

MODOS INTERDECENALES DE LAS PRECIPITACIONES DE LOS ANDES CENTRALES EN EL SIGLO XX

Juan Sulca¹, Mathias Vuille²,
Bo Dong³

¹ Instituto Geofísico del Perú,
Lima, Perú

² Department of Atmospheric and
Environmental Sciences, University at
Albany-SUNY, New York, US

³ National Centre for Earth Observation,
Department of Meteorology, University of
Reading, Reading, UK



Juan Sulca es máster en Ciencias de la University at Albany-SUNY (New York, EE. UU.) y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Perú). Actualmente es investigador asociado en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Autor de varios artículos científicos. Su investigación está centrada en los impactos de los océanos Pacífico y Atlántico en las lluvias de América del Sur a través de teleconexiones atmosféricas.

Palabras clave: Andes centrales, precipitación, variabilidad interdecenal, El Niño 4 interdecenal, Oscilación Multidecenal del Atlántico, Oscilación Interdecenal del Pacífico

Citar como Sulca, J., Vuille, M. & Dong, B. (2023). Modos interdecenales de las precipitaciones de los Andes centrales en el siglo XX. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 10 n.º 04, págs. 4-10.

Resumen

La variabilidad de la precipitación de verano en los Andes centrales (10-30° S, AC) en escala interdecenal (varias decenas de años), entre 1921 y 2010, se describe aplicando un filtro pasabanda para retener la variabilidad de más de 20 años en los índices de El Niño-Oscilación del Sur (Niño 1+2 [IN1+2] y Niño 4 [IN4]), la Oscilación Interdecenal del Pacífico (OIP), la Oscilación Multidecenal del Atlántico (OMA) y el reanálisis ERA-20C. La variabilidad interdecenal de las precipitaciones de los AC se describe mediante las “funciones ortogonales empíricas rotadas” (REOF). Los dos primeros modos REOF de precipitación representan el 40.4 % y 18.6 % de la varianza interdecenal total. El REOF1 presenta un patrón de precipitación tipo dipolo, es decir, con señales opuestas entre el norte de Bolivia y el Altiplano chileno. El REOF2 presenta un patrón de precipitación con valores negativos altos sobre los Andes peruanos del sur. La fase positiva de REOF1 está asociada al transporte de humedad proveniente de la Amazonía hacia los Andes bolivianos norte por el fortalecimiento

de vientos del este sobre los Andes centrales en la alta tropósfera que incrementa la precipitación sobre el Altiplano boliviano y la parte norte de los Andes chilenos y argentinos (17-25° S). En contraste, la fase positiva de REOF2, con menor precipitación en los Andes centrales peruanos, está asociada con un debilitamiento del transporte de humedad del este causado por los vientos anómalos del oeste sobre el Perú en los niveles troposféricos altos. La fase caliente de la OIP se asocia a precipitaciones reducidas sobre los Andes centrales, aunque se encontró que el IN4 presenta una señal más fuerte que la OIP debido a vientos anómalos del oeste más intensos sobre los Andes centrales en la alta tropósfera. No se encontró una relación lineal significativa de la OMA con las precipitaciones de los Andes centrales.

1. Introducción

El sistema monzónico de América del Sur (SAMS, por sus siglas en inglés) es uno de los principales componentes de la circulación atmosférica del

hemisferio sur (Zhou y Lau, 1998) que determina el régimen de las precipitaciones en Sudamérica. El SAMS inicia en octubre, madura de diciembre a febrero y decae en abril (p. ej., Marengo et al., 2001; Raia y Cavalcanti, 2008; Garreaud et al., 2009; Marengo et al., 2012). Durante los meses de verano (diciembre-febrero, DEF), la precipitación cae principalmente sobre la región centro-sur de la Amazonia y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). La ZCAS es una banda de convección profunda orientada de noroeste a sureste que produce precipitaciones intensas, la cual se extiende desde América del Sur tropical hacia el sureste hasta el océano Atlántico Sur (Kodama, 1992). En la tropósfera alta, a 200 hPa, el sistema Alta de Bolivia y Baja del Nordeste (AB-BN) sobre América del Sur es la principal característica (Chen et al., 1999). Chen et al. (1999) muestran que el calor latente liberado durante la convección sobre la cuenca del Amazonas determina la estructura fundamental del sistema AB-BN. El sistema AB-BN se desvanece hasta el invierno cuando se establece el flujo zonal del oeste en la tropósfera alta sobre el continente sudamericano.

La variabilidad interdecenal, con periodos mayores a 20 años, de las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) sobre la cuenca del Pacífico ha sido documentada en varios estudios a través de diferentes índices, tales como la Oscilación Interdecenal del Pacífico (OIP; Zhang et al., 1997). La OIP es el modo dominante de variaciones decenales a multidecenales de las TSM en la cuenca del Pacífico, la cual se asemeja a los patrones de anomalías de la TSM relacionados con El Niño-Oscilación Sur (ENOS) (Zhang et al., 1997; Power et al., 1999). El mecanismo exacto detrás de la OIP no se comprende completamente, aunque se han proporcionado múltiples hipótesis (Liu, 2012).

Varios estudios encontraron que la OIP modula la precipitación de América del Sur (Dai, 2013; Dong y Dai, 2015; Dong et al., 2018). Grimm y Saboia (2015) encontraron que la OIP modula la intensidad de los dos principales modos de precipitación de verano en América del Sur. Por ejemplo, la fase cálida de la OIP reduce las precipitaciones de verano sobre el noroeste de Sudáfrica y la Amazonía ecuatorial oriental. Al mismo tiempo, aumentan las precipitaciones de verano sobre el centro de Argentina y partes de la cuenca sur del Amazonas. Por el contrario, la influencia de la OIP es mixta, sin una señal clara sobre los Andes centrales.

La Oscilación Multidecenal del Atlántico (OMA) se caracteriza por el calentamiento o enfriamiento de la TSM del Atlántico norte, en alrededor de 0.4 °C, con un periodo que oscila entre 65 y 80 años (Enfield et al., 2001). Varios estudios han demostrado que la OMA se correlaciona con la variabilidad de la TSM del Pacífico. Por ejemplo, Enfield et al. (2001) documentaron que la OMA tiene una correlación significativamente positiva con las TSM sobre el Pacífico norte, al norte de 30° N, y una correlación negativa, aunque insignificante, sobre el Pacífico central. Timmermann et al. (2007) encontraron que la fase fría (cálida) de la OMA está asociada con una fuerte (débil) variabilidad del ENOS y una magnitud reducida (aumentada) del ciclo anual de la TSM en el Pacífico tropical oriental.

La variabilidad interanual de la precipitación de verano austral sobre los Andes centrales (10-30° S) está influenciada por los cambios en la circulación atmosférica en respuesta a las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico tropical (Garreaud y Aceituno, 2001; Garreaud et al., 2003; Vuille y Keimig, 2004; Sulca et al., 2018; Segura et al., 2020). En contraste, poco se ha publicado sobre la variabilidad decenal y multidecenal de la precipitación y cómo puede estar relacionada con las variaciones de baja frecuencia de las anomalías de la TSM en los océanos Pacífico y Atlántico (Segura et al., 2016; He et al., 2021). Segura et al. (2016) encontraron que las anomalías calientes de la componente interdecenal del Pacífico occidental reducen las lluvias en el Altiplano peruano a través de las anomalías de vientos del oeste sobre los Andes centrales en la alta tropósfera. Recientemente, He et al. (2021) documentaron que la variabilidad multidecenal de los océanos Pacífico y Atlántico no presentan correlaciones significativas con las precipitaciones de verano de los Andes centrales. Los pocos estudios son una consecuencia de la escasez de observaciones con largos registros necesarios para investigar los mecanismos relacionados a los cambios de precipitación en los Andes. Sin embargo, estos estudios no han evaluado el rol de la componente interdecenal de las anomalías de la TSM del océano Pacífico (IN1+2, IN4 e OIP) y del océano Atlántico, tal como la OMA sobre la variabilidad interdecenal de la precipitación de verano sobre los Andes centrales a escalas interdecenales.

Por lo tanto, este estudio tiene como objetivo describir

la variabilidad interdecenal de la precipitación de verano sobre los Andes centrales desde 1921 hasta 2010 y su relación con el componente interdecenal de los índices de TSM del Pacífico y del Atlántico. Nuestros resultados servirán como insumo para mejorar y desarrollar modelos de predicción de precipitación de verano sobre los Andes del Perú a escalas mayores a 20 años.

2. Datos y metodología

a) Datos

Para la presente investigación se utilizan datos del período 1920-2010, tales como los datos grillados mensuales de precipitación (P) sobre el continente obtenidos del Centro de Climatología de Precipitación Global (GPCC full v2020, https://opendata.dwd.de/climate_environment/GPCC/html/fulldata-monthly_v2020_doi_descargar.html; Schneider et al., 2020), con una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Los datos GPCC fueron elegidos debido a que contienen información de las lluvias de estaciones climáticas sobre los Andes centrales con más de 1000 meses

(Sulca et al., 2022a). Los datos de vientos y altura geopotencial a 200 hPa son extraídos del reanálisis ERA-20C (Poli et al., 2016), proporcionados por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo, a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución. Además, se emplean los datos mensuales de la TSM (HadISST v1.1) proporcionados por la oficina de meteorología del Centro Hadley (Rayner et al., 2003), de una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Adicionalmente, los índices Niño 1+2 y Niño 4 para las anomalías de la TSM del Pacífico ecuatorial oriental y occidental fueron obtenidos del Laboratorio de Ciencias Físicas de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA-PSL; https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries). El índice OMA se obtuvo de la NOAA-PSL (Enfield et al., 2001), la cual se puede descargar gratuitamente en <https://psl.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long>.

b) Métodos

Las anomalías de todos los datos analizados se calculan como la diferencia entre el valor específico de verano y su valor climatológico (1921-2010). Luego,

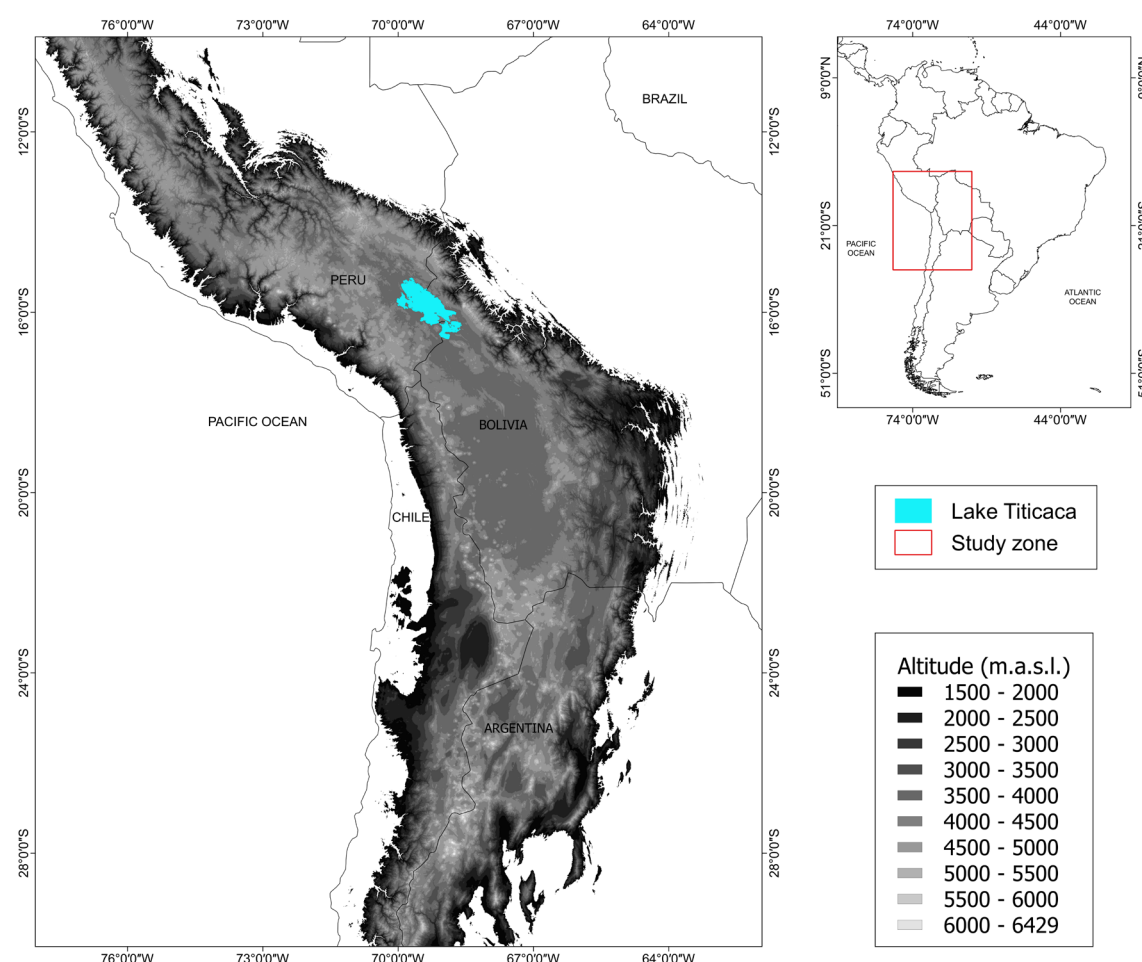


Figura 1. Ubicación de los Andes Centrales. En grises, se muestra la elevación topográfica de la cordillera de los Andes por encima de los 1500 m. Adaptado de Sulca et al. (2022b).

se remueve la tendencia lineal de las anomalías.

El índice OIP se calculó a través de una media móvil de 3 años de la primera componente principal de la TSM global para el período 1921-2010; luego, se aplicaron dos consecutivas medias móviles de 9 años a la serie de tiempo del componente principal (PC) (Dong y Dai, 2015 (DD15)). Debido que la metodología propuesta en DD15 nos permite centrarnos en la variabilidad interdecadal mayor a 20 años, elegimos este mismo filtro para obtener la componente interdecadal de las anomalías estandarizadas de la precipitación DEF sobre los Andes centrales (en adelante, IPRE), los índices ENOS (IN1+2 y IN4) y los índices de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) durante DEF para el período 1921-2010.

Se aplicó el método función empírico ortogonal rotado para identificar los patrones espaciales de lluvias (en adelante REOFs) y sus respectivas series temporales (i. e., componentes principales; en adelante CPs) de la componente interdecadal de las lluvias DEF estandarizadas de los Andes centrales (10°S - 30°S , 80.125°W - 59.875°W ; Figura 1) para el período 1921-2010 para elevaciones topográficas mayores a 1500 m s. n. m.

Se realizó también la regresión lineal de las series de tiempo de las REOF1 y REOF2 con las anomalías de la componente interdecadal de los vientos y altura geopotencial sobre el continente sudamericano a 200 hPa durante DEF en el período 1921-2010. La significancia estadística de los coeficientes de regresión se basa en una prueba t-Student al 95 % de nivel de confianza (Chatterjee y Hadi, 1986).

3. Resultados y discusión

Para descomponer la variabilidad de la precipitación de los Andes centrales en patrones regionales, aplicamos un REOF a la componente interdecadal de las anomalías de precipitación sobre los Andes centrales entre 1921 y 2010. Los dos principales modos REOF explican 40.4 % y 18.6 % de la varianza total, con diferentes patrones de precipitación sobre los Andes centrales. Por ejemplo, la REOF1, en su fase positiva, presenta un dipolo de precipitación con señales negativas altas sobre los Andes chilenos (23°S - 30°S) y valores positivos altos sobre el Altiplano

boliviano entre 17°S y 23°S (Figura 2a). Esto indica que la precipitación DEF en el Altiplano boliviano y el Altiplano chileno está desfasada en escalas interdecenales. El patrón REOF2 presenta señales negativas altas y significativas sobre los Andes del sur del Perú (12.5°S - 17.5°S) (Figura 2b), semejante a uno de los patrones interanuales de lluvias de los Andes centrales (Vuille y Keimig, 2004). De acuerdo con estos resultados, la precipitación sobre la mayor parte del Altiplano boliviano está desfasada con la precipitación sobre las partes norte y sur de los Andes centrales en escalas interdecenales, lo que sugiere que la precipitación DEF sobre el Altiplano boliviano se ve afectada por dos diferentes forzantes de gran escala en las escalas interdecenales.

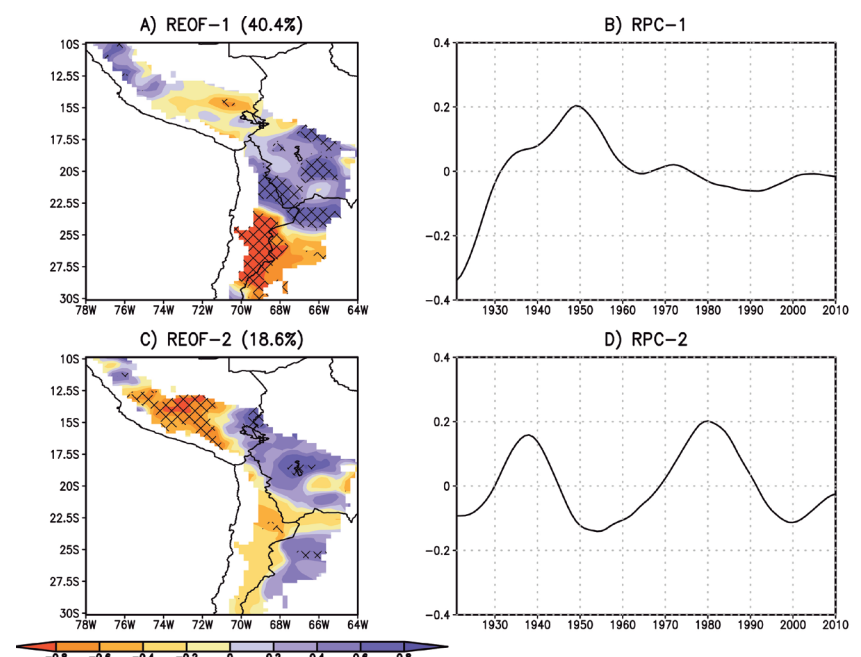


Figura 2. a) Patrón REOF 1 de las anomalías de la componente interdecadal de la precipitación DEF sobre los Andes centrales (IPRE). El número entre paréntesis indica la varianza total explicada. Se debe tener en cuenta que el análisis se limita a las regiones por encima de 1500 m s. n. m. b) La serie temporal de REOF1 de la componente interdecadal de la precipitación DEF sobre la región de los Andes centrales. c y d) Como en a) y b), pero para la REOF2. Las regiones tachadas muestran correlaciones estadísticamente significativa entre la IPRE DEF y sus REOFs al nivel de confianza del 95 %. Análisis está basado en el período 1921-2010. Adaptado de Sulca et al. (2022b).

La fase positiva de REOF1 está asociada con anomalías de los vientos del este en niveles altos sobre la parte central de los Andes centrales, a 200 hPa, mientras que los vientos del oeste prevalecen sobre la parte sur de los Andes centrales (al sur de 26°S), asociados con un desplazamiento hacia el suroeste de la Alta de Bolivia (Figura 3a). El aumento del flujo de humedad del este desde los niveles bajos hacia la parte central de los

Andes centrales indica un mayor movimiento vertical y actividad convectiva sobre la cordillera de los Andes, tal como se propone para los veranos húmedos sobre los Andes centrales en la escala interanual (Garreaud et al., 2003; Vuille y Keimig, 2004). Estos resultados sugieren que un mecanismo similar también puede ser dominante en escalas de tiempo interdecenales. El campo de correlación de la TSM indica un dipolo sobre el Atlántico, con correlaciones negativas sobre el Atlántico sur tropical y correlaciones positivas sobre el Atlántico norte, mientras que las correlaciones negativas dominan sobre el Pacífico ecuatorial central (Figura 3b). Las correlaciones negativas significativas de la TSM sobre el Pacífico central con la IPRE ratifican la relación negativa estadísticamente significativa entre la TSM del Pacífico central y la componente de baja frecuencia de la precipitación DEF de los Andes centrales en el periodo 1956-2014 (Segura et al., 2016).

La Figura 3a también muestra la presencia de anomalías significativas de los vientos del este sobre los Andes peruanos centrales a 200 hPa, consistentes con las señales positivas de precipitación para las regiones localizadas al norte de 14° S. Estas anomalías de viento del este de 200 hPa dan como resultado condiciones húmedas sobre los Andes peruanos centrales durante la fase positiva de REOF1 (Vuille et al., 2008) y son consistentes con las anomalías negativas de la TSM sobre el océano Pacífico central (Figura 3b).

La fase positiva de REOF2 está asociada con anomalías de vientos del oeste en niveles altos sobre las partes central y norte de los Andes centrales, a 200 hPa, mientras que los vientos del este prevalecen sobre la parte sur de los Andes centrales (al sur de 25° S) (Figura 3c). Estas anomalías del oeste en los niveles altos en escalas de tiempo interdecenales inducen

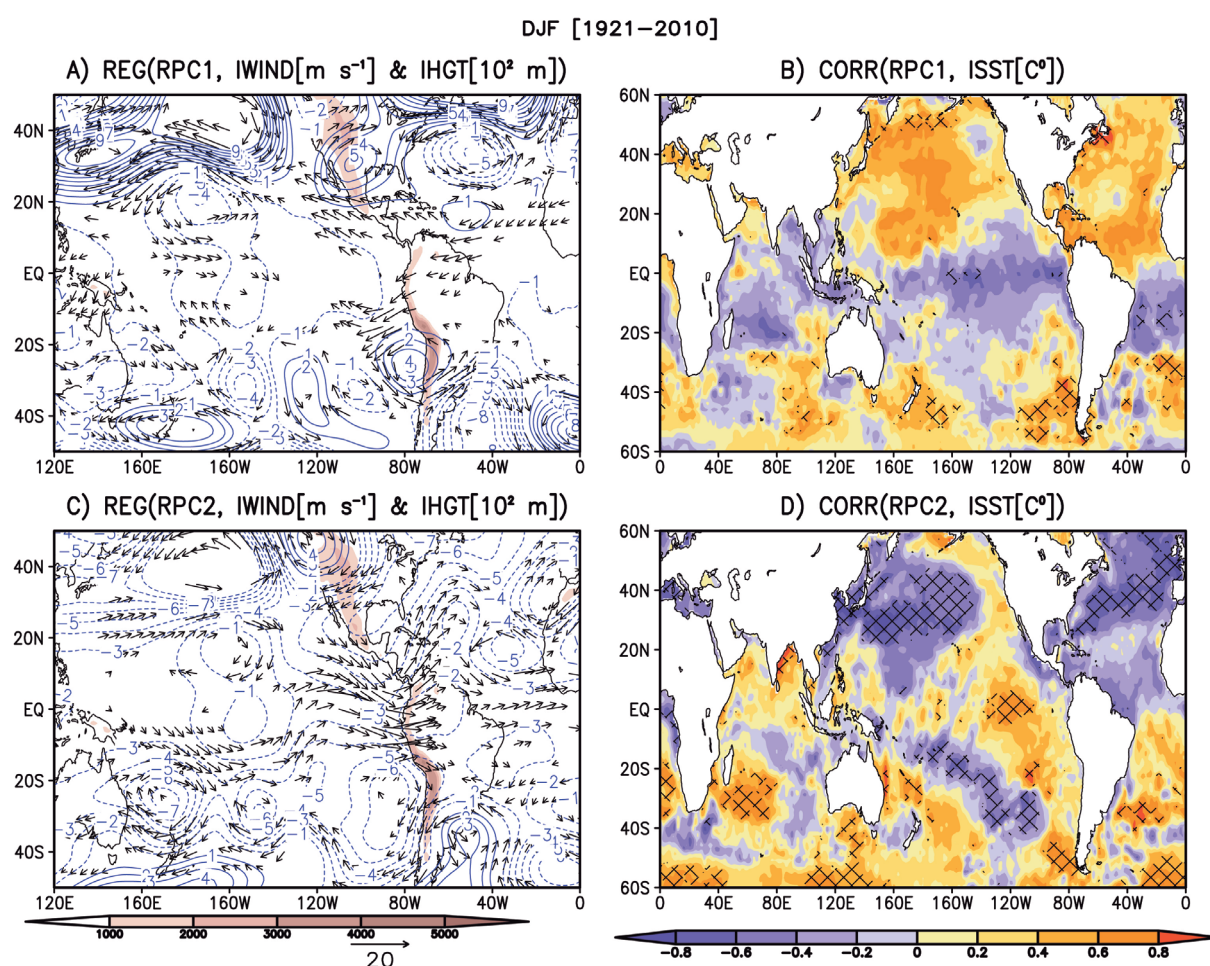


Figura 3. Los coeficientes de regresión lineal entre el componente interdecenal de las anomalías de los viento (m s^{-1}) y altura geopotencial (m) sobre América del Sur a 200 hPa y (A) el primer componente principal rotado de la componente interdecenal de la precipitación DEF (REOF1) sobre los Andes centrales. Los valores están en m s^{-1} y 100 m para una desviación estándar de la serie temporal REOF1. Se omitieron los contornos de las anomalías de altura geopotencial iguales a cero y los contornos negativos se puntúan. Los vectores negros tienen componentes de viento zonal y meridional estadísticamente significativos al 95% de nivel de confianza. La topografía de los Andes por encima de los 1000 m se indica con sombreado marrón. (B) Los coeficientes de correlación entre REOF1 y el componente interdecenal de la TSM global DEF para el período 1921-2010. Las regiones tachadas indican una correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95 %. (C y D) Como en (A y B) pero para el segundo componente principal rotado del componente interdecenal de la precipitación DEF (REOF2). El análisis basado en el reanálisis ERA-20C. El análisis cubre el período 1921-2010. Adaptado de Sulca et al. (2022b).

veranos secos sobre los Andes del sur del Perú a través de la reducción del flujo de humedad del este desde los niveles bajos hacia los Andes. Las anomalías de los vientos del este sobre el sur de los Andes centrales son parte de una anomalía de circulación anticiclónica centrada en 45° O, 35° S en la tropósfera superior (Figura 3c). Este anticiclón anómalo indica un desplazamiento hacia el sur de la ZCAS, consistente con las significativas anomalías positivas de la TSM sobre el sur del Atlántico sur. Al mismo tiempo, un dipolo de la TSM sobre el sudoeste del océano Pacífico es indicativo de un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (Figura 3d). La Figura 3d también muestra anomalías negativas significativas de la TSM sobre el Atlántico norte. Sin embargo, la OMA y la REOF2 no presentan una correlación lineal significativa estadísticamente.

Finalmente, la fase cálida de los índices IN4, IN1+2 y OIP se asocian a anomalías secas significativas en gran parte de los Andes centrales occidentales, excepto en los Andes peruanos del sudoeste, donde el índice IN4 muestra la señal más fuerte (no mostrado). Estos resultados revelan que las anomalías cálidas de la TSM sobre el Pacífico ecuatorial central impactan sustancialmente la precipitación DEF sobre los Andes centrales en escalas de tiempo interdecenales, y el índice IN4 describe mejor esta relación que la OIP comúnmente empleada. Las anomalías de los vientos del oeste en los niveles troposféricos altos (200 hPa) sobre los Andes centrales inducen estas anomalías secas (no mostrado).

Referencias

- Chatterjee, S. and Hadi, A.S. (1986). Influential observations, high leverage points, and outliers in linear regression. *Statist. Sci.*, 1(3), 379–416. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013622>
- Chen, T.-S., Weng, S.-P. and Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: the Bolivian high–Nordeste low system. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2081–2100. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<2081:MOASUT.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<2081:MOASUT.2.0.CO;2)
- Dai, A. (2013). The influence of the inter-decadal Pacific oscillation on US precipitation during 1923–2010. *Clim. Dyn.*, 41, 633–646. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1446-5>
- Dong, B., and Dai, A. (2015). The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on temperature and precipitation over the globe. *Clim. Dyn.*, 45, 2667–2681. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2500-x>
- Dong, B., Dai, A., Vuille, M., and Timm, O.E. (2018). Asymmetric modulation of ENSO teleconnections by the interdecadal Pacific oscillation. *J. Clim.*, 31, 7337–7361. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0663.1>
- Enfield, D.B., Mestas-Núñez, A.M., and Trimble, P. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* 28(10), 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>
- Garreaud, R.D. and Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Clim.*, 14, 779–789.
- Garreaud, R., Vuille, M. and Clement, A.C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Paleoecol.*, 194, 5–22.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. and Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Paleoecol.*, 281, 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2007.10.032>
- Grimm, A.M., and Saboia, J.P.J. (2015). Interdecadal variability of the South American precipitation in the Monsoon season. *J. Clim.*, 28, 755–775. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00046.1>
- He, Z., Dai, A., and Vuille, M. (2021). The joint impacts of Atlantic and Pacific multidecadal variability on South American precipitation and temperature. *J. Clim.*, 34, 7959–7981. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0081.1>
- Kodama, Y. (1992). Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 70, 813–836. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.4_813
- Liu, Z.Y. (2012). Dynamics of interdecadal climate variability: a historical perspective. *J. Clim.*, 25, 1963–1995. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3980.1>
- Marengo, J.A., Liebmann, B., Kousky, V.E., Filizola, N.P. and Wainer, I.C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *J. Clim.*, 14, 833–852. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0833:OAEOTR.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0833:OAEOTR.2.0.CO;2)
- Marengo, J., Liebmann, B., Grimm, A.M., Misra, V., Silva Dias, P.L., Cavalcanti, I.F.A., ... Alves, L.M. (2012). Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, 32, 1–12. <https://doi.org/10.1002/joc.2254>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., ... Fisher, M. (2016). ERA-20C: an atmospheric reanalysis of the twentieth century. *J. Clim.*, 29, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>
- Power, S., Folland, C., Colman, A., and Mehta, V. (1999). Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, 15, 319–324. <https://doi.org/10.1007/s003820050284>

Raia, A. and Cavalcanti, I.F.A. (2008). The life cycle of the South American monsoon system. *J. Clim.*, 21, 6227–6246. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2249.1>

Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, ... Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108, 4407. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>

Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Rustemeier, E. and Ziese, M. (2020). GPCC Full Data Monthly Product Version 2020 at 0.25°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data. https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V2020_025

Segura, H., Espinoza, J.-C., Junquas, C. and Takahashi, K. (2016). Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes. *Environ. Res. Lett.*, 11, 094016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094016>

Segura, H., Espinoza, J.-C., Junquas, C., Lebel, T., Vuille, M., and Garreaud, R. (2020). Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Clim. Dyn.* 54, 2613–2631. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05132-6>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M. y Lavado-Casimiro, W. (2018). 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. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

Sulca, J., Vuille, M. and Dong, B. (2022a). Interdecadal variability of the austral summer precipitation over the Central Andes. *Front. Earth Sci.*, 10, 954954. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.954954>.

Sulca, J., Takahashi, K., Tacza, J., Espinoza, J.-C., and Dong, B. (2022b). Decadal variability in the austral summer precipitation over the Central Andes: Observations and the empirical-statistical downscaling model. *Int J Climatol*, 42 (16), 9836–9864. <https://doi.org/10.1002/joc.7867>

Vuille, M. y Keimig, F. (2004). Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the Central Andes derived from ISCCP-B3 data. *J. Clim.*, 17, 3334–3348. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3334:IVOSCC.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3334:IVOSCC.2.0.CO;2).

Vuille, M., Kaser, G., and Juen, I. (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Glob. Planet Change*, 62(1–2), 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.003>

Zhang, Y., Wallace, J.M., and Battisti, D.S. (1997). ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J Clim.*, 10(5), 1004–1020. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1004:ELIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO;2)

Zhou, J. and Lau, K.M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America?. *J. Clim.*, 11, 1020–1041. [https://doi.org/10.1175/15200442\(1998\)011<1020:DAMCEO.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(1998)011<1020:DAMCEO.2.0.CO;2)