

Tres Niños Sorprendentes



Dr. René Garreaud S.

SUBDIRECTOR DEL CENTRO DE INVESTIGACIÓN DEL CLIMA Y LA RESILIENCIA (CR2).

Doctor en Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Washington, EE.UU., Magister en Geofísica e Ingeniero de la Universidad de Chile. Es autor de más de 80 artículos publicados en revistas internacionales y su investigación está enfocada en la dinámica del clima y meteorología de Sudamérica. Dicta regularmente cursos de pre y posgrado en Climatología, y ha supervisado 10 post-docs. Se ha desempeñado también como presidente del consejo superior de ciencias (FONDECYT Chile) y presidente de la comisión de evaluación de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

PRESENTACIÓN

Aunque el fenómeno de El Niño–Oscilación del Sur (ENOS) se desarrolla en el Pacífico tropical, las alteraciones climáticas durante sus fases extremas (El Niño y La Niña) se extienden a gran parte del planeta (Díaz & Markgraf, 2000). No es sorprendente entonces que ENOS ha atraído la atención de la comunidad científica por más de un siglo, culminando en una teoría que describe su desarrollo y decaimiento (e.g., Neelin et al., 1998), justificando el establecimiento de la red de observaciones TAO-Triton y motivando el desarrollo de la predicción climática estacional en base a modelos estadísticos y dinámicos.

No obstante estos avances científicos y tecnológico y nuestra capacidad de predecir la ocurrencia de eventos

El Niño y La Niña es aun limitada, similar a la que presentaban los pronósticos del tiempo hace unos 30 años atrás (Barnston et al., 2012). En la última década se ha reconocido además la gran diversidad de eventos, los que no solo difieren en su intensidad y estructura sino que también en los mecanismos subyacentes (e.g., Takahashi et al., 2011; Takahashi & Dewitte, 2016). Así, ENOS no deja de sorprendernos y algunos eventos exhiben rasgos especiales o se desarrollan sin indicios. Ese fue el caso de tres eventos cálidos en los últimos años: el fallido evento del 2014, El Niño Godzilla del 2015/16 y el intenso El Niño costero del verano de 2017 (Fig. 1). En este trabajo presentamos una descripción de estos eventos, con énfasis en El Niño costero del 2017 y su posible forzante atmosférico.

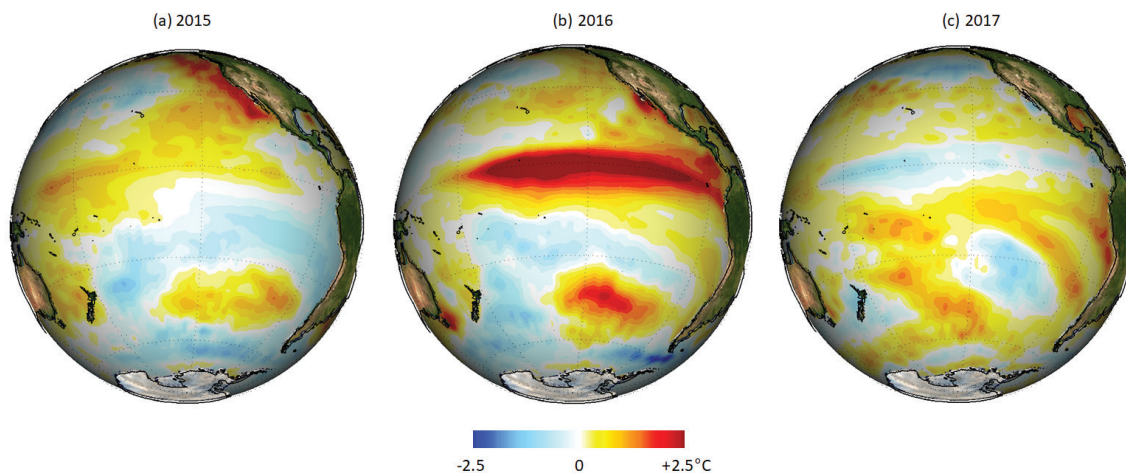


Figura 1. Anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) para el verano austral (Diciembre, Enero y Febrero). El año corresponde al mes de Enero. Fuente de datos: NOAA Optimal Interpolated SST.

EL NIÑO FALLIDO DEL 2014

La Figura 2 muestra la evolución, durante la última década, de dos índices comúnmente empleados para hacer el seguimiento de ENOS (Niño3.4 y Niño1+2). Después de un Niño moderado que culminó a fines del 2009 en el Pacífico central, la Temperatura Superficial del Mar (TSM) se mantuvo cerca a su promedio climatológico por los siguientes 5 años. Entonces, la comunidad científica y centros de pronóstico se pusieron en alerta cuando a comienzos del año 2014 se registraron una serie de pulsos de vientos del oeste (WWB por sus siglas en inglés) sobre el Pacífico occidental, los que han sido reconocidos como desencadenantes de eventos de El Niño (Eisenman et al., 2005). Estos pulsos de viento inducen el hundimiento local de la termoclina y genera una anomalía cálida subsuperficial que se propaga hacia el este como una onda de Kelvin, la cual arriba a la costa de América, algunos meses más tarde, produciendo el incremento de la TSM e iniciando el mecanismo de Bjerknes (Neelin et al., 1998).

La serie de WWB en febrero y marzo del 2014, efectivamente, gatilló ondas de Kelvin con anomalías cálidas subsuperficiales de hasta 5°C, justificando la predicción de un evento de El Niño inminente y de gran magnitud comparable al evento El Niño extraordinario de 1997. Hasta mediados del 2014, el conjunto de predicciones compiladas por el IRI indicaban un valor de Niño3.4 en torno a +1°C para el próximo verano austral (Fig. 2). Aunque la TSM en el Pacífico tropical aumentó levemente hacia fines del 2014 (Fig. 1), los valores de Niño3.4 y Niño1+2 no superaron los +0.7°C y +0.2°C, respectivamente (Fig. 2), de manera que El Niño no ocurrió "oficialmente" ese año y la predicción estacional falló.

La interrupción del desarrollo de El Niño ha sido vinculada a una potente intensificación de los alisios sobre el Pacífico central ocurrida en junio del 2014 (Hu & Federov, 2016). Tal pulso de viento del este (EWB por sus siglas en inglés) actuó en forma opuesta a los WWB, debilitando y limitando el avance de las anomalías cálidas sub-superficiales. El origen de la EWB es aún incierto, aunque podría estar asociada a la ocurrencia de la fase positiva de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) que incluye un anticiclón intenso y condiciones frías en el Pacífico subtropical, manteniendo los alisios del SE (Hu & Federov, 2016).

EL NIÑO GODZILLA DEL 2015/2016

Durante los años de La Niña, cuando los alisios soplan intensos desde la costa Americana hacia el oeste, una parte significativa de la energía solar que llega al Pacífico tropical ingresa a la capa de mezcla oceánica y luego es distribuida en el océano por las corrientes en su interior. Por el contrario, durante los eventos de El Niño, el relajamiento de los alisios y el aumento de la TSM permiten que el océano libere parte de su energía a la atmosfera, especialmente a través del flujo de calor latente. De esta forma, un análogo relevante del fenómeno ENOS es un ciclo de carga (La Niña) y descarga (El Niño) de la energía de una batería (Meinen & McPhaden, 2000).

El potente EWB en junio del 2014 no solo limitó el calentamiento superficial sino que también detuvo la descarga de energía desde el Pacífico tropical (Levine & McPhaden, 2017). El contenido de calor en el océano se mantuvo alto hasta comienzos del 2015, a punto de ser liberado en el próximo evento de El Niño. La espera fue breve pues una secuencia de WWB en el otoño del 2015 dio la partida a un nuevo ciclo de calentamiento superficial –esta vez sin interrupciones- culminando

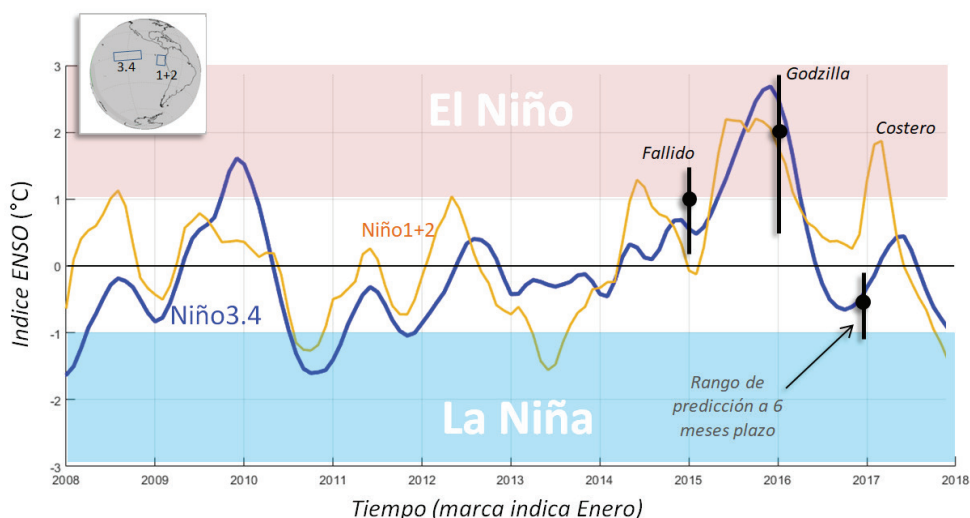


Figura 2. Series de tiempo de los valores mensuales de Niño3.4 (línea azul, 5°N-5°S, 170°-120°W) y Niño1+2 (línea amarilla, 0°-10°S, 90°W-80°W) entre 2008 y 2017. Los valores fueron suavizados usando una media móvil de 3 meses. Los círculos negros indican el promedio de las predicciones de Niño3.4 para los meses de verano inicializadas en junio del año precedente. Las barras corresponden al rango de las predicciones. Fuente de datos: Boletines del IRI (Interamerican Research Institute).

en un gran evento de El Niño entre la primavera del 2015 y el otoño del 2016 (Fig. 1a). Dependiendo de la métrica empleada (Niño3.4, MEI, ONI), este evento se ubica entre el primer y tercer lugar del registro histórico (>100 años), siendo popularmente conocido como El Niño Godzilla (Bell et al., 2017)

A diferencia del año anterior, las predicciones climáticas a mediados del 2015 acertaron la magnitud y temporalidad del calentamiento en el Pacífico tropical (Fig. 2). Consistente con lo esperado durante un gran evento de El Niño (e.g., Garreaud et al., 2009), el verano austral 2015/2016 fue más seco que el promedio en el norte de Sudamérica, el Altiplano y la Patagonia occidental. Por el contrario, El Niño *Godzilla* no produjo precipitaciones importantes sobre el sur de California y Chile central (Siler et al., 2017; Garreaud et al., 2017), que se esperaba aliviara la sequía en esas regiones, reflejando la fuerte dependencia de las teleconexiones atmosféricas a cambios en la temporalidad y estructura del calentamiento superficial (Siler et al., 2017).

El desarrollo de un evento de El Niño contiene la semilla de su fin, pues los WWB generan también anomalía fría bajo la superficie que inicialmente viaja al oeste, se refleja en la zona de Australia-Indonesia y finalmente alcanza la costa Americana donde inicia el proceso de enfriamiento (Neelin et al., 1998). Después del marcado calentamiento a fines del 2015 y comienzo del 2016, el Pacífico tropical experimentó un rápido enfriamiento. Durante la primavera del 2016 los índices Niño alcanzaron anomalías ligeramente negativas, con excepción de Niño1+2 que permaneció cercano a +0.5°C (Fig. 2). Al mismo tiempo, anomalías negativas dominaban la temperatura ecuatorial subsuperficial y el Índice de la Oscilación del Sur (SOI por sus siglas en inglés) estaba cercano a cero.

EL NIÑO COSTERO DE 2017

Consistente con la etapa de término de El Niño *Godzilla* hacia fines del 2016, los modelos de pronóstico indicaban condiciones neutras o ligeramente frías en el Pacífico central y oriental para el verano austral del 2017 (Fig. 2). Hasta diciembre del 2016 los centros regionales adelantaban condiciones estivales normales para las temperaturas y precipitaciones a lo largo de costa Sudamericana.

Y entonces llegó enero del 2017. Mientras el Pacífico central experimentó un leve calentamiento llevando los valores de Niño3.4 a ~0°C, el extremo oriental del Pacífico se calentó más de 1.2°C y permaneció con ese nivel de anomalías por el resto del verano. Aunque el calentamiento superficial fue mayor más al sur (Fig. 1c), el índice Niño1+2 capturó buena parte de éste alcanzando valores sobre 1°C en el trimestre Enero-Marzo (Fig. 2), ubicándolo entre los 10 valores más altos del registro centenal. Esta condición cálida en el extremo oriental del Pacífico pero neutra o ligeramente

fría en la parte central es referida como El Niño Costero y ha ocurrido previamente en 1891 y 1925 (Takahashi & Martínez, 2017), siendo el evento del 2017 el más extremo (Garreaud 2018).

El calentamiento costero ocurrió durante la estación más cálida del año, elevando la TSM por sobre los 28°C desde el ecuador hasta los ~12°S, favoreciendo así el desarrollo de convección profunda. Las zona costera y la vertiente occidental de los Andes experimentaron frecuentes episodios de intensa precipitación desde mediados de enero hasta abril del 2017, con acumulaciones que en muchos casos superaron entre 10 a 15 veces los valores promedio en esta zona (Garreaud, 2018). Estas lluvias torrenciales dieron origen a aluviones (*Huacos*) e inundaciones que dejaron un dramático saldo de más de 200 personas fallecidas, miles de viviendas afectadas y un masivo daño a la infraestructura pública y privada en Perú y Ecuador.

El calentamiento costero a comienzos del 2017 ocurrió de forma diferente a la evolución típica de un evento de El Niño, sin la llegada de una onda de Kelvin subsuperficial. La Fig. 3 muestra los valores diarios de TSM y viento frente a la costa central del

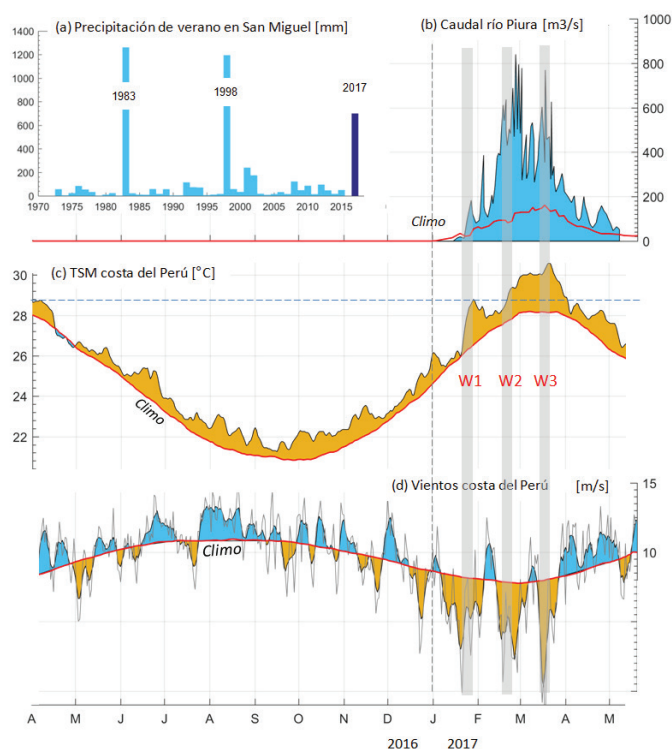


Figura 3. (a) Precipitación acumulada en los meses de verano en la estación San Miguel de Piura (5.2°S, 80.7°W, 30 m; Fuente de datos: SENAMHI). (b) Caudal diario del río Piura en Nacara (5.1°S, 80.2°S, 118 m; Fuente de datos: SENAMHI) desde abril del 2016 a mayo del 2017. (c) Valores diarios de la temperatura superficial del mar frente a la costa del Perú (10°-12°S, 82-80°W; Fuente de datos NOAA OI-SST). La curva roja es el promedio climatológico. (d) Viento a lo largo de la costa del Perú (10-12.5°S, 82.5°-80°W, Fuente de datos NCEP-NCAR Reanalysis). Valores positivos indican vientos favorables a la surgencia. La curva roja es el promedio climatológico. Las barras grises verticales indican los pulsos de calentamiento en el verano del 2017.

Perú. Un primer pulso de calentamiento (W1) ocurrió en menos de una semana en torno al 20 de enero, el cual coincide notablemente con un periodo de relajamiento de vientos del SE (favorables a la surgencia). Una mirada en detalle revela que el relajamiento de los vientos precede en cerca de una semana al aumento de TSM. Tal patrón se repite durante los pulsos de calentamiento W2 y W3 en febrero y marzo, respectivamente. Adicionalmente, la zona de calentamiento costero coincide con aquella que experimentó la mayor disminución de los vientos del SE.

La inferencia inevitable es que el calentamiento costero fue producto de la relajación de los vientos del SE a lo largo del costa Peruana. Pero, ¿qué causó esa relajación? En Garreaud (2018) se postula que las vacilaciones del flujo zonal (Oestes) en la troposfera libre y latitudes subtropicales jugaron un papel importante como forzante externo de El Niño costero del 2017. Este flujo es un ingrediente clave de la circulación atmosférica sobre el Pacífico oriental en latitudes bajas, debido a que su bloqueo por parte de la cordillera de los Andes resulta en subsidencia y flujo hacia el ecuador (Rodwell & Hoskins, 2001), enfriando la superficie del océano a través de la evaporación (Takahashi & Battisti, 2007)

y la mantención de la cubierta de estratos (Richter & Mechoso, 2006).

La Figura 4a muestra el flujo zonal en una columna al oeste de los Andes subtropicales. El viento del Este está típicamente confinado a los primeros 2 km sobre la superficie, de manera que el resto de la cordillera (hasta unos 5 km en estas latitudes) enfrenta vientos del oeste. Sin embargo, el flujo del oeste en la troposfera media es interrumpido por episodios de viento del este. De particular interés, cada pulso de calentamiento superficial (y débil viento costero) fue contemporáneo con periodos en que el viento del este se expandió a la troposfera media. El caso más notable ocurrió a mediados de enero, en concierto con W1, cuando los Estes dominaron toda la troposfera por un par de semanas. La ausencia de viento del oeste contra los Andes parece entonces haber debilitado el flujo hacia el ecuador en niveles bajos y este último habría causado el calentamiento.

El viento del Este durante W1 ocurrió en conexión con el establecimiento de una anomalía anticiclónica de un núcleo cálido centrada en 33°S-75°W que se identifica claramente en los niveles altos de la troposfera (Fig. 4b). Esta dorsal está a la vez conectada con un tren de

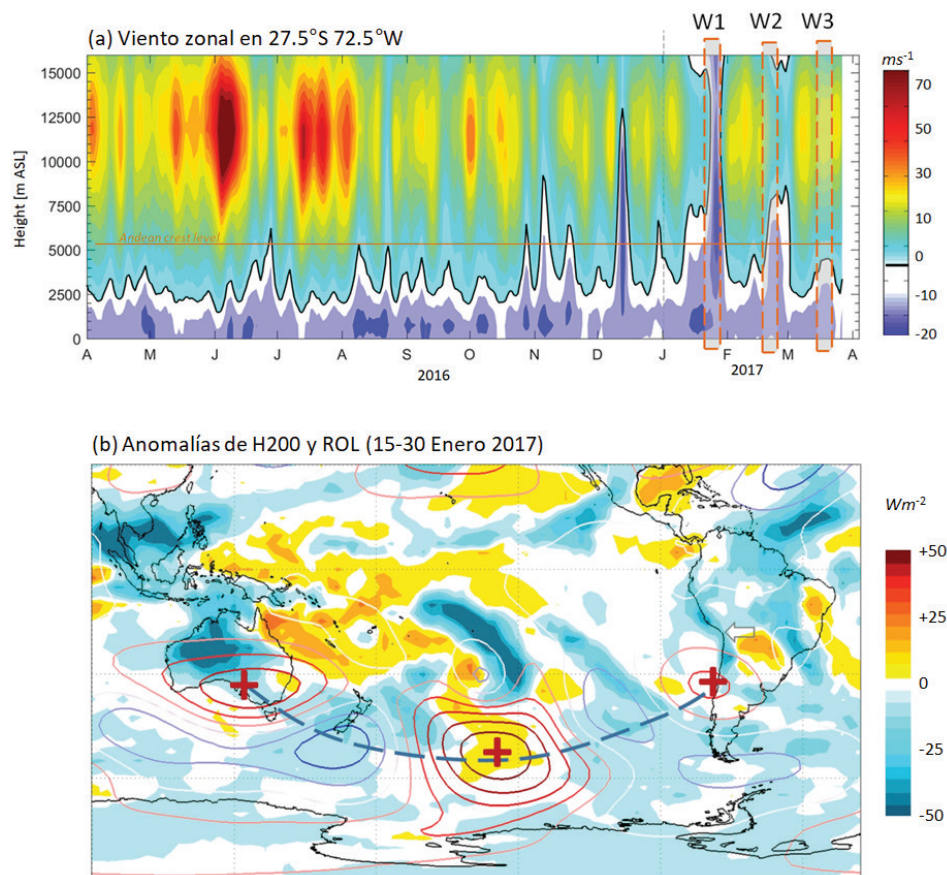


Figura 4. (a) Diagrama altura-tiempo del viento zonal en la columna situada a 27.5°S y 72.5°W (sobre el Pacífico subtropical, frente a la cordillera de los Andes), desde abril del 2016 a abril del 2017. Los rectángulos naranjo indican los pulsos de calentamiento indentificados en la Figura 3. (b) Mapa de anomalías de la altura geopotencial en 200 hPa (contornos cada 100 m) y la radiación infrarroja emergente (sombreado) durante el periodo 15-30 de enero del 2017 (Fuente de datos: NCEP-NCAR Reanalysis, NOAA-OLR).

ondas de Rossby propagándose a través del Pacífico sur (patrón PSA, Mo & Higgins, 1998) y posiblemente generada y mantenida por la persistente actividad convectiva sobre Australia. Condiciones similares existieron en los pulsos W2 y W3 (Garreaud 2018). El cese de los episodios de viento del Este en la troposfera subtropical en abril del 2017 coincide también con el término de los pulsos de calentamiento superficial y de El Niño costero.

PERSPECTIVAS FUTURAS

El mecanismo propuesto para el Niño costero de 2017 enfatiza una forzante externa de carácter atmosférico, la cual deberá ser validada analizando casos análogos y recurriendo a experimentos numéricos. Tampoco se descarta las retroalimentaciones del sistema océano-atmósfera a nivel más local como las propuestas por Takahashi & Martínez (2017) para explicar El Niño costero de 1925. Poner a prueba estas hipótesis ofrece una oportunidad para entender mejor El Niño costero y así contribuir a los esfuerzos de diagnóstico y predicción de estos eventos. El trabajo resumido aquí tiene por objetivo final motivar la discusión e investigación de este extraordinario fenómeno, aun elusivo y sorprendente.

REFERENCIAS

- 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.
- Bell, G., M. L'Heureux, and M. S. Halpert (2017). ENSO and the tropical Pacific [in "State of 410 the Climate in 2016"]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, S93–S98
- Diaz, H. F., and V. Markgraf (2000). *El Niño and the Southern Oscillation: multiscale variability and global and regional impacts*, Cambridge University Press.
- Eisenman, I., L. Yu, and E. Tziperman (2005). Westerly wind bursts: ENSO's tail rather than the dog?, *J. Climate*, **18**(24), 5224-5238.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci and J. Marengo (2008). Present-day South American Climate. *PALAEO3*, **281**, 180-195, doi:10.1016/j.paleo.2007.10.032.
- Garreaud, R. D., C. Alvarez-Garreton, J. Barichivich, J. P. Boisier, C. Duncan, M. Galleguillos, C. LeQuesne, J. McPhee, and M. Zambrano-Bigiarini (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation, *Hydrology and Earth System Sciences*, **21**(12), 6307.
- Garreaud, R., (2018). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. Accepted in *Int. Journal of Climatology*. December 2017
- Hu, S., and A. V. Fedorov (2016). Exceptionally strong easterly wind burst stalling El Niño of 2014, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **113**(8), 2005-2010.
- Levine, A. F., and M. J. McPhaden (2016). How the July 2014 easterly wind burst gave the 2015–2016 El Niño a head start, *Geophysical Research Letters*, **43**(12), 6503-6510.
- 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. *J. Climate*, **13**, 3551-3559
- Mo, K. C., and R. W. Higgins (1998). The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter, *Mon Wea Rev*, **126**(6), 1581-1596.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998). ENSO theory, *J. Geophysical Research: Oceans*, **103**(C7), 14261-14290.
- Richter, I., and C. Mechoso. 2006. Orographic influences on subtropical stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2585-2601.
- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins. 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. of Climate*, **14**, 3192-3211
- Siler, N., Y. Kosaka, S.-P. Xie, and X. Li (2017). Tropical Ocean Contributions to California's Surprisingly Dry El Niño of 2015/16, *Journal of Climate*, **30**(24), 10067-10079.
- Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, and B. Dewitte (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, **38**(10).
- Takahashi, K., and D. S. Battisti (2007). Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part I: The Andes and the eastern Pacific ITCZ, *Journal of Climate*, **20**(14), 3434-3451.
- Takahashi, K., and B. Dewitte (2016). Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, **46**(5-6), 1627-1645.
- Takahashi, K., and A. G. Martínez (2017). The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific, *Climate Dynamics*, 1-27.