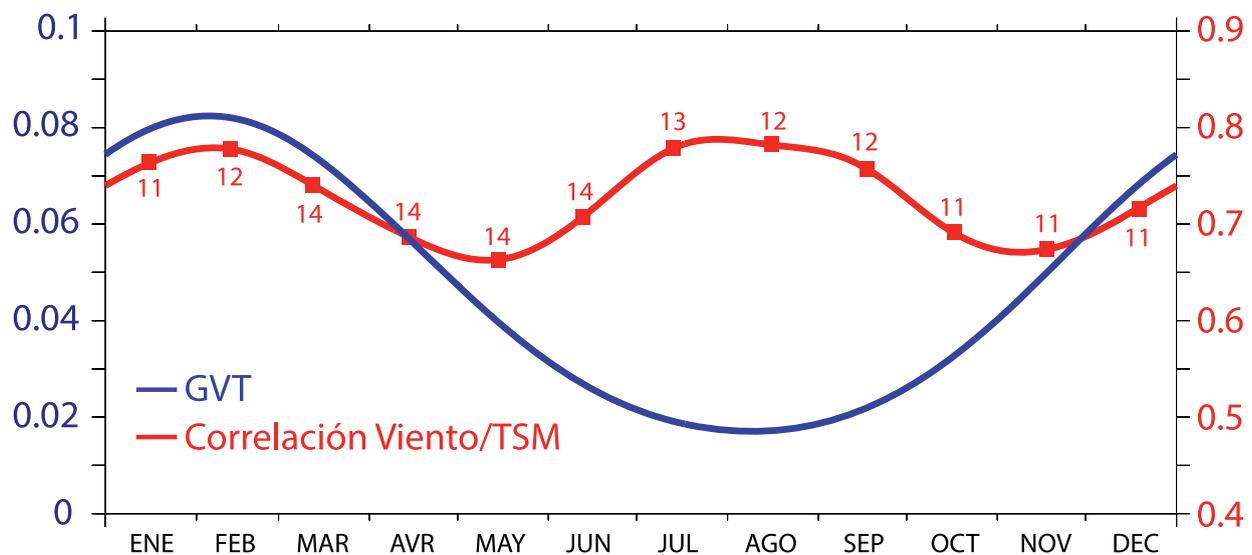


Figura 4. Curva azul (eje vertical a la izquierda): la climatología de la estratificación (°C/m) calculada como el GVT entre la superficie y la profundidad de la base de la capa de mezcla, en la franja costera (5° de ancho, 7°S-17°S). Fuente de datos: CARS (2009). Curva roja (eje vertical a la derecha): la climatología de la correlación máxima entre los componentes principales de la TSM y del viento filtrados entre 40 y 90 días. La correlación máxima es calculada teniendo en cuenta el desfase entre el viento y la TSM (números por encima de la curva, en días). Fuente de los datos y el periodo: como en la Figura 2.

Namibia en el Atlántico Sur-Este) consideran un modelo conceptual simple. En este modelo se asume que las variaciones de la TSM dentro de la capa de mezcla oceánica son resultado de las variaciones en el afloramiento costero, o sea de la advección o transporte vertical de las aguas frías subsuperficiales. Esto, a su vez, es el resultado de las variaciones en la velocidad vertical actuando sobre la *estratificación* promedio, es decir, sobre el gradiente vertical de temperatura (GVT) promedio. Esto puede ser escrito matemáticamente como:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\tilde{w} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

Donde $\frac{\partial T}{\partial t}$ es el cambio de la TSM, \tilde{w} es la fluctuación intraestacional de la velocidad vertical y, por lo tanto, del afloramiento, y $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$ es el GVT promedio, que puede variar según la estación.

De acuerdo con la dinámica del afloramiento, la velocidad vertical es proporcional a la anomalía del estrés del viento a lo largo de la costa $\tilde{\tau}$ y depende de las tres constantes: la densidad del agua de mar ρ , el parámetro de Coriolis f y la escala horizontal del afloramiento L_U :

$$\tilde{w} = \frac{\tilde{\tau}}{\rho f L_U}$$

Así, la ecuación (1) toma la forma siguiente:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\tilde{\tau}}{\rho f L_U} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$$

En tal formulación, la estratificación puede ser considerada como un coeficiente de la eficacia con la cual el viento puede modificar la TSM. La Figura 4 (curva azul) ilustra la variación estacional de la estratificación, la cual presenta un máximo en verano pero disminuye en invierno debido a la disminución de la radiación solar y al aumento del viento que profundiza la capa de mezcla en el océano. Así, el ciclo semi-anual de la relación entre el viento y la TSM a escala intraestacional refleja una “competencia” estacional entre la estratificación y la variabilidad del viento. De hecho, en verano la variabilidad del viento es débil (Figura 2b) pero su eficacia, en términos del impacto sobre la TSM, es fuerte debido al mayor GVT en esta estación. En invierno, el pequeño GVT es compensado parcialmente por la relativamente fuerte variabilidad del viento, pero sin generar tanta variabilidad en la TSM como en verano.

Papel de los flujos de calor

El mecanismo anterior fue confirmado con el modelo numérico regional para el mar peruano (Illig et al., 2014), el cual además permitió evaluar el papel de otros procesos implicados en los cambios de la TSM a escala intraestacional, como flujos superficiales

Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Goubanova K., Illig S., Dewitte B., Takahashi K.

de calor (en particular del flujo latente debido a la evaporación) y la mezcla vertical. En particular, los flujos de calor contribuyen significativamente a los cambios de la TSM (~30%) y reducen el desfase entre el forzamiento de viento y la respuesta de la TSM a 11-13 días (Figura 4a), con respecto a los 15 días que se esperarían solo por la dinámica del afloramiento.

Discusión

Los resultados de los trabajos científicos mencionados en el presente artículo (Dewitte et al., 2011; Goubanova et al., 2013 y Illig et al., 2014) proporcionan material para interpretar la variabilidad intraestacional de la TSM en las regiones del afloramiento costero y pueden ser usados a fin de mejorar las estrategias de predicción del océano y del clima regional. El enfoque usado por el ENFEN en el Perú para el pronóstico a mediano plazo (hasta tres meses) de la temperatura en la costa se basa principalmente en el monitoreo de la actividad de las ondas ecuatoriales Kelvin intraestacionales (Mosquera, 2014). En el presente artículo se sugiere, basado sobre el análisis del periodo 2000-2008, que para el pronóstico de las condiciones del afloramiento a escala intraestacional se debe tomar en cuenta también el viento a lo largo de la costa. Un ejemplo de esto se observó en la segunda quincena de marzo del presente año 2015, en la que el ingreso de sistemas de bajas presiones debilitaron abruptamente los vientos alisios del sudeste, produciendo un calentamiento somero del mar (entre 10 y 20 m de la superficie) que produjo fuertes lluvias en la costa (ENFEN, 2015). Para esto, sin embargo, será necesario mejorar la predicción cuantitativa de los vientos costeros en escalas intraestacionales, lo cual es un desafío dada la naturaleza caótica de la atmósfera.

Recuadro1. Recordamos que la onda Kelvin se propaga de oeste a este a lo largo del ecuador. Una vez que ella alcanza la costa de América del Sur, parte de esta continúa su desplazamiento a lo largo de la costa de Perú hacia el sur. Las corrientes anómalas asociadas a la onda pueden provocar desplazamientos de las aguas cálidas ecuatoriales a lo largo de la costa peruana, como en el caso de El Niño 1997/98. Por otro lado, la acción de las ondas de profundizar, o elevar la termoclina, afecta el afloramiento costero produciendo un aumento o disminución de la TSM (Mosquera, 2014).

Referencias

- Aguirre, C., R. D. Garreaud, et J. A. Rutllant 2014: Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65, 64–85.
- Clarke, A. J., 2008: *An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation*, Elsevier (Academic Press), ISBN: 978-0-12-088548-0.
- Dewitte B., S. Illig, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera, and S. Purca, 2011: Modes of covariability between Sea Surface Temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000-2008), *Journal of Geophysical Research*, 116, C04028.
- Dewitte, B., J. Vasquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, B. Giese, D. Gutierrez, A. Sifeddine, and L. Ortlieb, 2012: Change in El Niño flavours over 1958-2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, (77-80), 143-156.
- ENFEN, 2015: Comunicado Oficial ENFEN 05-2015, 31 de marzo del 2015.
- Goubanova, K., S. Illig, E. Machu, V. Garçon, and B. Dewitte, 2013: SST subseasonal variability in the Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (2000-2008), *Journal of Geophysical Research*, 118(9): 4092-4110.
- Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, and O. Ulloa, 2001: Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile, *Journal of Geophysical Research*, 106: doi: 10.1029/2001JC900008. issn: 0148-0227.
- Illig, S., B. Dewitte, K. Goubanova, G. Cambon, J. Boucharel, C. Romero, S. Purca, F. Monetti, 2014: Intraseasonal SST variability off Peru in 2000-2008: local versus remote forcings, *Journal of Geophysical Research*, Ocean, 119(6), 3548–3573.
- 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, N°1, 4-7, *Enero, Instituto Geofísico del Perú*.
- Renault, L., B. Dewitte, M. Falvey, R. Garreaud, V. Echevin, and F. Bonjean, 2009: Impact of atmospheric coastal jets on SST off central Chile from satellite observations (2000-2007), *Journal of Geophysical Research*, 114, C08006.

Procesos claves para el modelado de los impactos de los eventos El Niño en la zona costera de Perú

Introducción

El Fenómeno El Niño produce cambios importantes en el clima, la circulación oceánica y las condiciones hidrográficas a lo largo de la costa peruana. Estas modificaciones pueden generar consecuencias significativas sobre el funcionamiento del ecosistema marino costero del Perú (Barber and Chavez, 1983), uno de los más productivos del mundo. A fin de entender mejor el impacto de El Niño sobre este ecosistema, es indispensable describir y conocer más los procesos por los cuales la circulación y el afloramiento costeros son afectados. Considerando las dificultades que existen para obtener observaciones oceánicas sinópticas en toda una región de estudio, el modelado numérico se convierte en una herramienta pertinente. Los modelos climáticos globales (GCMs, por su sigla en inglés) que permiten, por ejemplo, describir la circulación a escala de la cuenca del océano Pacífico, presentan generalmente errores importantes en las zonas costeras (particularmente en las regiones de afloramiento del borde oriental de los océanos), por lo que no son adecuados para estudios regionales. Estos errores se deben, en parte, a la resolución horizontal de los GCMs (~ 25 a 200 km), lo que es insuficiente para reproducir las corrientes costeras, la surgencia y la turbulencia oceánica, procesos que tienen un rol fundamental en el funcionamiento del ecosistema marino (producción de plancton, dispersión de larvas, etc.). Por otro lado, el modelado climático regional (MCR) permite realizar el «*downscaling*» dinámico de eventos climáticos de gran escala, como El Niño o escenarios de cambio climático. La resolución espacial de los MCRs (~1 a 10 km) permite resolver y estudiar procesos dinámicos de menor escala como, por ejemplo, los frentes y los filamentos de agua fría asociados a la surgencia costera. Esta estrategia de *downscaling* dinámico es muy adecuada para estudiar el impacto de El Niño sobre la franja costera del Perú, sin embargo presenta fuertes limitaciones debido a la calidad de las señales oceánicas de gran escala y a los forzantes atmosféricos locales que se imponen al modelo regional. En este artículo se discute estos aspectos y algunas perspectivas, presentando ejemplos de *downscaling* dinámico de eventos El Niño (1997-98 y 2015).



Dr. François Colas
Investigador Científico del
IRD/LMI DISCOH

Doctor en Oceanografía Física de la Université de Bretagne Occidentale de Brest, Francia. Actualmente es investigador en oceanografía física en el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia y director del Laboratorio Mixto Internacional DISCOH (dinámica del sistema de corriente de Humboldt; IMARPE/IRD). Experto en modelación numérica del océano, sus investigaciones se enfocan principalmente en el estudio de la circulación regional y los procesos dinámicos en los sistemas de afloramiento costera del borde oriental (Perú-Chile, California, Canarias/Senegal). En particular, su interés reside en el estudio del impacto de la turbulencia de meso y submeso-escala sobre el funcionamiento del sistema regional y en los procesos acoplados océano/atmósfera.

Forzante oceánico de gran escala: un GCM adecuado

Los modelos oceánicos regionales necesitan información a lo largo de todas sus fronteras abiertas, es decir, aquellas que no limitan con los continentes. Esta información contiene las señales de gran escala que deben ser transmitidas al dominio regional y se puede obtener ya sea a partir de observaciones climatológicas (en este caso contienen solamente el ciclo estacional), o a partir de GCMs. Es fundamental que el GCM usado como fuente de información para la región del Perú pueda reproducir correctamente la circulación general, la estructura promedio de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial y su variabilidad a varios rangos de escalas temporales, como las oscilaciones intraestacionales (ondas de Kelvin ecuatoriales). Estas oscilaciones se propagan hacia el este del Pacífico a lo largo del ecuador y son particularmente intensas durante eventos El Niño. Una vez transmitidas en el dominio del modelo regional, llegan a las costas suramericanas y propagan su señal en el nivel del mar a lo largo de la costa hacia los polos (Fig. 1). Estas ondas costeras intraestacionales pueden influir sobre la dinámica y la producción primaria asociadas al afloramiento (Belmadani et al., 2012; Echevin et al., 2013). Durante El Niño, estas señales producen anomalías muy fuertes en superficie con un incremento del nivel del mar y de la temperatura a lo largo de la costa y una profundización de la termoclina (Fig. 2) y de la nutriclina en subsuperficie. Esta profundización provoca una reducción importante de la producción primaria.

Procesos claves para el modelado de los impactos de los eventos El Niño en la zona costera de Perú

Colas F., Echevin V.



Dr. Vincent Echevin
Investigador Científico del
IRD/ LOCEAN

Doctor en Oceanografía Física de la Université Paul Sabatier de Toulouse, Francia, e Ingeniero de la Escuela Politécnica de Francia. Actualmente es investigador científico en el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia y en el Laboratorio LOCEAN de la Université Pierre y Marie Curie de Paris, donde lidera el equipo científico encargado de realizar estudios sobre temas de oceanografía física, bioquímica (10-100km) y sub-mesoescala (1-10 km). Recientemente su investigación está enfocada en entender los procesos claves de acoplamiento entre la física y la bioquímica en el océano a lo largo de la costa, a escalas de tiempo tanto semanales como decadales, en el Pacífico Sureste.

Es también muy importante que el GCM pueda reproducir aproximadamente bien la circulación promedio de gran escala del Pacífico Ecuatorial para que las conexiones entre las corrientes ecuatoriales zonales y el sistema de corrientes costeras sean realistas en el modelo regional. Las corrientes zonales subsuperficiales (EUC al ecuador, pSSCC a $\sim 4^{\circ}\text{S}$, sSSCC a $\sim 7^{\circ}\text{S}$) transportan una parte importante del agua que entra en la zona costera y alimentan la Corriente Subsuperficial hacia el Polo (PCUC; Montes et al., 2010). La dinámica de la PCUC es un elemento clave de la circulación regional, ya que las conexiones entre estas corrientes soportan variaciones notables durante El Niño (Montes et al., 2011). Además, durante estos eventos, la acumulación de agua caliente en la zona ecuatorial produce un gradiente norte-sur del nivel del mar, frente a la costa peruana, que genera una corriente geostrofica hacia la costa en las capas de superficie. Esta corriente geostrofica se opone al transporte de Ekman hacia mar adentro y modula la intensidad de la surgencia costera (Colas et al., 2008). En el caso de El Niño 1997-1998, este flujo geostrofico ha sido intenso durante algunos meses.

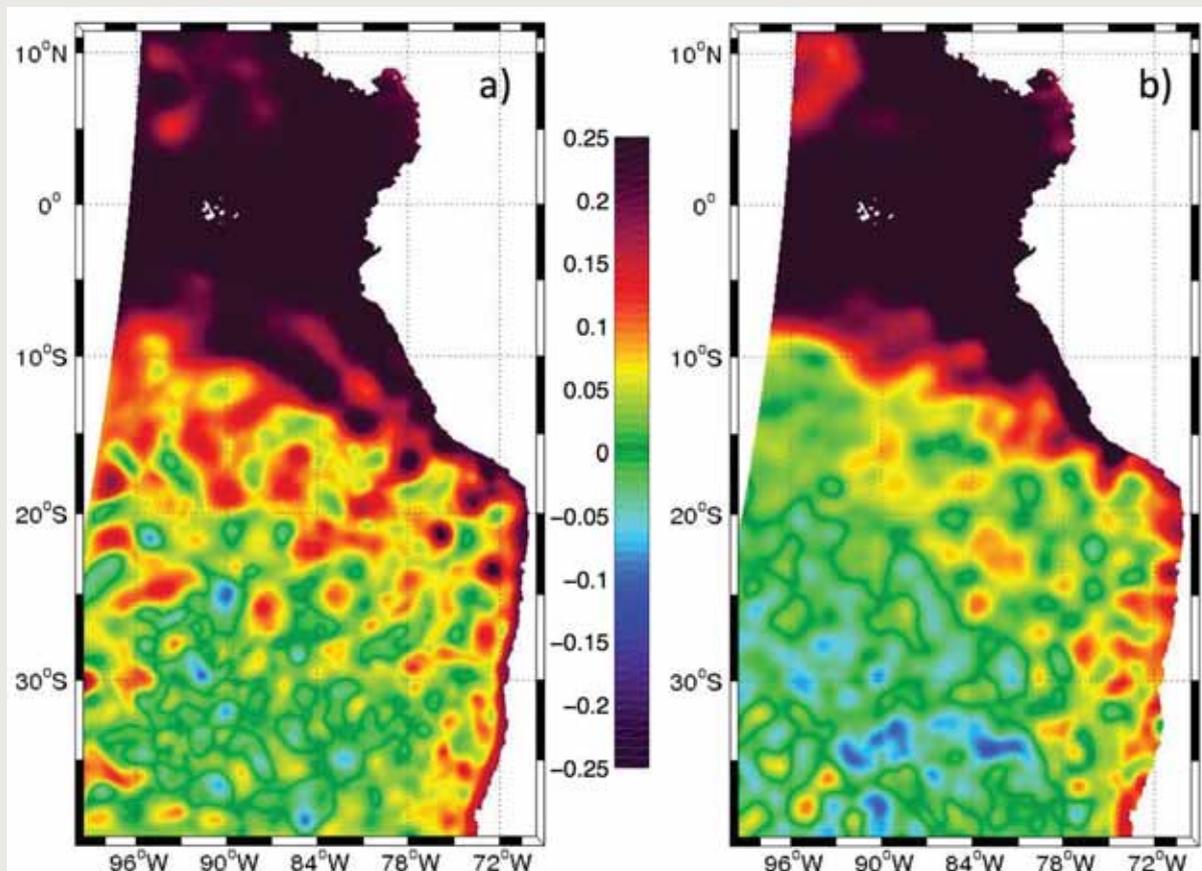


Figura 1: Anomalia del nivel del mar para el mes de diciembre 1997: (a) datos de altimetría (AVISO-DUACS) y (b) simulación del modelo oceánico regional ROMS configurado para todo el sistema de Humboldt (resolución espacial 7.5 km; Colas et al., 2008).

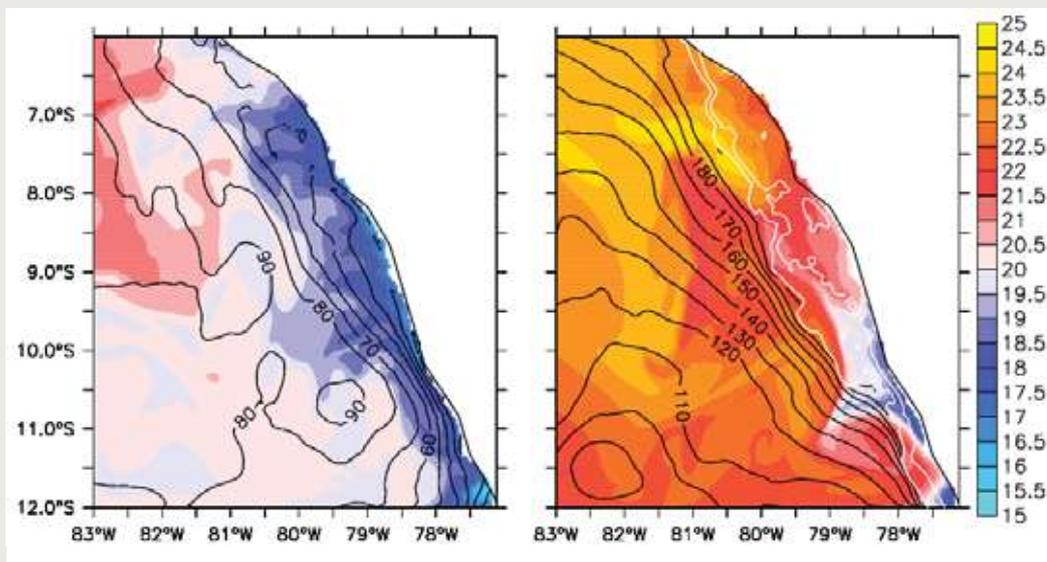


Figura 2: Promedios para Octubre/ Noviembre/Diciembre del 2013 (izquierda) y del 2015 (derecha) de la anomalía de la profundidad de la termoclina (D15, contornos negros) y de la temperatura superficial del mar (colores). Los contornos de batimetría (100 y 200 m, líneas blancas) indican la plataforma. Los campos de temperatura vienen de una simulación regional del modelo ROMS a 4 km configurada para la región central de Perú, sobre el periodo 2013-2015 con forzantes de viento ASCAT y condiciones de fronteras de ORCA12-MERCATOR (simulación "global-analysis-forecast-phys-001-002", producto de Copernicus Marine Service).

Forzante atmosférico: el rol clave del viento regional sobre el impacto costero de un evento El Niño

El viento es un elemento clave del sistema porque es el forzante de la surgencia y del sistema de corrientes costeras. La calidad del forzante atmosférico es un problema recurrente para los modelos oceánicos regionales, tanto bajo condiciones de tipo El Niño como bajo condiciones climáticas normales, porque su estructura costera no es bien conocida.

Aunque las mediciones satelitales han permitido muchos progresos en el conocimiento de los vientos sobre la superficie desde hace unos 20 años, las observaciones entre la costa y ~ 50 km mar afuera son muy pocas, ya que en esta franja dichas mediciones son contaminadas por la presencia del continente. Los modelos atmosféricos de gran escala presentan limitaciones, de igual manera que los GCMs oceánicos ya que en las zonas costera no tienen una resolución horizontal suficiente (> 50 km) para representar correctamente la estructura del viento, la cual se caracteriza generalmente por un debilitamiento de la intensidad en una franja costera de ~ 50 - 100 km («wind drop-off»). Este drop-off es debido a una combinación de efectos de la topografía del continente y de la temperatura superficial del mar (Boe et al., 2011; Renault et al., 2015). La resolución espacial de los GCMs atmosféricos no permite resolver con precisión la topografía de los Andes y las estructuras térmicas de superficie del mar asociadas al afloramiento costero. Una estrategia prometedora, la cual permite evitar estas limitaciones debidas a la resolución espacial, es usar modelos regionales acoplados océano-atmósfera a alta resolución horizontal (Oerder et al., 2016).

El desconocimiento del viento costero es particularmente problemático durante El Niño. De hecho, dos efectos antagónicos ocurren en la zona costera: por un lado, la termoclina se profundiza y el agua de superficie es más caliente como consecuencia de la anomalía de gran escala y la acción de las ondas costeras («ondas de downwelling»); por el otro lado, la presencia de agua más caliente genera una intensificación del viento costero (Quijano, 2011; Fig. 3) la cual produce un incremento del afloramiento costero. Estos dos procesos interactúan y ambos tienen una influencia importante sobre la respuesta oceánica (Fig. 4): la intensificación del viento (forzante local) permite atenuar el efecto de la profundización de la termoclina (forzante de gran escala). Frente a esto el modelado regional a menor escala, que utiliza el acoplamiento océano-atmósfera, se hace indispensable como una herramienta para reproducir el impacto de un evento El Niño sobre la región costera.

Forzante biogeoquímico: hacia el uso de GCMs

Modelar el impacto de El Niño sobre el ambiente biogeoquímico costero representa un desafío esencial. Durante los eventos extraordinarios de 1982-1983 y 1997-1998, la concentración de nutrientes en las aguas costeras disminuyó ampliamente (Barber and Chavez, 1983). Esto resultó en una disminución fuerte de la producción primaria y modificaciones mayores en toda la cadena trófica, desde el plancton hasta los depredadores superiores. La inclusión de estos procesos biogeoquímicos en modelos regionales del sistema peruano es relativamente reciente (Echevin et al., 2008; 2013; Montes et al., 2014) y su realismo presenta varias limitaciones. La insuficiencia de

Procesos claves para el modelado de los impactos de los eventos El Niño en la zona costera de Perú

Colas F., Echevin V.

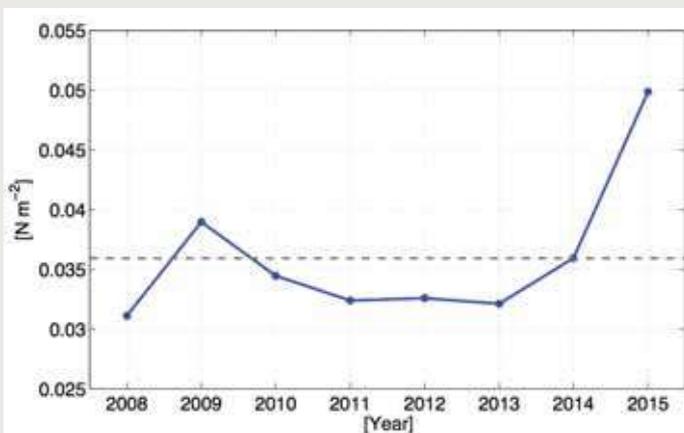


Figura 3: Serie de tiempo del promedio de la anomalía de viento ASCAT para Octubre/Noviembre/Diciembre (OND) del 2008 al 2015 para la zona costera de Perú (de 7°S a 13°S, de la costa a ~100km mar afuera). La anomalía del viento durante el evento El Niño (OND 2015) es muy evidente.

observaciones biogeoquímicas *in situ* no permite obtener campos tridimensionales de nutrientes y de oxígeno que describan las variaciones intraestacionales e interanuales que podrían forzar las fronteras abiertas de los modelos regionales. Hasta ahora, se han usado

climatologías en la mayor parte de los estudios de modelado regional, sin representar en los forzantes las variaciones fuertes asociadas a los eventos El Niño. Una alternativa podría consistir en el uso de GCMs con componentes biogeoquímicos (Aumont and Bopp, 2006). Además de una baja resolución espacial (~ 100 - 200 km), estos modelos presentan generalmente errores importantes en sus representaciones de las concentraciones de nutrientes y oxígeno en la región del Pacífico Sur-Este. Por lo tanto, avances en el modelado global de los procesos biogeoquímicos, particularmente en el Pacífico Ecuatorial, son indispensables para mejorar el modelado del impacto de eventos El Niño sobre el ecosistema costero peruano.

Conclusión

El modelado regional de los impactos oceánicos de un evento El Niño requiere varios ingredientes indispensables a cualquier estudio regional de *downscaling* dinámico: forzantes oceánicos de gran escala y forzantes atmosféricos locales (particularmente el viento en la región de

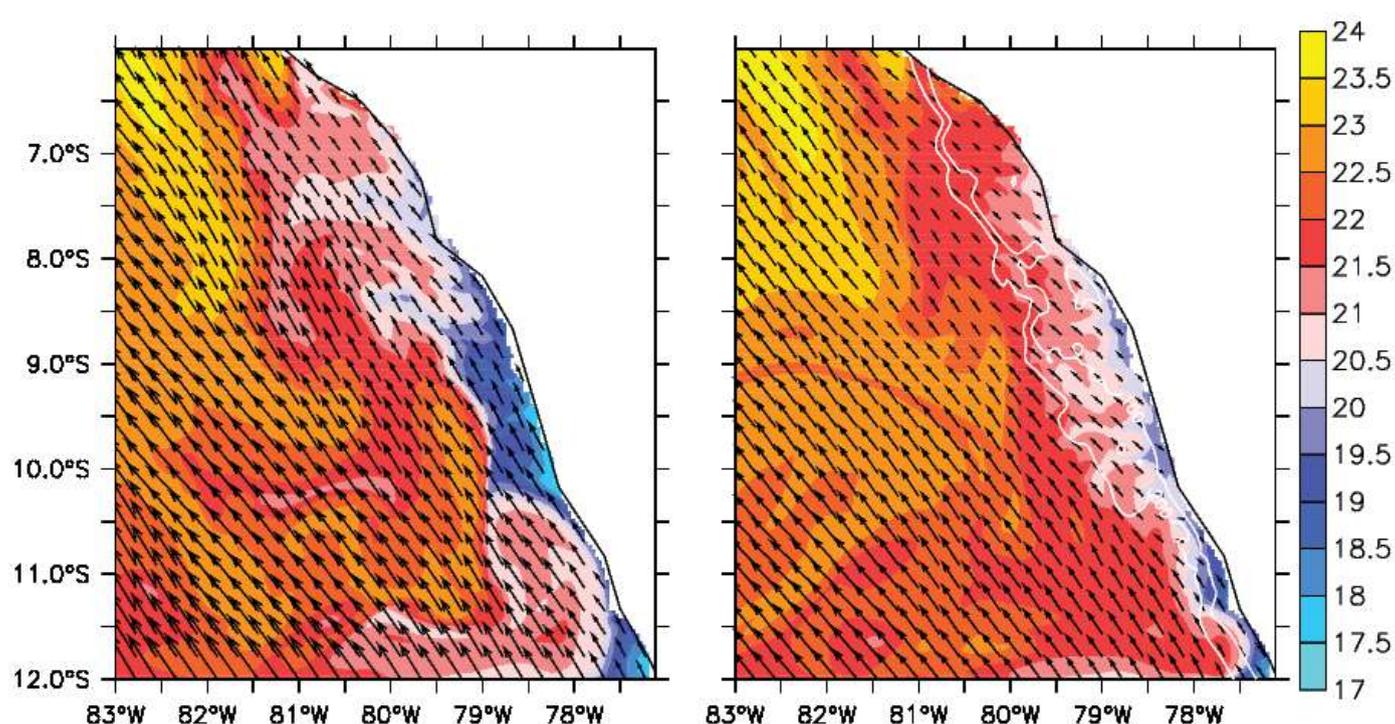


Figura 4: Impacto de la intensificación del viento costero (flecha, N.m-2) sobre la TSM (color, °C) durante El Niño para el mes de diciembre 2015. Se realizaron dos simulaciones del modelo ROMS (configurado a 4 km de resolución para la región central de Perú), ambas con forzantes de fronteras de ORCA12-MERCATOR pero con forzante de viento diferente: (izquierda) viento ASCAT sinóptico, (derecha) climatología de viento ASCAT para el periodo 2007-2012. La intensificación local del viento durante El Niño limita el efecto de calentamiento debido a la señal de gran escala.

afloramiento costero de Perú) con un muy buen nivel de realismo. La combinación de estos efectos, generalmente antagónicos durante El Niño, introduce sutilezas en la respuesta oceánica de la región costera, la cual varía según los diferentes tipos de El Niño que se producen (Dewitte et al., 2012; Takahashi and Dewitte, 2015). Por lo tanto, las perspectivas de mejorar el modelado regional de El Niño están estrechamente relacionadas a los progresos futuros de todas las componentes de los GCMs (oceánica, atmosférica y biogeoquímica). Además, ya que parece necesario tomar en cuenta las retroacciones entre océano y atmósfera en la región costera (los procesos relacionados a la intensificación del viento durante El Niño), el uso de modelos regionales acoplados océano-atmósfera representa una perspectiva evidente y muy prometedora. Para poder estudiar de manera completa el impacto de El Niño sobre el mar peruano, es esencial que el modelo oceánico regional pueda alcanzar una alta resolución horizontal (~1 km). Este tipo de resolución permite resolver los procesos pertinentes para el ecosistema y varias aplicaciones sociales. Para eso, una estrategia de modelado eficiente consiste en *anidar* diferentes dominios realizando un *downscaling* paso a paso desde un dominio de extensión espacial amplia a baja resolución horizontal hasta dominios de extensión limitada a alta resolución (Fig. 5). Este tipo de estudio no ha sido usado mucho todavía para estudiar los impactos de El Niño y debería ser más desarrollado en el futuro. Estas herramientas deberían ser aplicadas a diferentes situaciones correspondientes a distintos tipos de eventos El Niño para entender mejor y tener un conocimiento completo de los impactos sobre el mar peruano.

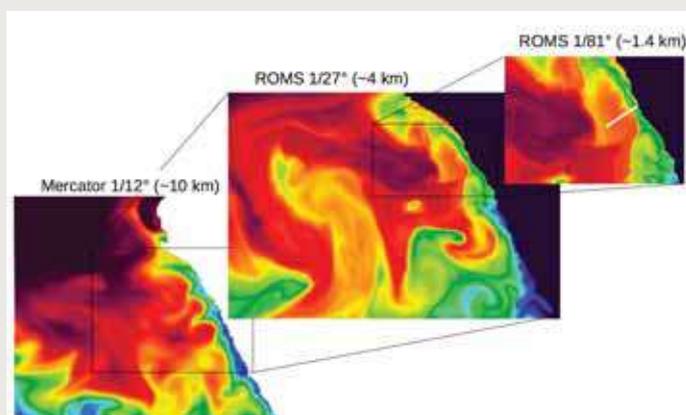


Figure 5: Temperatura superficial del mar para el 25/12/2015, simulada por tres dominios anidados: (izquierda) el modelo ORCA12-MERCATOR. Este modelo sirve de forzante para los dominios ROMS anidados (centro y derecha) a 4 km y 1.4 km de resolución. El color azul indica 20°C y el rojo 26°C.

Referencias

- Aumont, O., and L. Bopp, 2006: Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB2017, doi: 10.1029/2005GB002591.
- Barber, R. T., and F. P. Chavez, 1983: *Biological Consequences of El Niño*, Science, Vol. 222, No. 4629, 1203-1210.
- Belmadani, A., V. Echevin, B. Dewitte, and F. Colas, 2012: Equatorially-forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast and their relation with the nearshore eddy activity in 1992-2000: A modelling study, *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2011JC007848.
- Boe, J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, and S. Kapnick, 2011: What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones?, *Climate Dynamics*, 36(11-12), 2037-2049.
- Colas, F., X. Capet, J. C. McWilliams, and A. F. Schepetkin, 2008: 97-98 El Niño off Peru: a Numerical Approach, *Progress in Oceanography*, 79, 138-155.
- Dewitte, B., J. Vazquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutierrez, A. Sifeddine, and L. Ortlieb, 2012: Change in El Niño flavours over 1958-2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77, 143-156.
- Echevin V., O. Aumont, and J. Ledesma, 2008: The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peru upwelling system: a modelling study, *Progress in Oceanography*, 2008, 79 (special issue 2-4), 167-176, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.026>.
- Echevin, V., A. Albert, M. Lévy, O. Aumont, M. Graco, and G. Garric, 2013: Remotely-forced intraseasonal variability of the Northern Humboldt Current System surface chlorophyll using a coupled physical-ecosystem model, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2013.11.015.
- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider, 2010: On the pathways of the Equatorial Subsurface Currents in the Eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent, *Journal of Geophysical Research*, 115 (C09003), doi: 10.1029/2009JC005710.
- Montes, I., W. Schneider, F. Colas, B. Blanke, and V. Echevin, 2011: Subsurface connections in the eastern tropical Pacific during La Niña 1999-2001 and El Niño 2002-2003, *Journal of Geophysical Research*, 116, C12022, doi: 10.1029/2011JC007624.
- Montes, I., B. Dewitte, E. Gutknecht, A. Paulmier, I. Dadou, A. Oschlies, and V. Garçon, 2014: High-resolution on modeling of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone: Sensitivity to the tropical oceanic circulation, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 119, 5515-5532, doi: 10.1002/2014JC009858.
- Oerder, V., F. Colas, V. Echevin, S. Masson, C. Hourdin, S. Jullien, G. Madec, F. Lemarié, 2016: Mesoscale SST-wind stress coupling in the Peru-Chile current system: Which mechanisms drive its seasonal variability?, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2965-7.
- Quijano, J., 2011: Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5, Tesis para optar título profesional de Ingeniero Mecánico de Fluidos, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Renault, L., A. Hall, and J. C. McWilliams, 2015: Orographic shaping of US West Coast wind profiles during the upwelling season, *Climate Dynamics*, 1-17.
- Takahashi, K., and Dewitte, B., 2015: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, 1-19.

Los remolinos oceánicos y la Zona de Mínima de Oxígeno

Montes I., Dewitte B., Garçon V.

Los remolinos oceánicos y la Zona de Mínima de Oxígeno

Los océanos tienen propiedades físicas, químicas y biológicas heterogéneas debido a una circulación compleja caracterizada por una diversidad de fenómenos a distintas escalas de variabilidad espacial y temporal. Si nos referimos a las propiedades físicas, las características más resaltantes del océano son las estructuras de circulación circulares, denominadas remolinos o vórtices, que se pueden observar como núcleos de mayor o menor nivel del mar (Chaigneau et al., 2009; Chelton et al., 2011; Figura 1) y por su efecto en la temperatura superficial del mar (Chelton and Xie, 2010); además están presentes también debajo de la superficie (Hormazabal et al., 2013; Combes et al., 2015). Estos remolinos oceánicos forman parte de la variabilidad de “mesoescala” del océano y, además, son los responsables de que al océano se le identifique y denomine como un sistema turbulento; ello debido a que, dependiendo de su localización, los remolinos pueden ser muy energéticos, tener un tiempo de vida considerable (que va de días a meses), ocupar varios kilómetros (del orden de 1 km a 200 km) y desplazarse a grandes distancias, influenciando así el medio que los rodea (e.g., Biastoch et al., 2008; Stramma et al., 2013).

Dichas estructuras han sido estudiadas durante los últimos treinta años a través del análisis de la altura superficial del mar mediante datos satelitales (Figura 1), lo cual permite la identificación de los campos de remolinos de mesoescala en los océanos (Chelton et al., 2011). En los sistemas de bordes Este de los océanos (Humboldt, California, Benguela y Canarias), existe un mecanismo particular de formación de estos remolinos relacionado con la inestabilidad de las corrientes costeras (Capet et al., 2008). Los remolinos son formados cerca de la costa y se propagan hacia el oeste (Chaigneau et al., 2009) transportando las propiedades de las aguas. Particularmente, se ha observado que ellos cargan aguas frías y cálidas alrededor del mundo. Más recientemente, gracias al desarrollo de computadores más robustos y modelos numéricos capaces de resolver la dinámica de mesoescala, se ha podido conocer más detalles sobre sus características. Sin embargo, el entendimiento de su complejo comportamiento aún se presenta como desafío para la comunidad científica.



Dra. Ivonne Montes

Investigadora Científica del
Instituto Geofísico del Perú

Doctora en Oceanografía de la Universidad de Concepción (Chile) y Física de la Universidad Nacional del Callao. Actualmente es investigadora científica en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde se desempeña como especialista en Oceanografía en la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera. Es autora de varios artículos científicos y recientemente sus estudios están enfocados en entender el rol de la variabilidad global sobre la circulación oceánica frente a Perú, analizar el rol de la interacción océano - atmósfera a escala regional sobre el clima y comprender el rol del océano sobre el clima del Perú.

Dr. Boris Dewitte

Investigador Científico del
Laboratoire d'Etudes
en Géophysique et
Océanographie Spatiales

Dra. Veronique Garçon

Investigadora Científica del
Laboratoire d'Etudes en
Géophysique et Océanographie
Spatiales

Las investigaciones científicas, por su parte, sugieren que dichos fenómenos oceánicos juegan un rol más importante de lo pensado en el sistema climático, debido a la influencia que tienen sobre una serie de procesos dinámicos asociados a la atmósfera y el océano (Chelton and Xie, 2010). Por ejemplo, los estudios más recientes señalan que, según la distribución y las características de los remolinos oceánicos, estos pueden modificar la turbulencia en la capa límite atmosférica y localmente afectar el viento cerca de la superficie, las propiedades de las nubes y la lluvia (Frenger et al., 2013). A nivel regional, se sospecha que los remolinos proporcionan el transporte de calor necesario para mantener la superficie oceánica fría por debajo de la cobertura de nubes llamadas estratos desarrollada en las regiones de afloramiento costero (Colas et al., 2012). Asimismo, dichos fenómenos oceánicos estarían reduciendo la producción biológica en los Sistemas de Afloramiento de Borde Oriental (i.e., Sistema de Corrientes de Humboldt – Perú/Chile, Sistema de Corrientes de California, Sistema de Corrientes de Benguela) debido al transporte lateral de nutrientes desde la costa hacia mar afuera (Rossi et al., 2008; Gruber et al., 2011) y su efecto dinámico sobre el afloramiento costero en sí mismo (Gruber et al., 2011). Además, estarían contribuyendo con la liberación de gases de efecto invernadero hacia la atmósfera (Altabet et al., 2012).

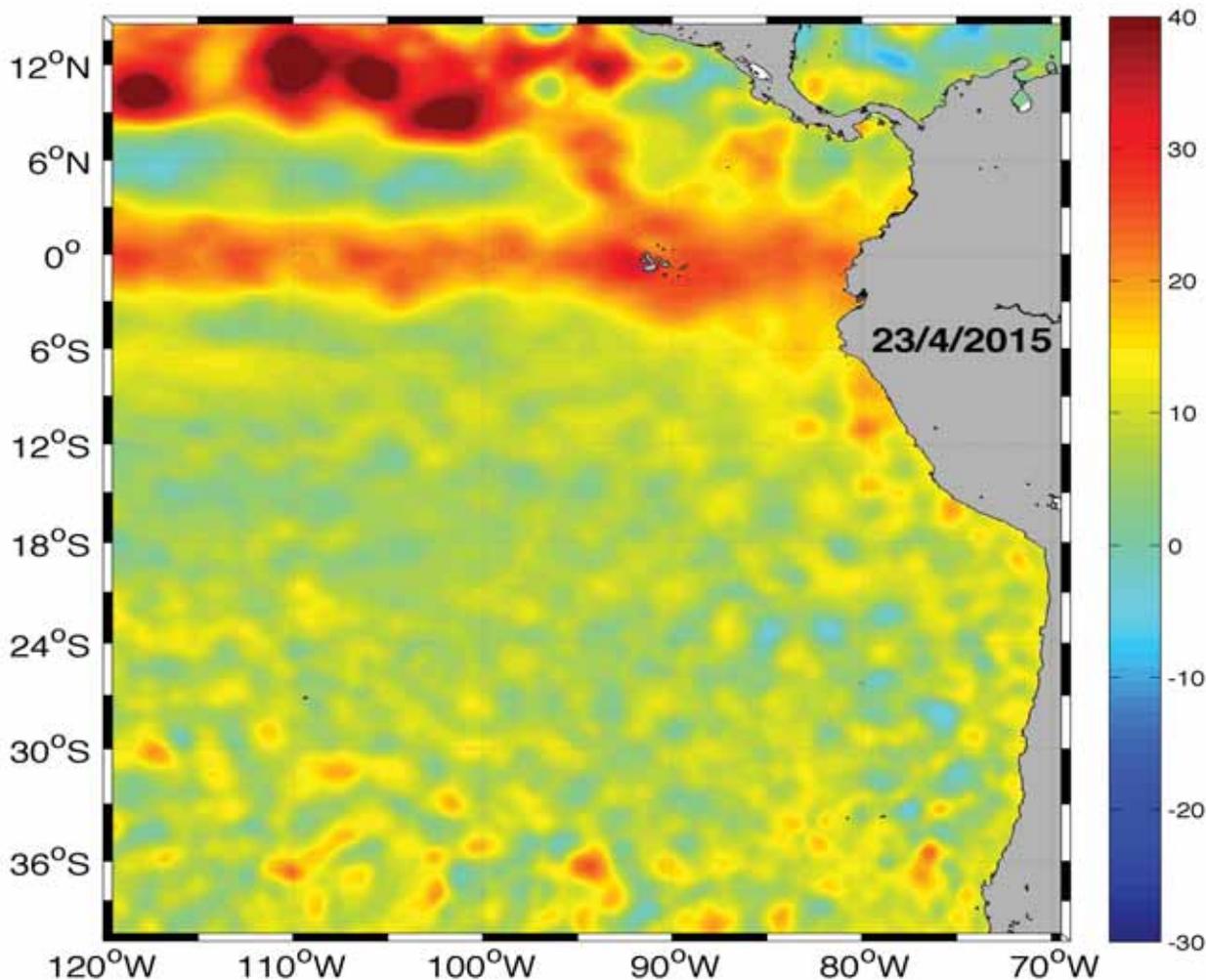


Figura 1. Anomalía del nivel del mar extraída para el 23 de marzo de 2015, derivada de los datos satelitales diarios producidos por SSALTO/DUACS (Segment Sol Multimissions d'Altimétrie, d'Orbitographie et de Localisation Précise/Data Unification and Altimeter Combination System, Ducet et al., 2000). La anomalía del nivel del mar es presentada en colores y en cm.

Los remolinos y la Zona de Mínima de Oxígeno de Perú

Las Zonas de Mínima de Oxígeno (ZMO) son regiones del océano, generalmente extendidas entre los 50 y 1000 m de profundidad, cuyas aguas son muy pobres en contenido de oxígeno (Figura 2). Actualmente dichas regiones cubren casi el 10% de la superficie de los océanos, por lo que intervienen en los ciclos biogeoquímicos globales (e.g., del carbono, nitrógeno y fósforo) y, en consecuencia, son fuentes de gases

Los bordes, límites o fronteras, de la ZMO frente a Perú se caracterizan por tener fuertes gradientes o diferencias en el contenido de oxígeno y, además, por presentar zonas fuertemente turbulentas (Montes et al., 2014). El estudio más reciente que trata de entender el mecanismo

de efecto invernadero (e.g., el óxido nitroso). Además, representan una barrera respiratoria para las especies marinas, siendo así perjudiciales para el desarrollo de la biodiversidad marina y el clima del planeta. Dichas zonas son creadas por el efecto combinado de la circulación lenta y la alta productividad marina que es sostenida por el afloramiento costero; este último es producido por los vientos alisios que soplan hacia el ecuador a lo largo de la costa casi constantemente, provocando el ascenso de agua fría, rica en nutrientes y pobre en oxígeno, hacia la superficie.

responsable de las fluctuaciones de la ZMO y cuantificar el papel de los remolinos oceánicos en el transporte de oxígeno en las fronteras señala que dichos fenómenos oceánicos son responsables de estructurar la ZMO desarrollada frente al Perú, actuando como paredes

Los remolinos oceánicos y la Zona de Mínima de Oxígeno

Montes I., Dewitte B., Garçon V.

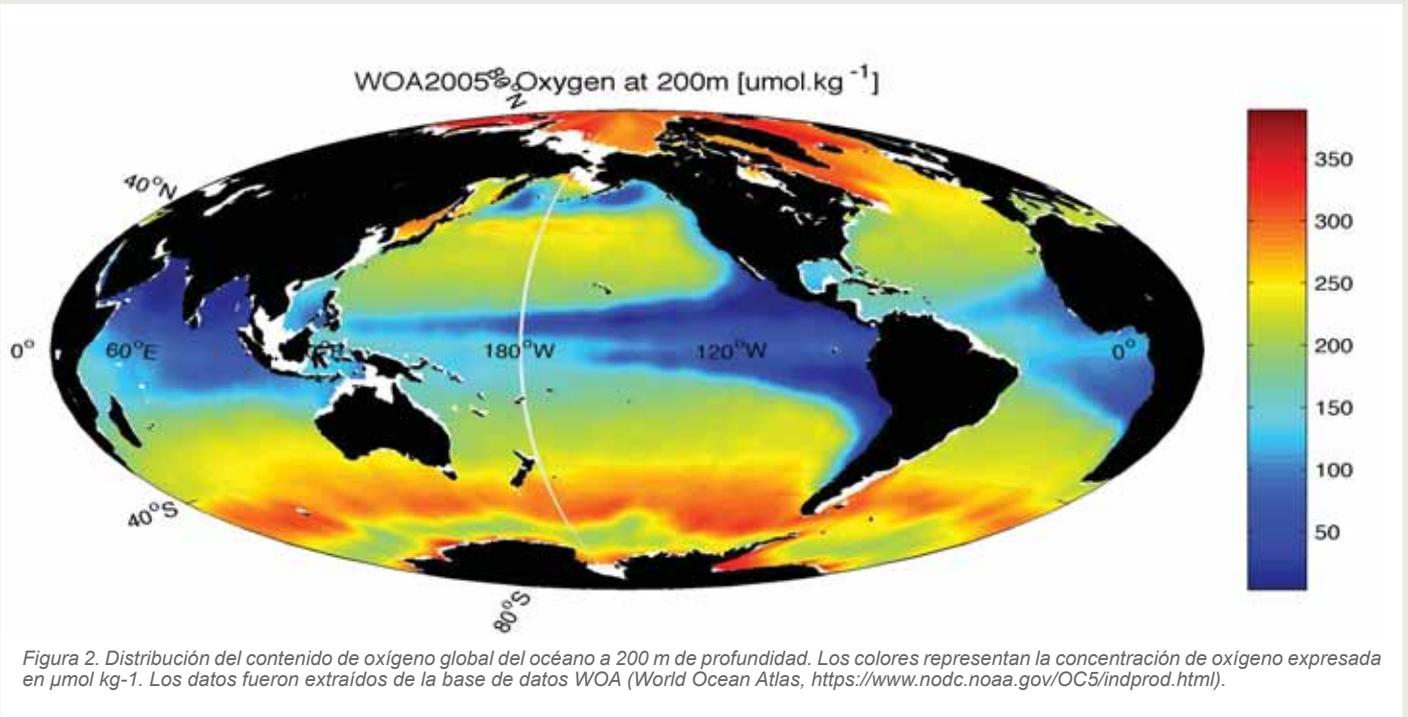


Figura 2. Distribución del contenido de oxígeno global del océano a 200 m de profundidad. Los colores representan la concentración de oxígeno expresada en $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Los datos fueron extraídos de la base de datos WOA (World Ocean Atlas, <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html>).

o barreras que impiden la entrada de oxígeno. La investigación desarrollada por Bettencourt et al. (2015) emplea un modelo numérico regional de alta resolución para el Pacífico Tropical Oriental, capaz de representar la hidrodinámica de la zona de estudio (i.e., circulación oceánica e hidrografía) y la biogeoquímica del océano. Los datos numéricos provenientes del modelo físico-biogeoquímico del océano (ROMS-BioEBUS) fueron utilizados específicamente para representar la actividad de remolinos en el océano y su efecto en el transporte de oxígeno. Además, un método de análisis estadístico

Como ha sido mencionado, si bien el desarrollo de modelos numéricos y sistemas de observación más completos ha permitido conocer más detalles de las características y comportamiento de los remolinos oceánicos, aún queda mucho por entender sobre estos fenómenos oceánicos, especialmente sobre su rol. Por ejemplo, las investigaciones señalan que, desde hace 50 años, las ZMO presentan una expansión, la cual podría estar relacionada al cambio climático (Stramma et al., 2008). Sin embargo, se desconocen los mecanismos que pueden estar controlando la expansión y los efectos de la actividad de mesoescala sobre esta, aún cuando ha sido sugerido que los efectos de los remolinos oceánicos frente al cambio climático serán moderadamente pequeños (WPI-IPCC, <https://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/285.htm>). Por otro lado, a escala interanual, los estudios establecen una relación compleja entre la actividad de mesoescala y el calentamiento desarrollado frente a la costa de América, producido por El Niño. Mientras que

tomado de la teoría de la física del caos, los exponentes de Lyapunov, fue utilizado para diagnosticar la actividad de los remolinos simulados. Dicha investigación fue capaz de mostrar que los remolinos oceánicos localizados hasta aproximadamente los 600 metros de profundidad modulan la difusión de oxígeno a través de las fronteras de la ZMO, manteniendo separadas las aguas ricas de las pobres en oxígeno (Figura 3). Asimismo, reveló que, en ocasiones, los remolinos introducen agua con altas concentraciones de oxígeno manera esporádica y rápida.

la actividad de remolinos tiende a estar reducida en superficie (Chaigneau et al., 2009) y en subsuperficie (Combes et al., 2015) frente a Perú durante eventos extraordinarios (e.g., El Niño 97-98), los trabajos son poco concluyentes con respecto a los otros tipos o variedades de El Niño (e.g., Takahashi et al., 2011). Por lo que, estudios combinados que involucren modelos numéricos de alta resolución que permitan resolver la dinámica de los remolinos y sistemas de observación superficial-subsuperficial son necesarios para el mejor entendimiento.

Vale resaltar que el nuevo programa internacional TPOS2020 (<http://tpos2020.org/>), que trabaja sobre el diseño del futuro sistema de observación en el Pacífico Tropical, planifica integrar mediciones biogeoquímicas en la red existente para poder abordar de manera más cuantitativa preguntas científicas en relación a la ZMO del Pacífico e iniciar un monitoreo a largo plazo.

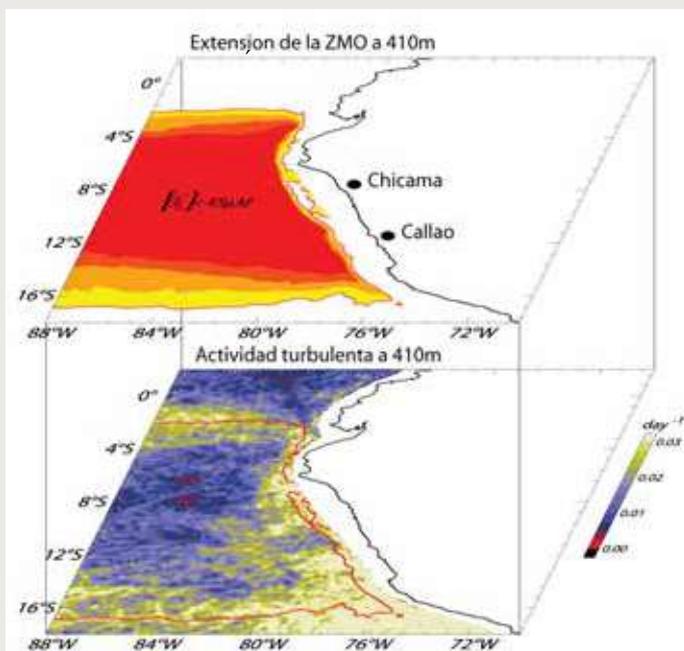


Figura 3. (Superior) Distribución de la Zona de Mínima de Oxígeno frente al Perú a 400 m de profundidad simulada por un modelo regional de alta resolución, considerada con valores menores a $45 \mu\text{M}$. (Inferior) Distribución de la actividad de remolinos cuyas zonas más turbulentas son resaltadas en color amarillo; la línea roja delimita las fronteras de la ZMO.

Referencias

Altabet, M. A., E. Ryabenko, L. Stramma, D. W. R Wallace, M. Frank, P. Grasse, and G. Lavik, 2012: An eddy-stimulated hotspot for fixed nitrogen-loss from the Peru oxygen minimum zone, *Biogeosciences*, 9, 4897-4908, doi:10.5194/bg-9-4897-2012, 2012.

Bettencourt, J. H., C. López, E. Hernández-García, I. Montes, J. Sudre, B. Dewitte, A. Paulmier and, V. Garçon, 2015: Boundaries of the Peruvian oxygen minimum zone shaped by coherent mesoscale dynamics, *Nature Geoscience*, 8, 937-940, doi:10.1038/ngeo2570.

Biastoch, A., C. W. Böning, and J. R. E Lutjeharms, 2008: Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation, *Nature*, 456 (7221), 489-492, doi:10.1038/nature07426.

Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin, 2008: Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part I: Flow Structure, Eddy Flux, and Observational Tests, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 29-43, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2007JPO3671.1

Chaigneau, A., G. Eldin, and B. Dewitte, 2009: Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992-2007), *Progress in Oceanography*, 83, 117-123, doi:10.1016/j.pocan.2009.07.012.

Chelton, D. B., and S.-P. Xie, 2010: Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales, *Oceanography*, 23, 52-69.

Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson, 2011: Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Progress in Oceanography*, 91, 167-216.

Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, and J. Kurian, 2012: Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, *Climate dynamics*, 39 (1-2), 509-529.

Combes, V., S. Hormazabal, and E. Di Lorenzo, 2015: Interannual variability of the subsurface eddy field in the Southeast Pacific, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 4907-4924, doi:10.1002/2014JC010265.

Ducet, N., P. Le Traon, and G. Reverdin, 2000: Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/POSEIDON and ERS-1 and-2, *Journal of Geophysical Research*, 105, 19,477-19,498, doi:10.1029/2000JC900063.

Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti, and M. Münnich, 2013: Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall, *Nature Geoscience*, 6, 608-612.

Gruber, N., Z. Lachkar, H. Frenzel, P. Marchesiello, M. Münnich, J. C. McWilliams, T. Nagai, and G.-K. Plattner, 2011: Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nature Geoscience*, 4, 787-792, doi:10.1038/ngeo1273.

Hormazabal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramirez, E. Di Lorenzo, and S. Nuñez, 2013: Intrathermocline eddies in the Coastal Transition Zone off central Chile (31-41°S), *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1-11.

Montes, I., B. Dewitte, E. Gutknecht, A. Paulmier, I. Dadou, A. Oschlies, and V. Garçon, 2014: High-resolution modeling of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone: Sensitivity to the tropical oceanic circulation, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119 (8), 5515-5532.

Rossi, V., C. López, J. Sudre, E. Hernández-García, and V. Garçon, 2008: Comparative study of mixing and biological activity of the Benguela and Canary upwelling systems, *Geophysical Research Letters*, 35, L11602, doi:10.1029/2008GL033610.

Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall, and V. Mohrholz, 2008: Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans, *Science*, 320, 655-658.

Stramma, L., H. W Bange, R. Czeschel, A. Lorenzo, and M. Frank, 2013: On the role of mesoscale eddies for the biological productivity and biogeochemistry in the eastern tropical Pacific Ocean off Peru, *Biogeosciences*, 10, 7293-7306, doi: 10.5194/bg-10-7293-2013, 2013.

Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, and B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704.

Física de El Niño extraordinario

Como indicó el oceanógrafo Klaus Wyrtki en el año 1975, “no hay dos eventos El Niño iguales”. En un artículo anterior (Takahashi, 2014a) se explicó que recién en la última década la comunidad científica ha empezado a explorar en forma sistemática las diferencias entre los eventos El Niño. Sin embargo, como es lo usual al inicio de una nueva línea de investigación, ha habido diversidad de enfoques en la comunidad científica. El más popular hasta el momento ha sido el de clasificar los eventos según dónde, a lo largo del Pacífico Ecuatorial, se observan las mayores anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM). Si bien los detalles de cómo se hace esto pueden dar lugar a resultados sutilmente distintos, la mayoría coinciden en dos tipos de El Niño: uno clásico con el máximo calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental y otro tipo con el máximo en el Pacífico Central.

Una razón importante para este enfoque es que las teleconexiones atmosféricas que comunican los impactos de El Niño y La Niña del Pacífico Tropical al resto del mundo son sensibles a las anomalías de la TSM en el Pacífico Central, por lo que dónde ocurren dichas anomalías es clave para esta aplicación (Larkin & Harrison, 2005; Ashok et al., 2007). Por otro lado, desde un punto de vista físico, no es claro que los dos tipos correspondan a fenómenos distintos (ej. Ashok et al., 2007), sino más bien parece que fueran variedades dentro de un espectro continuo de tipos (Capotondi et al., 2015).



Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
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.

Regímenes de El Niño

El análisis de Takahashi et al. (2011) mostró que la distinción entre los eventos El Niño del Pacífico Oriental y del Pacífico Central es débil y difusa, con una salvedad: los eventos El Niño de 1982-83 y 1997-98 fueron muy diferentes a todos los demás¹. Esta diferencia se hace evidente en el calentamiento en el Pacífico Oriental, el cual se puede cuantificar mediante el índice E (Takahashi et al., 2011) y que en estos eventos fue tan grande (Fig. 1) que la probabilidad de que dichos fenómenos hayan sido simplemente casos extremos de la “población” formada por los otros, se estima en prácticamente nula (Takahashi y Dewitte, 2015). Este estudio también analizó 1200 años de simulaciones con el modelo climático GFDL CM2.1 (Wittenberg et al., 2006), el cual simula bastante bien los eventos extraordinarios, aunque con mayor frecuencia que lo observado. Gracias a esta mayor muestra estadística, se pudo estimar la función de distribución de probabilidades para el modelo, que resultó ser bimodal (contornos en la Fig. 1). Es decir, la distribución muestra dos picos: uno para valores altos de E (cerca de $E = 2.4$ y $C = 0.7$) que corresponde a El Niño extraordinario, y otro para valores de E menores (cerca de $E = 0.7$ y $C = 0.9$) (Fig. 1). La separación clara entre los dos tipos de El Niño sugiere que probablemente existen procesos físicos distintos, al menos cuantitativamente, entre ellos. Es decir, probablemente necesitamos diferentes teorías para explicar El Niño extraordinario y los otros eventos El Niño.

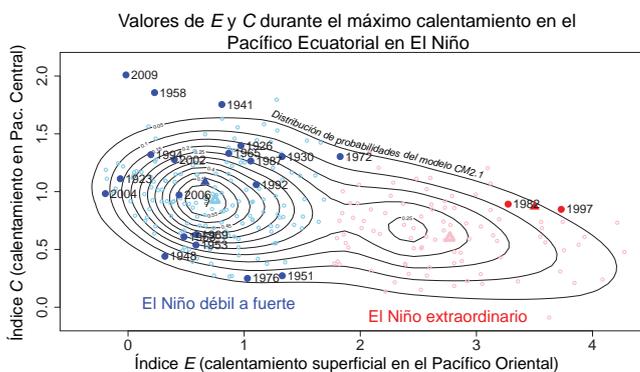


Figura 1. Índices E y C durante los picos de El Niño (según el EOF1 de la TSM ecuatorial) en observaciones (círculos cerrados de color intenso) y el modelo GFDL CM2.1 (círculos abiertos y de color suave). Los clusters k -means se indican con rojo y azul, que en términos de El Niño costero corresponden a El Niño extraordinario y a El Niño entre débil y fuerte, respectivamente. La función de distribución de probabilidades basada en el modelo CM2.1 se indica con contornos. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015).

¹Takahashi et al. (2011) también incluyen al evento El Niño 1877-78 como posiblemente extraordinario, aunque los datos son bastante menos confiables.

Boris Dewitte, Ph. D.

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.

Procesos no-lineales

En ciencia, el entendimiento de los mecanismos puede ser facilitado mediante el análisis de modelos matemáticos. Entre los posibles modelos, los más sencillos de analizar son los llamados "lineales" los cuales asumen que las variaciones temporales de las variables claves del problema (ej. TSM en el Pacífico Oriental) son simplemente proporcionales a estas variables u otras y no a alguna función complicada de estas. Un ejemplo clásico es el modelo carga-descarga de El Niño-Oscilación Sur (ENOS; ej. Dewitte et al., 2014).

Sin embargo, los modelos lineales por sí solos no pueden representar asimetrías en los fenómenos que describen, ni en los dos regímenes de El Niño (Chen et al., 2015). Un modelo "no-lineal" puede darse de muchas formas. En los últimos años, una forma favorecida por varios investigadores para introducir la no-linealidad en los modelos sencillos de ENOS ha sido a través de los transportes oceánicos de calor (advección), proponiendo que estos contribuyen desproporcionalmente al calentamiento superficial asociado a los eventos El Niño más extremos (Jin et al., 2003; Timmermann et al., 2003; An y Jin, 2004). Sin embargo, con el beneficio de las simulaciones largas con el modelo CM2.1 y una base de datos observacional oceánica más moderna, Takahashi y Dewitte (2015) determinaron que este proceso juega un rol menor en el crecimiento de los eventos extraordinarios.

El otro proceso no-lineal conocido, pero solo recientemente explorado, en la dinámica de ENOS (Dommenges et al., 2012; Choi et al., 2013; Xiang et al., 2013), es la existencia de un umbral que la temperatura superficial debe exceder para que se produzca lluvia intensa, tal como ocurre en la costa norte del Perú durante El Niño (ej. Woodman y Takahashi, 2014). Los patrones de anomalías en radiación de onda larga (ROL, una medida de la nubosidad alta asociada a tormentas intensas) y de esfuerzo de viento zonal asociados a los índices E y C son aproximadamente similares entre sí, pero desplazados en longitud según donde está el máximo en anomalía de TSM (Fig. 2). Tomando los promedios de ROL y el esfuerzo de viento zonal en la región indicada en la Fig. 2b, Takahashi y Dewitte (2015) encontraron que la relación con E no es una recta, sino que consiste aproximadamente en dos rectas, con una pendiente más de tres veces mayor por encima de un valor de E crítico (E_{crit}) entre 1.5 y 1.6 (Fig. 3). Esto significa que el proceso de retroalimentación positiva de Bjerknes (1969) que hace crecer El Niño (calentamiento \rightarrow convección \rightarrow viento del oeste \rightarrow calentamiento) aumenta dramáticamente cuando el valor de E es suficientemente alto para exceder E_{crit} , permitiendo que algunos eventos El Niño, inicialmente fuertes, puedan crecer rápidamente hasta volverse extraordinarios (1982-83, 1997-98). Sin embargo, algunos podrían quedar a medio camino, como en 1972-73 (Fig. 1).

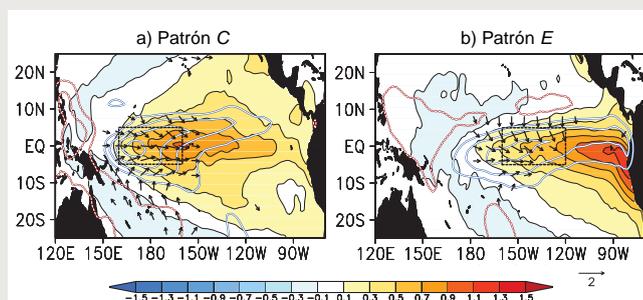


Figura 2. Patrones de regresión lineal entre las anomalías de temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$; colores), esfuerzo de viento (Nm^{-2}) y precipitación (contornos de 0.5, 1, 1.5, 2, y 3 mm/día, azul es positivo y rojo negativo) con los índices a) C y b) E. La caja en el panel b) se usa para los índices promedios en la Fig. 3. (Takahashi y Dewitte, 2015).

Evolución temporal de El Niño extraordinario

Una de las principales ventajas de que el modelo CM2.1 simule bien El Niño extraordinario es que podemos analizar los diferentes eventos simulados y contrastarlos con los dos observados para determinar

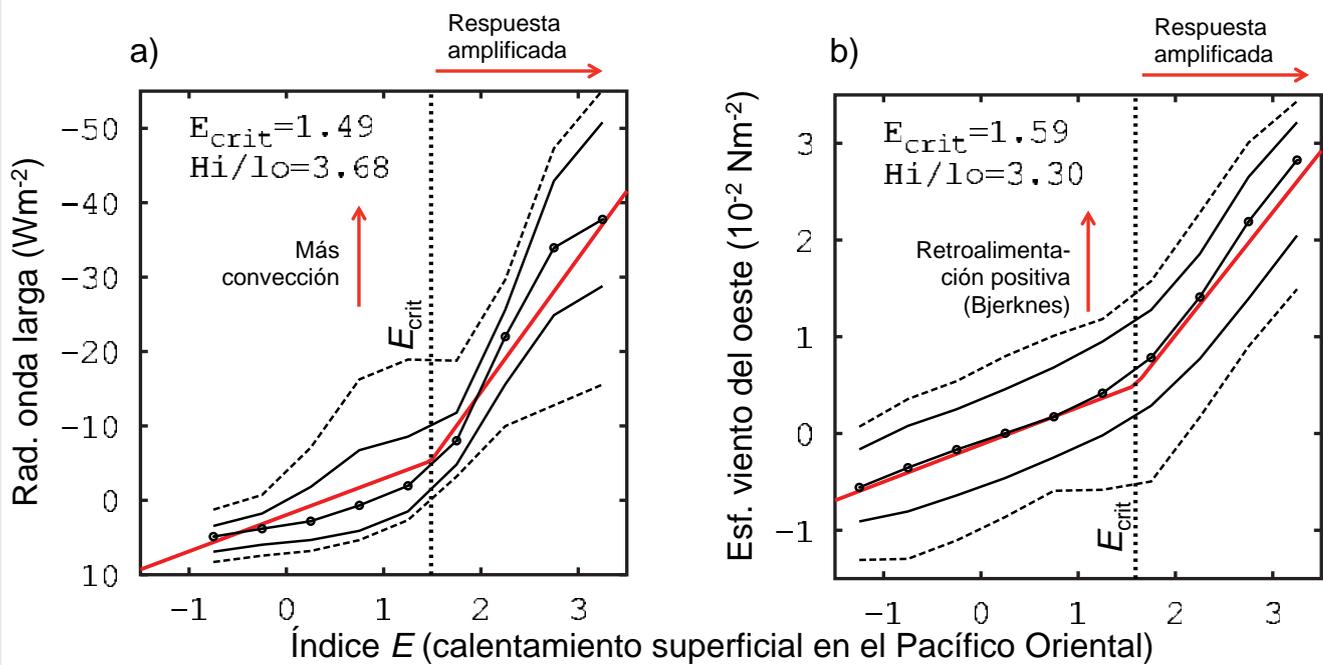


Figura 3. Relación entre el índice E y a) la radiación de onda larga y b) el esfuerzo de viento zonal mensual promediados sobre la región indicada en la Fig. 2b. Las líneas negras indican los percentiles de 10, 25, 50, 75, y 90% para diferentes valores de E , mientras que las líneas rojas indican el ajuste usando el método MARS. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015).

aspectos comunes y robustos que podrían ser utilizados para identificar posibles predictores. La evolución temporal de estos fenómenos fue analizada por Takahashi y Dewitte (2015) como función de los meses del año, designando al año 0 como el correspondiente al crecimiento del evento y al año 1 al de su decaimiento (Fig. 4).

En cuanto a los aspectos comunes, se observa el máximo calentamiento en el Pacífico Oriental (pico en E ; Fig. 4b) en la transición entre los años 0 y 1. Previo a esto se registran condiciones cálidas en el Pacífico Central (C positivo; Fig. 4a), así como contenido de calor positivo (Fig. 4c) a lo largo del año 0. Esto es coherente con el modelo teórico carga-descarga (Jin, 1997; ver Dewitte et al., 2014, para una introducción sencilla), donde el contenido de calor es el predecesor del calentamiento superficial en el Pacífico Oriental. Por otro lado, la inclinación de la termoclina sigue un comportamiento temporal similar al de E (Fig. 4d), reflejando el rol dominante de la advección vertical a través de la llamada "retroalimentación de la termoclina" (*thermocline feedback*; Jin, 1997). La inclinación de la termoclina es generada inicialmente por las anomalías de viento del oeste en el Pacífico Central durante el año 0 (Fig. 4e). Sucesivamente el viento responde al calentamiento en el Pacífico Oriental y a la activación de la convección (Fig. 4f), produciendo una amplificación del evento.

Si bien la carga del contenido de calor ecuatorial, así como el calentamiento superficial y la anomalía de viento del oeste en el Pacífico Central, tiende a preceder El Niño extraordinario, Takahashi y Dewitte (2015) encuentran que la variable con más poder predictivo es el viento del oeste cerca de agosto del año 0. Dicho factor, si es suficientemente intenso, está asociado a una probabilidad de El Niño extraordinario sobre 90% en el modelo CM2.1 (Takahashi, 2014b). Por otro lado, se encuentra que el contenido de calor positivo es un requisito necesario pero no suficiente para estos eventos. Es decir, un alto contenido de calor podría no resultar en El Niño en el Pacífico Oriental. También se observa que la persistencia de anomalías positivas altas de E en el año 0 llevaría a una mayor probabilidad de que el evento siga creciendo, como lo ocurrido en 1997-98. Por otro lado, es ilustrativo también analizar las diferencias, particularmente entre los dos eventos observados. Si bien el hecho que la predicción de El Niño fuera mejor en 1997 que en 1982 se debió en parte a un mejor conocimiento del fenómeno y a mejores modelos de pronóstico, también es cierto que El Niño 1997-98 fue más fácil de pronosticar simplemente porque inició bastante antes en el año. En nuestra costa, El Niño en 1997 inició en marzo, mientras que en 1982 inició en julio (ENFEN, 2012; Fig. 4b). El análisis de Takahashi y Dewitte (2015) sugiere que El Niño 1982-83 no habría alcanzado

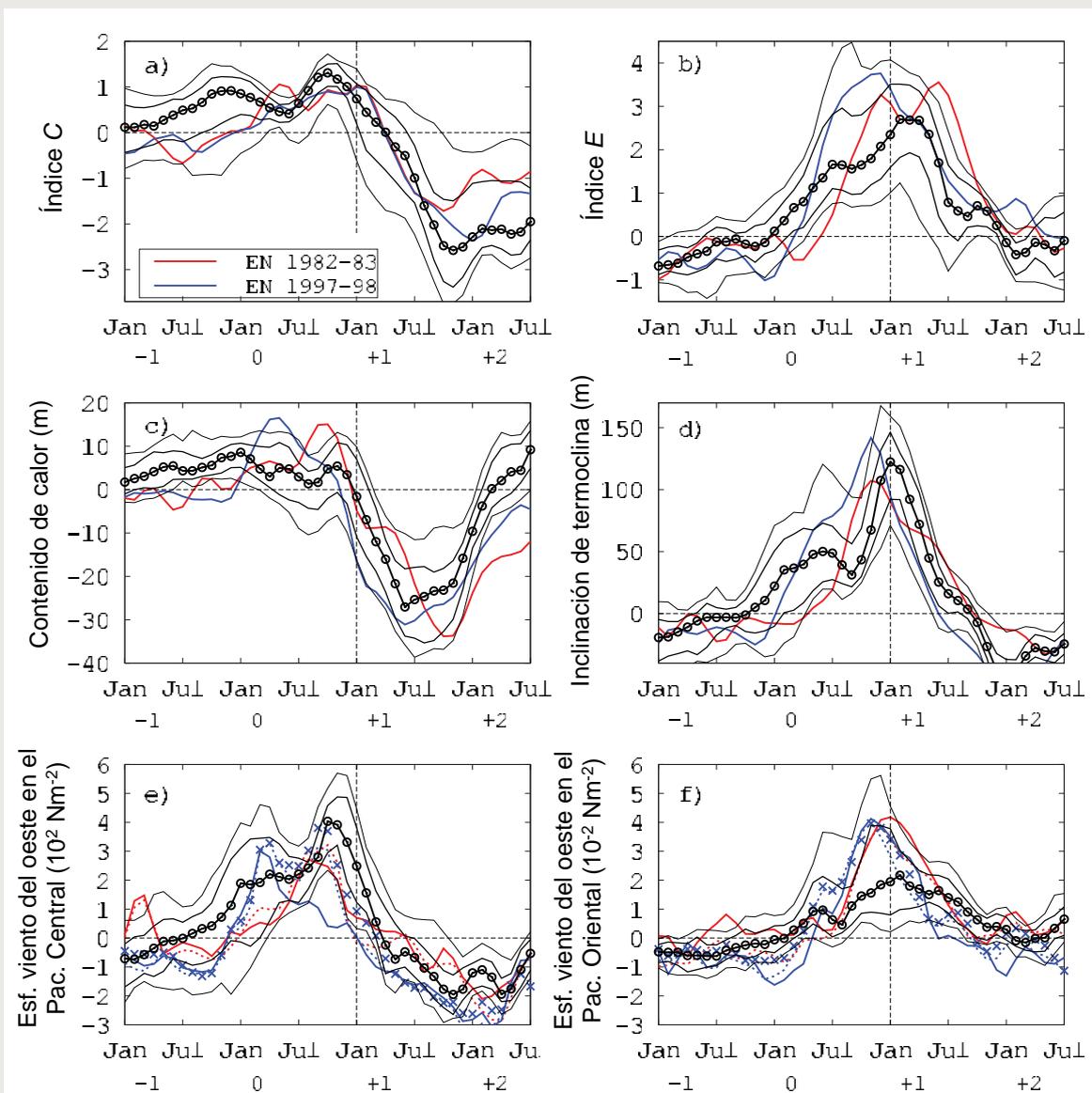


Figura 4. Evolución de los eventos El Niño extraordinarios según los índices a) C, b) E, c) el contenido de calor ecuatorial (promedio de la profundidad de la isoterma de 20°C a lo largo del ecuador), d) la inclinación de la termoclina (la diferencia en la profundidad de la isoterma de 20°C entre el Pacífico Este y Oeste), y el esfuerzo de viento zonal en el e) Pacífico Central (región indicada en la Fig. 2a) y f) Oriental (Fig. 2b). Las líneas negras indican los percentiles de 10, 25, 50, 75, y 90% del modelo CM2.1, mientras que los datos observacionales se muestran para El Niño 1982-83 (rojo) y 1997-98 (azul). (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015)

el nivel de extraordinario si no hubiera sido por un forzante externo, aparentemente en la forma de vientos del sur que vinieron desde el lado oriental de Australia y generaron vientos del oeste ecuatoriales al menos hasta agosto (Harrison, 1984), lo cual empujó al evento por encima del umbral para el crecimiento acelerado. Este tipo de eventos será un desafío para el pronóstico, ya que el pronóstico de sistemas atmosféricos que no estén acoplados al océano (que podría haber sido el caso) es intrínsecamente más difícil de hacer a largo plazo.

Discusión y conclusiones

Desde el punto de vista de impactos, la capacidad de pronóstico de largo plazo de El Niño extraordinario es claramente de gran importancia para el Perú. Afortunadamente, en los últimos años se ha iniciado una línea de investigación a nivel internacional enfocada en estos eventos, empujada por la posibilidad que la frecuencia de ellos aumente con el calentamiento global (Cai et al., 2014). Sin

embargo, hay que recordar que las manifestaciones de El Niño en el Perú pueden ser particulares. Un ejemplo de esto es que El Niño 1972-73, que tuvo bastante menos impactos por lluvias en el Perú que los dos extraordinarios, tuvo un calentamiento en el Pacífico Central máximo casi igual que los de 1982-93 y 1997-98 (anomalía de TSM en la región Niño $3.4 \approx 2^\circ\text{C}$). Claramente, es necesario poder distinguir entre estas posibilidades. Lamentablemente los modelos climáticos usados para el pronóstico a nivel internacional son particularmente deficientes en el Pacífico Oriental (Reupo y Takahashi, 2014ab), ya que varios de los procesos físicos relevantes no son bien representados (Takahashi et al., 2014). Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado en la interpretación de los modelos y es necesario que los científicos peruanos tomen el liderazgo en la investigación científica orientada a resolver estos problemas.

Referencias

- An, S.-I., F.-F. Jin, 2004: *Nonlinearity and asymmetry of ENSO*, *Journal of Climate*, 17, 2399-2412.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, T. Yamagata, 2007: *El Niño Modoki and its possible teleconnection*, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.
- Cai W, Borlace S, Lengaigne M, Rensch Pv, Collins M, VECCHI G, Timmermann A, Santos A, McPhaden MJ, Wu L, England M, Wang G, Guilyardi E, Jin FF, 2014: *Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming*, *Nature Clim. Change*, doi: 10.1038/nclimate2100.
- Chen, C., M. Cane, N. Henderson, D. E. Lee, D. Chapman, D. Kondrashov, M. D. Chekroun, 2015: *Diversity, nonlinearity, seasonality and memory effect in ENSO simulation and prediction using empirical model reduction*, *Sometido a Journal of Climate*.
- Choi, K.-Y., G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, 2013: *ENSO transition, duration, and amplitude asymmetries: Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model*, *Journal of Climate*, 26, 9462-9476.
- Dewitte, B., K. Takahashi, K. Mosquera, 2014: *Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del modelo carga-descarga*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 4-8.
- Capotondi, A., A. T. Wittenberg, M. Newman, E. D. Lorenz, J. Y. Yu, P. Braconnot, P. Cole, B. Dewitte, B. Giese, E. Guilyardi, F. F. Jin, K. Karnauskas, B. Kirtman, T. Lee, N. Schneider, Y. Xue, S. Yeh, 2015: *Understanding ENSO diversity*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00117.1.
- Dommenget, D., T. Bayr, C. Frauen, 2012: *Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño-Southern Oscillation*, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-012-1475-0.
- ENFEN, 2012: *Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú*, *Nota Técnica ENFEN*.
- Jin, F.-F., 1997: *An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, 811-829.
- Jin, F.-F., S.-I. An, A. Timmermann, J. Zhao, 2003: *Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating*, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2002GL016356.
- Larkin, N. K., and Harrison, D. E., 2005: *On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies*, *Geophysical Research Letters*, 32, L13705, doi: 10.1029/2005GL022738.
- Reupo, J., y Takahashi, K., 2014a: *Validación de pronósticos con modelos globales: Correlaciones de TSM (1982-2010)*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°1, 8-9.
- Reupo, J., y Takahashi, K., 2014b: *Variabilidad decadal en la bondad de los pronósticos con modelos climáticos globales*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 9-10.
- Takahashi, K., 2014a: *Variaciones de El Niño*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°2, 4-7.
- Takahashi, K., 2014b: *¿Por qué parece muy improbable El Niño extraordinario este año?*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°6, 8-9.
- Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, B. Dewitte, 2011: *ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño*, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.
- Takahashi, K., R. Martínez, A. Montecinos, B. Dewitte, D. Gutiérrez, E. Rodríguez-Rubio, 2014: *White Paper 8a Regional applications of observations in the eastern Pacific: Western South America*, *Report of the Tropical Pacific Observing System 2020 Workshop (TPOS 2020) GCOS184*, 2, 171-205.
- Takahashi, K., B. Dewitte, 2015: *Strong and moderate nonlinear El Niño regimes*, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2665-3.
- Timmermann, A., F.-F. Jin, J. Abshagen, 2003: *A non-linear theory for El Niño bursting*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 60(1), 152-165.
- Wittenberg, A., A. Rosati, N. G. Lau, J. J. Ploshay, 2006: *GFDL's CM2 global coupled climate models. Part III: Tropical Pacific climate and ENSO*, *Journal of Climate*, 19, 698-722.
- Woodman, R., y Takahashi, K., 2014: *¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)?*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°6, 4-7.
- Xiang, B., B. Wang, T. Li, 2013: *A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific warming after the late 1990s*, *Climate Dynamics*, 41 (2), 327-340, doi: 10.1007/s0038201214278.

Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico

El clima cambiante

Una de las características más notables del clima es que cambia continuamente. Todos tenemos la noción que el clima de invierno es diferente al clima de verano, no importa en qué región del planeta nos encontremos.

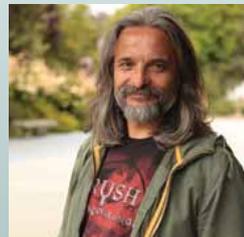
Hay algo que podemos notar: las madrugadas son más heladas, desaparece el viento que proviene del norte, y la estación de lluvias o lloviznas empieza. El vivir en un lugar implica necesariamente el conocimiento de este cambio del clima local. Al cambio periódico del clima que va desde el verano al invierno, lo podemos considerar un ciclo o bien una oscilación. Este ciclo anual es particularmente intenso y se manifiesta como fluctuaciones en muchas variables físicas, tanto en la atmósfera como en el océano.

Por otra parte, no todos los veranos o inviernos son climáticamente iguales. Existen estaciones lluviosas más o menos intensas, periodos secos que se prolongan o acortan más de lo normal, veranos particularmente cálidos o primaveras particularmente frías. Estas variaciones del ciclo anual, que diferencian un año de otro, corresponden a fluctuaciones en la escala interanual (entre año y año). Uno de los fenómenos interanuales más importantes y conocidos es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). De hecho, ENOS es la principal fuente o forzante de la variabilidad interanual en la cuenca del océano Pacífico y en muchas otras partes del planeta 1,2,3.

Hoy en día, sabemos que existen fluctuaciones climáticas de periodos más largos, que van desde escalas de tiempo de décadas hasta siglos y milenios. Es importante diferenciar aquellas fluctuaciones de largo plazo que son manifestaciones de la dinámica natural del sistema climático de aquellas producidas por forzantes antropogénicos (o cambio climático antropogénico). En particular, cuando se observan décadas con características climáticas diferentes de otras, podríamos considerarlas como fluctuaciones u oscilaciones interdecadales (entre décadas) naturales. Gracias a la mayor cobertura y largo de los registros instrumentales, la mayoría de los trabajos sobre variabilidad interdecadal en el Pacífico se han concentrado en el Hemisferio Norte^{4,5,6}.

Pesquerías y sucesión de especies

Como en otras regiones del planeta^{7,8}, las primeras descripciones de fluctuaciones interdecadales de variables oceanográficas, como la temperatura superficial del mar (TSM) y el nivel medio del mar (NMM), y atmosféricas, como el viento en superficie, fueron realizadas en relación a las fluctuaciones que experimentan las pesquerías pelágicas, incluyendo los casos de Perú⁹ y Chile¹⁰. En las pesquerías de todo el planeta, se observan sucesiones de peces, las cuales pueden permanecer durante décadas en ciertos hábitats para luego desaparecer y ser reemplazadas por especies diferentes. Estas fluctuaciones



Dr. Aldo Montecinos
Profesor asociado, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Chile

Doctor en Oceanografía de la Universidad de Concepción (Chile), Magister en Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Chile y Oceanógrafo de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (Chile). Actualmente es Profesor Asociado en el Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción. Su principal interés de investigación es la variabilidad climática en la región oriental del Pacífico Sur y en Sudamérica, en distintas escalas de tiempo. En particular, le interesan los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera, especialmente aquellos que involucran teleconexiones entre el trópico y el extratropico, y tiene varias publicaciones sobre los impactos de El Niño-Oscilación Sur y sobre la variabilidad climática a escala interdecadal en el Pacífico Sur.

se han observado en todas las grandes pesquerías, incluyendo las que se desarrollan en las mayores zonas de surgencia costera en los océanos Pacífico y Atlántico. En Perú, se han observado alternancias entre sardina y anchoveta durante el siglo XX. A comienzos de la década de los setenta colapsó la gran pesquería de anchoveta, siendo reemplazada por sardina. Esta última pesquería fue muy importante a mediados de la década de los ochenta, colapsando hacia comienzos de la década de los noventa. A partir de entonces, la anchoveta recuperó nuevamente su importancia⁷. Esta sucesión entre anchoveta y sardina también se observa en el norte de Chile, aunque el reemplazo de anchoveta por sardina se observó a mediados de la década de los setenta¹⁰. Hacia latitudes medias de Chile, también se observan cambios en la presencia de peces, variando de anchoveta a sardina común y viceversa¹⁰. Si bien estas fluctuaciones se pueden explicar por la presión de pesca y las regulaciones al manejo de estas pesquerías, no se descarta el rol de las oscilaciones interdecadales en estas sucesiones^{11,12}.

Es importante destacar que, a pesar de la importancia que tienen en las economías locales las sucesiones de estas especies pelágicas, y en consideración que se conocen las anomalías o desviaciones oceanográficas y atmosféricas asociadas, no se han encontrado razones plausibles para explicar este comportamiento. Si bien se han podido asociar a oscilaciones interdecadales conocidas, en muchos casos resulta controversial debido a las diferencias en los momentos en que estas sucesiones ocurren¹³.

Cambios entre décadas

Uno de los aspectos más contrarios a la intuición de estas fluctuaciones interdecadales de peces, es que las anomalías o desviaciones de distintas variables oceanográficas son muy pequeñas, en relación a las desviaciones asociadas al ciclo anual o a la variabilidad interanual, especialmente en zonas tropicales.

Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico

Montecinos A.

Una de las variables que siempre se utiliza para explicar las sucesiones de especies pelágicas es la TSM. La Figura 1 muestra la desviación estándar (en °C), es decir la dispersión promedio de los valores de TSM mensuales respecto al promedio climatológico, una vez que se han filtrado las series de tiempo de tal manera que solo queda la variabilidad interanual (entre 2 y 5 años, panel superior) y la interdecadal (entre 10 y 50 años, panel inferior). Se observa que la mayor variabilidad interanual se presenta a lo largo del Pacífico Ecuatorial Central y Oriental, especialmente en la zona comprendida entre las Islas Galápagos y las costas de Ecuador y norte de Perú, donde la desviación estándar alcanza valores cercanos a 1°C. El responsable de esta gran variabilidad es evidentemente ENOS. También se observa alta variabilidad interanual (por sobre 0,5°C) en otras regiones, aparentemente asociada a las corrientes cálidas de Kuroshio en el Pacífico Norte y del Golfo en el Atlántico Norte, así como en las costas de Baja California en Norteamérica y Angola en África.

La variabilidad interdecadal de la TSM (panel inferior de la Figura 1) presenta notablemente menores desviaciones estándar, especialmente en aquellas zonas que presentan una alta variabilidad interanual. De acuerdo a este análisis, la región que presenta la más alta variabilidad interdecadal es la costa de Perú central y sur, con desviaciones estándar por sobre 0,5°C. Es interesante destacar que desde aproximadamente 15°S hacia el sur, la variabilidad interdecadal presenta magnitudes similares a la interanual en la zona costera occidental de Sudamérica.

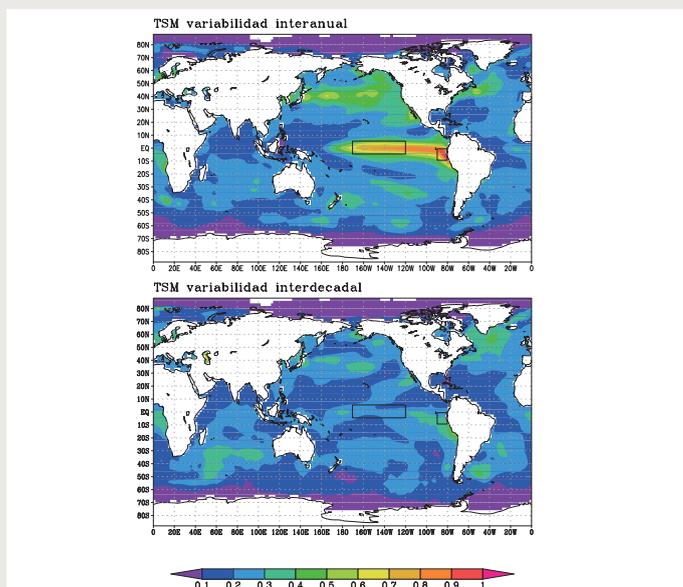


Figura 1. Desviación estándar (en °C) de la temperatura superficial del mar, de series mensuales filtradas en las escalas interanual (panel superior) e interdecadal (panel inferior). Fuente: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST14), entre 1950 y 2013. A las series se les extrajo la tendencia lineal del periodo total analizado. Los rectángulos (línea negra) indican las regiones Niño 3.4 (5°S-5°N, 170-120°W) y Niño 1+2 (10°S-0°, 90-80°W).

Otra forma de visualizar las fluctuaciones en la escala interdecadal se muestra en la Figura 2. En este caso se observan las series de tiempo de la TSM promediada en dos regiones: Niño 3.4 en el Pacífico Ecuatorial Central (5°S-5°N, 170-120°W) y Niño 1+2 en el sector oriental (10°S-0°, 90-80°W). Para la variabilidad interanual, se observa que hay simultaneidad en ambas regiones, siendo

notables los eventos extraordinarios de 1982-83 y 1997-98. Las desviaciones estándar confirman que la variabilidad interanual aumenta hacia la costa de Sudamérica, con valores de 0,68°C y 0,82°C en las regiones Niño 3.4 y 1+2, respectivamente. La gran mayoría de los eventos El Niño (La Niña) presentan anomalías positivas (negativas) de TSM que son superiores (inferiores) a 1°C (-1°C), superando la anomalía de 2°C solo durante los eventos El Niño extraordinarios. En cambio, la variabilidad interdecadal no registra anomalías superiores a 0,5°C (en valor absoluto), con desviaciones estándar de 0,17°C en la región Niño 3.4 y 0,23°C en la región Niño 1+2, observándose además un evidente desfase entre las regiones del Pacífico Ecuatorial. El periodo frío más intenso se observa en la década de los setenta en la región Niño 3.4, mientras que en la región Niño 1+2 parece haber sido más extenso en el tiempo (entre las décadas de los sesenta y mediados de los setenta), apareciendo nuevamente y más intenso a partir de los primeros años del siglo XXI. En términos de fases cálidas y frías, se puede indicar que en el Pacífico Oriental Ecuatorial se presentaron anomalías negativas en general (fase fría) durante las décadas de los años sesenta y setenta, seguidas por un periodo cálido en las décadas de los ochenta y noventa, para luego cambiar nuevamente a una fase fría en lo que va del presente siglo. Estos cambios son simultáneos a lo largo de las costas de Ecuador, Perú y Chile¹⁵.

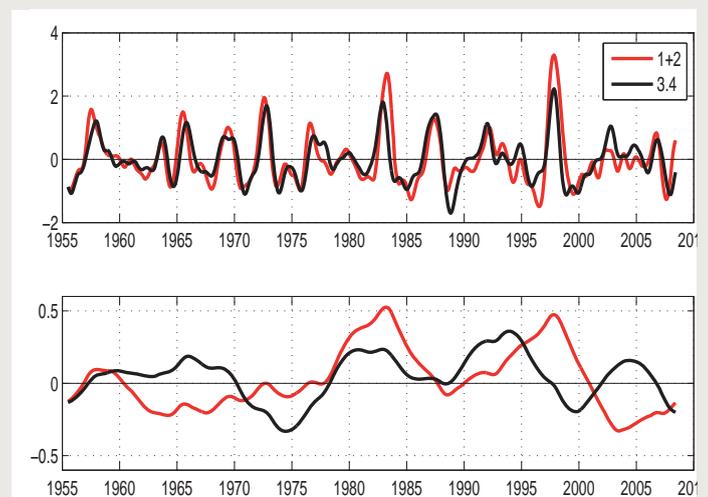


Figura 2. Series de tiempo de anomalías de la temperatura superficial del mar en las regiones Niño 3.4 (5°S-5°N, 170-120°W, línea negra) y Niño 1+2 (10°S-0°, 90-80°W, línea roja), filtradas en las escalas interanual (panel superior) e interdecadal (panel inferior). Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.shtml>.

La Figura 3 muestra varias anomalías interdecadales observadas más al sur, en Antofagasta (~23°S). Mientras la TSM presenta una amplitud del orden de 0,8°C, similar a las descritas anteriormente, las anomalías de NMM tienen una amplitud de 6 cm, el viento meridional de 1 m/s, mientras que la amplitud de la profundidad de la termoclina es de solo 10 m. Claramente, las amplitudes de la variabilidad interdecadal de la profundidad de la termoclina y de la ANM son un orden de magnitud menor que las asociadas a la variabilidad interanual¹⁶.

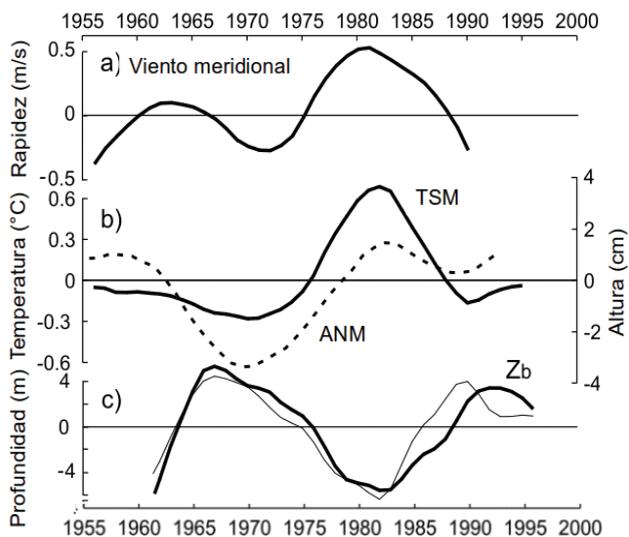


Figura 3. Series de tiempo de anomalías de (a) viento meridional (m/s), (b) temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$) y nivel medio del mar (cm), (c) profundidad observada de la termoclina (Z_b en la figura, m) y (d) estimada a partir del viento ecuatorial (m) en Antofagasta ($\sim 23.5^{\circ}\text{S}$). Figura modificada de Pizarro y Montecinos (2004)¹⁶.

Oscilaciones interdecadales

Desde las primeras descripciones de las fluctuaciones climáticas en la escala interdecadal se han definido varios patrones o modos de variabilidad: Oscilación Decadal del Pacífico (PDO¹⁷), modo “ENSO-like”¹⁸, Oscilación del Pacífico Norte (NPO¹⁹), Oscilación Multidecadal del Pacífico (PMO²⁰). Todos ellos muestran que el Pacífico Norte es la región donde la variabilidad interdecadal se desarrolla con mayor intensidad. Sin embargo, evidencias recientes sugieren que la oscilación interdecadal muestra un patrón simétrico en la variabilidad del clima del Hemisferio Norte y Sur^{21,22,23,24}.

Estudios observacionales y de modelación han resaltado que estas oscilaciones interdecadales consisten de dos modos distintivos: un modo regional confinado al Pacífico Norte y otro que compromete toda la cuenca del océano Pacífico^{25,26,27,28}. Específicamente, se propone que el modo tropical del Pacífico o “ENSO-like” es esencialmente bidecadal, mientras que el Modo del Pacífico Norte (NPM) es multidecadal²⁸. De acuerdo al conocimiento actual de la variabilidad interdecadal en el Pacífico Tropical y Extratropical, lo más apropiado es utilizar la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO²³), que corresponde a la oscilación interdecadal en ambos hemisferios del océano Pacífico. Entre la IPO y la PDO existe una alta correlación positiva.

La Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO)

El patrón espacial del IPO tiene similitudes a lo observado durante las fases extremas del ciclo ENOS. En la Figura 4 se observan mapas de correlación con los campos de TSM y presión a nivel del mar (PNM). Durante la fase cálida (fría) se notan anomalías positivas (negativas) de TSM en el Pacífico Tropical Central y Oriental, extendiéndose hacia latitudes altas a lo largo de las costas de Sudamérica y Norteamérica. Esta extensión es mayor que en el caso de ENOS. Otro rasgo distintivo es que las mayores anomalías no están localizadas en la banda ecuatorial como en ENOS. En latitudes medias del Pacífico Norte se observa una importante anomalía negativa (positiva) de TSM en el sector central y occidental. En cuanto al campo de PNM, al igual que con ENOS, se resaltan anomalías negativas (positivas) en el Pacífico Oriental durante la fase cálida (fría) del IPO, mientras sobre el sector occidental del Pacífico Tropical-Subtropical se registran anomalías positivas (negativas). Es decir, la Oscilación del Sur está igualmente involucrada en el patrón del IPO, con un anticiclón subtropical del Pacífico Sur debilitado (intensificado) durante las fases cálidas (frías) del IPO. Es notable que durante la fase cálida (fría) se observan anomalías negativas (positivas) de la PNM en el océano Austral, alrededor de la Antártica. Este patrón del campo de PNM indica que las fase cálidas (frías) del IPO se caracterizan por presentar vientos

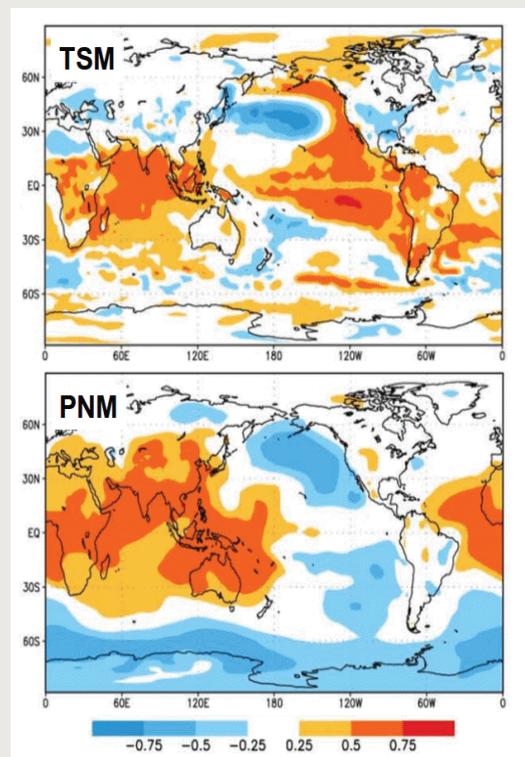


Figura 4. Mapas de correlación entre la PDO y la temperatura superficial del mar (panel superior) y la presión a nivel del mar (panel inferior). Figura modificada de Garreaud et al. (2008)²⁹.

Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico

Montecinos A.

ecuatoriales del este debilitados (intensificados) en el sector occidental y vientos del oeste en latitudes altas debilitados (intensificados)^{30,31,22}. Es interesante destacar que junto con el debilitamiento (intensificación) de los vientos del oeste, se registra una disminución (aumento) de la actividad ciclónica en torno a 50°S³².

En el sector trópico-subtrópico del Pacífico Sur, la fase cálida del IPO se asocia con una Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) al norte de su posición climatológica, sin que se observe una alteración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), lo cual es característico de los eventos cálidos de escala interanual²². Este último rasgo es consistente con el hecho que las anomalías de TSM del Pacífico Tropical en la escala interdecadal son menos pronunciadas, en comparación con las de escala interanual. Respecto de las fluctuaciones de baja frecuencia de la ZCPS, se indica que su posición media tiende a presentarse sobre el sector frío de la región de máximo gradiente superficial de TSM del IPO³³. Luego la ZCPS, que se extiende desde 170°E hasta 120°W, se presenta al noreste (suroeste) de su posición normal cuando la IPO se encuentra en su fase cálida (fría).

En cuanto al impacto de las fases cálidas y frías del IPO, la Figura 5 muestra campos de los coeficientes de regresión lineal entre este índice y la precipitación y la temperatura superficial del aire en Sudamérica. Se observa además la regresión de estos campos con un índice del ciclo ENOS, con el fin de comparar los impactos. Al igual que durante El Niño y La Niña, aunque con intensidades inferiores, las fases cálidas (frías) del IPO se caracterizan por disminuir (aumentar) la precipitación en las zonas tropicales de Sudamérica, exceptuando Venezuela que presenta anomalías inversas. En el caso de Perú se observa un mayor impacto negativo (positivo) en la sierra y el sector amazónico. En Chile central aumenta (disminuye) la precipitación, mientras que en Brasil central y sur también aumenta (disminuye). Por otro lado, durante la fase cálida (fría) del IPO, se observa un aumento (disminución) de la temperatura superficial del aire especialmente en los sectores más influenciados por el océano en las costas de Perú y norte de Chile.

Mecanismos

Debido a que el patrón del IPO presenta anomalías en el sector tropical del Pacífico (Figura 4), se podría esperar alguna relación con el ciclo ENOS. De hecho, en el periodo cálido del IPO, entre las décadas de los ochenta y noventa, se observaron los eventos El Niño extraordinarios de 1982-83 y 1997-98. Durante la fase cálida, el desplazamiento hacia el este del gradiente zonal de TSM en el Pacífico Tropical y por lo tanto cambios en los vientos alisios y la inclinación de la termoclina ecuatorial, podrían influenciar el comportamiento del ENOS³⁴.

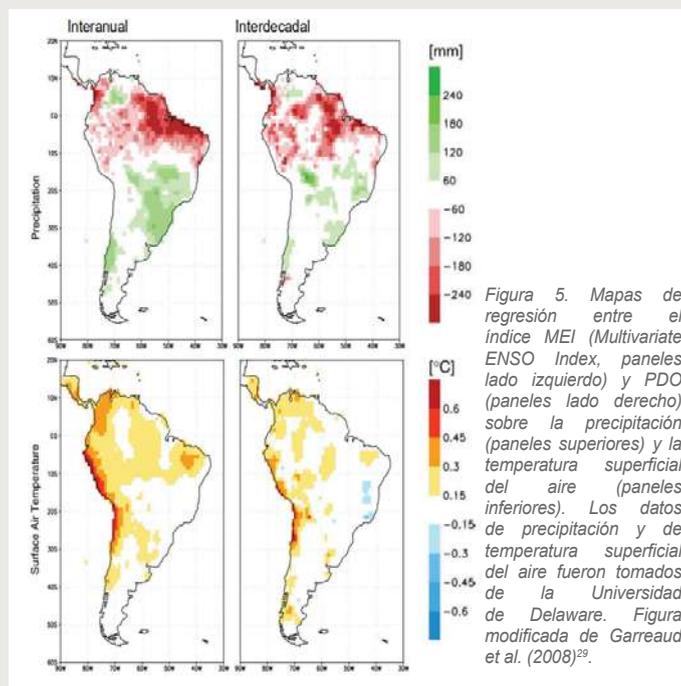
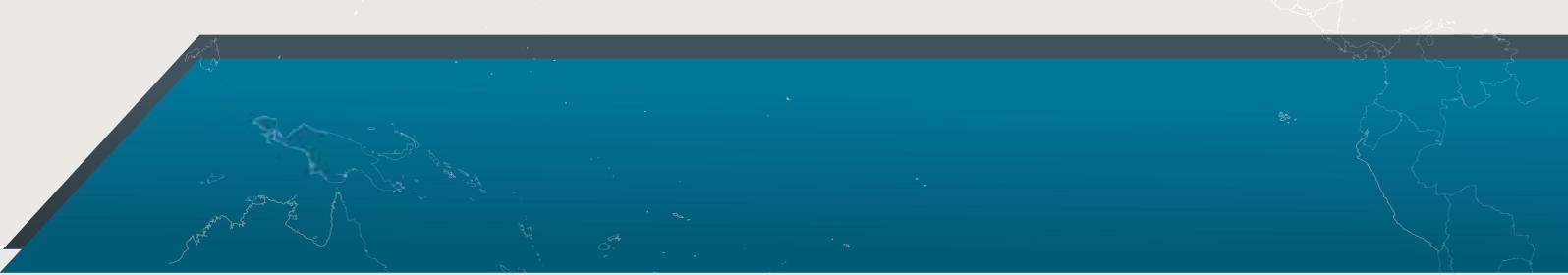


Figura 5. Mapas de regresión entre el índice MEI (Multivariate ENSO Index, paneles lado izquierdo) y PDO (paneles lado derecho) sobre la precipitación (paneles superiores) y la temperatura superficial del aire (paneles inferiores). Los datos de precipitación y de temperatura superficial del aire fueron tomados de la Universidad de Delaware. Figura modificada de Garreaud et al. (2008)²⁵.

Por ahora no existe consenso sobre el funcionamiento del sistema climático del océano Pacífico y de los continentes adyacentes en la escala interdecadal. Sin embargo, debido a la escala temporal involucrada, se considera esencial el rol del océano y de los procesos de retroalimentación que sean capaces de mantener estados anómalos por varios años, así como la interacción que puede haber entre las zonas extratropicales y tropicales.

Referencias

- 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, *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño-Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate, *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 67, 375-382.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 988-993.
- Graham, N. E., 1994: Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results, *Climate Dynamics*, 10, 135-162.
- Lluch-Belda, D., S. Hernández-Vázquez, D. B. Lluch-Cota, C. A. Salinas-Zavala, and R. A. Schwartzlose, 1992: The recovery of the California sardine as related to global change, *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports*, 33: 50-59.
- Chavez, F. P., J. Ryan, S. E. Lluch-Cota, and M. Niñiquen, 2003: From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean, *Science*, 299, 217-221.
- Pauly, D., and I. Tsukayama (Eds.), 1987: *The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: Three decades of change*, ICLARM Studies and Reviews, 351 pp.
- Yañez, E., 1991: Relationships between environmental changes and fluctuating major pelagic resources exploited in Chile (1950-1988), in *Long-term variability of pelagic fish populations and their environment*, edited by T. Kawasaki, S. Tanaka, Y. Toba, and A. Taniguchi, pp. 301-309, Pergamon Press, Great Britain.



Yanez, E., M. A. Barbieri, C. Silva, K. Nieto, and F. Espindola, 2001: Climate variability and pelagic fisheries in northern Chile, *Progress in Oceanography*, 49, 581-596.

Alheit, J., and M. Niquen, 2004: Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem, *Progress in Oceanography*, 60, 201-222.

Bertrand, A., M. Segura, M. Gutierrez, and L. Vasquez, 2004: From small-scale habitat loopholes to decadal cycles: a habitat-based hypothesis explaining fluctuation in pelagic fish populations off Peru, *Fish and Fisheries*, 5, 296-316.

Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006), *Journal of Climate*, 21, 2283-2296.

Montecinos, A., S. Purca, and O. Pizarro, 2004: Interannual-to-interdecadal sea surface temperature variability along the western coast of South America, *Geophysical Research Letters*, 30(11), 1570, doi:10.1029/2003GL017345.

Pizarro, O., and A. Montecinos, 2004: Interdecadal variability of the thermocline along the west coast of South America, *Geophysical Research Letters*, 31, L20307, doi:10.1029/2004GL020998.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079.

Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, *Journal of Climate*, 10, 1004-1020.

Gershunov, A., and T. P. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2715-2725.

Enfield, D. B., and A. M. Mestas-Núñez, 1999: Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationship with tropospheric climate patterns, *Journal of Climate*, 12, 2719-2733.

Dettinger, M. D., D. S. Battisti, R. D. Garreaud, G. J. McCabe, and C. Bitz, 2001: Inter-hemispheric effects of interannual and interdecadal ENSO-like climate variations on the Americas, Capítulo 1, *En Present and Past Inter-hemispheric climate linkages in the Americas and their societal effects*, V. Markgraf Ed., Academic Press, pp. 1-16.

Garreaud, R. D., and D. S. Battisti, 1999: Interannual and interdecadal variability of the tropospheric circulation in the Southern Hemisphere, *Journal of Climate*, 12, 2113-2123.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. M. Mehta, 1999: Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia, *Climate Dynamics*, 15, 319-324.

White, W. B., and D. R. Cayan, 1998: Quasi-periodicity and global symmetries in interdecadal upper ocean temperature variability, *Journal of Geophysical Research*, 103, 21335-21354.

Nakamura, H., G. Lin, and Y. Yamagata, 1997: Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2215-2225.

Barlow, M., S. Nigan, and E. H. Berbery, 2001: ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought, and stream flow, *Journal of Climate*, 14, 2105-2128.

Solomon, A., J. P. McCreary Jr., R. Kleeman, and B. A. Klinger, 2003: Interannual and decadal variability in an intermediate coupled model of the Pacific region, *Journal of Climate*, 16, 383-405.

Wu, L., Z. Liu, R. Gallimore, R. Jacob, D. Lee, and Y. Zhong, 2003: Pacific decadal variability: The tropical Pacific mode and the North Pacific mode, *Journal of Climate*, 16, 1101–1120.

Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo, 2008: Present-day South American Climate, *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America)*, 281, 180-195, doi:10.1016/j.paleo.2007.10.032.

van Loon, H., J. W. Kidson, and A. B. Mullan, 1993: Decadal variation of the annual cycle in the Australian dataset, *Journal of Climate*, 6, 1227-1231.

Chen, T., and M. Yen, 1997: Interdecadal variation of the Southern Hemisphere circulation, *Journal of Climate*, 10, 805-812.

Vera, C., 2003: Interannual and interdecadal variability of atmospheric synoptic-scale activity in the Southern Hemisphere, *Journal of Geophysical Research*, 108, 8077-8086.

Folland, C. K., J. A. Renwick, M. J. Salinger, and A. B. Mullan, 2002: Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone, *Geophysical Research Letter*, 29, 1643-1646.

Wang, B., and S. I. An, 2002: A mechanism for decadal changes of ENSO behaviour: roles of background wind changes, *Climate Dynamics*, 18, 475-486.

Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur

Takahashi K. & Dewitte B.

Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur

El Niño-Oscilación Sur (ENOS) es un fenómeno que depende en forma fundamental del acoplamiento entre el océano y la atmósfera. En particular, el crecimiento de su fase cálida se desarrolla mediante el proceso de retroalimentación positiva de Bjerknes (1969), el cual consiste en una amplificación mutua entre la lluvia, los vientos del oeste y el calentamiento superficial en el Pacífico Ecuatorial (ver Dewitte et al., 2014). Por otro lado, el proceso de amplificación no actúa indefinidamente, ya que al mismo tiempo que un evento cálido crece, el contenido de calor oceánico es descargado de la zona ecuatorial y esto lleva al fin del evento cálido (ej. modelo carga-descarga; Dewitte et al., 2014). Para la fase fría los procesos son similares, pero en la dirección opuesta.

Las propiedades de ENOS, como su periodicidad y magnitud típica, dependen de los valores de los parámetros que caracterizan los diferentes procesos físicos involucrados. Estos parámetros no son constantes fundamentales de la física (como la velocidad de la luz en el vacío), sino que sus valores son estimados de las condiciones climáticas promedio y, por lo tanto, pueden variar si el clima varía lentamente. Cuando en un modelo simplificado de ENOS se modificaron los valores promedio de la profundidad de la termoclina y del viento del este a lo largo del ecuador, ocurrieron cambios sustanciales en el periodo de oscilación y la tasa de crecimiento de los eventos ENOS (Fedorov y Philander, 2000; 2001;



Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
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.

Figura 1). Un resultado particularmente interesante de este estudio es que las condiciones presentes estarían alrededor de los puntos A y B en la Figura 1, cerca al límite entre el régimen inestable (tasa de crecimiento positiva), con oscilaciones autosostenidas, y el régimen estable (tasa negativa), en el que las oscilaciones son mantenidas por forzantes externos, particularmente la variabilidad atmosférica de alta frecuencia (ver Dewitte et al., 2014). También es interesante que los mecanismos dominantes que controlan la variabilidad de ENOS son distintos según los valores de estos parámetros. Cerca al punto D las fluctuaciones en la inclinación de la termoclina dominan el calentamiento/enfriamiento superficial, mientras que cerca al punto E son dominantes las fluctuaciones en las corrientes ecuatoriales. Se debe notar, sin embargo, que este modelo no incluye

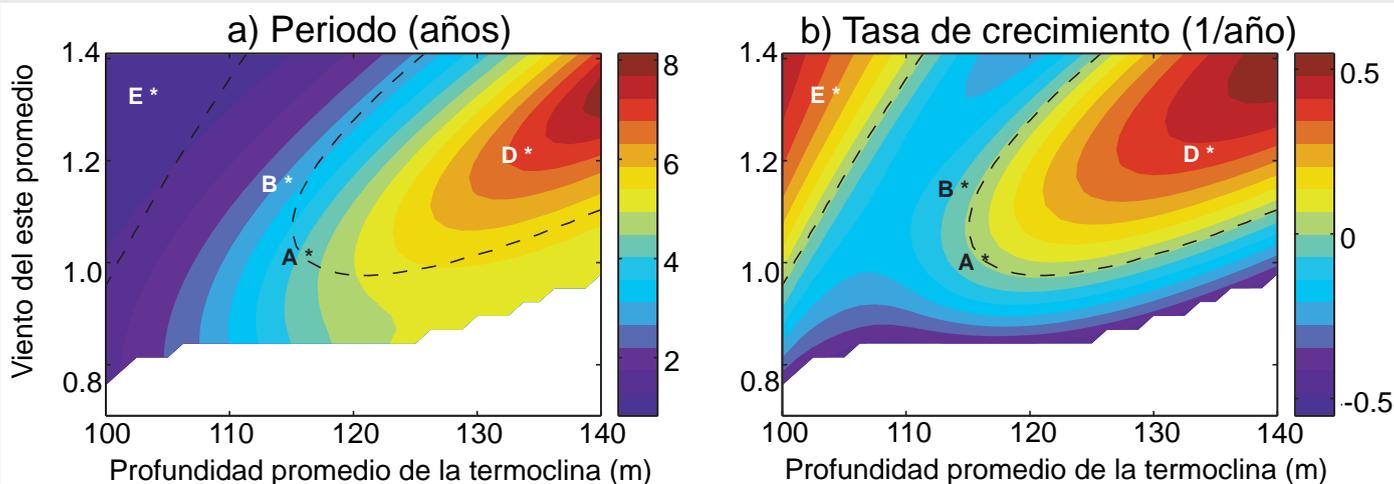


Figura 1. a) Periodo (años) y b) tasa de crecimiento (1/año) de las oscilaciones más inestables como función de la profundidad de la termoclina (m) y los vientos alisios del este ($0.5 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) ecuatorial promedio en un modelo simplificado de ENOS. (Adaptado de Fedorov y Philander, 2000).

Boris Dewitte, Ph. D.

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.

todos los mecanismos posiblemente relevantes y estos resultados son una primera aproximación.

A pesar de sus limitaciones, los resultados anteriores nos muestran la importancia que pueden tener las variaciones lentas en el clima sobre ENOS, ya sean las naturales a escala decadal (ver Montecinos, 2015) o a escalas paleoclimáticas (ver Apaéstegui et al., 2015), así como asociadas al cambio climático producido por el hombre (ver Takahashi, 2014). Por otro lado, en simulaciones largas con un modelo climático se determinó que son necesarios 500 años de datos para correctamente caracterizar la variabilidad asociada a ENOS (Wittenberg, 2009), lo cual hace difícil detectar los cambios en ENOS en escalas multidecadales. Por lo anterior, el último reporte del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (Christensen et al., 2013; ver Takahashi, 2014) concluyó que hay baja confianza y poco consenso en si los cambios observados en ENOS puedan ser atribuidos a la influencia inducida por el hombre, a otros forzantes externos o a variabilidad natural.

Una pregunta de gran interés es ¿por qué los eventos El Niño extraordinario de 1982-1983 y 1997-1998, los más intensos registrados, ocurrieron con solo quince años de diferencia? Dicho de otra manera, ¿hubo algo de particular en el clima promedio en las décadas de los años 80 y 90 que hizo a este periodo más propicio para este tipo de eventos? Si fue así, ¿estuvo esto asociado a la variabilidad decadal natural o al calentamiento global? Finalmente, ¿en qué situación estamos ahora?

Experimentos con un modelo simplificado de ENOS mostraron que cuando se cambia el estado climático promedio del observado en los años 60-70 al del periodo 80-90, los eventos El Niño simulados son más intensos y con periodo más largo (Figura 2; Wang y An, 2001; 2002). Según estos autores, el factor principal habría sido el debilitamiento de los vientos alisios del este (anomalías positivas en Figura 3b) y del afloramiento ecuatorial promedio que en general actúa amortiguando las fluctuaciones de temperatura (Wang y An, 2001; 2002).

En la Figura 3 se observa la buena correspondencia entre la temperatura del mar medida según el índice denominado "Oscilación Decadal del Pacífico" (PDO, por sus siglas en inglés) y la anomalía de vientos del oeste a escala multianual. Por otro lado, a partir de finales de los 90, el Pacífico pasó a una nueva fase decadal fría con vientos del este ecuatoriales más intensos (Figura 3), lo cual parece haber propiciado un corrimiento hacia el oeste de las anomalías de TSM ecuatoriales asociadas al ENSO, así como una reducción en sus magnitudes (ej. Ashok et al., 2007; Lee y McPhaden, 2010). Además del amortiguamiento asociado al afloramiento promedio, otro factor que podría explicar el cambio en ENOS durante esta fase fría es que el incremento en el gradiente de temperatura superficial entre el Pacífico Oriental y Occidental puede contribuir a una mayor eficiencia del transporte oeste-este en generar anomalías de TSM en el Pacífico Central (ej. Kug et al., 2009; Choi et al., 2010). El aumento de este gradiente puede tener otro rol, ya que se asocia a enfriamiento en el Pacífico Oriental y Central, que reduce la posibilidad de la activación de lluvias intensas que retroalimentan a El Niño a través de su influencia en los vientos del oeste (Xiang et al., 2013; Chung y Li, 2013). La importancia de estas lluvias en la ocurrencia de El Niño extraordinario ha sido recientemente enfatizada por Takahashi y Dewitte (2015ab) particularmente en el Pacífico Oriental, donde las condiciones promedio de por sí frías dificultan la ocurrencia de lluvias intensas y solo las anomalías cálidas suficientemente elevadas activan esta retroalimentación que luego permite mayor crecimiento. Según lo anterior, en la medida de que continuemos en la fase decadal fría, es más difícil que ocurra un evento El Niño extraordinario. Por otro lado, las variaciones decadales en el viento del oeste pueden alterar la posibilidad de que el predictor basado en este mismo viento exceda el umbral que, de ser superado en agosto, aumenta la probabilidad de que El Niño crezca hasta el nivel extraordinario (Takahashi y Dewitte, 2015ab).

Sin embargo, la existencia del umbral está asociada a la temperatura requerida para gatillar las tormentas (Takahashi y Dewitte, 2015a) pero esta temperatura

Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur

Takahashi K. & Dewitte B.

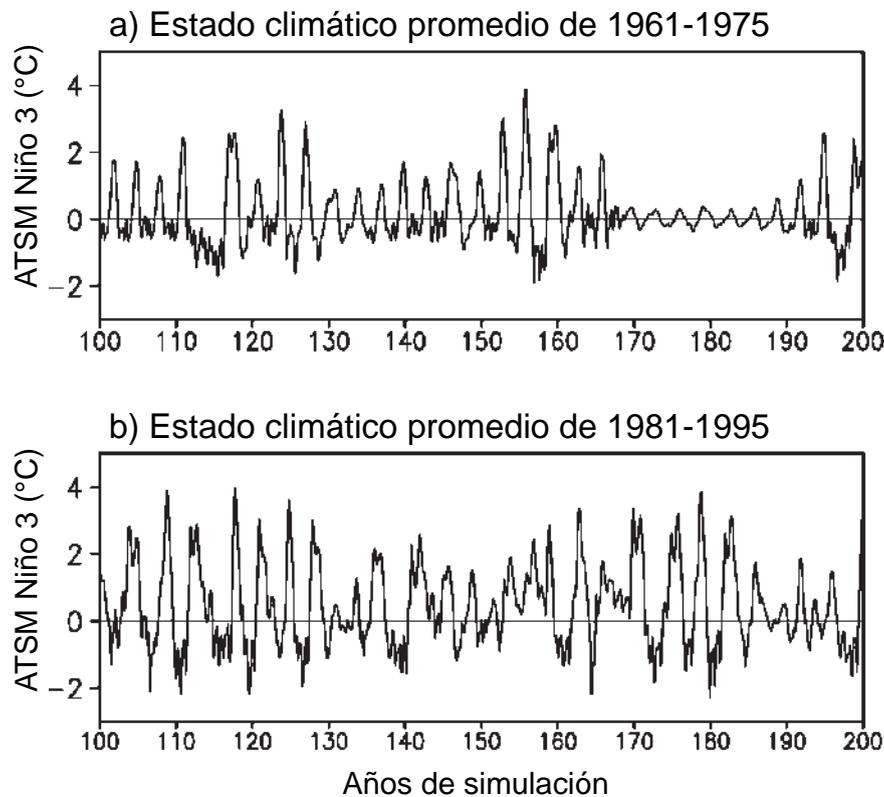


Figura 2. Anomalía de la TSM en la región Niño 3 en simulaciones usando un modelo simplificado de ENOS con estados climatológicos promedio correspondientes a los periodos a) 1961-1975 y b) 1981-1995. (Adaptado de Wang y An, 2001).

umbral también podría variar decadalmente y un estudio sugiere que este umbral presenta una tendencia a aumentar, posiblemente asociada al cambio climático (Johnson y Xie, 2010). Otro posible factor es que en la fase cálida el océano es en promedio más estratificado, lo cual acopla mejor a los vientos con la dinámica oceánica y tiende a incrementar la amplitud de ENOS (Dewitte et al., 2007).

Otra perspectiva en el tema es que quizás las variaciones decadales en la estadística de ENOS no se deben a la modulación por un cambio lento en el clima promedio, sino a fluctuaciones estadísticas sin mayor explicación que el azar. Bajo esta óptica, las variaciones lentas en el estado climático promedio serían **consecuencia** de las variaciones en ENOS. En particular, debido a que El Niño y La Niña no son iguales en magnitud o patrón espacial, los patrones de calentamiento o enfriamiento obtenidos al promediar sobre periodos decadales se podrían explicar mediante las variaciones en la actividad de ENOS (Vimont, 2005; Choi et al, 2012; Rodgers et al., 2004). Recientemente, Wittenberg et al. (2014) estudiaron la predictabilidad de periodos decadales, donde ENOS presenta más o menos actividad. Para esto, analizaron simulaciones de miles de años con el modelo GFDL CM2.1 y encontraron que estos periodos

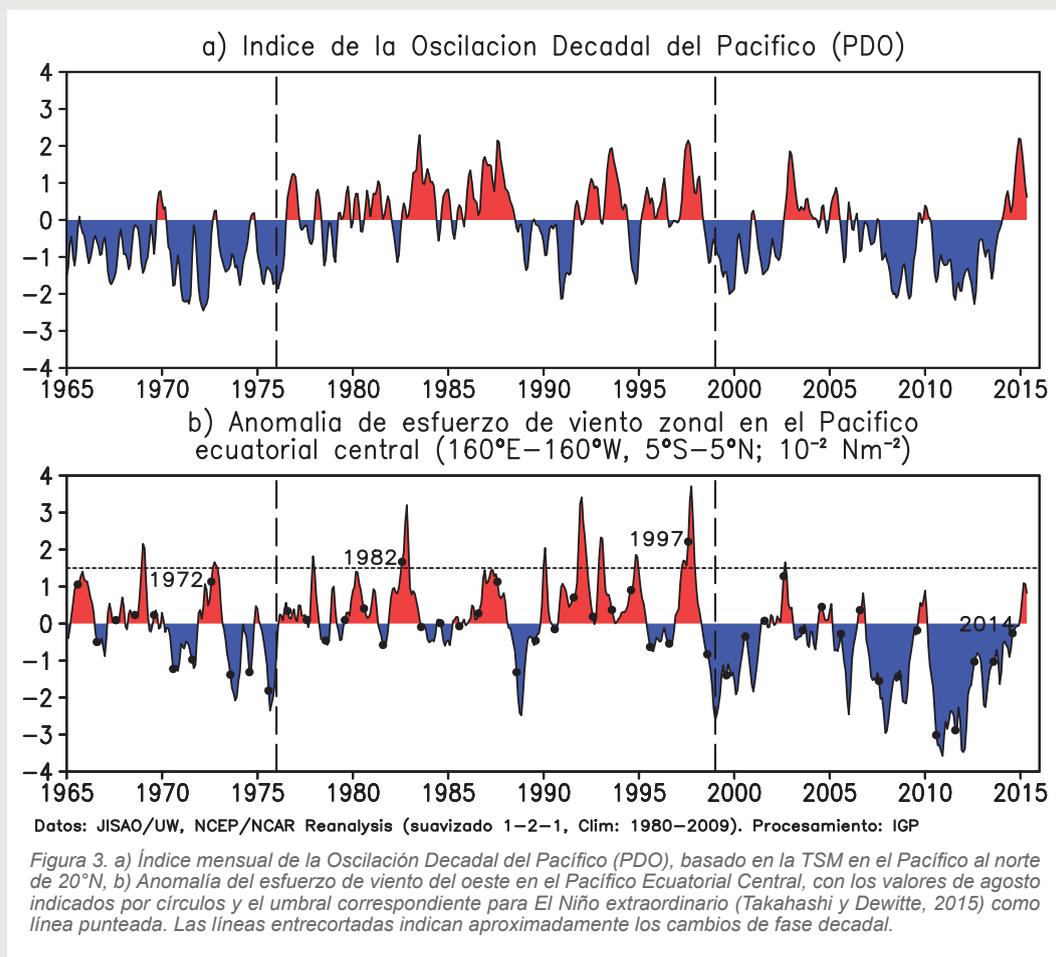
ocurren simplemente como secuencias al azar, de la misma manera que al lanzar una moneda varias veces seguidas se puede obtener secuencias largas de que salga cara. Esto contrasta con otras teorías que proponen que si bien las variaciones en ENOS pueden generar cambios aparentes en el estado climático promedio, estos cambios igual pueden afectar la variabilidad de ENOS, es decir que se propone una interacción bidireccional entre ENOS y la variabilidad decadal (por ej. An y Choi, 2012; Choi et al., 2009; 2012). Por otro lado, Wittenberg et al. (2014) no pueden descartar que en la realidad exista variabilidad intrínsecamente decadal que modula a ENOS y que no esté representada por el modelo analizado.

Independientemente de su origen, las variaciones decadales en ENOS se manifiestan también en su predictabilidad. En un modelo sencillo, Kirtman y Schopf (1998) mostraron que los periodos donde ENOS era más activo eran no solo más cálidos y con anomalías de vientos del oeste, sino que también eran más predecibles ya que la física de ENOS era menos susceptible al ruido generado por la atmósfera. Esto es consistente con el análisis de Barnston et al. (2012), quienes encontraron que, a pesar de las mejoras en los modelos climáticos más sofisticados, los pronósticos para el periodo 2002-

2011 fueron peores que para el periodo 1980-2010, debido a las variaciones de la predictabilidad de ENOS más que a cualquier cuestión técnica. Esta degradación de los pronósticos es particularmente pronunciada en el Pacífico Oriental, donde ya de por sí los pronósticos no son buenos en general (Reupo y Takahashi, 2014). Por otro lado, como muchos modelos, el NOAA CFSv2 deriva desde condiciones iniciales realistas hacia un estado promedio propio del modelo no tan realista y, en este proceso, perdió la capacidad de distinguir las diferencias en la actividad de ENOS entre los periodos 1982-1998 y 1999-2010, particularmente la reducción en la variabilidad en el Pacífico Oriental (Xue et al., 2013).

Con respecto al presente año, varios modelos climáticos pronostican el incremento de El Niño en el Pacífico Central hacia finales de 2015, con anomalías

comparables a las de El Niño extraordinario 1997-1998, aunque la magnitud para el Pacífico Oriental es bastante más incierta (ENFEN, 2015). En la medida en que el estado climático promedio continúe en una fase decadal fría, se puede esperar menores probabilidades de El Niño extraordinario. Es posible que los modelos de pronóstico estén subestimando este efecto y exagerando el crecimiento de El Niño. Por otro lado, el índice de la "Oscilación Decadal del Pacífico" ha presentado un fuerte incremento desde el año 2014, asociado a un calentamiento frente a la costa de Norteamérica (Figura 3a), y la anomalía del viento del oeste también ha aumentado sustancialmente (Figura 3b). Si bien es muy pronto para decir, esto podría marcar el inicio de una nueva fase decadal cálida y un aumento en la probabilidad de El Niño extraordinario. En este momento no se puede descartar nada.



Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur

Takahashi K. & Dewitte B.

Referencias

- An, S.-I., J. Choi, 2012: Inverse relationship between the equatorial eastern Pacific annual-cycle and ENSO amplitudes in a coupled general circulation model, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-012-1403-3.
- Apaéstegui, J., K. Takahashi, L. Ortlieb, A. Sifeddine, J. Macharé, 2015: El Fenómeno El Niño durante el último milenio, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 2, N°2, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Barnston, A. G., Tippet M. K., L'Heureux M. L., Li S., DeWitt D. G., 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, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00111.1>.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97 (3), 163-172.
- Choi, J., S.-I. An, J. S. Kug, S.-W. Yeh, 2010: The role of mean state on changes in El Niño's flavor, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-010-0912-1.
- Choi, J., S.-I. An, B. Dewitte, and W. W. Hsieh, 2009: Interactive feedback between the tropical Pacific decadal oscillation and ENSO in a coupled general circulation model, *Journal of Climate*, 22, 6597-6611.
- Choi, J., S.-I. An, S.-W. Yeh, 2012: Decadal amplitude modulation of two types of ENSO and its relationship with the mean state, *Climate Dynamics*, 38, 2631-2644.
- Christensen, J. H., et al., 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change, *Capítulo 14 en Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Chung, P., T. Li, 2013: Interdecadal relationship between the mean state and El Niño types, *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00106.1.
- Dewitte, B., S.-W. Yeh, B.-K. Moon, C. Cibot, L. Terray, 2007: Rectification of the ENSO variability by interdecadal changes in the equatorial background mean state in a CGCM simulation, *Journal of Climate*, 20 (10), 2002–2021.
- Dewitte, B., K. Takahashi, K. Mosquera, 2014: Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- ENFEN, 2015: Comunicado Oficial ENFEN 08-2015.
- Fedorov, A. V., and S. G. Philander, 2000. Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997-2002, doi: 10.1126/science.288.5473.1997.
- Fedorov, A. V., and S. G. Philander, 2001: A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño, *Journal of Climate*, 14, 3086-3101.
- Johnson, N., S.-P. Xie, 2010: Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection, *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/ngeo1008.
- Kirtman, B. P., and P. S. Schopf, 1998: Decadal variability in ENSO predictability and prediction, *Journal of Climate*, 11, 2804-2822, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2804:DVIEPA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2804:DVIEPA>2.0.CO;2).
- 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*, 22, 1499–1515.
- Lee, T., and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific, *Geophysical Research Letters*, 37, L14603, doi: 10.1029/2010GL044007.
- Montecinos, A., 2015: Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 2, N°1, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Reupo, J., K. Takahashi, 2014: Variabilidad decadal de la bondad de los pronósticos con modelos climáticos globales, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 9-10, Instituto Geofísico del Perú.
- Rodgers, K., P. Friederichs, M. Latif, 2004: Tropical Pacific decadal variability and its relation to decadal modulations of ENSO, *Journal of Climate*, 17(19):3761–3774.
- Takahashi, K., 2014: El Niño y el cambio climático, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°5, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Takahashi, K., y B. Dewitte, 2015a: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2665-3.
- Takahashi, K., y B. Dewitte, 2015b: Física de El Niño extraordinario, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 2, N°4, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Vimont, D. J., 2005: The contribution of the interannual ENSO cycle to the spatial pattern of decadal ENSO-like variability, *Journal of Climate*, 18, 2080-2092.
- Wang, B., and S.-I. An, 2001: Why the properties of El Niño changed during the late 1970s, *Geophysical Research Letters* 28 (19), 3709–3712.
- Wang, B., and S.-I. An, 2002: A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: roles of background wind changes, *Climate Dynamics*, 18 (6), 475-486.
- Wittenberg, A., 2009: Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations?, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2009GL038710.
- Wittenberg, A., A. Rosati, T. L. Delworth, G. A. Vecchi, F. Zeng, 2014: ENSO modulation: Is it decadal predictability?, *Journal of Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00577.1.
- Xiang, B., B. Wang, T. Li, 2012: A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific Warming after the late 1990s, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-012-1427-8.
- Xue, Y., M. Chen, A. Kumar, Z. Hu, W. Wang, 2013: Prediction skill and bias of tropical Pacific sea surface temperatures in the NCEP Climate Forecast System version 2, *Journal of Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00600.

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

Introducción

Las herramientas más sofisticadas con las cuales cuentan los científicos para el estudio y pronóstico de El Niño son los llamados “modelos climáticos globales” (GCMs, por sus siglas en inglés). Estos consisten en programas computacionales que resuelven en forma aproximada las ecuaciones que gobiernan la dinámica de fluidos del sistema acoplado conformado por el océano y la atmósfera, lo cual permite contar con las variaciones temporales de la distribución 3D de variables básicas (temperatura, humedad, salinidad del mar, viento, corrientes, presión, etc.) sobre todo el planeta. Sin embargo, si bien varias de estas ecuaciones se pueden considerar como leyes fundamentales de la física (segunda ley de Newton, conservación de la masa y la energía, etc.), se deben hacer aproximaciones para que su solución sea computacionalmente posible. Estas aproximaciones son fuente importante de error en los modelos, que en primer lugar se manifiestan como errores en la representación del clima promedio que, a su vez, pueden afectar la representación de El Niño y otros fenómenos.

A continuación se discutirá en más detalle algunas de las limitaciones de los GCMs con respecto a la representación del clima promedio en región del océano Pacífico Tropical y algunas implicancias para la simulación de El Niño.

Resolución espacial

La primera aproximación necesaria en los modelos es la de utilizar métodos numéricos, como las “diferencias finitas”, que expresan las variaciones continuas de variables como la temperatura en el espacio y el tiempo mediante sus valores en una grilla discreta. Es decir que ya no se cuenta con datos en todos los puntos en el espacio y el tiempo, sino en solo algunos puntos representativos. El espaciamiento entre estos puntos nos indica la “resolución” del modelo y, evidentemente, mientras más pequeño es el espaciamiento en la grilla más alta será la resolución, pero también más cálculos se necesitará realizar. Por las limitaciones actuales en potencia de cómputo, en la práctica se utilizan grillas con espaciamiento horizontal del orden de 100 km entre sus puntos. Por ejemplo, en la Figura 1a se muestra la topografía del territorio peruano estimada sobre una grilla de aproximadamente un kilómetro de espaciamiento, mientras que en la Figura 1b se muestra su representación en el GCM de pronóstico



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.

CFS v2 de la NOAA de los EE.UU., cuya grilla tiene un espaciamiento de aproximadamente 100 km, que es típico en los modelos climáticos actuales. Claramente el modelo no puede representar los detalles de la geografía peruana, particularmente los valles o montañas. Más aún, se puede observar que en este GCM la topografía costera se extiende hacia el interior del mar, lo cual afectará la simulación oceánica. Además, se observa que existen regiones en el océano donde la superficie está por encima del nivel del mar, lo cual está asociado a las llamadas “oscilaciones Gibbs” originadas por el uso del método espectral (ej. Navarra et al., 1995), aunque este problema es específico de algunos modelos.

Si bien la potencia computacional aumenta continua y aceleradamente, no necesariamente los institutos que corren estos modelos operacionalmente aumentan la resolución espacial. Esto se debe en primer lugar al crecimiento geométrico en la demanda computacional asociado al aumento de la resolución. Para entender esto, imaginemos que queremos duplicar la resolución espacial al doble. Esto implica tener el doble de puntos de grilla en la dirección oeste-este y el doble de puntos en la dirección sur-norte, o sea un aumento de cuatro veces el número de puntos en la grilla. Además, si denotamos al espaciamiento en la dirección oeste-este y sur-norte como Δx y en el tiempo como Δt , entonces los modelos tienen la restricción de que el ratio $\Delta t/\Delta x$ debe mantenerse por debajo de un valor máximo¹ ya que, de otra manera, el método numérico se vuelve “inestable” y pequeños errores de cálculo aumentarán exponencialmente hasta el infinito, haciendo fracasar la simulación. Entonces, si se quiere duplicar la resolución

¹Criterio de estabilidad de Courant-Friedrich-Lewy (CFL).

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

Takahashi K.

espacial (reducir Δx a la mitad), también debemos reducir Δt a la mitad. Esto implica el doble de pasos en el tiempo para simular un periodo dado. Entonces, en total tenemos que realizar un factor de 8 veces más cálculos si queremos aumentar la resolución en un factor de 2. Por la misma razón, un aumento en la resolución por un factor de 4 requiere un aumento en el número de cálculos de 64.

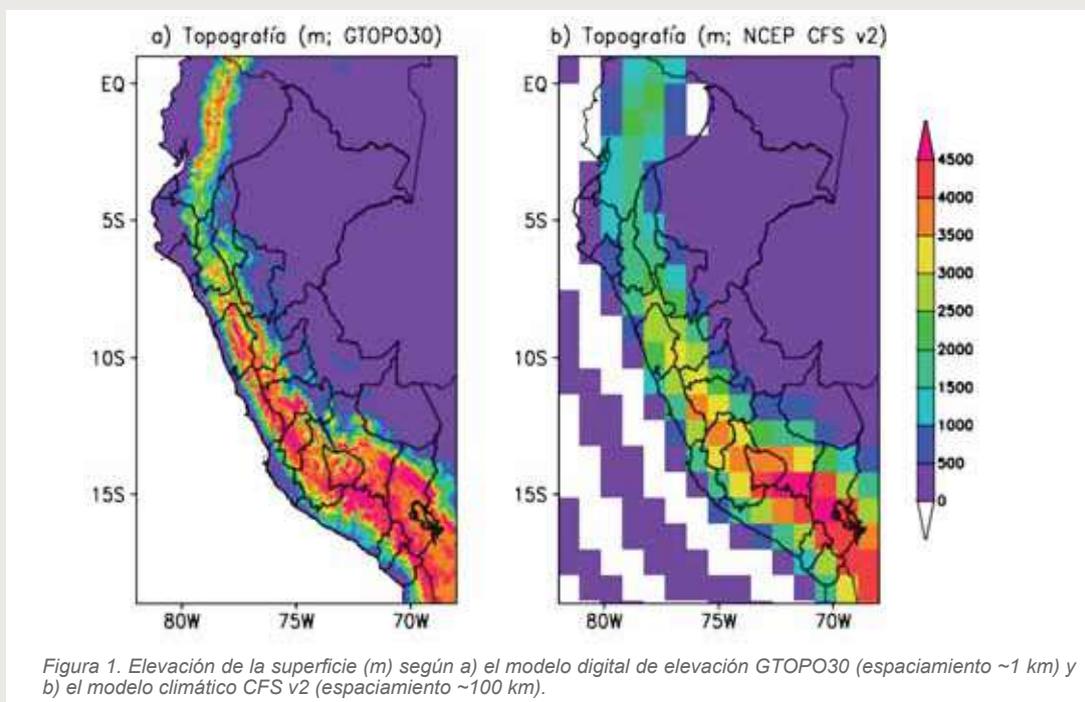
Por otro lado, no es obvio que aumentar la resolución mejore el pronóstico. Por ejemplo, supongamos que una simulación con un GCM con grilla de 100 km nos diga que habrá un evento El Niño intenso y, a grandes rasgos, lloverá más en la costa norte, pero sin mayor detalle de la distribución espacial de la lluvia (e.g. ¿Lloverá más en la ciudad de Piura o Sullana?). Si bien es razonable esperar que un modelo con una grilla de 10 km nos dé más detalle, si el GCM se equivoca y no ocurre el evento El Niño, la versión con mayor resolución también nos dará un resultado errado, solo que con mayor detalle. Ante esta situación, quizás se podría considerar aprovechar la potencia de cómputo para aumentar el número de corridas (miembros) en el "ensemble" para asegurarnos de capturar todas las posibilidades y luego utilizar algún otro método de regionalización ("downscaling") para estimar el detalle deseado.

Parametrizaciones físicas

Aún si la resolución espacial de los modelos aumente cada vez más, siempre habrán procesos cuya escala es demasiado pequeña para ser representados explícitamente. Por ejemplo, tenemos los remolinos turbulentos dentro de la "capa límite planetaria" que pueden tener escalas de metros pero que son cruciales para la transferencia de calor y humedad desde la superficie a

la atmósfera. También están las nubes que afectan a la radiación y precipitación pero cuya escala puede ser de cientos de metros. Más aún, dentro de las nubes tenemos los procesos "microfísicos" que llevan desde la nucleación de pequeñas gotas de agua, su crecimiento a través de procesos de difusión, su caída y la colisión con otras gotas, hasta, en algunos casos, la coalescencia o su fragmentación, etc. Todos estos procesos influyen en la dinámica a la escala de las tormentas y deben ser también representados.

La dinámica de los fluidos tiene una naturaleza "no-lineal" que, entre otras cosas, implica una interacción entre las diferentes escalas espacio-temporales. Es decir, aún si nos interesa saber qué pasa a una escala de 10 km, debemos considerar lo que ocurre a una escala de 10 m, aunque sea en forma aproximada. Estas aproximaciones son llamadas "parametrizaciones físicas" y consisten en algoritmos basados en una combinación de leyes físicas con resultados empíricos y criterio experto que son incorporados en los modelos para estimar los efectos de estos procesos de pequeña escala sobre la escala mayor que sí es representada explícitamente en los modelos. Debido a que existe un elemento de subjetividad en estos esquemas de parametrización, son quizás la principal fuente de incertidumbre en los modelos y el principal aspecto en que se distinguen los modelos de diferentes laboratorios. Por ejemplo, las discrepancias entre las proyecciones de cambio climático futuro se pueden rastrear hasta la forma en que estos modelos representan la respuesta de las nubes bajas, como las que tenemos en nuestra costa, al calentamiento global (Sherwood et al., 2014).



Errores en el clima promedio

Una forma en que los errores asociados a la resolución espacial y las parametrizaciones físicas se traducen en errores de pronóstico es a través de los errores en la representación del clima promedio, lo cual, a su vez, puede afectar a los mecanismos de retroalimentación y de forzamiento relevantes a la variabilidad climática.

Los modelos son mundos internamente consistentes ya que simulan un clima siguiendo reglas perfectamente establecidas. Sin embargo, estas reglas no son exactamente las mismas que en la realidad, por lo que este clima tampoco es exactamente igual al observado. Podemos hablar entonces del “clima del modelo” como una aproximación imperfecta a la realidad. Aún cuando al modelo se le proporcione condiciones iniciales cercanas a la realidad, ocurrirá un proceso de “deriva” (*drift*) que rápidamente llevará al “clima del modelo” en el transcurso de algunos meses a años, dependiendo de la región y variable. El error sistemático asociado a esta deriva ha ido disminuyendo sustancialmente conforme los modelos han sido mejorados (ej. Delecluse et al., 1998) y el clima simulado es bastante similar al observado (por ej. Fig. 1ab, 2ab), pero aún persisten errores en el Pacífico Oriental de importancia para el pronóstico en esta región.

Un problema generalizado en los modelos es la simulación de la temperatura del mar demasiado elevada en la costa peruana, la cual fue identificada hace 20 años (Mechoso et al., 1995) pero aún no se ha corregido en la última generación de modelos (Flato et

al., 2013; Fig. 2). Algunos experimentos recientes indican que el aumento de la resolución de la componente atmosférica mejora la representación del afloramiento costero y reduce este error, mientras que el aumento en la resolución oceánica no aporta mayor mejora (Masson et al., 2014; Wittenberg et al., 2014). Esto es consistente con resultados previos que indican que la correcta representación de los vientos sobre el mar en la franja de 30 km frente a la costa puede tener un impacto dramático en la temperatura del mar costera (Capet et al., 2004). Más lejos de la costa, un factor importante es la representación de la nubosidad baja para simular bien las temperaturas bajas en esta región (Philander et al., 1996), pero los modelos atmosféricos tienen dificultad en representar la nubosidad y la estructura atmosférica en el Pacífico Sudoriental, incluso con la temperatura del mar prescrita (Wyant et al., 2010), lo cual resulta en excesiva radiación solar en la superficie y temperaturas mayores a las observadas.

Otro error común en los modelos climáticos es el “síndrome de la doble Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)” (Mechoso et al., 1995). La ZCIT es una banda de precipitación orientada de oeste a este ubicada al norte de la línea ecuatorial en el Pacífico (Fig. 3a), aproximadamente coincidente con una banda de temperatura superficial relativamente alta (Fig. 2a), pero en los meses de marzo y abril puede presentar una segunda banda más débil al sur del ecuador en el Pacífico Oriental (Zhang, 2001). El problema en los modelos es que la segunda ITCZ es demasiado intensa (ver, por ejemplo, a lo largo de 7-5°S en el Pacífico Oriental en Fig. 3b) y esto se traduce en que los vientos alisios del

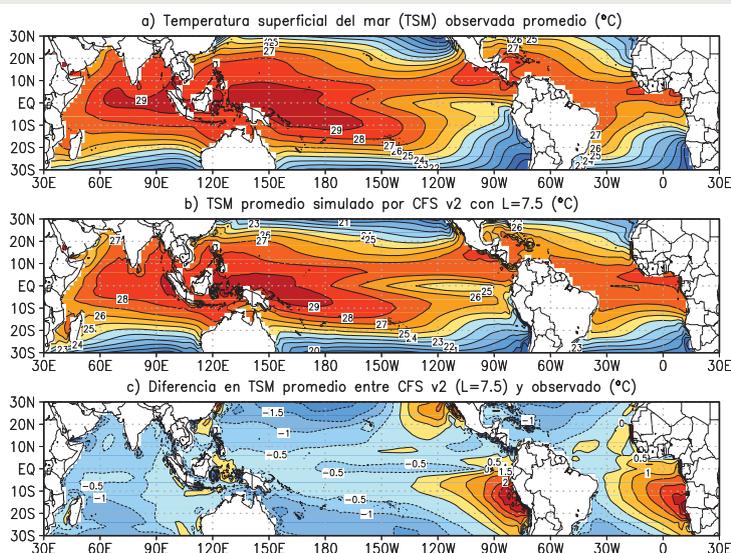
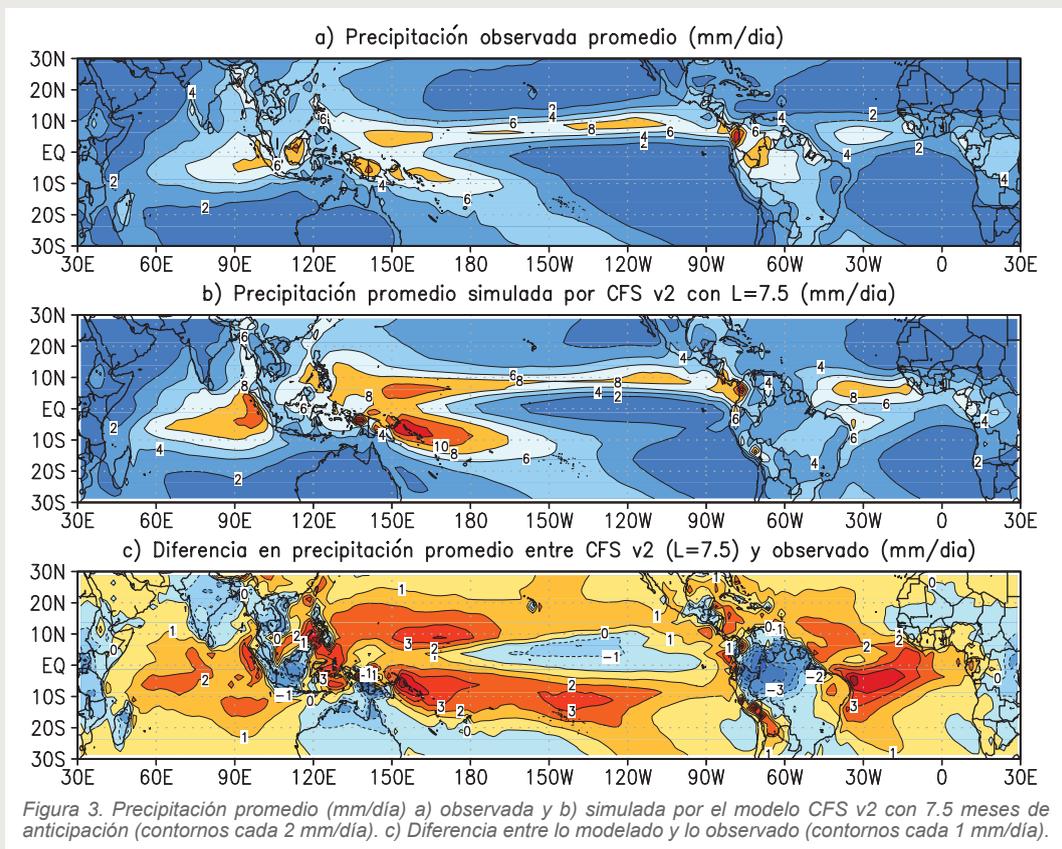


Figura 2. Temperatura superficial del mar promedio (°C) a) observada y b) simulada por el modelo CFS v2 con 7.5 meses de anticipación (contornos cada 1°C). c) Diferencia entre lo modelado y lo observado (contornos cada 0.5°C).

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

Takahashi K.



sudeste que soplan a lo largo de la costa sudamericana sean muy débiles, lo cual lleva a las temperaturas excesivamente altas en la zona ecuatorial oriental (de Szoeké & Xie, 2008). Además, este problema se asocia a excesiva lluvia en la costa peruana (Ramos, 2014). Aún no se conoce el mecanismo que da origen a este problema, pero se sabe que se origina en los modelos atmosféricos (Lin, 2007; Bellucci et al., 2010) y se amplifica mediante la interacción con el océano (Lin, 2007).

Además del error cálido frente a nuestra costa, la lengua fría ecuatorial, que se extiende entre la costa de Sudamérica y aproximadamente 170°W, es simulada demasiado intensa y se extiende demasiado hacia el oeste por los modelos (Mechoso et al., 1995; Flato et al., 2013; Fig. 2ab). Esto está asociado también a una termoclina ecuatorial demasiado inclinada y a afloramiento ecuatorial y corrientes del este demasiado intensas (Zheng et al., 2012). Aparentemente, este error podría provenir principalmente de la componente oceánica de los modelos, pero se amplifica con el acoplamiento con la atmósfera (Mechoso et al., 1995; Li & Xie, 2014).

Algunas implicancias para El Niño

La extensión al oeste excesiva de la lengua fría ecuatorial implica un desplazamiento al oeste del borde de la piscina cálida, dentro de la cual se encuentra la mayor actividad

convectiva (lluvias intensas) y, por lo tanto, la rama ascendente de la celda de Walker. Esto a su vez implica que las fluctuaciones del borde de esta piscina asociadas a El Niño en el Pacífico Central se encuentran restringidas al Pacífico Occidental, lo cual limita la posibilidad de los GCMs de representar los diversos tipos de El Niño (Ham & Kug, 2012). Más aún, el sesgo frío hace más difícil que en el Pacífico Oriental se alcance la temperatura necesaria para gatillar la convección que es necesaria para amplificar los eventos El Niño a niveles extraordinarios (Takahashi & Dewitte, 2015). Por otro lado, las condiciones demasiado cálidas y la lluvia demasiado intensa en el Pacífico Sudoriental implican que esta región se encuentra en condiciones típicas de El Niño permanente en los GCMs. Considerando que aparentemente existen unas restricciones energéticas que limitan la temperatura del mar a un máximo de 30°C (An & Jin, 2004), esto podría limitar la magnitud de las anomalías cálidas que los GCMs pueden simular.

Los errores promedio en la profundidad, inclinación y gradiente térmico vertical de la termoclina ecuatorial afectan la relación cuantitativa entre sus variaciones y las de la temperatura superficial asociadas a El Niño (An & Jin, 2004). Además, la inclinación de la termoclina afecta la propagación de ondas Kelvin ecuatoriales interestacionales (Mosquera-Vásquez et al., 2014).

Si bien se puede considerar a algunos GCMs como más realistas que otros, no existe un modelo que sea realista cuando se considera una diversidad de criterios (Bellenger et al., 2014).

El avance en la mejora de El Niño en los GCMs ha sido lento en las últimas décadas, ya que existen errores promedio que aún no tienen solución y que El Niño es un fenómeno complejo emergente que no se puede calibrar directamente en los GCMs. Más aún, muchos de estos estudios se realizan con simulaciones con los GCMs suficientemente largas que la deriva hacia su clima propio puede culminar aproximadamente, pero los pronósticos realizados operacionalmente solo se corren por unos meses. Debido a que se utilizan condiciones iniciales realistas cada vez, la deriva nunca termina y el clima promedio de estas corridas es algo intermedio entre lo observado y el clima propio del modelo. Es necesario investigar cómo es el comportamiento de El Niño en los GCMs bajo estas condiciones si se quiere entender y aprovechar mejor estas corridas. Este es una línea de investigación prácticamente inexplorada pero de alta importancia.

Referencias

- An, S.-I., F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO, *Journal of Climate*, 17, 2399-2412.
- Bellenger, H., E. Guilyardi, J. Leloup, M. Lengaigne, J. Vialard, 2014: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 42, 7-8, 1999-2018, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z.
- Bellucci, A., S. Gualdi, A. Navarra, 2010: The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: The role of large-scale vertical circulation regimes, *Journal of Climate*, 23 (5), 1127-1145.
- Capet, X., P. Marchesiello, J. C. McWilliams, 2004: Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophysical Research Letters*, 31 (13), L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- Delecluse, P., M. K. Davey, Y. Kitamura, S. G. H. Philander, M. Suarez, & L. Bengtsson, 1998: Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 103, C7, 14357-14373.
- de Szoeké, S. P., S. P. Xie, 2008: The tropical eastern Pacific seasonal cycle: Assessment of errors and mechanisms in IPCC AR4 coupled ocean-atmosphere general circulation models, *Journal of Climate*, 21, 2573-2590, doi: 10.1175/2007JCLI1975.1.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. En Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1217-1308, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, 2012: How well do current climate models simulate two types of El Niño?, *Climate Dynamics*, 39, 383-398.
- Ji, M., A. Leetmaa, and V. E. Kousky, 1996: Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Centers for Environmental Prediction, *Journal of Climate*, 9, 3105-3120.
- Jia, L., X. Yang, G. A. Vecchi, R. G. Gudgel, T. L. Delworth, A. Rosati, W. F. Stern, A. Wittenberg, L. Krishnamurthy, S. Zhang, R. Msadek, S. Kapnick, S. Underwood, F. Zeng, W. G. Anderson, V. Balaji, K. Dixon, 2015: Improved seasonal prediction of temperature and precipitation over land in a high-resolution GFDL climate model, *Journal of Climate*, 28, 2044-2062, doi:10.1175/JCLI-D-14-00112.1.
- Lin, J. L., 2007: The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis, *Journal of Climate*, 20, 4497-4525.
- Masson, S., S. Berthet, C. Hourdin, V. Echevin, F. Colas, E. Maiconnave, G. Madec, L. Debreu, et al., 2014: Upscaling processes in a multi-scale ocean-atmosphere coupled model. *WGOMD Workshop on High Resolution Ocean Climate Modeling*, Kiel, Germany, April 7-9.
- Mechoso, C. R., A. W. Robertson, N. Barth, M. K. Davey, P. Delecluse, P. R. Gent, S. Ineson, B. P. Kirtman, M. Latif, H. Le Treut, T. Nagai, J. D. Neelin, S. G. H. Philander, J. Polcher, P. S. Schopf, T. Stockdale, M. J. Suarez, L. Terray, O. Thual, J. J. Tribbia, 1995: The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models, *Monthly Weather Review*, 123, 2825-2838.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.
- Navarra, A., W. F. Stern, and K. Miyakoda, 1994: Reduction of the Gibbs Oscillation in Spectral Model Simulations, *Journal of Climate*, 7, 1169-1183.
- Philander, S. G. H., D. Gu, G. Lambert, N. C. Lau, R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator, *Journal of Climate*, 9, 2958-2972.
- Ramos, Y., 2014: Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de modelos climáticos globales, Tesis Ing. Meteorológica, Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Sherwood, S., S. Bony, J. L. Dufresne, 2014: Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing, *Nature*, 505, 37, doi:10.1038/nature12829.
- Takahashi, K., B. Dewitte, 2015: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.
- Wittenberg, A. T., G. A. Vecchi, T. L. Delworth, A. Rosati, W. Anderson, F.-J. Zeng, 2014: Impacts of atmospheric and oceanic resolution on the tropical Pacific climatology simulated by GFDL's new climate models, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2014*, abstract #A43G-3368.
- Wyant, M., R. Wood, C. Bretherton, C. Mechoso, J. T. Bacmeister, M. Balmaseda, B. Barrett, F. Codron, P. Earnshaw, J. Fast, C. Hannay, J. Kaiser, H. Kitagawa, S. Klein, M. Köhler, J. Manganello, H. Pan, F. Sun, S. Wang, Y. Wang, 2010: The PreVOCA experiment: modeling the lower troposphere in the Southeast Pacific., *Atmospheric Chemistry And Physics*, 10 (10), 4757-4774.
- Zhang, C., 2001: Double ITCZs, *Journal of Geophysical Research*, 106, D11, 11785-11792.
- Zheng, Y., J. L. Lin, T. Shinoda, 2012: The equatorial Pacific cold tongue simulated by IPCC AR4 coupled GCMs: Upper ocean heat budget and feedback analysis, *Journal of Geophysical Research*, 117, C05024.

El cambio climático y la lluvia en la costa norte

¿Qué conocemos de la lluvia observada?

En la costa norte del Perú, caracterizada como una zona árida, normalmente no llueve (lluvia promedio 14 mm/mes). Esto se debe a que la atmósfera en esta zona es muy estable y, a su vez, esta estabilidad es una consecuencia de la frialdad del mar adyacente y de la subsidencia atmosférica, lo cual forma la llamada “inversión térmica”, con aires intrínsecamente más cálidos y ligeros por encima de los aires de la capa límite atmosférica adyacente a la superficie (Figura 1a; Woodman y Takahashi, 2014). Sin embargo, durante eventos El Niño, se ha llegado a experimentar lluvias muy intensas, con truenos y relámpagos, gracias a que las altas temperaturas facilitan el ascenso de masas de aire húmedo hasta grandes alturas, donde la humedad se condensa y luego cae como lluvia. Este proceso, conocido como convección, está normalmente limitado por la estabilidad atmosférica la cual cede durante El Niño (Figura 1b). Para que se realice esto, la superficie del mar debe calentarse hasta superar una temperatura crítica (T_{crit}), la cual reduce la inversión térmica y permite que el aire ascienda (Graham y Barnett, 1987; Xie y Philander, 1994; Woodman, 1999; Johnson y Xie, 2010; Bellucci et al., 2009). En resumen, la T_{crit} es un umbral para la temperatura superficial del mar (TSM) por encima de la cual la lluvia muy intensa puede ocurrir.



Ing. Yakelyn Ramos
Asistente de investigación del
Instituto Geofísico del Perú

Yakelyn Ramos obtuvo su título en Ingeniería Meteorológica en la Universidad Nacional Agraria la Molina (UNALM) con una tesis enfocada en corregir las proyecciones climáticas de modelos globales para la lluvia en la costa norte del Perú, la cual desarrolló en el marco del Proyecto Manglares del IGP. Actualmente es asistente de investigación en el equipo de El Niño de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del IGP y sus estudios están enfocados en identificar los fenómenos meteorológicos que generan los vientos que fuerzan las ondas Kelvin ecuatoriales.

Entonces, una forma aproximada de representar matemáticamente la relación entre la lluvia y la TSM sería el asumir que la lluvia aumenta proporcionalmente a cuánto la TSM excede la T_{crit} . Sin embargo, no hay lluvia cuando la TSM está por debajo de esta (Xie y Philander, 1994; Johnson y Xie, 2010). Este “Modelo Físico Empírico” (MFE) presenta un buen ajuste a los datos observacionales (Figura 2). Debido al uso de un umbral, el MFE se considera un modelo “no lineal” entre la lluvia (PP) y la TSM. Además del T_{crit} , el MFE tiene solo otro parámetro, que denominamos “ a ”, que representa cuanto aumenta la lluvia por grado de aumento en la TSM por encima de T_{crit} . Es decir, a es la pendiente de la línea roja en la Figura 2. La estimación de los parámetros se hizo buscando el mínimo error

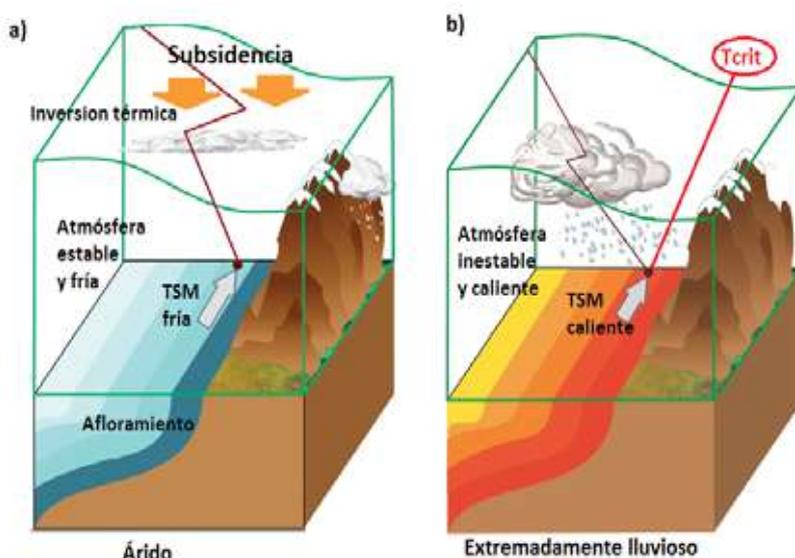
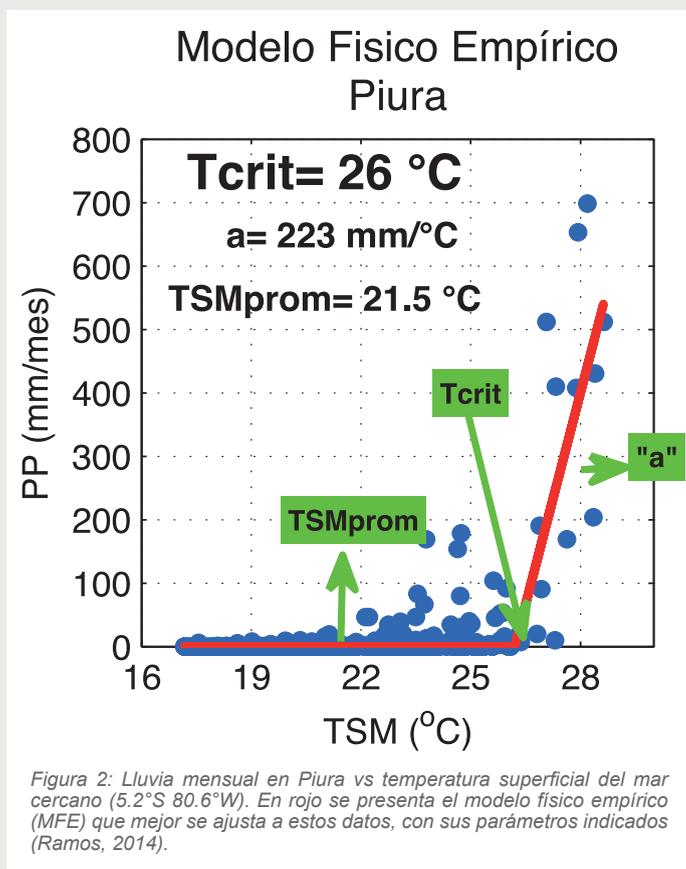


Figura 1: a) Condiciones climáticas típicas (árida) y b) Condiciones El Niño de la costa norte del Perú.

cuadrático medio. Para Piura, la T_{crit} se estimó en 26°C , mientras que a indica un fuerte aumento de 223 mm por mes más de lluvia por cada grado en que la TSM excede los 26°C . Sin embargo, la TSM observada es en promedio por casi 5°C menor que la T_{crit} , lo que sugiere gran estabilidad atmosférica en condiciones normales.



Proyección de la lluvia a partir de modelos globales climáticos

La continua emisión de gases de efecto invernadero (GEI) causará aún mayor calentamiento de la temperatura del aire y la TSM (IPCC, 2013). ¿Cuál es la respuesta de las lluvias en la costa norte a este incremento de la TSM? Hoy en día, la herramienta más importante para responder estas preguntas son los modelos globales climáticos (GCMs, por sus siglas en inglés), los cuales nos permiten simular la posible evolución futura de variables climáticas a escala global bajo diferentes escenarios de emisiones de GEI. Sin embargo, los GCMs muestran errores sistemáticos importantes, particularmente en la costa de Perú (Takahashi, 2015), exagerando la lluvia promedio de Piura y Tumbes en más de 80 mm/mes. Por esto, validar y corregir las proyecciones climáticas producidas por los GCMs es de vital importancia.

En el trabajo de Ramos (2014), se utilizó el MFE para corregir los errores sistemáticos en los GCMs en la TSM promedio, T_{crit} y a . Para esto, primero se ajustaron estos parámetros con datos de TSM y PP de cada uno de los GCMs del escenario con forzantes históricos (1968-2005) al igual que con los datos observados. Para evaluar la bondad de ajuste del MFE a cada GCM, se calculó la correlación lineal entre los estimados de precipitación con el MFE basados en las TSM de los GCM a nivel mensual, promedio trimestral (diciembre, enero y febrero, llamado DEF) y promedio anual con los datos de lluvias de los mismos GCMs. Aquellos modelos que presentaron un coeficiente de correlación sobre 0.5 en estos tres casos son los que se ajustan mejor y, por lo tanto, se les denomina “de buen ajuste”, mientras que aquellos modelos que solo presentaron alta correlación mensual pero negativa o baja correlación en los otros casos, fueron llamados “de mal ajuste”. Así, de los 28 modelos, solo 9 son de buen ajuste y los demás son de mal ajuste (Tabla 1).

Tabla 1: Lista de Modelos con buen y mal ajuste

Buen ajuste	Mal ajuste	
ACCESS1-0	bcc-csm1-1	GFDL-CM3
ACCESS1-3	bcc-csm1-1-m	GFDL-ESM2G
HadGEM2-AO	CCSM4	GFDL-ESM2M
HadGEM2-CC	CESM1-BGC	HadCM3
HadGEM2-ES	CESM1-CAM5	inmcm4
MIROC5	CMCC-CM	IPSL-CM5A-LR
MPI-ESM-LR	CMCC-CMS	IPSL-CM5A-MR
MPI-ESM-MR	CNRM-CM5	IPSL-CM5B-LR
MRI-CGCM3	CSIRO-Mk3-6-0	MIROC4h
	GFDL-CM2p1	

Los resultados son generalmente buenos y el MFE describe bien las diferencias en la PP promedio entre los GCMs (correlación mayor a 0.9) pero, como es de esperarse, en general la PP es sobreestimada en gran medida por los GCMs con respecto al observado. Esto se debe a que la TSM promedio es demasiado alta en los GCMs (ver también Takahashi, 2015a), mientras que la T_{crit} es generalmente menor a la observada (Figura 3). Es decir, en la realidad la TSM promedio es casi 5°C menor que la T_{crit} , por lo que solo llueve intensamente durante El Niño extraordinario, mientras que la mayoría de los GCMs muestra una TSM promedio por encima de la T_{crit} , permitiendo que llueva intensamente todo el tiempo.

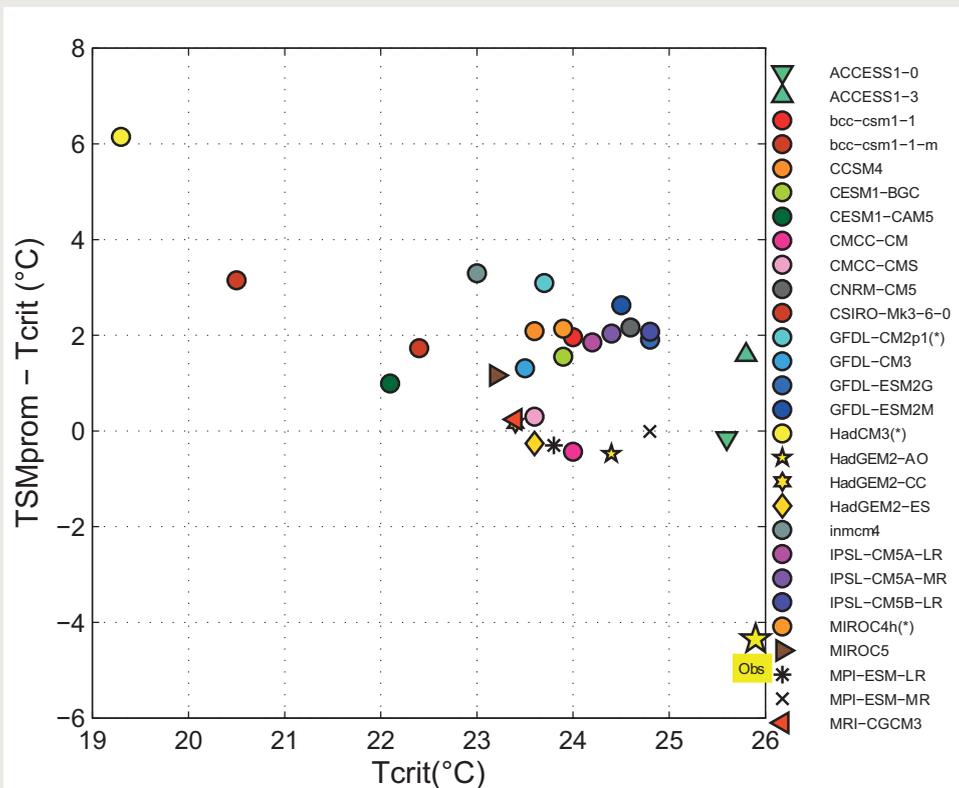


Figura 3: Dispersión entre la T_{crit} y el índice de inestabilidad (TSM promedio menos T_{crit}), según las observaciones (estrella amarilla) y GCMs para el escenario histórico (círculos indican buen ajuste).

¿Cómo cambiaría la lluvia en el futuro?

A pesar de los errores sistemáticos de los GCMs, estos son de gran utilidad para estimar la señal del cambio climático, por lo menos debido al incremento de GEI. Por otro lado, es interesante analizar, “con pinzas”, cuáles serían los posibles cambios que los GCM muestran en consenso y cuáles son sus implicancias para nuestro país. Por ejemplo, algunos resultados con respecto al cambio en la región tropical debidos al cambio climático son: incremento de la lluvia (Meehl et al., 2007; Huang et al., 2013), la importancia del incremento de TSM y su influencia dominante en los patrones de lluvia (Xie et al., 2010) y finalmente la evidencia de que la T_{crit} aumentaría (Johnson y Xie, 2010). Sin embargo, debido a errores comunes entre modelos, el consenso no es necesariamente indicativo de certidumbre. En el Pacífico Oriental, los modelos mismos son la principal fuente de incertidumbre de las proyecciones futuras de lluvia (Rowell, 2012).

Se estimó la lluvia futura usando el MFE con la TSM, T_{crit} y a observada más los cambios en los parámetros (ΔT_{crit} , Δa , ΔTSM prom), de esta forma no se consideraron los

errores sistemáticos de cada GCM. Como resultado, el conjunto de los GCMs actuales proyectan un incremento de -5 hasta un 60% en la PP mensual promedio al año 2100 (abscisas de la Figura 4), para Piura.

Sin embargo, estimando el cambio porcentual de lluvia usando MFE, corrigiendo los errores sistemáticos, varía de -60% a 60% (ordenadas de la Figura 4).

Sin corrección, todos los GCMs y la PP promedio estimada con el MFE incrementan. Sin embargo, después de la corrección, solo los modelos con buen ajuste muestran cambios positivos. Se debe notar también que si bien en términos porcentuales el MFE parecería producir resultados similares a los GCMs, en términos absolutos estos últimos proyectan aumentos mucho mayores debido a que sobre-estiman el presente.

De todas formas estos resultados evidencian la incertidumbre respecto a cómo cambiará la lluvia frente a un cambio climático debido al incremento de gases efecto invernadero (GEI).

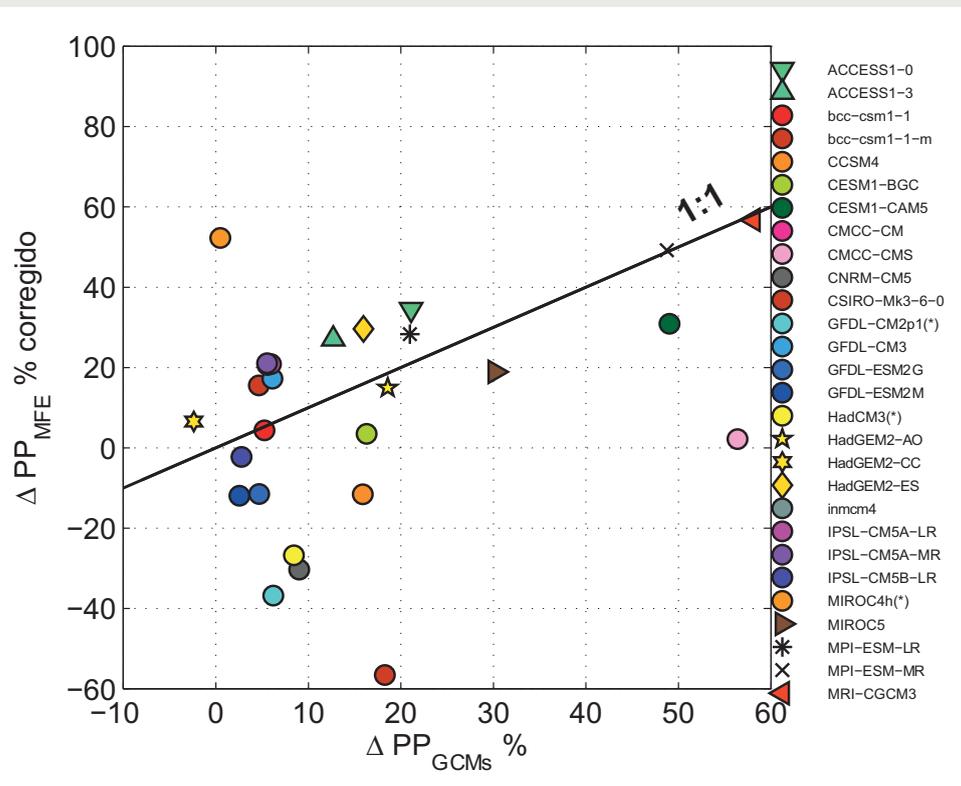


Figura 4: Dispersión entre el cambio de PP promedio (%) de los GCMs y el MFE, pero con corrección (%).

¿Cuánto es la influencia de El Niño en la lluvia del futuro?

El cambio de la frecuencia y amplitud de El Niño bajo escenario de cambio climático aún es incierto en escalas regionales. Sin embargo, con alta confianza se espera que El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) continúe siendo la fuente dominante de la variabilidad interanual del clima (IPCC, 2013). Además, con el cambio climático, debido a un incremento de GEI, se espera que el estado medio del clima del futuro cambie y dicho cambio afectaría el comportamiento de El Niño (Christensen et al., 2013). Por ejemplo, en el clima del futuro podría darse un debilitamiento de los vientos alisios y la superficialización de la termoclina (Vecchi y Soden, 2007). Además de la gran incertidumbre que muestran los resultados de la proyección de El Niño, hay un delicado balance entre los procesos de retroalimentación en el ciclo del ENSO y su relativa modificación por el cambio climático que difiere bastante entre los GCMs (Xie et al., 2015).

A pesar de todas las incertidumbres existentes con respecto a los cambios proyectados de El Niño en el futuro,

se estima que el aumento en la humedad atmosférica posiblemente producirá un aumento en la intensidad de los eventos de lluvia extrema asociados a El Niño, aún cuando este último no cambie (Christensen et al., 2013). Además, el incremento de lluvia durante El Niño sobre el Pacífico Ecuatorial-Central podría intensificarse debido a que la barrera de convección atmosférica se reducirá. Esto significa que la atmósfera será más inestable o la Tcrit disminuirá en esta zona (Power et al., 2013; Cai et al., 2014). Sin embargo, así como la TSM promedio aumentará, también la Tcrit lo ha venido haciendo (Johnson & Xie, 2010) y continuará según la mayoría de los GCMs (Ramos, 2014). Por lo tanto, la intensidad de la lluvia durante El Niño dependería del efecto combinado de ambos incrementos en el cambio total.

La lluvia de los años hidrológicos durante El Niño extraordinario (1982-1983 y 1997-1998) corresponde al 67% del total acumulado en la ciudad de Piura en todo el periodo 1968-2005. Es razonable esperar que el aumento de la lluvia total con el cambio climático estará dominado también por El Niño extraordinario. Usando el MFE y repitiendo las temperaturas observadas en el periodo 1968-2005, pero con un calentamiento promedio

asociado al cambio climático, así como con los cambios en los parámetros del mismo MFE, la versión futura de estos eventos El Niño extraordinarios contribuye entre 40 y 100% del cambio promedio en la lluvia, según el GCM considerado. Estos resultados entonces indican que no solo el cambio climático podrá incrementar la lluvia promedio en Piura, sino este aumento en gran parte podría estar concentrado en los eventos El Niño extraordinario.

Referencias

- Bellucci, A., S. Gualdi, & A. Navarra, 2010: *The Double-ITCZ Syndrome in Coupled General Circulation Models: The Role of Large-Scale Vertical Circulation Regimes*, *Journal of Climate*, 23, 1127–1145, doi:10.1175/2009JCLI3002.1.
- Cai, W. J., et al, 2014: *Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming*, *Nature Climate Change*, 4, 111-116.
- Christensen, J. H., et al, 2013: *Climate phenomena and their relevance for future regional climate change*, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Stocker, T.F. et al., 1217-1308, Cambridge University Press.
- Graham, N. E., & T. P. Barnett, 1987: *Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence*, 238 (4827), 657–659.
- Huang, P., S.-P. Xie, K. Hu, G. Huang, and R. Huang, 2013: *Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming*, *Nature Geosciences*, 6, 357 – 361, doi:10.1038/NGEO1792.
- IPCC, *Summary for policymakers, Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Stocker, T.F. et al., 1-29, Cambridge University Press.
- Johnson, N. C., and S.-P. Xie, 2010: *Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection*, *Nature Geosciences*, 3, 842-845, doi:10.1038/ngeo1008.
- Meehl, G., et al., 2007: *Global climate projections Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 747–845, Cambridge University Press.
- Power, S., F. Delage, C. Chung, G. Kociuba, & K. Keay, 2013: *Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability*, *Nature*, 502, 541-545.
- Ramos, Y., 2014: *Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de según los modelos climáticos globales*, Tesis Ing. Meteoróloga de la Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Rowell, D., 2012: *Sources of uncertainty in future changes in local precipitation*, *Climate Dynamics*, 39, 1929–50.
- Takahashi, K., 2015: *Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, 2, 6, Junio, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg, I. M. Held, A. Leetmaa, & M. J. Harrison, 2006: *Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing*, *Nature*, 441, 73–76. doi: 10.1038/nature04744.
- Woodman, R., 1999: *Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis*, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria 93–108, Piura-Perú.
- Woodman, R., y K. Takahashi, 2014: *¿Por qué no llueve en la costa de Perú (salvo durante El Niño)?* Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, 1, 6, Junio, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Xie, S.-P. and S.G.H. Philander, 1994: *A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific*, *Tellus*, 46A, 340-350.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A.T. Wittenberg, 2010: *Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall*, *Journal of Climate*, 23, 966-986.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, M. Collins, T. L. Delworth, A. Hall, E. Hawkins, N. C. Johnson, C. Cassou, A. Giannini, and M. Watanabe, 2015: *Towards predictive understanding of regional climate change*, *Nature Climate Change*, Published online 7 September 2015, doi:10.1038/nclimate2689.

El Fenómeno El Niño durante el último milenio

El Fenómeno El Niño-Oscilación Sur (ENSO por sus siglas en inglés) representa la mayor perturbación natural en el sistema climático global. En escala de tiempo interanual, este fenómeno está asociado a procesos de reorganización del sistema océano – atmosférico en el Pacífico Tropical que, a su vez, induce a anomalías climáticas remotas (teleconexiones), tanto en áreas tropicales como extra-tropicales del planeta. Debido a su naturaleza y sus impactos en los ecosistemas y economías globales, este fenómeno ha despertado el interés de varios estudios que se proponen entender los procesos que explican su ocurrencia, intensidad e impactos en base a mediciones instrumentales periódicas en el sistema océano-atmósfera.

Las informaciones generadas en base a registros instrumentales que abarcan aproximadamente los últimos cien años han generado progresos en la comprensión de algunos procesos e interacciones que se han observado durante la ocurrencia del fenómeno. Inicialmente la concepción del evento se basaba en anomalías de temperatura superficial del mar en el Pacífico Oriental que se propagaban hacia la región central durante la fase madura del evento (El Niño Canónico o del Pacífico Oriental, EP). Sin embargo, se observaron patrones diferentes durante la ocurrencia de los últimos eventos de intensidad extraordinaria (1982-83 y 1997-98). Particularmente, trabajos recientes han propuesto la existencia de un nuevo tipo de “El Niño” conocido como “El Niño del Pacífico Central” o “El Niño Modoki”, entre otros nombres (Larkin y Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009; Yeh et al., 2009), que se caracteriza por un calentamiento del mar principalmente en el Pacífico Central Ecuatorial mas no tanto en la costa de Sudamérica. Más recientemente, el análisis de Takahashi et al., 2011 (también ver Takahashi, 2014) indica que los eventos El Niño extraordinario corresponden a un tipo inusual de El Niño con muy intenso calentamiento en el este, distinto a los demás eventos observados. Para esto, definieron índices relacionados con las temperaturas en las regiones del centro (índice *C*) y del este (índice *E*) del océano Pacífico. Estos índices fueron utilizados posteriormente por Lavado y Espinoza (2014) para mostrar que el calentamiento en el Pacífico Oriental (índice *E*) produce mayores precipitaciones en la costa norte del Perú, mientras que el calentamiento en el Pacífico Central (índice *C*) se asocia con menores precipitaciones en las regiones andina y amazónica peruanas.

Recientemente y debido al incremento de la información recopilada, se propone que las anomalías de temperatura en el Pacífico Ecuatorial también varían en escala decenal. Por otro lado, esfuerzos



Dr. James Apaéstegui

Doctor en Geociencias de la Universidad Federal Fluminense, Brasil, con área de actuación en Geoquímica Ambiental aplicada a la Paleoclimatología. Actualmente es investigador científico en el IGP donde desarrolla investigaciones

en Paleoclimatología de los Andes orientales basada en indicadores geoquímicos e isotópicos de espeleotemas y el uso de trazadores isotópicos para estudios hidrológicos. Además es miembro del laboratorio mixto internacional Paleotracés y del grupo de trabajo PAGES 2k.

Dr. José Macharé
Director Científico
Instituto Geofísico del Perú

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

Dr. Abdelfettah Sifeddine
LOCEAN (IRD-CNRS-UPMC-MNHN)- Centre
IRD France Nord, Bondy,
Francia

Dr. Luc Ortlieb
LOCEAN (IRD-CNRS-UPMC-MNHN)-
Centre IRD France Nord, Bondy,
Francia

relacionados a la comprensión de este fenómeno en escalas de tiempo mayores a las comprendidas por los registros instrumentales están representados por las reconstrucciones paleoclimáticas (Figura 1). Dichas reconstrucciones representan condiciones ambientales pasadas en base a diferentes tipos de indicadores, o proxies, que pueden encontrarse en ambientes marinos o continentales otorgando evidencias sobre la ocurrencia y magnitud de los eventos ENSO en el pasado. En tal sentido, estos estudios sugieren que ENSO además de poseer la variabilidad interanual intrínseca exhibe considerable variabilidad natural en escalas interdecenal y secular (Li et al., 2011) que empiezan a ser exploradas y corroboradas por los registros instrumentales y modelos.

Si bien el término ENSO es comúnmente utilizado para el fenómeno a escala global con centro de acción en el Pacífico Central, el término “El Niño” históricamente se ha referido a las manifestaciones regionales del fenómeno océano - climático localizadas en el este del Pacífico y el oeste de Sudamérica (por ej.: Macharé y Ortlieb, 1993). Las implicancias sociales durante la ocurrencia de estos fenómenos han despertado el interés por describir y documentar, en algunos casos, impactos catastróficos. Al respecto existen varios registros documentarios históricos y arqueológicos que evidencian la ocurrencia de estos eventos en el pasado. A su vez, una serie de registros paleoclimáticos de origen biológico (por ej.: anillos de árboles, foraminíferos marinos, entre otros) y geológico (por ej.: sedimentos marinos y lacustres, cordones litorales, coladas de lodo, entre otros) muestran evidencias de la ocurrencia y evolución de estos eventos en el pasado. El presente trabajo tiene como objetivo mostrar algunas de estas evidencias para el último milenio y cómo son utilizadas por la comunidad paleoclimática en vista de incrementar el conocimiento de la evolución del clima y el fenómeno en sí mismo.

El Fenómeno El Niño durante el último milenio

Apaéstegui J., Takahashi K., Ortlieb L., Sifeddine A., Macharé J.

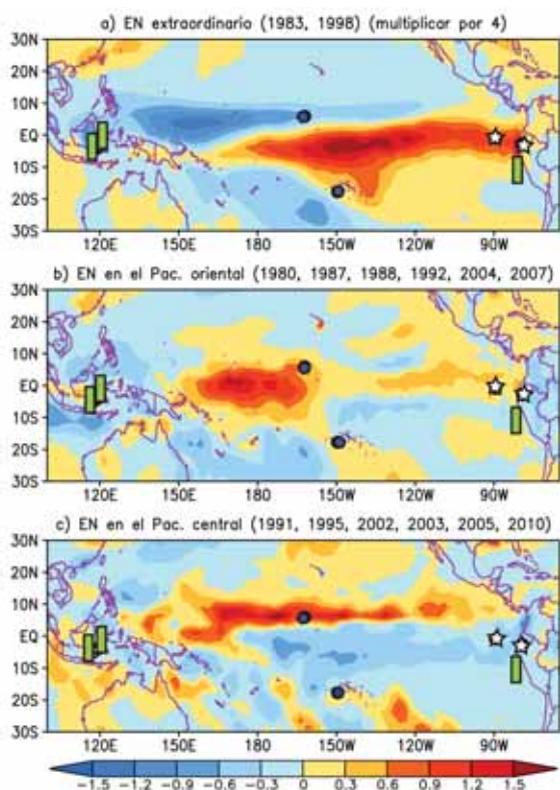


Figura 1. Anomalías de precipitación (mm/día) de febrero a abril promediadas para: a) El Niño extraordinario (se debe multiplicar por cuatro para obtener los valores reales), b) El Niño del Pacífico Oriental, y c) El Niño del Pacífico Central. Los datos provienen de GPCP y la clasificación se basa en Yeh et al. (2009) y Takahashi et al. (2011). Las marcas en estrella (sedimentos lacustres), círculos (corales) y rectángulos (sedimentos marinos) refieren la posición de diferentes registros paleoclimáticos discutidos en el texto.

El Niño durante los últimos siglos en la costa norte del Perú

Aun para los eventos El Niño modernos, su determinación y clasificación no es simple, depende del lugar de observación y el componente oceanográfico o climático considerado. Para el último siglo, donde existen datos instrumentales, es posible revisar información de variación en las temperaturas oceánicas, como las encontradas en Puerto Chicama en La Libertad, o las variaciones en los regímenes de precipitación en varias estaciones pluviométricas de la costa norte, así como registros de caudales de ríos de la vertiente del Pacífico. Además, se ha validado la utilidad de los registros de anillos de árboles de algarrobo (*Prosopis Pallida*) como indicador de la ocurrencia de los eventos El Niño de gran magnitud a través de casi todo el último siglo, donde ha sido posible reconocer los eventos de los años 1925–26, 1982–83 y 1997–98, en concordancia con los registros instrumentales (Rodríguez et al., 2005).

Es reconocido que durante la ocurrencia de los eventos El Niño (EP y extremos), precipitaciones anómalas son registradas en varias regiones del planeta, siendo la costa norte del Perú una de las regiones con mayor impacto del fenómeno. Siguiendo estos impactos, registros históricos provenientes de regiones costeras entre el norte de Perú y Chile central han sido elaborados en diversos trabajos (Hamilton & García, 1986; Quinn et al., 1987; Macharé y Ortlieb, 1993; Hocquenghem y Ortlieb, 1992; Ortlieb, 2000; García – Herrera et al., 2008) para identificar una serie de eventos y, en algunos casos, indicios de la magnitud de estos durante los últimos siglos. En tal sentido, y utilizando principalmente los reportes de lluvias anómalas en las regiones del norte de Perú y sur de Ecuador revisados por Ortlieb (2000, 2002), además de los registros históricos de la ciudad de Trujillo (García-Herrera et al., 2008), se presenta una nueva serie de los eventos observados en ambas regiones en la Tabla N°1.

Tabla N°1. Eventos "El Niño" evidenciados a partir de los registros arqueológicos y posibles intensidades de los eventos, respectivamente.

Años Niño	Intensidad	Años Niño	Intensidad	Años Niño	Intensidad
1899 - 1900	MF	1799 - 1800	M	1689	F
1896 - 1897	M	1793 - 1794	M	1685 - 1686	MF
1891	MF	1790 - 1791	MF	1678	F
1887 - 1888	F	1786	M	1661	F
1884	F	1783 - 1784	MF	1645	M
1880	M	1777 - 1778	F	1635	F
1878 - 1877	MF	1772 - 1773	M	1624	MF
1871	MF	1765	M	1622	F
1866	D	1761	F	1619 - 1619	F
1864	F	1747-1748	F	1607	M
1862	D	1737 - 1738	F		
1854-1855	M	1730 - 1731	M		
1850	D	1728	MF		
1844 - 1845	MF	1725	F		
1837	M	1720	F		
1832 - 1833	F	1718	M		
1827 - 1828	F	1713	M		
1824	F	1701	F		
1823	M				
1819	M				
1817	M				
1814	F				
1803 - 1804	M				

Años Niño	Intensidad
1596	F
1593	F
1577-1578	MF
1575	F
1568	F
1558	F
1551	F
1540	M
1531 - 1532	M

D	Debíl
M	Moderado
F	Fuerte
MF	Muy fuerte

Es interesante mencionar que durante el siglo XIX se han reconocido 23 eventos El Niño en base a los documentos históricos, cinco de los cuales (los registrados en los años 1844-45, 1871, 1877-78, 1891 y 1899-1900) presentan una notable magnitud o, en otras palabras, han sido considerados como Niños muy fuertes (MF). Durante el siglo XVIII los registros históricos parecen más escasos y solo cuatro de estos eventos habrían sido de gran magnitud. Así mismo, se registran dos eventos fuertes durante el siglo XVI y solo uno en la segunda mitad del XV (Tabla N°1). Trabajos presentados por Ortlieb interpretan también que es probable que solo después de 1820 A.D. se emplazó el sistema de teleconexión que hoy conocemos, con coincidencia de anomalías de precipitación en el norte del Perú y en la parte central de Chile. Por otro lado, en tiempos más remotos, anteriores a la existencia de registros documentales, eventos pasados de fuertes precipitaciones identificados en registros arqueológicos

como la crecida de Naylamp (~1100 A.D.) en el norte del Perú o el evento Miraflores en la costa sur (siglo XII), han sido asociados a manifestaciones posibles de eventos El Niño de gran magnitud. Es de notar que, por lo menos en el caso del evento Miraflores, excesos de precipitaciones no son característicos de los eventos modernos de El Niño. La relación entre El Niño y la ocurrencia de aluviones y demás huaycos en la costa sur ha sido el tema de debates que no han concluido aún (Keefer et al., 1998; 2003; Ortlieb y Vargas, 2000; Vargas et al., 2006).

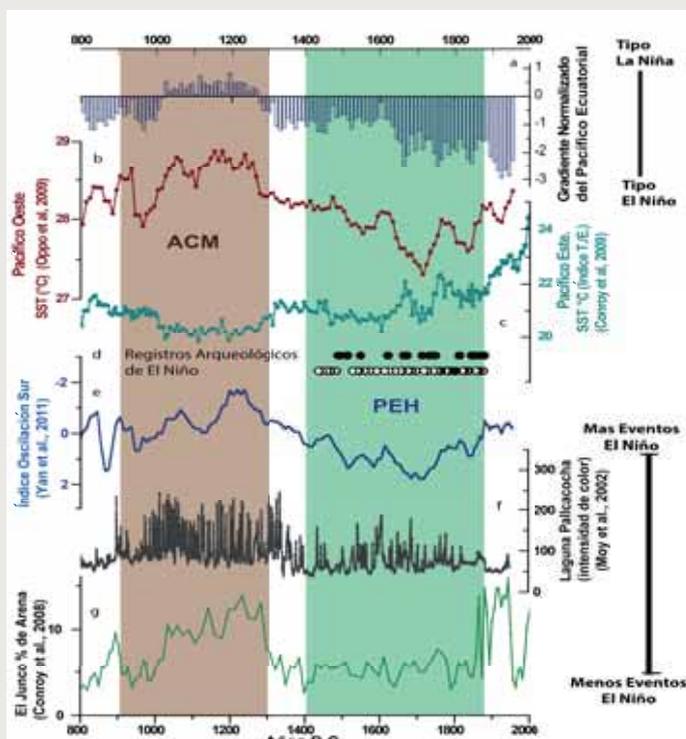


Figura 2: a) Reconstrucción del gradiente de temperaturas en el Pacífico Ecuatorial para el último milenio (Conroy et al., 2010) estimado a partir de la diferencia de temperaturas en b) Indo - Pacífico (Oppo et al., 2009) y c) este del Pacífico Ecuatorial (Índice T/E; Conroy et al., 2009); d) Los puntos representan los eventos El Niño de la Tabla N°1 obtenidos a partir de registros históricos; los puntos blancos representan los eventos de intensidad débil, moderada y fuerte, mientras que los puntos oscuros representan los eventos de mayor magnitud (Ortlieb et al., 2000; García-Herrera, 2007); e) Reconstrucción del Índice de Oscilación Sur a partir de registros de precipitación (Yan et al., 2011); f y g) Registro de intensidad de color en la laguna Pallcacocha y porcentaje de arena en sedimentos de la laguna el Junco - Ecuador evidenciando precipitaciones asociadas a eventos El Niño.

Estado Medio del Pacífico Ecuatorial y El Niño

Desde el punto de vista paleoclimático existe mucho interés en determinar las variaciones pasadas en la frecuencia o intensidad de los eventos El Niño, su evolución durante largos periodos temporales (por ej.: el Holoceno y el último milenio) y también durante fases climáticas globales como la Pequeña Edad de

Hielo (PEH, 1350 – 1850 A.D.) o la Anomalia Climática Medieval (ACM, 900 – 1200 A.D.). Para lograr este objetivo, se aborda la concepción de la ocurrencia del evento desde dos principales perspectivas. El primer criterio infiere la ocurrencia de los eventos en base a teleconexiones típicas observadas como, por ejemplo, el incremento y/o disminución de las precipitaciones en ciertas regiones del planeta, que pueden ser determinadas en diferentes registros tales como sedimentos lacustres, anillos de árboles, espeleotemas y glaciares, entre otros (Figura 2e, f, g). El segundo criterio se basa en caracterizar a los periodos largos de tiempo mediante el gradiente de temperatura promedio a lo largo de la banda ecuatorial del Pacífico ($T^{\circ}\text{C}$ Oeste – Este), lo cual define situaciones cuasi-permanentes “tipo El Niño” o “tipo La Niña”, según el gradiente sea disminuido o intensificado, respectivamente (Figura 2a). Para esto es necesario reflejar las condiciones oceánicas a partir de reconstrucciones de temperatura y salinidad obtenidas mediante análisis geoquímicos (por ej.: foraminíferos, alquenonas, corales, entre otros) (Figura 2b, c).

En tal sentido, un reciente trabajo que analiza temperaturas oceánicas a partir de registros de corales en el centro del Pacífico con indicadores de incremento/disminución de precipitación en anillos de árboles de varias regiones adyacentes al Pacífico nos brinda información sobre la variabilidad del fenómeno e indica que la actividad del ENSO durante el final del siglo XX fue anómalamente más elevada que durante los últimos siete siglos, sugiriendo el efecto de un continuo calentamiento global (Li et al., 2013). Sin embargo, son aún necesarias más reconstrucciones que concilien las diferentes perspectivas sobre la ocurrencia, magnitud y duración de los eventos.

En general, las reconstrucciones de las temperaturas oceánicas para el último milenio identifican que durante la Anomalia Climática Medieval (ACM) el gradiente en el Pacífico Tropical fue intensificado mostrando condiciones que algunos autores han reconocido como del tipo La Niña (Figura 2a, b, c). Sin embargo, estas definiciones guardan controversias con respecto a los registros continentales, los cuales refieren condiciones opuestas, o de tipo El Niño, durante este mismo periodo climático en base a los incrementos de precipitaciones que son observados en los registros lacustres de Ecuador (Conroy et al., 2008; Figura 3g), los sedimentos marinos (Rein et al., 2004) o las inferencias realizadas a través del análisis isotópico del hielo en el nevado de Quelccaya en Cusco (Thompson et al., 2013). Si bien existen aún escasos registros para definir correctamente las condiciones océano-atmosféricas durante este periodo, un estudio, usando múltiples proxies y simulaciones con modelos, sugiere que

El Fenómeno El Niño durante el último milenio

Apaéstegui J., Takahashi K., Ortlieb L., Sifeddine A., Macharé J.

durante la ACM las teleconexiones observadas serían más consistentes con condiciones tipo La Niña. Al mismo tiempo refiere que el calentamiento anómalo de los océanos Pacífico Occidental e Índico habría sido necesario para explicar la reorganización de la circulación atmosférica durante este periodo de tiempo (Graham et al., 2010). Esto, a su vez, es consistente con lo hallado en la zona de resurgencia costera frente al Perú, que presentó una intensa zona mínima de oxígeno y gran productividad marina (Salvatecci et al., 2014).

Durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH), las reconstrucciones de temperatura oceánica correspondientes al Pacífico Ecuatorial representan un gradiente reducido y han sido interpretadas como condiciones tipo El Niño (Figura 2a). Además, los registros de sedimentos marinos en la región de Pisco estudiados por Salvatecci et al. (2014) sugieren que durante los periodos fríos en el hemisferio norte (como durante la Pequeña Edad de Hielo) las regiones de surgencia costera frente al Perú exhibieron condiciones medias del tipo El Niño, caracterizadas por una débil zona mínima de oxígeno y una baja productividad marina. Estas condiciones estarían asociadas a disminución de las precipitaciones en la región andino-amazónica. Sin embargo, esto es contrario al incremento de precipitaciones encontrado para estas regiones en otros estudios desarrollados (Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014). Es posible que los detalles de los cambios en el Pacífico sean importantes para explicar los impactos en el continente (Lavado y Espinoza, 2014), pero al mismo tiempo es importante notar que las condiciones en el océano Atlántico así como un posicionamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical en la región ecuatorial durante este periodo de tiempo (Haug et al., 2001) serían factores que afectarían la señal de El Niño en las regiones al este de la cordillera de los Andes.

Observaciones Finales

Los registros de eventos el Niño en el pasado son interpretados a partir de documentos históricos que proveen informaciones sobre la ocurrencia y la magnitud de los impactos de estos eventos. Complementariamente, reconstrucciones paleoclimáticas de diversos orígenes brindan informaciones que permiten extender los registros de la ocurrencia de estos eventos en el pasado y evidenciar las condiciones oceánicas y continentales durante el fenómeno.

Las perspectivas para reconocer el ENSO en diferentes escalas temporales se han expuesto en este trabajo. Para periodos largos de tiempo se definen situaciones de tipo El Niño/La Niña en base a gradientes de temperatura en el Pacífico Ecuatorial. Por otra parte, teleconexiones como lluvias o inundaciones indican la ocurrencia del evento de manera más episódica con algunos indicios en la intensidad de los impactos. Estas diferentes perspectivas deben ser complementadas por el nuevo conocimiento que viene siendo desarrollado en relación a los modos de ENSO (Canónico, Extraordinario, Modoki) y sus teleconexiones a manera de mejorar nuestra comprensión del evento y su evolución en un pasado reciente.

Finalmente, para el último milenio, el gradiente reconstruido del Pacífico Tropical en base a trazadores paleoambientales nos indica que las condiciones oceánicas pueden cambiar a través de largos periodos temporales, como durante la Anomalía Climática Medieval o la Pequeña Edad de Hielo. Estas evidencias nos llevan a tomar en cuenta modos de variabilidad que deben ir más allá de la escala interanual e investigar a través de otras escalas temporales, tal como la escala decenal o hasta secular. Sin embargo, y dado a que los registros instrumentales son recientes y generalmente solo corresponden a los últimos decenios, la exploración de registros paleoclimáticos de alta resolución podría brindar información valiosa que nos ayudaría a entender la evolución de las diferentes variedades de El Niño y a disminuir las incertidumbres de los modelos océano – atmosféricos que intentan reproducir la física de estos eventos.

Referencias

- Apaéstegui, J., F. W. Cruz, A. Sifeddine, M. Vuille, J. C. Espinoza, J. L. Guyot, M. Khodri, N. Strikis, R. V. Santos, H. Cheng, L. Edwards, E. Carvalho, W. Santini, 2014: Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years, *Climate of the Past*, 10, 1967-1981, doi:10.5194/cp-10-1967-2014.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Conroy, J. L., J. T. Overpeck, J. E. Cole, T. M. Shanahan, M. Steinitz-Kannan, 2008: Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record, *Quaternary Science Review*, 27, 1166-1180.
- Conroy, J. L., T. Overpeck, J. E. Cole, 2010: El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2ka, *Pages News*, 18 (1): 32 - 34.

García-Herrera, R., H.F. Díaz, R.R. García, M.R. Prieto, D. Barriopedro, R. Moyano, E. Hernández, 2008: A Chronology of El Niño Events from Primary Documentary Sources in Northern Peru, *Journal of Climate*, 21, 9, 1948 - 1962, doi: 10.1175/2007JCLI1830.1.

Graham, N. E., C. M. Ammann, D. Fleitmann, K. M. Cobb, J. Luterbacher, 2010: Support for global climate reorganization during the "Medieval Climate Anomaly", *Climate Dynamics*, 37, 1217–1245, doi:10.1007/s00382-010-0914-z.

Hamilton, K., R. García, 1986: El Niño-Southern Oscillation events and their associated midlatitude teleconnections 1531–1841, *Bulletin of the AMS*, 67(11):1354–61.

Haug, G. H., K. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, U. Röhl, 2001: Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene, *Science*, 293, 1304–1308.

Hocquenghem, A-M. y Ortlieb, L., 1992: Eventos El Niño y lluvias anormales en la costa del Perú: Siglos XVI-XIX, *Bulletin de l'Institut français d'Etudes Andines*, 21 (1): 197-278.

Keefer, D. K., S. D. deFrance, M. E. Moseley, J. B. Richardson, D. R. Satterlee, A. Day-Lewis, 1998: Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahuay, Peru, *Science*, 281, 1833–1835.

Keefer, D.K., M. E. Moseley, S. D. deFrance, 2003: A 38,000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 41–77.

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*, 22 (6), 1499-1515, doi: 10.1175/2008JCLI2624.1.

Lavado, W., J. C. Espinoza, 2014: Impact of El Niño and La Niña events on Rainfall in Peru, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29, 171 – 182.

Larkin, N. K., D. E. Harrison, 2005: Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter, *Geophysical Research Letters*, 32, L16705, doi: 10.1029/2005GL022860.

Machare, J., L. Ortlieb, editors, 1993: Registros del fenómeno El Niño y de Eventos ENSO en América del Sur, *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines (IFEA)*, 22(1), 412.

Li, J., S.-P. Xie, E. R. Cook, G. Huang, R. D'Arrigo, F. Liu, J. Ma, X.-T. Zheng, 2011: Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium, *Nature Climate Change*, 1(2), 114–118, doi:10.1038/nclimate1086.

Li, J., S.-P. Xie, E. R. Cook, M. S. Morales, D. A. Christie, N. C. Johnson, F. Chen, R. D'Arrigo, A. M. Fowler, X. Gou, K. Fang, 2013: El Niño modulations over the past seven centuries, *Nature Climate Change*, 3(9), 822–826, doi:10.1038/nclimate1936.

Oppo, D. W., Y. Rosenthal, and B. K. Linsley, 2009: 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool, *Nature*, 460, 1113–1116.

Ortlieb, L., 2002: Manifestations Historiques du phénomène El Niño en Amérique du Sud depuis le XVIe siècle, *La Houille Blanche*, 6/7.

Ortlieb, L., 2000: The documentary historical record of El Niño events in Peru: An update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries), in *El Niño and the Southern Oscillation: Variability, Global and Regional Impacts*, H. Diaz & V. Markgraf (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 207-295.

Ortlieb, L., G. Vargas, 2000: Depósitos aluviales y huaycos del Pleistoceno tardío y Holoceno temprano en la costa sur del Perú: ¿Qué significado tienen para la reconstrucción de manifestaciones antiguas de eventos El Niño?, X Congreso Peruano de Geología (Lima, Julio 2000), *Abstr. vol.:* 144.

Quinn, W. H., V. T. Neal, S. E. Antunez de Mayolo, 1987: El Niño Occurrences over the past four and half centuries, *Journal of Geophysical Research*, 92(C13):14449–61.

Rein, B., A. Lückge, F. Sirocko, 2004: A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period, *Geophysical Research Letters*, 31, L17211, doi:10.1029/2004GL020161.

Rodriguez, R., A. Mabres, G. Luckman, M. Evans, M. Masiokas, T. M. Ektvedt, 2005: El Niño events recorded in dry-forests species of the lowlands of northwest Peru, *Dendrochronologia*, 22, 181-186.

Salvatteci, R., D. Gutiérrez, D. Field, A. Sifeddine, L. Ortlieb, I. Bouloubassi, M. Boussafir, H. Boucher, F. Cetin, 2014: The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia, *Climate of the Past*, 10, 715-731, doi:10.5194/cp-10-715-2014.

Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, K. & B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters* 38, L10704.

Takahashi, K., 2014: Variedades 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, Febrero.

Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, V. S. Zagorodnov, I. M. Howat, V. N. Mikhalenko, P.-N. Lin, 2013: Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~1800 years, *Science*, 340(6135), 945–50, doi:10.1126/science.1234210.

Vargas, G., J. Rutllant, L. Ortlieb, 2006: ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S), *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 467–483.

Vuille, M., S. J. Burns, B. L. Taylor, F. W. Cruz, B. W. Bird, M. B. Abbott, L. C. Kanner, H. Cheng, F. Novello, 2012: A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia, *Climate of the Past*, 8, 1309–1321, doi:10.5194/cp-8-1309-2012.

Yeh, S.-W., J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman, F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate, *Nature*, 461, 511–515.

El Niño, cambio climático, y el ecosistema de manglares de Tumbes

Takahashi K. y Martínez A.

El Niño, cambio climático, y el ecosistema de manglares de Tumbes

El bosque manglar es un ecosistema bastante extendido en las regiones costeras/estuarinas tropicales. Se caracteriza principalmente en que las diferentes especies de árboles de mangle están adaptadas a diversos grados de salinidad en el agua, por lo cual son prevalentes en zonas cálidas bajo la influencia de ríos y el océano, donde la dinámica de las mareas juega un rol central ya que son estas las que, al inundar periódicamente el bosque, irrigan los árboles. El ecosistema asociado es bastante dinámico y hace que los manglares sean importante fuente de recursos y servicios a las poblaciones y actividades socioeconómicas.

Los manglares de Tumbes se encuentran bajo la influencia de los ríos Tumbes y Zarumilla (Figura 1) y cubren una pequeña parte del territorio peruano sin embargo, por lo mismo, son un elemento valioso de nuestra biodiversidad. Además, juegan un rol clave en sostener actividades socioeconómicas en la región, tanto como fuente directa de recursos (como la concha negra, o *Anadara tuberculosa*, que en el Perú solo se produce ahí), como a través de la provisión de servicios ecosistémicos cuales, por ejemplo, el abastecimiento de agua para la industria langostinera.

Existen presiones diversas que amenazan a este ecosistema, tanto de origen antrópico como natural. Como ejemplos de lo primero, tenemos la contaminación y la deforestación asociadas a las actividades de



Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
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 de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera, 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.

acuicultura y otros, así como la sobreexplotación de la concha negra, la cual ha llevado a una reducción de las capturas de aproximadamente 80% entre los años 1996 y 2010¹.

Para entender las amenazas naturales, primero hay que entender que la costa norte de Perú se encuentra en la frontera entre el régimen climático tropical, que es típico de esas latitudes, y el régimen de afloramiento costero frío más al sur, que sostiene una de las pesquerías más productivas del mundo. Los manglares de Tumbes se encuentran en el lado tropical, justo al norte de esta



Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio en el Proyecto Manglares IGP (Imagen: Google Earth).

¹http://www.imarpe.gob.pe/tumbes/especies_comerciales/invertebrados/concha_negra.pdf.

Mgtr. Alejandra Martínez
Investigadora Científica del
Instituto Geofísico del Perú



Magíster en Ecología y Gestión Ambiental de la Universidad Ricardo Palma y Economista de la Universidad Nacional Agraria La Molina. Actualmente es responsable de la Subdirección de Geofísica y Sociedad e investigadora científica del Instituto Geofísico del Perú. Recientemente, sus estudios están enfocados en los impactos socioeconómicos de los fenómenos geofísicos en la sociedad y su desarrollo, especialmente en los temas de vulnerabilidad, adaptación y gestión de desastres naturales.

transición, y marcan el límite austral de la distribución de este ecosistema que se extiende por la costa occidental de América hasta México.

El fenómeno El Niño está asociado a un calentamiento anormal del mar en la costa norte y se puede describir como un desplazamiento hacia el sur de la frontera climática mencionada. Debido a esto, durante los eventos El Niño extraordinarios en los años 1982-1983 y 1997-1998, esta región experimentó una tropicalización del clima, con altas temperaturas, así como con precipitaciones más típicas de la selva amazónica (Figura 2), produciendo una diversidad de impactos en el ecosistema. Con el cambio climático, se especula que estos impactos podrían ser incluso mayores.

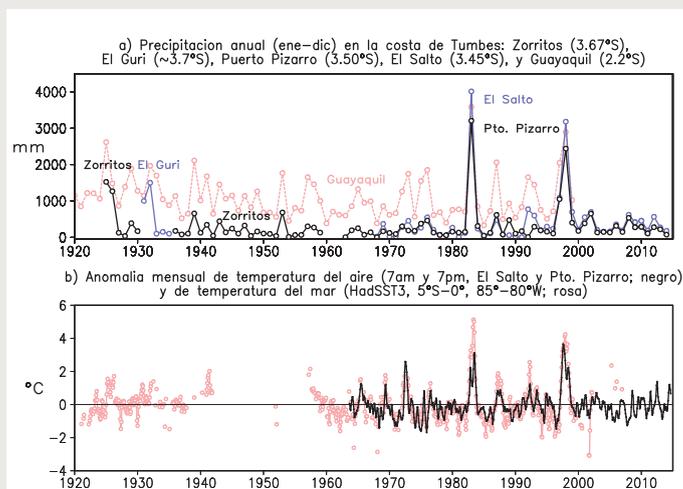


Figura 2. a) Precipitación anual (mm) en los manglares de Puerto Pizarro y SNLMT (El Salto), complementada con los datos de Zorritos y El Guri, así como los de Guayaquil, Ecuador. b) Anomalia de temperatura del aire en los manglares de Tumbes (negro), así como de la temperatura superficial del mar tomada por barcos (rosa).

La gestión sostenible del ecosistema y la reducción de la vulnerabilidad ante los posibles impactos futuros del cambio climático requerirá un conocimiento más profundo de este entorno y de sus controles ambientales, pero la información científica básica es escasa.

Proyecto Manglares IGP

En ese contexto, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), en colaboración con varias otras instituciones y con financiamiento del IDRC de Canadá, ejecutó el proyecto “Impactos de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes” (Proyecto Manglares IGP) a partir de enero 2012 hasta el presente año. Su principal objetivo fue fortalecer la capacidad de adaptación a la variabilidad y el cambio climático en este ecosistema, focalizado en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes (SNLMT), así como en los manglares cerca de Puerto Pizarro (Figura 1). Debido a la naturaleza del proyecto, este fue desarrollado por un equipo multidisciplinario e interinstitucional de más de una treintena de investigadores en ciencias físicas, biológicas y sociales, junto con más de veinte estudiantes y asistentes de investigación, en coordinación permanente con los actores y gestores. Esto último ayudó a que los temas de investigación se centraran en los asuntos de mayor preocupación en el ámbito del ecosistema. Se planearon estos temas de forma que sus resultados podrían estar conectados de manera sinérgica, sin dejar de lado el rigor científico requerido. Los estudiantes han contribuido significativamente a la investigación a través del desarrollo de sus tesis, que a su vez era el principal mecanismo para la creación de capacidades.

El Proyecto Manglares IGP ha logrado avances significativos en la comprensión de la relación entre el ambiente y el ecosistema, aunque quedan muchas preguntas abiertas. El dinamismo del ecosistema de manglar de Tumbes se confirma en su relación con la variabilidad climática asociada con El Niño. Hemos analizado el efecto de las principales actividades humanas (la extracción de recursos, la agricultura, el turismo, la urbanización, la acuicultura) en el ecosistema y evaluado los servicios que ofrece. Como una primera aproximación, se estima que el cambio climático podría tener efectos similares a los de El Niño, por lo que la experiencia adquirida con este fenómeno sirve para vislumbrar lo que el futuro puede traer. El diagrama en la Figura 3 resume los componentes principales y las interacciones del sistema climático / ecosistemas / población que se consideró en el marco de este proyecto. Hay que mencionar que el diagrama no pretende ser exhaustivo (ya que, por ejemplo, están ausentes la actividad pesquera y la contaminación ambiental), sino que prioriza aquellos aspectos relacionados principalmente con el clima para los cuales se contaba con especialistas en el equipo de investigación.

El Niño, cambio climático, y el ecosistema de manglares de Tumbes

Takahashi K. y Martínez A.

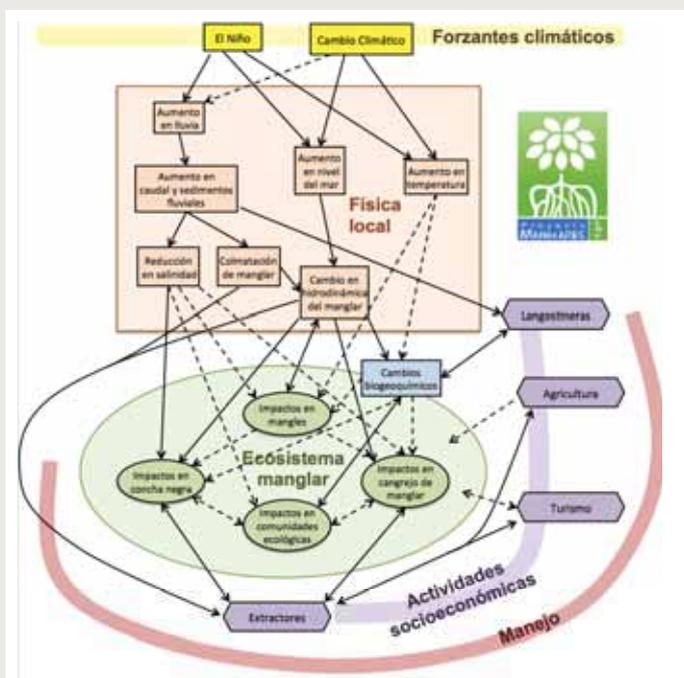


Figura 3. Esquema conceptual del Proyecto Manglares IGP.

Aspectos ambientales

Los estudios sobre las características y mecanismos de El Niño dentro del proyecto indican que hay procesos climáticos particulares al Pacífico Lejano Oriente que son clave para amplificar estos eventos y convertirlos en extraordinarios a la escala de todo el océano Pacífico, como en los años 1982 y 1997, produciendo las mayores lluvias en esta región (Takahashi y Dewitte, 2015; Figura 2). Por otro lado, el evento El Niño en 1925 fue también intenso en cuanto a lluvias en la costa peruana (Figura 2), pero tuvo una característica bastante más local, con un calentamiento costero asociado a vientos del norte y con condiciones frías en el resto del Pacífico Ecuatorial (Takahashi et al., 2015). Los procesos físicos en el Pacífico Oriental en general no están representados en los modelos climáticos utilizados para la predicción estacional y/o proyecciones de cambio climático. Esto sigue siendo un tema crítico en cuanto a la evaluación de los riesgos asociados con El Niño en la región.

Estacionalmente, el régimen hidrológico y los cambios asociados con la entrada de agua dulce son el control principal de la biogeoquímica del ecosistema, que responde dinámicamente a través de una diversidad de procesos (Pérez, 2013). Es muy probable que estos sean más pronunciados durante El Niño extraordinario, cuando una intensa precipitación conduce hacia el interior del manglar una elevada descarga de los ríos durante varios meses. Además, se cree que la concha

negra, uno de los recursos más importantes de este ecosistema, es incapaz de soportar la presencia de agua dulce durante esos largos períodos de tiempo. Por otro lado, un estudio dendrocronológico indica que, con mayores descargas del río, los árboles de mangle crecen más rápido (Gonzales, 2015).

Además de la descarga de agua dulce, se produce también la entrada de sedimentos del río, que aumentaron por un factor de 10 a 30 durante los eventos extremos de El Niño (1982-83 y 1997-98) en relación con años normales (Morera, 2014ab). De acuerdo con la población de la zona, la obstrucción de los canales asociados con los sedimentos de los dos eventos extremos persiste hasta la actualidad. Un tema pendiente es la estimación de la contribución de los sedimentos arrastrados en el fondo durante eventos El Niño extraordinarios (Quincho, 2015). Las simulaciones con un modelo hidrodinámico desarrollado en el proyecto indican que un bloqueo hipotético por colmatación del canal de marea en el manglar hacia el lado ecuatoriano daría lugar a una reducción del 20-30% en la amplitud de las mareas en el manglar, produciendo una reducción de la inundación de los bosques y, por lo tanto, del riego necesario para los árboles de mangle (Fajardo, 2015). Con el cambio climático, se encontró que la precipitación podría aumentar entre 0% hasta un 60%, después de corregir los errores en los modelos climáticos, bajo un escenario de emisiones de gases de efecto invernadero intermedio (Ramos, 2014). Puesto que la mayor precipitación ocurre como eventos intensos durante eventos de El Niño (León, 2014), este es un escenario alarmante

Por otro lado, El Niño también conduce a un aumento temporal del nivel de agua, asociado con las ondas oceánicas Kelvin como la observada en abril-mayo 2014 que condujo a un aumento de 30 cm por unos días (Fajardo et al., 2014). Estas ondas pueden interrumpir las actividades de los extractores de recursos hidrobiológicos artesanales, que necesitan las mareas bajas para entrar en el bosque. Por otro lado, el aumento sostenido del nivel de agua asociado con el cambio climático tendría un tipo diferente de efecto. Debido a que las especies de manglar están asociadas con rangos específicos de frecuencias de inundación de las mareas en función de sus necesidades de agua (Parra, 2014; Figura 4), el cambio en el nivel del mar por sí solo podría dar lugar a un cambio en la distribución espacial de estas especies. Sin embargo, los manglares también construirán sustrato mediante la acumulación de sedimentos, por lo que el equilibrio entre estos dos procesos jugará un papel clave en el resultado final (Alongi, 2008).

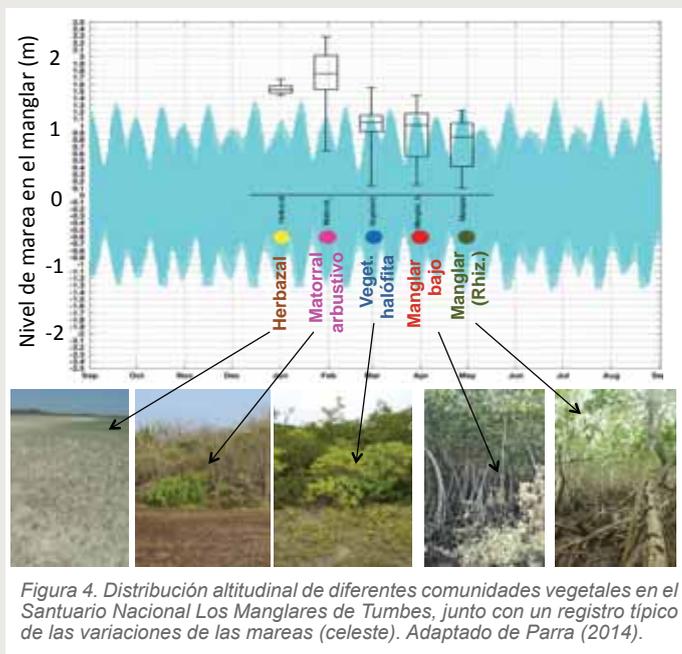


Figura 4. Distribución altitudinal de diferentes comunidades vegetales en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes, junto con un registro típico de las variaciones de las mareas (celeste). Adaptado de Parra (2014).

Aunque se puede esperar que el bosque de manglar sea afectado por las temperaturas tropicales asociadas con El Niño, el calentamiento asociado con el clima podría provocar temperaturas medias superiores a las que estos ecosistemas han experimentado normalmente, lo que podría tener efectos imprevistos sobre los procesos biogeoquímicos (por ejemplo, sobre el metabolismo de meiobentos, la tasa de respiración aerobia de la materia orgánica, la reacumulación de sulfuro de hidrógeno en el sedimento, la liberación de CO₂, la remineralización bacteriana y el consumo de oxígeno) que afectaría el funcionamiento del ecosistema mismo (Pérez, 2014). Esto requiere más estudios.

Aspectos humanos

Las presiones humanas sobre el ecosistema también son tan grandes como las climáticas, si no mayores. La sobreexplotación de la concha negra por extractores artesanales y el control laxo por las autoridades probablemente han contribuido a la disminución de la población y de la producción (Azabache, 2015), aunque para el cangrejo el establecimiento de cuotas de extracción ha tenido resultados prometedores. Una herramienta importante para implementar este tipo de política sería un modelo de dinámica poblacional, para lo cual se ha realizado un monitoreo continuo de los cangrejos que, por lo pronto, indica que en el área protegida los cangrejos son consistentemente más grandes en tamaño, aunque las densidades de población se mantienen similares (Vitor, 2015). Para la concha negra, una cantidad clave que se está por determinar es la tasa de mortalidad asociada con el aporte de agua dulce durante El Niño (Vera, 2015).

Además, se han hecho avances en el estudio de los anillos de microcrecimiento en las conchas y su relación con el régimen de mareas (Castro, 2015).

Además de la extracción, se han identificado otras actividades humanas que producen presión sobre el ecosistema. Las actividades agrícolas (Feijoo, 2014) y el crecimiento urbano en la zona de amortiguamiento del área protegida han dado lugar a la reducción en la extensión del bosque seco y la presencia de la fauna, la compactación del suelo, la presencia de residuos sólidos y la degradación general de la belleza escénica. Asociado a este último, el turismo es una actividad económica alternativa que podría llegar a ser importante dentro del propio manglar, pero que requiere un desarrollo sustancial (Prado, 2014). Una actividad económica cuyo impacto en los manglares es considerado particularmente negativo es el cultivo de langostino, ya que su expansión implicó originalmente la limpieza de una zona de manglares (Céspedes, 2015) y el establecimiento del área protegida fue una forma de preservar una muestra representativa de este ecosistema. Otro aspecto criticado del cultivo de langostino es la eliminación de aguas sin tratar en los manglares que pueden dañar la flora y la fauna, sin embargo hacen falta estudios que lo confirmen.

El análisis de las dinámicas sociales e institucionales asociadas con la extracción de recursos permitió la identificación de las medidas de adaptación espontáneas, así como la formulación de medidas de adaptación preventivas (Mendoza et al., 2015). Como medidas espontáneas se identificaron aquellas que los extractores artesanales han adoptado en una forma no planificada a lo largo de los años, muchas veces empujados por circunstancias sociopolíticas como medioambientales como, por ejemplo, la búsqueda y generación de actividades alternativas durante los meses de veda, la adecuación de sus actividades de extracción a cambios en los ritmos naturales del ecosistema, el apoyo a los trabajos de conservación como guardaparques voluntarios, etc.

Sin embargo algunas de estas medidas, a pesar de haber solucionado problemas a corto o incluso mediano plazo, a la larga han producido impactos negativos sobre el ecosistema y/o sobre el bienestar de los extractores. Por ejemplo, la creación de las seis asociaciones de extractores se puede considerar una medida de adaptación orientada a formalizar y fortalecer la posición de los extractores ante las autoridades correspondientes. Sin embargo, al mismo tiempo, la existencia de múltiples asociaciones con diferentes intereses y posiciones, ha demostrado ser un impedimento para una gestión efectiva y ha producido debilitamiento institucional en lugar de fortalecimiento.

El Niño, cambio climático, y el ecosistema de manglares de Tumbes

Takahashi K. y Martínez A.

En el caso de medidas preventivas, se han propuesto estrategias tanto a nivel individual, o de hogar, como a nivel de gobierno local. Entre las primeras se cuentan capacitaciones puntuales en la planificación de los ingresos familiares y la promoción de redes de ahorro familiares o locales; mejoras en la prestación de servicios ya existentes en la zona protegida; promoción de alternativas de asociación que fortalezcan a los grupos de extractores actualmente divididos incluyendo la generación de capacidades en organización local, etc. A nivel de gobierno local, la medida más importante está referida a la inclusión de los resultados de las investigaciones realizadas sobre el ecosistema manglar en general y el SNLMT en particular, en documentos muy puntuales de gestión como el Plan Maestro del área protegida y en políticas regionales y municipales a nivel de distritos. Otras medidas incluyen el fortalecimiento de los canales de flujo de información entre extractores, sus propias asociaciones, Servicio Nacional de Áreas Naturales Protegidas (SERNANP) y las autoridades locales; la coordinación de actividades conjuntas (vedas por ejemplo) entre las autoridades peruanas y ecuatorianas; buscar el acercamiento a mercados de productos “premium” (posibilidad que fracasó en el pasado debido a la falta de organización de los productores), etc.

Comentarios finales

En general, el funcionamiento de los ecosistemas y su relación con las variaciones ambientales es complejo. Debido a la interconexión entre sus componentes, los efectos de influencias externas, como la variabilidad y cambio climático o las presiones humanas, pueden tener múltiples ramificaciones. El Proyecto Manglares IGP debe ser considerado como un punto de partida en el estudio integral de cómo las variaciones climáticas pueden afectar al ecosistema de manglar. El trabajo multidisciplinario es fundamental, pero es importante no perder de vista el rigor científico en el afán de buscar responder preguntas a veces muy amplias, por lo que siempre debe haber un espacio para el trabajo especializado de cada disciplina. El caso de los manglares de Tumbes fue un caso particular debido a la existencia del área protegida, a su pequeña extensión y población asociada, y a la fuerte señal asociada a El Niño. Sin embargo, diversas preguntas quedan abiertas y nuevas han aparecido. Es necesario fomentar la continuidad de la investigación en un marco multidisciplinario y de alto nivel científico, para poder mejorar la toma de decisiones y gestión del ecosistema.

Referencias

Alongi, D. M., 2008: *Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change*, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 1-13.

Azabache, J. M., 2015: *Cadena productiva de Anadara tuberculosa (Sowerby 1833) extraída en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes*, 2013, Tesis Ing. Pesquera, Universidad Nacional de Tumbes, Tumbes, Perú (en preparación).

Castro, R., 2015: *Influencia de los cambios espaciales y temporales de salinidad en los ritmos de microcrecimiento de las conchas de Anadara tuberculosa*, Tesis Maestría Ciencias del Mar, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Perú (en preparación).

Céspedes, L., 2015: *Dinámica territorial de la actividad acuícola en la parte baja de la cuenca del Río Tumbes, Perú. Caso: Langostineras*, Tesis Maestría Gestión Integral de Cuenas Hidrográficas, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Fajardo, J., 2015: *Modelado Numérico del Campo de Velocidades y Niveles de Marea en el Santuario Nacional de Los Manglares de Tumbes*, Tesis para optar el título de Licenciado en Física, Universidad Nacional del Callao, Callao, Perú.

Fajardo, J., K. Mosqueray K. Takahashi, 2014: *Los impactos de la marea y la onda Kelvin en los manglares de Tumbes*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 1, N°9, Setiembre, Instituto Geofísico del Perú.

Fajardo, A., 2014: *Identificación de Impactos de la actividad agrícola para el período 1985–2014, en la Zona de Amortiguamiento del SNLMT, distritos de Aguas Verdes y Zarumilla*, Tesis Ing. Forestal y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Tumbes, Tumbes, Perú.

Gonzales, U., 2015: *Influencia de tres factores ambientales sobre los anillos de crecimiento de Rhizophora mangle L. 1753 “mangle rojo” Rhizophoraceae en el Ecosistema de Manglares de Tumbes*, Tesis Biología, Universidad Nacional de Piura, Piura, Perú (en preparación).

León, K., 2014: *Análisis espacio-temporal de las precipitaciones y caudales durante los eventos El Niño (1982-83 y 1997-98) en la costa norte peruana*, Tesis Ing. Agrícola, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Mendoza, A., D. Flores, L. Céspedes, A. Martínez, 2015: *Análisis de capacidad y vulnerabilidad climática de las asociaciones de extractores de concha negra y cangrejo rojo del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes*, Informe Técnico - Proyecto Manglares IGP.

Morera, S., 2014a: *Magnitud, frecuencia y factores que controlan los flujos sedimentarios desde los Andes Centrales Occidentales hacia el océano Pacífico peruano*, Tesis para optar el grado de Doctor en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Morera, S., 2014b: *Erosión y transporte de sedimentos durante eventos El Niño a lo largo de los Andes occidentales*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 1, N°7, Julio, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Parra, C., 2014: *Efecto de la altitud del terreno sobre la estructura y distribución espacial de las comunidades vegetales del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes (SNLMT)*, Tesis Biología, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Pérez, A., 2013: *Influencia del régimen hídrico y de las condiciones geoquímicas sobre la comunidad y el flujo energético del meiobentos metazoario de los sedimentos intermareales y submareales de los Manglares de Tumbes*, Tesis de Maestría en Ciencias del Mar, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Perú.

Prado, M. R., 2014: *Capacidad de carga turística de los circuitos turísticos del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes y del circuito turístico de Puerto Pizarro*, Tumbes 2013–2014, Tesis Ing. Forestal y de Medio Ambiente, Universidad Nacional de Tumbes, Tumbes, Perú.

Quincho, J., 2015: *Estudio experimental del transporte de sedimentos en suspensión y fondo, y comparación con modelos teóricos en los ríos Puyango, Tumbes y Zarumilla*, Tesis Ing. Agrícola, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Ramos, Y., 2014: *Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de modelos climáticos globales*, Tesis Ing. Meteoróloga de la Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

Takahashi, K., and Dewitte, B., 2015: *Strong and moderate nonlinear El Niño regimes*, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.

Takahashi, K., A. G. Martínez, y K. Mosquera, 2015: *The very strong 1925-26 El Niño in the far-eastern Pacific*. En preparación para *Journal of Climate*.

Vera, M., 2015: *Crecimiento y mortalidad de concha negra Anadara tuberculosa (Arcoida: Arcidae), asociados a los parámetros físicos en los manglares de Zarumilla, Tumbes, Perú*, Tesis de Magister en Ciencia y Tecnología Marinas, Universidad Europea Miguel de Cervantes, Valladolid, España.

Vitor, J., 2015: *Impacto de la variabilidad ambiental sobre la estructura y dinámica poblacional de Ucidés Occidentalis (Ortmann 1987) en los Manglares del río Tumbes y Zarumilla*, Tesis Maestría Biología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

La ciencia de la predicción

Constantemente realizamos predicciones, desde las más sencillas, como que el sol saldrá cada mañana, hasta las más sofisticadas, como decidir si conviene tomar un préstamo bancario. Independientemente de cómo se hagan estas predicciones, se pueden distinguir entre sí por nuestro grado de certeza, que depende de nuestros conocimientos y experiencia previos. Claramente, la complejidad del fenómeno a predecirse tiene un rol dominante en la confiabilidad de los pronósticos.

Leyes de Newton y determinismo

Las leyes de Newton (1687) produjeron una revolución en nuestra capacidad de predicción de los fenómenos físicos, permitiendo calcular con bastante precisión las órbitas de los cuerpos celestes partiendo de leyes universales y mediciones cuidadosas. Tal fue el éxito de la aplicación de este método a muchos fenómenos naturales que Laplace (1814) afirmó que para *“una inteligencia que, en un instante dado, pueda comprender todas las fuerzas que animan la naturaleza y la posición respectiva de los entes que la componen, (...) nada sería incierto, y el futuro, como el pasado, estarían abiertos a sus ojos.”* Es decir, la predicción perfecta sería cuestión de calcular la evolución del Universo utilizando las leyes de la física partiendo de un conocimiento preciso de su estado actual.

Caos y límites a la predictabilidad

Lamentablemente, existe una limitación fundamental con lo planteado por Laplace. Si bien las leyes y métodos de Newton permiten en forma directa el cálculo del comportamiento futuro de muchos fenómenos, existen muchos casos donde las soluciones matemáticas presentan alta sensibilidad a pequeños errores en las condiciones iniciales de sus variables, como en el modelo atmosférico simple de Lorenz (1963) que lo llevó a concluir que la *“predicción del futuro suficientemente distante es imposible por cualquier método, a menos de que las condiciones presentes se conozcan exactamente. En vista de la inexactitud e incompletitud de las observaciones atmosféricas, el pronóstico preciso de muy largo plazo parecería inexistente”*. Para ilustrar este fenómeno, Lorenz planteó la pregunta hipotética: *“¿puede el aleteo de una mariposa en Brasil generar un tornado en Texas?”* (Lorenz, 1972). Esta alta sensibilidad a las condiciones iniciales, se conoce matemáticamente como “caos”.



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.

Fuentes de incertidumbre para el pronóstico

Entre las principales fuentes de incertidumbre en los pronósticos del tiempo o clima (Palmer, 2006) tenemos la incertidumbre en las “observaciones” (datos medidos) usadas para definir las condiciones iniciales y la incertidumbre en los modelos para asimilar las observaciones y hacer el pronóstico (por ej. un modelo climático global). Además tenemos factores externos al sistema climático (ej. erupciones volcánicas) que no son considerados predecibles.

La incertidumbre en la condición inicial es inevitable. Si bien existen técnicas matemáticas sofisticadas para la “asimilación de datos” (ej. Kalnay, 2003), que utilizan las relativamente pocas observaciones existentes de las variables como temperatura, velocidad del viento, humedad, etc., para reconstruir los valores de estas sobre todo punto de la atmósfera y el océano del planeta, no es posible esperar un resultado perfecto. Dada la naturaleza caótica de la dinámica atmosférica, los errores crecerán y eventualmente inutilizarán el pronóstico, por lo que no podemos aspirar a un pronóstico indefinidamente preciso.

Sin embargo, dada nuestra estimación de la condición inicial y su incertidumbre, sí podemos estimar el *rango* de posibles valores futuros. Para este fin, se utiliza el método de los *ensembles*, el cual consiste en realizar un conjunto de pronósticos con condiciones iniciales ligeramente diferentes. Por ejemplo, en la

Figura 1 mostramos para el modelo de Lorenz (1963) una vista de su espacio de fase tridimensional (las coordenadas son las variables), en el cual los valores típicamente se encuentran sobre el “atractor” del modelo (aproximadamente indicado por los puntos grises). Si la condición inicial real (estrella roja) no se conoce con exactitud pero sabemos que está en el rango indicado por la elipse en $t=0$, podemos generar pronósticos de este conjunto de condiciones iniciales y esperamos que, al evolucionar este *ensemble*, el estado real continuará dentro de este conjunto. La distribución de los miembros del *ensemble* nos da una idea probabilística de cuál será la realidad.

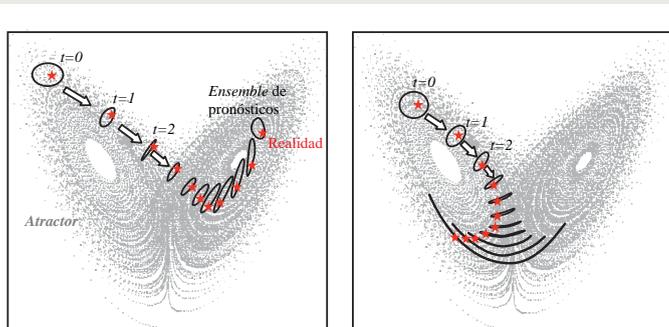


Figura 1. Sensibilidad a las condiciones iniciales en el modelo de Lorenz (1963; adaptado de Palmer, 2006). Las coordenadas en este “espacio de fase” tridimensional indican los valores de las tres variables del modelo. Los puntos en gris indican estados típicos de este modelo. La estrella roja indica la condición inicial real y las elipses indican el “ensemble” que la engloba y su evolución.

La otra gran fuente de incertidumbre, también conocida como *incertidumbre estructural*, es en la formulación de los modelos mismos, (IPCC, 2010). En general, nosotros no conocemos las ecuaciones exactas que gobiernan el fenómeno que queremos pronosticar, sino que tenemos modelos aproximados. Por ejemplo, si las ecuaciones del sistema real se parecen pero no son las del modelo de Lorenz (1963) y nosotros empleamos estas últimas para nuestro pronóstico, podemos llegar a un punto donde la evolución de la realidad escape al *ensemble*, ya que obedece a un atractor distinto y que no conocemos (Figura 2). El ejemplo de la Figura es particularmente extremo ya que la realidad se queda en el lóbulo izquierdo de su atractor, mientras que el modelo predice una transición al lóbulo derecho. Es decir, el pronóstico es lo opuesto a la realidad.

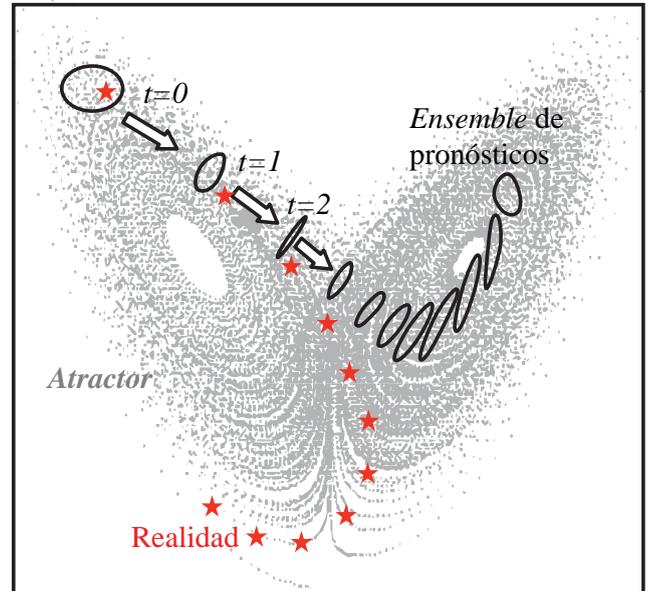


Figura 2. Incertidumbre estructural ilustrada con el modelo de Lorenz (1963; adaptado de Palmer, 2006). Las estrellas rojas indican la evolución del estado del sistema real que se quiere pronosticar.

Incertidumbre estructural en el pronóstico de El Niño

La incertidumbre estructural es particularmente relevante para el pronóstico climático en la región del Pacífico Oriental. En la Figura 3 vemos la temperatura superficial del mar observada en la región Niño 1+2 y los *ensembles* de pronósticos realizados con el modelo climático CFS v2 de la NOAA, los cuales reproducen relativamente bien la transición del invierno al verano, aunque en general con temperaturas más cálidas que las observadas. Esta diferencia promedio indica que el atractor del modelo es distinto al del sistema climático real y se traduce en errores sistemáticos del modelo, los cuales tienden a crecer conforme el pronóstico avanza (ej. Takahashi, 2015; Zhang et al., 2015). Por otro lado, el modelo iniciado en agosto no pronostica muy bien las diferencias de año en año en el verano (Reupo y Takahashi, 2014). Si bien El Niño extraordinario de 1997-1998 parece haber sido bien pronosticado, el modelo pronosticó temperaturas incluso mayores para el verano de 2009-2010, el cual no correspondió a El Niño costero (ENFEN, 2012). Similarmente, el pronóstico de El Niño costero moderado 1991-1992 fue más cálido que el pronóstico para el extraordinario 1982-1983. Además los *ensembles* no presentan mayor dispersión, por lo que es posible que la incertidumbre en las condiciones iniciales no sea tan importante como la incertidumbre estructural.

La forma común de lidiar con los errores sistemáticos crecientes, o “deriva”, es el restar el error promedio correspondiente a los diferentes meses iniciales y tiempo de pronóstico (“*bias correction*” en inglés; ej. Reupo y Takahashi, 2014). En general, se pueden usar métodos estadísticos más complejos para corregir los pronósticos, como el uso de técnicas bayesianas (Coelho et al., 2004). Además, se puede aprovechar que existe una diversidad de modelos climáticos disponibles cuyos pronósticos se pueden combinar con la esperanza de que sus errores se cancelarán mutuamente (Coelho et al., 2004; Rodrigues et al., 2014). Sin embargo, esto depende de que los modelos sean independientes y sabemos que estos modelos no lo son (Knutti et al., 2013), presentando los mismos errores sistemáticos y, en general, teniendo peor performance para el Pacífico Oriental que para el Central (Reupo y Takahashi, 2014). El problema es particularmente serio con respecto a los eventos El Niño extraordinario ya que aparentemente pertenecen a un régimen dinámico distinto a los demás años (Takahashi y Dewitte, 2015ab), por lo que los dos eventos observados son muy pocos para poder implementar una corrección empírica a los modelos. Más aún, la existencia de variabilidad climática en escala de décadas (ej. Montecinos, 2015) parece tener un efecto sustancial en el comportamiento de El Niño (Takahashi y Dewitte, 2015c), por lo que los datos de la fase cálida de los años 80 y 90 podrían no ser representativos de El Niño ahora. Similarmente, el calentamiento global traería cambios (lentos) en El Niño, particularmente en los eventos extremos (Cai et al., 2015).

Evaluación experta

“Hay cosas que sabemos que sabemos (...). También sabemos que hay cosas que sabemos que no sabemos (...). Pero también hay cosas que no sabemos que no sabemos. Y si uno mira a lo largo de la historia de nuestro país y otros, es la última categoría que tiende a ser la difícil.”
(Rumsfeld, 2002)

Si bien Rumsfeld, entonces Secretario de Estado de los EE.UU., respondía a la pregunta de si había evidencia de que Irak proporcionaba armas de destrucción masiva a terroristas, el tipo de análisis de inteligencia para evaluar la probabilidad de algún escenario tiene bastante afinidad con el pronóstico climático realizado en centros operacionales. En ambos casos, se debe analizar información diversa y a veces contradictoria. A pesar de que en el caso climático contamos con modelos numéricos, hemos visto que no es posible depender solo de estos y más bien sus resultados pasan a ser una pieza más de información para el análisis, el cual debe sopesar todas las interpretaciones consistentes con los datos y evaluar sus probabilidades.

En la evaluación experta de probabilidades, es esencial ser cuantitativo. La ambigüedad del lenguaje hace que expresiones de significado aparentemente claro puedan significar distintas cosas a diferentes personas. Por ejemplo, cuando los EE.UU. planeaban la invasión de Bahía de Cochinos en Cuba, se le informó al Presidente Kennedy que se estimaba que el plan tenía una “buena oportunidad” (“*fair chance*”) de éxito. Sin embargo, si Kennedy hubiera sabido que, para el analista, “buena oportunidad” significaba solo 25% de éxito, probablemente su decisión no hubiera sido tan desastrosa (Neustadt & May, 1988). Un ejemplo de cómo hacer esto es el Panel de Expertos de Cambio Climático de las Naciones Unidas, quien ha adoptado un lenguaje con una equivalencia numérica explícita en su evaluación del estado de conocimiento del cambio climático (Tabla 1; IPCC 2010).

Un desafío clave para la evaluación experta es que los humanos tenemos sesgos con los cuales debemos lidiar explícitamente. Varios sesgos son comunes a todas las personas y, por lo mismo, son predecibles, llevando a la creación de disciplinas como la economía conductual. A grandes rasgos, tenemos dos modos de pensamiento, el primero es rápido e instintivo y el segundo lento y racional (Kahnemann, 2011). El instinto, o “modo uno”, actúa usando reglas muy simples, rápidas y efectivas (heurísticas)

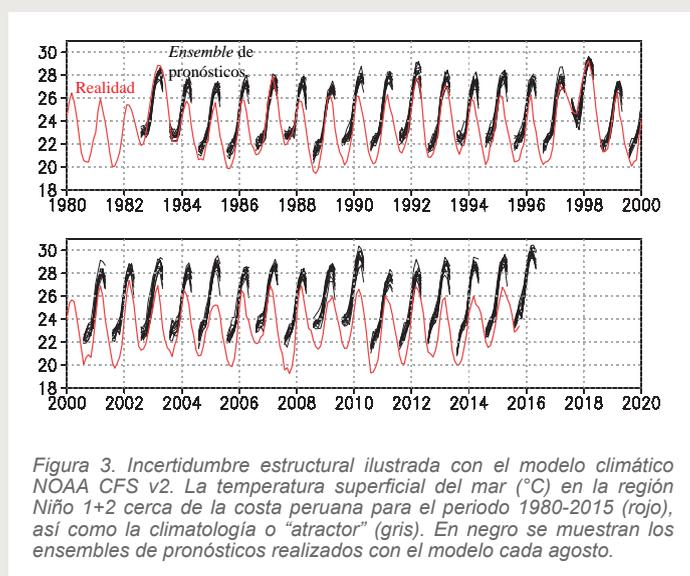


Figura 3. Incertidumbre estructural ilustrada con el modelo climático NOAA CFS v2. La temperatura superficial del mar (°C) en la región Niño 1+2 cerca de la costa peruana para el periodo 1980-2015 (rojo), así como la climatología o “atractor” (gris). En negro se muestran los ensembles de pronósticos realizados con el modelo cada agosto.

Término	Probabilidad estimada
Virtualmente cierto	99-100%
Muy probable	90-100%
Probable	66-100%
Tan probable como que no	33-66%
Improbable	0-33%
Muy improbable	0-10%
Excepcionalmente improbable	0-1%

Tabla 1. Escala de probabilidades adoptada por el Panel de Expertos de Cambio Climático de las Naciones Unidas (IPCC, 2010).

desarrolladas evolutivamente para mantenernos con vida ante amenazas en la naturaleza. Sin embargo, en el mundo actual, puede llevar a sesgos (Plous, 1993; Kahnemann, 2011). Como ejemplo, intente responder rápidamente la siguiente pregunta:

Si el precio de un bate y una pelota juntos es de 11 soles y el bate cuesta 10 soles más que la pelota, ¿cuánto cuesta la pelota?

La respuesta de un sol viene muy rápidamente a la mente y es una *aproximación* bastante buena, pero como se puede verificar haciendo el cálculo con más cuidado, no es la correcta (Kahnemann, 2011). Estas respuestas intuitivas (“modo uno”) son útiles cuando llevan a decisiones de vida o muerte que deben ser tomadas rápidamente, pero son riesgosas porque pueden llevar a grandes errores. Por eso es que el pensamiento crítico asociado al “modo dos”, explícitamente activado mediante el método científico, es esencial para una evaluación confiable. Sin embargo, los científicos son también humanos y son también susceptibles a estos sesgos si no se mantienen constantemente alertas (Nuzzo, 2015). Por eso la máxima del Nobel en física R. P. Feynman (1985): *“el principio más importante es no engañarse a uno mismo – y uno mismo es la persona más fácil engañar”*.

En un estudio multianual, evaluando pronosticadores en una diversidad de temas de interés internacional, se encontró que la mayoría no tenían mayor habilidad que *“monos lanzando dardos”*: ocasionalmente alguno le atina al blanco (Tetlock & Gardner, 2015).

Sin embargo, se encontró que un pequeño grupo de “superpronosticadores” sí tienen habilidad demostrada. En este estudio se identificó la forma de pensar y trabajar como la principal característica de estos superpronosticadores, no tanto el conocimiento que puedan tener. Estos no se basan en una sola idea, teoría o ideología para el pronóstico, sino que acopian toda la información disponible y evalúan cómo cada pieza de información puede afectar el pronóstico, manteniéndose abiertos a diferentes interpretaciones de los mismos datos.

El pronóstico es siempre probabilístico e incierto. Si un pronosticador está 100% seguro de algo, le falta imaginación o está incurriendo en sesgos. Por ejemplo, en la película *“Zero Dark Thirty”* una analista de la CIA insistió en un 100% de probabilidad de haber ubicado a Bin Laden, pero si bien Bin Laden efectivamente estaba en esa casa, esa evaluación fue irracional (“modo uno”), ya que habían otras posibilidades (Tetlock & Gardner, 2015).

En ese sentido, un importante desafío es pronosticar algo “fuera de muestra” (*“out of sample”*), es decir el imaginar la posibilidad de que ocurra algo que no ha ocurrido antes. Esta limitación parece haber sido una de las razones por las cuales muy pocos previeron la crisis financiera de los EE.UU. a fines de los años 2000 (Silver, 2012). Por esto, la experiencia por sí sola no es suficiente para realizar buenos pronósticos. En general, el juicio intuitivo de un experto es confiable solo si esta persona ha experimentado muchas situaciones similares anteriormente y además ha recibido siempre retroalimentación sobre qué tan buenos han sido estos juicios (Kahnemann, 2011).

Para mejorar hay que aprender de nuestros errores, por lo que es necesario una evaluación cuantitativa, lo cual requiere un sistema de puntuación a los pronósticos, como el índice de Brier que es bastante utilizado en pronóstico climático probabilístico. Sin embargo, es esencial también que los pronósticos sean sobre preguntas suficientemente precisas que se puedan responder sin ambigüedad (Tetlock & Gardner, 2015). Por ejemplo, decir “en los próximos días aumentará la temperatura” nunca se puede demostrar si es falso, ya que no dice ni cuándo ni dónde. Por otro lado, decir “la temperatura máxima medida en la estación meteorológica de SENAMHI en Campo de Marte dentro de los siguientes siete días será superior a la mayor medida en los siete días recientes” sí se puede verificar o falsificar.

Por otro lado, el pronóstico tiende a ser mejor cuando se trabaja en equipo, incluso entre

“superpronosticadores”, ya que cada pronosticador puede compartir información y perspectiva con los demás que mejora el pronóstico de cada uno (Tetlock & Gardner, 2015). Eso sí, hay que tener cuidado de no desarrollar pensamiento de grupo (“groupthink”), donde el individuo pierde su pensamiento crítico independiente (ej. Plous, 1993).

Comentarios finales

Para el pronóstico de El Niño contamos con varios modelos climáticos (aunque no son tan independientes como quisiéramos), así como una variedad de teorías, pero también un registro histórico demasiado corto y una gran diversidad entre eventos El Niño, además de la variabilidad decadal y el cambio climático. El desarrollo de un sistema de pronóstico automatizado bien calibrado y “objetivo” (aunque siempre habrán decisiones subjetivas sobre cómo calibrar el sistema) de El Niño en el Pacífico Oriental es un desafío que requiere aún mucha investigación científica de alto nivel. Para esto necesitamos bastante más capacidad científica en nuestro país, así como una estrecha colaboración con la comunidad científica internacional.

La diversidad de El Niño plantea un serio problema, por lo cual métodos puramente empíricos están limitados para el pronóstico “fuera de muestra”. Por lo pronto, la mejor estrategia para mejorar el pronóstico es contar con un sólido equipo de científicos que entiendan los mecanismos físicos e interpreten toda la información disponible, aportando perspectivas e información distintas y complementarias. Además, tomando en cuenta los hallazgos recientes de la psicología, se debe buscar optimizar la forma como estos pronósticos son realizados, así como la manera de presentarlos a los usuarios.

Referencias

Cai, W., A. Santoso, G. Wang, S.-W. Yeh, S.-I. An, K. Cobb, M. Collins, E. Guilyardi, F.-F. Jin, J.-S. Kug, M. Lengaigne, M. J. McPhaden, K. Takahashi, A. Timmermann, G. Vecchi, M. Watanabe, and L. Wu, 2015: ENSO and greenhouse warming, *Nature Climate Change*, doi:10.1038/nclimate2743.

Coelho, C. A. S., S. Pezzulli, M. Balmaseda, F. J. Doblas-Reyes, 2004: Forecast calibration and combination: A simple Bayesian approach for ENSO, *Journal of Climate*, 17, 1504-1516.

ENFEN, 2012: Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú, Nota Técnica ENFEN.

Feynman, R. P., 1985: “Surely You’re Joking, Mr. Feynman!” *Adventures of a Curious Character*, Norton.

Kahnemann, D., 2011: *Thinking Fast and Slow*, Farrar, Strauß and Giroux.

Kalnay, E., 2003: *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*, Cambridge University Press.

Knutti, R., D. Masson, A. Gettelman, 2013: *Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there*, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1002/grl.50256.

IPCC, 2010: *Guidance Notes for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Addressing Uncertainties*.

Laplace, P. S., 1812: *Essai philosophique sur les probabilités*.

Lorenz, E. N., 1963: *Deterministic nonperiodic flow*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130-141.

Lorenz, E. N., 1972: *Predictability: Does the flap of a butterfly’s wings in Brazil set off a tornado in Texas?*, Talk at the 139th Meeting of the American Association for the Advancement of Sciences, Washington DC.

Montecinos, A., 2015: *Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 2, N°1, Enero, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

Neustadt, R. E., and May, E. R., 1988: *Thinking in Time: The Uses of History for Decision-Makers*, The Free Press.

Newton, I., 1687: *Principios matemáticos de la filosofía natural*.

Nuzzo, R., 2015: *How scientists fool themselves – and how they can stop*, *Nature*, 526, 182–185, doi:10.1038/526182a.

Palmer, T. N., 2006: *Predictability of weather and climate: from theory to practice*, *Predictability of Weather and Climate*, Palmer, T. N., & Hagedorn, R., Eds. Cambridge University Press.

Silver, N., 2012: *The Signal and the Noise. The Art and Science of Prediction*, Penguin Press.

Reupo, J., y Takahashi, K., 2014: *Validación de pronósticos con modelos globales: Correlaciones de TSM (1982-2010)*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 1, N°1, Enero, 8-9, Instituto Geofísico del Perú.

Rumsfeld, D., 2002: *DoD News Briefing - Secretary Rumsfeld and Gen. Myer*, <http://archive.defense.gov/Transcripts/Transcript.aspx?TranscriptID=2636>.

Takahashi, K., 2015: *Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 2, N°6, Junio, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

Takahashi, K., & Dewitte, B., 2015a: *Strong and moderate nonlinear El Niño regimes*, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.

Takahashi, K. y Dewitte, B., 2015b: *Física de El Niño extraordinario*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 2, N°4, Abril, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

Takahashi, K. y Dewitte, B., 2015c: *Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur*, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 2, N°5, Mayo, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

Rodrigues, L., F. Doblas-Reyes, C. Coelho, 2014: *Multi-model calibration and combination of tropical seasonal sea surface temperature forecasts*, *Climate Dynamics*, 42, 3-4, 597-616.

Tetlock, P. E., & Gardner, D., 2015: *Superforecasting. The Art and Science of Prediction*, Crown Publishers.

Zhang, X., H. Liu, and M. Zhang, 2015: *Double ITCZ in coupled ocean-atmosphere models: From CMIP3 to CMIP5*, *Geophysical Research Letters*, 42, 8651–8659, doi:10.1002/2015GL065973.

Índice

- 03 Prefacio**
Takahashi, K.,
- 04 Patrones diarios de precipitación y su relación con la circulación atmosférica durante eventos extremos El Niño en la costa norte peruana**
León, K. 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 3, pp. 4-8.
- 09 Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú - Variaciones de la TSM en el mar peruano**
Goubanova, K., Illig, S., Dewitte, B. y Takahashi, K., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 9, pp. 4-8.
- 14 Procesos claves para el modelado de los impactos de los eventos El Niño en la zona costera del Perú**
Colas, F. y Echevin, V., 2015 Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 12 , pp. 4-8.
- 19 Los remolinos oceánicos y la Zona de Mínima de Oxígeno**
Montes, I., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 11 , pp. 4-8.
- 23 Física de El Niño extraordinario**
Takahashi, K., Dewitte, B., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 4 , pp. 4-8.
- 28 Variabilidad climática interdecadal en el Pacífico**
Montecinos, A., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 1 , pp. 4-8..
- 32 Influencia de la variabilidad decadal en El Niño-Oscilación Sur - Takahashi,**
Takahashi, K., y Dewitte, B., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 5 , pp. 4-8.
- 37 Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico**
Takahashi, K., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 6 , pp. 4-8.
- 42 El cambio climático y la lluvia en la costa norte**
Ramos, Y. , 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 8 , pp. 4-8.
- 47 El Fenómeno El Niño durante el último milenio**
Apaéstegui, J., Takahashi, K., Ortlieb, L., Sifeddine, A., Macharé, J., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 2 , pp. 4-8.
- 52 El Niño, cambio climático y el cosistema de manglares de Tumbes**
Takahashi, K. y Martínez, A., 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 7, pp. 4-8.
- 57 La ciencia de la predicción**
Takahashi, K. , 2015, Boletín Técnico El Niño Vol. 2 N° 10 , pp. 4-8.



© Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo IV Etapa, Ate, Lima, Perú
Central Telefónica: (511) 317 2300
<http://www.igp.gob.pe>

 <http://www.facebook.com/igp.peru>

 http://twitter.com/igp_peru

 https://www.youtube.com/c/igp_videos

En el marco del:



ISBN: 978-612-46859-9-6



9 786124 685996