

INFLUENCIA DE LA OSCILACIÓN MADDEN-JULIAN EN LA LLUVIA INTRAESTACIONAL DE LOS ANDES DEL PERÚ

Juan Sulca¹

¹ Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú

Palabras clave: Oscilación Madden-Julian, precipitación, Altiplano peruano, cordillera occidental y oriental de los Andes peruanos, índice multivariado de tiempo real de la MJO

Citar como Sulca, J. (2023). Influencia de la oscilación Madden-Julian en la lluvia intraestacional de los Andes del Perú. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 10 n° 05, págs. 11-16.

Resumen

La oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) es un fenómeno con variabilidad intraestacional responsable de generar eventos extremos de precipitación y cambios en los patrones de los vientos en diferentes zonas del planeta. En tal sentido, la presente investigación tiene como objetivo analizar el impacto de la MJO en las lluvias de los Andes peruanos (>2000 m s. n. m.). Para ello, se utilizan datos grillados de precipitación y el reanálisis NCEP/NCAR durante los meses de verano (diciembre-marzo) para el periodo 1981-2016, a los cuales se les extrae el componente intraestacional aplicando un filtro pasabanda de 20-90 días a las anomalías diarias. Además, se hace uso de las series temporales del índice multivariado de tiempo real de la MJO, denominadas serie 1 (RMM1) y serie 2 (RMM2). Los resultados indican que las RMM Fases 8 + 1 de la MJO reducen las lluvias en el Altiplano peruano y, al mismo tiempo, se intensifica la zona de convergencia del Pacífico sur. Esto último debilita el flujo del este en la alta tropósfera y, así, reduce el flujo de humedad desde la Amazonía hacia el Altiplano. Estos patrones de lluvias y circulación atmosférica son opuestos cuando la convección profunda se localiza en Indonesia (RMM Fases 4 + 5). Por otra parte, las RMM Fases 2 + 3 de la MJO causan lluvias sobre la

cordillera oriental de los Andes peruanos cuando la convección profunda se encuentra sobre el océano Índico oriental, la cual refuerza el flujo de humedad proveniente de la Amazonía. Lo opuesto ocurre para las RMM Fases 6+7, donde la convección profunda se halla en el Pacífico oeste.

1. Introducción

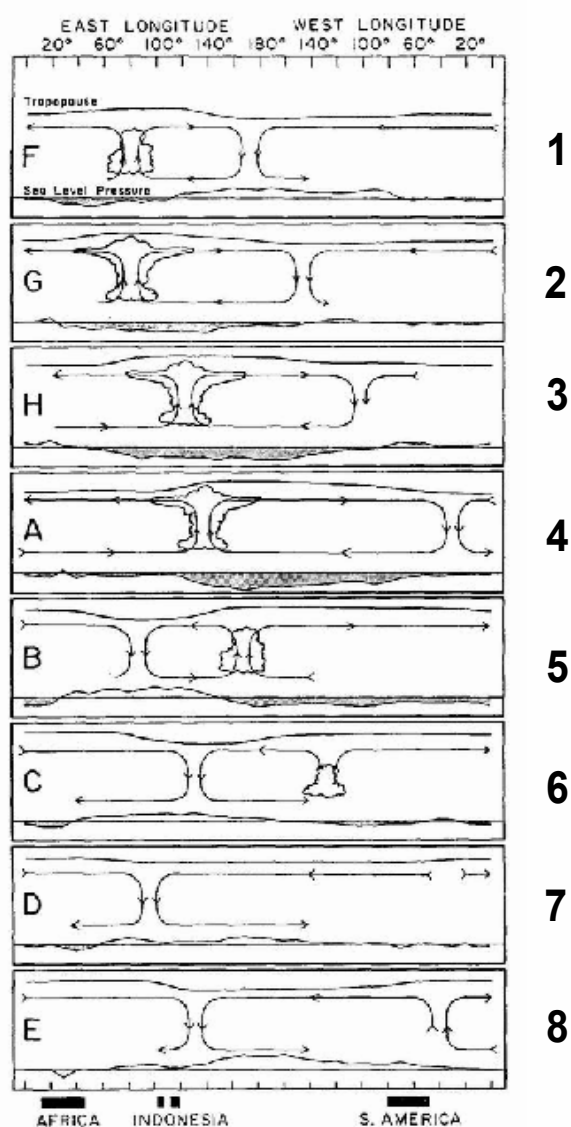
Los Andes tropicales (20° S-5° N) se extienden a lo largo de la costa oeste del continente sudamericano abarcando la parte sur de Perú y Ecuador. Las lluvias de los Andes de Perú y Ecuador son intensas en el verano (diciembre-marzo) y coinciden con flujos del este en los niveles troposféricos altos inducidos por la Alta de Bolivia (AB) y la convección profunda sobre el continente. Por otra parte, una circulación ciclónica predomina sobre la parte noreste de Brasil (NEB), conocida como la Baja del Noreste (BN). Así, la principal característica de la circulación atmosférica sobre América del Sur es el sistema Alta de Bolivia-Baja del noreste (AB-BN; Chen et al., 1999). Los flujos del este en los niveles altos inducen lluvias sobre los Andes tropicales a través de la intensificación del flujo de humedad desde la Amazonía hacia los Andes para iniciar la convección en estas regiones (Garreaud et al., 2003; Segura et al., 2018).

La Oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) es una circulación atmosférica anómala de gran escala, la cual se origina en el océano Índico del oeste y está confinada en los trópicos. Tiene la característica de propagarse hacia el este con una velocidad que varía entre 5 y 10 m/s. La MJO tiene periodos de entre 30 y 90 días (Madden y Julian, 1972; 1994) y su máxima intensidad ocurre dos veces al año: verano y otoño del hemisferio sur. Esta perturbación ondulatoria tiene una propagación hacia el este de anomalías convectivas tropicales, desde el océano Índico hasta el Pacífico occidental y, posteriormente, hacia América del Sur y África (Madden y Julian, 1972; Mayta, 2019). Según la posición donde se ubica la convección profunda a lo

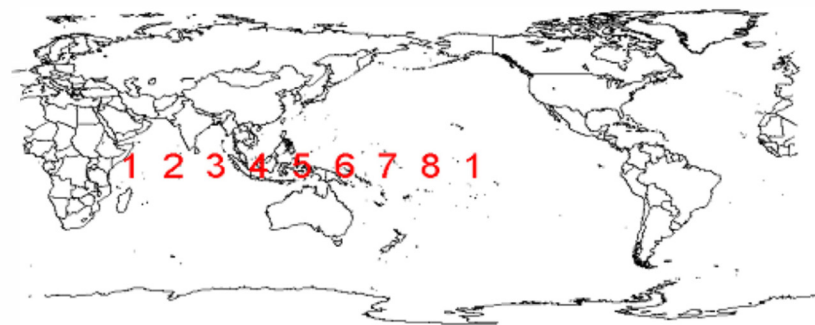
largo de la línea ecuatorial, se identifican ocho fases que son denotadas con números del 1 a 8 (Figuras 1a y b) (Madden y Julian, 1972; Donald et al., 2004).

La posición de la MJO a lo largo de su propagación hacia el este se identifica a través del índice multivariado de tiempo real de la MJO (RMM) (Wheeler y Hendon, 2004; de aquí en adelante WH2004). WH2004 construyeron este índice a través de las dos primeras componentes principales que resultan de aplicar las funciones empíricas ortogonales a los datos filtrados (es decir, sin influencia estacional e interanual) de los vientos zonales a 850hPa y 200hPa, así como la radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) en la franja tropical.

A) ESQUEMA DE MADDEN & JULIAN (1972)



B) LOCALIZACIÓN DEL MJO (DONALD ET AL. 2004)



C) ESPACIO DE FASE (RMM1, RMM2) (WHEELER & HENDON, 2004)

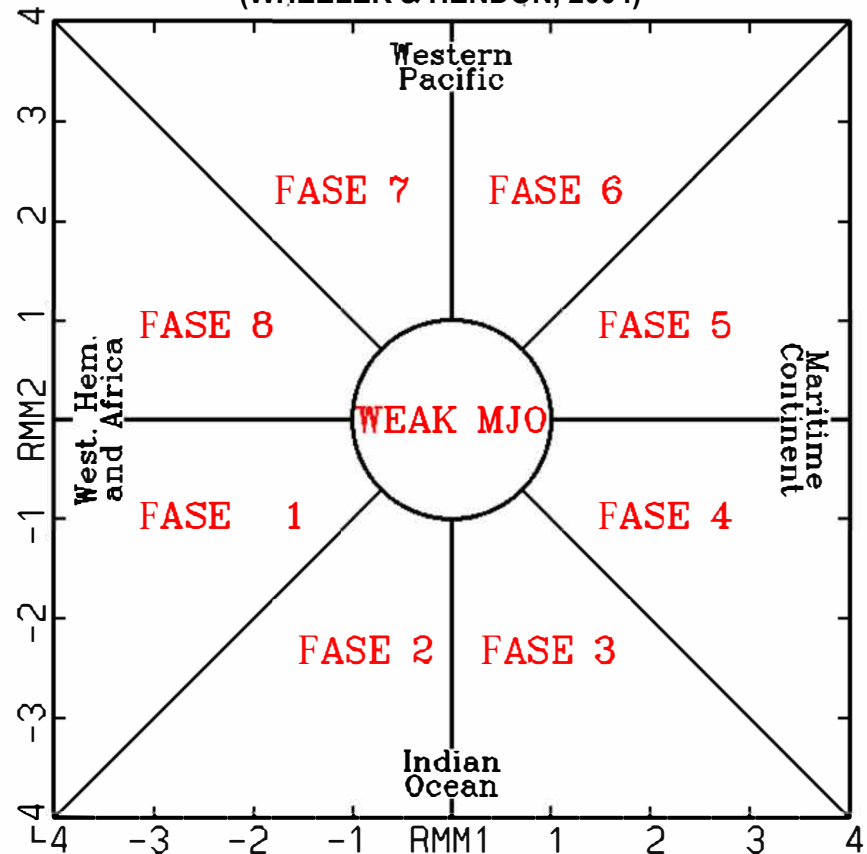


Figura 1. a) Esquema de la estructura vertical de la franja tropical durante la propagación hacia el este de un evento de la oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés). b) Posición de la MJO en cada una de sus ocho fases. c) El espacio de fase de las dos componentes del índice multivariado de tiempo real de la MJO (RMM1, RMM2). Figuras adaptadas a partir de Madden y Julian (1972), Donald et al. (2004), Wheeler y Hendon (2004).

WH2004 explica que, para el verano del hemisferio sur (Figura 1c), la fase 1 representa el decaimiento de un episodio MJO en el Pacífico central, mientras que se observa un incremento de convección de un evento MJO en África y el océano Índico occidental. Durante las siguientes fases, la convección que se desarrolla en el océano Índico se mueve hacia el este y, a medida que pasa por la superficie australiana, se desplaza hacia el sur para concentrarse alrededor de 15° S (fase 5). El movimiento hacia el este de las anomalías del viento de 850 hPa es más rápido. Por lo tanto, la convección profunda en las fases 2 y 3 (sobre el océano Índico) está casi en cuadratura con el viento, mientras que en la fase 7, es decir, sobre el océano Pacífico, se localiza dentro de los vientos del oeste.

Si bien la MJO es muy conocida en la región tropical, pocos estudios existen sobre los impactos de la MJO en la lluvia diaria sobre el continente sudamericano (Álvarez et al., 2016; Mayta et al., 2019; Fernandes y Grimm, 2023). En relación con Perú, Álvarez et al. (2016) encontraron un incremento de la probabilidad de lluvias por encima de un umbral sobre los Andes ecuatorianos y el noreste de Brasil, mientras que no se encontró una señal sobre los Andes peruanos. Esto último se debió a que los datos grillados de precipitación diaria utilizados no tienen datos para los Andes peruanos. Basado en el producto satelital del conjunto de datos de precipitación infrarroja con estaciones del grupo de peligros climáticos (Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station data - CHIRPS; Funk et al., 2015), Recalde-Coronel et al. (2020) encontraron recientemente que las RMM Fases 8 + 1 inducen lluvias sobre los Andes ecuatorianos y, a la par, reducen las lluvias sobre la cordillera occidental sobre los Andes peruanos del sur durante el verano. A pesar de ello, se necesita verificar estos resultados con datos grillados de precipitación diaria de los Andes peruanos de alta resolución. Por esta razón, el estudio tiene como objetivo analizar los impactos de la MJO sobre los Andes peruanos haciendo uso de datos grillados de precipitación diaria de alta resolución durante el verano en el periodo 1981-2016.

2. Metodología

Se utilizó la versión 2.1 de los datos grillados diarios de precipitación denominado PISCOp (Peruvian

Interpolated Data of SENAMHI's Climatological and hydrological Observations; Aybar et al., 2020) que tiene una resolución de 10 km y cubre el periodo 1981-2016. Esta base de datos ha sido seleccionada porque captura mejor la señal de El Niño en los Andes peruanos que otras fuentes de datos grillados de precipitación diaria (Sulca et al., 2022a). Se utilizan también los datos del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) para caracterizar los patrones de vientos y altura geopotencial a 200 hPa asociados con la MJO, que tienen una resolución de 2.5° y cubren el mismo periodo.

A partir de los productos previos, se calcularon las anomalías diarias removiendo la media y sus tres primeros armónicos, a lo cual también se le removió la tendencia lineal. Por otra parte, se aplicó un filtro pasabanda de 20-90 días basado en la ondeleta de Morlet (Torrence y Compo, 1998) para extraer el componente intraestacional de los datos. Esta banda fue elegida debido a que la componente intraestacional de las lluvias de América del Sur varía en la banda 20-90 días (Fernandes y Grimm, 2023). Cabe señalar que la ondeleta de Morlet ha sido utilizada para extraer la variabilidad decenal-interdecenal de las lluvias de los Andes centrales (Sulca et al., 2022b) y del caudal de los ríos Amazonas, Guayana, Paraná, Orinoco y Congo (Labat et al., 2005; 2012).

Los patrones de las lluvias y la circulación atmosférica sobre América del Sur en los niveles altos asociados con la MJO son identificados a través de compuestos para cada par de RMM Fases 8 + 1, 2 + 3, 4 + 5 y 6 + 7, pero solo son considerados cuando el módulo de RMM1 y RMM2 es mayor o igual a 1. La significancia estadística de los compuestos está basada en la prueba Student-t (Wilks, 2011).

3. Resultados

Para las RMM Fases 8 + 1, anomalías negativas significativas de OLR y anomalías positivas de altura geopotencial se localizan sobre una banda oblicua este-sur sobre la parte central del océano Pacífico, indicativo de que la MJO intensifica la zona de convergencia del Pacífico Sur (Matthews et al., 1996; Mayta, 2019). Sobre América del Sur, el Altiplano peruano presenta anomalías secas mientras que los

Andes ecuatorianos presentan anomalías húmedas (Figura 2a). Las anomalías secas sobre el Altiplano peruano no son observadas en su respectivo patrón de lluvia documentado en Recalde-Coronel et al. (2020). Asimismo, el Altiplano peruano presenta anomalías positivas de OLR y anomalías de vientos del oeste en la alta tropósfera (Figura 2b), indicativo de que la reducción de las lluvias en el Altiplano peruano es causada por un debilitamiento de flujo de humedad de la Amazonía hacia el Altiplano (Garreaud, 1999).

La Figura 2b exhibe también que las anomalías de vientos del oeste son parte de una circulación ciclónica centrada en Uruguay (60° W, 27° S) en los niveles altos, indicativo de un debilitamiento y un desplazamiento hacia el sureste de la Alta de Bolivia. Estos cambios de la Alta de Bolivia podrían haber sido inducidos por la zona de convergencia del Pacífico sur (SPCZ, por sus siglas en inglés), la cual emite trenes de onda Rossby hacia el continente en los niveles troposféricos altos (van der Wiel et al., 2016; Fernandes y Grimm,

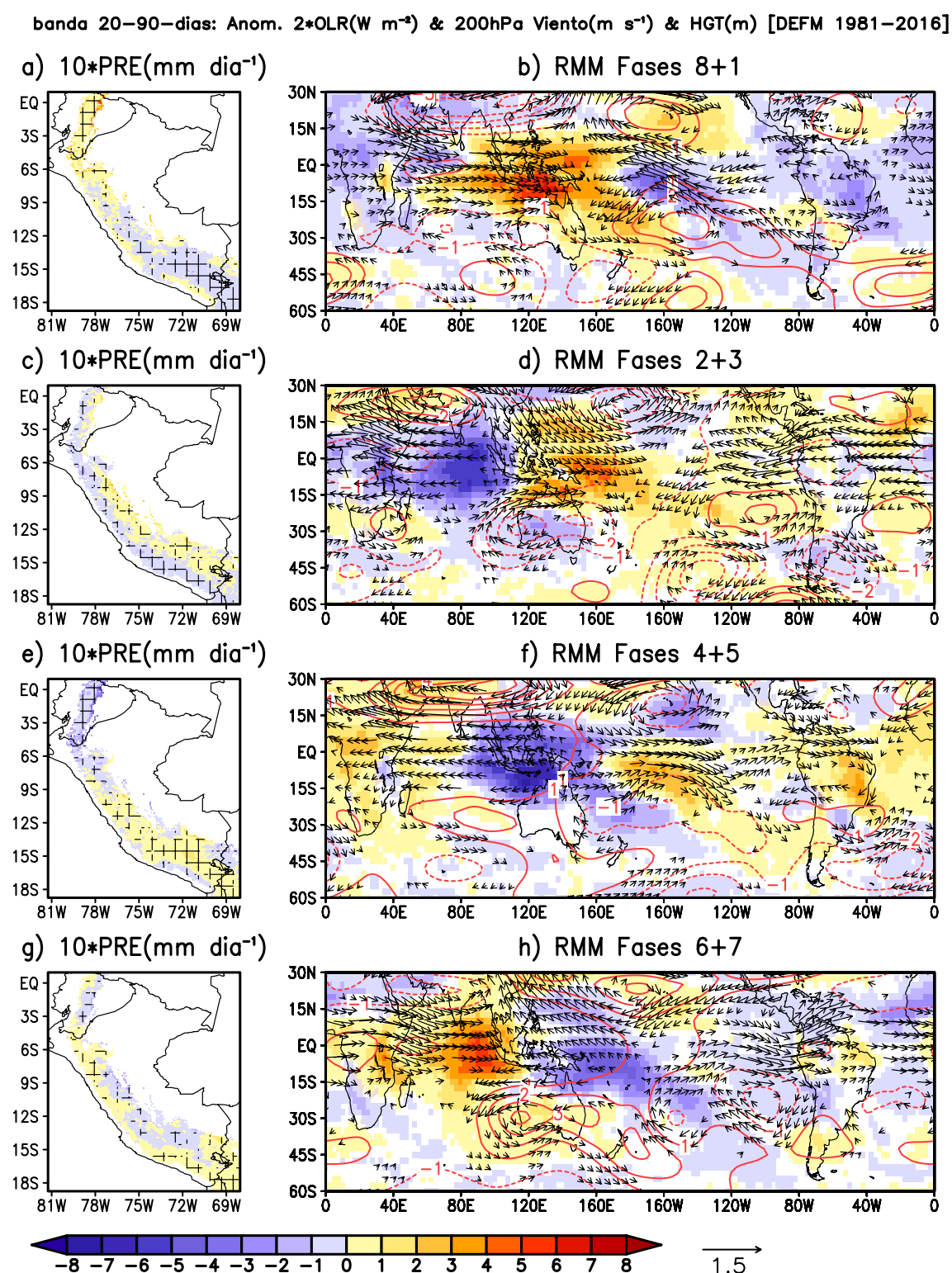


Figura 2. Compuesto de las anomalías filtradas en la banda 20-90 días para la precipitación (mm dia^{-1}) OLR (W m^{-2}), el viento (m s^{-1}) y la altura geopotencial (m) sobre el hemisferio sur a 200 hPa durante el verano (diciembre-marzo, DEFM) bajo las condiciones RMM Fases 8 + 1 (a y b), RMM Fases 2 + 3 (c y d), RMM Fases 4 + 5 (e y f), y RMM Fases 6 + 7 (g y h). Las anomalías de vientos (vectores), OLR (áreas sombreadas) y precipitación (áreas tachadas) son estadísticamente significativas al 95 % del nivel de confianza. Los datos de PISCOp y el reanálisis NCEP-NCAR fueron analizados para el período 1981-2016. Las anomalías de precipitación fueron multiplicadas por 10.

2023). Por otro lado, los Andes ecuatorianos presentan anomalías negativas de OLR y anomalías de viento del este en la alta tropósfera (Figura 2b), lo que explica que las lluvias en los Andes ecuatoriales son causadas por una intensificación del flujo de humedad de la Amazonía hacia los Andes ecuatorianos. Por lo tanto, la MJO bajo sus RMM Fases 8 + 1 impacta a las lluvias del Altiplano peruano y los Andes ecuatorianos durante el verano vía la modulación de la intensidad del flujo de humedad del este.

Por otra parte, las Figuras 2e-f muestran que las RMM Fases 4 + 5 reproducen los patrones de anomalías de lluvias y circulación atmosférica de gran escala en los niveles altos asociados con las RMM Fases 8 + 1, pero de opuestos signos y direcciones.

Durante las RMM Fases 2 + 3, las anomalías negativas de OLR prevalecen sobre el océano Índico, pero las máximas se localizan en la parte oriental del océano Índico, mientras que las anomalías positivas de OLR predominan sobre el océano Pacífico oeste. Hacia el continente sudamericano, las cordilleras occidental y oriental de los Andes peruanos presentan anomalías secas y húmedas, respectivamente (Figura 2c). En el continente sudamericano, la Figura 2d da a conocer que los Andes peruanos y NEB exhiben anomalías negativas de OLR y anomalías de vientos del este en los niveles altos (200 hPa) (al norte de 22° S), indicativo de un reforzamiento del sistema AB-BN. La Figura 2d muestra también que las anomalías de vientos del este están sobre el continente africano y el océano Índico, lo cual revela que la convección profunda sobre el océano Índico fortalece el flujo del este sobre América del Sur y África en la alta tropósfera. Debido a que las anomalías secas sobre la cordillera occidental de los Andes peruanos no son consistentes con las anomalías negativas de OLR, las anomalías de viento del este sobre los Andes peruanos solo intensifican el flujo de humedad de la Amazonía hacia la cordillera oriental de los Andes peruanos. Por esta razón, la MJO, en sus RMM Fases 2 + 3, no provoca necesariamente lluvias en la cordillera occidental de los Andes peruanos en la escala intraestacional.

Finalmente, las Figuras 2g-h exhiben que las RMM Fases 6 + 7 reproducen los patrones de anomalías de lluvias y circulación atmosférica de gran escala en los niveles altos asociados con las RMM Fases 2 + 3, pero de signos y direcciones opuestos.

4. Comentarios finales

Estos resultados indican que la MJO reduce las lluvias sobre el Altiplano bajo las RMM Fases 8 + 1 vía el amortiguamiento del flujo de humedad de la Amazonía hacia el Altiplano (Garreaud, 1999). Este proceso es acarreado por el debilitamiento y desplazamiento hacia el sureste de la Alta de Bolivia, posiblemente asociado a la intensificación de la zona de convergencia del Pacífico Sur, la cual emite trenes de onda Rossby hacia el Altiplano en los niveles troposféricos altos (Fernandes y Grimm, 2023). Las RMM Fases 4 + 5 presentan los mismos patrones de anomalías de lluvias y vientos en los niveles altos asociados con las RMM Fases 8 + 1, pero en sentido contrario (de opuestos signos y direcciones). Por otra parte, la MJO provoca lluvias sobre la cordillera oriental de los Andes peruanos bajo las RMM Fases 4 + 5 a través del reforzamiento del flujo de humedad del este. Este reforzamiento es inducido por la preponderancia de convección profunda sobre todo el océano Índico, la cual intensifica el flujo zonal sobre África y América del Sur en la tropósfera alta. Las RMM Fases 6 + 7 exhiben los mismos patrones de lluvias y circulación atmosférica asociados con las RMM Fases 2 + 3, pero en sentido contrario (opuestos signos y direcciones).

Debido a que la MJO no causa necesariamente lluvias en algunas partes de los Andes peruanos tal como la cordillera occidental, se necesita un estudio más profundo sobre otros fenómenos de gran escala con una variabilidad intraestacional para monitorearlos y, así, reducir sus impactos sobre los Andes peruanos.

Referencias

- Alvarez, M. S., Vera, C.S., Kiladis, G. N. & Liebmann, B. (2016). Influence of the Madden-Julian oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Climate Dynamic*, 46(1), 245–262. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2581-6>.
- Aybar, C., Fernandez, C., Huerta, A., Lavado, W., Vega, F. & Felipe-Obando, O. (2020). Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*, 65, 770–785. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1649411>
- Chen, T. S., Weng, S. P. & Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian high-Nordeste low system. *Journal of Atmospheric Sciences*, 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).

- Fernandes, L. G. & Grimm, A. M. (2023). ENSO modulation of the global MJO and its impacts on South America. *Journal of Climate*, 1-48. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0781.1>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdín, J., Shukla S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A. & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Science Data*, 2:150066 [10.1038/sdata.2015.66](https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66)
- Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Monthly Weather Review*, 127, 901–21. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2)
- Garreaud, R., Vuille, M. & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 194, 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)
- Kalnay, E., Kanamitsu, R., Kistler, R., ..., Jenne, R. & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 77, 437–472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Labat, D., Ronchail, J. & Guyot, J. L. (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 2—Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*, 314, (1–4):289–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.004>
- Labat, D., Espinoza, J. C., Ronchail, J., Cochonneau, G., de Oliveira, E., Doudou, J. C. & Guyot, J. L. (2012). Fluctuations in the monthly discharge of Guyana shield rivers, related to Pacific and Atlantic climate variability. *Hydrological Sciences Journal*, 57(6), 1–11. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.695074>
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50-day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29, 1109–1123. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2)
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1994). Observations of the 40–50-day tropical oscillation: a review. *Monthly Weather Review*, 122: 814–837. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0814:OOTDTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDTP>2.0.CO;2)
- MJO Index “An All-season Real-time Multivariate MJO Index.” (2 de enero del 2023). <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>
- Matthews, A. J., Hoskins, B. J., Slingo, J. M. & Blackburn, M. (1996). Development of convection along the SPCZ within a Madden-Julian oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 122, 669–688. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253106>
- Mayta, V. C., Ambrizzi, T., Espinoza, J. C. & Silva Días, P. L. (2019). The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *International Journal of Climatology*, 39:343–360. <https://doi.org/10.1002/joc.5810>
- Mayta, V. C. (2019). Impactos de la oscilación de Madden–Julian en la variabilidad de la lluvia intraestacional del Amazonas. Boletín técnico: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño, Instituto Geofísico del Perú, 6 (10), 5-8.
- Recalde-Coronel, G. C., Zaitchik, B. & Pan, W. K. (2020). Madden-Julian Oscillation influence on sub-seasonal rainfall variability on the west of South America. *Climate Dynamics*, 54(3-4): 2167–2185. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05107-2>
- Sulca, J., Vuille, M. & Dong, B. (2022a). Interdecadal variability of the austral summer precipitation over the Central Andes. *Frontier of Earth Sciences*, 10, 954954. <https://doi.org/10.3389/fear.2022.954954>
- Sulca, J., Takahashi, K., Tacza, J., Espinoza, J. C. & Dong, B. (2022b). Decadal variability in the austral summer precipitation over the Central Andes: Observations and the empirical-statistical downscaling model. *International Journal of Climatology*, 1–29. <https://doi.org/10.1002/joc.7867>
- Torrence, C. & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorology 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)
- van der Wiel, K., Matthews, A. J., Joshi, M. M. & Stevens, D. P. (2016). The influence of diabatic heating in the South Pacific Convergence Zone on Rossby wave propagation and the mean flow. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 142: 901–910. <https://doi.org/10.1002/qj.2692>
- Wheeler, M. C. & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132, 1917–1932. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2)
- Wilks, S. D. (2011). Statistical methods in the atmospheric sciences. In: Dmowska, R., Hartmann, D. and Rossby, H.T. (Eds.), *International Geophysics Series*, Vol. 100. San Diego, CA, USA: Academic Press.