

DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

MODELO DE DOWNSCALING EMPÍRICO-ESTADÍSTICO PARA LAS LLUVIAS DE VERANO DEL PERÚ

Juan Sulca ¹, Mathias Vuille ², Oliver Elison Timm ², Bo Dong ³, Ricardo Zubieta ¹

RESUMEN

La precipitación es una de las variables más difíciles de estimar utilizando predictores de gran escala. Para el Perú, esta tarea es aún más desafiante, dada la compleja topografía de los Andes. Una posible mejora de las estimaciones se logra con el desarrollo de modelos de downscaling empírico-estadístico (ESD, por sus siglas en inglés), pero tales modelos aún son muy escasos en el país. Para abordar este problema, se propone el modelo ESD a fin de estimar la precipitación de verano (diciembre-enero-febrero [DEF]) sobre el Perú. El modelo ESD se basa en la técnica de regresión lineal múltiple para el período 1982-2016 y considera como predictores a los índices de convección del océano Pacífico ecuatorial, el océano Atlántico y las regiones convectivas.

Los análisis estadísticos muestran que el modelo ESD puede reproducir las anomalías de las precipitaciones observadas en la cordillera occidental de los Andes peruanos. No obstante, el modelo ESD no reproduce adecuadamente las precipitaciones de verano sobre la costa norte del Perú y en gran parte de la Amazonía peruana. Esto está, probablemente, asociado al limitado número de estaciones meteorológicas en muchas regiones del Perú, al corto periodo de calibración del modelo ESD y, también, a los forzantes locales que no fueron incluidos en la construcción del modelo ESD.

En particular, el modelo ESD reproduce correctamente las anomalías de la precipitación de DEF en toda la cuenca del Mantaro (CM), que se localiza en los Andes centrales del Perú, durante los tres episodios extremos de El Niño. Por ejemplo, las anomalías negativas (condiciones secas) sobre la CM en los episodios El Niño de 1982/83 y 2015/16 y las anomalías positivas (condiciones húmedas) predominantes durante El Niño 1997/98.

El artículo científico original se encuentra en: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0066.1>

Palabras clave: Modelo matemático, precipitación, Andes peruanos, Pacífico central y del este, océano Atlántico, sistemas convectivos de gran escala y América del Sur.

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
2. Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany-SUNY, Albany, New York, USA.
3. Department of meteorology, University of Reading, Reading, UK.

Citar como: Sulca, J., Vuille, M., Timm, O. E., Dong, B., & Zubieta, R. (2021). Características microfísicas de la precipitación en el valle del Mantaro, Junín. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 Nº 01. pág. 04-12.

INTRODUCCIÓN

Los tres episodios extremos de El Niño en 1982/83, 1997/98 y 2015/16 provocaron diferentes tipos de impactos en el Perú. Los dos primeros produjeron pérdidas significativas para la economía peruana como consecuencia de inundaciones y sequías (SENAMHI, 2014; Huggel et al., 2015; Rodríguez-Morata et al., 2018), mientras que el tercero causó impactos económicos relativamente menores (French y Mechler, 2017).

Si bien los diferentes tipos de El Niño se describen comúnmente a través de los índices canónicos Niño 1+2 y Niño 3.4, Takahashi et al. (2011) encontraron que la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico ecuatorial puede ser descrita a través de la superposición de la variabilidad del Pacífico central y oriental (índices C y E, respectivamente). Debido a que los índices C y E describen mejor la predominancia del Pacífico central u oriental en los eventos extremos El Niño 1982/83 y 1997/98, y que las intensidades de sus anomalías positivas son más diferenciadas que en el caso de los índices Niño 1+2 y 3.4 (ver la Figura 2 en Montecinos [2015]), nosotros usamos los índices C y E para el presente estudio.

Además, los índices C y E tienen impactos diferentes en la precipitación del Perú durante el verano (diciembre-enero-febrero [DEF]). Por ejemplo, Lagos et al. (2008), Lavado & Espinoza (2014) y Sulca et al. (2018), quienes usaron diferentes tipos de datos de precipitación, encontraron que El Niño central (índice C positivo) reduce las precipitaciones del verano austral a lo largo de los Andes occidentales del Perú. Por otro lado, El Niño oriental (índice E positivo) favorece las precipitaciones a lo largo de las costas del norte de Perú y sur de Ecuador, mientras que al mismo tiempo reduce las precipitaciones sobre el Altiplano peruano. Los eventos de La Niña central (índice C negativo) y oriental (índice E negativo) impactan en las mismas regiones mencionadas para los dos tipos de El Niño descritos, pero de manera contraria.

Sulca et al. (2018) también documentaron que los desplazamientos al oeste-este y norte-sur de la zona de convergencia del Pacífico sur ($latW$ y $latE$, respectivamente) y, por otro lado, la parte central y este de la zona de convergencia intertropical (ITCZc y ITCZe, respectivamente) están correlacionados con las precipitaciones de algunas regiones específicas del Perú durante el verano. Esto sugiere una mayor o menor incertidumbre a lo largo de los Andes que surge a partir de la representación de la lluvia de los modelos.

Concerniente al océano Atlántico, Vuille et al. (2000) no encontraron una influencia de la TSM del océano Atlántico en las lluvias de verano de los Andes centrales. Este resultado sugiere que los cambios de la TSM del océano Atlántico estarían modulando indirectamente las lluvias a través de los cambios de los flujos zonales sobre los Andes centrales en los niveles troposféricos altos. Por otro lado, Sulca et al. (2021) encontraron recientemente una relación negativa, estadísticamente significativa, entre las lluvias de la cordillera occidental de los Andes peruanos y la zona de convergencia del Atlántico sur (SACZ, por sus siglas en inglés) durante el verano. Este mismo estudio resalta que las lluvias de verano de los Andes del Perú son moduladas por diferentes forzantes de gran

escala; donde El Niño es el principal, ya que este describe mejor las anomalías del viento zonal sobre la cuenca del Mantaro (CM) en los niveles troposféricos altos (i. e., 200 hPa).

Por otro lado, la precipitación es la variable climatológica más difícil de pronosticar. El desafío es mayor en regiones con topografía compleja, tal como la del Perú, que contiene parte de los Andes tropicales. Para mejorar los pronósticos, se propone el uso de los modelos de downscaling estadísticos-empíricos (ESD, por sus siglas en inglés). Entre las experiencias previas en el uso de esta técnica se pueden mencionar los trabajos de Wu et al. (2018), quienes resaltaron que el índice Niño 3.4 no es suficiente para reproducir las lluvias de los Andes occidentales del sur del Perú a pesar de tener una alta correlación negativa con las lluvias de esta región. Yarleque et al. (2016) desarrollaron un modelo ESD que está basado en "ondeletas" para la reconstrucción de la precipitación en los Andes del sureste del Perú (i. e., Puno) en una escala de 10 días, usando datos de estaciones climatológicas y un producto satelital (i. e., índice de diferencia vegetativa normalizada).

Sin embargo, todos estos modelos matemáticos no han considerado como predictores a los índices de la TSM del océano Atlántico (30°N-40°S, 80°W-10°E; de ahora en adelante se denominará ATL) y la SACZ. Por lo tanto, el objetivo del presente estudio es la descripción de un modelo ESD que considere todos los índices de la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico (C, E y ATL) y los índices de las regiones convectivas sobre el océano Pacífico y América del Sur (i.e., latW, latE, ITCZc, ITCZe, SACZ) (Sulca et al., 2021). En particular, nos focalizaremos en la capacidad del modelo ESD para reproducir los episodios extremos de los eventos El Niño 1982/83, 1997/98 y 2015/16.

DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron los datos mensuales grillados del producto de precipitación llamado “Datos Interpolados de Observaciones Climatológicas e Hidrológicas del Perú” del SENAMHI (PISCO, por sus siglas en inglés), versión 1.0 (Lavado et al., 2016). Esta versión de PISCO tiene una resolución horizontal de 5 km x 5 km y cubre el periodo 1981-2016; asimismo, se basa en la red de pluviómetros del SENAMHI y lluvia estimada del satélite CHIRPS.

Se utilizaron dos índices de la variabilidad de la TSM en el Pacífico ecuatorial (C y E; Takahashi et al., 2011), los cuales son provistos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) (<http://met.igp.gob.pe/datos/EC.txt>). También se emplearon los dos índices de la SPCZ (latE, latW) e ITCZ (ITCZc e ITCZe), los que se definieron por primera vez en Sulca et al. (2018).

Para obtener la serie de tiempo del índice ATL se aplicó el método propuesto en Vuille et al. (2000) a los datos mensuales de HadISST (Rayner et al., 2003) para el período 1979-2016.

La serie del índice SACZ se calculó siguiendo la metodología de Barros et al. (2000). Para tal objetivo se usaron los datos mensuales grillados de radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) provenientes de la NOAA / NCEP (Liebmann & Smith, 1996).

Todos los análisis se basan en las anomalías, las cuales se obtienen de la diferencia entre los campos de diagnóstico de cada valor individual de DEF y el valor climatológico de DEF, considerando como periodo climatológico 1982-2011 (Wilks, 2011).

MODELO DE DOWNSCALING EMPÍRICO-ESTADÍSTICO (ESD)

La función “fitlm” en MATLAB se utilizó para calcular el modelo de regresión lineal múltiple (DuMouchel y O'Brien, 1989), el cual se basa en la técnica llamada regresión iterativa de mínimos cuadrados “reponderados” (Beaton y Tukey, 1974).

La ecuación del modelo ESD es:

$$y_{(i,j,t)} = \sum_{n=1}^8 \alpha_{(i,j,n)} X_{(n,t)} + \varepsilon_{(i,j,t)} \quad \dots (1)$$

donde $X_{(t)} = \{E, C, \text{latW}, \text{latE}, \text{ITCZc}, \text{ITCZe}, \text{ATL}, \text{SACZ}\}$; $Y_{(i,j,t)}$ representa la variable objetivo (el predictante) que varía con el tiempo t ; $X_{(n,t)}$ representa la serie de tiempo de 8 predictores; y $\alpha_{(i,j,n)}$ representa los parámetros de regresión de mínimos cuadrados (intersección del modelo MLR y pendiente de cada predictor, respectivamente). Los parámetros de regresión local (α_1 y α_2) son estimados minimizando el error del modelo $\varepsilon_{(i,j,t)}$. Los subíndices i y j representan la longitud y latitud, respectivamente.

El período de calibración fue 1982-2006 y el período de validación fue 2007-2016. La significancia estadística del modelo ESD se evaluó mediante la “prueba F”, la que se basa en una versión del Student-t para la técnica de regresión iterativa de mínimos cuadrados “reponderados” (Beaton y Tukey, 1974).

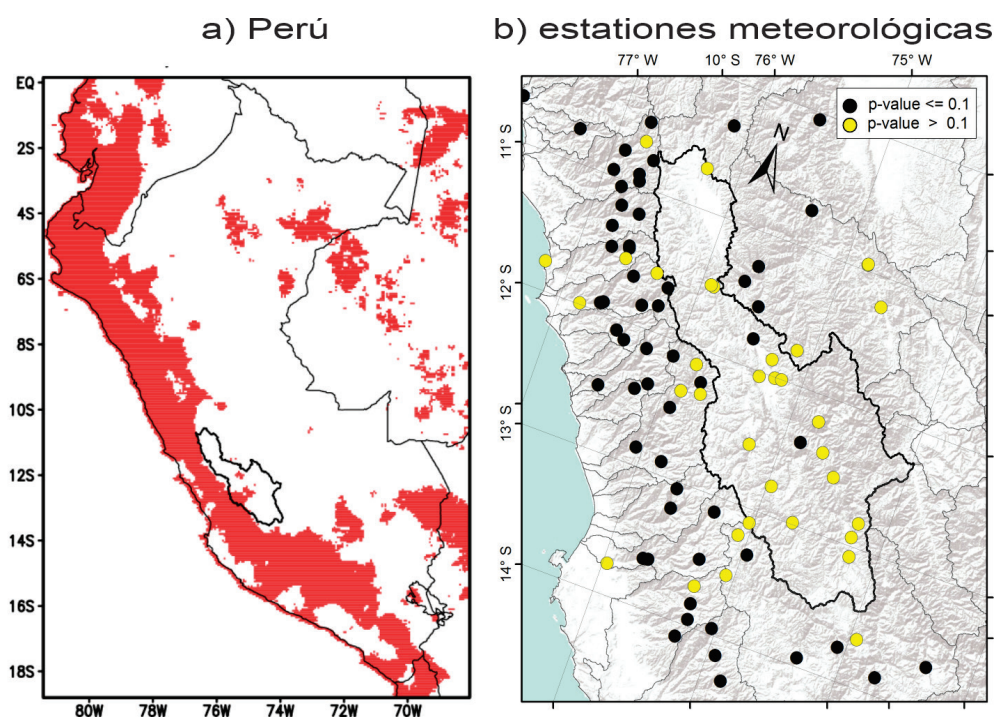


Figura 1. (a) Las áreas rojas dentro del Perú representan las regiones donde la Prueba-F es significativa estadísticamente al 90% de nivel de confianza para el periodo 1982-2006. (b) Los círculos negros representan las estaciones climatológicas alrededor de la cuenca del Mantaro donde la Prueba-F es significativa estadísticamente al 90% de nivel de confianza. Las estaciones meteorológicas usadas en los datos de PISCO v1.0 fueron empleadas en este análisis. Esta figura es una versión modificada de la publicada en Sulca et al. (2021).

RESULTADOS

VALIDACIÓN DEL MODELO ESD

La Figura 1a ilustra que el modelo ESD es significativo al 90% del nivel de confianza para las lluvias de verano de las costas del norte del Perú y sur de Ecuador, así como para la cordillera oeste de los Andes peruanos y las zonas montañosas de la región noreste de Puno. Este patrón es consistente para los Andes centrales peruanos, donde las estaciones climatológicas también muestran que el modelo ESD es significativo al 90% de confianza a lo largo de la cordillera oeste de los Andes centrales del Perú (Figura 1b).

La Figura 2a ilustra la precipitación de DEF observada y estimada por el modelo ESD para el Perú en el periodo 2007-2016. Esta figura muestra que la cordillera oeste de los Andes peruanos y la parte noroeste de la Amazonía peruana presentan correlaciones mayores a 0.6, mientras que en el resto del Perú se presentan correlaciones positivas bajas e incluso negativas.

Para la cuenca del Mantaro, la Figura 2c muestra correlaciones positivas menores a 0.3 en la parte central este y sur de la CM, y correlaciones negativas en las partes central oeste y norte de la CM, pero casi todas las correlaciones no son estadísticamente significativas. Esto es probablemente debido a la escases de datos de estaciones meteorológicas en gran parte del territorio de la CM que no permitieron una buena estimación de las precipitaciones por parte del producto PISCO y, por ende, la calibración del modelo ESD. Esto es consistente con las altas correlaciones positivas (> 0.6) sobre el valle del Mantaro, el cual contiene un buen número de estaciones meteorológicas.

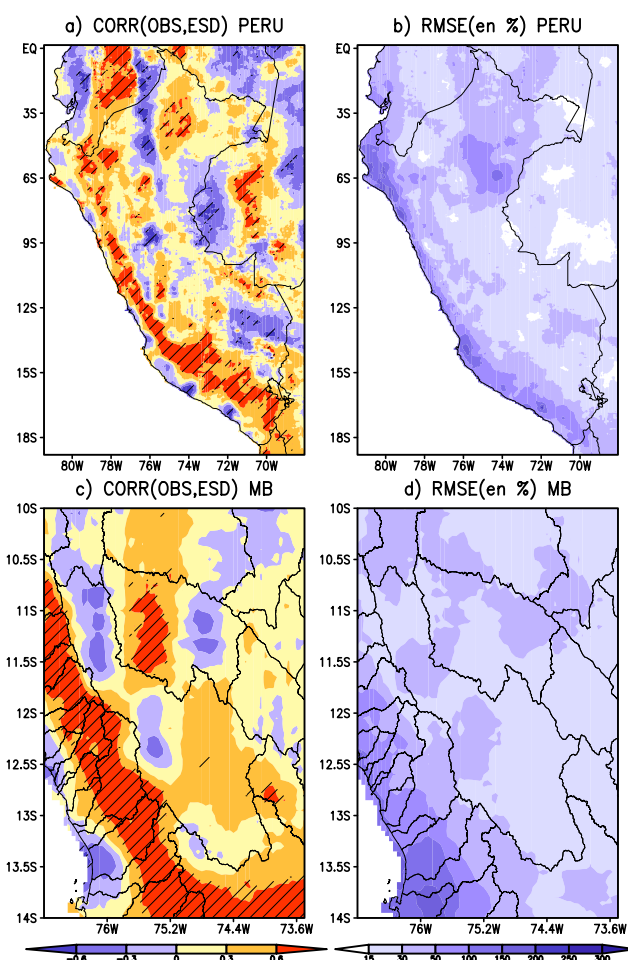


Figura 2. La correlación entre las anomalías de precipitación de DEF de los datos observados y estimados sobre a) el Perú y c) la cuenca del Mantaro. La RMSE de las anomalías de DEF precipitación (%) de los datos observados y estimados sobre b) el Perú y d) la cuenca del Mantaro. Las líneas rectas y continuas representan correlaciones significativas estadísticamente al 90% del nivel de confianza. Los datos PISCO v1.0 fueron usados en este análisis. El periodo de validación es 2007–2016. Esta figura es una versión modificada de la publicada en Sulca et al. (2021).

Todos estos resultados muestran que el modelo ESD reproduce las lluvias de verano de la cordillera oeste de los Andes del Perú, pero tiene dificultades en reproducir las lluvias de verano en la costa norte del Perú, la parte central y este del Altiplano peruano, así como gran parte de la Amazonía peruana. Esto indicaría que existirían otros forzantes, de origen regional y local, que deberían ser considerados para las lluvias de la costa norte y la Amazonía peruana.

Para regiones específicas, la deficiencia del modelo ESD sobre la Amazonía peruana podría deberse a que el modelo ESD no considera la convergencia de flujo de humedad, como en el caso de Sudamérica (Misra et al., 2002). La deficiencia a lo largo de la costa norte del Perú y Ecuador probablemente se deba a la falta de forzantes locales en el modelo que pueden

jugar un papel crítico durante los episodios costeros de El Niño (Takahashi & Martínez, 2019; Rodríguez-Morata et al., 2019). Por otro lado, la baja correlación identificada en el este de los Andes peruanos, como en la Amazonía peruana, puede reflejar la incertidumbre que surge del reducido periodo de calibración del modelo ESD, causado por la reducida cantidad de datos de estaciones climatológicas (ver, por ejemplo, en Lavado et al. [2016]). En efecto, la Figura 1b sugiere que la falta de estaciones pluviométricas en los datos PISCO v1.0 representa una limitación para el desarrollo de modelos de regresión múltiple lineal para la estimación de la precipitación en DEF sobre la cuenca del Mantaro y la Amazonía peruana.

RMES DEL MODELO ESD

El resultado del análisis de RMSE del modelo ESD para el Perú y la CM son mostrados en las Figuras 2b, d. La Figura 2b muestra que la costa del norte de Perú, la cordillera oeste de los Andes y la Amazonía peruana presentan un RMSE positivo y menor al 10%. Sobre la CM, el RMSE está por debajo del 30% en la parte occidental y central norte de la CM y a lo largo de la cordillera occidental de los Andes centrales del Perú (Figura 2d).

PATRONES DE PRECIPITACIÓN DURANTE LOS EVENTOS EXTREMOS DE EL NIÑO 1997/98, 1982/83 Y 2015/16

Las anomalías de precipitación de DEF observadas y estimadas sobre la CM durante los tres episodios extremos de El Niño 1982/83, 1997/98 y 2015/16 se muestran en la Figura 3.

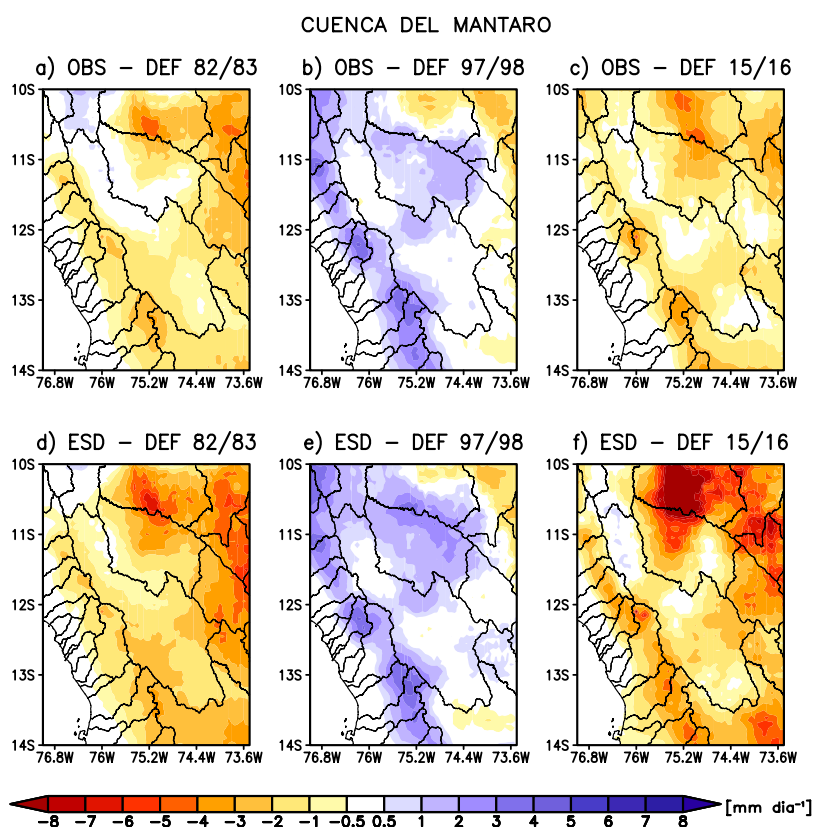


Figura 3. Anomalías de precipitación de DEF (mm día⁻¹) sobre la cuenca del Mantaro durante los tres eventos extremos de El Niño: (izquierda) 1982/83, (centro) 1997/98, y (derecha) 2015/16. Desde (a) hasta (c) son los datos observados y desde (d) a (f) son los estimados por el modelo ESD. Los datos de PISCO v1.0 fueron usados en este análisis. Esta figura es una versión modificada de la publicada en Sulca et al. (2021).

Para DEF 1982/83, la Figura 3a muestra que toda la CM presenta condiciones secas, excepto a lo largo de su límite noreste. El modelo ESD reproduce muy bien este patrón, pero subestima las anomalías secas en la parte noreste de la CM (< -0.5 mm/día) (Figura 3d). Durante DEF 1997/98, la mayor parte de la CM estuvo anormalmente húmeda en DEF 1997/98 (> 0.5 mm/día) (Fig. 13b), lo cual está muy bien reproducido por el modelo ESD en términos del patrón espacial (Figura 3e). En DEF 2015/16, la CM presenta anomalías secas (> -1 mm/día), excepto en la parte norte de esta región que es una zona neutra (Figure 3c). Las mayores anomalías secas se encuentran a lo largo de la cordillera occidental de los Andes centrales del Perú. Las Figuras 3d-f muestra que el modelo ESD reproduce el patrón observado de anomalías de precipitación de DEF en los Andes centrales del Perú que está asociado con los eventos extremos de El Niño. En efecto, el evento El Niño 2015/16 proporciona una prueba más estricta para el modelo ESD porque este evento ocurrió en el período de validación, mientras que los otros dos eventos (1982/83 y 1997/98) forman parte del conjunto de datos de calibración.

Por lo tanto, este nuevo modelo matemático (modelo ESD) demuestra que las lluvias de verano a lo largo de la cordillera oeste de los Andes, en particular para los tres eventos extremos El Niño, pueden ser reproducidas a través de la superposición de diferentes forzantes convectivos de gran escala, los cuales fueron descritos arriba.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio presenta los resultados de un modelo ESD, el cual está basado en un modelo de regresión lineal múltiple para las lluvias de verano del Perú, el que usa como predictores los índices de la variabilidad de la TSM del Pacífico ecuatorial (C y E) y Atlántico (ATL), así como los índices de las regiones convectivas que se localizan tanto en el océano Pacífico como en América del Sur (latW, latE, ITCZc, ITCZe y SACZ).

El modelo ESD reproduce satisfactoriamente las lluvias de verano de la cordillera oeste de los Andes peruanos, pero no así en el resto del territorio peruano. El Modelo ESD es capaz de reproducir las anomalías de precipitación en los Andes centrales del Perú durante los tres eventos extremos El Niño (1982/83, 1997/98 y 2015/16).

La falta de registros largos de los datos de precipitación in situ limitó el proceso de calibración del modelo ESD en gran parte del territorio peruano. Una red con mayor cantidad de estaciones favorecería la descripción de la distribución espacial de las lluvias en el Perú. Por último, los forzantes locales, los cuales varían por región, no han sido considerados en la construcción del modelo ESD. Por lo tanto, se motiva a continuar con este tema de investigación a través de datos in situ para la identificación de los forzantes locales.

Finalmente, los resultados del modelo ESD servirán para el desarrollo de modelos matemáticos más complejos que permitan mejorar la reconstrucción de las lluvias del Perú.

REFERENCIAS

- Barros, V., Gonzales, M., Liebmann, B., and Camilloni, I., (2000) *Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America*. *Theoretical and Applied Climatology*. 67:123–133. <https://doi.org/10.1007/s007040070002>.
- Beaton, RH., and Tukey, JW., (1974) *The fitting of power series, meaning polynomials, illustrated on band-spectroscopic data*. *Technometrics*. 16: 147–185. <https://doi.org/10.1080/00401706.1974.10489171>.
- DuMouchel, WH., and O'Brien, FL., (1989) *Integrating a robust option into a multiple regression computing environment*. *Computer Science and Statistics/Proc. 21st Symp. on the Interface*, Alexandria, VA, American Statistical Association, 297–302.
- French, A., and Mechler, R., (2017) *Managing El Niño risks under uncertainty in Peru: Learning from the past for a more disaster-resilient future*. *International Institute for Applied Systems Analysis Rep.*, 39 pp.
- Huggel, C., Raissig, A., Rohrer, M., Romero, G., Diaz, A., and Salzmann, N., (2015) *How useful and reliable are disaster databases in the context of climate and global change? A comparative case study analysis in Peru*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 15:475–485. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-475-2015>.
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., Mosquera, K., (2008) *El Niño related precipitation variability in Peru*. *Advances in Geosciences*. 14: 231–237. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-231-2008>.
- Lavado-Casimiro, W., and Espinoza, J-C., (2014) *Impact of El Niño and La Niña on rainfall in Peru*. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 29: 171–182.
- Lavado, W., Fernández, C., Vega, F., Caycho, T., Endara, S., Huerta, A., and Obando, OF., (2016) *PISCO: Peruvian interpolated data of the SENAMHI's climatological and hydrological observations*. *Precipitación v1.0*. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología Doc., 5 pp.
- Liebmann, B., and Smith, CA., (1996) *Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset*. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 77: 1275–1277. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-77.6.1274>.
- Misra, V., Dirmeyer, PA., Kirtman, BP, Juang, H-MH., and Kanamitsu, M., (2002) *Regional simulation of interannual variability over South America*. *Journal Geophysical Research*. 107: 8036. <https://doi.org/10.1029/2001JD900216>.
- Montecinos, A. (2015) *Variabilidad interdecadal del Pacífico. Boletín técnico: Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño, 2(1): 4-8*. Descargado de <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/414>
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., and Kaplan, A., (2003) *Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century*. *Journal Geophysical Research*. 108(4407). <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>.
- Rodríguez-Morata, C., Ballesteros-Canovas, J. A., Rohrer, M., Espinoza, J-C., Beniston, M., and Stoffel, M., (2018) *Linking atmospheric circulation patterns with hydro-geomorphic disasters in Peru*. *International Journal of Climatology*. 38:3388–3404. <https://doi.org/10.1002/joc.5507>.
- SENAMHI, 2014: *El fenómeno de El Niño en el Perú*. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología Doc., 33 pp., http://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2014/07/Dossier-El-Ni%C3%B1o-Final_web.pdf.
- SENAMHI, 2019: *Caracterización espacio temporal de la sequía en los departamentos altoandinos del Perú (1981–2018)*. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología Doc., 29 pp., <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-78.pdf>.

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J-C., Vuille, M., and 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*. *International Journal of Climatology*. 38:420-435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

Sulca, J., Vuille, M., Elison Timm, O., Dong, B., and 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: 65:85. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0066.1>.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., and Dewitte, B., (2011) *ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño*. *Geophysical Research Letters*. 38(L10704). <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.

Takahashi, K., and Martínez, A., (2019) *The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific*. *Climate Dynamics*. 52:7389–7415. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3702-1>.

Vuille, M., Bradley, RS., and Keimig, F., (2000) *Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing*. *Journal of Geophysical Research*. 105(D10), 447-460. <https://doi.org/10.1029/2000JD900134>

Wilks, D. S., (2011) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3rd ed. Elsevier, 676 pp.

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

Yarleque, C., Vuille, M., Hardy, DR., Posadas, A., and Quiroz, R., (2016) *Multi-scale assessment of spatial precipitation variability over complex mountain terrain using a high-resolution spatio temporal wavelet reconstruction method*. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 121, 12 198–12 216, <https://doi.org/10.1002/2016JD025647>