



PERÚ

Ministerio del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú - IGP



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

Avances en la ciencia de El Niño

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2016

```

main_vertical: DO J=MYJ52,MYJ52
  iloop_for_t: DO I=MYI51,MYIE1
    DO K=KTS,KTE
      T_K(K)=T(I,J,K)
      ENDDO

      PDOP=PDSLO(I,J)
      PVWLO=PETDT(I,J,KTE-1)*DTI
      VWLO=PVWLO/(DETAL_PDTOP(KTE)+DETA2(KTE)*PDOP)
      CMT=-VWLO*WGT2+1.
      RCMT(KTE)=1./CMT
      CRT(KTE)=VWLO*WGT2
      RSTT(KTE)=-VWLO*WGT1*(T_K(KTE-1)-T_K(KTE))+T_K(KTE)

    DO K=KTE-1,KTS+1,-1
      RDP=1./(DETAL_PDTOP(K)+DETA2(K)*PDOP)
      PVVUP=PVWLO
      PVWLO=PETDT(I,J,K-1)*DTI
      WVUP=PVVUP*RDP
      VWLO=PVWLO*RDP
      CFT=-WVUP*WGT2*RCMT(K+1)
      CMT=-CRT(K+1)*CFT+(WVUP-VWLO)*WGT2+1.
      RCMT(K)=1./CMT
      CRT(K)=VWLO*WGT2
      RSTT(K)=-RSTT(K+1)*CFT+T_K(K)
      & - (T_K(K)-T_K(K+1))*WVUP*WGT1
      & - (T_K(K-1)-T_K(K))*VWLO*WGT1
      ENDDO

      PVVUP=PVWLO
      WVUP=PVVUP/(DETAL_PDTOP(KTS)+DETA2(KTS)*PDOP)
      CFT=-WVUP*WGT2*RCMT(KTS+1)
      CMT=-CRT(KTS+1)*CFT+(WVUP-VWLO)*WGT2+1.
      CRT(KTS)=0.
      RSTT(KTS)=-RSTT(KTS)-T_K(KTS+1)*WVUP*WGT1
      & - RSTT(KTS+1)*T_K(KTS)
      TN(KTS)=RSTT(KTS)/CMT
      VAD_TEND_T(I,J,KTS)=TN(KTS)-U_K(KTS)

    DO K=KTS+1,KTE
      TN(K)=-CRT(K)*TN(K-1)+RSTT(K)*RCMT(K)
      VAD_TEND_T(I,J,K)=TN(K)-T_K(K)
    ENDDO

  ENDDO iloop_for_t

  iloop_for_UU: DO I=MYI51,MYIE1
    DO K=KTS,KTE
      U_K(K)=U(I,J,K)
      V_K(K)=V(I,J,K)
      ENDDO

      PDOPU=(PDSLO(I+1W(K),J)+PDSLO(I+1VE(J),J))*0.5
      PDOPU=(PDSLO(I,J-1)+PDSLO(I,J+1))*0.5
      PVWLOU=(PETDT(I,J,KTE-1)+PETDT(I+1VE(J),J,KTE-1))*DTE
      VWLOU=PVWLOU/(DETAL_PDTOP(KTE)+DETA2(KTE)*PDOPU)
      WVLOU=PVWLOU/(DETAL_PDTOP(KTE)+DETA2(KTE)*PDOPU)
      CMTU=-VWLOU*WGT2+1.
      CMTU=-VWLOU*WGT2+1.
      RCMTU(KTE)=1./CMTU
      RCMTU(KTE)=1./CMTU
      CRTU(KTE)=VWLOU*WGT2
      RSTTU(KTE)=-VWLOU*WGT1*(U_K(KTE-1)-U_K(KTE))+U_K(KTE)
      RSTTU(KTE)=-VWLOU*WGT1*(V_K(KTE-1)-V_K(KTE))+V_K(KTE)

    DO K=KTE-1,KTS+1,-1
      RDPU=1./(DETAL_PDTOP(K)+DETA2(K)*PDOPU)
      RDPV=1./(DETAL_PDTOP(K)+DETA2(K)*PDOPU)

```



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 por Resultados 068: “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes del Comité 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 Niño”, 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 2016. 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: www.igp.gob.pe/sysppr.

Programa Presupuestal por Resultados N° 68 “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 Contreras
Ministra del Ambiente

Hernando Tavera
Presidente Ejecutivo IGP (e)

Edmundo Norabuena
Director Científico IGP (e)

Ken Takahashi
Responsable Producto El Niño - IGP

Equipo científico: Ken Takahashi, Kobi Mosquera, Alejandra Martínez, James Apaéstegui, Jhan Carlo Espinoza, Ivonne Montes, Clementine Junquas, David Pareja, Eva Prieto, Bryam Orihuela, Hans Segura, Yakelyn Ramos.

Edición: Katherine Morón
Diseño y Diagramación: Dante Guerra

Carátula: Vista posterior del Clúster computacional del Instituto Geofísico del Perú

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

Impreso por:
Empresa: Imprenta Editora Gráfica Real SAC.
Jr. Independencia 953 - Trujillo - La Libertad
Teléfono (44) 25-3324
Tiraje: 340 ejemplares

Lima, Enero del 2017
Segunda edición Enero 2017
Hecho el Depósito Legal en la
Biblioteca Nacional del Perú N° 2016-17857
ISBN: 978-612-46859-7-2

Prefacio

Hasta hace poco, para el poblador peruano hablar del fenómeno El Niño, era hablar de lluvias intensas, periodos muy húmedos, pérdidas económicas en los principales sectores económicos, y exacerbación de enfermedades que pueden llegar a convertirse en epidemias. Esto debido a que la población asociaba la ocurrencia de El Niño con los eventos desastrosos de 1982-83 y 1997-98, cuyas lluvias intensas produjeron un gran aumento en el caudal de los ríos, con consiguientes inundaciones que afectaron la agricultura, las vías de transporte e infraestructura rural y urbana, además de la desaparición temporal de algunas especies marinas – y la aparición de otras –, así como la muerte de aves y mamíferos marinos, entre otros efectos. Sin embargo, esta visión fatalista de las consecuencias del fenómeno viene cambiando lentamente. Durante el último quinquenio, el desarrollo de investigación sobre el fenómeno El Niño ha permitido afinar cada vez más los pronósticos que desarrolla el ENFEN y su difusión, permitiendo que investigadores de diferentes disciplinas, tomadores de decisiones y la población en general empiecen a manejar conceptos complejos como las diferentes intensidades de cada evento, las diferencias entre El Niño del Pacífico central y El Niño costero y las ondas Kelvin.

La serie de artículos contenidos en este libro buscan mostrar el estado del arte en lo que a investigación sobre el fenómeno El Niño se refiere, y con rigor científico logran introducir al lector en el apasionante mundo de la investigación, incluyendo temas como las evidencias paleoclimáticas del fenómeno, el comportamiento de las ondas Kelvin durante El Niño 2015-2016, la evaluación de las fuentes documentales para el estudio histórico del fenómeno de El Niño en el Perú, la predicción del fenómeno como contribución a la gestión del riesgo de desastres, los pronósticos y la toma de decisiones, y el análisis de las llamadas ondas atrapadas que facilitan la interacción entre el Pacífico Ecuatorial y las costas de Perú y Chile, entre otros temas.

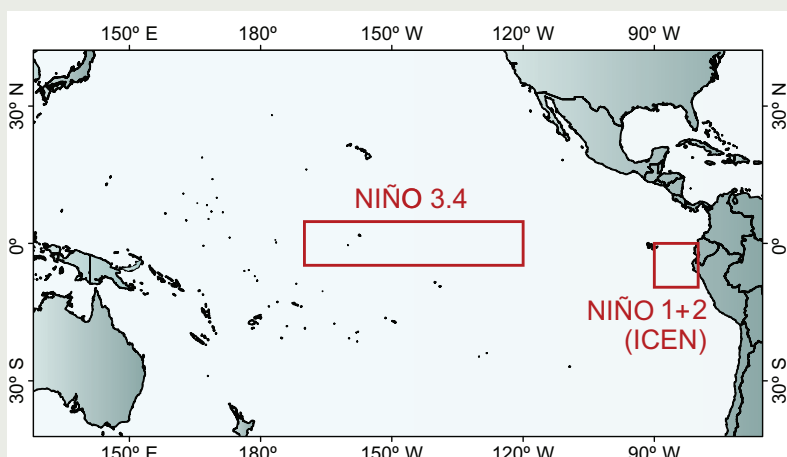


*Dr. Hernando Tavera
Presidente Ejecutivo (e)
Instituto Geofísico del Perú*

Todas estas contribuciones fueron realizadas por especialistas en el tema, muchos de ellos integrantes del grupo de investigadores del IGP, pero también a cargo de investigadores invitados, pertenecientes a prestigiosas instituciones nacionales e internacionales.

Indudablemente aún hay mucho que seguir investigando sobre este apasionante fenómeno, y estamos seguros de que el lector rescatará de cada artículo información de interés que le permita profundizar en el conocimiento sobre El Niño, que además permita tomar decisiones informadas orientadas a reducir los efectos negativos del fenómeno.

Lima, enero 2017



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 Amazonia peruana.

Predictibilidad de El Niño-Oscilación del Sur

Contexto histórico

El pronóstico estacional tiene como objetivo anticipar las fluctuaciones del clima en el corto plazo, es decir, anticipar las condiciones climáticas del próximo mes, estación o año¹. Hacia fines del siglo XIX, se hicieron los primeros intentos por desarrollar sistemas de pronósticos basados en ciclos recientemente descubiertos (manchas solares, bianual) y en el análisis de la creciente red de estaciones meteorológicas². Hoy en día, con el desarrollo de súper-computadores, un mejor entendimiento del sistema climático y el desarrollo de modelos numéricos complejos, los pronósticos estacionales o climáticos de corto-plazo se hacen rutinariamente³.

El descubrimiento de la Oscilación del Sur, componente atmosférica del Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), se produjo en las primeras décadas del siglo XX, como resultado de la búsqueda de predictores de las lluvias monzónicas, a través de la utilización de la correlación lineal como un estadístico que permitía encontrar relaciones útiles para anticipar las lluvias en India^{4,5}. Así, gracias a la búsqueda de mejores predictores, Sir Gilbert Walker descubrió un modo climático que ha resultado ser responsable de una parte significativa de la variabilidad interanual de muchas variables atmosféricas y oceanográficas en diferentes regiones del planeta^{6,7}. Debido a su reconocida importancia, ENOS se estableció desde hace algunas décadas como el principal objetivo de predicción estacional de los centros mundiales de pronóstico climático⁸.

Un paso fundamental en la comprensión de ENOS fue dado por Jacob Bjerknes hacia fines de los sesenta, al darse cuenta sobre la existencia del acoplamiento entre la atmósfera (la Oscilación del Sur) y el océano (El Niño) en el Pacífico Tropical⁹. De hecho, gracias a este acoplamiento, es posible pronosticar el ENOS mediante métodos estadísticos y dinámicos. A partir de entonces, el creciente entendimiento de la dinámica de ENOS ha permitido el desarrollo de modelos dinámicos (numéricos) y estadísticos capaces de pronosticar la aparición de los eventos El Niño y La Niña¹⁰. En particular, el evento El Niño de 1986-87 fue pronosticado satisfactoriamente por tres diferentes modelos numéricos, aunque su magnitud, junto con el momento de ocurrencia, no fueron perfectos¹¹.



Dr. Aldo Montecinos

Profesor asociado, Departamento de Geofísica, Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y Minería - Instituto Milenio de Oceanografía, 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.

Desde entonces hemos podido presenciar fracasos y aciertos respecto de la capacidad de pronosticar (predictibilidad) con exactitud la ocurrencia de El Niño-La Niña.

Definiciones

Inicialmente, el análisis de la predictibilidad de los modelos para anticipar las condiciones de El Niño se basó en la comparación de las anomalías observadas y pronosticadas de la temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W). Esto a pesar de que, a comienzos de los ochenta, un grupo de trabajo de un comité internacional (*Scientific Committee for Ocean Research*, SCOR) definió El Niño cuando en tres de cinco estaciones peruanas se observaban anomalías estandarizadas de TSM por sobre una desviación estándar, durante cuatro meses consecutivos¹².

A mediados de los noventa, se cambió la región que se usaba para definir la ocurrencia de El Niño y la Niña, utilizando una intermedia entre las regiones Niño 3 y 4^{13,14}. Los argumentos fueron: esta región es la que presenta la mayor correlación con la Oscilación del Sur y otras variables esenciales en la dinámica del ENOS; es la región que presenta la mayor predictibilidad; y representa mejor los impactos de ENOS en regiones remotas del planeta¹³. Hoy en día, para muchos centros internacionales, la definición operacional de la presencia de El Niño y La Niña se basa en las anomalías de TSM en la región ecuatorial (5°S-5°N) que va desde 170°W hasta 120°W (Niño 3.4). Por ejemplo, se exige que las anomalías sean superiores a 0,5°C (inferiores a -0,5°C) durante cinco

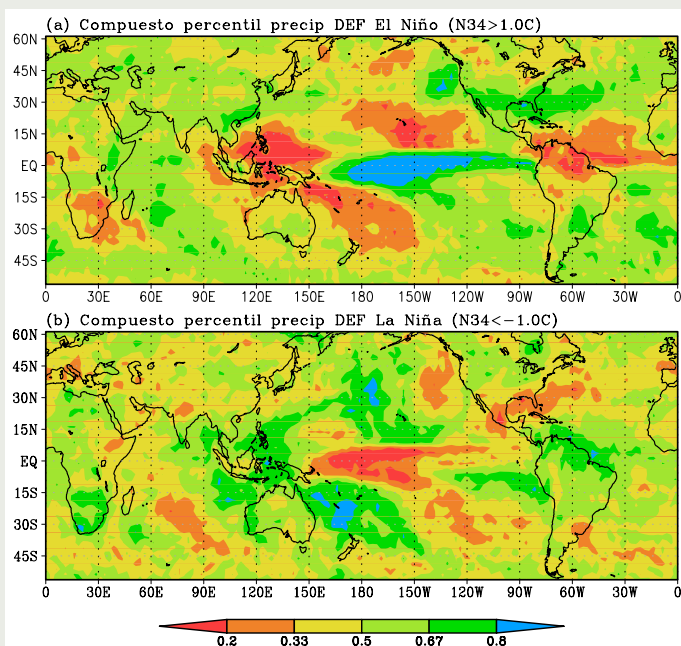


Figura 1. Percentil promedio de la precipitación de verano (diciembre-enero-febrero) bajo condiciones de El Niño (panel superior) y La Niña (panel inferior). Se define un evento El Niño (La Niña) cuando la anomalía promedio de la TSM de verano, en la región Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W), es superior (inferior) a 1°C (-1°C). Los veranos El Niño son: 1983, 1987, 1992, 1995, 1998, 2003, 2010 y 2016. Los veranos La Niña son: 1985, 1989, 1999, 2000, 2008 y 2011. Periodo base: 1983-2016. La base de datos de precipitación corresponde al CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP). Fuente: CMAP Precipitation data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

se observa en verano. En ambas estaciones del año se ven amplias regiones del planeta, sobre océanos y continentes, con condiciones secas y lluviosas, bajo condiciones de El Niño y La Niña. En verano (Figura 1), momento en que los eventos El Niño y La Niña presentan su mayor intensidad, se observan condiciones muy lluviosas y muy secas sobre el Pacífico Ecuatorial Central, respectivamente. En Oceanía, al este y oeste de Australia, en la región

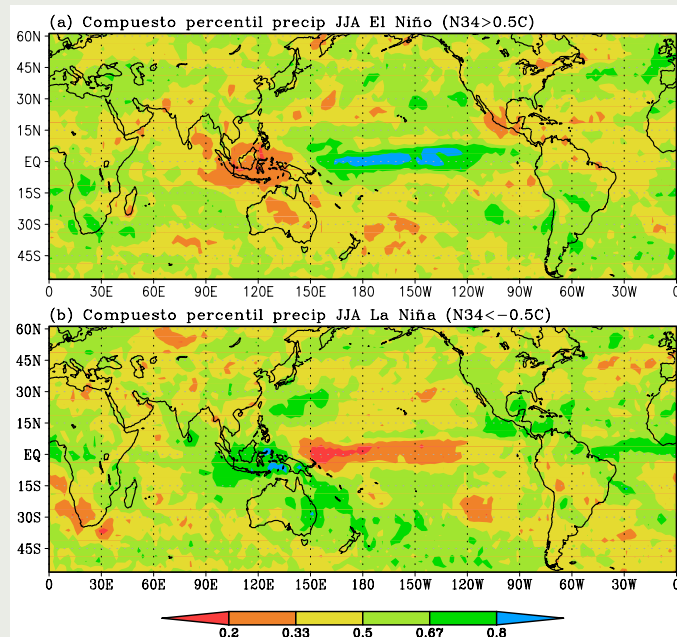


Figura 2. Como en la Figura 1, pero para el invierno (junio-julio-agosto). Se define un evento El Niño (La Niña) cuando la anomalía promedio de la TSM de verano es superior (inferior) a 1°C (-1°C). Los inviernos El Niño son: 1982, 1987, 1991, 1997, 2002, 2009, 2012 y 2015. Los inviernos La Niña son: 1984, 1985, 1988, 1989, 1998, 1999 y 2010. Periodo base: 1982-2015.

meses consecutivos para determinar la presencia de un evento El Niño (La Niña) en el Pacífico Central¹⁴.

Respecto de las alteraciones climáticas que provocan El Niño y La Niña, las Figuras 1 y 2 muestran los impactos típicos del ENOS en la precipitación de verano e invierno, respectivamente. El ENOS es representado por la anomalía de TSM en la región Niño 3.4 y el impacto como el percentil promedio de la precipitación bajo condiciones de El Niño y La Niña en el Pacífico Central. Es decir, se transforman los valores de milímetros acumulados por estación del año en el percentil correspondiente: cerca de 0 los valores muy bajos y cerca de 1 los valores muy altos (0,5 se conoce como mediana). Cabe mencionar que los percentiles corresponden a la probabilidad acumulada empírica. Se define una condición seca (muy seca) como los percentiles bajo 1/3 (0,2), que corresponde al 33% (20%) de los valores más bajos observados. Lo mismo con la condición lluviosa (muy lluviosa): se define como los percentiles sobre 2/3 (0,8), que corresponde al 33% (20%) de los valores más altos observados. Es importante indicar que para el análisis se utilizan umbrales diferentes de la anomalía de TSM para verano (1,0°C) e invierno (0,5°C), en consideración a la mayor varianza que

de Hawái, en el sector subtropical de Norteamérica, en el sector norte y suroriental de Sudamérica, al sur de África, en el sector nororiental del Pacífico Norte, al este del Atlántico norte, y en muchas otras regiones, se muestran condiciones pluviométricas secas y lluviosas, dependiendo si El Niño o La Niña están presentes. En invierno (Figura 2), cuando estos eventos suelen comenzar su evolución, las anomalías pluviométricas parecen menos extensas e intensas, aunque de todas maneras se observan condiciones secas y lluviosas en Centroamérica, Oceanía, África, Australia, Nueva Zelanda, entre otras regiones.

Predictibilidad

A mediados de los noventa, un análisis de los pronósticos de la anomalía de TSM en la región Niño 3.4 obtenidos con cinco modelos (tres dinámicos y

dos estadísticos) mostró que se habían alcanzado niveles moderados de predictibilidad, con una correlación entre observaciones y pronósticos del orden de 0,6 con seis meses de anticipación⁸. Tanto los modelos dinámicos como estadísticos superaban en ese tiempo la simple persistencia cuando la anticipación era entre seis y doce meses¹⁵. Por persistencia se entiende el uso de anomalías observadas anteriormente que se suponen se mantendrán en el futuro. Por ejemplo, para anticipar las anomalías del invierno de 2016 con seis meses de anticipación, se usa la anomalías observada en el verano de 2016. Es importante destacar el hecho que estos niveles moderados de predictibilidad eran similares tanto para los pronósticos dinámicos como estadísticos. Este comportamiento de la predictibilidad, se vio incluso en el caso del evento El Niño extraordinario de 1997-98 donde los modelos dinámicos y estadísticos presentaron los mismos problemas: no pudieron anticipar ni siquiera la mitad de los valores observados y no consiguieron anticipar con más de seis meses el inicio y término de los eventos¹⁶. Aun así, los modelos estadísticos tienen un límite de predictibilidad que depende de la escala de tiempo de los fenómenos que se quieren pronosticar. Es decir, dependen de la memoria del sistema, que en el caso de ENSO está dado por el océano y su mayor persistencia térmica. Por esto, es lógico pensar que la predictibilidad de los modelos dinámicos debería superar la predictibilidad de los modelos estadísticos.

Luego de algunas décadas de evolución de los modelos, de los sistemas de observación (especialmente gracias al programa que mantiene boyas en el Pacífico Tropical¹⁵), métodos de asimilación para mejorar las condiciones iniciales, de un mejor entendimiento de la física del ENOS y por lo tanto de mejores parametrizaciones, de una mejor capacidad de cómputo, algunos investigadores indican que se ha llegado a un máximo, donde se mantienen los niveles moderados de predictibilidad¹⁷. Este límite puede ser natural o propio del sistema dinámico, o bien, se mantienen aún los problemas de inicialización, de falta de mejores parametrizaciones de procesos claves, entre otros factores.

Sin embargo, también se plantea que la predictibilidad del ENOS presenta cambios decadales¹⁵. Un análisis detallado de los pronósticos en la primera década del siglo XXI muestra que los modelos dinámicos han superado a su contraparte estadística, especialmente a tiempo de anticipación o "lead". Se mantiene la tendencia a prolongar la duración de los eventos El

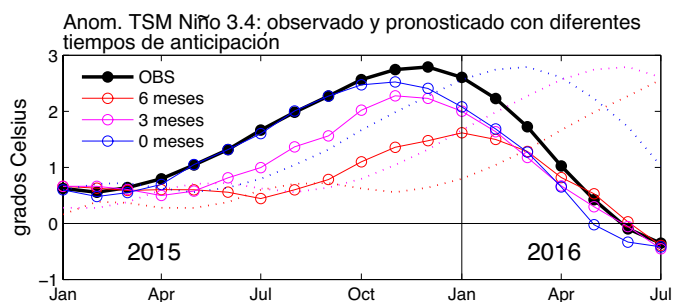


Figura 3. Evolución de la anomalía trimestral, observada y pronosticada, de la TSM en la región Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) entre el verano de 2015 (diciembre 2014, enero y febrero 2015) hasta el invierno de 2016 (junio, julio y agosto de 2016). En el eje horizontal de la figura se indica el mes central del trimestre. La anomalía de agosto de 2016 se estimó como la misma anomalía de julio de 2016. Los pronósticos corresponden al promedio de 16 modelos dinámicos y nueve modelos estadísticos. Se muestran tres desfases: con cero meses de anticipación (línea y círculo azul), con tres meses de anticipación (línea y círculo magenta) y con seis meses de anticipación (línea y círculo rojo). Como referencia se muestran los pronósticos por persistencia a cero (línea punteada azul), tres (línea punteada azul) y seis (línea punteada azul) meses de desfase. Fuente de los pronósticos: International Research Institute for Climate and Society (IRI), <http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/enso/current/>.

Niño y La Niña, así como a pronosticar inicios más suaves y lentos que los que ocurren en realidad. Es importante destacar que la razón señal-ruido es un índice de la predictibilidad de un sistema: si disminuye la señal y se mantiene el ruido, la predictibilidad disminuye. Se argumenta que durante el siglo XXI, la señal del ENSO ha disminuido, razón por la cual

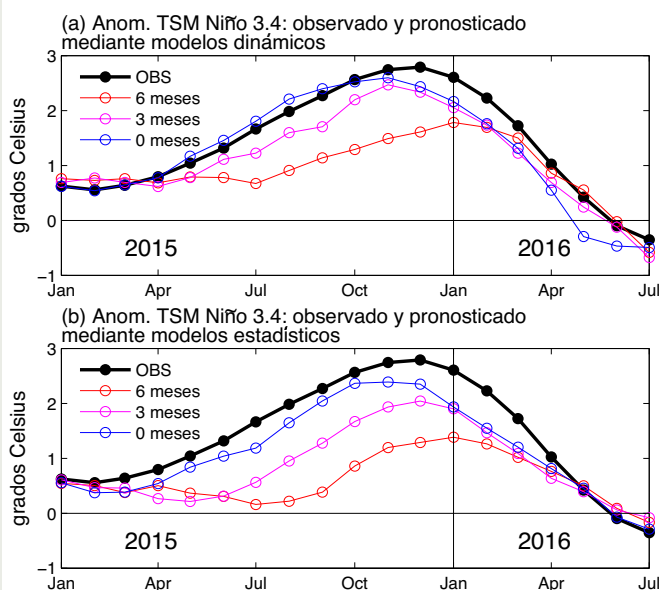


Figura 4. Como en la Figura 3, pero para el promedio de los 16 modelos dinámicos (panel superior) y para el promedio de los nueve modelos estadísticos (panel inferior).

también lo ha hecho su predictibilidad (ver Fig. 15 en la referencia 18).

El evento El Niño 2015-16

Una manera simple y didáctica de ver la predictibilidad del ENOS es analizar lo que ocurrió con el pasado evento El Niño 2015-16. Se utilizan 16 modelos dinámicos y nueve modelos estadísticos, que se presentan operacionalmente en el sitio web del International Research Institute for Climate and Society (IRI). En la Figura 3 se muestra la anomalía en la región Niño 3.4 desde el verano de 2015 al invierno de 2016: observados y pronosticados a cero, tres y seis meses de anticipación. Se muestran los promedios de los 25 modelos. Para comparar, también se muestran los pronósticos por persistencia. Se puede notar que, con seis meses de anticipación, el inicio del evento se pronosticaba para septiembre de 2015, con un máximo valor cerca de 1,5°C en diciembre de 2015, y el regreso a condiciones normales en mayo de 2016. Con tres meses el pronóstico es bastante mejor, previendo el inicio del evento en junio de 2015, con un máximo de 2,4°C en noviembre y su término en mayo de 2016. Sin meses de anticipación, es decir, pronosticando para los próximos tres meses inmediatos, el inicio es perfecto, con un máximo de 2,6°C en noviembre a solo un mes del máximo observado en diciembre de 2,8°C, anticipando la caída del evento en solo un mes. La persistencia estuvo, en todo momento, muy lejos de la evolución pronosticada del promedio de los modelos dinámicos y estadísticos. Luego, se notan mejorías respecto de lo que ya se ha comentado anteriormente. El inicio e intensidad sí se

pudo prever, aunque con pocos meses de antelación. Sin anticipación, el pronóstico fue realmente exacto, aunque tiene poca utilidad práctica. Al menos para este evento, el término parece haber sido anticipado incluso con seis meses.

Respecto de la calidad de los modelos dinámicos en comparación con los estadísticos, en la Figura 4 se muestran por separado. Se puede notar que, para el caso del evento El Niño 2015-16, los errores (diferencia entre lo observado y pronosticado) son efectivamente menores en los modelos dinámicos que en los estadísticos. En las Tablas 1 a 4 se muestran distintos parámetros de comparación: el trimestre cuando se supera 1,0°C de anomalía en la región Niño 3.4 (Tabla 1), el trimestre cuando se alcanza el máximo (Tabla 2), el valor de la anomalía máxima (Tabla 3) y el trimestre cuando se disminuye por debajo de 1,0°C (Tabla 4). Se observa, para el evento analizado, que el retraso (o anticipo) del máximo o de la declinación se anticipa bien en ambos tipos de modelos, desde seis a cero meses de anticipación. Sin embargo, el inicio de condiciones cálidas por sobre 1°C siempre es mejor anticipado por los modelos dinámicos en dos meses. Lo mismo para la magnitud del evento. Siempre los modelos estadísticos están por debajo de los modelos dinámicos en algunas décimas de grado.

Por último, se destaca claramente el promedio de los modelos dinámicos con tres meses de anticipación. Una buena planificación depende de la confianza que hay en los pronósticos y, además, de la cantidad de meses con los que se cuenta para realizar actividades de mitigación de los efectos negativos.

Tabla 1. Trimestre en que la anomalía de TSM (ATSM) en la región Niño 3.4 aumenta por sobre 1°C. Se indican los trimestres con las letras iniciales de cada mes. Por ejemplo, AMJ corresponde al trimestre abril-mayo-junio. La diferencia positiva corresponde al retraso del momento en que aumenta la ATSM.

Trimestre Observado	Promedio modelos dinámicos		Promedio modelos estadísticos		Anticipación
	trimestre	diferencia	trimestre	diferencia	
AMJ 2015	ASO 2015	4	OND 2015	6	6 meses
AMJ 2015	MJJ 2015	1	JJA 2015	3	3 meses
AMJ 2015	AMJ 2015	0	MJJ 2015	1	0 meses

Tabla 2. Trimestre en que la anomalía de TSM (ATSM) en la región Niño 3.4 alcanza el máximo. Se indican los trimestres con las letras iniciales de cada mes. Por ejemplo, AMJ corresponde al trimestre abril-mayo-junio. La diferencia positiva (negativa) corresponde al retraso (anticipo) del momento en que se alcanza el máximo.

Trimestre Observado	Promedio modelos dinámicos		Promedio modelos estadísticos		Anticipación
	trimestre	diferencia	trimestre	diferencia	
NDE 2015-16	DEF 2015-16	1	DEF 2015-16	1	6 meses
NDE 2015-16	OND 2015	-1	NDE 2015-16	0	3 meses
NDE 2015-16	OND 2015	-1	OND 2015	-1	0 meses

Tabla 3. Anomalía de TSM (ATSM) en la región Niño 3.4 cuando se alcanza el máximo. La diferencia negativa indica una subestimación del máximo.

Trimestre Observado	Promedio modelos dinámicos		Promedio modelos estadísticos		Anticipación
	anomalía	diferencia	anomalía	diferencia	
2,8°C	1,8°C	-1,0°C	1,4°C	-1,4°C	6 meses
2,8°C	2,5°C	0,3°C	2,0°C	-0,8°C	3 meses
2,8°C	2,6°C	0,2°C	2,4°C	-0,4°C	0 meses

Tabla 4. Trimestre en que la anomalía de TSM (ATSM) en la región Niño 3.4 disminuye por debajo de 1°C. Se indican los trimestres con las letras iniciales de cada mes. Por ejemplo, AMJ corresponde al trimestre abril-mayo-junio. La diferencia negativa corresponde al adelanto del momento en que disminuye la ATSM.

Trimestre Observado	Promedio modelos dinámicos		Promedio modelos estadísticos		Anticipación
	trimestre	diferencia	anomalía	diferencia	
AMJ 2016	MAM 2016	-1	MAM 2016	-1	6 meses
AMJ 2016	MAM 2016	-1	MAM 2016	-1	3 meses
AMJ 2016	MAM 2016	-1	MAM 2016	-1	0 meses

Referencias

1. Van den Dool, H., 2007: *Empirical Methods in Short-term Climate Prediction*, Oxford University Press, 215 pp.
2. Burroughs, W.J., 2003: *Weather cycles: Real or imaginary?*, Cambridge University Press, second edition, 317 pp.
3. Goddard, L., S.J. Mason, S.E. Zebiak, C.F. Ropelewski, R. Basher, and M.A. Cane, 2001: Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions, *International Journal of Climatology*, 21: 1111–1152.
4. Walker, G.T., 1924: *World Weather IX, Memorandum of the Indian Meteorological Department*, 24, 275–332.
5. Walker, G.T., and E.W. Bliss, 1932: *World weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4:53–84.
6. 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.
7. Glantz, M.H., R.W. Katz, and N. Nicholls (Eds.), 1991: *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, New York, 535 pp.
8. Barnston, A. G., et al., 1994: Long-lead seasonal forecasts-Where do we stand?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 2097–2114.
9. Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97, 163–72.

10. Sarachik, E.S., and M.A. Cane, 2010: *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*, Cambridge University Press, 384 pp.
11. Barnett, T. P., N. Graham, M. Cane, S. Zebiak, S. Dolan, J. O'Brien, and D. Legler, 1988: On the prediction of the El Niño of 1986-1987, *Science*, 241, 192-196.
12. SCOR, 1983: *Prediction of El Niño*. Proc. No. 19, Paris, France, Scientific Committee for Ocean Research Working Group 55, 47–51.
13. Barnston, A.G., M. Chelliah, and S.B. Goldenberg, 1997: Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific: Research note, *Atmosphere - Ocean*, 35, 367–383, doi:10.1080/07055900.1997.9649597.
14. Trenberth, K.E., 1997: The definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777.
15. Latif, M., et al., 1998: A review of the predictability and prediction of ENSO, *Journal of Geophysical Research*, 103, 14375–14393.
16. Landsea, C.W., and J.A. Knaff, 2000: How much skill was there in forecasting the very strong 1997/98 El Niño?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 2107–2119.
17. Chen, D., and M.A. Cane, 2008: El Niño prediction and predictability, *Journal of Computational Physics*, 227.
18. Barnston, A.G., M.K. Trippett, M.L. L'Heureux, S. Li, and D.G. DeWitt, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002–11: Is our capability increasing?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 631-651.

¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?

Dewitte B., Mosquera K., Takahashi K.

¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?

A pesar que mucha atención se ha concentrado en el actual evento El Niño (2015-2016), la comunidad científica aún está haciendo esfuerzos para entender por qué el evento El Niño 2014 no se desarrolló como se había previsto. En enero y febrero de 2014, dos fuertes pulsos de viento del oeste ecuatoriales sucesivos en el extremo occidental del Pacífico alarmaron a la comunidad mundial por su semejanza con lo observado al inicio de El Niño extraordinario 1997-1998 (Figura 1), lo cual llevó a varios a pensar que un evento similar se desarrollaría (McPhaden, 2015). Los vientos del oeste ecuatoriales son condiciones importantes para el desarrollo de El Niño, ya que fuerzan ondas Kelvin cálidas que pueden incrementar la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Pacífico Oriental, ya sea por advección o transporte zonal de las aguas de la piscina caliente hacia el este o por advección vertical de aguas subsuperficiales más cálidas debido a la profundización de la termoclina (Mosquera, 2014), aunque esto no es siempre suficiente para que se origine El Niño. Si el calentamiento es suficientemente intenso en la fría región oriental, esto podría activar el proceso de amplificación de Bjerknes e impulsar el desarrollo de El Niño fuerte o extraordinario (Takahashi and Dewitte, 2015). Otra condición favorable, pero tampoco suficiente para que se produzca un evento El Niño, es la acumulación del contenido de calor en el océano Pacífico Ecuatorial, como se dio en el año 2014 (Figura 2 de McPhaden, 2015).

Al final, contra las expectativas de varios, el evento El Niño 2014 fue el más débil que se haya observado



Dr. Boris Dewitte

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

Doctor 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.

en los últimos 60 años en el Pacífico Central según el promedio de la TSM (noviembre-enero) en la región Niño 3.4 (Figura 3a de McPhaden, 2015). Este Fenómeno El Niño podría ser considerado como el evento más incómodo para la comunidad científica ya que, a pesar de casi 30 años de investigación intensa sobre El Niño, esta falló en predecir su magnitud en el Pacífico Central con un alto grado de error¹. Por otro lado, hay que resaltar que este evento mostró su gran complejidad, ya que no pudo ser interpretado en base a las actuales teorías del ENSO (Dewitte et al., 2014). Todo esto conlleva a considerar que aún es necesario realizar investigación básica en este tema.

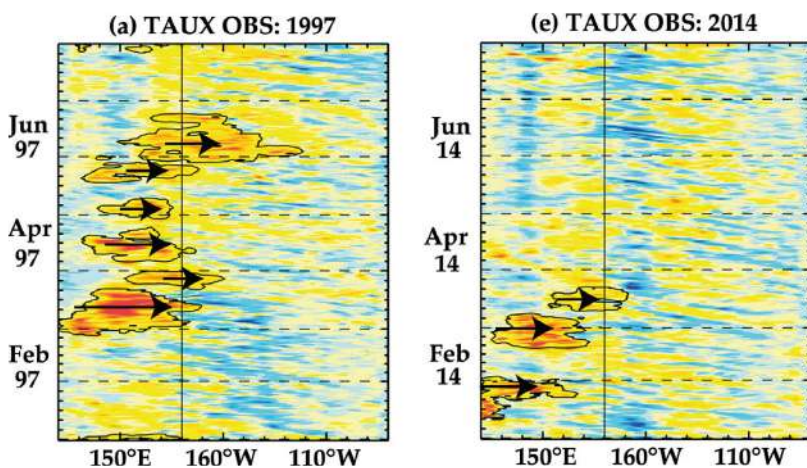


Figura 1: Anomalías del esfuerzo del viento zonal a lo largo del ecuador en los datos NCEP2 (adaptado de Menkes et al., 2014).

¹Se nota que el Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) en el Perú correctamente predijo la ocurrencia de El Niño costero en el 2014 y, en mayo 2014, descartó la posibilidad de El Niño extraordinario (ENFEN, 2014b; Takahashi, 2014; Takahashi y Mosquera, 2015).

Diversidad de Procesos

Hasta el momento, existen algunos estudios que tratan de explicar por qué El Niño 2014 no se desarrolló como el de 1997-1998. Menkes et al. (2014) propusieron que los pulsos de viento entre enero y abril no tuvieron tanta intensidad y duración como los de inicios de 1997 y no pudieron desplazar sustancialmente el borde de la “piscina caliente” del Pacífico Occidental hacia el este, lo cual sí se dio en 1997. Además, entre abril y julio de 2014 no hubieron nuevos pulsos de viento, los cuales, en el evento de 1997, fueron cruciales para empujar, aún más hacia el este, el borde de la piscina caliente. Este rol de los pulsos de viento fue evaluado por Menkes et al. (2014) mediante experimentos con un modelo numérico oceánico forzado por vientos superficiales que, si bien fueron cuidadosamente diseñados, tuvieron la importante limitación de usar un modelo solamente oceánico y no acoplado océano-atmósfera, por lo cual debieron asumir que los vientos son independientes de las condiciones oceánicas. En la realidad, la anomalía de la TSM inducida por los pulsos de viento del 2014 podría haber generado aún más pulsos de viento (retroalimentación de Bjerknes) tal como sucede normalmente en el desarrollo de un evento El Niño, pero esto no ocurrió en el 2014 y no es claro por qué.

Otra propuesta es que el intenso pulso de viento del este, que se dio en junio de 2014 en el Pacífico Oriental, fue responsable de la interrupción del desarrollo de El Niño de ese año, generando una onda Kelvin fría que produjo enfriamiento en el Pacífico Ecuatorial y suprimió la retroalimentación de Bjerknes que hubiera hecho crecer este evento (Hu y Fedorov, 2015; Min et al., 2015). En el estudio de Hu y Fedorov (2015), estos sustentaron su argumento con experimentos con un modelo acoplado océano-atmósfera en el que la imposición del viento intenso del este observado en junio anuló la probabilidad de desarrollo de El Niño fuerte o extraordinario. Si bien este estudio consideró la interacción océano-atmósfera, una limitación importante es que se asume que el pulso de viento es independiente de El Niño. Sin embargo se sabe que los forzantes estocásticos asociados a los pulsos de viento tanto del este como del oeste pueden depender de El Niño y La Niña (Gebbie and Tziperman, 2009; Levine y Jin, 2015). En este caso, no es claro qué factores produjeron el fuerte pulso del este, aunque ambos estudios (Hu y Fedorov, 2015; Min et al., 2015) coinciden en que su ocurrencia podría haber sido favorecida por las condiciones en promedio frías en el Pacífico Sudeste en la década reciente.



Dr. Kobi Mosquera-Vásquez
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Doctor en Oceanografía Física de la Universidad Paul Sabatier de Francia, Magíster en Física – Mención Geofísica y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Actualmente es investigador científico superior de la Sudirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y es representante alterno del IGP en el Comité Técnico para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN). En la actualidad se dedica al estudio de las ondas Kelvin oceánicas y su impacto en la dinámica y termodinámica del Pacífico Ecuatorial. Para esto utiliza información in situ, satelital y modelos numéricos simples.

Otra hipótesis que es explorada en este artículo está basada en resultados recientes que muestran que la onda Kelvin ecuatorial intraestacional parece disipar su energía en el extremo este (alrededor de 120°W), debido al proceso de dispersión de las ondas al propagarse a través del fuerte gradiente zonal de densidad en dicha zona (Mosquera et al., 2014). Este proceso puede ser importante ya que podría afectar la eficacia de las ondas para “gatillar” El Niño. La inspección de las condiciones oceánicas a lo largo de la línea ecuatorial en enero–mayo 2014 sugiere que la onda Kelvin cálida generada por los pulsos de viento del oeste de enero-febrero fue disipada en su camino hacia el Pacífico Oriental. Específicamente, la señal de la onda Kelvin, visible en la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C (aproximadamente en el centro de la termoclina), presentó una importante disminución de su amplitud en 120°W en abril (Figura 2c) la cual también se observa en el nivel del mar (Figura 2b), aunque menos marcada que en las anomalías de la profundidad de la termoclina. Esta disminución coincide con un debilitamiento de las anomalías de la TSM (Figura 2d), por lo que quizás el calentamiento superficial en el Pacífico Oriental no habría sido suficientemente grande para activar la retroalimentación de Bjerknes y llevarnos a un desarrollo de El Niño fuerte. Hay que resaltar que, a pesar de la reducida TSM en 120°W, a lo largo de la costa peruana la TSM se incrementó lo suficiente para que el ENFEN declarara condiciones El Niño costero (Takahashi y Mosquera, 2015).

¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?

Dewitte B., Mosquera K., Takahashi K.

Disipación de las ondas Kelvin

Para verificar si las ondas Kelvin cálidas iniciadas en febrero y marzo de 2014 pudieron ser objeto de disipación en 120°W , se realizaron experimentos de sensibilidad con un modelo oceánico de circulación general (ROMS) en una configuración del Pacífico Tropical con una resolución horizontal de 0.25° . El modelo fue forzado con esfuerzo de viento y flujos de calor diarios de ECMWF sobre el periodo 2000-2015. Para asegurar que las variables del modelo se encontraran bien balanceadas, previo a los experimentos se hizo una corrida de "spin-up" de tres años repitiendo las condiciones oceánicas y atmosféricas del año 2000. Como condiciones de frontera oceánicas, el modelo usó las salidas de un modelo oceánico global (MERCATOR; ver Mosquera-Vásquez et al., 2014) capaz de simular la variabilidad interanual e intraestacional del nivel del mar con una correlación de 0.90 (0.65) en promedio en la franja ecuatorial del Pacífico (2°S - 2°N) para anomalías interanuales (intraestacionales) en el periodo 2000-2014. El modelo también logra simular el estado promedio de la profundidad de la termoclina, la cual es un factor importante en los experimentos de sensibilidad ya que la distribución de la densidad está determinada principalmente por la temperatura. Por lo tanto, la inclinación observada en la termoclina es responsable del fuerte gradiente zonal de densidad alrededor de 120°W que puede producir la dispersión de las ondas Kelvin.



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.

Los dos experimentos realizados consistieron en: 1) uno de control (CR) y 2) otro (LIN) en que la advección en la ecuación de momentum (términos no-lineales de la forma $u \partial v / \partial x$) es desactivada en diciembre de 2013, justo antes de que las ondas Kelvin sean generadas. Comparando los dos experimentos, se deduce que, en el primero, la advección no-lineal produjo disipación de las ondas Kelvin a través de dispersión modal (Mosquera et al., 2014), mientras que en los experimentos sin advección de momentum,

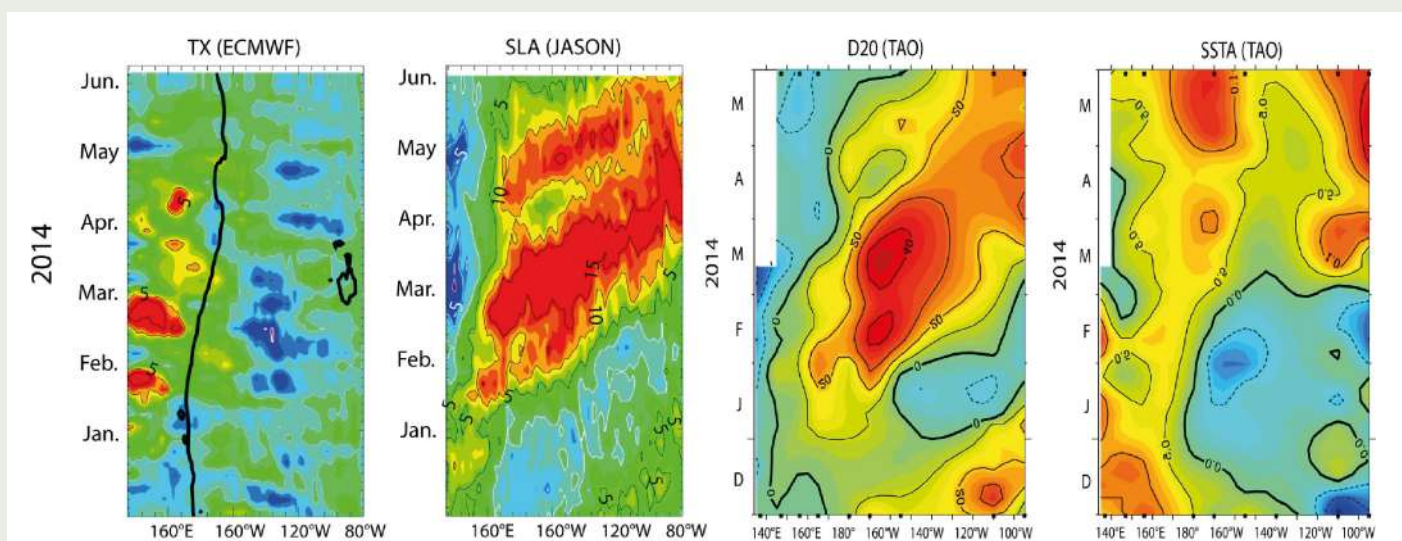


Figura 2: Anomalías a) del esfuerzo del viento zonal (fuente: ECMWF), b) del nivel del mar (fuente: JASON2), c) de la profundidad de la termoclina (isoterma de 20°C , fuente: TAO) y d) de la temperatura superficial del mar (fuente: TAO). Datos promedio entre 2°S y 2°N . La línea negra en grueso en a) es la isoterma de 28°C .

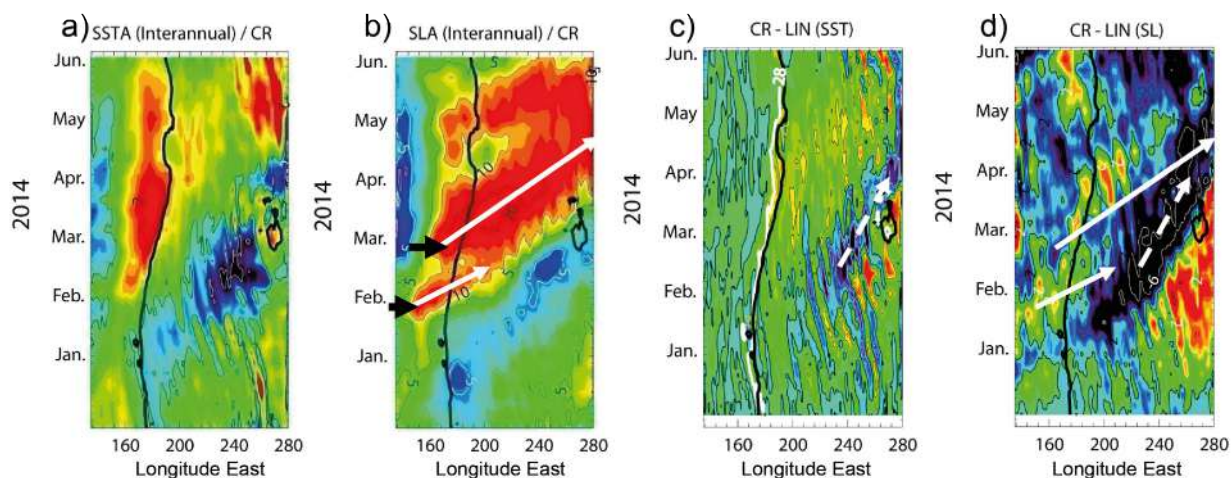


Figura 3: Anomalías a, c) de la temperatura superficial del mar y b, d) del nivel del mar para el experimento CR (a,b) y para la diferencia entre el experimento CR y LIN (c, d). Las flechas negras en b) representan los pulsos de viento. Las flechas blancas en grueso en b) y d) representan las ondas Kelvin, mientras que las flechas blancas en grueso en c) y d) representan el efecto de la advección.

la onda Kelvin mostró una propagación más eficiente hacia el este (Figura 3d). En CR, siguiendo los pulsos de viento, el modelo simuló calentamiento en mayo tanto en el borde de la “piscina caliente” como en el Pacífico Oriental (Figura 3a), lo cual es consistente con las observaciones (Figura 2d). Una onda Kelvin cálida de pequeña amplitud fue generada por los pulsos de viento de enero, mientras que en febrero los pulsos de viento dieron origen a una onda Kelvin muy energética que se propagó hacia el extremo oriental, aunque su amplitud se redujo en su camino (Figura 3b). La corrida CR presenta condiciones más frías que la corrida LIN a mediados de febrero cerca de 120°W y esta frialdad relativa se fue desplazando hacia el este hasta alcanzar la costa sudamericana a inicios de abril. Esta aparente propagación hacia el este tuvo una velocidad inferior a la de una onda Kelvin del primer modo baroclínico (Figure 3c). Estas diferencias en la TSM están asociadas a diferencias también negativas en el nivel del mar de aproximadamente 6 cm (Figura 3d). Los resultados indican que la advección de momentum debilitó la onda Kelvin cálida y redujo el calentamiento de la superficie oceánica.

Discusión y Conclusiones

La falta de crecimiento de El Niño en el Pacífico Central en el año 2014 sorprendió a varios en la comunidad científica. Entender los mecanismos asociados es importante para mejorar nuestra capacidad para predecir futuros eventos, pero esto no es siempre

sencillo de hacer. Los estudios publicados hasta el momento se han concentrado en la componente atmosférica, tanto en la falta de pulsos vientos del oeste como en el fuerte pulso de viento del este. Nosotros estamos explorando la posibilidad de que los mecanismos oceánicos hayan jugado también un rol importante. Los experimentos de sensibilidad realizados en este trabajo son consistentes con la idea de que las ondas Kelvin cálidas generadas en enero y febrero de 2014 fueron atenuadas, por lo cual no produjeron un calentamiento superficial significativo en la zona ecuatorial que hubiera dado inicio a la interacción con la atmósfera y ayudado al crecimiento de El Niño. Esta hipótesis podría ser probada usando un modelo acoplado en el cual también se considere el uso, o no, de los términos de advección de la ecuación de momentum. La diversidad de procesos involucrados para explicar por qué El Niño 2014 no se desarrolló como un evento de magnitud moderada o fuerte, a pesar de las condiciones favorables aparentes, indica que necesitamos ir más allá del modelo conceptual del “oscilador carga -descarga” (Dewitte et al., 2014) para comprender y predecir El Niño y que el contenido de calor oceánico no puede ser usado confiablemente como un índice predictor. Por eso, se necesitan más estudios teóricos que incluyan procesos no-lineales tanto en el océano como en la atmósfera, así como la estacionalidad de la retroalimentación de Bjerknes. Además, se ha notado que la actividad de las Ondas de Inestabilidad Tropical (TIW, por sus siglas en inglés) fue anormalmente intensa entre febrero y marzo de 2014 y podría haber degradado la termoclina, provocando

¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?

Dewitte B., Mosquera K., Takahashi K.

que las ondas Kelvin cálidas se hayan disipado más rápidamente que lo usual. Esto será examinado usando un modelo con una resolución suficientemente alta para representar correctamente la actividad de las TIW.

Más recientemente, El Niño 2015-2016 también nos dio sorpresas. Si bien el calentamiento fue bastante intenso en el Pacífico Central, lo cual fue bien pronosticado, este fue solo moderado en la costa sudamericana durante el verano. Posiblemente, mecanismos similares a los propuestos para el 2014 también habrían sido relevantes para el evento reciente, por lo que será interesante realizar comparaciones entre los diferentes eventos. Además, es probable que la recarga de contenido de calor y el calentamiento superficial generados en el 2014, aun cuando no llegaran a calificar como El Niño en el Pacífico Central, hayan servido de preconditionantes para El Niño 2015-2016. Es muy importante entender bien este tipo de eventos y sus mecanismos para mejorar nuestra capacidad de predicción.

Referencias

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"*, 1, 8, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

ENFEN, 2014: No se espera un evento El Niño extraordinario en la costa peruana en los próximos meses, *Comunicado Oficial ENFEN 07-2014*, 20 de mayo de 2014.

Gebbie, G., E. Tziperman, 2009: Predictability of SST-Modulated Westerly Wind Bursts, *Journal of Climate*, doi:10.1175/2009JCLI2516.1.

Hu, S. and A. V. Fedorov, 2016: An exceptional easterly wind burst stalling El Niño of 2014, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.1514182113.

Levine, A. F. Z., F.-F. Jin, 2015: A simple approach to quantifying the noise-ENSO interaction. Part I: deducing the state-dependency of the windstress forcing using monthly mean data, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2748-1.

McPhaden, M. J., 2015: Playing hide and seek with El Niño, *Nature Climate Change*, 5, 791-795, doi:10.1038/nclimate2775.

Menkes, C. E., M. Lengaigne, J. Vialard, M. Puy, P. Marchesiello, S. Cravatte, and G. Cambon, 2014: About the role of westerly wind events in the possible development of an El Niño in 2014, *Geophysical Research Letters*, 41, 6476-6483, doi:10.1002/2014GL061186.

Min, Q., J. Su, R. Zhang, X. Rong, 2015: What hindered the El Niño pattern in 2014?, *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/2015GL064899.

Mosquera, K., 2014: Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 1, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, and S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño Intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.

Takahashi, K., 2014: ¿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"*, 1, 6, 8-9, Instituto Geofísico del Perú.

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

Takahashi, K., y K. Mosquera, 2015: El Niño 2014, el Comité ENFEN y los medios, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 2, 2, 9-10, Instituto Geofísico del Perú.

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Introducción

A diferencia de otros sistemas de afloramiento o surgencia de borde oriental, gran parte de la variabilidad que experimenta el océano frente a Perú y Chile es forzada a miles de kilómetros de distancia: en el Pacífico ecuatorial central. Cambios en los vientos que tienen lugar allí generan ondas que viajan a lo largo del ecuador incidiendo en la costa de Sudamérica. Cuando estas ondas interactúan con la costa, una parte de su energía se refleja de vuelta hacia el Pacífico ecuatorial, mientras que otra parte se propaga a lo largo de la costa hacia los polos en ambos hemisferios. La interacción que tiene lugar en la costa: entre las ondas incidentes, las ondas que viajan a lo largo de la costa y las que se reflejan, es un proceso complejo que depende del tipo de onda incidente, de su periodo y de su estructura vertical. Aunque este proceso involucra un amplio rango de periodos, existe un sub-rango, típicamente entre 7 y 50 días, en el cual la energía no puede ser reflejada de vuelta hacia el Pacífico ecuatorial y, por tanto, ella debe propagarse a lo largo de la costa. Es en este sub-rango justamente, donde la teleconexión oceánica entre el Pacífico ecuatorial y la costa de Sudamérica es particularmente eficiente.

Las ondas que propagan la energía a lo largo de la costa, se conocen como ondas atrapadas a la costa (OAC). A diferencia de las olas que viajan por la superficie del mar, las OAC afectan principalmente la distribución de densidad bajo la superficie y su manifestación en la superficie del mar es muy pequeña. Ellas pueden perturbar la profundidad de la termoclina hundiéndola o elevándola varias decenas o centenas de metros, mientras que el nivel del mar solo varía unos pocos centímetros. Este tipo de ondas se conoce como ondas internas u ondas baroclínicas. Este último es un término técnico para indicar que el movimiento de las superficies de igual densidad (isopicnas) que genera la onda, no es paralelo al movimiento que experimentan las superficies de igual presión (isobaras). Como el período de estas ondas es muy largo (típicamente de días o meses), ellas son muy afectadas por la rotación de la Tierra.

De manera simplificada, las ondas ecuatoriales que inciden en la costa de Sudamérica y que tienen mayor relevancia, son de dos tipos: ondas de Kelvin y ondas de Yanai (también llamadas ondas mezcladas de Rossby-gravedad). Las ondas que llevan la energía que se refleja de vuelta al Pacífico ecuatorial central, son ondas ecuatoriales de Rossby; mientras que las OAC llevan la energía a lo largo de la costa (Figura 1). Las ondas ecuatoriales de Kelvin como las de Rossby, juegan un papel muy relevante en la dinámica del fenómeno El Niño (por ej. Dewitte et al., 2016, Pizarro & Montecinos 2005) y sus propiedades son moduladas por los ciclos el Niño-La Niña. Estos ciclos afectan así, la magnitud de la energía que llega a las costas de Sudamérica (ver Mosquera & Dewitte, 2016). Las OAC pierden poca energía durante su viaje a



Oscar Pizarro Arraigada, Ph.D.
Profesor Titular, Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción Chile.

Ph.D. en Oceanografía de la Universidad de Gotemburgo, Suecia y oceanógrafo de la Universidad Católica de Valparaíso, Chile. Actualmente es Profesor Titular del Departamento de Geofísica e Investigador Asociado del Instituto Milenio de Oceanografía, Chile. Es autor de numerosas publicaciones científicas en revistas indexadas internacionales y sus temas de investigación están enfocados en la oceanografía del Pacífico Sur Oriental, la dinámica ecuatorial y el fenómeno El Niño y la variabilidad climática.

lo largo de las costas de Perú y Chile y generan grandes perturbaciones en el ambiente oceánico costero. De esta manera, las ondas ecuatoriales y las OAC constituyen un mecanismo oceánico de teleconexión, una especie de autopista oceánica, permitiendo que las perturbaciones originadas por el viento en el Pacífico ecuatorial central viajen eficientemente, primero por el Pacífico ecuatorial, y luego, a lo largo de la costa occidental de Sudamérica.

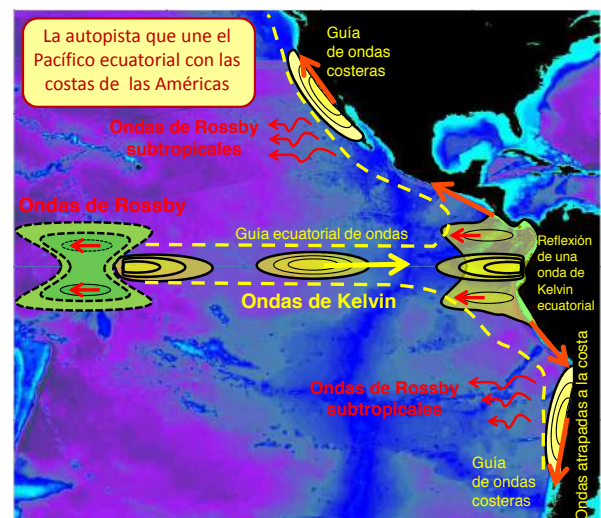


Figura 1. Representación esquemática del mecanismo de teleconexión en el océano: la autopista que une el Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile. En el Pacífico ecuatorial central el viento genera ondas de Kelvin (que viajan hacia el este) y ondas de Rossby (que viajan hacia el oeste) a lo largo del ecuador. Las ondas de Kelvin inciden en la costa de Sudamérica y generan nuevas ondas de Rossby que reflejan parte de la energía de vuelta al Pacífico ecuatorial y ondas que se propagan a lo largo de la costa en ambos hemisferios. A muy baja frecuencia, parte de la energía costera en las regiones "extratropicales" puede radiar hacia mar abierto como ondas de Rossby.

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Pizarro O.

Qué son las ondas atrapadas a la costa?

Las OAC pertenecen a una clase de ondas oceánicas conocidas como ondas geofísicas o planetarias, ya que sus escalas horizontales (longitudes de onda) son de cientos o incluso miles de kilómetros y sus escalas de tiempo (periodos) varían de días a meses (o incluso años). Ellas son fuertemente afectadas por la rotación de la Tierra y por la estratificación (variaciones verticales de la densidad del agua) del océano. Para entender estas ondas es necesario considerar que “sienten” cuando el océano rota rápidamente. En este contexto, *rápidamente*, quiere decir que el océano rota con un periodo cercano o menor al periodo de la onda. Por ejemplo, si consideramos el tiempo (T) que demora la cresta de la onda en recorrer una distancia igual a su longitud de onda (L) viajando a una velocidad de propagación c ($= L / T$) y lo comparamos con el tiempo de rotación del océano, es decir, el periodo de rotación de la Tierra (T_R , o su inverso denominado frecuencia angular $\Omega = 2\pi/T_R$), obtenemos un parámetro conocido como número de Rossby $Ro = c/(\Omega L) \sim T_R/T$. Todos los movimientos oceánicos (y atmosféricos) de “gran escala” se caracterizan por tener asociado un número de Rossby pequeño ($Ro < 1$) y “sienten” de manera importante la rotación de la Tierra. Cuando el océano está

estratificado en capas de diferente densidad las ondas internas (baroclínicas) perturban la profundidad de estas capas, de manera similar a como las ondas superficiales perturban el nivel del mar. Como en el océano la densidad del agua varía continuamente (estratificación continua), podemos imaginar que existe un número infinito de capas de diferentes densidades superpuestas. En este caso, la estructura vertical de las oscilaciones se puede descomponer en “modos normales”, que son estructuras parecidas a las oscilaciones armónicas en que se descomponen las vibraciones de una cuerda de guitarra –sujeta en ambos extremos–, pero como la variación de la densidad en el océano no es uniforme, los modos normales que describen los desplazamientos verticales de las isopícnas no son simples funciones sinusoidales (Figura 2a,b).

Las OAC pueden ser consideradas como una mezcla o un híbrido de dos tipos idealizados de ondas planetarias costeras: la onda de Kelvin baroclínica (OKB) y la onda de plataforma continental (OPC). Ellas pueden ser generadas por el viento o por perturbaciones que llegan a la costa desde el océano, como en el caso de las ondas ecuatoriales. Una descripción matemática detallada de las ondas atrapadas va más allá del objetivo de este artículo. En las siguientes sub-secciones describiremos solo brevemente las características más relevantes de estas ondas. Para mayor detalle, recomendamos leer la revisión de Brink (1991).

Ondas de Kelvin

Las OKB teóricamente solo existen en un océano estratificado de profundidad constante que presenta una costa en forma de pared vertical a lo largo de la cual viaja la onda, es decir, un océano donde no existe plataforma continental ni talud. Nótese que en el caso de las ondas de Kelvin ecuatoriales, no existe una pared vertical física, pero el paralelo ecuatorial, donde el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$, donde Ω es la velocidad angular de la Tierra y ϕ es la latitud) cambia de signo, juega un rol dinámico similar a una costa. Estas ondas se caracterizan porque su amplitud es máxima en la costa y decae rápidamente hacia mar abierto, de manera que lejos de la costa la onda no tiene ningún efecto. La distancia de decaimiento, a la que la amplitud de una perturbación se hace pequeña con respecto de la costa, se estima con el llamado radio de deformación interno de Rossby: $R_n = c_n / f$, donde c_n es la velocidad con que viaja el modo vertical n de la onda, el cual depende de la magnitud del parámetro de Coriolis y de la intensidad de la estratificación. En un océano continuamente estratificado, la estructura vertical de una onda de Kelvin puede ser representada como la superposición de diferentes modos verticales, cada modo vertical (n) tiene una escala de decaimiento R_n y una velocidad de propagación c_n diferente (Figura 2c). Junto con el decaimiento hacia afuera de la costa hay dos propiedades muy relevantes que caracterizan a las ondas de Kelvin: (1) la velocidad horizontal (u, v) tiene solamente una componente paralela a la costa (v), mientras que la componente perpendicular (u) es idénticamente igual a cero y (2) las ondas solo pueden viajar con la costa a la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte) cuando miramos en la dirección de propagación de la onda. Esta propiedad es una consecuencia del balance que existe

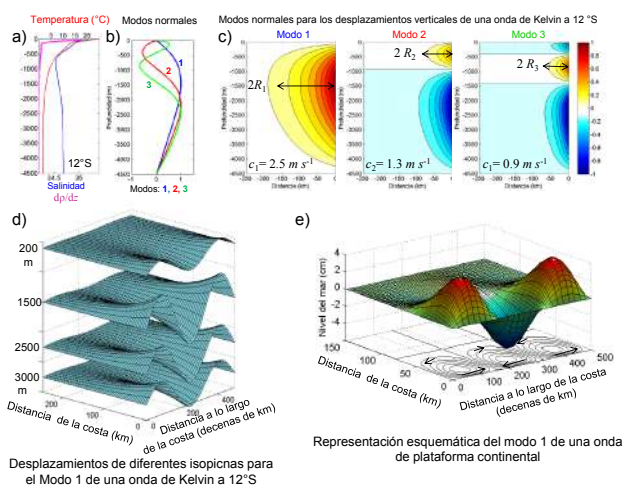


Figura 2. (a) Perfiles típicos de temperatura (rojo), salinidad (azul) y de la componente vertical del gradiente de densidad ($dp/dz \times 500$; ajustado a la escala de temperatura, eje superior) observado en el océano profundo frente a Perú (12°S) durante verano. (b) Primeros tres modos normales correspondiente a los desplazamientos verticales para los perfiles de temperatura y salinidad mostrados en (a). (c) Estructura hacia afuera de la costa de los modos normales mostrados en (b) de una onda de Kelvin. Las escalas hacia afuera de la costa: $R_1=82.1$ km, $R_2=41.3$ km, $R_3=28.9$ km y las velocidades de fase correspondientes a cada modo se muestran en la figura. (d) Desplazamientos de diferentes superficies de densidad constante (isopícnas) asociados al paso de una onda de Kelvin baroclínica (correspondiente al modo 1 mostrado en c). Los desplazamientos son representados para 200, 1500, 2000 y 3000 m de profundidad. (e) Representación esquemática de una onda de plataforma continental (modo 1). La estructura está basada en una topografía exponencial cuyo ancho (plataforma y talud) se extiende ~ 80 km. La superficie representa el nivel del mar (en cm) y las isolinias en la parte inferior representan líneas de corriente. Las velocidades están aproximadamente en balance geostrofico.

entre las distintas fuerzas que gobiernan el movimiento de la onda. Desde un punto de vista dinámico, las ondas de Kelvin son ondas semi-geostróficas, es decir, en la dirección perpendicular a la costa la fuerza de Coriolis asociada a la componente v de la velocidad, es contrarrestada exactamente por la fuerza que genera el gradiente de presión en la misma dirección, pero en sentido contrario (balance geostrófico). El gradiente de presión resulta del desplazamiento vertical de las isopícnas que produce la onda. En la dirección paralela a la costa, la fuerza del gradiente de presión hace que las partículas aceleren en la dirección de la fuerza, similar a lo que ocurre en las ondas de gravedad que no son afectadas por la rotación de la Tierra. Dado el balance de fuerzas indicado, es imposible que las ondas puedan viajar en el sentido opuesto a lo largo de una costa, ya que la fuerza de Coriolis apuntaría en la misma dirección que el gradiente de presión y no habría balance.

Ondas de plataforma continental

En contraste con las OKB, las OPC requieren de la presencia de una plataforma continental o de la variación de la profundidad en la dirección perpendicular a la costa. Si la vorticidad relativa $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ($\zeta > 0$) representa un

rotación anti-reloj) de una columna de agua que está en el hemisferio sur (donde la vorticidad planetaria $f < 0$) es originalmente cero y su altura (o profundidad) es H_0 , tendrá una vorticidad potencial dada por $\Pi = f/H_0$. Si la columna se desplaza a una profundidad menor ($H_1 < H_0$), por conservación del volumen su diámetro debe aumentar y, por tanto, la “magnitud” de la rotación absoluta (o vorticidad absoluta $|\zeta_1 + f|$) debe ser menor, es decir, la columna de agua adquirirá vorticidad relativa positiva ($\zeta_1 > 0$) para reducir así la magnitud de la vorticidad absoluta, y permitir que la vorticidad potencial se conserve, es decir, $(\zeta_1 + f)/H_1 = f/H_0$. Es importante notar que para las ondas que estamos analizando, la magnitud de $|f|$ es mucho mayor que $|\zeta|$ o equivalentemente el número de Rossby $Ro = |\zeta|/|f| \ll 1$. Por lo tanto, cuando las parcelas de agua que están sobre la plataforma o talud continental frente a Perú o Chile se desplazan hacia una profundidad menor, adquieren vorticidad relativa positiva ($\zeta > 0$) y cuando se desplazan a una región de mayor profundidad adquieren vorticidad relativa negativa ($\zeta < 0$). El cambio de la vorticidad relativa de las columnas de agua que se desplazan de su posición inicial tiene dos efectos: primero, genera un campo de velocidad horizontal (u, v) que tiende a mover las columnas de agua hacia su posición original, pero como es característicos en las ondas, en lugar de volver y quedarse en ella, las columnas continúan moviéndose hacia una profundidad mayor ($H_2 > H_0$), pero al desplazarse hacia H_2 , las columnas de agua adquirirán entonces vorticidad relativa negativa, generando un campo de velocidad que tenderá a desplazarlas nuevamente hacia su posición original. El segundo efecto importante, es que las perturbaciones progresan moviéndose a lo largo de la costa con las aguas de menor profundidad a la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte). Así, las OPC se propagan en la misma dirección que las ondas de Kelvin. El mecanismo de restauración que permite la existencia de las ondas de plataforma continental, es la conservación de la vorticidad potencial. El campo de velocidad asociado a las ondas consiste en un conjunto

de vórtices anticiclónicos y ciclónicos según corresponda a columnas que se desplazan hacia aguas someras o profundas (Figura 2e). Estas ondas son conocidas también como “Rossby topográficas”.

En el océano costero tanto la estratificación como las variaciones de la profundidad juegan un papel relevante y ambos mecanismos operan conjuntamente para dar lugar a las OAC; si la estratificación es más importante, las OAC tienden a ser baroclínicas, parecidas a OKB, pero si las variaciones de la topografía son más importantes, las ondas tenderán a ser más parecidas a OPC. Un parámetro que permite evaluar la importancia relativa de los dos mecanismos es $S = (R_1/L)^2$ (Brink, 1991), el cual compara el ancho de la plataforma continental (L) —una medida de la escala espacial perpendicular a la costa de las OPC— con el radio interno de Rossby (R_1) —la escala espacial hacia afuera de la costa de las OKB. Si $S \rightarrow 0$, la estratificación no juega un papel relevante y las ondas se comportan como OPC. La figura 3, muestra la estructura espacial de una OKB y de una OAC frente a Perú (12°S) y Chile (35°S). En la figura se representa la estructura de la velocidad a lo largo de la costa generada por los modos 1 y 2. A 12°S el radio de Rossby es mayor y ambos modos, 1 y 2 de la OAC, se asemejan a una onda de Kelvin, mientras que a 35°S , las perturbaciones sobre el talud varían un poco verticalmente (las isolíneas de amplitud tienden a ser verticales), lo que se asemeja más a una OPC. Sin duda, la estratificación sigue siendo importante a 35°S dado el pequeño ancho de la plataforma continental, un rasgo que caracteriza a las OAC a lo largo de toda la costa oeste de Sudamérica.

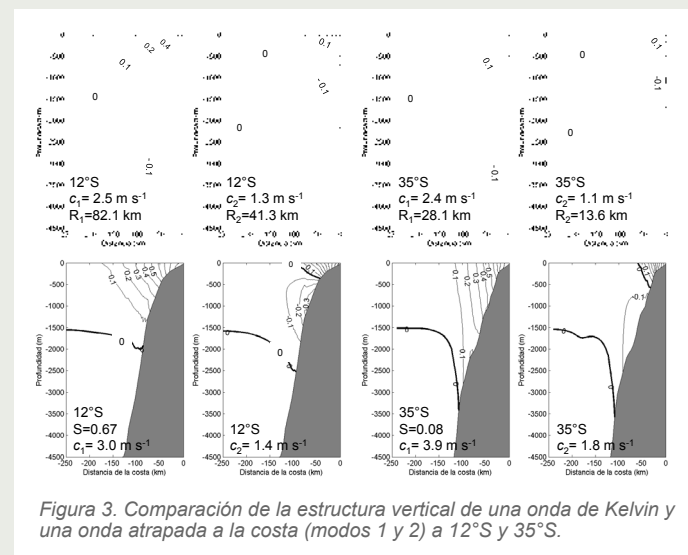


Figura 3. Comparación de la estructura vertical de una onda de Kelvin y una onda atrapada a la costa (modos 1 y 2) a 12°S y 35°S .

Efectos de las OAC sobre la surgencia costera

Sobre la plataforma y talud continental las OAC generan importantes cambios en el campo de velocidades y en la profundidad de las diferentes “clinas” (termoclina, nutriclina, oxiclina, etc). Ellas pueden modular la respuesta del océano al forzamiento del viento y el transporte de nutrientes hacia la capa iluminada del océano, afectando así las características y “calidad” de la surgencia costera.

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Pizarro O.

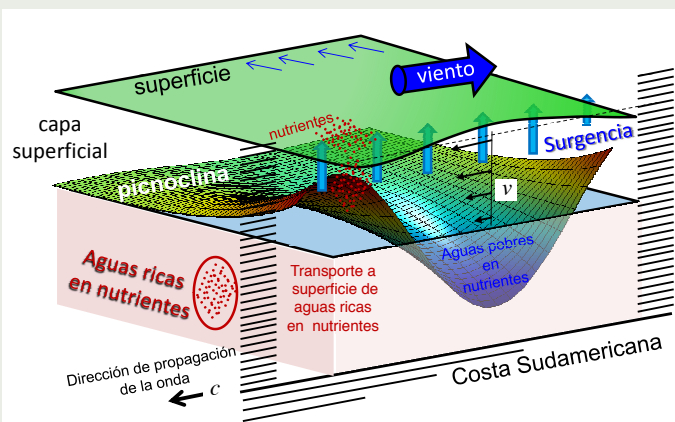


Figura 4. Esquema simplificado de la interacción entre una onda atrapada a la costa (tipo onda de Kelvin baroclínica) y la surgencia generada por el viento frente a Perú. En la figura se representa la superficie del mar y una isopícnica representativa de la piconclina (o alguna de las clinas). La OAC tiene una fase de "surgencia" (fase negativa) que favorece el transporte hacia superficie de aguas ricas en nutrientes y de bajo contenido de oxígeno y una fase opuesta de "sumergencia" donde el nivel del mar se eleva algunos centímetros y las "clinas" se hunden varias decenas de metros. Allí, aguas superficiales pobres en nutrientes abarcan una importante fracción de la columna de agua cerca de la costa y la surgencia generada por el viento no es capaz de enriquecer con nutrientes las aguas superficiales. Las corrientes que generan estas ondas también juegan un papel relevante en la advección de calor y sustancias disueltas.

Cuando las clinas están deprimidas por el paso de la fase positiva de una OAC, el afloramiento generado por el viento transporta hacia la superficie aguas que son relativamente cálidas y pobres en nutrientes. En cambio, durante la fase negativa las clinas se levantan y la surgencia generada por el viento transporta hacia la superficie aguas frías, de bajo oxígeno y ricas en nutrientes (Figura 4), esto último incrementaría la productividad biológica. En consecuencia, las OAC pueden modular el contenido de calor, la concentración de oxígeno disuelto, la concentración de nutrientes en las capas superficiales cercanas a la costa (por ej. Hormazábal et al., 2001, 2006; Gutiérrez et al., 2008; Dewitte et al., 2011), la productividad biológica y la composición de las comunidades planctónicas (Ulloa et al., 2001; Echevin et al., 2014). Las OAC también pueden interactuar con la topografía y la circulación costera favoreciendo la generación de remolinos de mesoescala (Zamudio et al., 2007) y de regiones costeras de mezcla intensa. Ambos procesos tienen gran relevancia para las dinámicas de la surgencia y la zona de mínimo oxígeno frente a Perú y Chile (Pizarro et al., 2016). Nuestro conocimiento sobre las ondas atrapadas a la costa y su conexión con las ondas ecuatoriales descansa sobre una base observacional y teórica relativamente sólida. Sin embargo, los efectos de las OAC en los ecosistemas costeros de Perú y Chile recién han comenzado a investigarse.

Referencias

- Brink, K.H. (1991). Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1), 389-412.
- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, Takahashi, K., Gushchina, D., Mosquera, K., & Purca, S. (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: Oceans*, 116(C4).
- Dewitte, B., K. Mosquera, y Takahashi, K., 2016: ¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central? *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Enero, Vol. 3, N°1, 4-8.
- Echevin, V., Albert, A., Lévy, M., Graco, M., Aumont, O., Piétri, A., & Garric, G. (2014). Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*, 73, 14-30.
- Gill, A. E., & Schumann, E. H. (1974). The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 4(1), 83-90.
- Gutiérrez, D., Enriquez, E., Purca, S., Quipúzcoa, L., Marquina, R., Flores, G., & Graco, M. (2008). Oxygenation episodes on the continental shelf of central Peru: Remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography*, 79(2), 177-189.
- Hormazábal, S., Shaffer, G., Letelier, J., & Ulloa, O. (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16657-16671.
- Hormazábal, S., Shaffer, G., Silva, N., & Navarro, E. (2006). The Perú-Chile undercurrent and the oxygen minimum zone variability off central Chile. *Gayana*, 70(1), 37-45.
- Mosquera, K. y B. Dewitte, 2016: ¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16? *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Enero, Vol. 3, N°3, 4-8.
- Pizarro, O., & Montecinos, A. (2005). *El Niño y la Oscilación del Sur*. *Biología Marina y Oceanografía: Conceptos y Procesos*. Trama Impresores SA, Concepción, Chile, 197-228.
- Pizarro, O., Ramírez, N., Castillo, M., Cifuentes, U., Rojas, W., & Pizarro-Koch, M. (2016). Underwater glider observations in the oxygen minimum zone off central Chile. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1783-1789.
- Ulloa, O., Escribano, R., Hormazabal, S., Quinones, R. A., González, R. R., & Ramos, M. (2001). Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1591-1594.
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., & Tilburg, C. E. (2007). Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C5).

¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16?

Los años 2015 y 2016 han sido muy interesantes para la comunidad científica internacional dedicada al estudio del Fenómeno El Niño, ya que luego de 18 años se dio un evento cálido con una magnitud comparable a la que se alcanzó en 1997/1998 y 1982/1983. Hay que indicar que en el Pacífico Central el evento, basado en la Temperatura Superficial del Mar (TSM), fue superior en su pico máximo (noviembre - diciembre) a los eventos de aquellos años. Sin embargo, frente al Perú, según la anomalía de la TSM en la región Niño 1+2 y basado en la definición del ICEN (ENFEN, 2012), el evento alcanzó la magnitud fuerte en invierno mas no extraordinaria, tal como sucedió en 1997/1998 y 1982/1983. Uno de los posibles factores habría sido el menor impacto de las ondas Kelvin oceánicas sobre la TSM a lo largo de la costa peruana. Estas ondas, al parecer, se debilitaron poco antes de alcanzar el extremo oriental, tal como se puede apreciar en la Figura 1, donde se muestran los diagramas longitud - tiempo a lo largo de la franja ecuatorial del evento El Niño 2015/2016 de distintas variables, como el esfuerzo de viento zonal, la profundidad de la termoclina y el nivel del mar. Se observa que la anomalía del esfuerzo de viento zonal presentó seis pulsos de viento del oeste



Dr. Kobi Mosquera-Vásquez
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Doctor en Oceanografía Física de la Universidad Paul Sabatier de Francia, Magíster en Física – Mención Geofísica y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Actualmente es investigador científico superior de la Sudirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y es representante alterno del IGP en el Comité Técnico para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN). En la actualidad se dedica al estudio de las ondas Kelvin oceánicas y su impacto en la dinámica y termodinámica del Pacífico Ecuatorial. Para esto utiliza información in situ, satelital y modelos numéricos simples.

intensos y recurrentes (ver cuadros verdes en la Figura 1a) durante el año 2015, los cuales produjeron la formación de seis ondas Kelvin cálidas (ver Figura 1bcd) que se esperaba habrían incrementado la temperatura del mar en el Pacífico Ecuatorial por medio de procesos advectivos tanto horizontales como verticales (ENFEN, 2015a-f; Mosquera, 2014). Estas ondas impactaron la profundidad de la termoclina, tal como se aprecia en la Figura 1bc, y también el nivel del

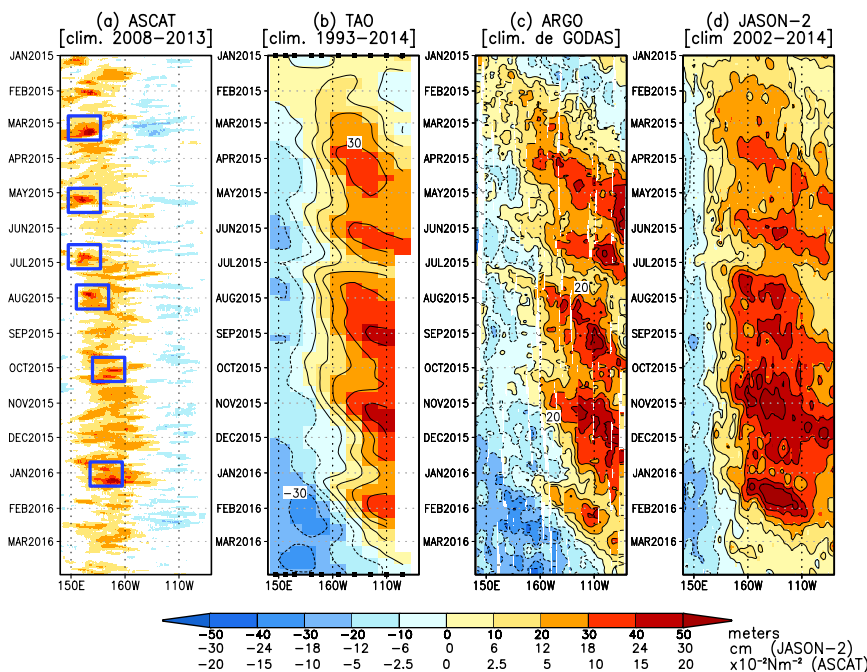


Figura 1. Diagramas longitud-tiempo de las anomalías de esfuerzo de viento zonal ecuatorial basados en datos del escaterómetro ASCAT (a), anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C datos de TAO (b) y los derivadores de Argo (c), datos del nivel del mar de JASON-2 (d). Los cuadros azules de (a) indican pulsos de viento.

¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16?

Mosquera K. y Dewitte B.



Dr. Boris Dewitte

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

Doctor 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). 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.

mar (Figura 1d). Todo esto se desarrolló de la manera que se espera cuando se produce un evento El Niño. Estas ondas ecuatoriales, en general, contribuyen en el incremento de la TSM que luego produce más anomalías de viento del oeste a través del proceso de acoplamiento océano-atmósfera (*Bjerknes feedback*; Bjerknes, 1969) que lleva al crecimiento de un evento El Niño. Entre julio y diciembre, según la información de la profundidad de la termoclina de TAO (Figura 1b) y nivel del mar satelital de JASON (Figura 1c), estuvieron presentes las ondas más intensas en el Pacífico Ecuatorial Central. Lo interesante es que las ondas Kelvin, luego del mes de julio, provocaron menor calentamiento frente a la costa peruana que lo esperado. Las ondas no mantuvieron su magnitud original en el extremo oriental e, incluso, parecieron desaparecer poco antes de su llegada esperada a la costa sudamericana (agosto-setiembre 2015 y febrero-marzo 2016; Figura 2cd) ¿Qué puede haber pasado?

La onda Kelvin ecuatorial, desde el punto de vista lineal, es una onda de gravedad no-dispersiva, la cual viaja hacia el este restringida a la banda ecuatorial debido a la rotación de la Tierra (Wang, 2003). Teóricamente, la onda Kelvin puede ser representada en la aproximación del modelo de "gravedad reducida" (Philander, 1991), la cual representa, en forma simplificada, la estructura térmica del océano como si este último solo tuviera dos capas de agua: una

cálida (superior) de profundidad H y densidad ρ_1 , y otra fría (inferior) de profundidad infinita y densidad ρ_2 ($>\rho_1$). El parámetro H representa la profundidad de la termoclina. Bajo esta aproximación, las ondas Kelvin tendrían una velocidad de propagación $C=(g'H)^{1/2}$, donde g' es conocida como gravedad reducida y es igual a $g.(\rho_2-\rho_1)/\rho_1$, y g es la aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2). Según este modelo, si la profundidad y estratificación de la termoclina fueran homogéneas en el Pacífico Ecuatorial, se esperaría que la ondas Kelvin forzadas por el viento se desplacen libremente hacia el este, sin ningún cambio en sus características de propagación (velocidad de fase, amplitud, estructura vertical), excepto por la pérdida o disipación de energía asociada a la propagación vertical, lo cual puede reducir su amplitud. No obstante, este tipo de disipación no puede explicar la magnitud de la tasa de decaimiento de la amplitud de la onda de Kelvin intraestacional (Mosquera et al., 2014).

Por otro lado, si una onda Kelvin cálida atravesara una región donde hay anomalías de viento del este/oeste, su amplitud podría verse reducida/aumentada. Como se puede apreciar en la Figura 2, vientos anómalos del este estuvieron presentes en el Pacífico Oriental durante casi todo el 2015 y debieron contribuir a la formación de ondas Kelvin frías que pudieron interferir

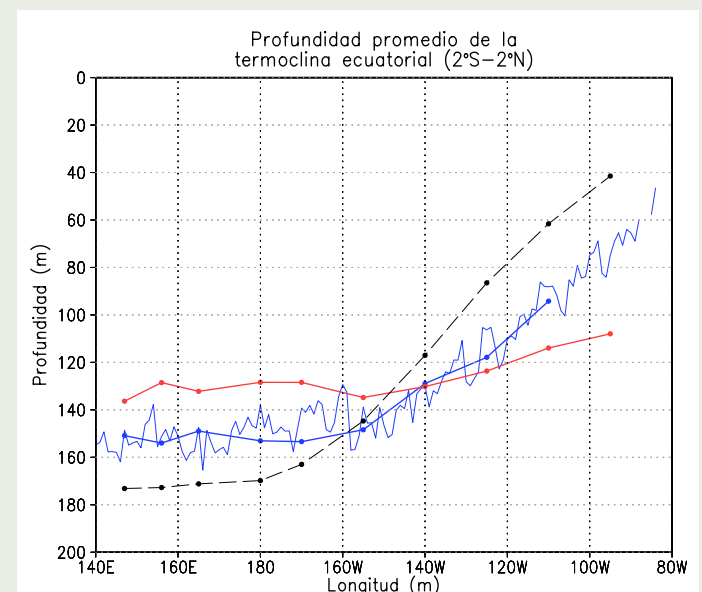
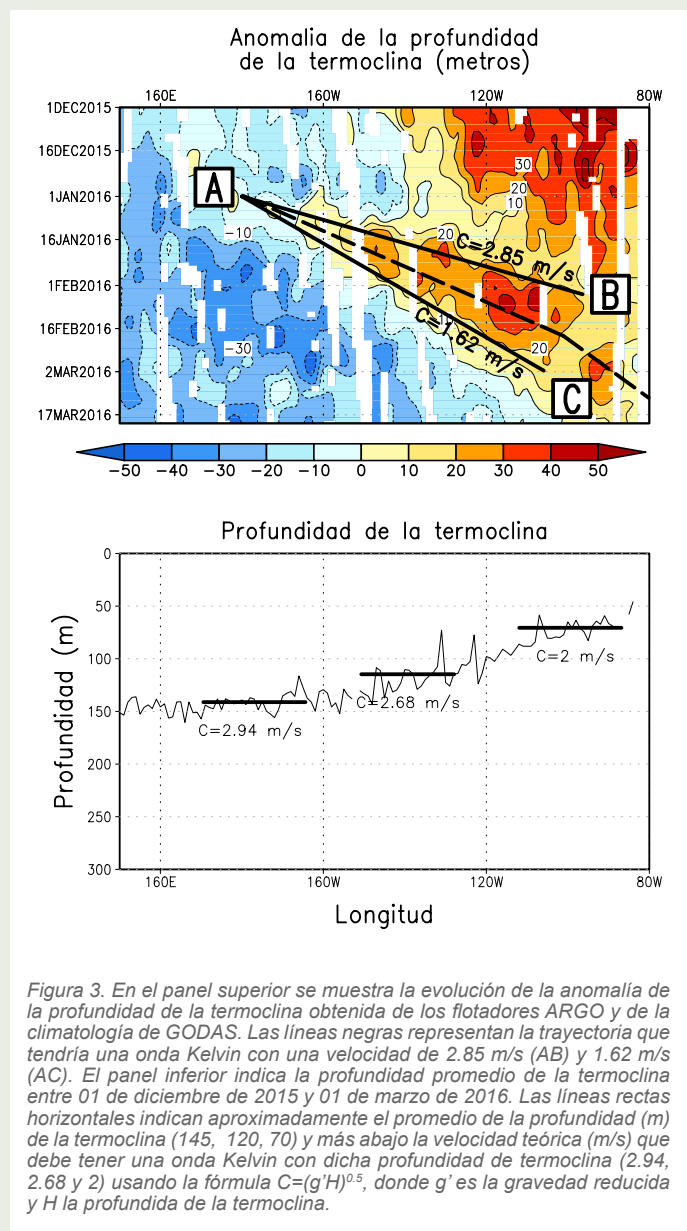


Figura 2. Profundidad promedio (octubre - febrero) de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial ($2^{\circ}\text{S}-2^{\circ}\text{N}$) obtenida para el periodo octubre 2015 - febrero 2016 de TAO (línea azul gruesa) y ARGO (línea azul delgada) y para el periodo octubre 1997 - febrero 1998 de TAO (línea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

parcialmente en la evolución de las ondas Kelvin cálidas en dicha región justo antes de llegar al extremo oriental. Esto aparentemente tuvo un rol importante en evitar que El Niño se desarrollara intensamente en el año 2014 (Dewitte et al., 2016). En los resultados preliminares de Mosquera y Segura (2015), quienes usaron un modelo oceánico de una capa homogénea (Mosquera, 2009) forzado con anomalías de esfuerzo de viento zonal del satélite ASCAT, se muestra la importancia de la anomalía de vientos del este en el Pacífico Ecuatorial Oriental para la formación de ondas Kelvin frías que atenuaron las ondas cálidas que se produjeron durante El Niño 2015-2016, en particular la formada a inicios de julio de 2015.

Por otro lado, es conocido que la profundidad de la termoclina en promedio no es uniforme a lo largo del Pacífico Ecuatorial, siendo mayor en el oeste que en el este, como consecuencia de la acción de los vientos alisios ecuatoriales que provocan un fuerte afloramiento de aguas frías en la región oriental. Solo en eventos El Niño la termoclina se vuelve más profunda en el este. Durante El Niño 2015/2016, a pesar de ser un evento muy fuerte en el Pacífico Ecuatorial, la termoclina no estuvo tan horizontal en el extremo oriental como en El Niño 1997-1998 (ver Figura 2). Por lo tanto, al pasar las ondas Kelvin ecuatoriales a lo largo de una termoclina de profundidad variable, estas debieron haber modificado sus características, tal como lo explican Yang y Yu (1992). Ellos estudian el caso en el que la profundidad de la termoclina se reduce hacia el este sobre escalas menores que la longitud de la onda Kelvin ecuatorial y encuentran que esta sufre una disminución en su longitud de onda y un incremento en su magnitud para conservar la energía total. Por otro lado, los científicos explican también que si el cambio oeste-este fuera abrupto debería haber una reflexión de la onda Kelvin como ondas Rossby, que haría perder energía a la primera. Mosquera-Vásquez et al. (2014), usando datos observados, muestran que en eventos El Niño del Pacífico Central, en los que la profundidad de la termoclina no es uniforme a lo largo del Pacífico Ecuatorial, la onda Kelvin se refleja parcialmente como ondas Rossby y no logra alcanzar la costa americana con la misma intensidad con la que se formó. Si vemos el gráfico inferior de la Figura 3, el cual representa la profundidad de la isoterma de 20°C (termoclina), obtenida de los datos de los flotadores ARGO, para el periodo diciembre 2015 – febrero 2016, se puede calcular, usando los resultados del modelo de “capa y media” y asumiendo una gravedad reducida $g' = 0.06 \text{ m/s}^2$, que una onda Kelvin formada en el extremo occidental tendría una velocidad de 2.94 m/s alrededor de la línea de cambio de fecha, pasando por el valor de 2.68 m/s, entre 160°W y 120°W, para terminar con una velocidad aproximada de 2 m/s en el extremo oriental. Esto podría haber sucedido con la onda Kelvin que se formó a mediados de diciembre cuya señal se aprecia en el panel superior de la Figura 3. Una vez formada la onda, esta cambia su velocidad entre 100° y 110°W, tal como se muestra en las líneas punteadas. Como la velocidad está ligada también a su estructura meridional, por la continuidad de la corriente zonal y presión y asumiendo que no existe dispersión modal, se debería ver un incremento de su amplitud a lo largo del ecuador. Asimismo, habría que hacer un análisis para detectar si hubo reflexión de ondas Rossby en esta longitud.



¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16?

Mosquera K. y Dewitte B.

Algo que lo descrito en el párrafo anterior no puede explicar es la propagación en forma de abanico que se observa en la señal de algunas ondas Kelvin sobre la profundidad de la termoclina, presentando un rango de velocidades de onda en lugar de una sola. Es decir, la onda Kelvin, al parecer, sufrió una especie de dispersión de su energía desde que se formó y mantuvo su señal máxima casi al centro de este “abanico” y una mayor dispersión entre 100° y 110°W. Los extremos de esta estructura corresponden a velocidades de onda de aproximadamente 2.85 m/s (AB) y 1.62 m/s (AC). Tomando el concepto de Busalacchi y Cane (1988), lo que podría haber ocurrido es que, debido al cambio de la densidad horizontal del océano, la onda Kelvin cálida se habría transmitido como: 1) un paquete de ondas Kelvin, de igual o menor velocidad que la original, y 2) otro paquete de ondas Rossby cortas (las que viajan al este). Adicionalmente, habría una reflexión de la onda Kelvin original como un paquete de ondas Rossby largas (las que viajan al oeste). Este proceso depende de la estructura de la termoclina, la cual determina la estructura vertical de las ondas (i.e. modos baroclinicos) y el intercambio de *momentum* (y energía) entre distintas ondas. Este proceso de reflexión/transmisión habría sido más intenso entre 110° y 100°W, donde la termoclina presentó una mayor inclinación, por lo que la estructura vertical de las ondas pudo modificarse y tener mayor variabilidad vertical. Esto se resume en forma gráfica en la Figura 4. El trabajo de Dewitte et al. (1999), quienes usaron información de un modelo de circulación general, concluyó que en este proceso de dispersión de energía, la amplitud de las ondas Kelvin más lentas se incrementarían en el extremo oriental. Por otro lado, procesos no-lineales pueden también contribuir a que la onda Kelvin se pueda disipar; tal idea la plantean Dewitte et. al. (2016). En su trabajo los autores resaltan el rol de la “advección” en la ecuación de *momentum* (términos

no-lineales de la forma $u' \frac{\partial u'}{\partial x}$) en la disipación

de las ondas Kelvin por medio de dispersión modal. Esto pudo contribuir a que El Niño 2014 no se desarrollara. Más aún, el estudio numérico de Giese y Harrison (1990) muestra que la poca profundidad de la termoclina en el Pacífico Oriental hace que los efectos no-lineales en las ondas Kelvin sean importantes debido a que la amplitud de las corrientes asociadas a las ondas alcanzan un nivel comparable al de las corrientes promedio, por lo cual las aproximaciones lineales podrían no ser adecuadas en esta región. Lo explicado arriba son procesos físicos que serán

importantes para interpretar la dinámica de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial, particularmente para aquellas que se presentaron en el periodo 2015/2016. Saber exactamente cuál es el mecanismo que determina la propagación de una onda Kelvin específica hacia el continente americano nos permitirá realizar un mejor pronóstico de su impacto en la temperatura superficial del mar en la costa peruana. Esto es un trabajo complejo, que amerita mucho esfuerzo tanto para la obtención y procesamiento de información *in situ* y satelital, como para la implementación de modelos oceánicos simples y de circulación general. Sin embargo, experimentos con modelos oceánicos de circulación general requieren de sistemas de

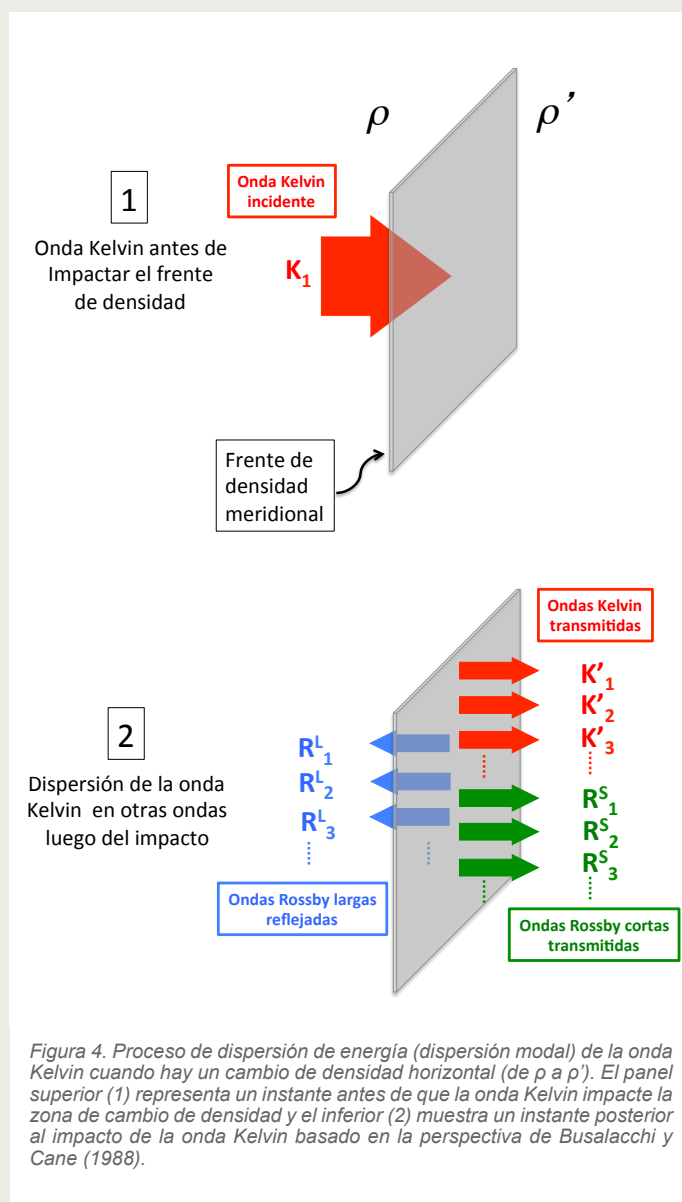


Figura 4. Proceso de dispersión de energía (dispersión modal) de la onda Kelvin cuando hay un cambio de densidad horizontal (de ρ a ρ'). El panel superior (1) representa un instante antes de que la onda Kelvin impacte la zona de cambio de densidad y el inferior (2) muestra un instante posterior al impacto de la onda Kelvin basado en la perspectiva de Busalacchi y Cane (1988).

cálculo de alto rendimiento (ej. Segura et al., 2014; Montes et al., 2016). Es este tipo de experimentos con los que se trabajará en el futuro para cuantificar el efecto de los procesos oceánicos no-lineales sobre la disipación/alteración de la onda de Kelvin y poder interpretar mejor lo que aconteció a las ondas Kelvin para no impactar, con gran intensidad, la TSM de la costa en el evento El Niño 2015/2016. Es importante resaltar que este es un tema de investigación que deberá ser resuelto en los próximos años por la propia comunidad científica peruana, ya que no es prioritario para otros países pero sí para el Perú.

Referencias

Bjerknes, J., 1969: *Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific*, *Journal of Physical Oceanography*, 97(3), 163-172.

Busalacchi, A. J., and M. A. Cane, 1988: *The effect of varying stratification on low frequency equatorial motions*, *Journal of Physical Oceanography*, 18, 801-812.

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

Dewitte, B., K. Mosquera, y K. Takahashi, 2016: *¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?*, *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, 3, 1, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

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

ENFEN, 2015a: *Informe Técnico ENFEN, No.3 - 2015*, marzo de 2015, 29.

ENFEN, 2015b: *Informe Técnico ENFEN, Año 1, No. 02*, mayo de 2015, 52.

ENFEN, 2015c: *Informe Técnico ENFEN, Año 1, No. 04*, julio de 2015, 51.

ENFEN, 2015d: *Informe Técnico ENFEN, Año 1, No. 05*, agosto de 2015, 59.

ENFEN, 2015e: *Informe Técnico ENFEN, Año 1, No. 07*, octubre de 2015, 61.

ENFEN, 2016: *Informe Técnico ENFEN, Año 2, No. 02*, enero de 2016, 61.

Giese, B. S., D. E. Harrison, 1990: *Aspects of the Kelvin wave response to episodic wind forcing*, *Journal of Geophysical Research*, 95 (C5), 7289-7312.

Montes, I., K. Mosquera, M. R. Luna, H. Gilt, D. Gazen, y R. Woodman, 2016: *Sistema computacional de alto rendimiento para la simulación de fluidos geofísicos HPC-Linux-Clúster*, *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, 3, 3, 9-10, Instituto Geofísico del Perú.

Mosquera, K., 2014: *Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 1, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Mosquera, K., y B. Segura, 2015: *Experimentos con el modelo oceánico lineal*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 2, 9, 9-10, Instituto Geofísico del Perú.

Mosquera, K., 2009: *Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación Numérica y datos observados*, Tesis para optar el grado de Magíster en Física - Mención Geofísica en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, and S. Illig, 2014: *The Central Pacific El Niño Intraseasonal Kelvin wave*, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.

Philander, S. G., 1991: *El Niño, La Niña, and Southern Oscillation*, Academic Press, Londres, 289.

Segura, B., I. Montes, y K. Mosquera, 2014: *Evolución del Sistema Computacional de Alto Rendimiento en el IGP para un mejor pronóstico y estudio de los fenómenos climáticos*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 11, 8-9, Instituto Geofísico del Perú.

Wang, B., 2003: *Kelvin Waves*, *Encyclopedia of Meteorology*, ED. J. Holton, Academic Press, 1062-1067.

Yang, J., and L. Yu, 1992: *Propagation of equatorially trapped waves on a sloping thermocline*, *Journal of Physical Oceanography*, 22, 573-583.

Predicciones numéricas de El Niño 2015-2016

Introducción

El Niño en 2015-16 fue probablemente el evento de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) más esperado tanto por la comunidad científica como la sociedad a nivel mundial y fue precedido por casi cuatro décadas de avances en los sistemas de observación y predicción. A mediados de 2015, los centros de pronósticos operacionales de todo el mundo eran casi unánimes: con una probabilidad que El Niño sería fuerte, con el potencial de competir con los grandes eventos El Niño de 1982-83 y 1997-98.

Sin embargo, el ENOS es un fenómeno climático multifacético que afecta a cada país de una manera diferente y las agencias nacionales utilizan diferentes índices, umbrales, y criterios. Por ejemplo, el Perú emite pronósticos para “El Niño costero” (ENFEN 2012), porque el clima en la costa es muy sensible al aumento local de la temperatura superficial del mar (TSM), y particularmente la posibilidad de lluvias muy intensas (ej. Takahashi 2004). Por otro lado, quizás el índice de ENOS más comúnmente monitoreado por las agencias internacionales es la anomalía de la TSM en la región denominada Niño 3.4 (ver mapa en la pág. 3), en el Océano Pacífico ecuatorial central, ya que la temperatura en esta región afecta fuertemente a los patrones de circulación atmosférica a nivel planetario (Barnston et al., 1997). Como consecuencia, si bien la mayoría de modelos de pronóstico generan resultados a nivel global, la mayoría de la información de las diferentes agencias disponibles libremente se limita al índice de Niño 3.4.

El presente artículo está basado en una traducción selectiva de L'Heureux et al. (2016) y discute los pronósticos realizados por modelos numéricos para El Niño 2015-16, enfocado principalmente en la región Niño 3.4.

Pronósticos multi-modelos

Los centros de pronóstico operacional consideran sus propios modelos climáticos internos y una serie de “plumas” de modelos, que son gráficas que muestran miembros de *ensembles* de corridas y/o los promedios de dichos “*ensembles*” para un conjunto de modelos diferentes.

La pluma multi-modelo IRI/CPC¹ para el pronóstico del índice de temperatura superficial del mar (TSM)



Michelle L'Heureux, M. Sc.
Investigadora del Centro Nacional de
Administración de la Atmósfera y los
Océanos (NOAA)

Meteoróloga y científica del clima en el Centro de Predicción Climática de la NOAA de los EE.UU., en el cual lidera el grupo de predicción de El Niño-Oscilación Sur. Obtuvo su maestría en ciencias atmosféricas en la Colorado State University. Tiene más de 20 publicaciones con revisión por pares en los temas de variabilidad y predictibilidad climática, así como de cambio climático.

y la región Niño 3.4 (170°O-120°O, 5°S-5°N) en el Pacífico central, es quizás la recopilación operacional más larga de varios modelos, que incluye modelos tanto dinámicos como estadísticos. Mensualmente, varias agencias a nivel mundial proporcionan el pronóstico promedio estacional de Niño 3.4 de sus modelos con hasta 9 meses de anticipación. En las actualizaciones más recientes de la pluma IRI/CPC se muestra un *ensemble* de múltiples modelos (MME en inglés), con poco más de 15 modelos “dinámicos” (que resuelven las ecuaciones matemáticas de la física) y casi 10 “estadísticos” (que utilizan relaciones empíricas basadas en datos observacionales pasados). Sin embargo, dentro de la categoría dinámica se encuentran un conjunto de menos de 5 modelos del tipo llamado “modelos de complejidad intermedia” (ICMs en inglés), que son híbridos, no tan completos como los modelos dinámicos de última generación y que dependen fuertemente de métodos estadísticos. En los últimos dos años, en general, la bondad de los pronósticos dinámicos es mejor cuando se excluyen los ICMs, mientras que el promedio de ICMs no es mejor que el promedio de los modelos estadísticos.

Existen otras plumas de modelos, como el *Ensemble* de Modelos Norteamericanos (NMME; Kirtman et al., 2014) y EUROSIP (Palmer et al., 2004), de los que cada vez más pronosticadores de ENOS dependen. La ventaja de estas plumas es que muestran los miembros individuales del *ensemble* de cada modelo, cuya dispersión representa el “ruido” o la incertidumbre asociada a la sensibilidad de las

¹Los umbrales para establecer la categoría de condiciones cálidas o frías débiles, moderadas, fuertes, y muy fuertes usando el ONI son ± 0.50 , ± 1.00 , ± 1.50 , y ± 2.00 , respectivamente (Nota Técnica ENFEN, 02-2015).

previsiones climáticas a las condiciones iniciales debido a la naturaleza caótica del sistema (ver Takahashi, 2015).

La Figura 1 ilustra, con líneas grises, el pronóstico de cada modelo individual de la pluma IRI/CPC desde el trimestre diciembre 2013-febrero 2014 hasta febrero-abril 2016 para el caso de los modelos dinámicos (panel superior), incluyendo los ICMs, y los modelos estadísticos (panel inferior). Las líneas azules y rojas representan el promedio del MME, por lo que se ubican dentro del rango de las líneas grises correspondientes a modelos individuales. En general, el promedio MME tiende a ser más hábil que cualquier modelo individual porque, al promediar, los errores de los modelos individuales tienden a anularse entre sí (Palmer et al., 2004; Kirtman et al., 2014). Sin embargo, la realidad será el resultado de una señal predecible (por ejemplo, debido a la dinámica ENOS) y procesos impredecibles que se consideran ruido, mientras que el promedio MME está diseñado para suprimir el ruido impredecible con el fin de identificar la señal predecible. Los eventos de ENOS son oportunidades para la predicción cuando el rol de la señal predecible es mayor que el nivel típico de ruido (por ejemplo, Vecchi et al., 2006; Kumar y Hu 2014). Las predicciones 2015-16 del índice Niño 3.4 SST fueron exitosas, especialmente cuando se yuxtaponen con la baja predictibilidad de ENOS en la década anterior (Barnston et al., 2012) y las predicciones fallidas de El Niño en 2014-15, el cual no creció como esperado (McPhaden 2015). Para los períodos objetivo en 2014, el pronóstico promedio de los modelos estadísticos (líneas azules) fue más cercano a lo observado (línea negra), mientras que el promedio dinámico (líneas rojas) sobrepasó en gran medida el calentamiento observado en Niño 3.4. Pero después de mediados de 2014, los pronósticos mejoraron y, en general, se acercaron al modesto calentamiento (anomalía de TSM en Niño 3.4 cerca de $+0,5^{\circ}\text{C}$) observado durante varias temporadas en 2014-15.

Al salir del verano 2014-15, una serie de modelos dinámicos y estadísticos predijeron una disminución en el índice Niño 3.4. Una vez que los datos observacionales mostraron un calentamiento a principios de 2015, muchos modelos dinámicos y estadísticos comenzaron a pronosticar un El Niño más significativo. Sin embargo, ambos promedios de MME subestimaron la fuerza del pico del episodio, sin prever la posibilidad de un evento con $+2^{\circ}\text{C}$ de calentamiento hasta mediados de julio de 2015 en el caso de los dinámicos y mediados de agosto de 2015 para los estadísticos.



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.

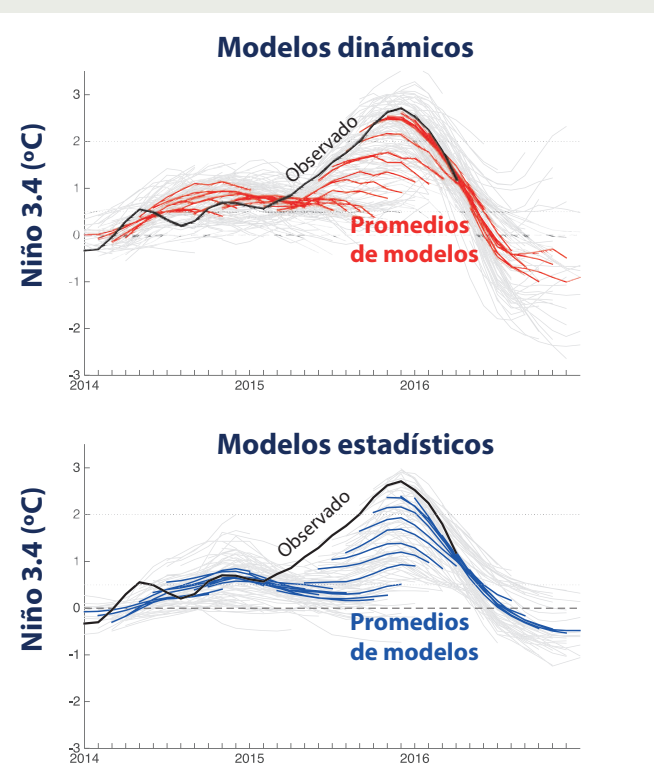


Figura 1. Pluma IRI/CPC de pronósticos multi-modelos de la anomalía de temperatura superficial del mar trimestral en la región Niño 3.4 (2014-2016) separada en modelos dinámicos (arriba) y estadísticos (abajo) para todas las condiciones iniciales y leads. Lo observado se muestra en negro, el promedio multi-modelo en rojo y azul, y el promedio de ensemble de cada modelo en gris.

Para agosto de 2015, las perspectivas oficiales de ENOS fueron más asertivas considerando el potencial de un evento históricamente fuerte. En este momento, las comunicaciones públicas favorecieron explícitamente un evento que rivalizaba con los mayores eventos El Niño observados. En mayo de 2015, el *Bureau of Meteorology* (BoM) de Australia

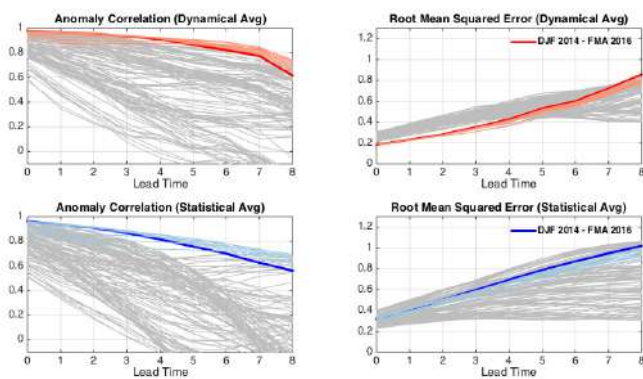


Figura 2. La correlación de anomalía (AC; izquierda) y error cuadrático medio (RMSE; derecha) para diferentes leads entre las observaciones y los promedios multi-modelo de las predicciones dinámicas (fila superior) y estadísticas (fila inferior) del índice Niño 3.4. Las gruesas líneas azules y rojas corresponden al periodo DEF 2013/14-FMA 2016. Las líneas grises corresponden a 26 periodos pasados con traslape, desfasadas en una temporada. Las líneas finas azules y rojas indican superposición con el periodo DEF 2013/14-FMA 2016.

señaló que los promedios del modelo dinámico del Centro Mundial de Producción de Pronósticos a Largo Plazo de la OMM (un subconjunto de modelos en la pluma IRI / CPC) superaban los $+2^{\circ}\text{C}$ para las próximas temporadas de primavera/verano. Asimismo, ENFEN en el Perú también señaló que los pronósticos para la región Niño 1+2 en el Pacífico oriental según los modelos del NMME se acercaron a los pronósticos realizados en 1997-98.

En 2015, los modelos estadísticos presentaron un retraso en la tasa de crecimiento del evento con relación a los modelos dinámicos y nunca previeron la amplitud pico del evento como los dinámicos. Esta disparidad es consistente con los pronósticos previos de ENOS; en general, los modelos estadísticos a menudo están retrasados relativo a los modelos dinámicos porque no están configurados para aprovechar los cambios más recientes en la evolución observada (Barnston et al., 2012). Muchos modelos estadísticos están entrenados con datos promediados mensual o estacionalmente, por lo que no pueden resolver las variaciones de corto plazo (por ejemplo, pulsos de viento del oeste) con que los modelos dinámicos se inicializan. Así, el "éxito" de los modelos estadísticos durante 2014, puede deberse a que no estaban preparados para reaccionar a condiciones que los modelos dinámicos consideraban como precursores o amplificadores importantes del crecimiento de El Niño.

Evaluando la bondad del pronóstico utilizando la correlación entre las series temporales de las anomalías de TSM ("anomaly correlation" o AC) sobre ventanas móviles de 2 años, las predicciones promedio de los modelos dinámicos y estadísticos para el evento 2015-16 presentaron los valores más altos desde que se creó la pluma IRI/CPC en

2002. La Figura 2 (columna izquierda) muestra que los pronósticos para DEF 2014-FMA 2016 (líneas rojas y azules gruesas) tuvieron la AC más grande en relación con otros periodos de tiempo de longitud equivalentes que se remontan a 2002 (las líneas grises corresponden a ventanas de 26 temporadas pasadas consecutivas superpuestas, deslizándose entre sí por una temporada). Las líneas rojas y azules más delgadas corresponden a rangos que están fuertemente asociados con el período reciente (por ejemplo, NDE 2013 - EFM 2016). Los ACs excedieron 0.6 hasta *lead* (tiempo de anticipación) de 8 meses para ambos tipos de modelos, con los modelos dinámicos demostrando ligeramente más habilidad para *lead*-0 a *lead*-7. El promedio de modelos dinámicos tuvo un AC mayor que 0.9 hasta *lead*, mientras que el promedio de los estadísticos sólo lo hizo hasta *lead*-2. La métrica de AC premia un buen ajuste entre las series de tiempo de pronóstico y de observación durante un evento más grande (en relación con un buen ajuste durante un evento más pequeño) y, por lo tanto, la mayor AC fue parcialmente debido al hecho de que este evento fue el más grande en el registro de los modelos (2002-2016) y que fue bien pronosticado.

En comparación con la AC, el error cuadrático medio (RMSE en inglés) entre las series de anomalías de TSM de Niño 3.4 en general no indica tanta bondad de pronóstico en relación con los pronósticos anteriores en la pluma IRI/CPC (Figura 2, columna derecha). Para el promedio de modelos estadísticos, el RMSE fue de aproximadamente entre $0,8^{\circ}\text{C}$ y $1,0^{\circ}\text{C}$ pasado el *lead*-4, pero fue de $0,5^{\circ}\text{C}$ a $0,8^{\circ}\text{C}$ para el promedio de los dinámicos. Para los más largos, los modelos estadísticos y dinámicos tuvieron uno de los mayores errores desde 2002. A la inversa, para los tiempos de ejecución más cortos (*lead*-0 a *lead*-4), el promedio dinámico MME tuvo uno de los errores más pequeños en el IRI / CPC historia de la pluma.

Más allá del *lead*-1, el RMSE para el promedio de los estadísticos se mantuvo aproximadamente en el cuartil superior de la dispersión del error histórico, mejorando al punto medio del spread para los *leads* más cortos.

La Figura 3 indica que todos los promedios multi-modelos tienden a subestimar los valores observados cuanto más fuerte es el evento y mayor es el *lead* (tanto para El Niño como para La Niña). Este resultado puede no ser sorprendente para un evento de gran amplitud, pero los bajos errores ($0,2^{\circ}\text{C}$ a $0,3^{\circ}\text{C}$) en los modelos dinámicos a *leads* cortos fueron bastante excepcionales.

Discusión

En algunos aspectos, los pronósticos operativos con modelos numéricos para el índice Niño 3.4 fueron los mejores desde al menos el año 2002. Sin embargo, esto no debe sugerir complacencia, ya que se vio que en el año 2014 los modelos dinámicos sobreestimaron el calentamiento, sugiriendo un evento El Niño sustancial en el Pacífico central, que finalmente quedó marginalmente entre neutral y El Niño en el verano 2014-15. Las predicciones más largas en los modelos dinámicos, intermedios y estadísticos contienen errores relativamente grandes (mayores a 0,5°C más allá del *lead-4*), lo que hace que las predicciones de la intensidad de los eventos ENOS sean un desafío continuo. Además, el promedio de los *ensembles* multi-modelos pronosticó con retraso el calentamiento inicial en la región Niño 3.4 observado a inicios de 2015, especialmente en el caso de los modelos estadísticos, y subestimaron la intensidad para *leads* mayores. Los modelos estadísticos parecen estar limitados por su incapacidad para responder a los factores de corta escala temporal que presagian el crecimiento del ENOS, aunque esto podría haber sido paradójicamente su ventaja durante 2014. Si bien se deberían buscar mejoras en las predicciones, un reto importante es comunicar que parte de la incertidumbre de los pronósticos es irreductible: siempre habrá error en las condiciones iniciales, condiciones de frontera y debido al uso de modelos imperfectos.

El Niño 2015-16 tuvo una magnitud histórica, comparable con los eventos de 1982-83 y 1997-98, en la región Niño 3.4 (Figura 4, panel superior izquierdo). Desde una perspectiva operativa, sin embargo, hay un par de temas que vale la pena examinar más. Un desafío fundamental es comprender mejor la influencia de las tendencias de largo plazo. La OMM recomienda que se utilice el período base de 30 años más reciente para definir las anomalías (actualmente, 1981-2010, Arguez 2012), pero es probable que parte de las anomalías en los índices ENOS no se relacione únicamente con la dinámica del ENOS, sino con las tendencias de calentamiento asociadas al cambio climático o variabilidad natural. Entonces, ¿Cómo cuantificamos mejor la parte de las anomalías relacionadas con el ENOS versus la parte relacionada con la variabilidad decadal, multidecadal o secular? ¿Y qué tan importante es diagnosticar el papel de las tendencias cuando se trata de monitoreo y predicción de El Niño sobre una base mensual o estacional? Por ejemplo, ¿Cuáles son las consecuencias de un valor de índice estacional de

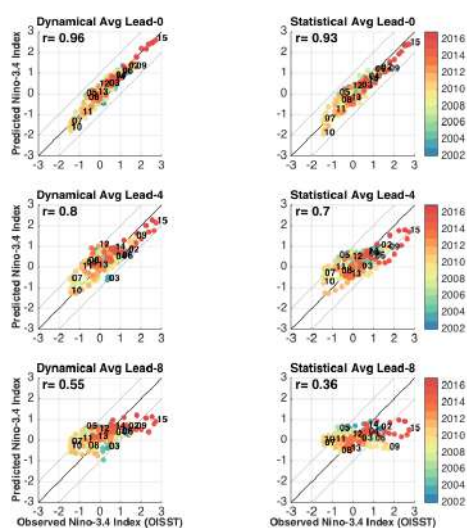


Figura 3. Gráficos de dispersión de los valores observados en el índice Niño-3.4 (trazados en abscisas) frente a los pronosticados a *lead-0* (fila superior), *lead-4* (fila media) y *lead-8* (fila inferior) para el promedio de los modelos dinámicos (columna izquierda) y estadísticos (columna derecha) para todos los trimestres desde el inicio de la pluma IRI/CPC en febrero de 2002. El color indica el año pronosticado, mientras que los números indican el año correspondiente a los trimestres NDE. Se indica también el coeficiente de correlación lineal r .

También es necesario aplicar métricas probabilísticas de verificación para evaluar si las observaciones estuvieron dentro de la dispersión de los pronósticos. Por ello vale la pena comprobar si la dispersión de los pronósticos del modelo refleja la incertidumbre en el mundo real, ya que generalmente se piensa que la mayoría de los modelos son poco dispersivos o tienden a ser demasiado confiados (por ejemplo, Shi et al., 2015).

No sólo hay incertidumbre asociada con los modelos, sino que hay incertidumbre entre los datos observacionales utilizados para la verificación (por ejemplo, Goddard et al., 2009). En general, la tendencia predominante es hacia el desarrollo de productos de mayor resolución, por lo que para este estudio se seleccionó la fuente de datos de TSM denominada OISST diaria como base para la verificación del modelo. Pero, sin duda, los modelos estadísticos, con sus entradas y salidas generalmente en escalas más gruesas, están en una desventaja inherente cuando se comparan con un conjunto de datos de observación de alta resolución. Debido a que los modelos estadísticos a menudo son construidos y entrenados con datos de reconstrucciones estadísticas (debido a los registros más largos disponibles), puede ser útil desarrollar nuevas estrategias para aumentar la resolución de estos conjuntos de datos.

Niño 3.4 de $+2,3^{\circ}\text{C}$ que cambia a $+2,1^{\circ}\text{C}$ después de eliminar las tendencias? En general, ¿qué tan importante es el efecto de la variabilidad a largo plazo sobre las características estacionales de ENOS, la dinámica y la predictibilidad?

Otro desafío está relacionado con la diversidad de ENOS (Capotondi et al., 2015). Si bien El Niño 2015-16 fue similar a los de 1982-83 y 1997-98 en Niño 3.4, en el Pacífico oriental (Niño 1+2) el calentamiento fue solo la mitad que en esos años (Figura 4, panel inferior derecho). Los pronósticos con modelos numéricos generalmente no son tan buenos para la región Niño 1+2 como para la región Niño 3.4 (ej. Reupo y Takahashi, 2014) y, si bien hay avances (Takahashi y Dewitte, 2015), los mecanismos físicos propios de esta región no han sido suficientemente estudiados. En general, la diversidad de ENOS es un tema relativamente nuevo y difícil, pero de importancia práctica, por lo que se debe evaluar los modelos en ese sentido también para poder mejorar los pronósticos.

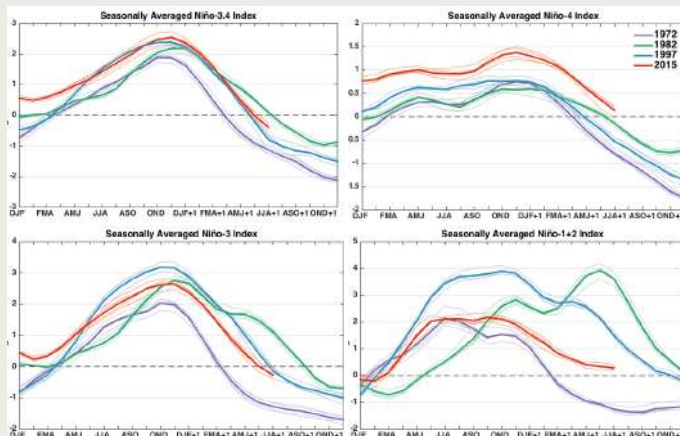


Figura 4. Evolución de los valores trimestrales de las anomalías de temperatura superficial del mar en las regiones Niño 3.4 (panel superior izquierdo), Niño 4 (panel superior derecho), Niño 3 (panel inferior izquierdo) y Niño 1+2 (panel inferior derecho) durante 2015-16 (rojo), 1997-98 (azul), 1982-83 (verde) y 1972-73 (púrpura). Las líneas finas corresponden a los conjuntos de datos ERSSTv3b, ERSSTv4, COBE y HadISST, y las líneas más gruesas son el promedio de todos los conjuntos de datos. Las anomalías se calculan con respecto a la climatología de 1981-2010.

Referencias

- Arguez, A., I. Durre, S. Applequist, R. S. Vose, M. F. Squires, X. Yin, R. R. H. Jr., and T. W. Owen, 2012: NOAA's 1981-2010 U.S. climate normals: An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (11), 1687–1697, doi:10.1175/BAMS-D-11-00197.1.
- Barnston, A. G., M. Chelliah, and S. B. Goldenberg, 1997: Documentation of a highly ENO-related SST region in the equatorial pacific: Research note. *Atmos.-Ocean*, 35 (3), 367–383, doi:10.1080/07055900.1997.9649597.
- Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWitt, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (5), 631–651, doi:10.1175/BAMS-D-11-00111.1.
- Capotondi, A., and Coauthors, 2015: Understanding ENSO diversity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96 (6), 921–938, doi:10.1175/BAMS-D-13-00117.1.
- ENFEN, 2012: Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú, Nota Técnica ENFEN.
- Goddard, L., D. G. DeWitt, and R. W. Reynolds, 2009: Practical implications of uncertainty in observed SSTs. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (9), n/a–n/a, doi:10.1029/2009GL037703, 109710.
- Kirtman, B. P., and Coauthors, 2014: The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 seasonal-to-interannual prediction; phase-2 toward developing intraseasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95 (4), 585–601, doi:10.1175/BAMS-D-12-00050.1.
- Kumar, A., and Z.-Z. Hu, 2014: How variable is the uncertainty in ENSO sea surface temperature prediction? *J. Climate*, 27 (7), 2779–2788, doi:10.1175/JCLI-D-13-00576.1.
- L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A., Becker, E. J., Di Liberto, T. E., Gamble, F., Gottschalck, J., Halpert, M. S., Huang, B., Mosquera-Vásquez, K., Wittenberg, A. 2016: Observing and predicting the 2015-16 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* doi: 10.1175/BAMS-D-16-0009.1
- McPhaden, M. J., 2015: Playing hide and seek with El Niño. *Nature Clim. Change*, 5 (9), 791–795, doi:10.1038/nclimate2775.
- Palmer, T. N., and Coauthors, 2004: Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85 (6), 853–872, doi:10.1175/BAMS-85-6-853.
- Reupo, J. y K. Takahashi, 2014: Validación de pronósticos con modelos globales: Correlaciones de TSM (1982-2010), *Bol. El Niño IGP*, 1, 1, 8-9.
- Shi, W., N. Schaller, D. MacLeod, T. N. Palmer, and A. Weisheimer, 2015: Impact of hindcast length on estimates of seasonal climate predictability. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (5), 1554–1559, doi:10.1002/2014GL062829, 2014GL062829.
- Takahashi, K., 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño events. *Ann. Geophys.*, 22 (11), 3917–3926.
- Takahashi, K., 2015: La ciencia de la predicción. *Bol. El Niño IGP*, 2, 10, 4-8.
- Takahashi, K., and B. Dewitte, 2016: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dyn.*, 46 (5), 1627–1645, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.
- Vecchi, G. A., A. T. Wittenberg, and A. Rosati, 2006: Reassessing the role of stochastic forcing in the 1997-1998 El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2005GL024738, 101706.

La terminación de El Niño

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

Conceptos básicos

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

Para entender esto, primero debemos saber que la temperatura del agua disminuye con la profundidad y esta disminución es particularmente abrupta en una capa llamada termoclina. Simplificando, se puede decir que la termoclina divide el océano en dos capas: una cálida cerca de la superficie y una fría por debajo de esta. En la Fig. 1 se puede identificar la termoclina como la capa en la que las isotermas (curvas de igual temperatura) se encuentran más apretadas en la dirección vertical, con su centro aproximadamente correspondiente a la isoterma de 20°C. Los vientos, que normalmente empujan del este al oeste, mantienen el agua cálida apilada en el oeste, de manera que la superficie del mar es más elevada y la termoclina es más profunda en el Pacífico Occidental que en el Oriental. La menor profundidad de la termoclina en el Oriental permite el afloramiento de agua fría que mantiene la temperatura superficial del mar (TSM) relativamente fría. Cuando la termoclina se profundiza, el afloramiento frío ya no es efectivo y la TSM aumenta en el Pacífico



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

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

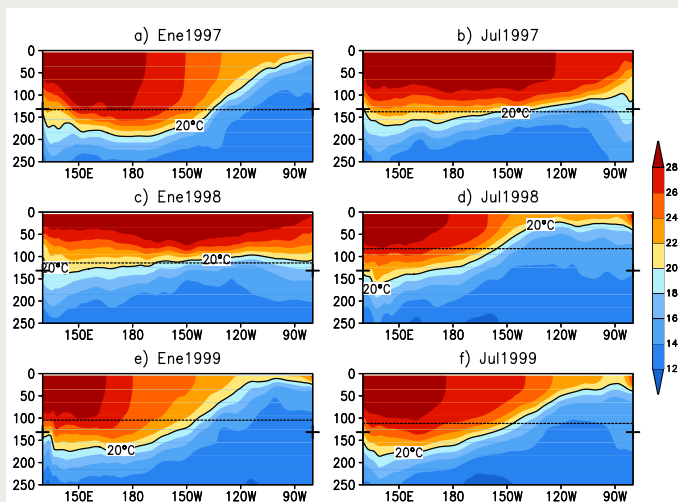


Figura 1. Temperatura del mar promediada entre 2°S y 2°N en el Pacífico Ecuatorial durante El Niño 1997-98 y La Niña 1998-99. Las líneas punteadas indican la profundidad promedio de la isoterma de 20°C y las marcas a los lados indican el promedio climatológico correspondiente.

Oriental, lo cual es lo que se observa típicamente durante El Niño (Fig. 1c). Por lo contrario, una termoclina menos profunda y TSM menor se observa durante La Niña (Fig. 1e). El comportamiento de la termoclina es un elemento clave para la física de ENOS y está íntimamente afectado por la acción del viento: cuando los vientos del este en el Pacífico Ecuatorial Occidental disminuyen, la termoclina en el Pacífico Oriental se profundiza y es así que crece y se mantiene un evento El Niño.

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.

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

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

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

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

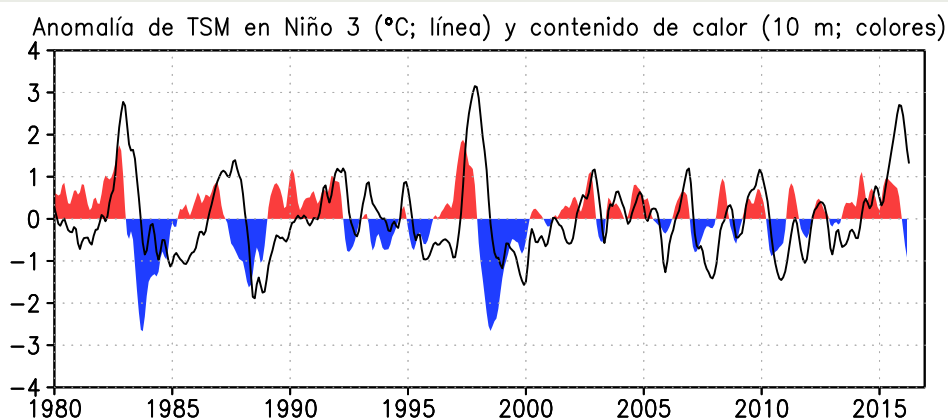


Figura 2. Profundidad promedio (octubre - febrero) de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial (2°S-2°N) obtenida para el periodo octubre 2015 - febrero 2016 de TAO (línea azul gruesa) y ARGO (línea azul delgada) y para el periodo octubre 1997 - febrero 1998 de TAO (línea roja gruesa). La línea cortada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

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

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

Terminación de El Niño en el Pacífico Oriental

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

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

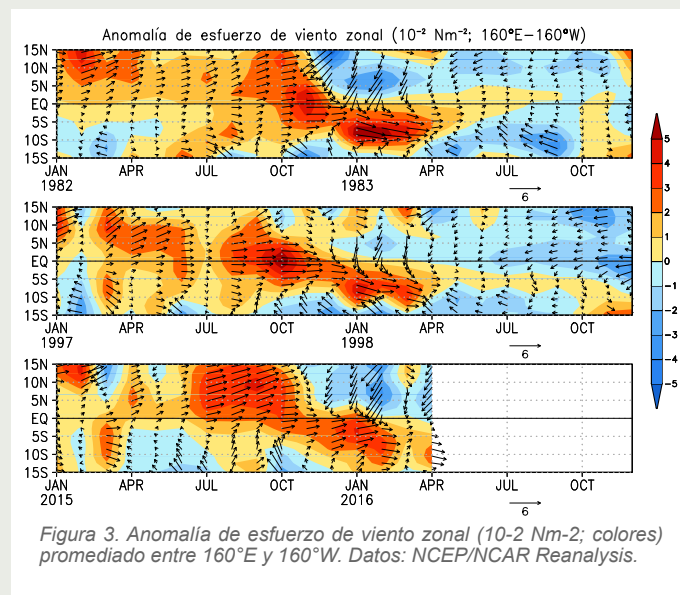


Figura 3. Anomalia de esfuerzo de viento zonal (10^{-2} Nm^{-2} ; colores) promediado entre 160°E y 160°W . Datos: NCEP/NCAR Reanalysis.

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

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

Un aspecto importante para el Perú es que a pesar de la descarga de contenido de calor, la TSM en el extremo oriental del Pacífico se mantuvo elevada hasta el otoño, tanto en 1983 como 1998. Esto se explica por la no-linealidad de la dependencia de la convección (lluvia intensa) atmosférica en la TSM absoluta, ya que cuando la TSM es suficientemente alta, como en estos eventos El Niño extraordinarios, la activación de la convección ecuatorial en el Pacífico Oriental en el verano austral resulta en el colapso de los vientos del este en esta región (Fig. 4), lo cual genera calentamiento en la costa sudamericana en los siguientes meses (Vecchi, 2006).

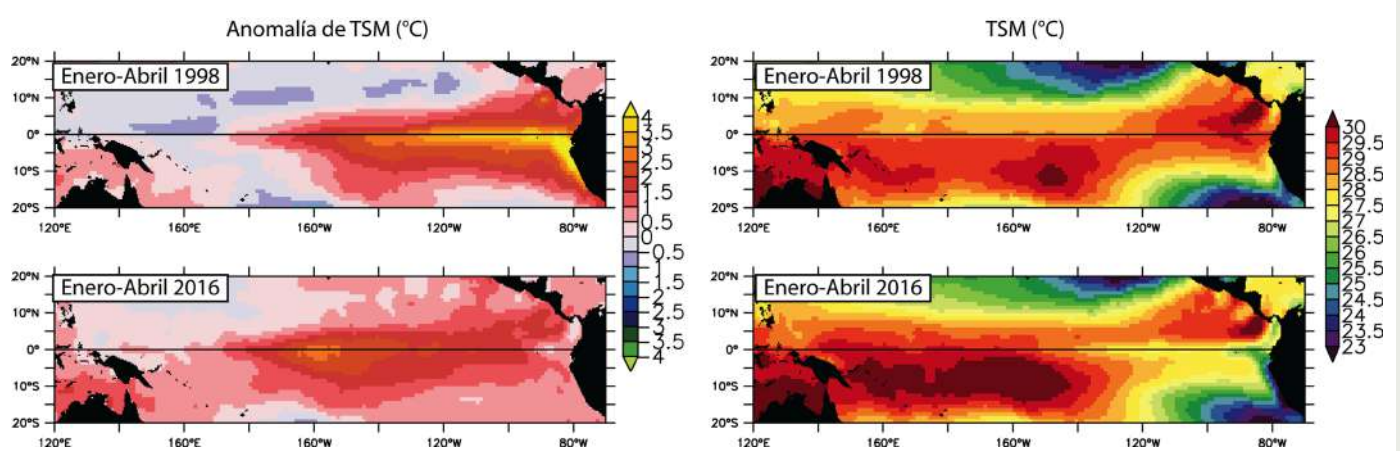


Figura 4. Anomalías de la TSM (paneles izquierdos) y TSM (paneles derechos) durante los últimos meses de los eventos El Niño de 1997-98 y 2015-2016. Datos: Reynolds et al. (2002).

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

... y El Niño en el Pacífico Central

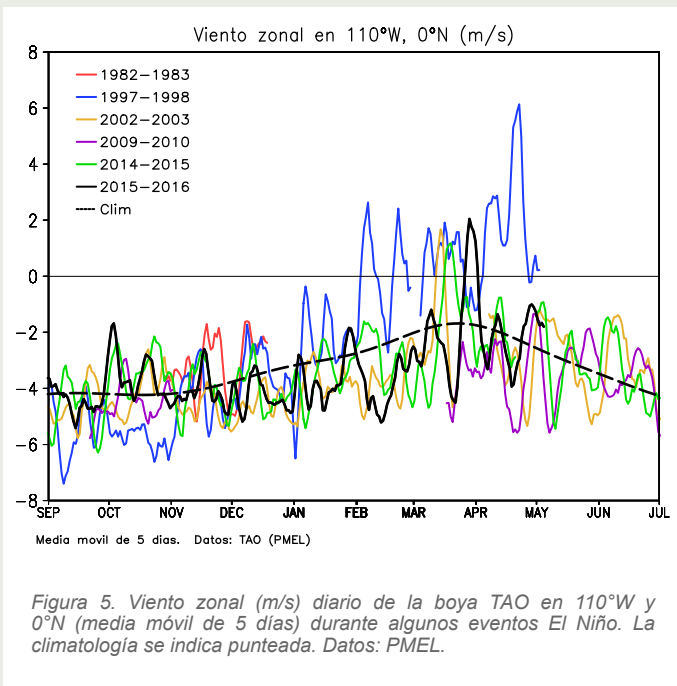
En los últimos 15 años el comportamiento de ENOS ha sido un tanto distinto a las décadas previas. Las anomalías de TSM de El Niño no solo han estado más concentradas en el Pacífico Central (ej. Kug et al., 2009), sino que además el desfase entre el contenido de calor y la TSM ecuatorial se ha reducido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

Según Kug et al. (2009), la estructura de las anomalías de TSM durante eventos El Niño confinados al Pacífico Central no permite una descarga de calor eficiente, por lo cual no es capaz de generar un evento La Niña después. En particular argumentan que durante estos eventos El Niño, las anomalías de viento del oeste en el Pacífico Occidental tienen menor extensión longitudinal y son acompañadas

de anomalías del este en el Pacífico Oriental. Esto no produce una descarga sustancial, aunque no quiere decir que no pueda ocurrir, pero la misma baja intensidad de estos eventos El Niño se asocia a una descarga débil (Mosquera-Vásquez et al., 2013).

Declinación de El Niño 2015-2016

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



Kug, J. S., F.-F. Jin, S.-I. An, 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *Journal of Climate*, doi:10.1175/2008JCLI2624.1.

McPhaden, M. J., 2012: A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2012GL051826.

Meinen, C. S., M. J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, 13, 3551-3559.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, G. Garric, 2013: The 2002/2003 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2012JC008551.

Mosquera, K., 2014: Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 1, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Okumura, Y. M., C. Deser, 2010: Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, doi: 10.1175/2010JCLI3592.1.

Okumura, Y., M. Ohba, C. Deser, H. Ueda, 2011: A proposed mechanism for the asymmetric duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, doi:10.1175/2011JCLI3999.1.

Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *Journal of Climate*, 15, 1609-1625.

Stuecker, M., A. Timmermann, F.-F. Jin, S. Mcgregor, H. Ren, 2013: A combination mode of the annual cycle and the El Niño/Southern Oscillation, *Nature*, doi: 10.1038/ngeo1826.

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

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

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

Tziperman, E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, Y. Xue, B. Blumenthal, 1998: Locking of El Niño's peak time to the end of the calendar year in the delayed oscillator picture of ENSO, *Journal of Climate*, 11, 2191-2199.

Vecchi, G. A., D. E. Harrison, 2006: The termination of the 1997-98 El Niño. Part II: Mechanisms of oceanic change, *Journal of Climate*, 19, 2634-2646.

Vecchi, G. A., 2006: The termination of the 1997-98 El Niño. Part II: Mechanisms of atmospheric change, *Journal of Climate*, 19, 2647-2664.

Referencias

Barnston, A., M. Tippett, M. L'Heureux, S. Li, D. DeWitt, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93 (5), 631-651.

Battisti, D. S., A. C. Hirst, 1989: Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46 (12), 1687-1712.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97 (3), 163-172.

Cai, W., G. Wang, A. Santoso, M. J. McPhaden, L. Wu, F.-F. Jin, A. Timmermann, M. Collins, G. Vecchi, M. Lengaigne, M. England, D. Dommenges, K. Takahashi, E. Guilyardi, 2015: Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming, *Nature Climate Change*, doi: 10.1038/nclimate2492.

Cane, M.A., E. S. Sarachik, 1977: Forced baroclinic ocean motions. Part II: The linear equatorial bounded case, *Journal of Marine Research*, 35, 395-432.

Choi, K., G. A. Vecchi, a. Wittenberg, 2013: ENSO transition, duration, and amplitude asymmetries: Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model, *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-13-00045.1.

ENFEN, 2016: Comunicado Oficial ENFEN N°09-2016. Harrison, D. E., G. A. Vecchi, 1999: On the termination of El Niño, *Geophysical Research Letters*, 26 (11), 1593-1596.

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

Desafíos en la predicción de La Niña

Antecedentes

El Niño de 2015-2016 se ha desvanecido por ahora y, dada su gran intensidad, se esperaban condiciones La Niña para el próximo verano. Eventos El Niño fuerte anteriores, como los de 1982-1983 y 1997-1998, fueron seguidos por La Niña. Sin embargo, las observaciones y modelos de pronóstico no indican consistentemente que La Niña estaría en marcha el presente año. Por otra parte, las observaciones históricas indican que los eventos El Niño fuertes son seguidos por La Niña prolongada, por lo general con una duración de 2 años o más, como se ve en el índice de temperatura superficial del mar en el Pacífico central (Niño 3.4; Fig. 1). Las observaciones desde finales del siglo 19 muestran que la mayoría de los eventos El Niño fuerte han dado lugar rápidamente a La Niña (Kessler, 2002; McPhaden y Zhang 2009). Por otro lado, La Niña rara vez transiciona directamente a El Niño, sino que la gran mayoría de los eventos de La Niña decaen lentamente y, a menudo, toma varios años de condiciones casi neutras hasta que el próximo evento de El Niño se inicia (Kessler, 2002).

Predecir si La Niña iniciará a finales de año y si este podría convertirse en un evento multi-anual es fundamental para predecir la duración de la sequía asociada en regiones tales como el sur de los EE.UU., sudeste de Sudamérica y África ecuatorial oriental. Aquí se discuten dos retos críticos para predecir el inicio y duración de La Niña.

Prediciendo el inicio de La Niña

Se pensaba que el inicio de La Niña es altamente predecible, ya que es impulsado por las ondas oceánicas lentas producidas por El Niño. Sin embargo, La Niña no ha surgido este año consistentemente, a pesar de encontrarnos en la secuela de uno de los eventos El Niño más fuertes registrados en el Pacífico central, donde la temperatura superficial del mar (TSM) observada todavía se cierne en torno a valores neutros. La anomalía de TSM en la región Niño 3.4 de agosto de 2016 (el último valor mensual disponible del producto ERSST4) apenas ha pasado bajo el umbral de -0.5°C que puede ser usado para definir las condiciones de La Niña (Fig. 2a, curva verde). Durante el otoño de 1998 - después de El Niño extraordinario - la TSM en el Pacífico ecuatorial central fue en promedio -1°C más frío de lo normal (Fig. 2a, curva roja).

La falta de enfriamiento consistente en el 2016 ha generado sospecha de un posible estancamiento de la aparición de La Niña, particularmente porque, hasta principios de setiembre, había poca evidencia



Pedro DiNezio, Ph. D.
Investigador, Instituto de Geofísica,
The University of Texas at Austin

Ph.D. en Meteorología y Oceanografía Física de la University of Miami, EE.UU. e Ingeniero Mecánico del Instituto Tecnológico de Buenos Aires, Argentina. Actualmente es investigador científico del Institute for Geophysics, en la Jackson School of Geosciences de la Universidad de Texas (EE.UU.). Recientemente su investigación está enfocada en entender los impactos del cambio climático sobre el Pacífico Tropical, con especial interés en predecir los cambios en los eventos El Niño y La Niña.

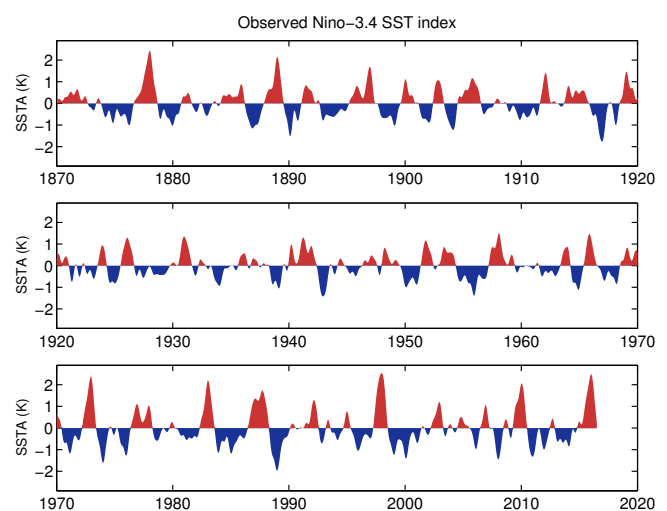


Figura 1 – Anomalía de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$) en la región Niño 3.4 (170°W - 120°W , 5°S - 5°N).

del fortalecimiento de los vientos alisios y de la retroalimentación de Bjerknes que sería responsable del crecimiento de La Niña. Sin embargo, la posibilidad que La Niña aparezca y alcance su máximo a finales de 2016 no debería ser descartada por las dos razones siguientes. En primer lugar, otros eventos El Niño fuertes tardaron más tiempo en decaer, como el de 1982-1983 (Fig. 2a, la curva de color verde fijo) que llevó a condiciones La Niña débiles durante el verano 1983-1984, las cuales regresaron por un segundo año (Fig. 1).

En segundo lugar y más importante, la tendencia de calentamiento de largo plazo en el Pacífico tropical podría estar ocultando el enfriamiento asociado a La Niña este año. Asumiendo una tendencia al calentamiento lineal, las observaciones más recientes tienden a ser más caliente que el promedio sobre el periodo de 30 años, en este caso 1981-2010, usado para computar la climatología y las anomalías. Este error puede llegar a ser unas pocas décimas de grado

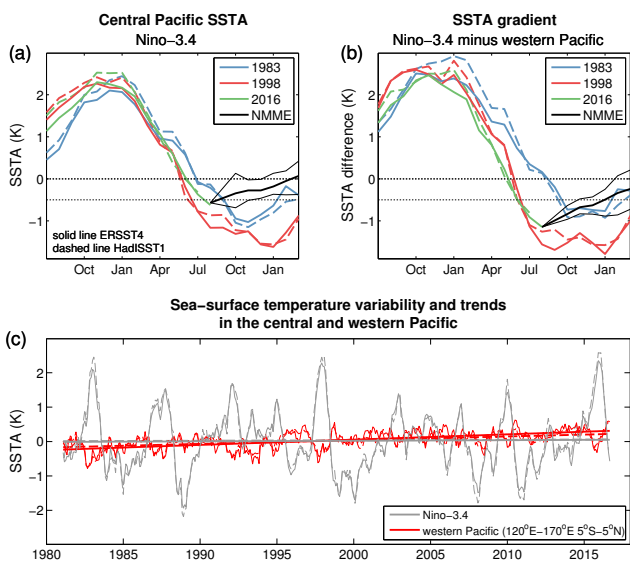


Figura 2 – Evolución temporal de (a) anomalía de TSM en Niño 3.4 y (b) gradiente zonal de TSM durante los tres eventos El Niño más fuertes registrados. El gradiente zonal se define como la anomalía de TSM en la región Niño 3.4 menos la promediada en una región en el Pacífico occidental (120°E-170°E 5°S-5°N). Los datos usados son ERSST4 (sólido) y HadISST1 (rayas), así como el pronóstico promedio de modelos NMME (negro). (c) Las series completas de estos índices y sus tendencias lineales con la técnica del mínimo cuadrado.

y podría dar lugar a una subestimación no despreciable de la anomalía de TSM en la región Niño 3.4, lo que podría afectar la identificación y definición de eventos La Niña con la intensidad moderada.

Los eventos de La Niña se caracterizan por un gradiente de TSM zonal (oeste-este) ecuatorial más fuerte que lo normal, por lo tanto un índice de este gradiente podría ser utilizado para monitorear estos eventos. Ya que este índice se basa en diferencias entre dos regiones del Pacífico, no es tan sensible a tendencias de calentamiento promedio a largo plazo y además está más íntimamente relacionado con la fuerza de los vientos alisios ecuatoriales (por ej. Cai et al., 2015), por lo que puede ser más apropiado para representar la retroalimentación de Bjerknes. Por lo tanto, para cuantificar a La Niña, definimos el gradiente como la diferencia de anomalía de TSM entre la región Niño 3.4 y la región en el extremo occidental del Pacífico ecuatorial (120°E-170°E, 5°S-5°N). Esta definición, que hace hincapié en la mitad occidental de la cuenca, es más adecuado para capturar el gradiente asociado a La Niña, dado que las anomalías de los vientos del este correspondientes tienden a ocurrir en esta región del Pacífico ecuatorial.

Los datos de ERSST4 y HadISST1 muestran que en el 2016, el gradiente de TSM está evolucionando similarmente al año 1998 (Fig. 2b, rojo frente a curvas de color verde). Recientemente, en setiembre 2016, los datos de las boyas TAO indican que los vientos alisios se están intensificando (Fig. 3a), con magnitudes comparables a los meses de setiembre de 1998 (Fig.

3b), consistente con la evolución similar del gradiente zonal de TSM en ambos eventos (Figs. 2 y 3). Dada esta similitud, es razonable esperar que los vientos continuarán fortaleciendo debido a la retroalimentación Bjerknes alimentando el crecimiento de La Niña.

Los modelos climáticos que participan en el North American Multi-Model Ensemble (NMME; Kirtman et al., 2014) predicen valores neutrales en Niño 3.4 para enero de 2017 (Fig. 2a, curva de negro). Sin embargo, cuando calculamos sus predicciones para el gradiente de TSM zonal, estos modelos predicen un fuerte gradiente de TSM, aunque más débil que durante enero de 1999, y más acorde con la magnitud del gradiente en el pico de La Niña de 1983-1984 (Fig. 2b, curva de negro). En concordancia con su predicción de un gradiente de TSM fortalecido, los modelos NMME también predicen anomalías de precipitación para la próxima temporada diciembre-enero-febrero (DEF) caracterizadas por patrones a gran escala con condiciones más secas sobre el Pacífico central y oriental, y más húmedas sobre la región alrededor de Indonesia (Fig. 4a). Estas anomalías son robustas en todo el conjunto de 9 modelos y, lo más importante, son sorprendentemente similares al promedio de las anomalías de precipitación de 12 eventos La Niña observados (Fig. 4b). Esto refuerza la idea de que los gradientes de TSM en el Pacífico ecuatorial pueden ser más adecuados para el seguimiento y la predicción de La Niña y sus impactos asociados.

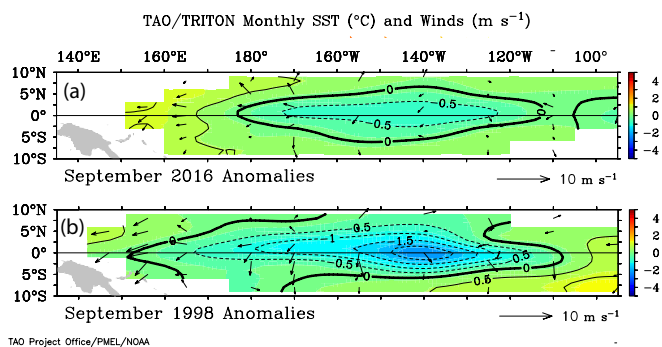


Figura 3 – Anomalías de TSM y viento superficial en setiembre de 2016 y 1998. Datos del arreglo TAO/TRITON.

Predicción de la duración de La Niña

El consenso de los sistemas de predicción dinámicos y estadísticos inicializados en setiembre de 2016 predice condiciones débiles de La Niña para el próximo verano (Fig. 5a). No sólo estas previsiones podrían estar subestimando la magnitud de La Niña, como se discute en la sección anterior, sino que no proporcionan información sobre la duración del posible evento, ya que solo se extienden con tiempos de anticipación

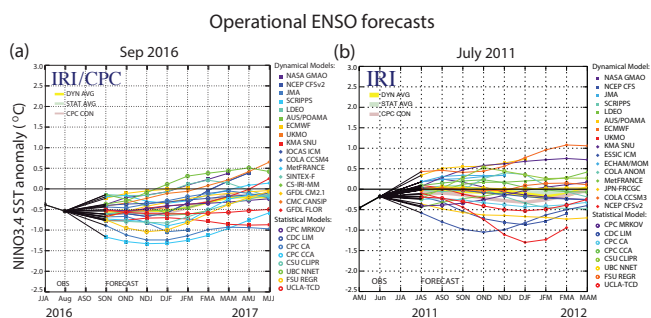


Figura 4 – (a) Promedio multi-modelo NMME de anomalías de precipitación pronosticado para el periodo diciembre 2016-febrero 2017. (b) Promedio diciembre-febrero de 12 eventos La Niña observados desde 1979. Datos de GPCPv2. Punteado indica donde la relación señal/ruido es mayor que la unidad (el promedio de cada modelo es considerado un miembro de la muestra).

(“leads”) de hasta 8 meses. La ocurrencia de estos eventos largos sólo se ha reconocido recientemente (Okumura and Deser 2010), y poco se sabe acerca de si su duración puede ser prevista.

La predicción de ENOS se ha centrado tradicionalmente en leads menores a un año. Sin embargo, incluso para leads más cortos, las predicciones operativas pueden ser poco fiables. El último evento La Niña, por ejemplo, fue de 2 años, que alcanzó su punto máximo durante los veranos de 2010-2011 y 2011-2012, causando sequías devastadoras sobre el sureste de los EE.UU. y Texas. En junio de 2011, después del primer año de La Niña, la TSM en la región Niño 3.4 fue casi neutra (Fig. 5b, curva negra). Diferentes previsiones operativas inicializadas en ese momento predijeron valores positivos y negativos para el invierno siguiente (Fig. 5b, las curvas de color en DEF 2011-2012), que proporciona una imagen poco fiable de la evolución de La Niña, que en última instancia resurgió por segundo año alcanzando un máximo en DEF de 2011-2012.

Dinámica de 2 años de La Niña

Antes de explorar la posibilidad de predicciones a largo plazo, necesitamos entender la dinámica de eventos La Niña de 2 años. El inicio y el decaimiento de El Niño y La Niña que se rigen por los cambios en la profundidad de la termoclina ecuatorial, el límite que separa las aguas cálidas de la superficie de las aguas profundas y más frías (Cane et al., 1985, Neelin et al., 1998). Según la teoría más básica de El Niño-Oscilación Sur (ENOS), los vientos alisios debilitados durante El Niño causan que la termoclina del Pacífico ecuatorial ascienda una o dos temporadas más tarde. Esta respuesta retardada de la termoclina es clave para iniciar la desaparición de El Niño y se caracteriza por una reducción en el contenido de calor del océano ecuatorial superior, típicamente referido como “descarga”. Más importante aún, la termoclina menos profunda facilita el incremento del afloramiento de aguas frías subsuperficiales, el cual

causa el enfriamiento de la superficie del océano, finalizando El Niño e iniciando La Niña. Por el contrario, los vientos alisios fortalecidos durante La Niña producen una profundización retardada de la termoclina, lo que disminuye el efecto de enfriamiento de la afloramiento, que finaliza La Niña y da inicio a un posterior evento El Niño. La dinámica lineal descrita debe dar lugar a eventos El Niño y La Niña de la misma duración.

Eventos La Niña de 2 años observados y simulados por el modelo climático CESM1 muestran anomalías negativas de las TSM en el Pacífico ecuatorial central máximas en los dos veranos consecutivos después del pico de El Niño (Fig. 6). Las variaciones en la profundidad de la termoclina (Z_{tc}) juegan un papel clave en la iniciación y terminación de La Niña de 2 años. Observaciones y CESM1 muestran que La Niña está precedida por un ascenso de la termoclina ecuatorial, mostrada por las anomalías negativas de Z_{tc} en todo el Pacífico ecuatorial asociada a la “descarga” de calor durante El Niño (Fig. 6, los contornos negativos en el tiempo = Jul-18). La termoclina se mantiene en promedio somera durante La Niña, aunque con una fuerte inclinación este-oeste como respuesta a los vientos alisios fortalecidos. Las observaciones (Fig. 6ab) y el modelo CESM1 (Fig. 6c) muestran que La Niña de 2 años termina cuando la termoclina inicia su fase de “recarga”, que se caracteriza por anomalías positivas de Z_{tc} en el Pacífico ecuatorial (Fig. 6, los contornos positivos después de Ene⁰).

Se han propuesto varios mecanismos para explicar la terminación retrasada de La Niña, los cuales hacen hincapié en diferentes aspectos no-lineales del acoplamiento entre la TSM, el viento y la profundidad de la termoclina. En primer lugar, eventos El Niño fuertes tienen anomalías en los vientos mucho mayores que los eventos de La Niña, los cuales producen una descarga de calor también mucho mayor (Frauen y Dommenget, 2010, Choi et al., 2013). La recarga, en

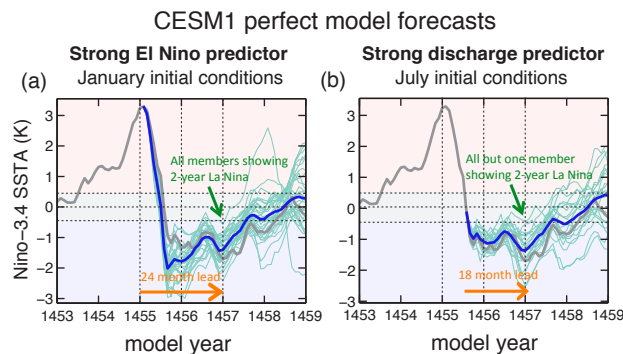


Figura 5 – Predicciones de anomalía de TSM en la región Niño 3.4 (IRI/CPC) con modelos dinámicos y estadísticos inicializados en (a) setiembre 2016, los cuales indican valores negativos (La Niña) para el verano (diciembre-febrero) próximo, y en (b) julio 2011, los cuales no presentaron acuerdo sobre el signo de las anomalías en el verano siguiente, las cuales fueron negativas haciendo que La Niña iniciada en 2010 fuera multi-annual.

cambio, es impulsada por la magnitud de las anomalías de viento de La Niña, que son proporcionalmente más débiles. El segundo proceso implica el acoplamiento entre la profundidad de la termoclina y TSM. DiNezio y Deser (2014) propusieron que las anomalías positivas de Z_{tc} durante la fase de recarga desacoplan las aguas de la termoclina de la capa de mezcla superficial del océano. Este efecto es más pronunciado para los grandes desplazamientos de la termoclina, haciendo que la recarga sea menos eficaz para producir la terminación de La Niña. Como resultado, episodios de La Niña fuertes persisten por un año adicional, hasta que la recarga relativamente débil pueda regresar la TSM a condiciones neutras.

Hacia predicciones multi-anales de La Niña

La limitada habilidad de las previsiones operacionales podría estar asociada al hecho de que pocos modelos climáticos pueden simular la dinámica de La Niña de 2 años en forma realista (Ohba et al., 2010), como el modelo climático CESM1, desarrollado en el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) y los modelos desarrollados en el *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) de la NOAA, que son capaces de simular de forma realista esta y otras características clave de ENOS (Choi et al., 2014, Deser et al., 2012, DiNezio y Deser 2014, DiNezio et al., sometido). El realismo de estas simulaciones ENOS ha permitido recientemente el estudio de la dinámica y la previsibilidad de La Niña de 2 años en mayor detalle.

Por ejemplo, hemos realizado una serie de predicciones idealizadas que exploran la habilidad de CESM1 para predecir la duración de La Niña (DiNezio et al., sometido). Para esto, se tomó una simulación libre ("control") del CESM1 de 1800 años de duración como

si fuera la realidad y se usó el modelo para pronosticar la evolución de eventos dentro de esta simulación, pero partiendo de condiciones iniciales imperfectas a las que se añadió pequeñas perturbaciones a las condiciones atmosféricas. Los "ensembles" de 30 pronósticos por evento se inicializaron en enero y julio, coincidiendo con los picos de El Niño y su descarga asociada, respectivamente. Se consideraron tres casos con diferentes magnitudes de los dos predictores: amplitud pico de TSM durante El Niño y el bajo contenido de calor posterior. Aquí se presentan los resultados del caso "fuerte", inicializado a partir de uno de los eventos El Niño más fuertes de la simulación control.

Las previsiones muestran que todos los 30 miembros inicializados en el pico de El Niño predijeron condiciones La Niña de 2 años. Se encontraron resultados similares cuando CESM1 se inicializó en el pico de descarga. Estos resultados sugieren que en un caso ideal, la duración de La Niña podría predecirse con hasta 24 y 18 meses de antelación para casos en que El Niño y la descarga precedentes son fuertes. Este es un caso ideal ya que el CESM1 es usado para predecir su propio clima ("modelo perfecto"), así que las previsiones no se ven afectadas por fuerte incertidumbre en las condiciones iniciales, los "shocks" de inicialización, o la deriva climática del modelo, que sí ocurre en situaciones reales. Sin embargo, la alta habilidad demostrada por CESM1 sugiere que las predicciones operativas útiles de la duración de La Niña en la naturaleza podrían ser factibles.

¿Duraría el potencial evento La Niña por 2 años?

Los pronósticos operacionales de ENOS se limitan generalmente a 8 meses (Barnston et al., 2012), así que no incluyen predicciones de La Niña de 2 años. Sin embargo, las investigaciones recientes sobre las predicciones multi-anales de La Niña indican que la amplitud pico de El Niño y/o la magnitud de la descarga de calor asociada podrían guiar en la predicción de la duración de La Niña. Si bien son "idealizados", los experimentos indican que las condiciones oceánicas tras El Niño 2015-2016 pueden ser propicias para predicciones confiables de si el potencial evento La Niña tendrá una duración de un año adicional o no.

Las observaciones muestran esta relación, ya que los eventos El Niño más fuertes de la historia, 1982-1983 y 1997-1998, fueron seguidos por varios años de La Niña (Fig. 1). Teniendo en cuenta que el presente año El Niño ha sido tan fuerte en el Pacífico central como esos eventos, se esperaría una mayor probabilidad de que el próximo La Niña persiste por un año adicional. El efecto de El Niño sobre la duración de La Niña siguiente está determinado por la magnitud de la descarga asociada, que normalmente alcanza su máximo durante el otoño e invierno siguiente el pico de El Niño. El evento de

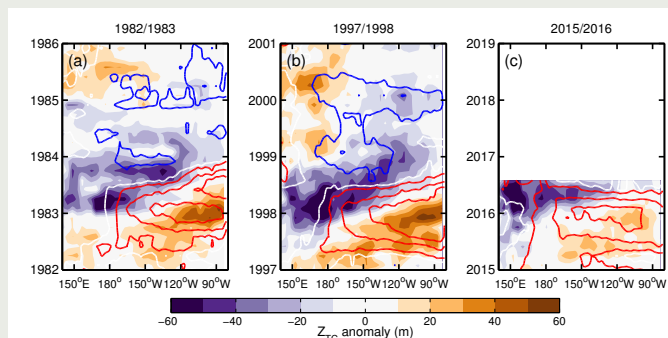


Figura 6 – Evolución espacio-temporal promedio de La Niña de 2 años en anomalías de la temperatura superficial del mar (sombreado) y la profundidad de la termoclina Z_{tc} (contornos naranjas positivos, morados negativos, con intervalos de 5 m) ecuatorial (5°S - 5°N) en (a,b) observaciones y (c) la simulación control del modelo CESM1. Los datos observacionales de TSM son de HadISST1.1 (Rayner et al., 2003) y los de Z_{tc} son de los análisis oceánicos (a) GODAS (1980-presente; Behringer et al., 1998) y (b) ORAS4 (1958-2013; Balmaseda et al., 2013). El tiempo avanza hacia arriba y los superíndices indican el retraso en meses relativo a enero correspondiente al segundo año de La Niña. Los promedios observacionales se basan en solo (a) 4 y (b) 7 eventos La Niña de 2 años según la disponibilidad de los datos subsuperficiales.

este año muestra una descarga, que se caracteriza por anomalías Z_{tc} negativas en el Pacífico ecuatorial, que hasta ahora, no parecen ser muy diferentes en extensión espacial, magnitud y temporalidad que la descarga observada en 1998 y 1983.

¿Evolucionará el Pacífico tropical igual que en los años siguientes a El Niño de 1997-1998? Según el análisis GODAS, la descarga de este año, medida como el promedio zonal de la profundidad de la termoclina ecuatorial (140°E-80°W, 5°S-5°N), alcanzó un máximo (negativo) de -33m en mayo. Este ascenso anómalo tiene aproximadamente la misma magnitud y el momento de que los eventos fuertes anteriores, que mostraban descarga de -32 m en mayo de 1998 y -32 de septiembre de 1983. La magnitud de la descarga de este año y su similitud con las condiciones del océano en eventos multi-anales previos sugieren que una predicción fiable de la duración de La Niña tal vez sea posible. La fuerte descarga sugiere indica que las probabilidades de un evento multi-anales son mayores que el 50% de probabilidad dada por las observaciones históricas. Nótese, sin embargo, que estos eventos multi-anales se hicieron más comunes en la última parte del siglo 20 (Fig. 1) y por lo tanto podrían estar relacionados con las variaciones multidecenales en la actividad ENOS. Estas variaciones parecen ser muy impredecibles (Wittenberg et al., 2014), y por lo tanto también es posible que estemos entrando en un período de menor frecuencia de eventos La Niña multi-anales.

Resumen

El Niño de 2015-2016 ha permitido a nuestra comunidad mostrar el progreso extraordinario logrado en la observación, comprensión y predicción de ENOS. Un probable evento La Niña el próximo verano renueva el desafío de tratar de predecir su aparición y duración. Anteriores eventos El Niño fuertes, como los de 1982-1983 y 1997-1998, fueron seguidos por La Niña. Observaciones del gradiente de TSM zonal indican que La Niña estaría en marcha y se observa un efecto sobre los vientos alisios. Los pronósticos de los modelos climáticos indican que el gradiente de TSM zonal seguirá siendo fuerte a principios de 2017. En contraste, el índice de TSM para la región Niño 3.4 en el Pacífico central presentaría condiciones cercanas a neutras. ¿Será que la reanudación del calentamiento global después del paréntesis de los años 2000 (Kosaka y Xie 2014) está influyendo en nuestra definición de La Niña? Detectar el evento La Niña en este año podría ser nuestro primer reto en el monitoreo de ENOS en un clima más cálido.

La predicción de la duración de La Niña es tanto más difícil y crítico. Predecir si la próxima La Niña persistirá en el invierno boreal de 2017-2018 podría proporcionar pronósticos más confiables de sequía de largo plazo en regiones como el sur de Estados Unidos, el sureste de América del Sur, y África ecuatorial, lo que podría

reducir en gran medida la gravedad de su daño social y económico. Relaciones estadísticas con la magnitud de la descarga asociada con El Niño y simulaciones idealizadas indican que sería posible, aunque estos resultados son recientes y llevará tiempo para que sean operacionalizados.

Referencias

- Balmaseda, M. A., K. Mogensen, and A. T. Weaver (2013), Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674), 1132–1161, doi:10.1002/qj.2063.
- Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWitt (2012), Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002–11: Is our capability increasing? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 631–651.
- Barnston, A. G., S. Li, S. J. Mason, D. G. DeWitt, L. Goddard, and X. Gong (2009), Verification of the First 11 Years of IRI's Seasonal Climate Forecasts, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(3), 493–520, doi:10.1175/2009JAMC2325.1.
- Behringer, D.W., M. Ji, and A. Leetmaa (1998), An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I: The ocean data assimilation system. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1013–1021.
- Cai W, Wang G, Santoso A, McPhaden MJ, Wu L, Jin FF, Timmermann A, Collins M, Vecchi G, Lengaigne M, England M, Dommenges D, Takahashi K, Guilyardi E, 2015, Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 5 (2), 132–137, doi:10.1038/nclimate2492.
- Cane, M. A., and S. E. Zebiak (1985), A Theory for El Niño and the Southern Oscillation, *Science*, 228(4703), 1085–1087, doi:10.1126/science.228.4703.1085.
- Choi, K.-Y., G. A. Vecchi, and A. T. Wittenberg (2013), ENSO Transition, Duration and Amplitude asymmetries: Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model, *J. Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-13-00045.1.
- Deser, C., A. S. Phillips, R. A. Tomas, Y. M. Okumura, M. A. Alexander, A. Capotondi, J. D. Scott, Y.-O. Kwon, and M. Ohba (2012), ENSO and Pacific Decadal Variability in the Community Climate System Model Version 4, *Journal of Climate*, 25(8), 2622–2651, doi:10.1175/JCLI-D-11-00301.1.
- DiNezio, P. N., and C. Deser (2014), Nonlinear Controls on the Persistence of La Niña, *Journal of Climate*, 27(19), 7335–7355.
- DiNezio, P. N., C. Deser, Y. Okumura, and A. R. Karspeck (submitted), Mechanisms controlling the predictability of 2-year La Niña, submitted to *Climate Dynamics*, available at http://utig.ig.utexas.edu/outgoing/pdn/pubs/submitted/DiNezio_LN2predictability.pdf.
- Frauen, C., and D. Dommenges (2010), El Niño and La Niña amplitude asymmetry caused by atmospheric feedbacks, *Geophys. Res. Lett.*, 37(18), doi:10.1029/2010GL044444.
- Hu, Z.-Z., A. Kumar, Y. Xue, and B. Jha (2013), Why were some La Niñas followed by another La Niña?, *Clim. Dyn.*, pp. 1–14.
- Kessler, W. S. (2002), Is ENSO a cycle or a series of events?, *Geophysical Research Letters*, 29(23), 40–1–40–4, doi:10.1029/2002GL015924.
- Kirtman, B., J. Shukla, M. Balmaseda, N. Graham, C. Penland, Y. Xue, and S. Zebiak (2001), Current status of ENSO forecast skill, *Tech. Rep. 56, CLIVAR Working Group on Seasonal to Interannual Prediction*.
- Kirtman, P., and Coauthors (2014), The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 Seasonal-to-Interannual Prediction; Phase-2 toward Developing Intra-seasonal Prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 585–601.
- Latif, M., D. Anderson, T. Barnett, M. Cane, R. Kleeman, A. Leetmaa, J. O'Brien, A. Rosati, and E. Schneider (1998), A review of the predictability and prediction of ENSO, *J. Geophys. Res. Oceans*, 103(C7), 14,375–14,393, doi:10.1029/97JC03413.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14261–14290, doi:10.1029/97JC03424.
- Ohba, M., and H. Ueda (2009), Role of Nonlinear Atmospheric Response to SST on the Asymmetric Transition Process of ENSO, *J. Climate*, 22(1), 177–192, doi:10.1175/2008JCLI2334.1.
- Ohba, M., D. Nohara, and H. Ueda (2010), Simulation of Asymmetric ENSO Transition in WCRP CMIP3 Multimodel Experiments, *Journal of Climate*, 23(22), 6051–6067, doi:10.1175/2010JCLI3608.1.
- Okumura, Y. M., and C. Deser (2010), Asymmetry in the Duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, 23(21), 5826–5843, doi:10.1175/2010JCLI3592.1.
- Okumura, Y. M., M. Ohba, C. Deser, and H. Ueda (2011), A Proposed Mechanism for ENSO Duration of El Niño and La Niña, *Journal of Climate*, 24(15), 3822–3829, doi:10.1175/2011JCLI3999.1.
- McPhaden, M. J., and X. Zhang (2009), Asymmetry in zonal phase propagation of ENSO sea surface temperature anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L13703, doi:10.1029/2009GL038774.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Wittenberg A. T., A. Rosati, T. L. Delworth, G. A. Vecchi, and F. Zeng (2014), ENSO Modulation: Is it Decadally Predictable?, *J. Climate*, 27, 2667–2681, doi:10.1175/JCLI-D-13-00577.1.

La Niña y sus teleconexiones

Luego de uno de los eventos El Niño más grandes de los últimos 100 años y que finalizó en el invierno austral, el Pacífico parece tender hacia una situación de La Niña. Es decir, hacia el desarrollo de una lengua fría oceánica ecuatorial más intensa que lo normal en el Pacífico central. Al día de hoy parece que La Niña, si termina desarrollándose, no será muy intensa, y se pronostica que la temperatura de superficie del mar (TSM) en la región Niño 3.4 (región 5°S-5°N, 170-120°W) estará con anomalías entre los -0.5 y -1.0° C.

Surge entonces la pregunta sobre cuáles serían las posibles consecuencias climáticas en Sudamérica causadas por este fenómeno. En esta revisión nos centraremos en las temporadas de primavera (Setiembre-Noviembre) y verano (Diciembre-Febrero).

Mecanismos físicos

Los estudios que se vienen realizando desde hace tres décadas han demostrado que las anomalías de la TSM en el océano Pacífico ecuatorial pueden influenciar climas en regiones remotas, particularmente en Sudamérica, a través de dos mecanismos de “teleconexión” atmosférica fundamentales: uno tropical y otro extratropical (Ropelewski y Halpert 1987, 1989; Yulaeva y Wallace 1994; Ambrizzi et al., 2004; Barreiro 2010).

En regiones ecuatoriales la circulación del aire está dominada por celdas en el plano longitudinal-vertical caracterizadas por regiones de ascenso y descenso. En el Pacífico, las intensas lluvias o “convección” en el oeste de la cuenca y sobre el continente marítimo están asociadas a fuertes movimientos ascendentes. En los niveles altos de la tropósfera, este aire diverge y desciende en el resto de la cuenca, principalmente en el Pacífico este. Esta es la llamada celda de Walker. Asimismo, sobre la Amazonía también ocurre ascenso de aire, aunque menos intenso, durante verano asociada a la fuerte actividad convectiva en esta región, lo cual intensifica el descenso o “subsistencia”, así como la convergencia en los niveles altos, sobre el Pacífico este y también sobre el Atlántico tropical. Estas celdas, caracterizadas por divergencia en altura en regiones de convección y convergencia en regiones de subsistencia se pueden observar a través del llamado “potencial de velocidad” en el nivel de presión de 200 hPa (cerca de 12 km de altura) y la componente divergente del viento asociada (Figura 1): donde el potencial de velocidad es negativo existe divergencia en altura y ascenso, donde es positivo existe convergencia en altura y subsistencia. La componente divergente del viento asociada a esta circulación es perpendicular a las isolíneas del potencial de velocidad y se dirige de valores menores a mayores. En tanto, en la superficie ocurre lo opuesto a



Marcelo Barreiro, Ph. D.
Profesor Titular, Facultad de Ciencias,
Universidad de la República de Uruguay

Ph.D. en Oceanografía de la Texas A&M University, EE.UU. y Físico de la Universidad de la República de Uruguay. Actualmente es profesor titular en la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República de Uruguay. Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica del clima y oceanografía regional.

lo observado en altura: aire diverge en el Pacífico este y fluye hacia el oeste (los alisios), convergiendo en la región cerca de Indonesia.

Durante La Niña, el enfriamiento anómalo de la superficie del mar en el Pacífico al este de la línea de cambio de fecha, junto con el débil calentamiento anómalo del Pacífico oeste (panel superior figura 2), disminuye las lluvias en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) a lo largo de todo el Pacífico y desplaza la convección más hacia el oeste sobre la región cerca de Indonesia (paneles medios figuras 2 y 3). Esto aparece como un dipolo en anomalías de potencial de velocidad, con valores positivos sobre la línea de cambio de fecha y negativos al oeste (figura 1). Como consecuencia la celda de Walker se intensifica, aumentando los vientos del oeste en altura y los alisios del este en superficie.

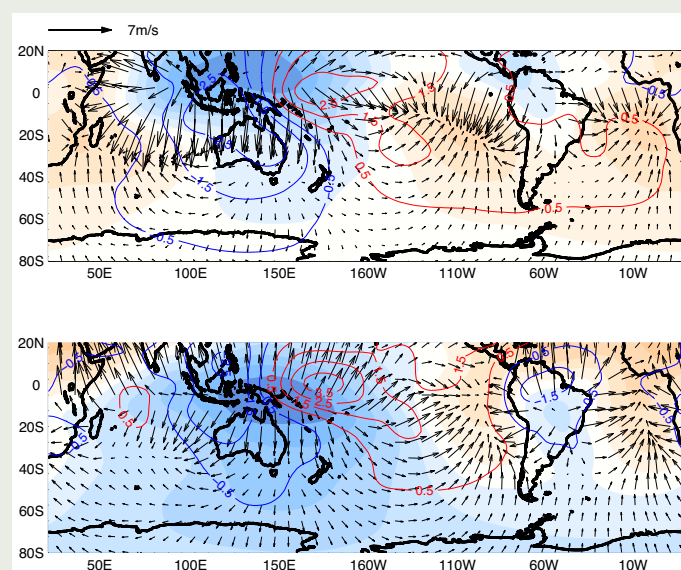


Figura 1. Campo medio de potencial de velocidad (colores: positivo en rojo, negativo en azul) y velocidad divergente en 200 hPa para SON (panel superior) y DEF (panel inferior). En contornos se grafica la anomalía de potencial de velocidad para eventos La Niña fuerte en cada estación.

Al mismo tiempo, la disminución en la liberación de calor latente debido a la disminución de las lluvias en la ZCIT del Pacífico enfría la tropósfera en toda la región tropical, con anomalías de temperatura por debajo de -0.5°C en un evento La Niña intenso como el de 1988-89. Esto ocurre pues la atmósfera tropical, a diferencia de las latitudes más altas donde la fuerza de Coriolis es más dominante, no puede mantener gradientes horizontales de presión y las anomalías de temperatura se distribuyen horizontalmente en forma uniforme en los trópicos en escalas de tiempo cercanas a dos meses. El enfriamiento tropical se puede observar en las anomalías negativas de la altura geopotencial (aproximadamente equivalente a la presión) durante La Niña en los trópicos (paneles inferiores figuras

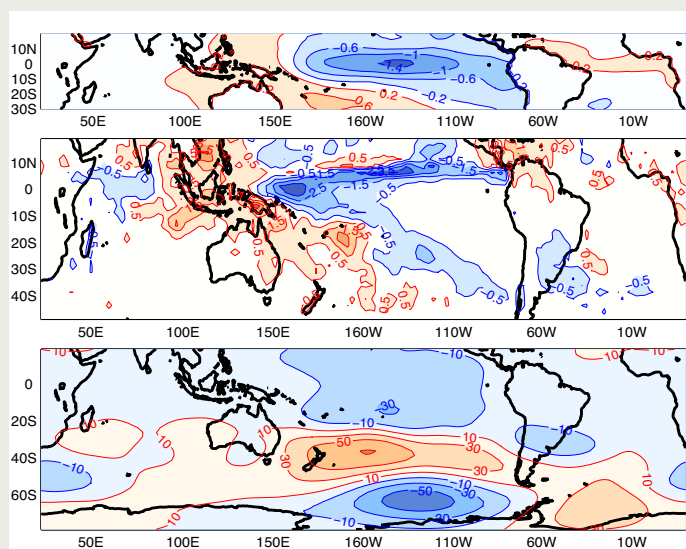


Figura 2. Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante SON. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar ($^{\circ}\text{C}$, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).

2 y 3). Al enfriarse el aire en altura pero no tanto en la superficie, la columna atmosférica se vuelve más inestable, favoreciendo la convección y el aumento de lluvias en el norte de Sudamérica y la ZCIT del Atlántico durante La Niña, particularmente en verano (figura 1 y panel medio figura 3; Chiang and Sobel 2002). Esto a su vez se traduce en un aumento en la intensidad de la celda ecuatorial del océano Atlántico, lo cual favorece aún más la subsidencia en el Pacífico este, resultando en alisios muy intensos en esta región que a su vez favorecen el afloramiento de aguas frías y el fortalecimiento de La Niña.

El anterior fue el mecanismo de teleconexión tropical. El mecanismo extratropical se origina con la divergencia anómala en altura debido al cambio en la región de convección tropical, lo cual es responsable de generar ondas de Rossby atmosféricas que producen anomalías climáticas fuera de los trópicos. Consideremos una región de disminución de la convección en la línea

ecuatorial. Asimismo, por efecto de la aceleración de Coriolis, el flujo anómalo que converge hacia esa región en altura sufre una desviación hacia la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte) resultando en un patrón con circulación ciclónica a ambos lados del ecuador (Gill 1980). Estas anomalías subtropicales, se pueden observar claramente en el mapa de altura de geopotencial de 200 hPa cerca de 140°W a latitudes 15°S y 15°N , pues están caracterizadas por divergencia en altura y actúan a su vez como fuentes de ondas de Rossby (a través de la advección de vorticidad por los

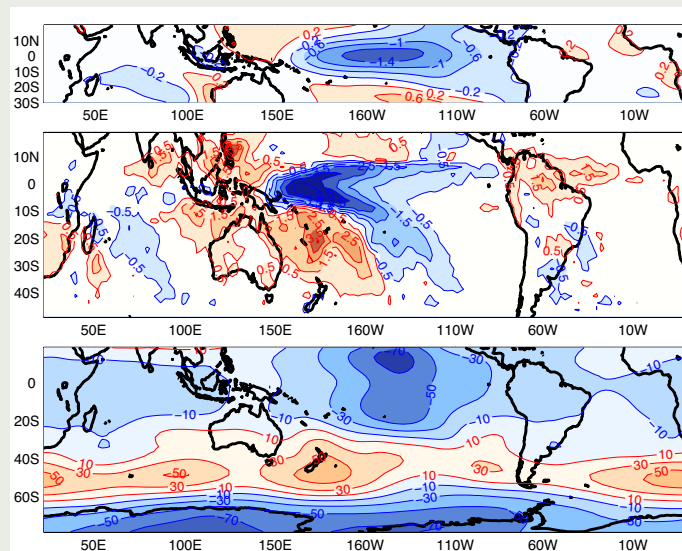


Figura 3. Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante DEF. Mismos campos que en Figura 2.

vientos divergentes anómalos; (Sardesmukh y Hoskins 1988) que continúan su propagación hacia latitudes más altas.

Otra fuente más importante de ondas de Rossby son los cambios en la celda de Hadley durante La Niña. Esta celda meridional está formada por un ascenso ecuatorial en la ZCIT, un flujo hacia los polos en altura, descenso en los subtropicos y flujo hacia el ecuador en superficie (los alisios). Durante La Niña se debilita la convección en la ZCIT esta circulación se debilita generando menos convergencia en altura en los subtropicos y descenso. Esta divergencia anómala en altura actúa como fuente efectiva de ondas de Rossby (Trenberth et al., 1998).

Como resultado de lo anterior, se establecerán en los extratropicos trenes de ondas estacionarios con trayectorias en forma de arco desde los subtropicos hacia latitudes más altas, donde se refractan y vuelven hacia los trópicos hasta ser absorbidos en la latitud, la cual el flujo medio es nulo. La trayectoria específica de los trenes de onda depende de la estructura latitudinal del flujo medio y la longitud de la onda y se puede describir en una primera aproximación a través de la dispersión de ondas de Rossby de acuerdo a la teoría

de WKB (Hoskins y Karoly 1981). Estos trenes de onda se establecen en una escala de tiempo de dos semanas.

Los procesos físicos descritos dependen de la estación del año, ya que la ubicación promedio de la convección tropical y los vientos extratropicales en altura cambian a lo largo del año. Por ejemplo, variaciones longitudinales de las “corrientes en chorro” (flujos intensos del oeste en altura) modifican la propagación y refractan las perturbaciones hacia regiones preferenciales. Las teleconexiones extratropicales serán más intensas en invierno, pues la propagación de las ondas es favorecida por una corriente en chorro subtropical intensa y más cercana a la región tropical (Hoskins and Ambrizzi 1993).

Asimismo, la magnitud y estructura espacial de las anomalías de la TSM asociadas a La Niña, al generar diferentes respuestas en la convección y, por ende, en la liberación de calor latente, tendrán diferentes impactos tropicales y extratropicales. En particular, serán importantes los factores que determinan las anomalías en la divergencia/convergencia subtropical asociada a los cambios en la celda de Hadley. Por otro lado, se ha encontrado que los trenes de onda generadas por los trópicos pueden extraer energía de las variaciones longitudinales del flujo medio extratropical, haciéndolas más intensas y menos sensibles a los cambios en las fuentes de calor tropicales. Una revisión detallada de los procesos de teleconexión se encuentra en Trenberth et al (1998).

La Niña fuerte vs La Niña débil

Un factor importante en la generación de teleconexiones desde el Pacífico ecuatorial es la intensidad de la anomalía de TSM de la región Niño 3.4 en el Pacífico central (Silvestri 2004). Las figuras 2 y 4 comparan las anomalías promedio en eventos La Niña fuerte y débil de TSM, lluvias y altura de geopotencial en 200 hPa durante la primavera austral. Aquí, La Niña débil se define como aquella para la cual las anomalías de Niño 3.4 están entre -0.5 y -1.0 °C, mientras que La Niña fuerte es aquella que tiene valores menores a -1.0 °C. Como resultado, se observa que el “composite”¹ de anomalías de TSM muestra patrones espaciales similares con máximos cerca de 140°W pero con magnitudes cercanas al doble para el caso de La Niña fuerte (figura 2). Las anomalías de lluvia asociadas también son un factor de dos mayores en el caso de La Niña fuerte en la zona tropical. Al norte de Sudamérica el aumento en las lluvias es similar.

Los patrones de teleconexión extratropicales en la primavera son muy diferentes según la intensidad del evento. En el caso de La Niña fuerte se observan dos trenes de onda en el sector del Pacífico sur y Atlántico (panel inferior figura 2). Un tren de ondas

se propaga desde el Pacífico central hacia el sur y luego hacia el Atlántico, caracterizado por anomalías de altura geopotencial con una escala espacial cercana a los 50° de longitud. Este patrón debilita la corriente en chorro subtropical pero intensifica la corriente en chorro cerca de 50°S en el Pacífico, lo cual produce el corrimiento hacia el sur del corredor de tormentas (o “storm track”) aumentando la actividad en esa región. Asimismo, existe un tren de ondas de Rossby de longitud más corta que se propaga desde el Pacífico este hasta las latitudes de la corriente en chorro subtropical, donde se refracta y se propaga nuevamente hacia el noreste (Grimm y Ambrizzi 2009). Este tren de ondas está caracterizado por una anomalía ciclónica sobre el sudeste de Sudamérica y es tal que favorece la advección de vorticidad anticiclónica sobre los subtrópicos de América del Sur. Al mismo tiempo al tener una estructura vertical barotrópica equivalente², disminuye los vientos en capas bajas que vienen desde el norte y proveen humedad a la región. Ambos procesos favorecen una disminución de las lluvias en el sudeste de Sudamérica (sur de Brasil, Paraguay, norte de Argentina y Uruguay). En el caso de La Niña

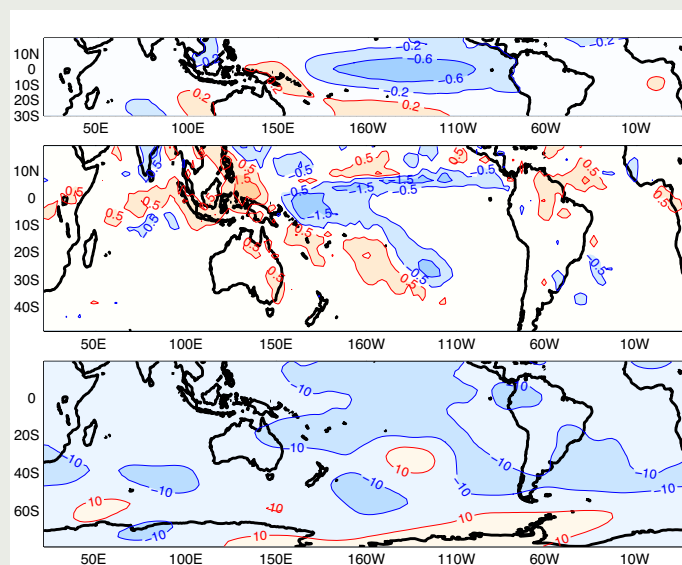


Figura 4. Composite de eventos La Niña débiles (años 1984; 1995; 2000; 2011) durante SON. Mismos campos que en Figura 2.

débil no se observan trenes de onda bien definidos y las anomalías negativas de lluvia son mucho menores (figura 4).

En verano, los patrones de teleconexión son diferentes a los de la primavera, pues la respuesta al enfriamiento

¹El “composite” o compuesto es un método de análisis que consiste en promediar aquellos casos que presentan las mismas características (ej. eventos La Niña débil) para su tipificación.

²Estructura de los sistemas atmosféricos en la que el patrón de circulación horizontal no varía mucho con la altitud.

oceánico es más intensa y ocupa toda la banda tropical, observándose el máximo en el Pacífico central (panel inferior figura 3). Las circulaciones ciclónicas en ambos lados de la línea ecuatorial no son simétricas, sino que la anomalía al norte es mayor que la del sur, independientemente de la magnitud de La Niña. Por otro lado, las teleconexiones extratropicales son significativamente más intensas para los casos de evento Niña fuerte. A diferencia de la respuesta durante la primavera, el verano y la señal extratropical tiene una estructura zonal (este-oeste) con alternancia latitudinal de anomalías positivas y negativas en altura, de forma que favorecen un debilitamiento de la corriente en chorro subtropical y una intensificación de la corriente en chorro polar y, por lo tanto, de la actividad sinóptica. En los casos de La Niña débil, la estructura espacial de las anomalías en el Pacífico sur es parecida, pero con una magnitud mucho menor, mientras que en el Atlántico son diferentes. A pesar de ello el impacto sobre las lluvias del sudeste de Sudamérica es similar, con una disminución sobre Uruguay y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur. Por el contrario, en los

Sur. Para verano (Dic-Feb) se esperan leves sesgos negativos en Uruguay y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur y por encima de lo normal en la región Amazónica ecuatorial.

Referencias

Ambrizzi T, E.B. de Souza, R.S. Pulwarty (2004): *The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In The Hadley Circulation: Present, Past and Future, Diaz HF, Bradley RS (eds). Springer: Dordrecht, The Netherlands, 203–235.*

Barreiro M. (2010): *Influence of ENSO and South Atlantic Ocean on climate predictability over southeastern South America. Clim. Dyn. 35, 1493–1508, doi: 10.1007/s00382-0666-9.*

Chiang J. and A. Sobel (2002): *Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate, J. Climate, 15, 2616-2631.*

Gill, A.E. (1980) *Some simple solutions for heat induced tropical circulation, Q. J. R. Meteorol. Soc., 106, 447-462.*

Grimm, A. M. and T. Ambrizzi (2009): *Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Vimeux, F., F. Sylvestre, and M. Khodri, Eds., Springer Chapter 7, pp 159-193.*

Hoskins, B.J., and D.J. Karoly (1981): *The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.*

Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi (1993): *Rossby wave propagation in a realistic longitudinally varying flow, J. Atmos. Sci. 50, 1661-1671.*

Ropelewski, C. H., and S. Halpert (1987), *Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation, Mon. Wea. Rev., 115, 1606-1626.* 219 Ropelewski, C. H., and S. Halpert (1989), *Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, J. Clim., 2, 268-284.*

Sardeshmukh, P.D., and B.J. Hoskins (1988): *The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, J. Atmos. Sci., 5, 1228-1251.*

Silvestri G.E. (2004): *El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer, Geophys. Res. Lett., 31, doi:10.1029/2004GL020590.*

Trenberth K.E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski (1998): *Progress during TOGA in understanding and modelling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. J. Geophys. Res. 103, C7, 14291-14324.*

Yulaeva E. and J. M. Wallace (1994): *The signature of the ENSO in global temperature precipitation fields derived from the Microwave Sounding Unit. J. Climate 7, 1719–1736.*

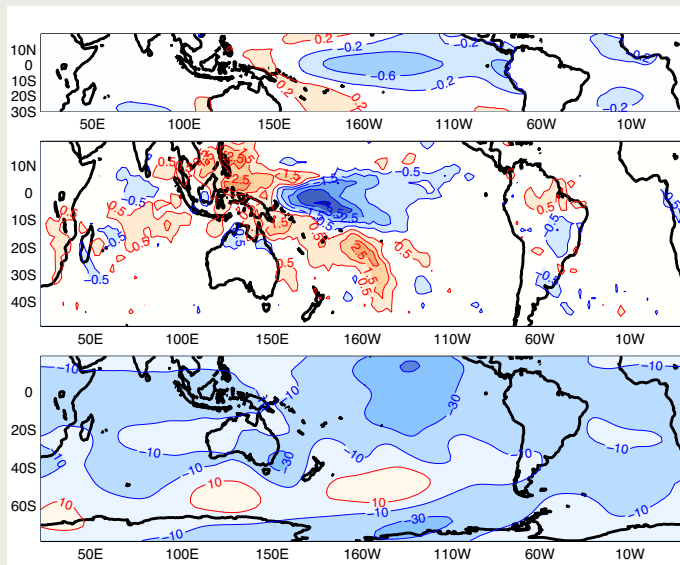


Figura 5. Composite de eventos La Niña débiles (años 1984; 1995; 2000; 2011) durante DEF. Mismos campos que en Figura 2.

trópicos solo La Niña fuerte induce grandes anomalías de lluvia en las costas de Perú y Ecuador, el norte de América del Sur y la ZCIT del Atlántico (panel medio figuras 3 y 5).

En base a estos resultados y si se cumple de que en los próximos meses se desarrolla un evento La Niña débil (por ejemplo de acuerdo al sitio del IRI <http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/enso/current/>) se puede realizar una predicción estacional. La misma diría que durante la primavera 2016 (Sep-Nov) hay una leve tendencia a lluvias por debajo de lo normal en el norte de Uruguay y sur de Brasil y lluvias por encima de lo normal en el norte de América del

Variabilidad climática, procesos oceanográficos y producción primaria frente al Perú

Introducción

El sistema de corrientes del Pacífico Tropical Sudeste (PTSE) frente al Perú se distingue por la excepcional productividad biológica de su capa superficial -acompañada por una marcada deficiencia de oxígeno de su capa sub-superficial. Estas características son generadas por la interacción de procesos atmosféricos y oceánicos a diferentes escalas espaciales y temporales.

Entre los procesos de gran escala espacial se señala a la circulación de Walker, asociada a la presencia de los vientos alisios y que sostiene la asimetría zonal de la termoclina -y, por ende, de la nutriclina- en la banda tropical del Pacífico (más superficial en el borde oriental). Las perturbaciones de la circulación de Walker se transmiten mediante ondas Kelvin oceánicas (OKE) a través de la columna de agua hacia el Pacífico Oriental, modificando también su estructura vertical en una escala de tiempo intraestacional. El principal proceso a mesoescala es el afloramiento costero, asociado a los vientos superficiales paralelos a la costa con dirección al ecuador, que advecta aguas subsuperficiales, normalmente más ricas en nutrientes, hacia la superficie marina. La fertilización de la capa superficial propicia entonces el gran crecimiento del fitoplancton y de los niveles tróficos superiores. Por su parte, la pobre ventilación de la capa subsuperficial del Pacífico Oriental, a causa del patrón de circulación general marina, así como las altas tasas de respiración de la materia orgánica particulada producida en la capa superficial, provocan la deficiencia del oxígeno en las capas subsuperficiales e intermedias (zona de mínima de oxígeno, ZMO).

Es claro entonces que, en su origen, la productividad marina y la deficiencia de oxígeno en la capa subsuperficial son controladas por factores climáticos, sea a través de la circulación atmosférica o a través de la circulación marina, así como del acoplamiento entre ambas. En la cuenca del Pacífico, la variabilidad climática de tipo interanual es especialmente importante, siendo asociada al ciclo El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), mas existen otros modos de menor frecuencia, de escalas interdecenal, centenal o milenial, que también ejercen profundas influencias en la circulación, biogeoquímica y productividad del PTSE. En este artículo haremos una revisión de los procesos más importantes que afectan la fertilidad y la producción primaria en relación al efecto de la variabilidad climática en el PTSE y particularmente en el sistema de afloramiento costero peruano, procurando señalar algunas preguntas aún pendientes de solución en el estado del conocimiento actual.



Dr. Dimitri Gutiérrez
Investigador Científico
del Instituto del Mar del Perú

Doctor en Oceanografía de la Universidad de Concepción (Chile) y Biólogo de la Universidad Nacional Agraria La Molina. Actualmente es Director General de Investigaciones en Oceanografía y Cambio Climático del Instituto del Mar del Perú y Coordinador de la Maestría en Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia. Recientemente su investigación está enfocada en estudiar la relación entre escenarios climáticos del pasado, tendencias recientes, dinámica de la Zona de Mínima de Oxígeno, productividad y bentos frente al Perú.

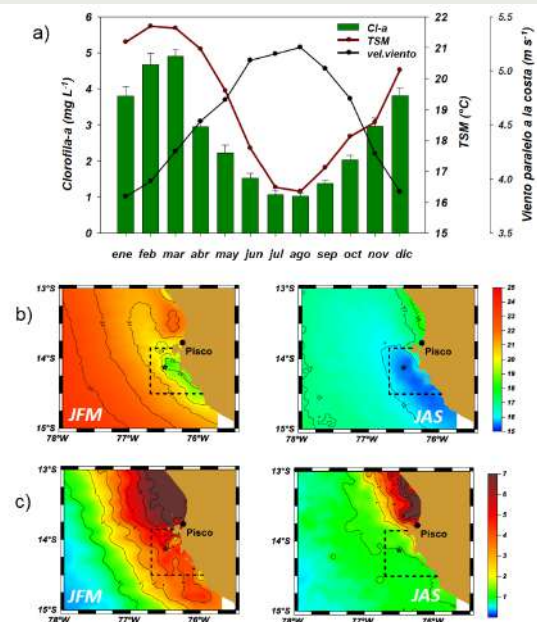


Figura 1. Producción primaria, forzamiento de los vientos y temperatura superficial del mar (TSM) frente a Pisco (14°S). a) Ciclo anual de la clorofila-a superficial, vientos favorables al afloramiento paralelos a la costa y TSM; b) Distribución de TSM en verano (EFM, izquierda) y en invierno (JAS, derecha); c) Distribución de clorofila-a superficial en verano (izquierda) e invierno (derecha). Las climatologías de clorofila-a y de los vientos costeros en (a) se basan en datos de color de mar del satélite Sea-WiFS (1997 – 2006) y del reanálisis ECMWF-ERA40, para la caja costera mostrada en (b) y en (c). Adaptado de Gutiérrez et al. (2011).

Estratificación, afloramiento y producción primaria

La producción primaria en los sistemas marinos, sostenida en gran medida por el fitoplancton, está controlada por la

Variabilidad climática, procesos oceanográficos y producción primaria frente al Perú

Gutiérrez, D.

conjugación de la disponibilidad de luz y de nutrientes. El grado de estratificación de la columna de agua por un lado favorece la retención del fitoplancton y de nutrientes en la capa iluminada, por otro lado limita el transporte de nutrientes desde las capas más profundas hacia la superficie por difusión turbulenta, la cual es el proceso natural de fertilización de la capa superficial más común en los sistemas marinos. Por lo general, en latitudes bajas y medias existe una relación negativa entre la estratificación y la productividad, reflejando la limitación dominante de los nutrientes en dichas regiones (Behrenfeldt et al., 2006), mientras que en altas latitudes la relación es positiva, debido a la limitación dominante de la radiación solar en el ciclo anual.

A diferencia de la mayor parte de sistemas marinos, en los sistemas de afloramiento costero los nutrientes son principalmente transportados a la superficie por advección, en respuesta a la divergencia ocasionada por los vientos costeros y la rotación de la Tierra. Como los eventos de afloramiento se dan en escalas de días a semanas, la fertilización del agua superficial es más persistente y el potencial del crecimiento del fitoplancton es mayor.

se propagan desde la zona ecuatorial, derivadas de las OKE intraestacionales, que pueden ser 'cálidas' o 'frías', provocando el hundimiento o ascenso de la termoclina, respectivamente. En el primer caso (segundo caso), los eventos de afloramiento generan una menor (mayor) fertilización de la capa superficial.

Variabilidad y procesos a múltiples escalas

Los registros históricos y de proxies paleoclimáticos muestran la sensibilidad de la productividad del PTSE a la variabilidad climática en múltiples escalas. La variabilidad en escalas de tiempo mileniales y centenales del clima del planeta, asociadas a cambios de la insolación y del vulcanismo, afecta a la circulación de Walker, la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y al tamaño y posición de las celdas de Hadley. Existe evidencia que en períodos globales cálidos centenales o mileniales, el calentamiento de los trópicos ocasionó un aumento del gradiente zonal de temperatura en el Pacífico Ecuatorial, de acuerdo al mecanismo del 'termostato oceánico' (Clement et al., 1996), provocando condiciones

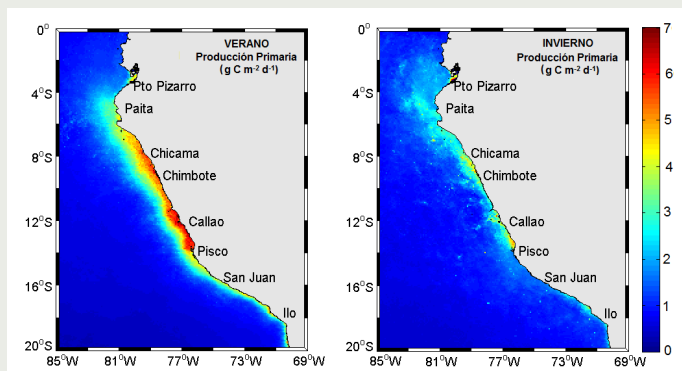


Figura 2. Verano (a) e invierno (b) climatológico de la producción primaria en $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ calculada entre los años 1997 y 2010, utilizando datos a 9 km del satélite Sea-WIFS para los datos de clorofila-a superficial y radiación fotosintéticamente activa, y del satélite Pathfinder para datos de temperatura superficial del mar (adaptado de Gutiérrez et al., 2014).

Por lo general, en los sistemas de afloramiento costero, mayormente ubicados en latitudes medias, la producción biológica es máxima en el verano, cuando los vientos favorables al afloramiento son más intensos. En el caso del PTSE frente al Perú, los vientos favorables al afloramiento costero persisten todo el año pero alcanzan su mayor intensidad en invierno; sin embargo, la productividad presenta su máximo climatológico en verano (Figuras 1 y 2). Esta paradoja es explicada posiblemente por la limitación lumínica dada la mezcla vertical más profunda, que reduce el crecimiento de los productores primarios durante invierno (Calienes et al., 1985; Echevin et al., 2008). En el verano, las surgencias aún ocurren pero son menos intensas o frecuentes. La relajación de la surgencia permite el rápido establecimiento de ventanas de tiempo de estratificación termal, el cual gatilla las floraciones del fitoplancton. A este mecanismo básico se añade el impacto de las ondas costeras atrapadas que

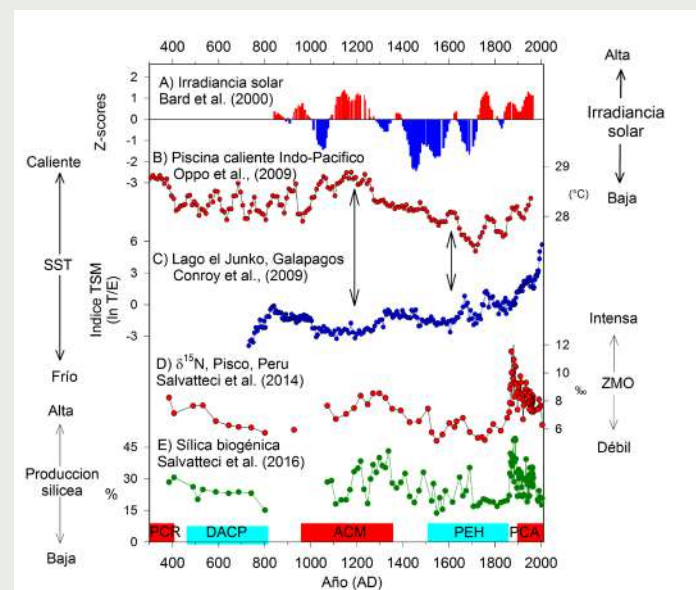


Figura 3. Reconstrucción de cambios centenales asociados a períodos climáticos en la oxigenación y productividad frente a Pisco y variaciones en el gradiente zonal de temperatura en el Pacífico Ecuatorial, a partir de múltiples proxies. (a) Irradiancia solar en el hemisferio norte (Bard et al., 2000); (b) TSM en la piscina cálida del Indo-Pacífico (Oppo et al., 2009); (c) TSM en el Pacífico Ecuatorial Oriental (Conroy et al., 2009). Las flechas entre los dos paneles muestran el aumento del gradiente de TSM durante la Anomalia Climática del Medioevo (ACM), comparada a la pequeña edad de hielo (PEH), de acuerdo al mecanismo del 'termostato oceánico' (Conroy et al., 2010); (d) $\delta^{15}\text{N}$, proxy de la denitrificación de la columna de agua, proceso que se intensifica en condiciones de expansión de la ZMO; (e) Silica biogénica (%), proxy de la producción del fitoplancton silíceo (diatomeas). Otros períodos climáticos: Período Cálido Romano (PCR); Período Frío de la Edad Oscura (DACP) y Período Actual Cálido (PCA) (adaptado de Salvatteci et al., 2014).

base de afloramiento intensificado y expansión de la ZMO (tipo 'La Niña') y condiciones opuestas, o tipo 'El Niño', en períodos globales fríos a las mismas escalas (Figura 3). En consecuencia, los patrones de circulación, productividad y oxigenación en el PTSE variaron significativamente (Mollier-Vogel et al., 2013; Gutiérrez et al., 2009; Salvatelli et al., 2014). Así, para el último milenio, existen archivos sedimentarios marinos que sugieren condiciones base tipo 'La Niña' y 'El Niño' en lo relacionado a la productividad y la oxigenación para la segunda fase del período global cálido denominado Anomalía Climática del Medioevo (1000 – 1250 AD) y para el período global frío llamado Pequeña Edad de Hielo (1500 – 1820 AD) (Gutiérrez et al., 2009; Salvatelli et al., 2014).

A escala interanual, el ENOS es el modo dominante de variabilidad del clima y el océano Pacífico Tropical. La actividad del ENOS es a su vez modulada por la variabilidad climática en escalas más largas, por ejemplo las oscilaciones interdecenales del clima en el Pacífico, con las cuales comparte parcialmente el patrón espacial de anomalías (Chávez et al., 2011; Henley et al., 2015). Cuando ambas fuentes de variabilidad están en fase, las anomalías de El Niño son amplificadas generando impactos más fuertes en los ecosistemas.

El conocimiento actual establece que, durante El Niño, la termoclina en el PTSE se profundiza, asociada al debilitamiento de los vientos alisios y de la circulación de Walker. Además, las OKE de hundimiento son generadas con más frecuencia y, al arribar al Pacífico Oriental, se propagan en dirección al polo como ondas costeras atrapadas que profundizan la termoclina, la oxiclina y la nutriclina, reduciendo la fertilidad de las aguas superficiales costeras y modificando además la circulación superficial y subsuperficial (Brink, 1982; Echevin et al., 2014) (Figura 4). Si bien los vientos costeros pueden intensificarse en El Niño (Bakun et al., 2010), las aguas que afloran provienen ahora de la capa encima de la nutriclina, de modo que el sistema se torna limitado en nutrientes, lo cual reduce la productividad del sistema de afloramiento costero (Barber & Chavez, 1983; Calienes et al., 1985) (Figura 4). A más distancia del litoral, la reducción del gradiente perpendicular a la costa del esfuerzo de viento, así como la propagación al oeste de ondas Rossby, jugarían un papel en amplificar la profundización de la termoclina y en la reducción de la producción primaria (Halpern, 2002; Correa-Ramírez et al., 2012). Por otro lado, la profundización de la oxiclina, la propagación hacia el sur de ondas atrapadas a la costa, así como la menor respiración de la materia orgánica, contribuyen al debilitamiento de la ZMO y cambios en la biogeoquímica asociada (Brink, 1982; Morales et al., 1994; Graco et al., 2016).

El Niño, no obstante, presenta dos tipos dominantes: El Niño del Pacífico Oriental, también conocido como El Niño canónico y El Niño del Pacífico Central o 'Niño Modoki', de los cuales el segundo modo ha sido identificado solo recientemente (Kao & Yu, 2009; Takahashi et al., 2011). Mientras que los impactos de El Niño canónico en la productividad del PTSE son ampliamente conocidos y han sido descritos en forma sucinta más arriba, el conocimiento

de los impactos de El Niño Modoki en la productividad y otros procesos ecológicos es aún incipiente (Dewitte et al., 2012; Graco et al., 2016).

Sin embargo, la variabilidad a escala intraestacional del PTSE, asociada a la propagación de las OKE de hundimiento y de surgencia, puede dar luces sobre los impactos diferenciados sobre la productividad de El Niño canónico y El Niño Modoki en los últimos decenios. Dewitte et al. (2012) mostraron que los dos tipos de El Niño difieren en las características de las OKE. Mientras que en El Niño canónico las OKE se encuentran fuertemente sesgadas hacia el modo de hundimiento en el Pacífico Oriental, en El Niño Modoki las OKE más bien se presentan sesgadas hacia el modo de ascenso de la termoclina en el Pacífico Oriental, generando enfriamiento y favoreciendo la fertilización de la capa superficial. Este último es especialmente cierto para el caso de las OKE de modo 2, de período más largo (~100 d) que las de modo 1 (~70 d) (Dewitte et al., 2012). Cabe indicar que las OKE de modo 2 son más energéticas en el Pacífico Oriental, debido a la termoclina más superficial en esta región (Dewitte et al., 2008), e influyen más sobre la estructura vertical de la columna de agua (Echevin et al., 2014). Recientemente, Graco et al. (2016) documentaron cambios en la señal

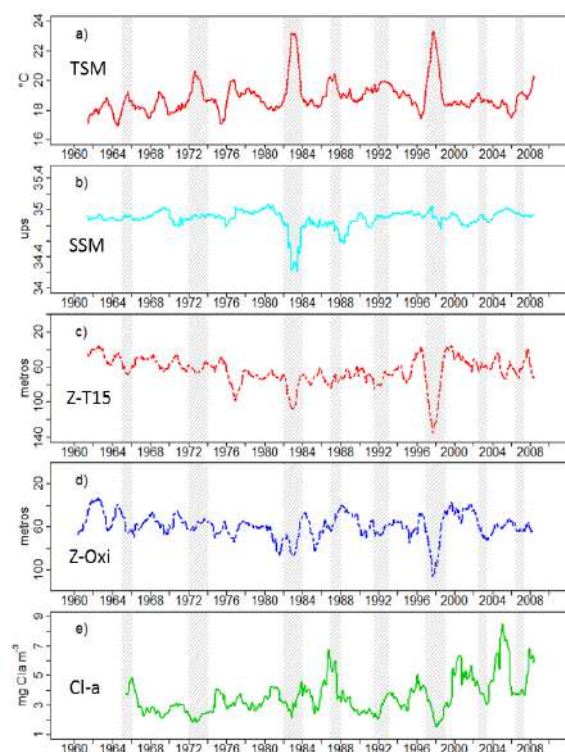


Figura 4. Series interanuales de (a) temperatura superficial del mar en °C; (b) salinidad superficial (UPS); (c) profundidad de la isoterma de 15°C (metros); (d) profundidad de la oxiclina, inferida de la iso-oxigena de 1 ml L-1 (metros); (e) concentración superficial de clorofila-a (mg Cl a m-3), computadas en base a los datos históricos del IMARPE, en el periodo de 1960 al 2008 (3.5°S – 20°S, 0 – 100 km de la costa), en resolución mensual (adaptado de Gutiérrez et al., 2014).

de la fertilización y la oxigenación sobre la plataforma de Callao en respuesta a la variación de la señal de las OKE de modos 1 y 2. Así, el período 2002 – 2009, caracterizado por la ocurrencia de eventos El Niño del Pacífico Central, se distinguió por la dominancia de OKE ‘frías’ de modo 2, seguida en menor medida por la ocurrencia de OKE de hundimiento de modo 1. Este patrón habría propiciado una mayor variabilidad temporal en la estructura vertical de la columna de agua, dando lugar a la alternancia de períodos de mayor y menor oxigenación, advección vertical de nutrientes y déficit de nitrógeno en la columna de agua.

Algunas interrogantes y perspectivas

En esta revisión nos hemos referido a algunos procesos físicos asociados a la variabilidad climática que influyen sobre la fertilidad y la productividad, sin embargo estos últimos también dependen de procesos biogeoquímicos como la remineralización de los nutrientes y las reacciones de óxido-reducción. Por ejemplo, la deficiencia de oxígeno en la columna de agua y las condiciones anóxicas en los sedimentos superficiales dan lugar al déficit de nitrato y al exceso de fosfato disuelto en las aguas costeras, en relación a la razón N:P que prima a nivel del océano abierto (‘razón de Redfield’), limitando posiblemente la composición del fitoplancton y su crecimiento. Existen observaciones que sugieren que durante El Niño, o bajo condiciones ‘tipo El Niño’, al producirse la oxigenación de la capa subsuperficial, tanto la utilización del nitrato en la respiración como la liberación del fosfato de los sedimentos disminuyen, normalizando la razón N:P (Graco et al., 2016). En qué medida este impacto puede influir en la composición de los productores primarios y sus tasas de crecimiento (floraciones algales) en la zona costera bajo condiciones de El Niño aún no ha sido suficientemente estudiado.

Asimismo, los mecanismos descritos son válidos especialmente para el ‘microfitoplancton’, el grupo que presenta el mayor rango de tamaño dentro de los productores primarios del plancton, compuesto por diatomeas y dinoflagelados. Menos estudiados en el PTSE son los mecanismos que explican el crecimiento de los productores primarios más pequeños, como el nanoplancton calcáreo (Alvites, 2016) y el bacteriofitoplancton. Para estos grupos, el ambiente biogeoquímico, como el pH y la disponibilidad del oxígeno, son factores críticos que controlan su distribución. La influencia de la variabilidad climática sobre estos factores ocurre a través de la circulación y/o la estratificación, que afectan los flujos y solubilidad del carbono y oxígeno disueltos.

Por otro lado, el efecto de la propagación de ondas costeras atrapadas, de ondas internas y vórtices de mesoescala sobre el crecimiento, concentración y transporte de los productores primarios también requiere más investigaciones. A través de un estudio de reanálisis y modelado, Echevin et al. (2014) han indicado que el paso de las ondas costeras atrapadas ‘frías’ favorece el desarrollo de núcleos de fitoplancton que migran lentamente hacia el sur, como resultado de la advección

vertical de los nutrientes y el efecto de la circulación costera (Figura 5). Otros estudios han revelado la importancia de ondas internas sobre la formación de estructuras de meso- y submesoescala en las aguas de la plataforma (Grados et al., 2016), favoreciendo la agregación de organismos e interacciones tróficas (Bertrand et al., 2014). Sin embargo su impacto en la producción primaria aún no ha sido determinado. Por último, también se ha documentado la formación de vórtices ciclónicos asociados al frente térmico costero, los cuales transportan las propiedades de ricas condiciones de nutrientes mar afuera (Chaigneau et al., 2011). Los estudios realizados sugieren que, durante períodos cálidos, la intensificación de los frentes térmicos favorece la formación de los vórtices de mesoescala, pero la mayor estratificación reduce el impacto de las ondas internas en la formación de estructuras (Chaigneau et al., 2011; Grados et al., 2016). Se desconoce aún cómo estos procesos contribuyen a la variabilidad espacial y temporal de la productividad.

El análisis de datos históricos instrumentales y de proxies en los sedimentos marinos ha revelado tendencias de enfriamiento y de aumento de la productividad en las aguas costeras en los últimos 35 años (Gutiérrez et al., 2011), que se encuentra superpuesta a la variabilidad interanual asociada al ENSO. En cambio, las primeras proyecciones desarrolladas en relación a escenarios del cambio climático para la región sugieren el aumento de la estratificación, el debilitamiento del afloramiento y la reducción de la productividad en el largo plazo (Brochier et al., 2013). Dada la relación directa (opuesta) entre productividad y la estratificación (intensidad del afloramiento) en el ciclo anual (Figura 4), es necesario que las futuras investigaciones ahonden en las variaciones

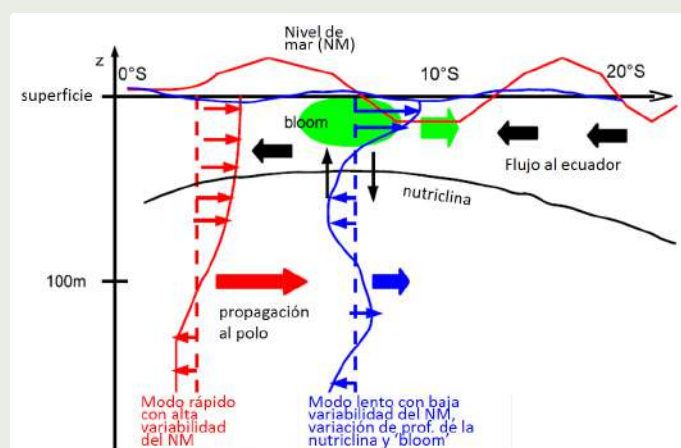


Figura 5. Modelo conceptual de la estructura vertical y paralela a la costa de las ondas costeras atrapadas (OCA) y su impacto en la producción primaria. Los modos rápido y lento de las ondas se muestran en rojo y azul, respectivamente. La propagación de las OCA se presenta en flechas de color y los flujos costeros hacia el ecuador, en flechas negras. El modo más veloz de OCA, asociado con una alta variabilidad del nivel de mar (NM), se propaga rápidamente hacia el sur sin desplazar la nutriclina. Entre tanto, un modo más lento con baja variabilidad en el NM, se propaga lentamente y genera un desplazamiento vertical de la nutriclina, favoreciendo el bombeo de nutrientes dentro y fuera de la capa superficial, lo cual favorece o mitiga la producción primaria. Debido al flujo superficial hacia el ecuador, las floraciones de fitoplancton se desplazan hacia el sur más lentamente que la propagación del desplazamiento de la nutriclina (adaptado de Echevin et al., 2014).

en la estacionalidad tanto de los factores climáticos y oceanográficos para la interpretación de las tendencias y las proyecciones. Asimismo, la incorporación de la evolución futura del ENOS (IPCC, 2013; Cai et al., 2014) y de los tipos de El Niño (Kao & Yu, 2009) ciertamente robustecerá las proyecciones futuras de la productividad del PTSE.

Agradecimientos

El autor agradece al IMARPE y al equipo de la DGIOCC por la información facilitada para la presente revisión. Asimismo, agradece al Dr. Renato Salvatelli (Instituto de Geociencias, Universidad de Kiel) y al Dr. Vincent Echevin (LOCEAN, IRD) por autorizar la publicación de las figuras 3 y 5 del artículo.

Referencias

Alvites, D., 2016: Variabilidad espacial y calcificación de las comunidades de cocolitoforidos en el sistema de afloramiento costero frente al Callao-Perú. Tesis de Maestría en Ciencias del Mar, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Perú, 136.

Bakun, A., D. Field, A. Redondo-Rodríguez, S.J. Weeks, 2010: Greenhouse gas, upwelling favourable winds, and the future of upwelling systems, *Global Change Biology*, 16:1213–1228, doi:10.1111/j.1365-2486.2009.02094.x.

Barber, R.T., & F.P. Chavez, 1983.: Biological consequences of El Niño, *Science*, 222:1203–1210.

Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, 2000: Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus*, 52B: 985–992.

Behrenfeld, M., R.T. O'Malley, D. Siegel, C. McClain, J. L. Sarmiento, G. Feldman, A. Milligan, P. Falkowski, R. Letelier & E. Boss, 2006: Climate-driven trends in contemporary ocean productivity, *Nature*, 444, doi:10.1038/nature05317.

Bertrand, A., D. Grados, F. Colas, S. Bertrand, X. Capet, A. Chaigneau, G. Vargas, A. Mousseigne, R. Fablet, 2014: Broad impacts of fine-scale dynamics on seascape structure from zooplankton to seabirds, *Nature Communications*, 5, 5239.

Brink, K.H., 1982: A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru, *Journal of Physical Oceanography*, 12, 897-913

Brochier, T., V. Echevin, J. Tam, A. Chaigneau, K. Goubanova, & A. Bertrand, 2013: Climate change scenarios experiments predict a future reduction in small pelagic fish recruitment in the Humboldt Current system, *Global Change Biology*, doi: 10.1111/gcb.12184.

Cai, W.J., S. Borlace, M. Lengaigne, V.P. Renshaw, M. Collins, G. Vecchi, A. Timmermann, A. Santoso, M. McPhaden, L.X. Wu, M.H. England, G.J. Wang, E. Guilyardi, & F.F. Jin, 2014: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature Clim. Change*, 4, 111–116.

Calienes, R., O. Guillén, & N. Lostanau, 1985: Variabilidad espacio-temporal de clorofila, producción primaria y nutrientes frentes a la costa peruana, *Boletín del Instituto del Mar del Perú, Callao*, 10:1-44.

Chavez, F.P., M. Messié, & J. T. Pennington, 2011: Marine Primary Production in Relation to Climate Variability and Change, *Annual Review of Marine Science*, 3:227–60.

Clement, A. C., R. Seager, M.A. Cane, & S.E. Zebiak, 1996: An Ocean dynamical thermostat, *Journal of Climate*, 9, 2190–2196.

Conroy, J. L., A. Restrepo, J.T. Overpeck, M. Steinitz-Kannan, J.E. Cole, M.B. Bush, & P.A. Colinvaux, 2009: Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean, *Nature Geoscience*, 2, 46–50.

Conroy, J. L., J.T. Overpeck, and J.E. Cole, 2010: El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka, *PAGES News*, 18, 32–34.

Correa-Ramirez, M., S. Hormazabal, & C. Morales, 2012: Spatial patterns of annual and interannual surface chlorophyll-a variability in the Peru–Chile Current System, *Progress in Oceanography*, 92–95, 8–17.

Dewitte, B., J. Vazquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutiérrez, A. Sifeddine, 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 II*, 77-80, 143–156.

Echevin, V., O. Aumont, J. Ledesma, & G. Flores, 2008: The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peru upwelling system: a modelling study, *Progress in Oceanography*, 79, 167–176.

Echevin, V., A. Albert, M. Lévy, M. Graco, O. Aumont, A. Piétri, G. Garric, & B. Dewitte, 2014: Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves, *Continental Shelf Research*, 73: 14–30.

Graco, M., S. Purca, B. Dewitte, O. Morón, J. Ledesma, G. Flores, C. Castro, & D. Gutiérrez, 2016: The OMZ and nutrients features as a signature of interannual and low frequency variability off the Peruvian upwelling system, *Biogeosciences Discussions*, doi:10.5194/bg-2015-567.

Grados, D., A. Bertrand, F. Colas, V. Echevin, A. Chaigneau, D. Gutiérrez, G. Vargas, & R. Fablet, 2016: Spatial and seasonal patterns of fine-scale to mesoscale upper ocean dynamics in an eastern Boundary Current system, *Progress in Oceanography*, 142, 105–116.

Gutiérrez, D., A. Sifeddine, D. Field, L. Ortlieb, G. Vargas, F. Chávez, F. Velasco, V. Ferreira, P. Tapia, R. Salvatelli, H. Boucher, M. Morales, J. Valdés, J.-L. Reyss, A. Campusano, M. Boussafir, M. Mandeng-Yogo, M. García, and T. Baumgartner, 2009: Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age, *Biogeosciences*, 6, 835-848.

Gutiérrez, D., I. Bouloubassi, A. Sifeddine, S. Purca, K. Goubanova, M. Graco, D. Field, L. Méjanelle, F. Velasco, A. Lorre, R. Salvatelli, D. Quispe, G. Vargas, B. Dewitte, & L. Ortlieb, 2011: Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling cell off Peru since the mid-twentieth century, *Geophysical Research Letters*, 38, L07603-1–L07603-6.

Gutiérrez, D., C. Grados, M. Graco, L. Vásquez, F. Velasco, S. Sánchez, P. Ayón, J. Tam, O. Morón, R. Flores, C. Quispe, & L. Pizarro, 2014: El Mar Peruano y su Dinámica, En: IMARPE, Libro de Oro, Callao, Perú, 34-59.

Halpern, D., 2002: Offshore Ekman Transport and Ekman Pumping off Peru during the 1997-98 El Niño, *Geophysical Research Letters*, 29(5), 10.1029/2001GL014097.

Henley, B., J. Gergis, D. Karoly, S. Power, J. Kennedy, C. K. Folland, 2015: A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2525-1.

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], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535.

Kao, H.Y., & J.Y. Yu, 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of El Niño, *Journal of Climate*, 22, 615–632.

Mollier-Vogel, E., G. Leduc, T. Bösch, P. Martinez, & R. Schneider, 2013: Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka, *Quaternary Science Reviews*, 76, 29–38.

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.

Salvatelli, R., D. Gutiérrez, D. Field, A. Sifeddine, L. Ortlieb, I. Bouloubassi, M. Boussafir, H. Boucher, and 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, 15–73.

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.

Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: evidencias paleoclimáticas

Apaéstegui J.

Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: evidencias paleoclimáticas

El Niño-Oscilación Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) es el fenómeno océano - atmosférico de mayor importancia en escala global. Se caracteriza por variaciones interanuales en la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Pacífico Ecuatorial y en la circulación atmosférica a escala global, lo cual produce cambios en el clima mundial con importantes repercusiones sociales y económicas. Recientemente la comunidad científica se está enfocando en entender la diversidad en estos eventos y sus impactos, la cual se puede caracterizar según dónde se produce el mayor calentamiento en el océano, especialmente en el Pacífico Central o el Pacífico Oriental (Takahashi, 2014). En particular, El Niño costero o de calentamiento de TSM en el Pacífico Oriental puede incrementar las lluvias en la costa mientras que El Niño en el Pacífico Central tiende a reducirlas en los Andes peruanos (Lavado y Espinoza, 2014). En general, es importante reconocer esta diversidad para la correcta interpretación de registros paleoclimáticos, ya que estos típicamente reflejan cambios locales que pueden estar asociados a diferentes aspectos de ENSO. En un artículo previo se presentaron las evidencias y perspectivas de la ocurrencia de los diferentes tipos de eventos ENSO durante el último milenio a partir de registros históricos y reconstrucciones paleoclimáticas (Apaéstegui et al., 2015). Ahora nos remontamos más hacia el pasado y resumimos nuestro conocimiento sobre la ocurrencia del ENSO y sus trazos paleoambientales durante el periodo conocido como Holoceno. El Holoceno, que corresponde a aproximadamente los últimos 10000 años de la historia de la Tierra, es el periodo geológico más reciente donde se observan condiciones bastante estables en el clima global después de la ocurrencia del Último Periodo Glacial. Es en este periodo geológico donde se conforman las condiciones globales actuales, en relación a las forzantes naturales de insolación debidas al movimiento de precesión solar, las cuales afectan los parámetros de distribución de calor en la Tierra, así como la estacionalidad e intensidad de las precipitaciones en ambos hemisferios. Sobre estas escalas, el clima promedio con respecto al cual se presentan las variaciones asociadas a ENSO puede variar lentamente y esto, a su vez, puede afectar las características espaciales y temporales de este fenómeno (Takahashi, 2014). En los registros paleoclimáticos, que presentan diversidad en la resolución temporal, es importante distinguir entre los cambios en el estado promedio y en la varianza interanual.



Dr. James Apaéstegui
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

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 Instituto Geofísico del Perú donde desarrolla trabajos en Paleoclimatología de los Andes orientales a través del análisis de indicadores geoquímicos e isotópicos de espeleotemas y el uso de trazadores isotópicos para estudios hidrológicos. Además es miembro del Laboratorio Mixto Internacional Paleotracas y del grupo de trabajo PAGES 2K.

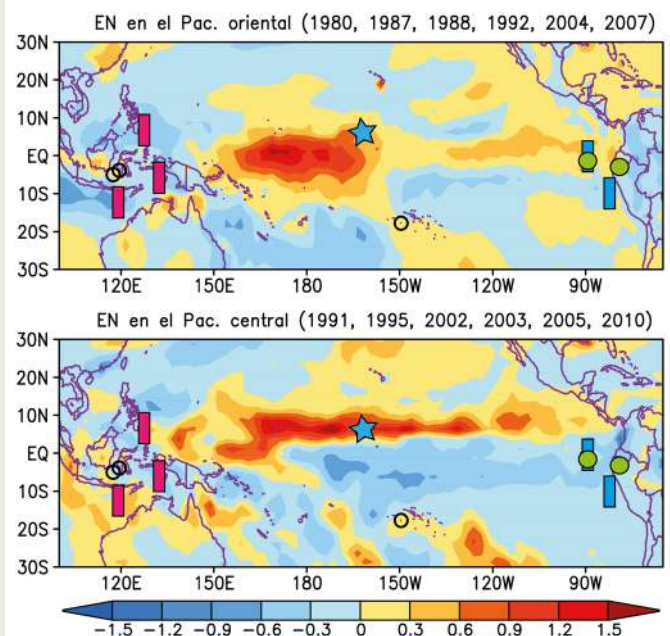


Figura 1. Anomalías de precipitación (mm/día) de febrero a abril promediadas para: El Niño del Pacífico Oriental y El Niño del Pacífico Central. Los datos provienen de GPCP y la clasificación se basa en Yeh et al. (2009) y Takahashi et al. (2011). Las marcas en rectángulos (sedimentos marinos), estrellas (corales) y círculos (sedimentos continentales) refieren la posición de diferentes registros paleoclimáticos discutidos en el texto.

Cambios en el estado climático promedio

A lo largo del Pacífico Ecuatorial, la salinidad superficial de las aguas es más baja y la temperatura mayor en la región occidental que la oriental. El análisis de isótopos de oxígeno y razones de Mg/Ca en foraminíferos de sedimentos marinos colectados en el Pacífico Occidental, cerca de Indonesia, nos indica que durante los últimos 10000 años la TSM y salinidad promedio presentaron una tendencia decreciente, de manera que la TSM era mayor en aproximadamente 0.5°C en relación al presente (Stott et al., 2004; Figura 2a).

Mientras tanto, en el Pacífico Oriental, la reconstrucción de TSM con foraminíferos en sedimentos próximos a las islas Galápagos en Ecuador (Koutavas et al., 2006) nos muestra que entre 9000 y 5000 años B. P.¹, las condiciones eran más frías que las actuales en aproximadamente ~0.5°C (Figura 2b). Esto sugiere que en el Holoceno Medio el gradiente zonal (oeste-este) de temperatura fue mayor que en el presente (Figura 2a, b). Además, el registro de sedimentos en la cuenca Cariaco, frente a la costa de Venezuela, indica que la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la principal banda de lluvia en el Pacífico y Atlántico, estaba en promedio más al norte en el Holoceno Temprano y Medio que en el presente (Haug et al., 2001; Figura 3a), lo cual sugiere que los vientos a lo largo de la costa de Perú y el afloramiento costero podrían haber sido más fuertes.

El gradiente zonal intensificado de las temperaturas ecuatoriales podría implicar menor variabilidad asociada a ENSO a gran escala, aunque esta relación no es sencilla (Takahashi, 2014). Sin embargo, condiciones frías frente al Perú con la ZCIT desplazada al norte implican menor probabilidad de eventos de lluvias intensas en la costa (Woodman y Takahashi, 2014), mientras que los vientos más fuertes podrían afectar la propagación de ondas Kelvin y reducir la señal de ENSO en la TSM de la costa (Mosquera-Vásquez et al., 2013; 2014). Pero, ¿qué evidencias tenemos de cambios en ENSO mismo?

Cambios en la variabilidad climática

En el Pacífico Central, el análisis isotópico de corales fósiles nos proporciona registros de las variaciones mensuales de la TSM en la región Niño 3.4 (Cobb et al., 2013), los cuales sugieren una gran variabilidad durante los últimos 7000 años pero no indican que la varianza de la TSM asociada a ENSO haya sido sustancialmente distinta en el Holoceno Medio respecto al presente. Es decir que,



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.

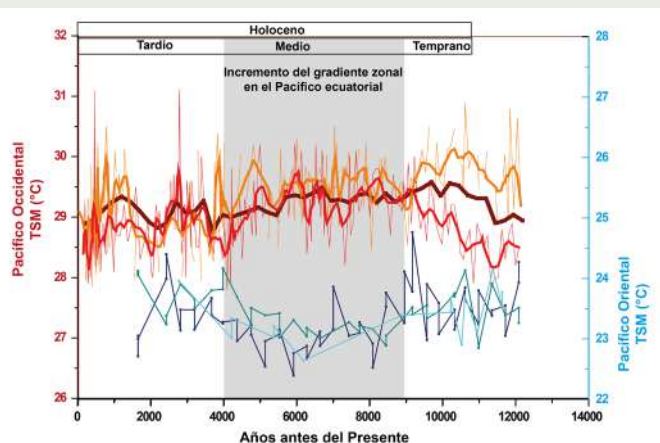


Figura 2. a) Reconstrucciones de TSM en el Pacífico Occidental (líneas rojas; tomadas a partir de Stott et al., 2004) y b) el Pacífico Oriental (líneas azules; tomadas a partir de Koutavas et al., 2006). En c) se observa el registro de aportes lúicos en los sedimentos marinos frente a la costa de Perú (Rein et al., 2005). La barra gris indica el Holoceno Medio y el incremento en el gradiente zonal del Pacífico relacionado a la ausencia de eventos ENSO durante dicho periodo de tiempo. (Nótese que el tiempo avanza de derecha a izquierda).

según estos registros, El Niño en el Pacífico Central de ese entonces no habría sido muy diferente al de ahora.

Por otro lado, la TSM estimada con foraminíferos en las islas Galápagos en el Pacífico Oriental indica una varianza que era 50% entre 9000 y 4000 años B. P. en relación al presente, lo cual sugiere dramáticamente menor amplitud de ENSO en el Holoceno Medio

¹Años B. P. (before present) se refiere al número de años antes de 1950.

(Koutavas et al., 2006; Figura 2b). Más recientemente, el análisis isotópico en conchas fósiles de la “macha” (*Donacium mesodesma*) en la costa centro y sur de Perú indica que la asimetría (skewness) de la distribución de las anomalías de la TSM mensuales fue menor en 7500-6700 años B. P. que en el presente, lo cual indica menor ocurrencia de eventos de calentamiento debido a El Niño costero durante el Holoceno Medio (Carré et al., 2014). Se debe notar que estos moluscos mueren durante eventos El Niño extremos, por lo que solo registran eventos hasta magnitud moderada.

En cuanto a las lluvias asociadas a El Niño costero, la mayoría de registros coinciden en que hubo menos eventos El Niño intensos en el Pacífico Oriental. Para empezar, en las islas Galápagos, donde llueve intensamente solo durante El Niño extraordinarios en el Pacífico Oriental, los sedimentos encontrados en un cráter laguna (Conroy et al., 2008) nos indican poca frecuencia e intensidad de estos eventos antes de los 4200 años B. P. (Figura 3d).

Asimismo, los sedimentos de la laguna Pallcacocha (4200 msnm), en Ecuador, registran las lluvias típicamente asociadas a eventos El Niño costero moderados y fuertes (Moy et al., 2002) e indican que el Holoceno es caracterizado por un incremento gradual de la frecuencia de eventos de lluvias intensas y, posiblemente El Niño (Figura 3d). Sin embargo, los registros de la laguna Pallcacocha han sido puestos en discusión debido a que, por su posición en los Andes, podrían reflejar la intensificación del Monzón Sudamericano (Kanner et al., 2012).

Además, el análisis de cordones litorales al norte y sur del río Chira (secuencias Chira y Colán) y norte del río Piura (secuencia Sechura) indica que estos son formados durante eventos El Niño extraordinarios de magnitud mayor a la registrada en el de 1982-1983 (Ortlieb et al., 1995), y que estos se habrían formado después de los 5000 años B. P. También, su estudio revela que su formación precorre periodos que pueden variar de 100 a 600 años (Figura 3b).

Más al sur, los proxies líticos en sedimentos marinos 80 km al oeste de Lima también nos muestran que en el Holoceno Medio hubo menor frecuencia de eventos intensos de inundaciones y crecidas fluviales en la costa (Rein et al., 2004, 2005; Figura 2c), los cuales se asocian a eventos El Niño costero extraordinario (Morera, 2014). Así mismo, la menor frecuencia de eventos El Niño costero fuerte o extraordinario en el Holoceno Medio también se sugiere por otros registros geológicos (Keefer et al., 1998) y arqueológicos (Núñez et al., 2002).

Discusión

Un paradigma central para la interpretación de las variaciones en ENSO es que la distribución de radiación solar cambia según las variaciones cíclicas en la geometría orbital de la Tierra, lo cual ejerce un fuerte control sobre el clima promedio y, por lo tanto, ENSO. En tal sentido, durante el Holoceno Medio la mayor insolación en el hemisferio norte habría inhibido el desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical, como es puesto en evidencia por el registro de Cariaco (Figura 3a). Esta configuración podría explicar la menor ocurrencia de El Niño costero durante el Holoceno Medio indicada por varios registros. Sin embargo, la ausencia de cambios en la varianza de ENSO en los corales en el Pacífico Central sugiere variaciones en el patrón espacial del fenómeno.

Emile-Geay et al. (2015) usaron recientemente una red de registros de corales y moluscos y la salida de nueve modelos climáticos para evaluar la relación entre la variabilidad estacional e interanual en el Pacífico Ecuatorial y las variaciones orbitales del Holoceno. Los resultados de este trabajo indican que el clima tropical del Pacífico es muy variable y no se puede simular adecuadamente a través de la actual generación de modelos, ya que estos no captan la variabilidad de ENSO ni el aumento en estacionalidad registrado por los proxies en el Holoceno Medio.

Por otro lado, en Karamperidou et al. (2015), los autores usaron el modelo climático global NCAR CCSM4 para mostrar cómo el forzante orbital podría cambiar el ciclo estacional promedio y reducir la frecuencia de eventos El Niño extraordinario en el Pacífico Oriental sin afectar la frecuencia de El Niño en el Pacífico Central, consistente con los proxies. En este estudio, los vientos en la primavera boreal en el Pacífico Occidental habrían sido más débiles en el Holoceno Medio, lo cual habría generado una mayor profundidad climatológica de la termoclina en el Pacífico Oriental en los meses en que normalmente se desarrolla El Niño. Esto habría reducido la posibilidad de que El Niño produjera anomalías cálidas.

Existe una gran diversidad de registros, no solo por el tipo de proxy, ubicación, periodo, resolución temporal, y procesos climáticos a los cuales responden. La interpretación de estos es complicada porque además las características e impactos de ENSO varían de evento en evento. Esto puede explicar en parte las aparentes discrepancias que puedan existir entre los registros. Para lograr esto es importante la colaboración entre los expertos en teoría y modelado de ENSO y los especialistas en registros paleoclimáticos, como

ilustrado por el estudio de Karamperidou et al. (2015). Sin embargo, es crítico contar primero con una alta densidad de reconstrucciones paleoambientales relacionadas a diferentes aspectos de la ocurrencia y variabilidad de ENSO y sus impactos. Esta información se podrá usar para discriminar entre los modelos y las teorías, los cuales luego podrán ser utilizados para la interpretación y evaluación de los mecanismos. Ante la diversidad conocida, se debe tener mucho cuidado en generalizar la interpretación de los resultados tanto de teorías y modelos como de registros paleoclimáticos. Incluso, para el periodo reciente, donde se cuenta con gran cantidad de información, la comunidad científica internacional se da con sorpresas, como en los casos de los fallidos pronósticos en el año 2014 (Dewitte et al., 2016) o para El Niño 2015-2016. Este último ya se ha presentado como uno de los más intensos registrados en el Pacífico Central, similar a los eventos extraordinarios de 1982-1983 y 1997-1998, sin embargo en el Pacífico Oriental ha sido bastante más débil que esos años, tanto en el calentamiento del mar como en las lluvias y caudales en la costa peruana. No se puede descartar que en el pasado remoto los eventos ENSO hayan tenido un comportamiento distinto a lo que hemos visto en los siglos recientes.

Referencias

- Apaéstegui, J., K. Takahashi, L. Ortlieb, A. Sifeddine, y 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", 2, 2, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Carré, M., J. P. Sachs, S. Purca, J. Andrew, P. Braconnot, and R. A. Falcón, 2014: *Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific*, Scienceexpress, doi: 10.1126/science.1252220.
- Clement, A. C., R. Seager, and M. A. Cane, 2000: *Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit*, Paleoceanography, 15, 731–737, doi:10.1029/1999PA000466.
- Cobb, K. M., N. Westphal, H. R. Sayani, J. T. Watson, E. Di Lorenzo, H. Cheng, L. R. Edwards, C. D. Charles, 2013: *Highly Variable El Niño–Southern Oscillation Throughout the Holocene*, Science, 339, 67, doi: 10.1126/science.1228246.
- Conroy, J. L., J. T. Overpeck, J. E. Cole, T. M. Shanahan, and M. Steinitz-Kannan, 2008: *Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record*, Quaternary Science Reviews, 27, 1166–1180, doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.015.
- Dewitte, B., K. Mosquera, K. Takahashi, 2016: *¿Por qué El Niño no creció en el Pacífico central?* Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", 1, 3, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Emile-Geay, J., K. M. Cobb, M. Carré, P. Braconnot, J. Leloup, Y. Zhou, T. Corrège, H. V. McGregor, M. Collins, R. Driscoll, M. Elliot, S. P. Harrison, B. Schneider, and A. Tudhope., 2015: *Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene*, Nature Geoscience, 9, 168-173.
- Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Röhl, 2001: *Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene*, Science, 293, 1304–1308, doi:10.1126/science.1059725.
- Kanner, L. C., S. J. Burns, H. Cheng, R. L. Edwards, and M. Vuille, 2012: *High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes*, Quaternary Science Reviews, 75, 1–10, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.05.008, 2013.
- Karamperidou, C., P. N. Di Nezio, A. Timmermann, K. M. Cobb, 2015: *The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: Implications for proxy interpretation*, Paleoceanography, doi:10.1002/2014PA002742.
- Keefer, D. K., S. D. de France, M. E. Moseley, J. B. Richardson III, D. R. Satterlee, and A. Day-Lewis, 1998: *Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahuay, Peru*, Science, 281, 1833–1835.
- Koutavas, A., P. B. deMenocal, G. C. Olive, and J. Lynch-Stieglitz, 2006: *Mid-Holocene El Niño-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments*, Geology, 34, 993-996.
- Koutavas, A., P. B. De Menocal, J. Lynch-Stieglitz, 2006: *Holocene trends in tropical Pacific sea surface temperatures and the El Niño-Southern Oscillation*, Pages News, 14(3), 22–23, 2006.
- Koutavas, A., and S. Joanides, 2012: *El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum*, Paleoceanography, 27,(4),doi:10.1029/2012PA002378.
- Lavado, W., J. C. Espinoza, 2014: *Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú*, Boletín Técnico "Generación de

modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, 1, 3, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Morera, S., 2014: 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”*, 1, 7, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, and G. Garric, 2013: The 2002-03 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2012JC008551.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, and S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño Intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.

Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, and D. M. Anderson, 2002: Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial time- scales during the Holocene epoch, *Nature*, 420, 162–165, doi:10.1038/nature01194.

Núñez, L., M. Grosjean, and I. Cartajena, 2002: Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile, *Science*, 298, 821–824.

Ortlieb, L., M. Fournier, J. Macharé, 1995: Beach Ridges and Major Late Holocene El Niño events in Northern Peru, *Journal of Coastal Research, Special Issue N°17: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, 109-117.

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

Rein, B., A. Luckge, L. Reinhardt, F. Sirocko, A. Wolf, W. C. Dullo, W.C., 2005: El Niño variability off Peru during the last 20,000 years, *Paleoceanography*, 20 (4), 2004PA001099.

Sandweiss, D. H., J. B. Richardson, E. J. Reitz, H. B. Rollins, and K. A. Maasch, 1996: Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years B. P. onset of El Niño, *Science*, 273, 1531– 1533.

Stott, L., K. Cannariato, R. Thunell, G. H. Haug, A. Koutavas, S. Lund, 2004: Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch, *Nature*, 431, 56-59, <http://dx.doi.org/10.1038/Nature02903>.

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

Takahashi, K., B. Dewitte, 2015: 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”*, 2, 5, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

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

Woodman, R., y K. Takahashi, 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”*, 1, 6, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

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.

Uso e importancia de las fuentes documentales escritas para el estudio del Fenómeno El Niño en Perú

Introducción

No existe un Fenómeno El Niño igual a otro, ya que estos pueden alcanzar distintas magnitudes que pueden variar entre débil, moderada, fuerte o extraordinaria (como los eventos ocurridos en 1982-83 y 1997-98), y, además, el desarrollo físico de cada evento también es distinto. Tal como señala Takahashi (2014), en Perú, en particular en los últimos años, ha surgido confusión tanto entre los legos como entre los investigadores del clima, sobre a qué llamar El Niño, debido a las diferencias de conceptos sobre el Fenómeno manejadas en el país y en el resto del mundo (Figura 1).

Los climatólogos utilizan una serie de herramientas para el estudio del Fenómeno, que incluyen el desarrollo de modelos climáticos - tanto atmosféricos como oceánicos -, así como el análisis de datos convencionales obtenidos de estaciones meteorológicas y oceanográficas, pero también datos biológico-marinos y pesqueros, y otros como los llamados reanálisis, que combinan datos puntuales con modelos numéricos¹. Uno de los problemas que los científicos deben afrontar al hacer estudios sobre El Niño es la falta de datos en superficie. Si bien existe



Alejandra Martínez, Mag.
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.

una red de estaciones meteorológicas distribuida a lo largo de Sudamérica, su existencia como tal se da desde mediados del siglo XX, y su uso encuentra dificultades como el acceso a la información, datos no digitalizados, heterogeneidades en la información, entre otros (Garreaud et al., 2009).

Otros tipos de estudios que puedan dar un complemento y base para la reconstrucción de datos meteorológicos y que ayuden a dar luces sobre el desarrollo de eventos El Niño pasados vienen siendo desarrollados por los investigadores. Algunos de estos trabajos incluyen el análisis de *proxies* de alta resolución como anillos de árboles, espeleotemas y *ice cores* de glaciares tropicales (e. g. Rodríguez

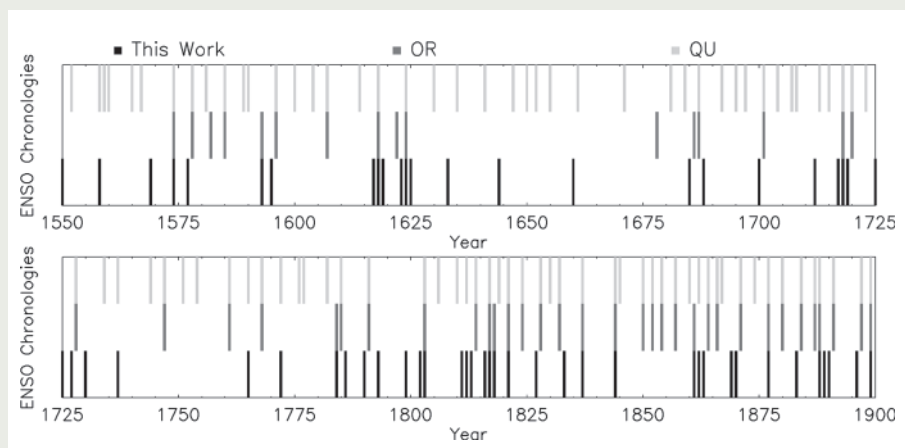


Figura 1. Ejemplo de cronologías históricas de eventos El Niño en el período 1550–1900. Comparación entre años El Niño: Arriba, según Quinn et al. (1987); Centro, según Orlieb (2000); y Abajo, según García-Herrera (2007). (Fuente: García-Herrera et al., 2007).

¹<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.

et al., 2005; Apaéstegui et al., 2014; Thompson et al., 2013, respectivamente). Estos registros permiten caracterizar El Niño en la escala de miles de años, sin embargo, en general, no dan información sobre eventos específicos (e. g. Apaéstegui y Takahashi, 2016).

Las fuentes documentales escritas para el estudio de El Niño son una fuente de información que aún no ha sido tan ampliamente difundida ni utilizada como podría serlo, a pesar de estar presente en las agendas de investigación del Fenómeno El Niño desde hace al menos un par de décadas (Katz et al., 1998). Probablemente entre las causas se encuentre la escasez de trabajo interdisciplinario entre científicos físicos y sociales y la suposición de que los datos que pueden obtenerse de documentos históricos solo serían anecdóticos o puntuales.

En el presente artículo de divulgación se hará un rápido recuento de algunas fuentes históricas escritas existentes, así como de algunos de los trabajos pasados y recientes que han utilizado fuentes documentales escritas para reforzar o complementar estudios sobre la física de El Niño, y los impactos locales y regionales del Fenómeno.

Principales fuentes documentales escritas para el estudio de El Niño

El trabajo de Prieto & García-Herrera (2009) describe en detalle la amplia gama de fuentes documentales que potencialmente podrían ser utilizadas para la reconstrucción de variaciones climáticas pasadas. Los autores examinan la distribución espacial y temporal de récords de datos en los países que

fueron colonias españolas, diferenciando los archivos hispanoamericanos (Archivo General de Indias, Sevilla; Archivo del Museo Naval y Archivo de la Real Academia de Historia, ambos en Madrid; Archivos Generales de la Nación de Bolivia, Ecuador y Perú, entre otros); las fuentes documentales del periodo colonial (colecciones de cartas, anales o diarios de clérigos y militares; registros de barcos, etc., ubicados en archivos y bibliotecas de las que fueran las principales ciudades del Virreinato español, así como en archivos y bibliotecas de Norteamérica y Europa, entre otros); las fuentes documentales del siglo XIX (memorias anuales de ministerios, periódicos, reportes de guerra, etc.); y, finalmente, las primeras observaciones sistemáticas y datos instrumentales (observaciones barométricas, de temperatura y precipitación, muchas veces publicadas en periódicos locales o como datos de archivo de las primeras estaciones meteorológicas de Sudamérica).

El término “El Niño” aparece por primera vez en la literatura en el trabajo del capitán peruano Camilo Carrillo (1892), publicado en el Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima tras el evento El Niño de 1891, que tuvo graves consecuencias para la economía del país. Un par de años después, Eguiguren (1894), hace la primera reconstrucción de la historia del Fenómeno considerando reportes sobre la ocurrencia de lluvias en el norte del país en un periodo de casi 100 años. Durante los años 1925-26 sucedió otro evento El Niño de envergadura, con lo que nuevos trabajos relatando los impactos e incluyendo datos meteorológicos y oceanográficos, fueron publicados en los años inmediatamente posteriores (Murphy, 1926; Zegarra, 1927; Zorrell, 1929).



Figura 2. El análisis de los anillos de árboles, espeleotemas y ice cores son proxies de alta resolución que complementan los datos meteorológicos. a) Anillos de árboles, b) Investigaciones en espeleotemas realizadas en el IGP, c) Glaciar Huaytapallana.

Descripciones y estadísticas sobre eventos se multiplican en calidad y cantidad con los eventos El Niño posteriores, incluyendo estadísticas de ministerios e instituciones, reportes de pérdidas económicas, descripciones sobre mortandad de aves y peces, etc.

Breve repaso bibliográfico

Uno de los trabajos fundamentales realizados sobre El Niño utilizando fuentes históricas es el de Quinn, Neal y Antúnez de Mayolo (1987), donde los autores, haciendo uso de documentos tan variados como crónicas de viajeros, eclesiásticos y militares, así como posteriores reportes de exploradores, naturalistas y funcionarios coloniales entre otros, construyen una cronología cualitativa de los eventos El Niño desde el siglo XIV, basada en los impactos identificados en las fuentes consultadas, clasificándolos en moderados, fuertes y muy fuertes (los eventos débiles no fueron considerados).

Desde su publicación, este trabajo ha sido ampliamente citado y revisitado por autores como Diaz y Pulwarty (1994) y Orlieb (2000), quienes han comentado y/o afinado la cronología de Quinn et al. gracias, principalmente, al análisis de otras variables atmosféricas, oceanográficas y geológicas. Por otro lado, historiadores peruanos como Lizardo Seiner (2001, 2002, 2004) y Lorenzo Huertas (2001, 2009) han trabajado con fuentes documentales tanto sobre los eventos El Niño, como sobre otros fenómenos geofísicos de importancia, dando nuevas luces sobre el desarrollo e impactos de estos eventos, pero también sacando a la luz bases de datos históricas no utilizadas con anterioridad.

A estos deben sumarse trabajos de investigación no exclusivamente vinculados a eventos El Niño, pero que se caracterizan por su naturaleza altamente interdisciplinaria, así como por haber contribuido con metodologías de análisis que combinan aspectos físicos y sociales para la reconstrucción de bases de datos, en muchos casos inferidas parcialmente de información primaria de archivos históricos de distinto tipo. Entre los que vienen desarrollando toda una línea de investigación en este sentido se encuentran Ricardo García-Herrera (García-Herrera et al., 2003; García-Herrera et al., 2005) y María del Rosario Prieto (Prieto et al., 2012; Prieto & Rojas, 2013), así como otros autores a cuyos trabajos los dos primeros también han contribuido (García et al., 2001; Gallego et al., 2008; Neukom et al., 2009).

Entre los trabajos de investigación que específicamente se han ocupado de eventos El Niño, destacan los estudios de García-Herrera et al. (2008) y de Aceituno et al. (2009). En el primero, los autores utilizan información primaria de los archivos de la ciudad de Trujillo (Perú), del Archivo General de las Indias (España) y del Archivo General de la Nación (Perú) para presentar una cronología de los eventos El Niño entre los años 1550 y 1900, sus impactos en la ciudad de Trujillo y alrededores, comparando además esta cronología con otros indicadores ENSO. En el segundo caso, los autores examinan en profundidad el evento El Niño de 1877-78, que tuvo repercusiones mundiales con intensas sequías en Asia y África, ocasionando millones de muertos; así como sus repercusiones en Sudamérica, analizándose datos meteorológicos y fuentes documentales con información sobre impactos de casi todo el subcontinente.

Una fuente poco utilizada: Periódicos locales y nacionales

Los periódicos locales y nacionales han sido empezados a analizar en detalle en los últimos años. Los trabajos de Chang (2014) y Rojas (2014) analizaron los reportes en los diarios El Comercio (nacional, basado en Lima) y El Tiempo (local, basado en Piura), respectivamente, sobre el Fenómeno El Niño 1925-26, mostrando que estos son una fuente importante de información para el análisis sobre impactos del evento vinculados a la comunicación, aspectos visuales, historia y economía política, pero también para la obtención de datos meteorológicos y oceanográficos reportados.

De particular interés es el diario El Comercio, fundado el año 1839, que casi sin interrupciones de importancia (a excepción del periodo correspondiente a enero 1880 - octubre 1884) es publicado hasta la actualidad. Por su carácter nacional, desde sus primeras ediciones El Comercio recogía información de las regiones a través de corresponsales, o de diarios locales; por ejemplo, durante El Niño 1925-26, El Comercio publicó más de 2500 notas sobre impactos asociados a este Fenómeno (Chang, 2014).

Recientemente, el trabajo de Takahashi & Martínez (2016) analiza el evento de 1925 desde el punto de vista de la física del clima, sosteniendo que, además del calentamiento de la costa, este evento se caracterizó por condiciones frías en el Pacífico Central, fuertes vientos del norte y el desplazamiento

Uso e importancia de las fuentes documentales escritas para el estudio del Fenómeno El Niño en Perú

Martínez A.

de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) al sur de la línea ecuatorial, y no tanto por los procesos climáticos de larga escala del ENSO, como en el caso de los eventos extraordinarios de 1982-83 y 1997-98.

Datos de impactos sociales y económicos, registros de lluvias y caudales de ríos, entre otros, obtenidos de los registros del diario El Comercio de 1925-26 fueron utilizados para completar, corroborar y validar información meteorológica y oceanográfica. Entre esta información se pueden incluir datos diarios de braveza del mar, presencia de niebla y aguaje, temperatura de agua, dirección del viento y lluvia en el puerto del Callao (sección Memorándum del Puerto), así como datos puntuales de precipitación y caudal de ríos para ciudades como Piura o Lambayeque. Además, la descripción detallada que se presentaba en las noticias de la época permitió, por ejemplo, evaluar y comparar eventos puntuales de precipitación con El Niño de otros años o con precipitaciones ocurridas en distintos puntos del país en el período analizado:

“No hay recuerdo de que Trujillo haya sufrido nada semejante, en lo que se refiere a los daños causados por las lluvias. El año 1891, las inundaciones perjudicaron solo a determinadas calles, pero ahora, a los terribles efectos que ellas han causado en los barrios de Miraflores, Mansiche, Paseo Muñiz y otros, hay que agregar la acción destructora de las lluvias constantes sobre toda la ciudad, incluyendo sus calles más importantes.”²

La utilización de El Comercio como fuente para el estudio de Takahashi & Martínez (2016) tuvo además la ventaja de contar con una amplia cobertura geográfica, gracias a que el diario recogía y publicaba notas de corresponsales, pero también reportes oficiales, cartas de diputados, y noticias de periódicos locales de las zonas afectadas, recogiéndose información de ciudades como Tumbes, Piura, Lambayeque, Trujillo, Casma, Lima, Ica, Arequipa, entre otras.

Bases de datos sobre desastres como la del SINPAD³ (1995-actualidad) o la de DESINVENTAR⁴ (1970-2013) no van mucho atrás en el tiempo y, al ser bases de datos sistematizadas en entradas fijas, tienen la desventaja adicional de perder detalle en las descripciones de los eventos, además de no ser específicas sobre El Niño.



Figura 3. Vistas de algunas noticias aparecidas en el diario El Comercio de 1925, dando cuenta de los terribles impactos del evento en diversas zonas del país.

Conclusiones

En general, las fuentes históricas documentales no han sido lo suficientemente explotadas para el estudio de eventos El Niño históricos, a pesar de la riqueza de fuentes de información que se tienen en el país, incluyendo precios de productos marinos o agrícolas, datos de morbilidad y mortandad, estadísticas sobre líneas férreas y carreteras, etc. Además, la información contenida en periódicos locales y nacionales viene mostrando ser una fuente adicional de datos que puede contribuir con el entendimiento de la física de El Niño, así como de sus impactos asociados.

²En El Comercio del 1925-03-23, p. 2., resaltan el título “Trujillo bajo la acción de las aguas” y los subtítulos “Las lluvias torrenciales y las aguas de las quebradas inundaron parte de la ciudad - Todo el paseo Muñiz ha quedado en ruinas - La magnitud de los daños sufridos - La miseria y el hambre amenazan a los habitantes”.

³<http://sinpad.indeci.gob.pe/PortalSINPAD/>.

⁴<http://www.desinventar.org/>.

Referencias

- Aceituno, P., M. del R. Prieto, M. E. Solari, A. G. Martínez, G. Poveda, y M. Falvey, 2009: The 1877-78 El Niño episode: Associated impacts in South America, *Climatic Change*, 92, 389-416.
- Apóstegui, J., F. W. Cruz, F. A. Sifeddine, J. C. Espinoza, J. L. Guyot, M. Khodri, & E. Carvalho, 2014: Hydroclimate variability of the South American Monsoon System during the last 1600 yr inferred from speleothem isotope records of the north-eastern Andes foothills in Peru, *Climate of the Past Discussions*, 10 (1), 533-561.
- Apóstegui, J., y K. Takahashi, 2016: Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: evidencias paleoclimáticas, *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, 3, 2, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Carrillo, C. N., 1892: Hidrografía oceánica, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 2, 72-110.
- Chang, A., 2014: La cobertura periódica del fenómeno del Niño de 1925-1926 en el diario El Comercio de Lima, Tesis para optar el grado de Magister en Historia por la Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Diaz, H. F., & R. S. Pulwarty, 1994: An analysis of the time scales of variability in centuries-long ENSO-sensitive records in the last 1000 years, *The Medieval Warm Period*, 317-342. Springer Netherlands.
- Eguiguren, V., 1894: Las lluvias en Piura, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 4, 241-258.
- Gallego, D., R. García-Herrera, R. Prieto, & C. Peña-Ortiz, 2008: On the quality of climate proxies derived from newspaper reports? A case study, *Climate of the Past*, 4 (1), 11-18.
- García, R. R., H. F. Díaz, R. García-Herrera, J. Eischeid, M. R. Prieto, E. Hernández, L. Gimeno, F. Rubio Durán, and A. M. Bascary, 2001: Atmospheric circulation changes in the tropical Pacific inferred from the voyages of the Manila galleons in the sixteenth-eighteenth centuries, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82 (11), 2435-2455.
- García-Herrera, R., R. R. García, M. R. Prieto, & E. Hernández, 2003: The use of Spanish historical archives to reconstruct climate variability, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84 (8), 1025.
- García-Herrera, R., G. P. Können, D. A. Wheeler, M. R. Prieto, P. D. Jones, & F. B. Koek, 2005: CLIWOC: A climatological database for the world's oceans 1750-1854, *Climatic Change*, 73 (1-2), 1-12.
- García-Herrera, R., D. Barriopedro, E. Hernández, H. F. Diaz, R. R. García, M. R. Prieto, & R. Moyano, 2008: A Chronology of El Niño Events from Primary Documentary Sources in Northern Peru, *Journal of climate*, 21 (9), 1948-1962.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo, 2009: Present-day South American climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 3-4, 180-195.
- Huertas, L., 2001: Diluvios andinos a través de las fuentes documentales, Lima: Fondo editorial de la Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Huertas, L., 2009: Injurias del tiempo. Desastres naturales en la historia del Perú, Editorial Universitaria, Universidad Ricardo Palma.
- Katz, E., M. Goloubinoff, and A. M. Lammel, 1998: El Niño visto por las Ciencias Sociales: Propuestas de Investigación, *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 27 (3): 857-864.
- Murphy, R. C., 1926: Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925, *Geographical Review*, 16 (1), 26-54.
- Neukom, R., M. Prieto, R. Moyano, J. Luterbacher, C. Pfister, R. Villalba, P. Jones, and H. Wanner, 2009: An extended network of documentary data from South America and its potential for quantitative precipitation reconstructions back to the 16th century, *Geophysical Research Letters*, 36, 12.
- Ortlieb, L., 2000: The documented historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries), *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale variability and global and regional impacts*, 207-295.
- Prieto, M. del R., and R. García Herrera, 2009: Documentary sources from South America: Potential for climate reconstruction, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 196-209, doi:10.1016/j.palaeo.2008.07.026.
- Prieto, M. D. R., M. E. Solari, J. Crouchet, & A. Larroucau, 2012: Fuentes documentales para el estudio del clima en la región sur-austral de Chile (40°-51° S) durante los últimos siglos, *Bosque (Valdivia)*, 33 (2), 135-144.
- Prieto, M. del R., & F. Rojas, 2013: Climate anomalies and epidemics in South America at the end of the Colonial Period, *Climatic change*, 118 (3-4), 641-658.
- Quinn, W. H., V. T. Neal, & S. E. Antunez de Mayolo, 1987: El Niño occurrences over the past four and a half centuries, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92 (C13), 14449-14461.
- Rodríguez, R., A. Mabres, B. Luckman, M. Evans, M. Masiokas, and T. M. Ektvedt, 2005: "El Niño" events recorded in dry-forest species of the lowlands of northwest Peru, *Dendrochronologia*, 22, 3, 181-186.
- Rojas, C., 2014: "La fotografía como elemento informativo del diario "El Tiempo" de Piura: evolución de su uso en la cobertura del fenómeno "El Niño" de 1925 y de 1983", Tesis para optar el grado de Licenciado en Comunicación por la Universidad de Piura.
- Seiner, L., 2001: El Fenómeno El Niño en el Perú: Reflexiones desde la Historia, *Debate agrario*, 33, Perú.
- Seiner, L., 2002: Estudios de historia medioambiental. Perú, siglos XVI-XX, Lima: Fondo de Desarrollo Editorial de la Universidad de Lima.
- Seiner, L., 2004: La historia de la ciencia en el Perú : meteorología y sociedad, siglos XVIII-XIX, Tesis para optar el grado de Magister en Historia, Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, *Boletín técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 2, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Takahashi, K., & A. G. Martínez, 2016: The very strong El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific, *Climate Dynamics* (Submitted).
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, V. S. Zagorodnov, I. M. Howat, V. N. Mikhailenko, & P. N. Lin, 2013: Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past~ 1800 years, *Science*, 340 (6135), 945-950.
- Zegarra, J. M., 1927: "Las lluvias y avenidas extraordinarias en verano de 1925 y su influencia en la agricultura de La Libertad", *Informes y memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú*, 28.
- Zorell, F., 1929: La corriente del Niño en 1925, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, XLVI, 1-18.

Cambiando Paradigmas: La toma de decisión, pronósticos y su verificación.

Muchas acciones podrían ser implementadas por los tomadores de decisión entre una alerta y la ocurrencia de eventos climáticos extremos para evitar un desastre, pero el tiempo entre estos dos momentos es aún poco explorado; acciones basadas en pronósticos podrían preparar a las poblaciones y sus medios de vida a enfrentar dichos eventos. Sin embargo, existen ciertos elementos que limitan la toma de decisión como la falta de planificación de acciones, el tiempo en que las advertencias meteorológicas son emitidas y, quizás el más importante, el de no conocer la “habilidad del pronóstico”. Estos factores son fundamentales para la toma de decisión oportuna.

La habilidad del pronóstico y la toma de decisión.

Un pronóstico, normalmente tendrá “relevancia”, es decir, que influye positivamente en la toma de decisiones, si la percepción del pronóstico en el lugar de los hechos es positiva (Hansen, 2002). Un estudio sobre el uso de la información climática de “El Niño” para la toma de decisiones agrícolas en las Pampas Argentinas (Podestá et al., 2002) encontró una aparente reticencia a utilizar los pronósticos debido a que la resolución temporal y espacial no era considerada útil o relevante a las condiciones locales, lo que indica que la resolución de los pronósticos no era necesariamente compatible con las perspectivas que se requerían. Por otro lado, en un análisis realizado por Buizer et al. (2000),



Juan Bazo Zambrano, Ph.D
Investigador en el Centro del Clima de la Cruz Roja Media Luna Roja

Doctor en Ciencias del Clima de la Universidad de Vigo. Actualmente es asesor técnico del Centro del Clima de la Cruz Roja Media Luna Roja en Perú y las Américas dando soporte en la interpretación y uso de la información climática para los gestores de desastres. Sus investigaciones se centran en el Riesgo Climático, Variabilidad Climática, eventos extremos y previsión estacional.

tomadores de decisión de pronósticos climáticos en el sur de África, América Latina y el Caribe indicaron que las perspectivas, aunque no fueron perfectas, fueron de gran utilidad para muchas personas en la preparación y respuesta ante los efectos de “El Niño 1997-98”. Asimismo Murphy & Katz (1985) y Mylne (2002) mencionan que para la toma de decisión es importante conocer las “habilidades de los pronósticos” por lo que sistemas de verificación operacionales de pronósticos deberían ser parte fundamental de los proveedores de información climática; esto ayudaría a los usuarios de la información a determinar qué pronóstico podrían adaptarse a sus necesidades.

En las últimas décadas, la “habilidad” de la predicción ha mejorado de forma constante (Simmons et al., 2002; Hoskins, 2013) y esto ha dado lugar a que cada vez los pronósticos sean usados más eficientemente. Webster (2013) señaló el enorme potencial que los pronósticos tienen para la reducción de daños causados por inundaciones, sequías y ciclones tropicales, especialmente en países en desarrollo. Con una mejor comprensión de las incertidumbres de los pronósticos, los tomadores de decisión podrán incluir este factor en el proceso de la toma de decisión y así podrán manejar de forma más efectiva sus recursos y ser más resilientes a los impactos. Por ejemplo, los directores de emergencias podrían prepararse para inundaciones, sequías y olas de frío; los gerentes de salud podrían almacenar suministros médicos; los gestores del agua prepararse mejor para las condiciones áridas. Principalmente estas acciones preparatorias (figura 1), también pueden comenzar en los plazos de entrega con un mayor tiempo y cuando se han identificado las señales climáticas.

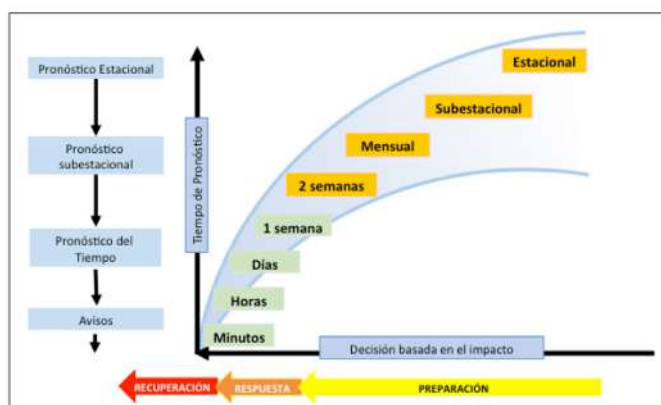


Figura 1. Relación entre pronósticos y la toma de decisión para reducir el Impacto (Adaptado NOAA).

Uso y valor de la información climática para la toma de decisión

En los últimos años, las ciencias del clima, asociadas al aumento de desastres ha conllevado a que se incrementen investigaciones en los institutos académicos y de investigación en todo el mundo (Stockdale et al., 2011; Barnston et al., 2011; Vitar et al., 2012; Saha et al., 2013). Una gran diferencia entre los pronósticos meteorológicos convencionales y las predicciones estacionales de varios meses es que estas últimas no intentan pronosticar la evolución detallada del día a día. Tal predicción detallada se descarta por la naturaleza caótica del sistema climático, también conocido como el “efecto mariposa” (Lorenz, 1963). Por el contrario, las predicciones estacionales proporcionan estimaciones de las estadísticas medias de la temporada, y normalmente se hacen hasta tres meses antes de la temporada que se quiere pronosticar. Por ejemplo, un pronóstico estacional proporciona información sobre qué tan probable



Erin Coughlan de Perez, Ph.D.(c)
Investigadora en el Centro del Clima de la Cruz Roja Media Luna Roja

Manager en Ciencias del Clima del Centro del Clima de la Cruz Roja Media Luna Roja. Actualmente Candidata a Doctor en ciencias del clima y desastres en la Universidad de VU en Ámsterdam, Holanda. Es coordinadora del Centro del Clima en el Instituto Internacional de Investigación para el Clima y la Sociedad de la Universidad de Columbia. Asimismo, da soporte técnico para la interpretación y el uso de la información climática a los gestores de desastres de todo el mundo. Sus investigaciones se centran en Reducción del riesgo de desastres, adaptación al cambio climático y eventos extremos.

es que la próxima estación será más húmeda, seca, más cálida, o más fría que lo normal, por lo que a partir de esta información los tomadores de decisión podrían prepararse basados en el impacto

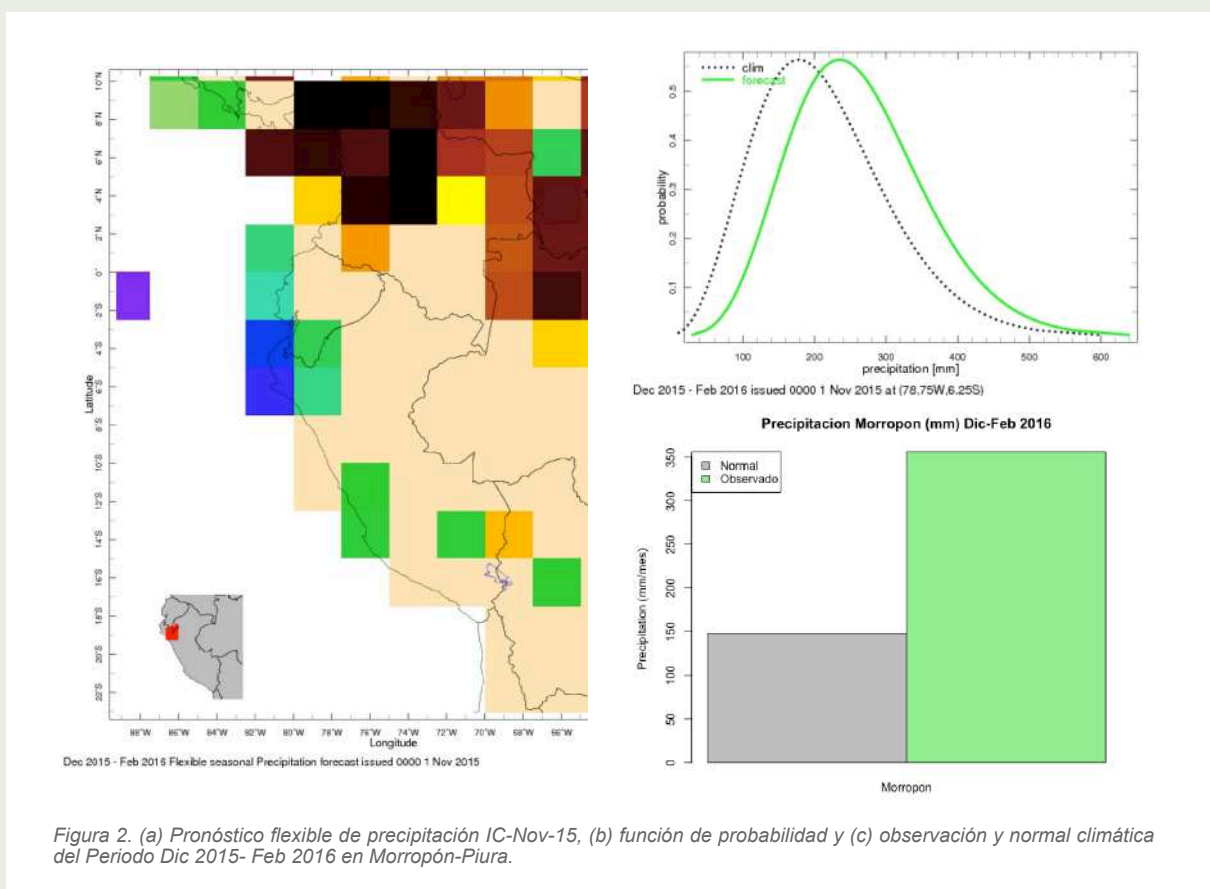


Figura 2. (a) Pronóstico flexible de precipitación IC-Nov-15, (b) función de probabilidad y (c) observación y normal climática del Periodo Dic 2015- Feb 2016 en Morropón-Piura.

¹http://iridl.ideo.columbia.edu/maproom/Global/Forecasts/Flexible_Forecasts/precipitation

de los pronósticos. Principalmente la base física para estos pronósticos, se deriva del efecto de la señal climática del océano, y en menor medida de la superficie de la tierra. Una de las señales climáticas más usadas para la predicción estacional es El Niño-Oscilación Sur (ENSO), la cual permite hacer uso de predicciones estacionales hasta 6 meses en adelante (Cane et al., 1986; Weisheimer et al., 2009; Barnston & Tippet, 2013).

Una iniciativa interesante es lo que hace el Instituto Internacional de Investigación sobre el Clima y la Sociedad (IRI) de la Universidad de Columbia, el cual invierten grandes esfuerzos para proporcionar pronósticos del clima sintetizados a partir de los aportes de la comunidad científica internacional, y también como soporte para los servicios meteorológicos nacionales, centros regionales del clima y organizaciones humanitarias, así como para sectores socioeconómicos claves como agricultura, salud, recursos hídricos y de prevención y reducción de desastres. La premisa de estos esfuerzos es que al proveer mejores pronósticos, resultaría inmediatamente mejores decisiones para una planificación más eficaz. Los esfuerzos se concentran tanto en invertir mayores capacidades tanto en los modelos dinámicos y métodos estadísticos que den lugar a pronósticos con una mayor fiabilidad. (Goddard et al., 2010).

Un ejemplo es la herramienta del IRI llamada “pronóstico estacional de precipitación flexible”¹. Para el periodo diciembre 2015 – febrero 2016, con condiciones iniciales (CI) de noviembre del 2015 (figura 2a), este muestra un pronóstico de probabilidad de exceder el percentil 80 de la distribución histórica de la climatología 1981-2010 para un valor umbral de precipitación en la estación de Morropón (Piura). Asimismo, se muestra que la función distribución de probabilidad del pronóstico (verde), está desplazada hacia la derecha de la histórica (negro), lo que indica una mayor cantidad de lluvia esperada que lo usual (figura 2b). Para verificar este pronóstico se obtuvieron datos de precipitación observada por SENAMHI para diciembre 2015 – febrero 2016, corroborando que, en Morropón, la precipitación acumulada superó sus valores normales en más del 100% (figura 2c),

consistente con el pronóstico del modelo flexible del IRI. Sin embargo, esta no es la mejor forma de verificar un pronóstico, existen diferentes técnicas de verificación y estas son de suma importancia para los tomadores de decisión, porque dan información valiosa acerca de la fiabilidad de los pronósticos.

Razones para verificar pronósticos y sus beneficios

Según Brier & Allen (1951), existen tres razones importantes para hacer verificación de pronósticos: **administrativa, científica y económica**, un tema común para las tres es que cualquier sistema de verificación debe ser informativo. Desde el punto de vista **Administrativo**, hay una necesidad de tener medidas numéricas de lo bien que las previsiones se están realizando. De lo contrario, no hay forma objetiva para juzgar cómo los cambios en la capacidades, equipos o modelos, afectan a la calidad de las predicciones. Los resultados producidos por un sistema de verificación pueden utilizarse para justificar la financiación para la mejora en formación de pronosticadores, equipamiento y para la investigación de mejores modelos de predicción. Desde el punto de vista **Científico** se refiere más a la comprensión, y por lo tanto a la mejora del sistema de pronóstico. Una mayor inversión en sistemas de verificación podría conllevar a una mayor evaluación de exactamente donde están las deficiencias del pronóstico, y con ello la posibilidad de mejorar la comprensión de los errores en los procesos físicos de los modelos, o también en los errores de interpretación de los pronosticadores. En lo **Económico**, el uso que generalmente se da para personalizar a los usuarios de los pronósticos. En ese sentido, los sistemas de verificación deben ser lo más sencillos posibles en cuanto a la comunicación de resultados, la complejidad surge debido a que diferentes usuarios tienen diferentes intereses. Por lo tanto, existe la necesidad de diferentes esquemas de verificación a la medida de cada usuario. Por ejemplo, consideremos un pronóstico de temperatura en invierno: el valor de esta es relevante para una compañía de electricidad, ya que la demanda varía con la temperatura de una manera gradual, en tanto que para una autoridad local de salud, más relevante sería la

probabilidad de exceder un umbral, por debajo del cual debe preparar acciones ante un incremento de enfermedades de vías respiratorias. En ambos ejemplos un pronóstico puede ser considerado razonablemente bueno para un usuario, pero puede ser considerado no tan bueno para el otro.

La “bondad” del pronóstico es como la “belleza”, esta es generalmente determinada por el ojo del espectador y tiene muchos aspectos. Murphy & Winkler (1987) reconoce algunos “atributos” de los pronósticos como; la fiabilidad, la resolución, la discriminación y la agudeza, con que pueden ser examinados. Cuál de estos atributos es más importante para el científico, el tomador de decisión o para un usuario final, determinará qué puntuación o medida podría ser la que prefiere cada uno para evaluar los pronósticos. La mayoría de las medidas de puntuación tienen algunos puntos fuertes, pero también puntos débiles, y en la mayoría de las circunstancias se necesitan una o más para obtener una visión más consensuada de las cualidades relativas de los pronósticos. Es en ese sentido Murphy (1993), da tres tipos de bondad para el pronóstico. **Consistencia** se refiere al grado de correspondencia entre el pronóstico publicado y el juicio del pronosticador basado en su evaluación subjetiva de la información basada en su conocimiento, incluyendo las incertidumbres. **Calidad** es el grado con el que el pronóstico corresponde con lo que realmente ocurrió y el **Valor** es el grado con el que el pronóstico ayuda a un tomador de decisión a concretar un beneficio económico.

Habilidad de Pronósticos y acciones en Perú.

En sistemas de verificación de pronóstico, uno de las métricas más usadas es la de fiabilidad de atributos (Reliability diagram²), estas muestran y cuantifican la fiabilidad estadística de un sistema de pronóstico probabilístico, con mayor robustez, porque incluye en un solo gráfico la fiabilidad, resolución y agudeza del pronóstico. Un ejemplo de diagrama de atributos es mostrado en la (figura 3), para pronósticos con diferentes condiciones de inicio (octubre, noviembre, y diciembre) y con

un umbral definido (70% probabilidad que exceda la climatología), para la estación lluviosa (enero-marzo) con el fin de evaluar dos modelos climáticos (CFS y ECMWF³) en la región noroeste del Perú, con datos observacionales de precipitación de CMORPH (Bazo et al., en preparación). Para un tomador de decisión, esta información puede ser valiosa, porque permitiría con anticipación saber la fiabilidad del pronóstico, el modelo a usar y cuánta probabilidad de que sus acciones puedan o no ser en vano.

La ocurrencia del evento El Niño 2015/16 y el conocido vínculo entre El Niño y el peligro de inundación en el norte de Perú llevó a la Cruz Roja, a implementar el mecanismo de financiamiento basado en pronósticos “Fbf” (“Forecast based financing”; Coughlan de Pérez et al., 2014), en la región norte del Perú (Piura y Lambayeque). La idea es tener un sistema que permita tomar acciones de preparación, antes de que un evento climático extremo ocurra, usando los pronósticos como guía. El mecanismo establecido usó diferentes procedimientos para activar acciones, según pronósticos con diferentes probabilidades, umbrales de peligro y diferentes tiempos de anticipación. Algunas acciones fueron activadas en el 2015 antes del impacto de El Niño, pero no para acciones de alto impacto. La Cruz Roja acordó hacer una intervención con un 50% de probabilidad de inundación y distribuir los artículos de primera necesidad con una probabilidad del 75%. Nosotros ahora estamos interesados en estudiar con más atención la fiabilidad de los pronósticos de El Niño para saber la real probabilidad para actuar. Este tipo de enfoque objetivo podría también aplicarse a otros ámbitos en los que el uso de los pronósticos probabilísticos es difícil de entender para los tomadores de decisión, permitiéndoles optimizar el uso de los recursos pero además facilitando la acción oportuna ante la incertidumbre.

²Grupo de trabajo en investigación de verificación y pronóstico <http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/>

³(CFS) Climate Forecast System-NOAA, (ECMWF) Centro Europeo de Predicción del tiempo y Clima.

Cambiando Paradigmas : La toma de decisión, pronósticos y su verificación.

Bazo J. y Coughlan E.

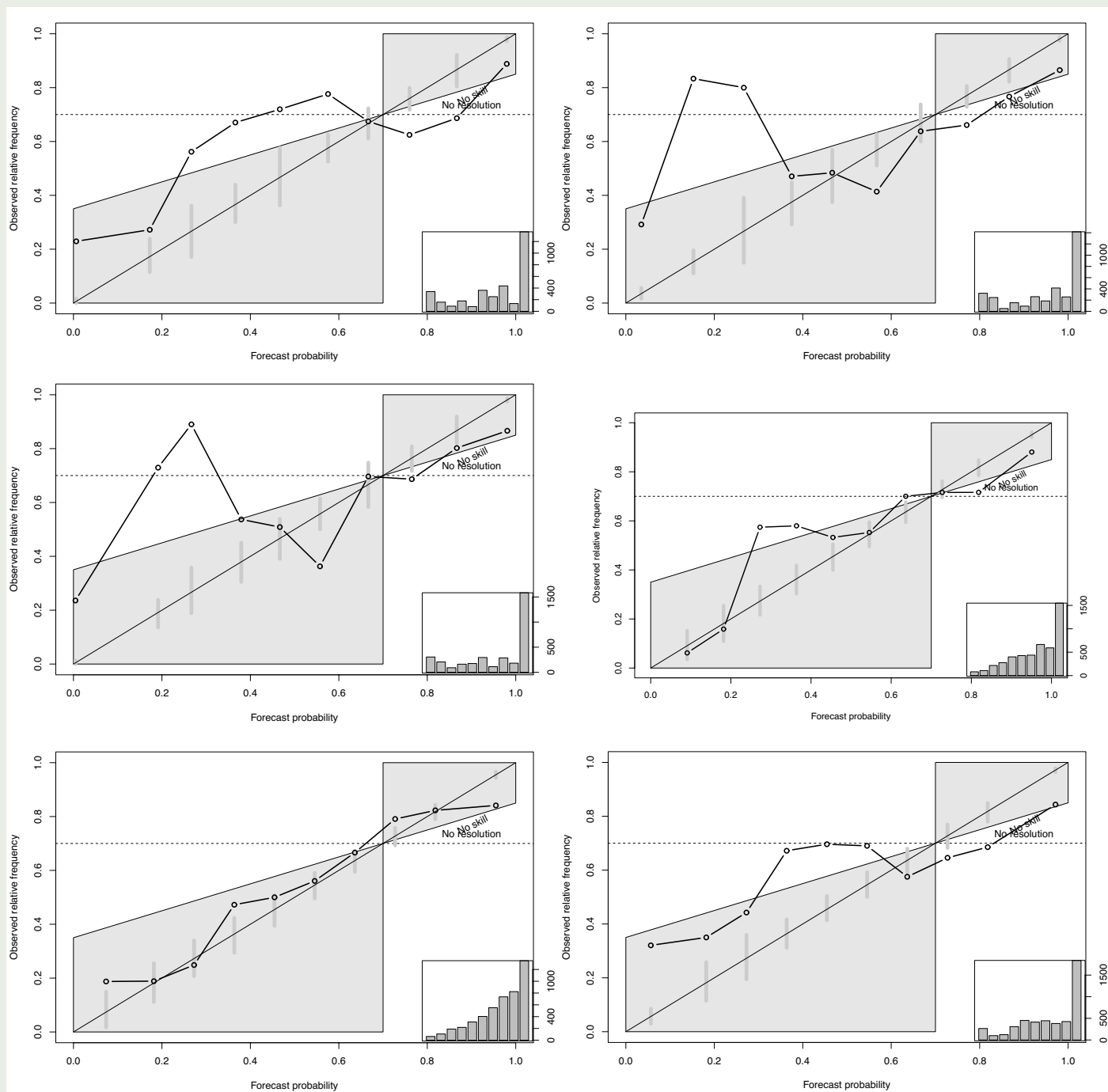


Figura 3. Diagrama de atributos a) CFS (EFM/CI-Oct), b) CFS (EFM/CI-Nov), c) CFS (EFM/CI-Dic), d) Pronóstico (EFM/CI-Oct), e) ECMWF (EFM/CI-Nov), f) ECMWF (EFM/CI-Dic).

Referencias

- Barnston, A. G., & Mason, S. J. (2011). Evaluation of IRI's seasonal climate forecasts for the extreme 15% tails. *Weather and Forecasting*, 26(4), 545-554.
- Barnston, A. G., & Tippett, M. K. (2013). Predictions of Niño3.4 SST in CFSv1 and CFSv2: a diagnostic comparison. *Climate Dynamics*, 41(5-6), 1615-1633.
- Buizer, J. L., Foster, J., & Lund, D. (2000). Global impacts and regional actions: preparing for the 1997-98 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(9), 2121-2139.
- Brier, G. W., & Allen, R. A. (1951). Verification of weather forecasts. In *Compendium of meteorology* (pp. 841-848). American Meteorological Society.
- Cane, M. A., Zebiak, S. E., & Dolan, S. C. (1986). Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827-832.
- Coughlan de Perez, E., et al. Forecast-based financing: An approach for catalyzing humanitarian action based on extreme weather and climate forecasts. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2015, vol. 15, no 4, p. 895-904.
- Goddard, L., Aitchellouche, Y., Baethgen, W., Dettinger, M., Graham, R., Hayman, P., & Meinke, H. (2010). Providing seasonal-to-interannual climate information for risk management and decision-making. *Procedia Environmental Sciences*, 1, 81-101.
- Hamill, T. M., Whitaker, J. S., & Mullen, S. L. (2006). Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1), 33.
- Hansen, J. W. (2002). Realizing the potential benefits of climate prediction to agriculture: issues, approaches, challenges. *Agricultural Systems*, 74(3), 309-330.
- Hoskins, B. (2013). The potential for skill across the range of the seamless weather - climate prediction problem: a stimulus for our science. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(672), 573-584.
- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the atmospheric sciences*, 20(2), 130-141.
- Murphy, A. H. (1993). What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting. *Weather and forecasting*, 8(2), 281-293.
- Murphy, A. H., & Winkler, R. L. (1987). A general framework for forecast verification. *Monthly Weather Review*, 115(7), 1330-1338.
- Murphy, A. H., & Katz, R. W. (1985). *Probability, statistics, and decision making in the atmospheric sciences*. Westview Press.
- Mylne, K. R. (2002). Decision - making from probability forecasts based on forecast value. *Meteorological Applications*, 9(3), 307-315.
- Podesta, G., Letson, D., Messina, C., Royce, F., Ferreyra, R. A., Jones, J. & O'Brien, J. J. (2002). Use of ENSO-related climate information in agricultural decision making in Argentina: a pilot experience. *Agricultural Systems*, 74(3), 371-392.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., ... & Ek, M. (2014). The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, 27(6), 2185-2208.
- Simmons, A. J., & Hollingsworth, A. (2002). Some aspects of the improvement in skill of numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(580), 647-677.
- Stewart, T. R., Pielke Jr, R., & Nath, R. (2004). Understanding user decision making and the value of improved precipitation forecasts: lessons from a case study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2), 223.
- Stockdale, T. N., Anderson, D. L., Balmaseda, M. A., Doblas-Reyes, F., Ferranti, L., Mogensen, K., & Vitart, F. (2011). ECMWF seasonal forecast system 3 and its prediction of sea surface temperature. *Climate dynamics*, 37(3-4), 455-471.
- Vitart, F., Robertson, A. W., & Anderson, D. L. (2012). Subseasonal to Seasonal Prediction Project: Bridging the gap between weather and climate. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, 61(2), 23.
- Webster, P. J. (2013). Meteorology: Improve weather forecasts for the developing world. *Nature*, 493(7430), 17-19.
- Weisheimer, A., Doblas - Reyes, F. J., Palmer, T. N., Alessandri, A., Arribas, A., Déqué, M. & Rogel, P. (2009). ENSEMBLES: A new multi-model ensemble for seasonal-to-annual predictions— Skill and progress beyond DEMETER in forecasting tropical Pacific SSTs. *Geophysical research letters*, 36(21).

03 Prefacio

Tavera, H.

Física de El Niño y La Niña

04 Predictibilidad de El Niño-Oscilación del Sur

Montecinos A., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 7, pp. 4-8

09 ¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central?

Dewitte B., Mosquera K., Takahashi K., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 1, pp. 4-8

14 Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano las costas de Perú y Chile

Pizarro O., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 11, pp. 4-7

18 ¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16?

Mosquera K. y Dewitte B., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 3, pp. 4-8

23 Predicciones numéricas de El Niño 2015-2016

L'Heureux M., Takahashi K., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 12, pp. 4-8

29 La terminación de El Niño

Vecchi G. A. y Takahashi K., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 4, pp. 4-8

33 Desafíos en la predicción de La Niña

DiNezio P., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 9, pp. 4-8

38 La Niña y sus teleconexiones

Barreiro M., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 8, pp. 4-7

Impactos de El Niño y La Niña

42 Variabilidad climática, procesos oceanográficos y producción primaria frente al Perú

Gutiérrez, D., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 6, pp. 4-8

47 Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: evidencias paleoclimáticas

Apaéstegui J., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 2, pp. 4-8

52 Uso e importancia de las fuentes documentales escritas para el estudio del Fenómeno El Niño en Perú

Martínez A., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 N° 5, pp. 4-8


57 Cambiando Paradigmas: La toma de decisión, pronósticos y su verificación

Bazo J. y Coughlan E., 2016, *Boletín Técnico El Niño*, Vol. 3 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: 978-612-46859-7-2



9 786124 168597 2