

Influencia de ENOS en los eventos extremos de precipitación en los Andes centrales peruanos durante el verano



Juan Carlos 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 Hidrósfera del IGP. Es autor de '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.



Mathias Vuille, Ph.D.

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



Dra. Yamina Silva

DIRECTORA DE LA SUBDIRECCIÓN DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA E HIDRÓSFERA DEL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ (IGP)



Ken Takahashi, Ph.D.

PRESIDENTE EJECUTIVO DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERÚ (SENAMHI)

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Mantaro (CM) está ubicada en los Andes centrales del Perú ($10^{\circ}34'-13^{\circ}35'S$, $73^{\circ}55'-76^{\circ}40'W$) y cubre un área aproximada de 34 550 km²; su topografía es compleja y tiene altitudes que varían entre 500 y 5350 msnm. El periodo de lluvias se presenta durante el verano del hemisferio sur (diciembre-marzo) y está asociado con los vientos del este en los niveles altos de la tropósfera; mientras que los meses secos se asocian con los vientos del oeste (IGP, 2005a). Ocasionalmente, la CM registra episodios secos o húmedos de corta duración (i.e., algunos días), con impactos negativos en la población y la economía local, tales como inundaciones, daños

en los cultivos y en la infraestructura vial. Sin embargo, el conocimiento sobre los mecanismos físicos que ocasionan estos eventos extremos de precipitación en la CM aún es limitado.

La mayoría de los trabajos se han centrado en analizar las tendencias de los eventos extremos de precipitaciones en algunas regiones del Perú. Por ejemplo, Haylock et al. (2006) indican una tendencia de aumento de episodios lluviosos en el Ecuador y el norte del Perú, mientras que, en la región sur de este último, se observa una disminución. Para la CM, Silva et al. (2008), en el periodo 1971- 2000 encontraron una tendencia negativa del 2% década⁻¹ para la precipitación anual y de un 4% década⁻¹ para la temporada húmeda. Sin

embargo, ninguno de estos estudios realizaron un análisis de la relación entre los episodios extremos de lluvia y la circulación de gran escala.

El impacto del ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) en la variabilidad estacional de las precipitaciones en los Andes centrales del Perú es mejor comprendida. Por ejemplo, Silva et al. (2008) resaltaron que la fase positiva del ENOS (El Niño) inhibe las precipitaciones sobre la CM mientras que la fase negativa del ENOS (La Niña) favorece las precipitaciones. Por otro lado, existen pocos estudios sobre los impactos de las diferentes fases del ENOS en los eventos extremos de lluvias en los Andes centrales del Perú tales como la frecuencia de ocurrencia. Este conocimiento sobre la vinculación entre eventos extremos de lluvias en la CM y forzantes de gran escala, como el ENOS, podrían permitir el desarrollo de modelos de pronóstico a corto plazo.

Por ello, el objetivo central de este estudio es caracterizar los patrones de circulación atmosférica durante los episodios secos y lluviosos en época de verano en la cuenca del río Mantaro y su relación con el ENOS. La principal expectativa de nuestro estudio es que los resultados contribuyan al mejoramiento y desarrollo de técnicas de pronóstico de los eventos de lluvias extremas en los Andes centrales del Perú.

DATA Y METODOLOGÍA

Para este trabajo se usan datos grillados para el periodo 1965–2002 de viento horizontal, velocidad vertical, humedad específica, radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) y altura geopotencial a 850 hPa y 200 hPa del *reanalysis* NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996), con una resolución horizontal de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Para caracterizar los patrones de precipitación sobre el hemisferio sur durante el periodo 1979–2002, se utilizaron datos grillados de precipitación en pentadas (promedio de 5 días consecutivos) de la CPC *Merged Analysis of Precipitation* (CMAP; Xie and Arkin, 1997), el cual tiene una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

Las condiciones ENOS son definidas de acuerdo al índice oceánico El Niño de la NOAA. Por lo cual, cada año es categorizado como Neutral, El Niño o La Niña (http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).

Por último, se usa el criterio de compuestos para identificar los patrones de circulación atmosférica y de precipitación asociados con eventos extremos de lluvias en la CM. Se aplicó el *Student's t-test* (Wilks, 2011) para establecer la significancia estadística de los compuestos.

CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS DE LOS EVENTOS EXTREMOS DE LLUVIAS EN VERANO EN LA CM

Durante el periodo de estudio se identificaron 58 episodios secos y 43 episodios lluviosos en la CM con una duración promedio de 7.24 y 3.54 días, respectivamente.

Los resultados de los compuestos para los episodios secos y lluviosos en la CM incluyen patrones de anomalías de vientos a 200 y 850 hPa; humedad específica a 850 hPa; y OLR, los cuales son mostrados en la Figura 1. La Figura 1a muestra que los episodios secos en la CM se caracterizan por presentar un dipolo de OLR con anomalías positivas sobre el área de estudio, asimismo, existen anomalías negativas de OLR sobre el noreste de Brasil (NEB). Las anomalías positivas también muestran que las condiciones secas y reducción de actividad convectiva afectan a una región más grande. Por lo tanto, los episodios secos están relacionados con anomalías de la circulación de gran escala, al mismo tiempo que inducen una mayor actividad convectiva sobre NEB, potencialmente relacionada con un cambio de la posición de la Zona de Convergencia del Atlántico del Sur (ZCAS) hacia el noreste. Durante los episodios lluviosos (Fig. 1b), las anomalías de la OLR se invierten, aunque el área de mayor actividad convectiva es más extensa y afecta a toda la región de los Andes centrales, desde Colombia hasta el norte de Argentina. Nuevamente, se puede observar un polo de anomalías positivas de OLR al este de Brasil, que se extiende sobre la ZCAS.

Las anomalías de OLR en ambos tipos de episodios están claramente vinculadas con anomalías del viento zonal de gran escala en la tropósfera alta sobre los Andes peruanos. La Figura 1b muestra que las anomalías del viento del oeste prevalecen sobre los Andes centrales a 200 hPa durante los episodios secos en la CM, evidenciando un debilitamiento de la Alta de Bolivia (BH, siglas en inglés). Al mismo tiempo que las anomalías positivas de altura geopotencial y vientos del sur son observados en la baja del noreste (NL, por sus siglas en inglés), las cuales están asociadas con un aumento de la actividad convectiva en el NEB. La circulación ciclónica anómala con centro en 15°S y 50°W , junto con las anomalías anticiclónicas en el Atlántico tropical y la convergencia de vientos en el Atlántico, son características de una ZCAS intensificada (Carvalho et al., 2004). Durante episodios lluviosos, los vientos sobre la CM se invierten esencialmente (Fig. 1d), mientras que las anomalías negativas de altura geopotencial y una circulación anticiclónica anómala prevalecen sobre la NEB. Estas anomalías de circulación observadas durante los episodios secos y lluviosos en la CM son consistentes con un debilitamiento e intensificación

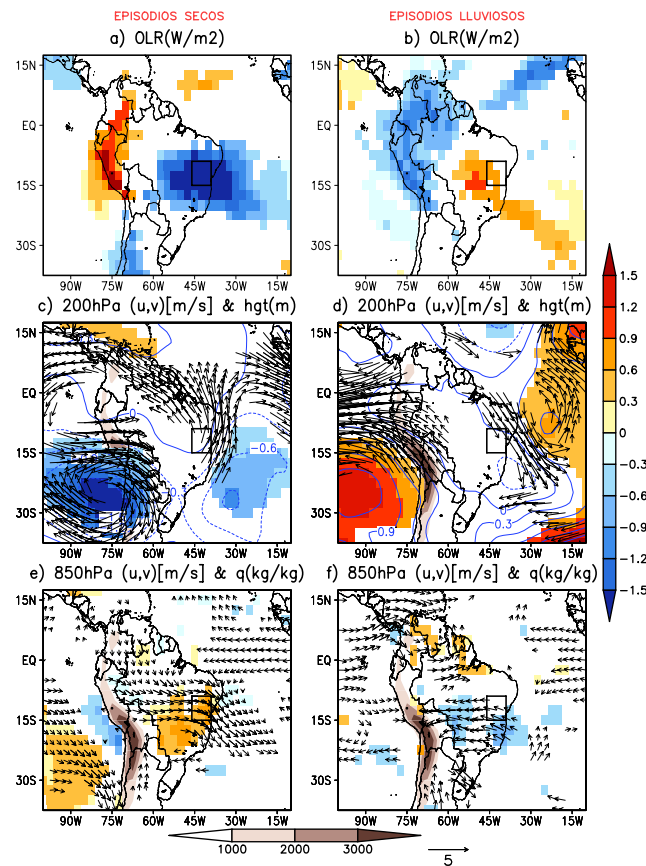


Figura 1. Compuestos asociados a (a, c y e) episodios secos y (b, d y f) lluviosos en la cuenca del río Mantaro durante el verano: (a y b) anomalías de OLR (W/m^2), (c y d) anomalías de vientos (m/s) y altura geopotencial (m) a 200 hPa, y (e y f) anomalías de vientos y humedad específica a 850 hPa. Vectores en negrita representan anomalías de vientos estadísticamente al 95% de nivel de confianza. Sombras de colores representan anomalías de OLR, altura geopotencial y humedad específica estadísticamente al 95% de nivel de confianza. Anomalías de OLR (W/m^2) han sido escalado por un factor de 0.1. Círculo negro (Caja negra) representa la localización de la CM (NEB). Sombras grises representan la topografía de los Andes. Adaptado de Sulca et al. (2016).

del sistema Alta de Bolivia-baja del Noreste (BH-NL), respectivamente (Chen et al., 1999).

Las anomalías del viento del oeste durante los periodos secos todavía son evidentes a 500 hPa (Figura no mostrada) y se extienden a lo largo de Sudamérica

hacia el Atlántico tropical sur. Las anomalías de OLR se reflejan en las anomalías de humedad específica a los 500 hPa, donde nuevamente resalta la señal del dipolo entre la CM y el NEB (Figura no mostrada). Todos los resultados para la CM son respaldados por estudios previos acerca de las anomalías de la circulación

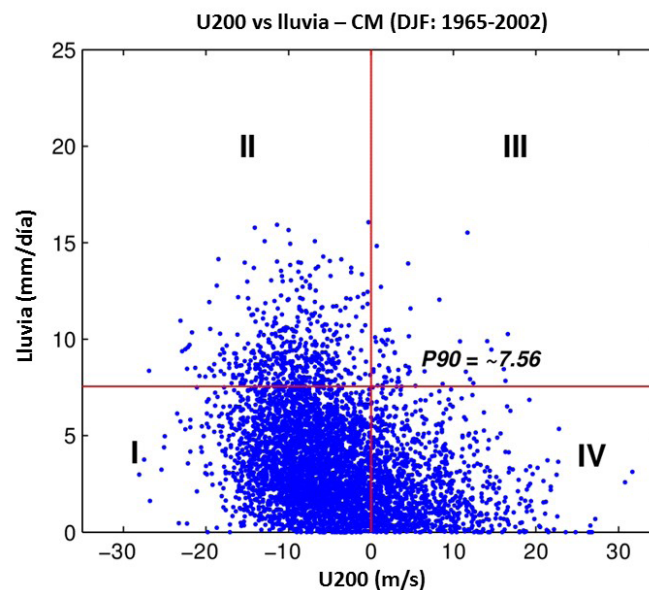


Figura 2. Relación entre el viento zonal (200 hPa) (m/s) en $12^{\circ}S$ y $75^{\circ}W$, y lluvias ($mm/día$) en la cuenca del río Mantaro. Análisis basado en datos diarios para el periodo 1965-2002. Adaptado de Sulca et al. (2016).

atmosférica, que están relacionadas con episodios secos y lluviosos en el Altiplano boliviano (Vuille, 1999; Garreaud, 1999; Garreaud et al., 2003), sugiriendo que estos mismos mecanismos de gran escala, los cuales controlan el transporte de humedad, también operan sobre los eventos extremos de precipitación en la CM. Sin embargo, curiosamente, también parece haber una relación entre los eventos extremos en la CM y la circulación de bajo nivel (i.e., 850 hPa) hacia el este (Figs. 1e, 1f). Durante los episodios secos en la CM, anomalías del viento del noroeste prevalecen sobre el sureste de la cuenca Amazónica, al este de los Andes centrales del Perú. Por el contrario, durante los episodios lluviosos en la CM, a 850 hPa las anomalías del viento del sureste prevalecen al sureste de la cuenca del río Amazonas.

Cabe destacar que la lluvia en la CM no tiene relación lineal simple con el viento zonal a 200 hPa (Fig. 2), como sí se encontró para el Altiplano boliviano (Garreaud et al. 2003). Claramente, las precipitaciones en la CM se pueden generar durante periodos de anomalías de vientos del este y oeste en los niveles troposféricos superiores. Los episodios lluviosos extremos (8mm/día, percentil 90), están casi exclusivamente vinculados a anomalías del viento del este en los niveles superiores (sector II), mientras que los episodios de vientos fuertes del oeste suprimen los periodos húmedos (sector III). Pero este análisis también muestra que existen muchos periodos de fuertes vientos del este en los niveles troposféricos altos, donde no se producen fuertes precipitaciones extremas (sector I). En consecuencia, los vientos del este en los niveles altos de la troposfera pueden ser un requisito, aunque no son un forzamiento suficiente, para generar episodios lluviosos en la cuenca del Mantaro.

lluvia en gran parte de los Andes centrales, mientras que las anomalías del signo opuesto se observan sobre el NEB. Sin embargo, son evidentes algunos signos tropicales adicionales, donde destacan las teleconexiones de gran escala de estos episodios secos. En el océano Pacífico, se registran anomalías negativas de lluvia en la parte occidental de la cuenca, mientras que un dipolo de precipitación se extiende de noroeste al sureste sobre el Pacífico Sur indicando una intensificación y un desplazamiento hacia el este de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS). La actividad convectiva reducida que es observada en el océano Pacífico occidental está de acuerdo con la relación positiva significativa entre el número de eventos secos por año y el índice Niño 3.4 durante el verano ($r = 0.474$, $p < 0.05$).

En consecuencia, los años El Niño favorecen la ocurrencia de episodios secos en la CM. Las anomalías de precipitación de gran escala observadas en los trópicos durante los eventos secos en la CM son consistentes con estudios previos, donde ambas configuraciones del África y el Pacífico inducen un debilitamiento del sistema BH-NL (por ejemplo, Chen et al., 1999; Hagos y Cook, 2005). Una simple estratificación de la frecuencia de ocurrencia de los episodios secos por año en la CM en cada fase del ENOS (Tabla 1) muestra que es más probable que ocurran durante las condiciones El Niño (2.20 eventos por año) en comparación con las condiciones La Niña (0.76 eventos por año). Por otro lado, la frecuencia de episodios lluviosos en la CM, pueden ocurrir más del doble de veces durante los eventos de La Niña que durante El Niño, pero no son significativos estadísticamente en ambas fases del ENOS.

IMPACTO DEL ENOS EN LA OCURRENCIA DE EVENTOS EXTREMOS DE LLUVIAS EN LA CM DURANTE EL VERANO

	El Niño (eventos por año)	La Niña (eventos por año)
CM eventos secos	2.2	0.76
CM eventos lluviosos	0.6	1.35

El compuesto de lluvia tropical (Fig. 3) que utiliza el CMAP (en pentadas) confirma que los episodios secos en la CM están asociados a anomalías negativas de

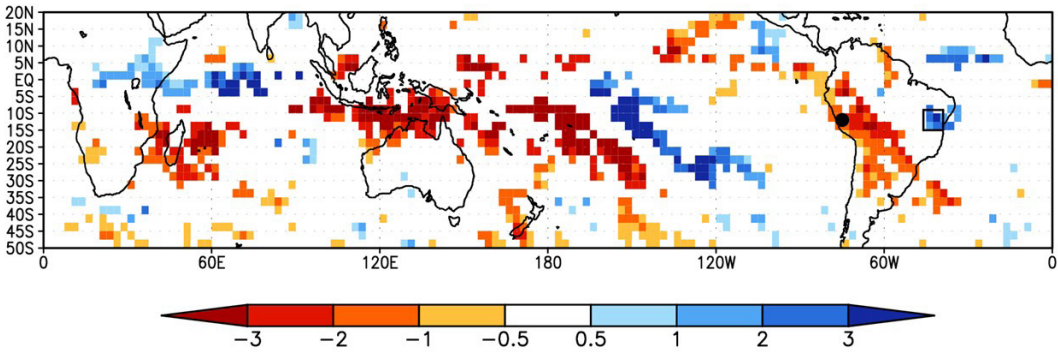


Figura 3. Anomalías de precipitación (mm/día) de verano (DJFM) durante episodios secos en la Cuenca del río Mantaro. Sombras de colores representan anomalías de precipitación significativas estadísticamente al 90% de nivel de confianza basado en la prueba t-Student. Círculo negro (Caja negra) representa la localización de la CM (NEB). Análisis basado en el periodo 1979-2002. Adaptado de Sulca et al. (2016).

CONCLUSIONES

El presente estudio muestra que los eventos extremos de lluvias (episodios secos y lluviosos) en la cuenca del río Mantaro en el periodo de verano están asociados a cambios de la intensidad del sistema BH-NL en los niveles altos de la troposfera de América del Sur. Por ejemplo, los episodios secos (lluviosos) en la CM están asociadas con una debilitamiento (intensificación) del flujo humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales del Perú por la presencia de anomalías de vientos del oeste (este) en todos los niveles troposféricos sobre los Andes centrales peruanos, evidenciando el debilitamiento (intensificación) del sistema BH-NL sobre América del Sur. Sin embargo, la existencia de anomalías del vientos del este sobre la CM en la alta troposfera no son condición suficiente para la ocurrencia de eventos extremos lluviosos, mientras que las anomalías de vientos del oeste sobre la CM en la alta troposfera inhiben las precipitaciones y nunca generarán un episodio lluvioso extremo. Estos resultados son consistentes con la aparente relación entre los vientos a niveles bajos al este de los Andes y los eventos extremos de precipitación en la CM.

Por otro lado, El Niño induce episodios secos en la CM y al mismo tiempo El Niño favorece la ocurrencia de episodios secos en una proporción doble que los eventos lluviosos. Por el contrario, La Niña favorece los episodios lluviosos en una proporción doble que los eventos secos, pero estas proporciones no son significativas estadísticamente.

A pesar que estos resultados son nuevos insumos para el desarrollo de pronósticos a corto tiempo de los eventos extremos de lluvias en la CM, todavía es necesario realizar más estudios para entender los procesos físicos regionales y locales asociados a los eventos extremos de lluvias en la CM para la estación de verano.

REFERENCIAS

- Carvalho, LMV, Jones C and B, Liebmann. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, 17, 88–108, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI.2.0.CO;2.
- Chen, T.-S., S.-P. Weng, and S, Schubert. 1999. Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian high–Nordeste low system. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2081–2100, doi:10.1175/1520-0469(1999)056,2081:MOASUT.2.0.CO;2.
- Instituto Geofísico del Perú. 2005. Atlas climatológico de precipitaciones y temperaturas en la Cuenca del Río Mantaro. Fondo Editorial del CONAM, Lima, Perú, 107 pp. [Available online at http://www.met.igp.gob.pe/publicaciones/2000_2007/Atlas_Climatico.pdf.]
- Garreaud, R. D. 1999. Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 901–921, doi:10.1175/1520-0493(1999)127,0901:MAOTSP.2.0.CO;2.
- Garreaud, R. D., M. Vuille, and A. C. Clement. 2003. The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 194, 5–22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4.
- Hagos, S. M., and K. H. Cook. 2005. Influence of surface processes over Africa on the Atlantic marine ITCZ and South American precipitation. *J. Climate*, 18, 4993–5010, doi:10.1175/JCLI3586.1.
- Haylock, M. R., and Coauthors. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512, doi:10.1175/JCLI3695.1.
- Kalnay, E., and Coauthors. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–472, doi:10.1175/1520-0477(1996)077,0437:TNYP.2.0.CO;2.
- Silva, Y., K. Takahashi, and R. Chavez. 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro River basin (central Peruvian Andes). *Adv. Geosci.*, 14, 261–264, doi:10.5194/adgeo-14-261-2008.
- Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 19, 1579–1600, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14,1579::AID-JOC441.3.0.CO;2-N.
- Wilks, S. D. 2011. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 3rd ed. International Geophysics Series, Vol. 100, Academic Press, 676 pp.
- Xie, P., and P. A. Arkin. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539–2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078,2539:GPAYMA.2.0.CO;2.