

Impactos de los diferentes tipos de El Niño (Central y del Este) y de las regiones convectivas del Pacífico en las lluvias de verano en el Perú



MSc Juan Sulca

INVESTIGADOR ASOCIADO DEL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ (IGP)

Es MSc en Ciencias de la University at Albany-SUNY en New York, EE.UU. y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM). Actualmente es investigador asociado en la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrología del IGP. Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en los impactos del ENOS en las lluvias de América del Sur a través de teleconexiones atmosféricas.



Ken Takahashi, Ph. D

INVESTIGADOR CIENTÍFICO DEL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ (IGP)



Dr. Jhan Carlo

Espinoza
INVESTIGADOR CIENTÍFICO DEL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ (IGP)



Mathias Vuille, Ph.D

PROFESOR ASOCIADO DE LA UNIVERSITY AT ALBANY-SUNY EN NEW YORK, EE.UU.



Waldo Lavado Casimiro, Ph.D

INVESTIGADOR CIENTÍFICO DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERÚ (SENAMHI)

INTRODUCCIÓN

Se sabe que el ENOS (El Niño - Oscilación del Sur) es una de las principales oscilaciones climáticas que se desarrollan en el Pacífico Tropical y que impacta las condiciones atmosféricas y oceánicas, no solamente en dicha región, sino también en otros lugares del planeta por medio de las teleconexiones atmosféricas y oceánicas. Para el caso particular de Perú, se conoce que El Niño (la fase positiva del ENOS) provoca fuertes precipitaciones e inundaciones, las que están asociadas al incremento local de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) a lo largo de la costa norte del Perú o sur de Ecuador. Por otro lado, estadísticamente se ha observado que El Niño reduce las precipitaciones a lo

largo de los Andes tropicales debido a las anomalías del viento del oeste en los niveles troposféricos altos. Lo contrario tiende a ocurrir durante el fenómeno La Niña (la fase negativa del ENOS) debido a la predominancia de las anomalías del viento del este en los niveles altos que favorece el ingreso de humedad de la Amazonía hacia los Andes.

Recientemente, la comunidad científica ha comenzado a enfocarse en la diversidad entre los eventos ENOS en términos de su amplitud, evolución temporal y patrón espacial (Capotondi et al., 2015). Particularmente, una clasificación se basa en la localización de las anomalías máximas de TSM tales como el Pacífico ecuatorial central y oriental, excepto en los eventos más extremos (Takahashi y Dewitte, 2016).

La diversidad de los eventos ENOS también implica una amplia gama de teleconexiones atmosféricas en todo el mundo. En el Perú, más precipitación en la costa norte y menos precipitación en los Andes están asociadas con un calentamiento de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial oriental y central, respectivamente, que pueden ocurrir con diferentes magnitudes relativas durante El Niño, mientras que lo opuesto ocurre durante La Niña (Lavado-Casimiro y Espinoza, 2014). Sin embargo, hasta la fecha no se han caracterizado los impactos de cada tipo de ENOS para las precipitaciones de verano del Perú.

El principal objetivo de este estudio es caracterizar la influencia de El Niño del Pacífico Central y Oriental en las lluvias de verano del hemisferio Sur a través de sus teleconexiones atmosféricas. Adicionalmente, también se caracteriza la contribución de la variación espacial de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Se espera que este trabajo contribuya en el mejoramiento de los sistemas de pronósticos para mitigar los impactos de las lluvias causadas por ambos tipos de El Niño.

DATOS Y METODOLOGÍA

Para caracterizar los impactos del ENOS, ZCPS y ZCIT en la variabilidad interanual de las lluvias del Perú durante el verano (DEF), se utilizan los datos mensuales de GPCP (Global Precipitation Climatology Project; Adler et al., 2013), el cual es un producto grillado que tiene una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ y abarca el periodo 1981-2016. Asimismo, para caracterizar los impactos del ENOS, ZCPS y ZCIT en la variabilidad interanual de las lluvias en el Perú durante el verano (DEF), se utilizan los datos mensuales de PISCO (*Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations*; Lavado et al., 2016), que es un producto grillado con una resolución de $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ para el periodo 1981-2016.

Para caracterizar los diferentes tipos de ENOS se usan los índices C y E que representan la variabilidad de la anomalía de la TSM en el Pacífico ecuatorial central y oriental, respectivamente (Takahashi et al., 2011; <http://www.met.igp.gob.pe/datos/EC.txt>). Igualmente se usan los datos mensuales del índice Niño 3.4 de la NOAA CPC (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/ersst4.nino.mth.81-10.ascii>).

Se conoce que el ENOS induce desplazamientos de las regiones convectivas de gran escala (Vincent et al., 2009), por este motivo se utilizan en este estudio para el ZCPS los índices latE y latW (Vincent et al., 2009). El índice latE (latW) se define como la latitud promedio de la ZCPS cuando está localizada entre 160°E - 180°E (170°W - 150°W). Con respecto a la ZCIT, se definen dos índices: ITCZC y ITCZE; que buscan de alguna manera medir el desplazamiento meridional de la ZCIT en la parte central y este del Pacífico ecuatorial,

respectivamente. Cabe indicar que el índice ITCZC se define como la diferencia entre la precipitación promedio en las regiones (153.75°W - 123.75°W , 1.25°S - 8.75°N) y (153.75°W - 123.75°W , 11.25°N - 21.25°N). El índice ITCZE, para el Pacífico Este, es definido como la precipitación promedio en la región (118.75°W - 91.25°W , 6.25°S - 6.25°N).

Para caracterizar los patrones de circulación atmosférica de gran escala asociados con el ENOS, ZCPS y ZCIT durante el verano, se emplean los datos mensuales del ERA-Interim (Dee et al., 2011) de la *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) para el periodo 1979-2016 y que tiene una resolución de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$.

Se utilizan regresiones lineales de varios campos atmosféricos (viento zonal y meridional, así como la altura geopotencial a 200hPa) con respecto a los índices C y E. Asimismo, se emplean regresiones lineales múltiples para los índices convectivos (latW, latE, ITCZC y ITCZE).

ANOMALÍAS DE LAS LLUVIAS CON RESPECTO A LA VARIABILIDAD DE LA TSM DEL PACÍFICO ECUATORIAL

El patrón de regresión de la precipitación de DJF con el índice Niño 3.4 ilustra el desplazamiento de la ITCZ hacia el Ecuador, la ZCPS registra un desplazamiento hacia el noreste de su posición climatológica y un desplazamiento hacia el este de la región convectiva de la parte oeste del Pacífico oriental (Fig. 1a). Cuando se repite el análisis para los índices C y E, patrones similares de gran escala aparecen en el Pacífico tropical (Figs. 1c y 1e), pero desplazados longitudinalmente, los cuales son consistentes con sus patrones de TSM (Takahashi and Dewitte, 2016). En particular, durante los eventos "positivos", ambos índices registran un dipolo oblicuo de precipitación asociado con el desplazamiento hacia el noroeste de la ZCPS durante los eventos calientes, aunque E produce una mayor reducción en la parte diagonal de la ZCPS, causando una configuración zonal (Vincent et al., 2011). En el caso de la ZCIT, C está asociado con un desplazamiento hacia el Ecuador durante los eventos calientes, principalmente en la parte central-este del Pacífico (170° - 120°W), mientras que E está asociado a un desplazamiento hacia el sureste de la ZCIT sobre las costas de Ecuador y norte del Perú (170° - 80°W).

Con respecto al Perú, la Figura 1b muestra que el Niño 3.4 induce a un aumento de la precipitación a lo largo de la costa de Ecuador y el norte de Perú, aunque débil, mientras que induce una reducción de las lluvias a lo largo de los Andes tropicales (Bolivia, Perú y Ecuador). Estos hallazgos son consistentes con los que se documentan en Lavado-Casimiro y Espinoza (2014). La

fase positiva de *C* explica la mayoría de las anomalías secas en los Andes de Perú y Ecuador, particularmente en la cordillera occidental del Perú (Fig. 1d), mientras que *E* explica las anomalías húmedas a lo largo de las costas de Ecuador y el norte del Perú, en consonancia con estudios previos (e.g., Lavado-Casimiro y Espinoza, 2014) y pocas anomalías secas en el altiplano peruano alrededor del Lago Titicaca (Fig. 1f). El índice *E* también está asociado con anomalías secas en las laderas andinas orientales del sur del Perú y Bolivia.

Los patrones de lluvia son consistentes con los patrones de circulación atmosférica en los niveles altos. Para valores positivos de *C* y *E*, a 200 hPa, se observa el típico par anticiclónico, que se extiende en el Ecuador con sus pares de núcleos localizados en 140° y 130°W, respectivamente (Fig. 2a, b) y anomalías del viento ecuatorial oriental que se extienden hasta el

Pacífico oriental. Ambas señales representan una onda estacionaria de Rossby, que se forma en respuesta a la liberación de calor latente durante la intensa actividad convectiva sobre el Pacífico central (Gill, 1980). Hacia el este, la respuesta generalmente presenta anomalías del viento del oeste alrededor del Ecuador, pero los detalles de estos varían en los Andes, donde estos vientos anómalos del oeste están asociados con la reducción de la lluvia. En el caso de *C*, las anomalías de vientos del oeste prevalecen a lo largo de los Andes tropicales (Fig. 2a), consistentes con la respuesta ecuatorial de la onda Kelvin al forzamiento convectivo en el Pacífico ecuatorial que en ambos casos se extiende hacia el oeste hasta el Continente Marítimo. Con respecto a *E*, las anomalías del viento del oeste prevalecen sobre una mayor parte de SA, mientras que sobre los Andes las anomalías del viento del sudoeste prevalecen entre 10° y 30° S (Fig. 2b), pero tienen un

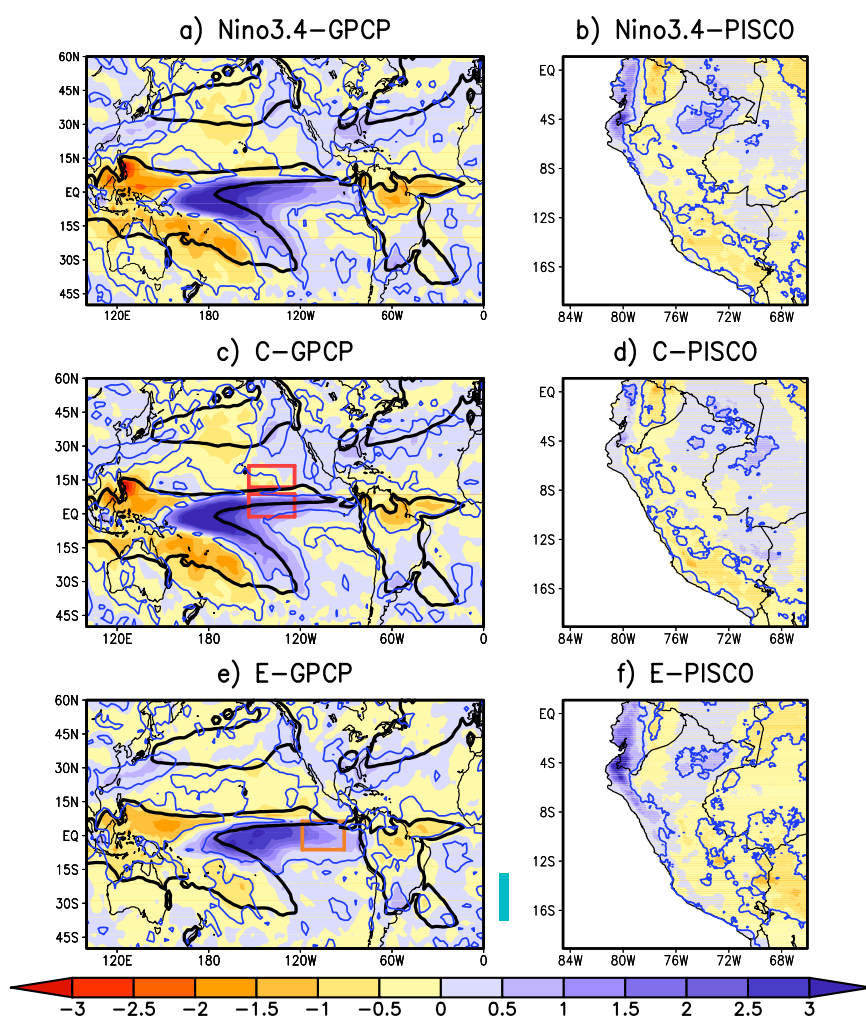


Figura 1. Coeficientes de regresión lineal entre los índices ENOS (*C* y *E*) y anomalías de precipitación durante el verano: (a, c y e) GPCP y (b, d y f) PISCO. Los valores están en mm día⁻¹ para una unidad de desviación estándar para cada índice ENOS. Sombras azules (rojas) representan anomalías positivas (negativas) de precipitación en intervalos de 0.5 (-0.5) mm día⁻¹ por desviación estándar. Contornos azules representan correlaciones significativas entre índices ENSO y precipitación al 95% de nivel de confianza. Análisis basado en el periodo 1980-2016. Adaptado de Sulca et al. (2018).

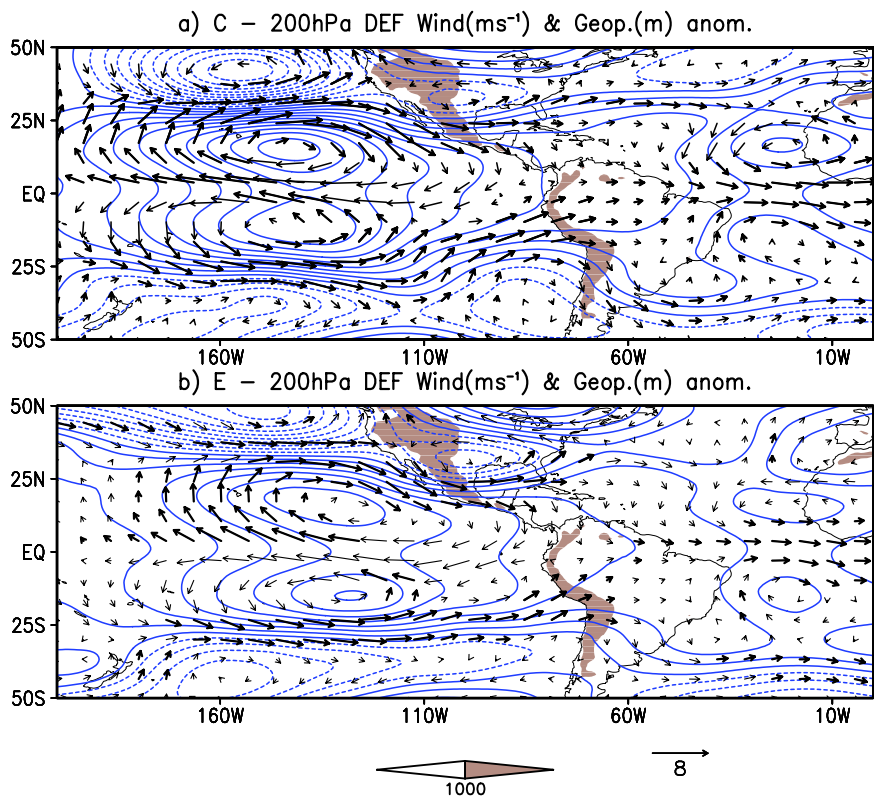


Figura 2. Regresión lineal de los índices ENOS (C y E) sobre los campos de anomalías de altura geopotencial y vientos a 200 hPa de ERA-Interim para DEF: a) El Niño C y b) El Niño E. Anomalías de vientos al 95% de nivel de confianza son mostrados en negrita. La escala del vector del viento (en ms^{-1} por desviación estándar). Los contornos de las anomalías de altura geopotencial varían cada 50 m por desviación estándar. La topografía de los Andes por encima de 1500 m es indicado en sombras grises. ERA-Interim fue usado en este análisis en el periodo 1980–2016. Adaptado de Sulca et al. (2018).

componente este al norte, lo que indica un núcleo anticiclónico alrededor de 15° S y 90° W, consistente con una respuesta estacionaria de la onda de Rossby a las anomalías convectivas en el Pacífico oriental (Hoskins y Ambrizzi 1993). Las anomalías de vientos del oeste sobre los Andes peruanos centrales y del sur para E son solo la mitad de la magnitud observada en C.

TELECONEXIONES CON ZCIT Y ZCPS

Además de los patrones de regresión entre la precipitación y los índices de El Niño (C y E) (Fig. 1c, e), la relación entre los índices SST y los de ITCZ y SPCZ se muestra mediante los coeficientes de correlación lineal entre ellos (Tabla 1). Todos los índices convectivos están bien correlacionados con el Niño 3.4, mientras que la mayoría de los índices convectivos (ZCPS y ZCIT) también están bien correlacionados con los índices C y E. La baja correlación se observa entre los índices ITCZE (latW) y C (E).

La fase positiva de latW induce condiciones secas en la Cordillera occidental de los Andes peruanos (Fig. 3a), pero la señal es más fuerte sobre el sur de Perú. Este patrón es consistente con el desplazamiento hacia el norte de la SPCZ que intensifica la subsidencia de gran escala sobre la costa norte peruana (Chen et

Pearson / Spearman	latW	latE	ITCZC	ITCZE
Niño 3.4	0.74/0.82	0.76/0.71	0.83/0.76	0.44/0.25
C	0.83/0.86	0.68/0.68	0.62/0.69	0.17/0.14
E	0.13/0.05	0.44/0.04	0.75/0.35	0.75/0.46
LatE	0.60/0.66			
ITCZC	0.48/0.55	0.74/0.53		
ITCZE	0.02/-0.04	0.32/0.05	0.62/0.43	

Tabla 1. Coeficientes de correlación de Pearson and Spearman entre los índices de ENOS (E, C y Niño 3.4), ZCPS (latW y latE) y ZCIT (ITCZC and ITCZE). Valores significativos estadísticamente al 95% son mostrados en negrita. Datos del GPCP fueron usados para obtener los índices de ZCPS y ZCIT en este análisis. Los índices ENOS (C y E) son descargados del Instituto Geofísico del Perú, mientras que el índice Niño 3.4 es descargada de la Climate Prediction Center/NOAA. Análisis basado para el periodo 1980-2016. Adaptado de Sulca et al., (2018).

al., 1999) y con la anomalía anticiclónica de vientos en los niveles altos (200 hPa) centrada en 5°S, 95°W (Fig. 4a). La circulación de nivel superior sobre América del Sur se caracteriza por anomalías de vientos del oeste en los Andes centrales (30°S-Eq) que son consistentes con condiciones secas en los Andes, similar al patrón asociado con C , pero extendiéndose menos lejos hacia el sur.

En el caso de latE (Fig. 3b), latE tiene una señal seca en el sudoeste de los Andes centrales. Estas anomalías negativas de lluvia están asociadas con anomalías de vientos del oeste en los niveles altos (Fig. 4b), que son consistentes con una señal de onda Kelvin que reduce la precipitación sobre los Andes y, al converger sobre la Amazonía ecuatorial, conduce a la divergencia de transporte de humedad de bajo nivel asociado con las anomalías secas (Fig. 8b; Sulca et al., 2018).

El ITCZC también induce condiciones secas en los Andes como latE, aunque la señal es más fuerte en los Andes ecuatorianos (Fig. 3c). Estas señales concuerdan con anomalías del viento del oeste en

niveles altos sobre los Andes centrales (25°S - 5°N) y una intensificación simultánea de la corriente de chorro en los niveles bajos (Fig. 8c; Sulca et al., 2018). En contraste, la Figura 3d muestra que el ITCZE favorece las condiciones húmedas a lo largo de las partes altas de los Andes occidentales, lo que probablemente se deba al efecto local de la alta TSM, pero también a la circulación del este a nivel superior entre 15°S y 15°N flanqueada por bandas anticiclónicas. (Fig. 4c), consistente con una respuesta ecuatorial de la onda de Rossby al calentamiento asociado con la ZCIT del Pacífico oriental (Hoskins y Ambrizzi, 1993).

Los resultados del presente trabajo están siendo utilizados para el desarrollo de modelos de downscaling estadístico (Benestad et al., 2008) para las lluvias de verano del Perú. Esto último es prioritario, ya que los actuales modelos numéricos usados para el pronóstico estacional de las lluvias de verano sobre el territorio peruano son aún deficientes. Se espera tener más adelante nuevos resultados que contribuirán, finalmente, a un mejor pronóstico climático de estos tipos de eventos.

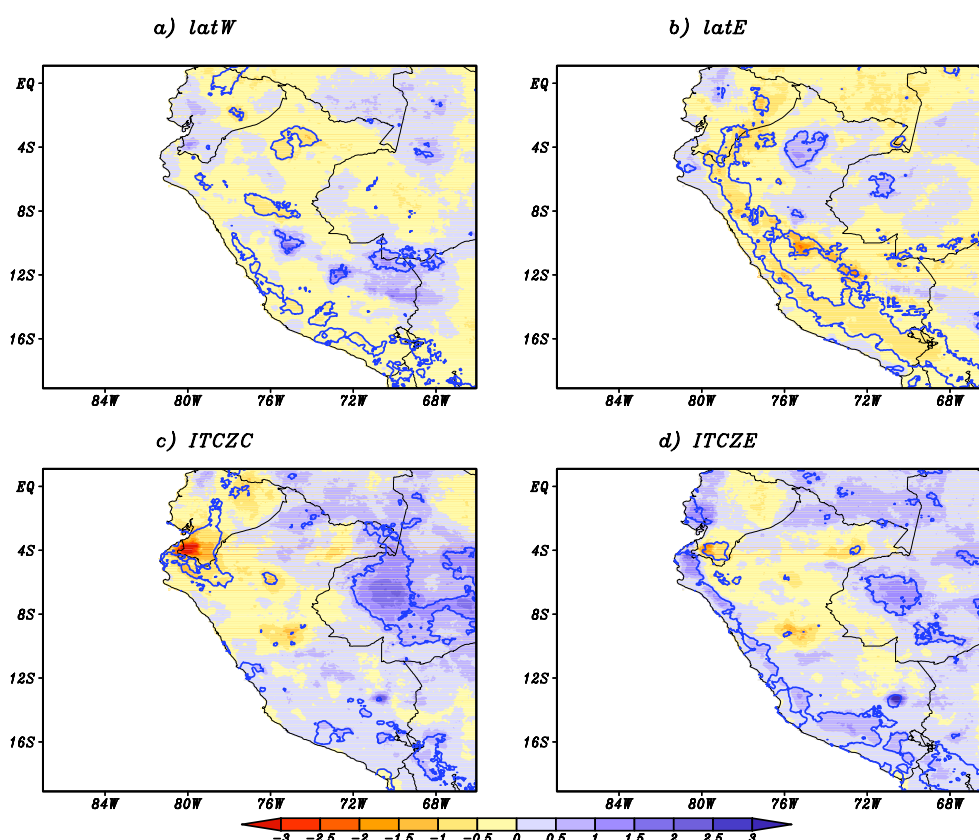


Figura 3. Regresión de los índices convectivos en las anomalías estandarizadas de precipitación durante el verano (mm día^{-1} por desviación estándar) para a) latW, b) latE, c) ITCZC y d) ITCZE. Sombras rojas (azules) representan anomalías positivas (negativas) de precipitación en intervalos de 0.5 (-0.5) mm día^{-1} por desviación estándar. Anomalías de precipitación estadísticamente significativas, al 95% de nivel de confianza, son mostradas en contornos azules. Los datos de PISCO fueron usados en este estudio. Adaptado de Sulca et al., (2018).

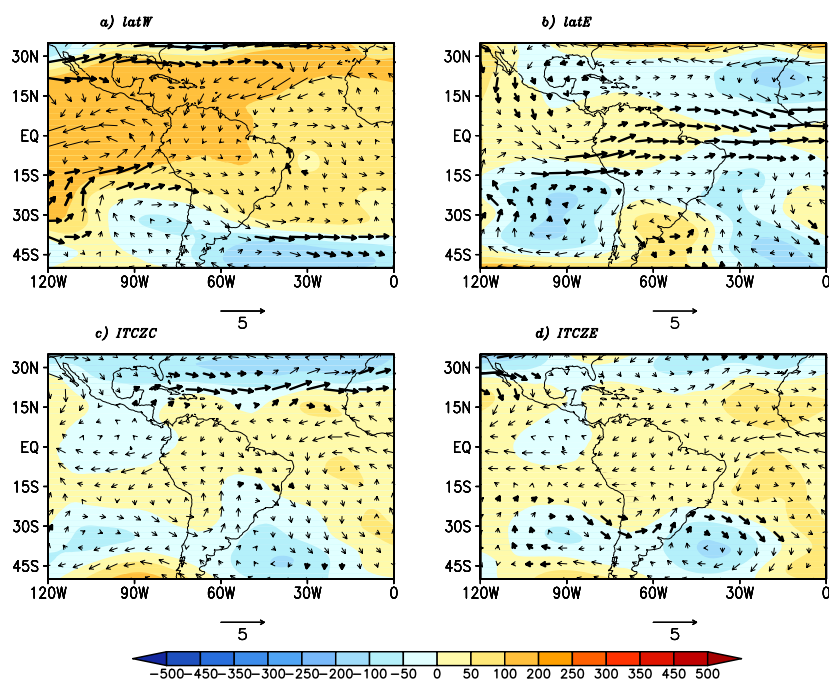


Figura 4. Similar a Figura 3, pero para los campos de vientos (ms^{-1}) y altura geopotencial (m) a 200 hPa. Solo las anomalías de viento zonal y meridional significativas estadísticamente al 95% son mostradas en vectores en negrita. Sombras representan las anomalías estandarizadas de altura geopotencial (en 50m por desviación estándar). Escala de las anomalías de vientos (ms^{-1} por desviación estándar). ERA Interim para el periodo 1980-2016 fue usado en este análisis. Adaptado de Sulca et al., (2018).

REFERENCIAS

Adler, RF, Huffman, GF, Chang, A, Ferraro, R, Xie, P, Janowiak, J, Rudolf, B, Schneider, U, Curtis, S, Bolvin, D, Gruber, A, Susskind, J, Arkin, P. 2003. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). J. Hydrometeorol., 4, 1147-1167. DOI: [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2)

Benestad, RE, Hanssen-Bauer, I, Chen, D. 2008. Empirical-Statistical Downscaling. World Scientific, 215 pp.

Capotondi, A, Wittenberg, AT, Newman, M, Di Lorenzo, E, Yu, J, Braconnot, P, Cole, J, Dewitte, B, Giese, B, Guilyardi, E, Jin, F, Karneuskas, K, Kirtman, B, Lee, T, Schneider, N, Yeh, S. 2015. Understanding ENSO diversity. Bull. Am. Meteorol. Soc. 921-938. DOI: 10.1175/BAMS-D-13-00117.1.

Dee, DP, et al. 2011. The ERA-INTERIM reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137:553-597. DOI: 10.1002/qj.828.

Gill, AE. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Q. J. R. Met. Soc. 106:447-462. DOI: 10.1002/qj.49710644905.

Hoskins, BJ, Ambrizzi, T. 1993 Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. J. Atmos. Sci. 50(12):1661-1671. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2)

Lavado, W, Fernandez, C, Vega, F, Caycho, T, Endara, S, Huerta, A, Obando, OF. 2016. PISCO: Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations. Precipitación v1.0. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, pp 1-4.

Lavado-Casimiro, W, Espinoza, JC. 2014. Impact of El Niño and La Niña on rainfall in Peru. Rev. Bras. Meteorol. 29:171-182.

Sulca, J, Takahashi, K, Espinoza, JC, Vuille, M, Lavado-Casimiro, W. 2017. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. Int. J. Climatol. 38: 420-435. DOI:10.1002/joc.5185

Takahashi, K, Montecinos, A, Goubanova, K, Dewitte, B. 2011. ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. Geophys. Res. Lett. 38: L10704. DOI: 10.1029/2011GL047364.

Takahashi, K, Dewitte, B. 2016. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. Clim. Dyn. 46(5):1627-1645. DOI: 10.1029/2011GL047364.

Vincent, EM, Lengaigne, M, Menkes, CE, Jourdain, NC, Marchesiello, P, Madec, G. 2009. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. Clim. Dyn. DOI: 10.1007/s00382-009-0716-3