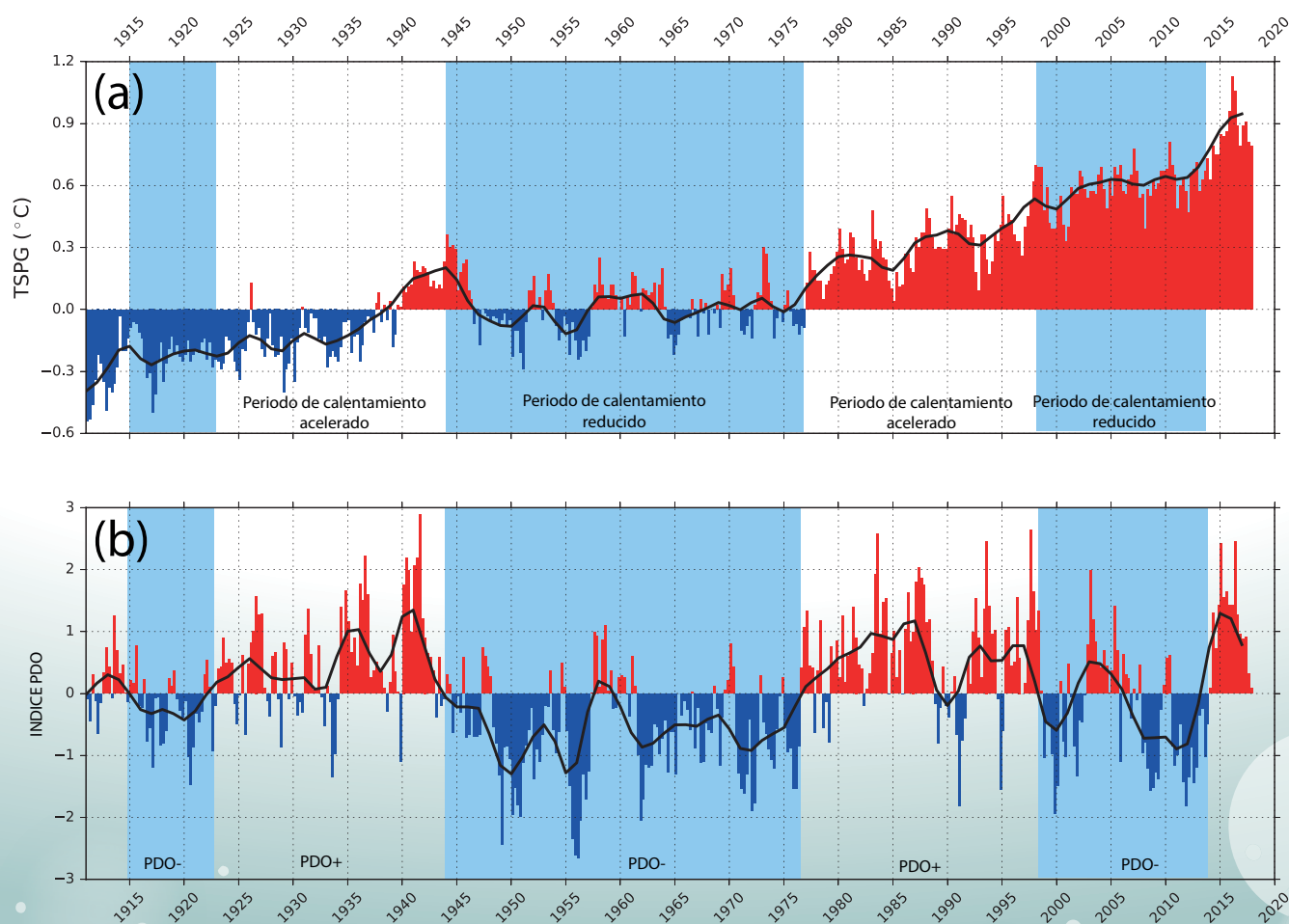


Programa Presupuestal por Resultados N° 068 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”

## “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”

Boletín Técnico

### La Variabilidad interdecadal del Pacífico: El Papel del Océano



Temperatura superficial promedio global (TSPG, a) y la PDO (b) en los últimos 117 años

## La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

El océano desarrolla un papel muy importante en el clima y en sus posibles cambios futuros. En general, la variabilidad del océano se asocia a periodos largos, desde fenómenos interanuales hasta grandes variaciones centenales del sistema climático. Pero en estos últimos años los centros de pronóstico estacional están incluyendo un océano dinámico en sus sistemas de predicción, además de un sistema de asimilación de datos acoplado océano-atmósfera para mejorar el skill de sus predicciones. Asimismo, nuevas y mejores observaciones del océano superficial nos están diciendo que las interacciones océano-atmósfera ocurren en todas las escalas espaciales y temporales, y que no solamente el océano está forzado por el estado atmosférico sino que también el océano puede tener una influencia significativa sobre la atmósfera modificando la intensidad de los vientos, temperatura y transporte vertical de humedad. Esto ocurre principalmente en zonas de frentes oceánicos y en presencia de remolinos oceánicos muy energéticos (Small et al., 2008). Simular u observar estos fenómenos ha sido prácticamente imposible hasta hace pocos años, sin embargo, modelos acoplados con un océano de suficiente resolución horizontal nos están dando nuevos paradigmas sobre los cuales se tiene que verificar y mejorar nuestros conocimientos actuales de fenómenos de interacción océano-atmósfera.

Conocer la dinámica oceánica y sus mecanismos de variabilidad natural decadal-interdecadal es fundamental no solamente para un conocimiento más completo de la dinámica del clima sino también para una mejor cuantificación de los efectos del cambio climático presente y futuro. El calentamiento global coexiste con fluctuaciones naturales del sistema climático. La variabilidad natural del clima puede ser interna, debida a las interacciones entre diferentes componentes del sistema climático terrestre, o externa, teniendo su origen por ejemplo en las fluctuaciones solares o erupciones volcánicas (Farneti, 2017). La complejidad está no solamente en la identificación de los mecanismos físicos que generan variabilidad decadal, sino también en separar las anomalías debidas a fenómenos naturales de las señales originadas por forzantes externos como en el caso del calentamiento debido a forzantes radiativos. Esto se debe al hecho que la variabilidad natural de baja frecuencia suele generar anomalías, por ejemplo, de temperatura superficial del océano, tan grandes como las anomalías debidas al efecto del calentamiento global. Además, no se ha cuantificado todavía el efecto de los forzantes externos sobre los modos naturales de variabilidad, si estos variaran significativamente al variar el estado medio, se puede suponer que la respuesta climática al forzante radiativo también podría verse afectada.

Es por todos estos motivos que se necesita un conocimiento sólido de los mecanismos físicos que generan variabilidad a escalas decadales e interdecadales. La generación actual de modelos climáticos sigue teniendo problemas en reproducir algunas características de estos modos naturales de



**Riccardo Farneti, Ph.D**  
Investigador principal en ICTP

Investigador en la Sección de Física de la Tierra en el Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP). Ph.D. en Oceanografía del Centro Oceanográfico de Southampton, Reino Unido. Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales, coordinador del programa de Diploma de Postgrado del ICTP y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica del Océano del Sur y procesos dinámicos de variabilidad natural a escalas decadales.

variabilidad. El motivo es la falta de conocimientos básicos de sus mecanismos, debido, principalmente, a la escasez de observaciones de fluctuaciones decadales e incluso más lentas. ¿Cómo se puede reproducir con fidelidad un proceso del cual desconocemos sus mecanismos fundamentales? A veces se habla de 'oscilación' de algún índice cuando solo se ha observado un ciclo de ese particular fenómeno y su existencia podría ser debida a una tendencia, ser parte de una oscilación a diferente escala temporal o, simplemente, una fluctuación de un sistema irregular sin ningún pico espectral significativo.

La mayor deficiencia en la predicción decadal a escala regional no está relacionada con las incertidumbres en el nivel de emisiones futuras. El mayor problema a esas escalas temporales es la escasa habilidad en reproducir la variabilidad interna del sistema climático y los errores, o biases, de los modelos climáticos usados para las predicciones y proyecciones futuras. A escalas temporales más largas, el efecto de los forzantes radiativos es mucho mayor que el de las incertidumbres generadas por los modelos. La atmósfera no tiene capacidad de generar variabilidad a escalas más largas de las interanuales, y el océano – junto con su interacción con la atmósfera - es el único lugar donde estos modos lentos de variabilidad

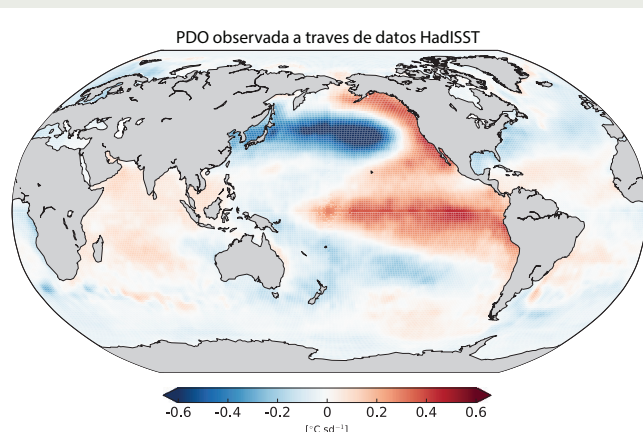


Figura1.- Patrón espacial de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) calculada con datos de temperatura superficial del mar de HadISST (<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>).

# La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

Farneti, R.

pueden albergarse. Desafortunadamente, el océano ha sido representado numéricamente, hasta hace pocos años, con una resolución horizontal relativamente baja. Por ejemplo, los modelos climáticos usados para proyecciones futuras de cambio climático, utilizan una resolución horizontal de unos 100 km, tanto para la atmósfera como para el océano. Si bien esta resolución puede ser suficiente para resolver los fenómenos atmosféricos a escala sinóptica, es totalmente inadecuada para la resolución de fenómenos oceánicos como remolinos, frentes e inestabilidades, puesto que el radio de deformación de Rossby es del orden de unos 10 km en latitudes medias y altas.

## La variabilidad del Pacífico a escala interdecadal

La Oscilación Decadal del Pacífico, de ahora en adelante PDO por sus siglas en inglés, (Pacific Decadal Oscillation), domina la variabilidad interdecadal de la cuenca (Figura 1). La PDO se define como el primer EOF de la anomalía mensual de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Norte, y tiene periodos dominantes entre 15-25 y 50-70 años. Al proyectar las anomalías globales de la TSM sobre los componentes principales de la primera EOF se obtiene la estructura espacial de la PDO (Figura 1). La PDO tiene dos fases: una cálida y una fría. En la fase cálida, la PDO presenta anomalías negativas de TSM en el Pacífico Noroeste, anomalías positivas de TSM en el borde Noreste de la cuenca y anomalías cálidas en la parte central y este de la zona ecuatorial. La fase fría se caracteriza por los mismos patrones de anomalías pero de signo opuesto. La parte tropical de la PDO representa una rectificación decadal del fenómeno El Niño. En general, durante épocas de fases cálidas de PDO se verifican un mayor número de eventos de El Niño, mientras que durante las fases frías

de la PDO se manifiestan, principalmente, fenómenos de La Niña. Esto ocurre porque la PDO en sí no se puede representar con un solo mecanismo físico sino que resulta de la interacción entre varios mecanismos de diferente origen geográfica y naturaleza (Newman et al., 2016).

El primer proceso es un forzamiento estocástico en el Pacífico norte relacionado con fluctuaciones de la baja Aleutiana. Este ruido atmosférico es integrado por el océano, el cual genera variabilidad a baja frecuencia en la TSM. Pero la dinámica oceánica también tiene un papel fundamental en la PDO, sobre todo para generar una escala temporal definida.

El segundo proceso está relacionado con la dinámica del giro subtropical. Su ajuste decadal a las ondas de Rossby generadas en el borde este de la cuenca sostienen una varianza a escala decadal. Las anomalías de la TSM, formadas en la parte oeste de la cuenca, van a impactar la temperatura atmosférica amplificando la persistencia de la señal. Debido a que esta interacción océano-atmósfera ocurre en zonas frontales y en la extensión de la corriente de Kuroshio, se necesita una adecuada resolución oceánica para representar los gradientes de forma correcta. Por este y otros motivos, sigue habiendo incertidumbre sobre la real sensibilidad atmosférica a estas anomalías de la TSM. En el caso que haya una respuesta significativa se podría formar un modo de oscilación acoplado como en el caso de los trópicos.

El tercer y último proceso fundamental se encuentra en la zona tropical, donde la señal es transmitida hacia las latitudes medias a través de un *punteo atmosférico*. Las anomalías transmitidas por medio de esta interacción tropical-extratropical están relacionadas con el fenómeno acoplado El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y su

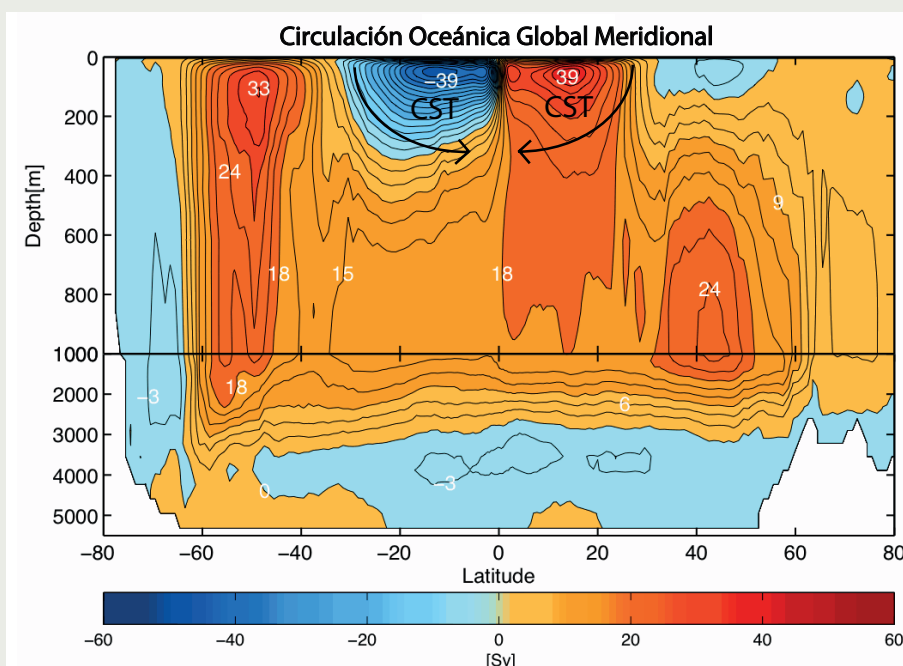


Figura 2.- Circulación oceánica global meridional climatológica (en Sverdrups;  $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), calculada de datos provenientes de un modelo acoplado. Celdas rojas (azules) representan circulaciones en sentido horario (antihorario). Las celdas subtropicales (CST) están indentificadas con su acrónimo y flechas que indican el sentido de la circulación.



variabilidad a baja frecuencia. Se estima que cerca de  $\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{2}$  de la variabilidad de la PDO es debida a la variabilidad decadal tropical. Lo que se desconoce aún es el origen de esta variabilidad decadal tropical, si está relacionada con procesos acoplados o si se debe de considerar el residuo de la dinámica del ENOS generada por ruido. Lo que es cierto es que el ENOS tiene un papel fundamental en la PDO.

Si se consideran las anomalías de la TSM en toda la cuenca del Pacífico, su proyección sobre la TSM global filtrada resulta en una estructura muy parecida a la porción decadal del ENOS, llamada Oscilación Pacífica Interdecadal (IPO por sus siglas en inglés - Interdecadal Pacific Oscillation). La IPO presenta una señal tropical muy amplia meridionalmente y simétrica en la dirección nort-sur y representaría, mayoritariamente, la señal generada por la variabilidad interanual y decadal del ENOS.

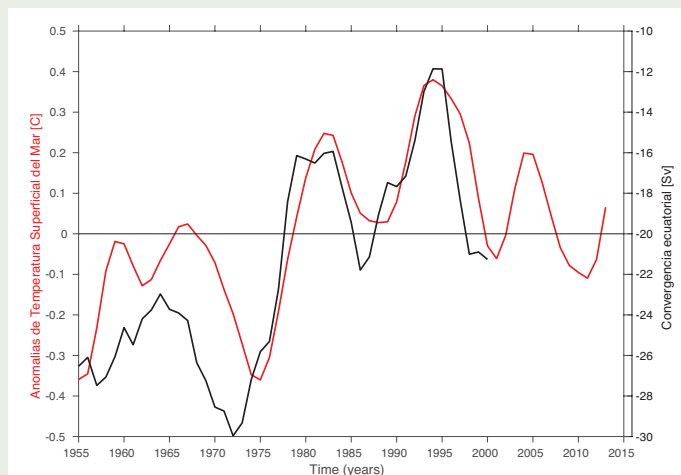


Figura 3.- Serie temporal de anomalías de temperatura superficial (datos del HadISST), promediada entre 9°N-9°S y 180W-90W y convergencia observada hacia el ecuador de transporte debido a las celdas subtropicales calculada en 9°N y 9°S (Zhang and McPhaden, 2006). La convergencia se ha graficado con signo opuesto para destacar la anti-correlación entre los dos índices.

## ¿Qué proceso genera la variabilidad decadal tropical?

La variabilidad a baja frecuencia del ENOS puede generarse por procesos estocásticos atmosféricos locales, a través de un puente atmosférico desde las latitudes extratropicales o debido a efectos no-lineales en el acoplamiento océano-atmósfera en los trópicos. Pero también el océano puede ser una fuente significativa de señales con periodos decadales, y esto ha sido recientemente observado (McPhaden and Zhang, 2002; Zhang and McPhaden, 2006) y simulado (Kleeman et al., 1999; Farneti et al., 2013).

El mecanismo se basa en un *túnel oceánico*, a través del cual las señales extratropicales son transmitidas a las zonas ecuatoriales a lo largo de una circulación formada por las celdas subtropicales (CST; Figura 2). Estas celdas se forman en todos los océanos, son simétricas a través del ecuador y forzadas por vientos zonales alrededor de los 20-25° de latitud.

Las CST transportan aguas de las latitudes medias a lo largo de la termoclina hasta el ecuador. Las aguas superficiales en el ecuador viajan hasta las latitudes medias por medio del transporte de Ekman que cierra la celda. La variabilidad en las CST está relacionada con cambios en la fuerza del bombeo ecuatorial y por lo tanto también con la variabilidad decadal de la TSM ecuatorial central. En la Figura 3, las observaciones muestran como la variabilidad de la convergencia ecuatorial de aguas relacionadas con las CST está altamente anticorrelacionada con las anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial. Desafortunadamente no hay datos sobre el transporte de las CST en el Pacífico después del año 2000. Simulaciones numéricas indican que la anticorrelación decadal entre el transporte de las CST y la TSM ecuatorial ha sido constante a lo largo de la primera década de los años 2000 (Farneti et al., 2014). Es, por lo tanto, fundamental seguir observando el océano para cuantificar, y entender los mecanismos de variabilidad natural en el océano, lo cual permitirá poder separar y atribuir las señales producidas por los forzantes externos.

## Interacción entre el calentamiento global y variabilidad natural

Conocer los mecanismos de variabilidad natural y poderlos simular correctamente es imprescindible si queremos entender las tendencias pasadas y futuras tanto a nivel global como regional. Un caso ejemplar ha sido el reciente *warming hiatus*, o mejor dicho *warming slow-down* puesto que el sistema climático nunca ha dejado de calentarse. En la Figura 4 se muestra la temperatura superficial media global a lo largo de los últimos 117 años y el índice de la PDO durante la misma época. El más reciente *warming slow-down*, o periodo de calentamiento desacelerado, ha ocurrido entre el 1998 y el 2012. Los modelos climáticos no han podido prever este periodo de menor calentamiento, simulando, por lo contrario, una constante subida de las temperaturas medias globales.

Este periodo de calentamiento desacelerado ha sido utilizado por los escépticos para argumentar sobre la no existencia del calentamiento global de origen antrópico. Asimismo, la deficiencia de los modelos para reproducir este periodo (*warming slow-down*) ha servido para criticar todos sus resultados relacionados a las proyecciones futuras. Observaciones, estudios teóricos y con modelos han demostrado que estos periodos son comunes en la historia reciente, y son consecuencia de la variabilidad natural climática superpuesta al calentamiento de origen antrópico y que los modelos, correctamente inicializados a través de observaciones, son capaces de reproducir las tendencias interanuales y decadales (Kosaka and Xie, 2013; England et al., 2014; Kosaka and Xie, 2015).

La mayoría de los estudios apuntan hacia el papel fundamental del océano en absorber el exceso de calor, aumentando el contenido de este último por debajo de los 700 m, principalmente en el Pacífico. Las CST son capaces de producir transportes verticales y variabilidad decadal en la zona ecuatorial. Se ha demostrado que, en

# La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

Farneti, R.

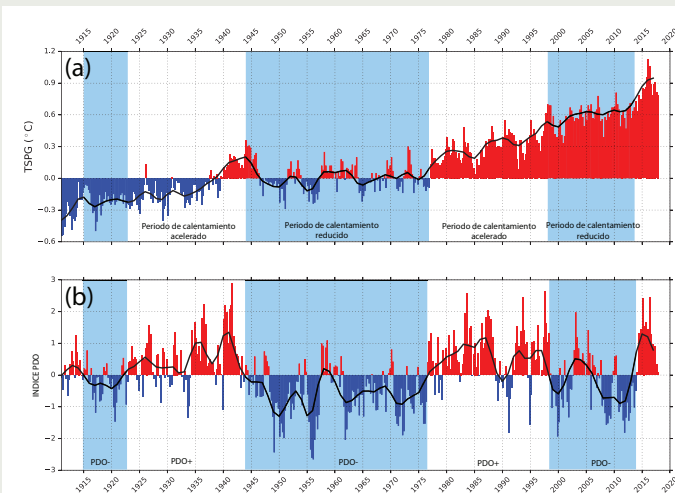


Figura 4.- (a) Serie temporal de la temperatura superficial del mar promediada globalmente (TSPG) y (b) índice de la PDO. Periodos de calentamiento reducido y acelerado, así como las fases de la PDO (positivas y negativas), están señaladas por bandas.

periodos de calentamiento desacelerado, las CST son anómalamente fuertes, transportando hacia el interior del océano más aguas subtropicales y aflorando más aguas frías en el ecuador. Lo opuesto ocurre en periodos de calentamiento acelerado.

Los patrones de la TSM globales asociadas tanto con periodos de calentamiento desacelerado como de calentamiento acelerado coinciden con los de la PDO (o IPO) en su fase fría y cálida, respectivamente (Figura 4). De esta forma se ha descubierto el papel de la variabilidad en el Pacífico - y en particular de las anomalías decadales de la TSM en el Pacífico ecuatorial - en mediar las tendencias del calentamiento global. Más precisamente, se ha demostrado que las anomalías de viento observadas han sido responsables de una aceleración del transporte de las CST, que ha provocado la presencia de las anomalías negativas de la TSM en la franja ecuatorial.

El reciente *warming slow-down* ha sido muy útil para la comunidad científica puesto que ha cuestionado sus propios modelos y teorías, volviendo a interesarse por los procesos y mecanismos que dan lugar a la variabilidad interna interdecadal, su interacción con las señales antrópicas y la calidad de su representación en los modelos climáticos (Trenberth and Fasullo, 2013; Fyfe et al., 2013; Meehl et al., 2014).

Por último, seguir observando el océano y su variabilidad es la única forma de cuantificar los cambios a largo plazo, como la propagación y absorción de calor y CO<sub>2</sub>, en nuestro sistema climático.

## Referencias

England, M., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. Sen Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich, A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Geosci.*, 4:222–227.

Farneti, R., F. Molteni, and F. Kucharski, 2014: Pacific interdecadal variability driven by tropical extratropical interactions. *Climate Dyn.*, 42, 11–12, 3337–3355.

Farneti, R., S. Dwivedi, F. Kucharski, F. Molteni, S. M. Griffies, 2014: On Pacific subtropical cell variability over the second half of the 20th century. *J. Climate*, 27, 18, 7102–7112.

Farneti, R., 2017: Modelling interdecadal climate variability: the role of the ocean. *WIREs Clim Change*, 8, doi: 10.1002/wcc.441

Fyfe, J.C., N. P. Gillett, and F.W. Zwiers, 2013: Overestimated global warming over the past 20 years. *Nature Clim. Change*, 3:767–769, 794.

Kleeman, R., J. P. McCreary, and B. A. Klinger, 1999: A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (12), 1743–1746.

Kosaka, Y., S.-P. Xie, 2013: Recent global warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature Geosci.*, 501:403–407.

Kosaka, Y., S.-P. Xie, 2015: Tropical Pacific influence on the recent hiatus in surface global warming. *US CLIVAR Variations*, 13(3):10–15.

McPhaden, M. J. and D. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, 415, 603–608

Meehl, G.A., H. Teng, and J. M. Arblaster, 2014: Climate model simulations of the observed early-2000 hiatus of global warming. *Nature Clim. Change*, 4:898–902.

Newman, M., M.A. Alexander, T.R. Ault, K.M. Cobb, C. Deser, E. Di Lorenzo, N.J. Mantua, A.J. Miller, S. Minobe, H. Nakamura, N. Schneider, D.J. Vimont, A.S. Phillips, J.D. Scott, and C.A. Smith, 2016: The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *J. Climate*, 29, 4399–4427, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>

Small, R. J., S. P. deSzoeko, S. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe, 2008: Air-sea interaction over the ocean fronts and eddies, *Dyn. Atmos. Oceans*, 45, 274–319, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.

Trenberth, K.E., J. T. Fasullo, 2013: An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1:19–32, 2013.

Zhang, D. M. and J. McPhaden, 2006: Decadal variability of the shallow Pacific meridional over turning circulation: Relation to tropical sea surface temperatures in observations and climate change models. *Ocean Modelling*, 15 (3–4), 250–273.