

Impactos de la concurrencia de la Oscilación Madden-Julian (MJO) y de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) en las temperaturas mínimas de verano en los Andes centrales del Perú



MSc Juan Sulca
INVESTIGADOR ASOCIADO DEL
INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ
(IGP)

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 Hidrosfera del IGP. Es autor de artículos publicados en revistas científicas internacionales y, recientemente, su investigación está enfocada en los impactos del ENOS en las lluvias de América del Sur a través de teleconexiones atmosféricas.



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



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



Ken Takahashi, Ph.D
INVESTIGADOR
CIENTÍFICO
DEL INSTITUTO
GEOFÍSICO DEL
PERÚ (IGP)



Dr. Jhan Carlo Espinoza
INVESTIGADOR
CIENTÍFICO
DEL INSTITUTO
GEOFÍSICO DEL
PERÚ (IGP)



Dra. Yamina Silva
INVESTIGADORA
CIENTÍFICA DEL
INSTITUTO GEOFÍSICO
DEL PERÚ (IGP)



MSc Grace Trasmonte



Ricardo Zubieta, Ph.D.
INVESTIGADOR
CIENTÍFICO DEL
INSTITUTO GEOFÍSICO
DEL PERÚ (IGP)

INTRODUCCIÓN

La Cuenca del río Mantaro (CM) está localizada en los Andes centrales del Perú ($10^{\circ}34'-13^{\circ}35'S$, $73^{\circ}55'-76^{\circ}40'W$) cubriendo un área aproximada de $34,550 \text{ km}^2$ (Figura 1). La CM es una región andina muy compleja, con alturas que varían entre 500 y 5,350 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m), donde su altura media es de 3,800 m.s.n.m. La CM frecuentemente registra eventos fríos extremos que dañan los cultivos locales (Trasmonte et al., 2008), Sulca et al. (2018b) demostró que las anomalías negativas de la temperatura mínima asociadas a estos episodios de frío extremo pueden cubrir una mayor área que la misma Cuenca (ver la Figura 3a de Sulca et al., 2018b).

La Oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) es una circulación atmosférica anómala de gran escala, la cual es originada en la región occidental del Océano Índico y está confinada en los trópicos, asimismo, tiene la característica de propagarse hacia el este con una velocidad aproximada de 5 a 10 m/s. La MJO tiene periodos de entre 30 y 90 días (Madden and Julian, 1972; 1994) y su máxima intensidad ocurre dos veces al año: verano y otoño del hemisferio sur. Si bien siempre se ha buscado distintas formas de identificar estas oscilaciones, en la actualidad existe un índice muy usado que es denominado Real-time Multivariate MJO (RMM). Este índice se obtiene de las dos primeras componentes principales que resultan de aplicar las Funciones Empíricas Ortogonales a la data diaria

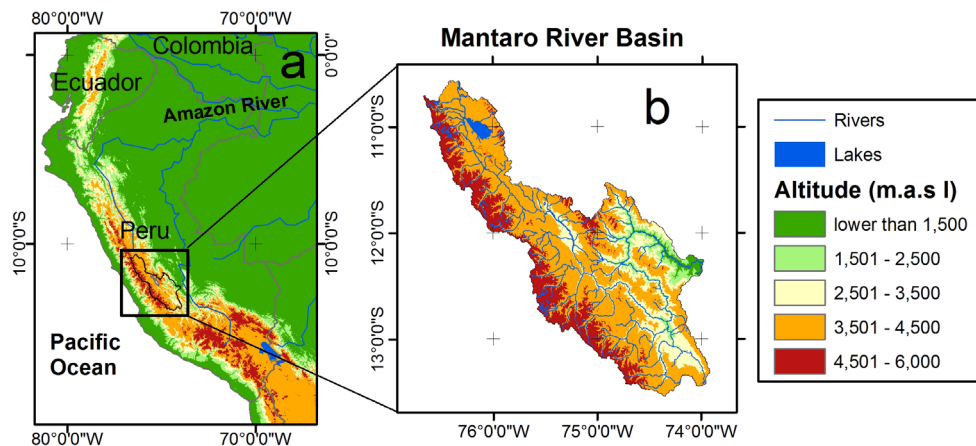


Figura 1. Localización de la cuenca del Mantaro: (a) localización del Perú y (b) localización de la Cuenca del Mantaro. Adaptado de Sulca et al. (2018b).

filtrada (sin influencia estacional e interanual) de vientos zonales a 850hPa y 200hPa, así como al OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) en la franja ecuatorial (Wheeler y Hendon, 2004; de aquí en adelante WH2004). Asimismo, en ese mismo documento, se establece las llamadas fases (8), que representan la localización de la fase activa de la MJO (de aquí en adelante, cuando se mencione fases éstas se referirán a las de la MJO).

WH2004 explica que para el verano del hemisferio sur (Figura 2), la fase 1 representa el decaimiento de un episodio MJO en el Pacífico central, mientras que un incremento de convección de un evento MJO es observado en África y el Océano Índico occidental. Durante las siguientes Fases, la convección sobre el Océano Índico se desarrolla y 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 Pacífico, está localizada dentro de los vientos del oeste. En contraste, las fases 1 y 2 presentan una profunda convección sobre el Océano Índico occidental, lo que contribuye a la formación de los trenes de onda Rossby de latitud media que se propagan hacia la parte más austral del continente sudamericano (ver la Figura 14.1 de Roundy, 2012).

Si bien estas oscilaciones están muy relacionadas al ENSO, pocos estudios existen sobre los impactos de las mismas en la temperatura mínima diaria sobre el continente sudamericano. Para el Perú, Álvarez et al.

Localización de las fases de la MJO

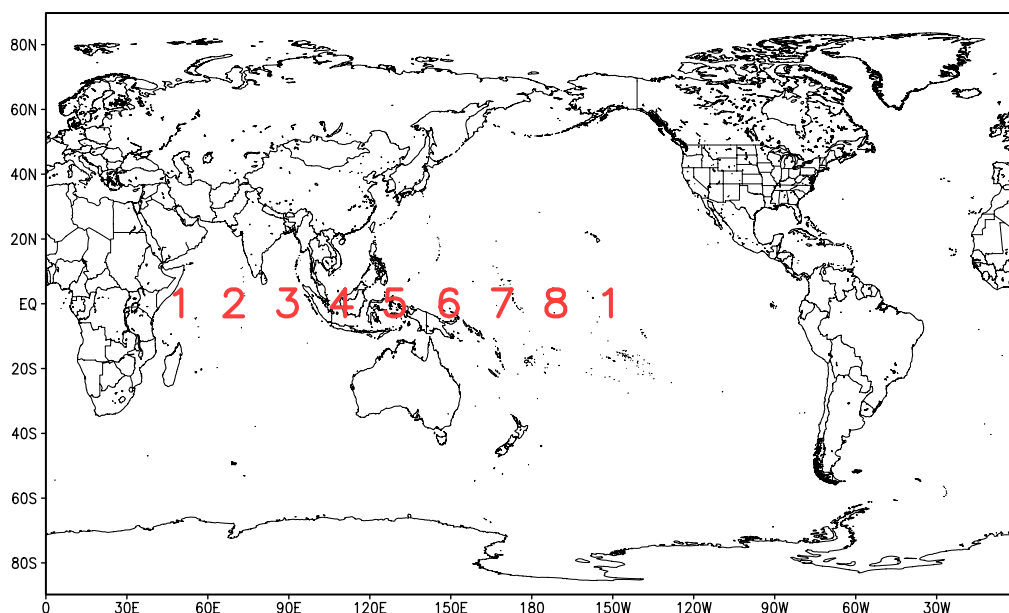


Figura 2. Localización de las fases de la Oscilación Madden-Julian. Adaptado de Donald et al. (2004).

(2016) documentó que las fases 8, 1, 2 y 3 (f8123) inducen anomalías negativas de la temperatura mínima diaria durante el verano. Alvarez et al. (2016) también mostró que las f8123 tienen diferentes patrones de circulación regional sobre América del Sur (SA), lo que causó la identificación de dos mecanismos diferentes. El primero está asociado con una intensificación de la subsidencia a gran escala sobre los Andes peruanos como consecuencia de la mayor actividad convectiva sobre la parte tropical de SA, lo cual es el resultado de una propagación hacia el este de la MJO desde el Océano Pacífico del oeste hacia la parte tropical de SA. El segundo mecanismo está relacionado con la propagación hacia el Ecuador de las ondas Rossby a lo largo de las montañas de los Andes, lo que induce a una disminución de la temperatura de la superficie de los Andes.

El Niño–Oscilación Sur (ENOS) es un fenómeno acoplado entre el océano y la atmósfera que se desarrolla en el Pacífico tropical y tiene impactos en el clima a nivel mundial. El Niño y La Niña representan la fase positiva (caliente) y negativa (fría) del ENOS, respectivamente. Los cambios de la circulación de gran escala, asociados con las condiciones de El Niño y La Niña, han sido documentados alrededor del mundo a través de las teleconexiones atmosféricas y oceánicas, las cuales inducen impactos significativos en la sociedad y sistemas naturales (McPhaden et al., 2006). Para América del Sur, Vuille et al. (2000) and Garreaud et al. (2003) documentaron que las condiciones cálidas sobre el Pacífico central están asociadas con un incremento de la temperatura del aire de Sudamérica, al norte de 20°S, la cual cubre los Andes peruanos. Lo opuesto ocurre durante los eventos de La Niña.

La relación entre ENOS y la MJO ha sido estudiado extensamente (Kessler, 2001; Moon et al., 2011; y otros). Moon et al. (2011) documentaron que El Niño, por un lado, favorece la propagación al este de la MJO desde la fase 5 al 8, mientras que por el otro lado inhibe la propagación de la MJO durante las fases 1-4 debido a que El Niño induce una intensa baroclinicidad meridional, la cual debilita los flujos altos del Este sobre la parte ecuatorial y tropical de Sudamérica. Contrariamente, La Niña intensifica los flujos altos del Este sobre la parte ecuatorial y tropical del continente sudamericano y así inhibe la MJO sobre la parte ecuatorial y tropical de América del Sur entre las fases 5 y 8. Lo opuesto es observado desde la fase 1 a la 4 durante La Niña.

Existen pocos estudios sobre los impactos combinados de los eventos de ENOS y las fases de la MJO en las anomalías de temperatura mínima sobre SA durante el verano. Por ejemplo, Shimizu y Ambrizzi (2016) señalaron que El Niño debilita las anomalías negativas de la temperatura mínima (Tmin) en los Andes centrales y del sur de Perú durante la fase 1. Por el contrario, La Niña fortalece las anomalías negativas de la Tmin presentes en los Andes centrales de Perú en la fase 1. La Niña también induce anomalías negativas de Tmin en

todos los Andes peruanos y el Altiplano boliviano en la fase 3. La falta de anomalías de Tmin estadísticamente significativas sobre los Andes centrales peruanos durante las otras fases concurrentes con los eventos El Niño y La Niña se atribuyen a la resolución inadecuada de los datos de *reanalysis* sobre la compleja topografía de las montañas de los Andes. Lo último fue verificado en Sulca et al. (2018b), quienes compararon datos grillados del reanálisis y PISCO. Ellos mostraron que en algunos casos de eventos fríos extremos en los Andes centrales peruanos el *reanalysis* registra anomalías positivas de la Tmin mientras que anomalías negativas son registradas por los datos PISCO.

Por lo tanto, el presente estudio tiene por objetivo caracterizar los patrones de anomalías de Tmin cuando coinciden la MJO y las diferentes fases del ENOS durante el verano. La principal expectativa de este estudio es proporcionar material para la mejora del sistema de monitoreo de eventos fríos extremos en los Andes centrales peruanos y así reducir los daños en los cultivos locales.

DATOS Y METODOLOGÍA

En este trabajo se usan datos grillados para el periodo 1981–2016 de Tmin diaria obtenidos de la base de datos denominada PISCOt (Peruvian-interpolated data of the SENAMHI's climatological and hydrological observations, Huerta et al., 2017), la cual tiene una resolución horizontal de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ y está basado en las estaciones de Tmin diaria del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), la cual está disponible para el público en general en el siguiente link: ftp://ftp.senamhi.gob.pe/PISCO_temperatura.

Las condiciones ENOS son definidas de acuerdo a un índice oceánico El Niño de la NOAA. Por lo cual, cada año es categorizado como Neutral, El Niño o La Niña. Información de este índice puede ser obtenido del siguiente link: (http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).

Las fases de la MJO son definidos en base al índice Real-time Multivariate MJO (WH2004) que son proporcionados libremente en <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>.

Por último, se usa el criterio de compuestos para identificar los patrones de anomalías de Tmin sobre la CM. Nosotros también aplicamos el Student's t-test (Wilks, 2011) para establecer la significancia estadística de los compuestos.

RESULTADOS

Un análisis de compuestos de las anomalías de la Tmin en todo el Perú en EFM para cada fase de la MJO asociados con los años neutros para evaluar el impacto

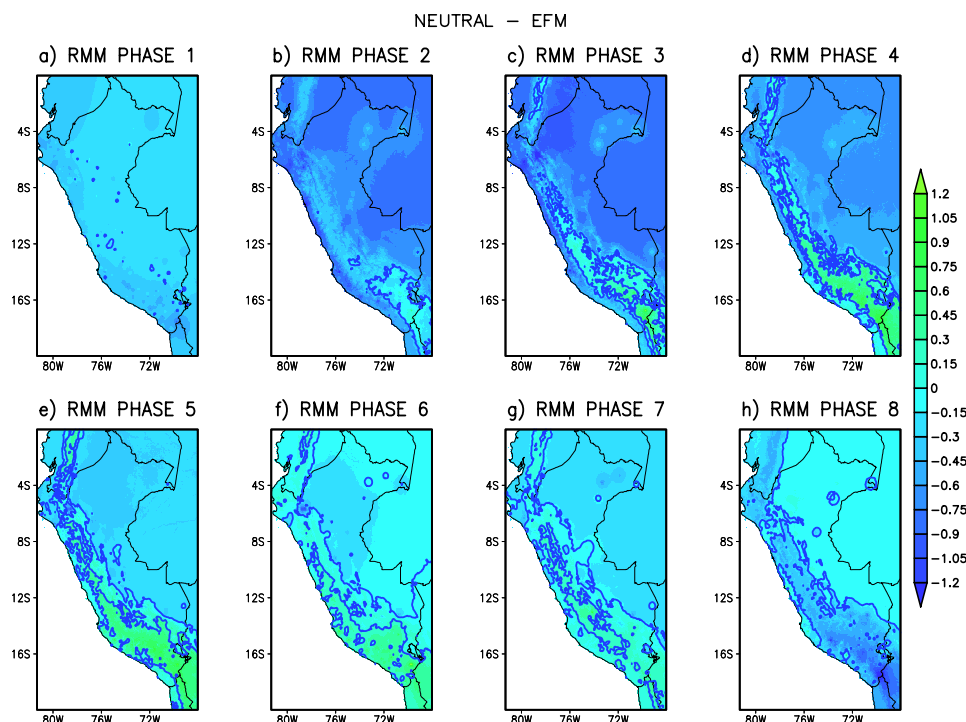


Figura 3. Compuestos de anomalías de temperatura mínima diaria para cada fase de la MJO durante los años neutrales en la estación de verano (enero-febrero-marzo) para el periodo 1980-2010. Líneas azules representan anomalías de temperatura mínima al 90% de nivel de confianza. El intervalo de los contornos es 0.15°C y el que corresponde a cero es omitido. Datos grillados de temperatura mínima de PISCOt-SENAMHI fueron usados en este análisis. Adaptado de Sulca et al. (2018b).

de cada fase en las anomalías de EFM Tmin sobre los Andes peruanos son mostrados en la Figura 3. Las Figuras 3a, b, g, h muestran anomalías negativas de Tmin en los Andes centrales peruanos desde la fase 7 a la 2, pero son más débiles y más fuertes en la fase 7 y en la fase 1, respectivamente. Las Figuras 3g, h también

muestran que las anomalías negativas de Tmin en las fases 7 y 8 están limitadas sobre la cuenca del Mantaro, mientras que las fases 1 y 2 registran anomalías negativas de Tmin en todo los Andes peruanos. No obstante, las anomalías de Tmin observadas en el conjunto de datos PISCOt durante las fases 7, 8, 1 y 2

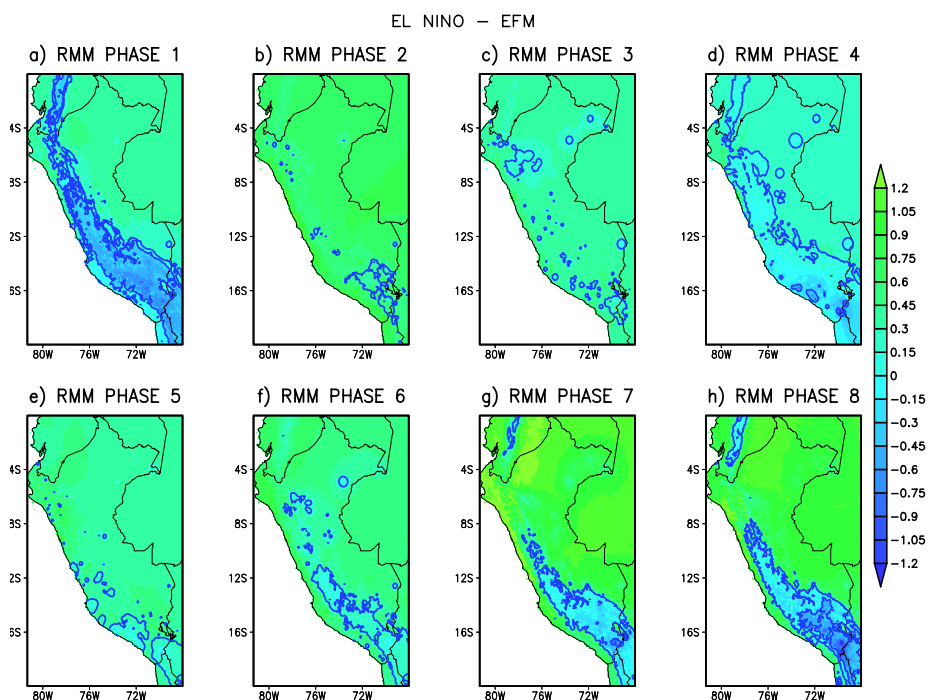


Figura 4. (a-h) como en la Figura 3, pero durante los años El Niño. Adaptado de Sulca et al. (2018b).

son más débiles que la intensidad de los eventos de frío extremo en la CM documentados en Sulca et al. (2018b). Al contrario, las Figuras 3c-f muestran que las anomalías positivas de Tmin están presentes en los Andes peruanos centrales desde la fase 3 a la 6, pero las anomalías más débiles y más fuertes se observan en las fases 3 y 4, respectivamente. Las Figuras 3d – f muestran que las fases 4, 5 y 6 registran anomalías positivas de Tmin a lo largo de los Andes tropicales desde el norte de Chile hasta Ecuador, mientras que las anomalías positivas de Tmin se limitan a la cuenca del Mantaro en la fase 3. Anomalías de Tmin sobre los Andes centrales peruanos en las fases 3 y 7 son opuestos con respecto a los documentados en Alvarez et al. (2016). Esta contradicción es probablemente causada por la mayor densidad de estaciones usadas en la generación de los datos grillados PISCOt.

Además, se realizó un análisis de compuestos de las anomalías de Tmin durante cada fase MJO para los eventos El Niño y La Niña (Figuras 4 y 5, respectivamente). Durante El Niño, las Figuras 4a, g, h muestran anomalías negativas de Tmin en los Andes tropicales desde el norte de Chile hasta Ecuador, pero los valores más fríos de Tmin se observan en las fases 7, 8 y 1. El Niño intensifica la baroclinicidad meridional que induce un flujo anómalo del oeste sobre la parte ecuatorial y subtropical de SA en los niveles troposféricos altos, que refuerza la propagación del MJO hacia el este durante las fases 7, 8 y 1 (Garreaud et al., 2003; Moon et al., 2011; Sulca et al., 2018a). La intensificación de la baroclinicidad meridional también fortalece la subsidencia de gran escala sobre los Andes

centrales peruanos durante la fase 1 (Moon et al., 2011; Shimizu y Ambrizzi, 2016). Contrariamente, las Figuras 4c-f ilustran que las anomalías positivas de Tmin están presentes en los Andes centrales peruanos desde la fase 3 a la 6, pero sólo cubren todo el Perú durante las fases 5 y 6. Estos resultados son consistentes con el efecto de un calentamiento alrededor de la tropósfera tropical durante El Niño.

Con respecto a La Niña, las Figuras 5h, a, b, c muestran que las anomalías negativas de Tmin prevalecen sobre los Andes centrales peruanos en las fases 8, 1, 2 y 3; pero son más débiles que en los años Neutrales y El Niño. Estos resultados son consistentes con el efecto de una disminución de la baroclinicidad meridional, la cual intensifica el flujo del este en los niveles altos de la tropósfera sobre el Perú durante La Niña (Garreaud et al., 2003; Moon et al., 2011; Sulca et al., 2018a). Este flujo del este en los niveles troposféricos altos favorecen el ingreso de humedad desde la cuenca Amazónica hacia los Andes centrales peruanos, lo cual favorece e intensifica la convección profunda y la cobertura nubosa (Garreaud et al., 2003), que tiende a reducir el enfriamiento radiativo en horas de la noche y madrugada. Opuestamente, las fases 4, 5, 6 y 7 presentan anomalías positivas de Tmin en los Andes centrales peruanos (Figuras 5d-g). Las anomalías positivas de Tmin se limitan en los Andes centro-sur peruanos durante las fases 4 y 7 (Figura 5d, g), mientras que las fases 5 y 6 presentan anomalías positivas de Tmin en todo los Andes tropicales desde el norte de Chile hasta Ecuador (Figuras 5e, f).

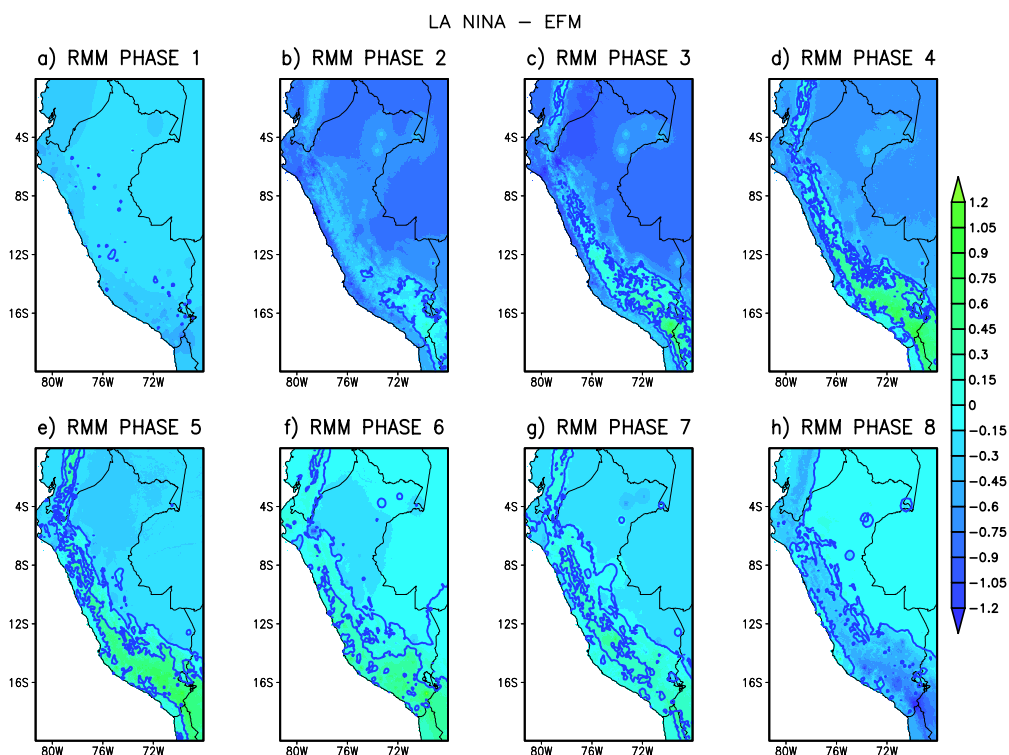


Figura 5. De la (a) a la (h) es como en la Figura 3 pero durante los años La Niña. Adaptado de Sulca et al. (2018b).

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. *Clim Dyn.* 46(1): 245–262. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2581-6>.
- Donald, A., Meinke, H., Power, B., Wheeler, M., Ribbe, J. (2004) Forecasting with the Madden-Julian Oscillation and the applications for risk management. In: 4th International Crop Science Congress (ISCC 2004). New Directions for a Diverse Planet, 26 Sep-1 Oct 2004. Brisbane, Australia. <https://eprints.usq.edu.au/1140/>
- Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A. (2003) The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 194: 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4).
- Huerta, A., Lavado-Casimiro, W., Aybar, C. and Sabino, E. (2017) Desarrollo de datos grillados de temperatura diaria en Perú. Lima: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.
- Instituto Geofísico del Perú. (2005) Atlas Climatológico de precipitaciones y temperaturas en la Cuenca del Mantaro. Lima: Fondo Editorial CONAM.
- Kessler, W.S. (2001) EOF representations of the Madden-Julian Oscillation and its connection with ENSO. *J Climate.* 14: 3055–3061. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3055:EROTMJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3055:EROTMJ>2.0.CO;2).
- McPhaden, M.J., Zebiak, S.E. and Glantz, S.E. (2006) ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science.* 314(5806): 1740–1745.
- Madden, R.A., Julian, P.R. (1972) Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40–50 day period. *J Atmos Sci.* 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 RA, Julian PR. (1994) Observations of the 40–50 day tropical oscillation: a review. *Mon Wea Rev.* 122: 814–837.
- Moon, J.Y., Wang, B., Ha, K-J. (2011) ENSO regulation of MJO teleconnection. *Clim Dyn.* 37: 1133–1149. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0902-3>.
- Roundy, P.E. (2012) Tropical–extratropical interactions. In: Lau, W.K.-M. and Waliser, D.E. (Eds.) *Intraseasonal Variability of the Atmosphere–Ocean Climate System*, 2nd edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: Springer, pp. 497–512.
- Shimizu, M.H., Ambrizzi, T. (2016) MJO influence on ENSO effects in precipitation and temperature over South America. *Theor Appl Climatol.* 124(1–2): 291–301. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1421-2>.
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.C., Vuille, M., Lavado-Casimiro, W. (2018a) Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *Intl J Climatol.* 38(1): 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>.
- Sulca, J., Vuille, M., Roundy, P., Takahashi, K., Espinoza, J-C., Silva, Y., Trasmonte, G., Zubieta, R. (2018b) Climatology of extreme cold events in the central Peruvian Andes during austral summer: origin, types and teleconnections. *Q J R Meteorol Soc.* <https://doi.org/10.1002/qj.3398>
- Trasmonte, G., Chavez, R., Segura, B. and Rosales, J.L. (2008) Frost risks in the Mantaro river basin. *Advances in Geosciences*, 14, 265–270. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-265-2008>.
- Vuille, M., Bradley, R.S. and Keimig, F. (2000) Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J Geophys Res.* 105(12): 447–460. <https://doi.org/10.1029/2000JD900134>.
- Wheeler, M.C., Hendon, H.H. (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. *Mon Wea Rev.* 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.