

VARIABILIDAD BIENAL E INTERANUAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DE LA REGIÓN TROPICAL DE LOS OCÉANOS PACÍFICO Y ATLÁNTICO

Juan Sulca¹, Ken Takahashi¹ y José Tacza^{2,3,4}

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

³ HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary

⁴ Center of Radio Astronomy and Astrophysics Mackenzie, Engineering School, Mackenzie Presbyterian University, São Paulo, Brazil

Palabras clave: Temperatura superficial del mar (TSM), océano Pacífico tropical, océano Atlántico tropical, oscilación bienal, oscilación interanual, ondeletas continua del tipo Morlet, espectro global de potencia

Citar como Sulca, J., Takahashi, K., & Tacza, J. (2024). Variabilidad bienal e interanual de la temperatura superficial del mar de la región tropical de los océanos Pacífico y Atlántico. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 01, págs. 12-17.

¿Cuál es la **contribución** de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Basado en los resultados de la investigación que señala que los índices Niño 3 y Niño 3.4 presentan una clara señal cada 2 a 3 años, los tomadores de decisiones pueden utilizarlos como referencia para monitorear la variabilidad de la temperatura superficial del mar en el océano Pacífico tropical, ya que sus fluctuaciones pueden evidenciar la presencia y desarrollo de condiciones El Niño. Esta información puede ser clave para la planificación de medidas de adaptación y mitigación frente a posibles impactos climáticos asociados con El Niño en el Perú y el resto del mundo.

Resumen

La temperatura superficial del mar (TSM) de los océanos Pacífico y Atlántico tropicales oscila en las bandas de periodos cortos, como ciclos que se repiten cada 2-3 años (bienales) y variaciones que ocurren en intervalos de 3 a 7 años (interanuales). Los cambios de la TSM en los océanos Pacífico y Atlántico provocan cambios en los patrones de temperaturas y lluvias de todo el mundo, pero los más severos están asociados con las del océano Pacífico tropical. Por tanto, el presente avance de investigación busca describir la variabilidad de la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico tropicales

mediante la identificación de las principales frecuencias en las bandas bienal e interanual aplicando la técnica de ondeletas continua del tipo Morlet I. Para ello se utilizaron las series de tiempo de los índices mensuales de TSM de los océanos Pacífico y Atlántico tropicales para el periodo 1921-2023. Los resultados revelaron que los índices de la regiones Niño 3 y Niño 3.4 son los mejores índices para la TSM del océano Pacífico tropical, ya que ellos presentan un espectro continuo en toda la banda bienal. Por el contrario, la TSM del océano Atlántico norte tropical fluctúa en la banda bienal de periodos largos (2.45 años) y en la banda interanual de periodos cortos (3.46 años).

1. Introducción

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es el principal impulsor de la variabilidad interanual de la temperatura y las precipitaciones en el mundo. El ENOS presenta una fase cálida y fría de la temperatura superficial del mar (TSM) que son conocidos como El Niño y La Niña, respectivamente. Las investigaciones señalan que el ENOS fluctúa cada 2 a 7 años, observándose ciclos que se repiten cada 2-3 años (denominado como componente bienal), mientras que otros se repiten cada 3-7 años (denominado como componente interanual) (Rasmusson et al., 1990; An & Wang, 2000; Kim & Lau, 2001; Kao & Yu, 2009; Wang et al., 2017; Achuthavarier et al., 2016; Ren & Wang, 2023). Por ejemplo, en la investigación de Rasmusson et al. (1990) se encontró que, entre 1950 y 1987, el ENOS presentó un patrón que se repetía cada 2 años (componente bienal), además de otro más largo que se repetía cada 4 a 5 años (es decir, un componente de baja frecuencia). Utilizando el análisis de ondeletas, An & Wang (2000) descubrieron que el índice Niño 3.4 mostró, entre 1962 y 1975, un patrón de cambios rápidos cada 2 a 4 años (conocido también como modo de alta frecuencia), así como cambios más lentos cada 4 a 6 años (conocido también como modo de baja frecuencia) entre 1980 y 1993. Haciendo uso de los 350 años de datos numéricos provenientes del modelo AOGCM del Sistema de Observación de la Tierra Goddard (GEOS-5), Achuthavarier et al. (2016) encontraron que el índice SST de El Niño 3 en el modelo GEOS-5 muestra un patrón bienal pronunciado de 2.4 años durante el periodo 1871-2011.

Debido a que el ENOS induce eventos extremos de lluvias en todo el mundo, la comunidad científica ha identificado regiones específicas en el océano Pacífico ecuatorial que capturan la señal del ENOS. Estas regiones son El Niño 1+2 (N1+2; entre 0° y 10° de latitud sur, y entre 90° y 80° de longitud oeste), Niño 3 (N3; entre 5° de latitud norte y 5° de latitud sur, y entre 150° y 90° de longitud oeste), Niño 3.4 (N3.4; entre 5° de latitud norte y 5° de latitud sur, y entre 170° y 120° de longitud oeste) y Niño 4 (N4; entre 5° de latitud norte y 5° de latitud sur, y 160° de longitud este y 150° de longitud oeste). Todas estas regiones son utilizadas para desarrollar modelos estadísticos de pronóstico y monitorear el ENOS. Por ejemplo, Lagos et al. (2008) construyeron un modelo de

pronóstico para las lluvias de diciembre de la costa norte peruana utilizando la predicción de la TSM de diciembre de la región El Niño 3.4. Asimismo, Wu et al. (2018) utilizaron el índice El Niño 3.4 como predictor para el pronóstico de las lluvias de los Andes del sur.

En las últimas décadas, se ha destacado la necesidad de utilizar dos índices independientes para describir el comportamiento no lineal del ENOS (Takahashi et al., 2011; Capotondi et al., 2015). En particular, Takahashi et al. (2011) observaron que los eventos de El Niño del este y central se caracterizan por las anomalías cálidas de la TSM confinadas en el océano Pacífico oriental y central, respectivamente. Recientemente, los índices C y E se emplearon como predictores para pronosticar las precipitaciones en los Andes centrales peruanos (Sulca et al., 2021) y en la Amazonía peruana del noroeste (Sulca et al., 2024a).

Tourre et al. (2011) reportaron que las anomalías de la TSM del océano Atlántico muestran un patrón o modo bienal con una duración de 2-3 años durante el periodo 1676-2004. Por otro lado, varios experimentos numéricos recientes han mostrado que los cambios de la TSM del océano Atlántico norte influyen al modular la intensidad de la circulación de Walker (Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Ham et al., 2013; Wang et al., 2017). Por ejemplo, Rodríguez-Fonseca et al. (2009) documentaron que El Niño (La Niña) Atlántico favorece el desarrollo de La Niña (El Niño) en el invierno siguiente a través de la intensificación de la celda de Walker, lo cual reduce la profundidad de la termoclina ecuatorial y desencadena un proceso acoplado que favorece el desarrollo de La Niña.

Debido a que estos estudios evidencian una interacción entre el ENOS y los cambios de la TSM del océano Atlántico en escalas temporales de periodos cortos, es prioritario identificar las frecuencias relevantes de los modos bienal e interanual de la zona tropical de los océanos Pacífico y Atlántico en el periodo 1921-2023. Nuestra expectativa es que estos nuevos conocimientos nos permitan construir modelos de pronósticos para las lluvias del Perú en las escalas bienales.

2. Datos y metodología

Para desarrollar esta investigación se hace uso de los datos mensuales de TSM extraídos del HadISST versión

Localización de los índices de anomalías de TSM

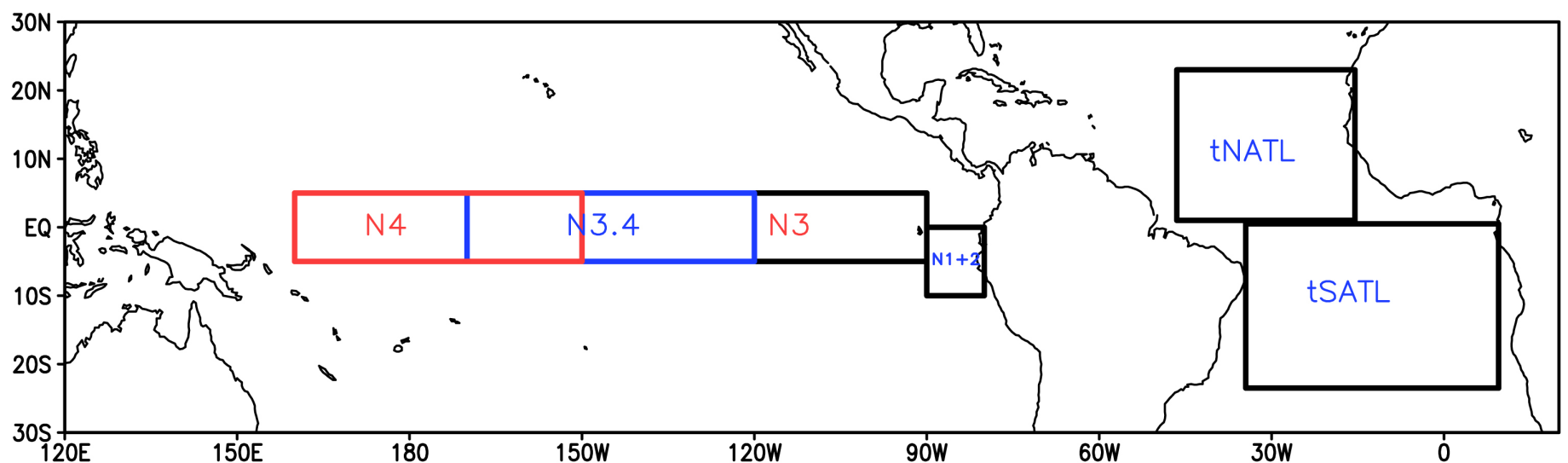


Figura 1. Localización de las regiones de los índices de anomalías de temperatura superficial del mar: Niño 1+2 (N1+2), Niño 3 (N3), Niño 3.4 (N3.4), Niño 4 (N4), Atlántico norte tropical (tNATL) y Atlántico sur tropical (tSATL).

1.1, los cuales son proporcionado gratuitamente por la Met Office Hadley Center (Rayner et al., 2003). La resolución espacial de los datos es de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, y cubren el periodo 1921-2023 (103 años).

Además, se utilizaron las series mensuales de los índices E y C que representan las anomalías de TSM del océano Pacífico ecuatorial oriental y central, respectivamente, propuestos en Takahashi et al. (2011). Los índices E y C, que tienen una pobre correlación entre ellos mismos, se calcularon a partir de los datos de TSM (que reciben la denominación de ERSST v3b), disponibles gratuitamente en el sitio web del IGP (http://met.igp.gob.pe/datos/ecindex_ersstv5.txt). Se utilizaron también los índices de TSM del océano Pacífico tropical de las regiones Niño 1+2 (N1+2), Niño 3 (N3), Niño 3.4 (N3.4) y Niño 4 (N4) (Figura 1), los cuales se obtuvieron de la página web de la NOAA y del Laboratorio de Ciencias Físicas de ESRL (https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries). Adicionalmente, se utilizó el índice TSM del Atlántico norte tropical (tNATL; entre 1° y 23° de latitud norte, y entre 10° y 60° de longitud oeste) propuesto en An et al. (2021). Por último, nosotros definimos el índice SST del Atlántico sur tropical (tSATL; entre 40° de longitud oeste y 10° de longitud este, y entre 0° y 23° de latitud sur).

Con la finalidad de evitar influencias de regiones remotas o ruidos, se removió la tendencia lineal. Por otra parte, para identificar los modos principales de

las anomalías mensuales de la TSM del Pacífico y Atlántico tropical se utilizó la técnica de las ondeletas continuas del tipo Morlet (CWT; Torrence & Compo, 1998; Grinsted et al., 2004; Liu et al., 2007). El nivel de confianza del perfil del espectro de potencia se basa en el modelo de ruido rojo, como es sugerido en Torrence & Compo (1998). La técnica CWT es una herramienta robusta para identificar los modos dominantes de oscilación de las anomalías de la TSM (Dewitte et al., 2011; Illig et al., 2014), las anomalías de precipitación (Mortensen et al., 2018; Sulca et al., 2022; Sulca et al., 2024a) e, incluso, del nivel del agua del lago Titicaca (Ángulo y Pereira-Filho, 2022; Sulca et al., 2024b).

3. Resultados y conclusiones preliminares

Para los índices de TSM del océano Pacífico ecuatorial, el índice N1+2 exhibe una banda significativa entre los 16 y 70 meses, con picos en 24.41 meses, 43.34 meses y 58.69 meses (Figura 2a). Se observa que el índice N1+2 oscila en la banda bienal (21-25 meses) y en los periodos largos de la banda interanual (36-70 meses). Las Figuras 2b-d muestran que los índices N3, N3.4 y N4 presentan modos significativos dentro la banda 12-70 meses, pero con picos entre 16-59.33 meses. Esto revela que estos índices de la TSM ecuatorial, al oeste de 90° E, oscilan en las bandas bienal y en los periodos cortos de la banda

interanual, pero sus espectros son más uniformes que en el índice N1+2. Con respecto a los índices El Niño Pacífico (E y C), la Figura 2e ilustra que el índice E reproduce el perfil del espectro de potencia del índice N1+2, con tres picos a los 23.63 meses, 43.34 meses y 59.97 meses, lo que revela que el índice E solo

captura los periodos cortos de la banda bienal. En contraste, el perfil del espectro de potencia del índice C es significativo en la banda 20 y 70 meses, con picos a 29.03 meses y 59.97 meses, lo cual muestra que el índice C solo captura los periodos largos de la banda bienal.

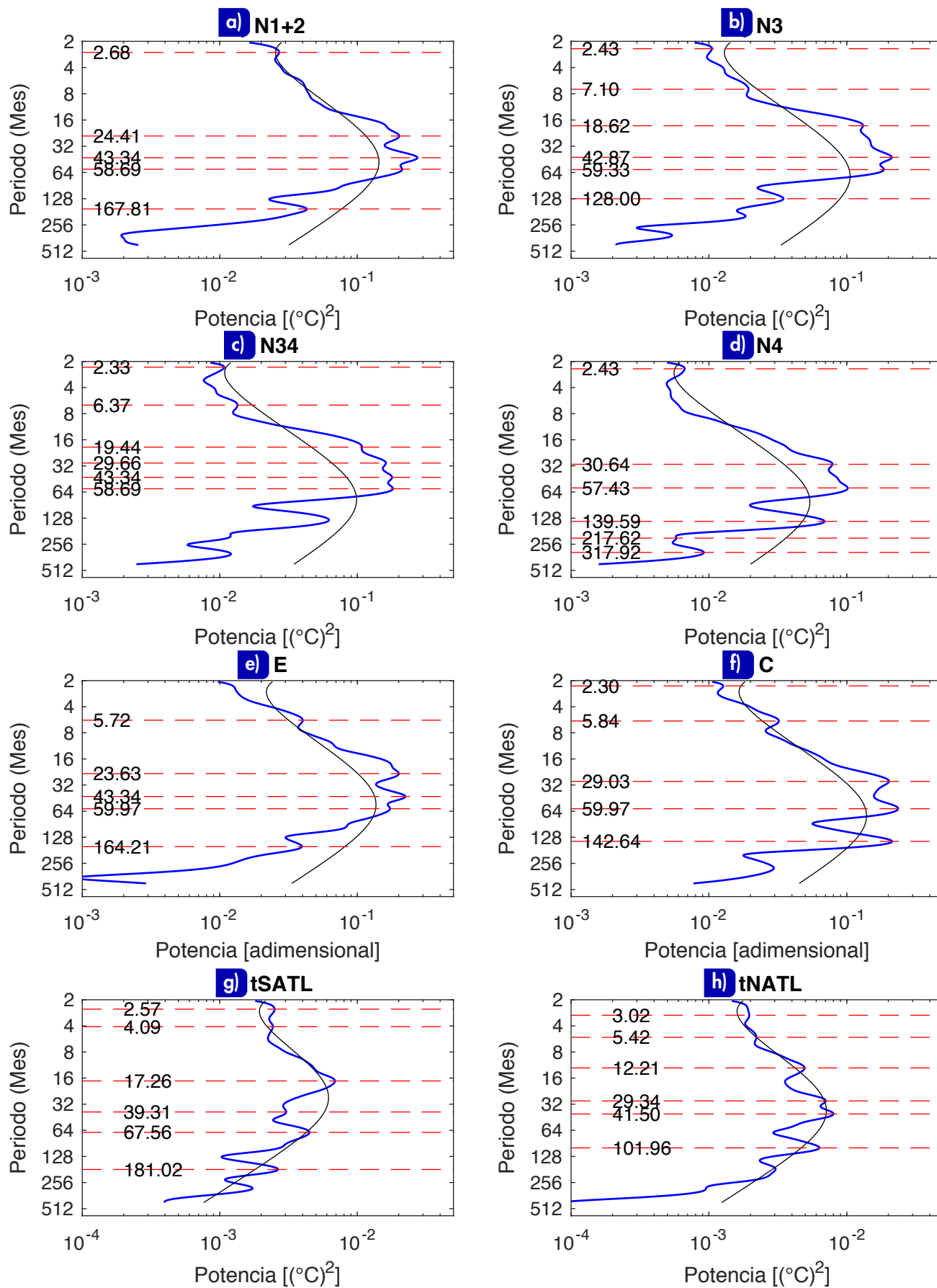


Figura 2. Perfil del espectro de potencia global de la serie temporal de las anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar de las regiones Niño 1+2 (N1+2, a), Niño 3 (N3, b), Niño 3.4 (N34, c), Niño 4 (N4, d), El Niño del Este (E, e), El Niño Central (C, f), Atlántico sur tropical (tSATL, g) y Atlántico norte tropical (tNATL, h). Las líneas tachadas horizontales en rojo representan los periodos principales con un nivel de confianza al 95 % (intervalo de confianza en color negro). El análisis se basa en el periodo 1921-2023.

En cuanto a los índices de TSM del océano Atlántico tropical, el índice tSATL exhibe una potencia significativa en 17.26 meses y 67.56 meses (Figura 2g), lo que muestra que la TSM del Atlántico sur tropical solo captura los periodos largos de la banda interanual. La Figura 2h expone que el índice tNATL oscila en dos picos 29.34 meses y 41.50 meses; esto indica que la TSM del Atlántico norte tropical oscila en los periodos largos de la banda bienal y en los periodos cortos de la banda interanual, respectivamente.

En conclusión, los índices N3 y N34 son los índices que oscilan más consistentemente en toda la banda bienal (24-36 meses) de las anomalías de la TSM del océano Pacífico tropical. En contraste, las anomalías de la TSM del océano Atlántico norte tropical oscilan, preferencialmente, en los periodos largos de la banda bienal. Nuestra expectativa es que estos nuevos resultados nos permitirán identificar los índices que mejor capturan uniformemente la banda bienal de la TSM de la región tropical de los océanos Pacífico y Atlántico. Esta información será idónea para la construcción de modelos estadísticos que pronostiquen las lluvias del Perú, tanto en la banda bienal como en la banda interanual (por ej., Lagos et al., 2008; Wu et al., 2018; Sulca et al., 2021).

Referencias

- Achuthavarier, D., Schubert, S. D., & Vihlriaev, Y. (2017). North Pacific decadal variability: insights from a biennial ENSO environment. *Climate Dynamics*, 49(4), 1379-1397. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3391-1>
- An, S. I., & Wang, B. (2000). Interdecadal Change of the Structure of the ENSO Mode and Its Impact on the ENSO Frequency. *Journal Of Climate*, 13(12), 2044-2055. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2044:ICOTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2044:ICOTSO>2.0.CO;2)
- An, X., Wu, B., Zhou, T., & Liu, B. (2021). Atlantic Multidecadal Oscillation Drives Interdecadal Pacific Variability via Tropical Atmospheric Bridge. *Journal Of Climate*, 34(13), 5543-5553. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0983.1>
- Ângulo, E. C., & Filho, A. J. P. (2022). Ocean Forcing on Titicaca Lake Water Volume. *Open Journal of Modern Hydrology*, 12(01), 1-10. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2022.121001>
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J., Braconnot, P., Cole, J. E., Dewitte, B., Giese, B. S., Guilyardi, É., Jin, F., Karnauskas, K. B., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., & Yeh, S. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of The American Meteorological Society*, 96(6), 921-938. <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00117.1>
- Dewitte, B., Illeg, S., Renault, L., Goubanova, K., 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*, 116(C4). <https://doi.org/10.1029/2010jc006495>
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561-566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Ham, Y., Kug, J., & Park, J. Y. (2013). Two distinct roles of Atlantic SSTs in ENSO variability: North Tropical Atlantic SST and Atlantic Niño. *Geophysical Research Letters*, 40(15), 4012-4017. <https://doi.org/10.1002/grl.50729>
- Illeg, S., Dewitte, B., Goubanova, K., Cambon, G., Boucharel, J., Monetti, F., Romero, C. Y., Purca, S., & Flores, R. (2014). Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(6), 3548-3573. <https://doi.org/10.1002/2013jc009779>
- Kao, H., & Yu, J. (2009). Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3), 615-632. <https://doi.org/10.1175/2008jcli2309.1>
- Kim, K., & Lau, K. (2001). Dynamics of monsoon-induced biennial variability in ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 315-318. <https://doi.org/10.1029/2000gl012465>
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño – related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231-237. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-231-2008>
- Liu, Y., San Liang, X., & Weisberg, R. H. (2007). Rectification of the Bias in the Wavelet Power Spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(12), 2093-2102. <https://doi.org/10.1175/2007jtecho511.1>
- Mortensen, E., Wu, S. H., Notaro, M., Vavrus, S. J., Montgomery, R. J., De Piérola, J., Sánchez, C., & Block, P. (2018). Regression-based season-ahead drought prediction for southern Peru conditioned on large-scale climate variables. *Hydrology And Earth System Sciences*, 22(1), 287-303. <https://doi.org/10.5194/hess-22-287-2018>
- Rasmusson, E. M., Wang, X., & Ropelewski, C. F. (1990). The biennial component of ENSO variability. *Journal of Marine Systems*, 1(1-2), 71-96. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(90\)90153-2](https://doi.org/10.1016/0924-7963(90)90153-2)
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., & Kaplan, A. (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). <https://doi.org/10.1029/2002jd002670>
- Ren, H., & Wang, R. (2023). Diagnosing the Linear Periodicity Dynamics of ENSO for Its Two Spatiotemporal Modes. *Geophysical Research Letters*, 50(22). <https://doi.org/10.1029/2023gl105756>

Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., García-Serrano, J., Losada, T., Mohino, E., Mechoso, C. R., & Kucharski, F. (2009). Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, 36(20). <https://doi.org/10.1029/2009gl040048>

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10). <https://doi.org/10.1029/2011gl047364>

Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of The American Meteorological Society*, 79(1), 61-78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

Tourre, Y. M., Rousseau, D., Jarlan, L., Le Roy Ladurie, E., & Daux, V. (2011). Western European climate, and Pinot noir grape harvest dates in Burgundy, France, since the 17th century. *Climate Research*, 46(3), 243–253. <https://doi.org/10.3354/cr00991>

Sulca, J., Vuille, M., Timm, O. E., Dong, B., & Zubieta, R. (2021). Empirical–Statistical Downscaling of Austral Summer Precipitation over South America, with a focus on the Central Peruvian Andes and the Equatorial Amazon Basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 60(1), 65-85. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-20-0066.1>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J. C., Tacza, J., Zubieta, R., Mosquera, K., Apaéstegui, J. (2024a). A multiple linear regression model for the prediction of summer rainfall in the northwestern Peruvian Amazon using large-scale indices. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-07044-7>

Sulca, J., Apaéstegui, J., & Tacza, J. (2024b). New insights into the biennial-to-multidecadal variability of the water level fluctuation in Lake Titicaca in the 20th century. *Frontiers in Climate*, 5. <https://doi.org/10.3389/fclim.2023.1325224>

Wang, L., Yu, J., & Paek, H. (2017). Enhanced biennial variability in the Pacific due to Atlantic capacitor effect. *Nature Communications*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/ncomms14887>

Wu, S. H., Notaro, M., Vavrus, S. J., Mortensen, E., Montgomery, R. J., De Piérola, J., & Block, P. (2018). Efficacy of tendency and linear inverse models to predict southern Peru's rainy season precipitation. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2590-2604. <https://doi.org/10.1002/joc.5442>