



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



BOLETÍN CIENTÍFICO  
EL NIÑO

Vol. 12 n.º 11 noviembre 2025

PROGRAMA PRESUPUESTAL n.º 068

"Reducción de la vulnerabilidad y  
atención de emergencias por desastres"

En este boletín

- Predicción de las lluvias de verano de la costa norte del Perú y Ecuador usando un modelo de regresión lineal múltiple | **Pág. 4**
- Efecto de cambio de la rugosidad del bosque amazónico en las precipitaciones sobre la amazonía | **Pág. 16**
- Resumen del informe técnico de El Niño | **Pág. 12**
- Resumen de comunicado ENFEN | **Pág. 23**



# Créditos

---

Miguel Angel Espichán Mariñas  
**Ministro del Ambiente**

Hernando Tavera Huarache  
**Jefe institucional**

James Apaéstegui Campos  
**Director de Ciencias de la Atmósfera, Hidrósfera y Cambio Climático**

Lina Godoy Encarnación  
**Coordinadora de la Unidad Funcional de Comunicaciones**

Fey Yamina Silva Vidal de Millones  
Ken Takahashi Guevara  
Joel Anicama Díaz  
**Editores**

Fernanda Quispe Nakashima  
**Diseño y diagramación**

Carátula: Fotografía de bosque brumoso  
Fuente: Envato

El boletín científico "El Niño" es generado en el marco del Programa Presupuestal n.º 068 "Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres"

Producto 1: Estudios para la estimación del riesgo de desastres  
Actividad 5: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño  
Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo, Ate, 15012

Teléfono: +51-1-3172300

Lima, diciembre de 2025

---

Puedes acceder a la colección completa de los boletines científicos El Niño escaneando el siguiente código QR.

---



# Introducción

---

Los eventos El Niño y La Niña corresponden, a grandes rasgos, a situaciones en las que la temperatura de la superficie del mar está por encima o por debajo del promedio en el océano Pacífico ecuatorial. Estas fluctuaciones están fuertemente influenciadas por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), el cual es uno de los modos de variabilidad climática más importantes en el océano Pacífico que ejerce una gran influencia sobre el clima a nivel global y regional. La fase cálida de ENOS se puede denominar El Niño "global".

En el Perú, los impactos de El Niño y La Niña son particularmente complejos debido a que recibimos influencias tanto costeras, asociadas a las fluctuaciones en el mar peruano en el Pacífico oriental, así como influencias remotas a través de teleconexiones atmosféricas desde el Pacífico central. En particular, El Niño en el Pacífico oriental o Costero puede producir lluvias y altas temperaturas en la costa y alterar el ecosistema marino-costero, mientras que El Niño en el Pacífico central o global puede reducir las precipitaciones e incrementar la temperatura en los Andes y en la Amazonía. Por el contrario, La Niña tendría efectos aproximadamente opuestos. Así, El Niño en el Pacífico oriental es el que causa mayores impactos para el Perú, ya que tiene el potencial de provocar grandes daños a infraestructuras, actividades económicas y, más importante, la seguridad y bienestar de las personas, además de sus medios de vida.

El Perú, como parte de la estrategia de gestión pública para enfrentar los peligros naturales, especialmente respecto a El Niño, establece el Programa Presupuestal por Resultados (PPR) 068 "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres". A partir de 2014, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), al igual que otras instituciones que conforman la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), participa en este PPR con el producto denominado "Estudios para la estimación del riesgo de desastres". Este consiste en la entrega oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural oceánico-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permitan la toma de decisiones de las autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El

Niño", la cual incluye la síntesis y evaluación de los modelos de pronóstico de El Niño generados internacionalmente, como es el caso de los modelos climáticos globales, así como de aquellos obtenidos a partir de modelos propios como el de predicción de ondas oceánicas ecuatoriales, el modelo de inteligencia artificial y el recientemente desarrollado modelo de Sistema Tierra regional de pronóstico para el territorio peruano y el océano Pacífico. Asimismo, incluye el desarrollo de investigaciones y estudios científicos que permiten entender la variabilidad climática y los procesos asociados al cambio climático, a fin de fortalecer, en forma continua, las capacidades para el pronóstico de El Niño.

En esta línea, el IGP ha estructurado y desarrollado el Boletín científico El Niño, un producto que contiene, en gran medida, los aportes científicos en el estudio y vigilancia del ENOS, con énfasis en El Niño. El Boletín, que se publica mensualmente desde 2014, cuenta con aportes nacionales e internacionales en diversos temas asociados a El Niño, sus impactos, procesos vinculados, temas asociados y otros igual de relevantes, que se presentan en las secciones de "Divulgación Científica" y "Avances Científicos". De igual forma, se comparte en el Boletín una versión resumida del informe técnico que el IGP elabora mensualmente para cumplir con los compromisos asumidos en el marco del PPR 068 (<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/5356>). Dicho informe contiene información actualizada operativamente que el IGP proporciona como insumo para que el ENFEN genere, en forma colegiada, la evaluación final que será entregada a los usuarios. Finalmente, el Boletín presenta los comunicados ENFEN publicados durante el periodo correspondiente.

# PREDICCIÓN DE LAS LLUVIAS DE VERANO DE LA COSTA NORTE DEL PERÚ Y ECUADOR USANDO UN MODELO DE REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE

Juan Sulca Jota<sup>1,2</sup> y Ken Takahashi Guevara<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú

<sup>2</sup> Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú



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 doctoral en la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI, Perú) en colaboración con el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y la Universidad de Wisconsin-Madison (Wisconsin, EE. UU.). 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:** precipitación, verano austral (diciembre-febrero), El Niño central y oriental (C y E), zona de convergencia Intertropical central y oriental (CPITCZ y EPITCZ), modelo regresión lineal múltiple, pronósticos estacional, modelo GFDL-SPEAR

Citar como Sulca J. y K. Takahashi (2025). Predicción de las lluvias de verano de la costa norte del Perú y Ecuador usando un modelo de regresión lineal múltiple. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, vol. 12 n.º 11, págs. 4-15.

## ¿Cuál es la contribución de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Esta investigación aporta a los tomadores de decisiones una herramienta estadística que permite anticipar, con alta resolución espacial, cómo cambiarían las lluvias de verano en la costa norte del Perú y Ecuador. El modelo muestra cuánto influyen El Niño y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical en las precipitaciones, identificando zonas donde los pronósticos son más confiables. Esto ayuda a prever inundaciones o sequías y a planificar acciones tempranas para reducir daños en infraestructura, seguridad hídrica y servicios básicos. Además, al evaluar el desempeño del sistema operacional GFDL-SPEAR, el estudio ofrece evidencia para mejorar los pronósticos estacionales y fortalecer decisiones públicas basadas en ciencia frente a eventos extremos.

## Resumen

El pronóstico de precipitaciones ayuda a prevenir inundaciones y desastres por sequías a lo largo de la costa occidental de Sudamérica (WCSA, por sus siglas en inglés), desde el norte de Perú hasta Ecuador. Este estudio construye un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) para pronosticar anomalías de precipitación con alta resolución espacial en WCSA durante el verano austral (diciembre-enero-febrero, DEF) para el período 1982-2023. Los predictores del modelo MLR son los índices de El Niño del Pacífico central y oriental (C y E), así como los índices de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) del Pacífico

central y oriental (CPITCZ y EPITCZ, respectivamente, por las siglas en inglés). Además, reproducimos el modelo MLR utilizando los pronósticos del Modelo Geofísico Fluido Dinámico (GFDL) a través del Sistema Integrado para la Predicción e Investigación del Sistema Terrestre (SPEAR), denominado aquí como modelo GFDL-SPEAR (MLRGFDL-SPEAR). El modelo MLR predice anomalías de precipitación DEF en WCSA porque los índices E, CPITCZ y EPITCZ muestran una correlación fuerte con la precipitación DEF WCSA, debido a su influencia en la circulación atmosférica que favorece la convección profunda en el Pacífico oriental. El modelo MLROBS exhibe el rendimiento más alto en la mayor parte de WCSA

( $r > 0.6$ ,  $p < 0.05$ ), excepto a lo largo de la costa de Ecuador y en la frontera Perú-Ecuador, donde se observan valores elevados del error cuadrático medio ( $> 20 \text{ mm mes}^{-1}$ ). Los resultados sugieren que el modelo GFDL-SPEAR podría proporcionar pronósticos más precisos de la serie temporal DEF para el índice CPITCZ que para los índices E y EPITCZ, debido a las respuestas lineales de la ZCIT del Pacífico central a las anomalías cálidas del Pacífico occidental. Asimismo, simula de manera realista los patrones de precipitación DEF sobre el Pacífico Sur y Perú.

se extiende a lo largo del margen noroccidental del continente, entre el océano Pacífico y la cordillera de los Andes, abarcando desde la costa norte del Perú hasta la costa del Ecuador ( $8.75^{\circ}\text{S}-0.75^{\circ}\text{N}$ ;  $79^{\circ}-81.75^{\circ}\text{W}$ ). Aunque se trata de una región árida y geográficamente estrecha, la WCSA sostiene actividades económicas clave, como la pesca y la agricultura intensiva de arroz, uvas y mangos. Desde el punto de vista climatológico, las costas del norte del Perú y del Ecuador presentan estaciones lluviosas bien definidas. En el norte del Perú, la temporada de lluvias generalmente suele extenderse desde finales de diciembre hasta abril (Rau et al., 2017), mientras que en la costa ecuatoriana suele ocurrir entre enero y abril (Ilbay-Yupa et al., 2021).

## 1. Introducción

La costa occidental de Sudamérica (WCSA, Figura 1)

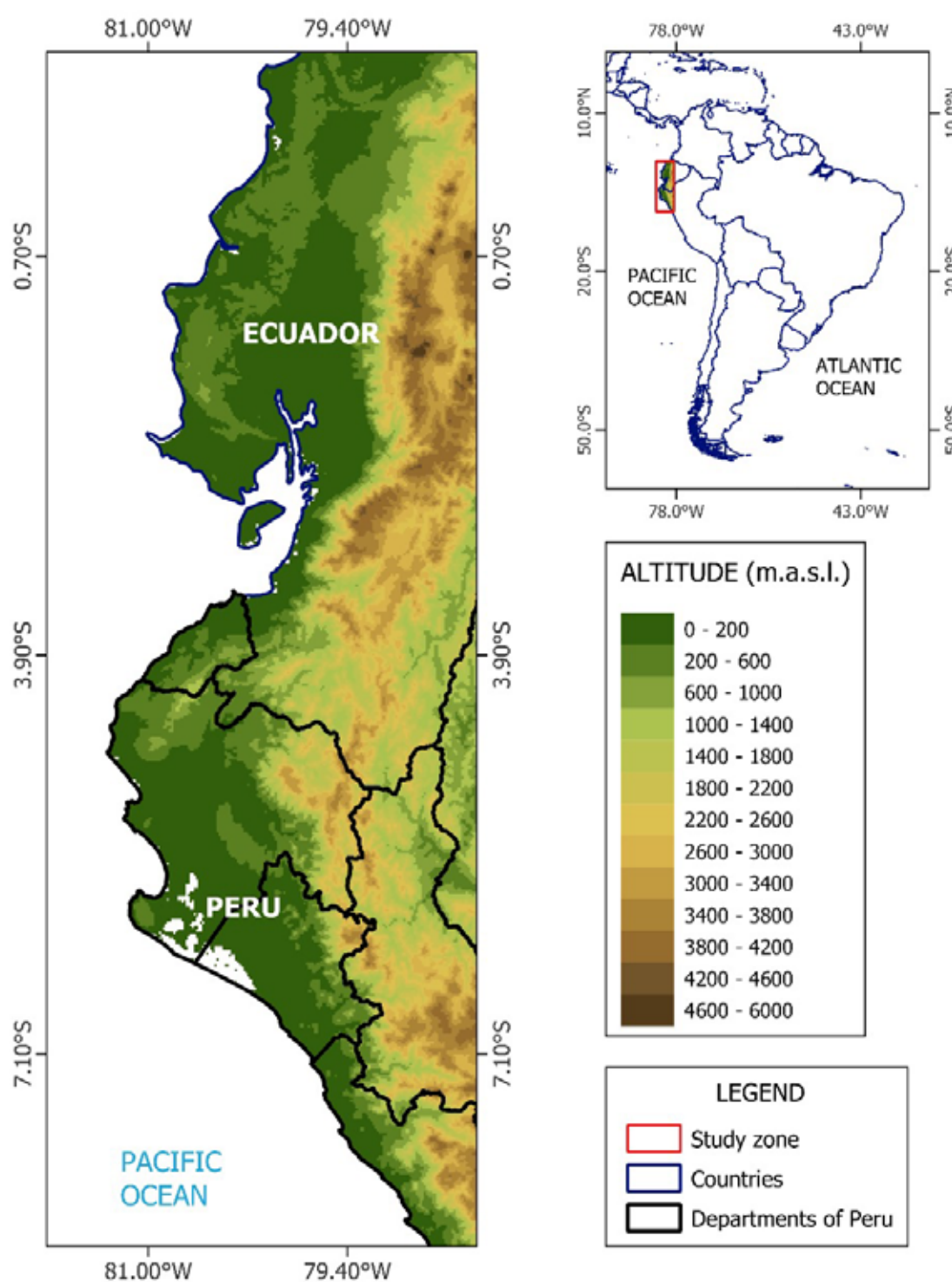


Figura 1. Localización de la costa norte del Perú y Ecuador conocida como la costa oeste de América del Sur (WCSA, siglas en inglés).

El Niño - Oscilación Sur (ENOS) es el principal patrón interanual que afecta la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial y, en consecuencia, la precipitación y la temperatura global mediante alteraciones en la circulación atmosférica a gran escala (Ropelewski & Halpert, 1987; Trenberth et al., 1998). La fase cálida de ENOS recibe el nombre de El Niño y la fase fría, La Niña. Ambas fases suelen intensificar eventos extremos de precipitación y temperatura, particularmente durante su fase pico entre diciembre y febrero. Por ejemplo, El Niño puede producir fuertes precipitaciones en WCSA (Takahashi, 2004; Lagos et al., 2008; Lavado-Casimiro & Espinoza, 2014; Recalde-Coronel et al., 2014; De Guenni et al., 2017; Tobar & Wyseure, 2018; Sulca et al., 2018; Sanabria et al., 2018; Thielen et al., 2023). Durante los eventos de El Niño Extraordinario, la intensificación y persistencia de la precipitación provoca inundaciones severas, pérdidas económicas y numerosas víctimas, como ocurrió en 1982/83 y 1997/98 (Waylen & Cavedes, 1986). Por el contrario, los eventos de La Niña no producen necesariamente el patrón opuesto.

En las últimas décadas, diversos estudios han empleado pares de índices para capturar la diversidad de ENOS (Ashok et al., 2007; Capotondi et al., 2015, 2020; Takahashi & Dewitte, 2016; Cai et al., 2021). Takahashi et al., (2011) propusieron dos índices de TSM para El Niño en el Pacífico central y oriental —índices C y E— que representan la variabilidad de la TSM en estas regiones ecuatoriales, con el fin de describir el comportamiento no lineal de El Niño. Varios trabajos han documentado que los cambios de la TSM sobre el Pacífico central y oriental ejercen impactos distintos sobre las lluvias de la costa norte del Perú. Por ejemplo, Lavado-Casimiro & Espinoza (2014) y Sulca et al. (2018) mostraron que la fase cálida del índice E induce precipitaciones en las costas norte de Perú y Ecuador durante el verano austral (diciembre-enero-febrero, DEF), mientras que la fase cálida del índice C no provoca precipitaciones copiosas en estas zonas costeras.

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) es una franja de nubes convectivas profundas originadas por la convergencia de los vientos alisios sobre las aguas cálidas tropicales. En el Pacífico oriental, la presencia de aguas frías frente a Sudamérica desplaza la ZCIT predominantemente hacia el hemisferio norte (Philander et al., 1996; Takahashi & Battisti, 2007). Sin embargo, durante eventos extremos de El Niño, se desarrolla una ZCIT del Pacífico oriental (EPZCIT) intensa al sur del Ecuador (Sulca et al., 2017), que

además puede presentar una banda secundaria en torno a 5° S entre febrero y mayo (Huamán & Takahashi, 2016; Huamán & Schumacher, 2018). Esta banda sur de la ZCIT explica las mayores precipitaciones en el centro y norte de la WCSA (al norte de 6° S), en contraste con el sur, debido a la influencia seca del brazo subsidente asociado (Takahashi & Martínez, 2019). Por otro lado, en el Pacífico central, Sulca et al. (2018) introdujeron el índice ZCITC, mostrando que su fase positiva induce condiciones significativamente más secas en la costa norte del Perú durante el verano austral (DEF), como resultado de la rama subsidente de la ZCIT del Pacífico este.

La precipitación en la costa norte del Perú (CNP) sigue un ciclo anual caracterizado por una estación húmeda entre diciembre y abril, y una estación seca de mayo a noviembre, aumentando en intensidad hacia Ecuador (Rau et al., 2017). Su variabilidad presenta una relación no lineal con la TSM, vinculada a la convección profunda cuando la TSM supera ~26 °C (Woodman, 1998; Takahashi, 2004; Jauregui & Takahashi, 2018). Este comportamiento también se observa en la relación entre la TSM de febrero-abril y el caudal del río Piura (Takahashi & Martínez, 2019). La predicción estacional enfrenta limitaciones a la escasez de estaciones de largo plazo en Perú y Ecuador, aunque productos combinados de estaciones y satélites, como PISCOpv2.1 (Aybar et al., 2020) y RAIN4PE (Fernández-Palomino et al., 2021), han mejorado la cobertura.

La predicción de anomalías de precipitación en DEF sigue siendo un reto por la limitada habilidad de modelos dinámicos y estadísticos (Gutiérrez et al., 2005; De Guenni et al., 2017; Bazo et al., 2013; Vavrus et al., 2022; SENAMHI, 2023; Recalde-Coronel et al., 2014). Los pronósticos dinámicos se basan en modelos globales climáticos (GCM, por sus siglas en inglés) inicializados con datos observados, como ECMWF System4, corregido por mapeo cuantil empírico condicionado al SOI (Manzanas & Gutiérrez, 2019). Vavrus et al. (2022) reportaron que el conjunto de GCMs denominado North American Multi-Model Ensemble (NMME; véase Kirtman et al., 2014 para más detalles) ha mostrado habilidad en la CNP (Vavrus et al., 2022).

La predicción de la precipitación en el noroeste del Perú y la costa ecuatoriana mediante modelos estadísticos continúa siendo un desafío por la compleja interacción entre índices oceánicos y atmosféricos. En el noroeste peruano, por ejemplo, los

modelos exponenciales basados en anomalías de TSM en el Océano Índico, Niño 3.4 y Atlántico tropical oriental superan a los modelos lineales al ofrecer mayor precisión (Bazo et al., 2013). En Ecuador, los índices de precipitación y de viento meridional anticipan mejor la lluvia de febrero y marzo que los tradicionales índices TSM (De Guenni et al., 2017). Además, los autores reportaron que los modelos de función de transferencia basados en Niño 3 permiten predicciones mensuales con varios meses de adelanto, aunque sin considerar los recientes eventos extremos de El Niño (DEF 2016, 2017 y 2023).

La posición de la ZCIT del Pacífico Este también influye de manera significativa (Sulca et al., 2018), aunque los índices asociados aún no se integran sistemáticamente en los pronósticos de anomalías de DEF en la región occidental de Sudamérica. En Perú, SENAMHI genera pronósticos probabilísticos de precipitación durante el verano austral combinando modelos dinámicos y datos de estaciones locales mediante el software CPT, cubriendo la costa noroeste y otras regiones del país (SENAMHI, 2023). A pesar de estos avances, la predicción de eventos extremos recientes sigue siendo limitada. Integrar dinámicas recientes de El Niño y la ZCIT en modelos de pronóstico es esencial para mejorar la precisión de las predicciones de precipitación y fortalecer la gestión del riesgo en la región.

Hasta ahora, los modelos estadísticos avanzados no han utilizado los índices TSM del El Niño Pacífico ni los de la ZCIT del Pacífico Oriental para predecir las precipitaciones de diciembre a febrero (DEF) en las costas del norte de Perú y Ecuador. Este estudio propone un modelo estadístico de alta resolución espacial que incorpora estos índices con el fin de evaluar su capacidad predictiva. El modelo destaca por su eficiencia computacional, rapidez de ejecución y mayor resolución espacial frente a los modelos de predicción dinámica (Tran-Anh & Taniguchi, 2018). Este trabajo es un resumen del artículo publicado por Sulca & Takahashi (2025).

## 2. Datos

Se emplearon datos mensuales de TSM del conjunto HadISST (Met Office Hadley Centre; Rayner et al., 2003), con resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  y cobertura 1870–2023. Los datos de precipitación de alta resolución provienen del conjunto Peruvian Interpolated data of SENAMHI's Climatological and

Hydrological Observations versión 2.1 (PISCOpv2.1; Aybar et al., 2020), que combina estimaciones satelitales del producto CHIRPS con observaciones de estaciones in situ, a resolución espacial de  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  y cobertura 1981–2023.

Se utilizaron los índices de El Niño en el Pacífico central y oriental (C y E; Takahashi et al., 2011), derivados de anomalías de TSM del conjunto ERSSTv5 mediante la rotación de los dos primeros componentes principales de la franja ecuatorial ( $141^\circ\text{E} - 80^\circ\text{W}$ ,  $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$ ) en un ángulo de  $45^\circ$ . Las series abarcan 1854–presente y están disponibles en el siguiente enlace:

[http://met.igp.gob.pe/datos/ecindex\\_ersstv5.txt](http://met.igp.gob.pe/datos/ecindex_ersstv5.txt)

Los índices de desplazamiento meridional de la ZCIT en el Pacífico central y oriental (CPITCZ y EPITCZ) se obtuvieron a partir de los dos primeros componentes principales rotados de las anomalías mensuales de precipitación en el dominio ecuatorial ( $131.25 - 88.75^\circ\text{O}$ ,  $18.75^\circ\text{S} - 18.75^\circ\text{N}$ ; véase Figura S1), que incluye los patrones dominantes de la ZCIT del Pacífico oriental (Huamán & Schumacher, 2018). El índice EPITCZ se multiplicó por  $-1$  siguiendo a Sulca et al. (2018), de modo que un valor negativo indique desplazamiento hacia el sur.

## El Modelo GFDL-SPEAR

En febrero de 2021, el Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos (GFDL) lanzó la versión más reciente de su modelo de Predicción y Sistemas de la Tierra, GFDL-SPEAR (Zhao et al., 2018a, 2018b; Delworth et al., 2020), disponible a través del Ensemble Multimodelo Norteamericano (NMME). Lu et al. (2020) describieron su sistema de predicción estacional y procedimiento de inicialización, mostrando una mayor habilidad para predecir el ENOS respecto a sistemas anteriores. Sin embargo, hasta la fecha no se ha evaluado el desempeño del GFDL-SPEAR en reproducir y predecir la variabilidad de la precipitación durante diciembre–febrero (DEF) a lo largo de la costa occidental de Sudamérica.

Se emplearon datos mensuales de TSM y precipitación obtenidos de simulaciones retrospectivas (hindcasts) y pronósticos del modelo GFDL-SPEAR, con resolución horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$  y cobertura de enero de 1991 a octubre de 2024. El conjunto hindcast consta de 15 miembros (enero de 1991–diciembre de 2020) y el conjunto de pronóstico de 30 miembros (enero de 2021–octubre de 2024), ambos con 12 tiempos de pronóstico (*lead times*).

Para analizar las anomalías, se calculó el promedio en conjunto (ensemble mean) de TSM y precipitación para los primeros 12 miembros, restando la climatología mensual correspondiente a cada tiempo de pronóstico, definida como el promedio del periodo 1992–2017. Posteriormente, se eliminó la tendencia lineal de las series temporales de anomalías para cada tiempo de pronóstico.

Se evaluaron los pronósticos medios de DEF inicializados en diciembre, considerando tiempos de adelanto de 0,5 meses para diciembre, 1,5 meses para enero y 2,5 meses para febrero. Con estas series, se examinó la capacidad de un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) para predecir la precipitación en la WCSA durante DEF usando datos de SON como predictores, pese a la débil correlación entre el promedio de la TSM del Niño del Pacífico en SON y los índices de la ZCIT con la precipitación de DEF en la WCSA.

En el caso de GFDL-SPEAR, los índices de TSM del Niño del Pacífico Central (C) y Oriental (E) se derivaron como los dos primeros componentes principales rotados (PCs) de las anomalías mensuales predichas en el Pacífico ecuatorial (141°E–80°W, 5°S–5°N), calculados por separado para cada tiempo de adelanto. De manera análoga, los índices CPITCZ y EPITCZ se calcularon siguiendo el mismo procedimiento aplicado a las observaciones, empleando las anomalías pronosticadas.

## El modelo de regresión múltiple (MLR)

Para estimar y predecir las anomalías estandarizadas de precipitación durante las temporadas DEF en la costa norte de Perú y Ecuador, se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) (DuMouchel & O'Brien, 1989) basado en mínimos cuadrados iterativamente ponderados (Beaton & Tukey, 1974), siguiendo a Sulca et al. (2021). El modelo combina linealmente los índices ENOS y ZCIT.

La forma general del modelo es:

$$Y(t) = \sum_{n=1}^N a_n X_n(t) + b + \varepsilon, \dots (1)$$

donde  $Y(t)$  es la variable objetivo (precipitación, PRE),  $X_n(t)$  la serie temporal del  $n$ -ésimo predictor (TSM del Niño Pacífico y los índices ZCIT),  $a_n$  y  $b$  los

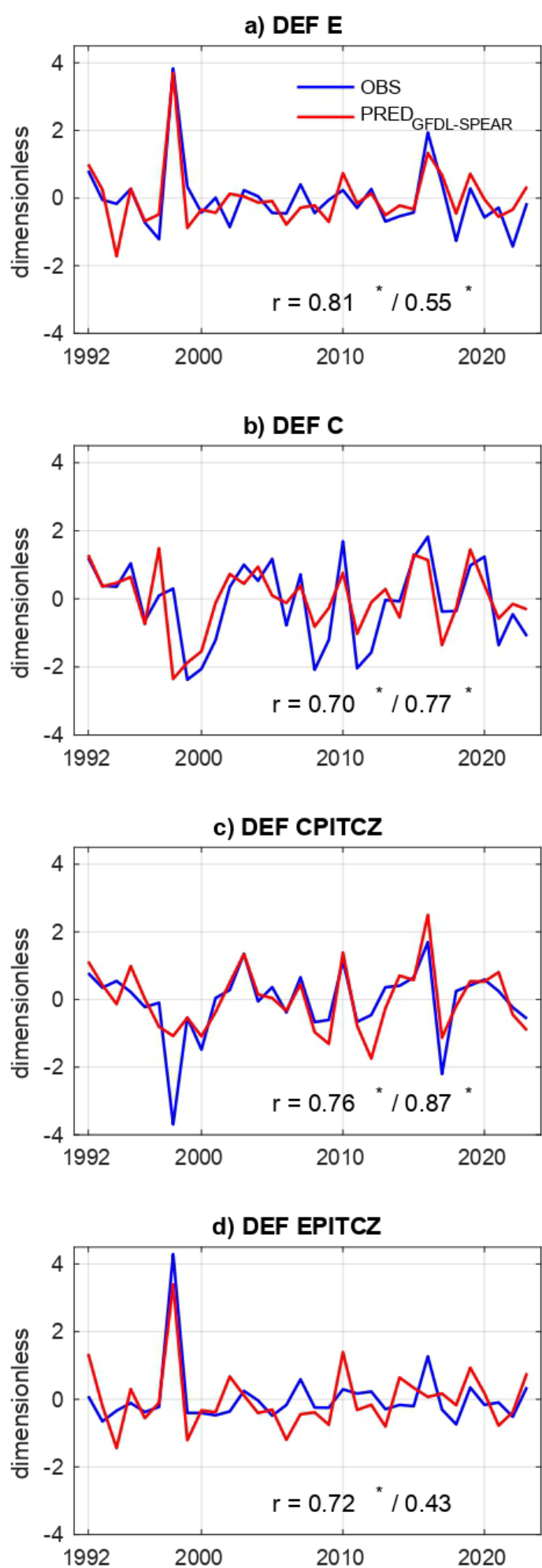
coeficientes de regresión, y  $\varepsilon$  es el error residual. Los coeficientes se estiman minimizando el error. El modelo se calibró con datos de 1982–2011 y se validó con datos de 2012–2023. Los predictores empleados fueron E, C, CPITCZ y EPITCZ. Para los modelos con salida por cuadrícula, la calibración se realizó de manera independiente en cada punto. El desempeño se evaluó mediante la prueba F al 95 % de confianza durante el período de validación.

Para predecir anomalías de precipitación, primero se calibró el modelo con datos observacionales ( $MLR_{OBS}$ ) y luego se aplicaron los mismos predictores a los pronósticos del modelo GFDL-SPEAR ( $MLR_{PRED}$ ), utilizando los coeficientes obtenidos de  $MLR_{OBS}$ . De esta manera,  $MLR_{PRED}$  aprovecha la capacidad de pronóstico a gran escala del GFDL-SPEAR (índices E, C, CPITCZ y EPITCZ) para predecir anomalías de precipitación durante el verano austral.

## 3. Metodología

### A. Los índices ENOS y ZCIT en observaciones y el modelo GFDL-SPEAR

La Figura 2 presenta las series temporales observadas y pronosticadas para DEF de los índices ENOS de TSM y ZCIT obtenidas con el modelo GFDL-SPEAR para el período 1992–2023. Los índices de TSM de El Niño del Pacífico oriental y central (E y C) muestran correlaciones positivas consistentes, con coeficientes de Pearson de 0,81 y 0,70, respectivamente (Figuras 2a–b). El índice E presenta una menor correlación de Spearman (0,55), ya que la predicción precisa de los fuertes de los eventos de 1998 y 2016 eleva la correlación de Pearson, mientras que la variabilidad más débil queda poco representada; al excluir dichos eventos, la correlación de Pearson cae a 0,43. Esta menor habilidad en el Pacífico oriental refleja sesgos cálidos y húmedos generalizados, así como la importancia de procesos no lineales océano-atmósfera que dependen de un umbral de TSM para la convección profunda (Takahashi & Dewitte, 2016; Ding et al., 2018; Srinivas et al., 2024).

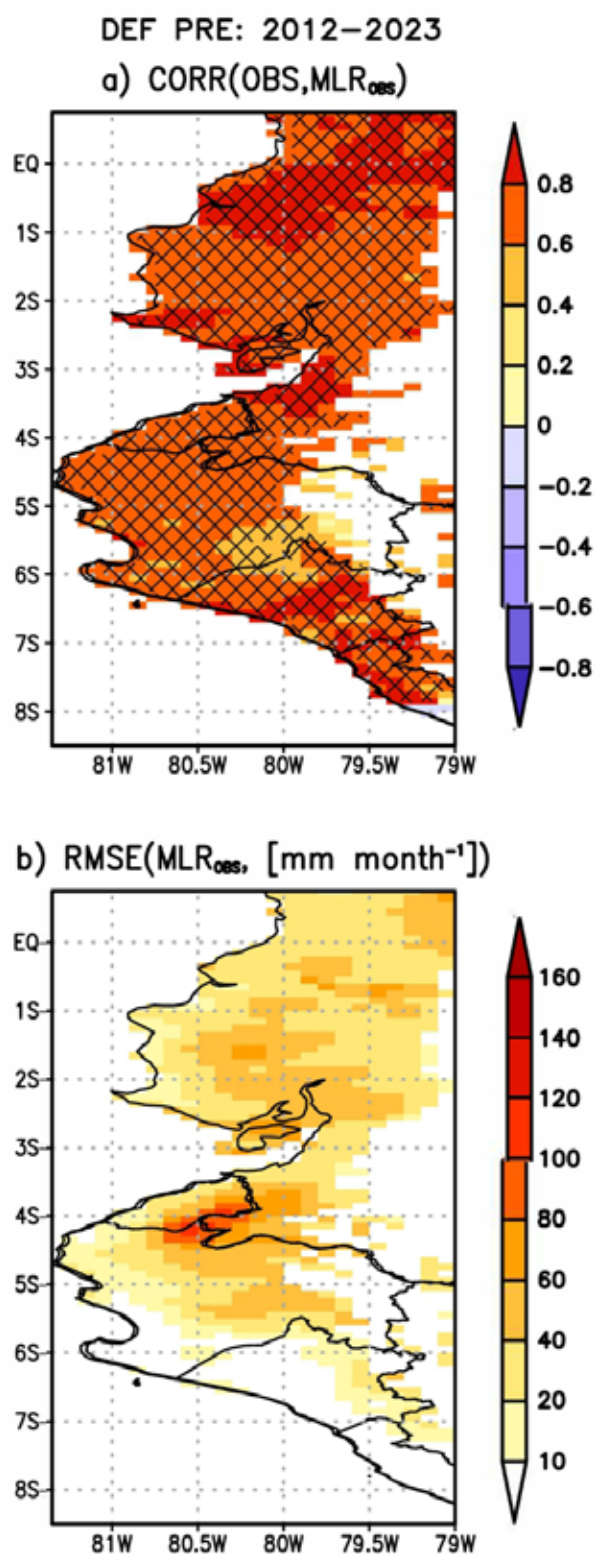


**Figura 2:** Series temporales DJF observadas (línea azul) y pronosticadas por el modelo GFDL-SPEAR inicializado en diciembre (línea roja) para: (a) índice TSM del Niño del Pacífico Este (E), (b) índice TSM del Niño del Pacífico Central (C), (c) índice de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Central (CPITCZ) y (d) índice de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Este (EPITCZ). Los números en negro indican las correlaciones de Pearson y Spearman entre los valores observados y los pronosticados por el modelo GFDL-SPEAR durante el período 1992–2023. El asterisco negro señala correlaciones estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95%.

El modelo GFDL-SPEAR predijo correctamente el signo del índice C ( $r > 0,7$ ,  $p < 0.05$ ), aunque subestimó su amplitud (Figura 2b). En cuanto a los índices ZCIT, el CPITCZ presenta alta correlación con las observaciones (Pearson 0,76; Spearman 0,87, Figuras 2c–d), aunque el modelo subestimó el valor negativo extremo durante El Niño de 1998. La variabilidad del EPITCZ se reproduce de manera moderada, salvo en 1998, lo que se refleja en la baja correlación de Spearman (0,43) frente al coeficiente de Pearson (0,72) y en predicciones con signos opuestos a los observados antes de 2017. Esta habilidad limitada parece derivar de la sobreestimación de la retroalimentación positiva entre anomalías cálidas de TSM en el Pacífico oriental y la precipitación de la ZCIT, generando anomalías húmedas generalizadas a lo largo de la costa peruana en lugar de las localizadas en la costa norte.

## B. El modelo MLR para las lluvias de verano de WCSA

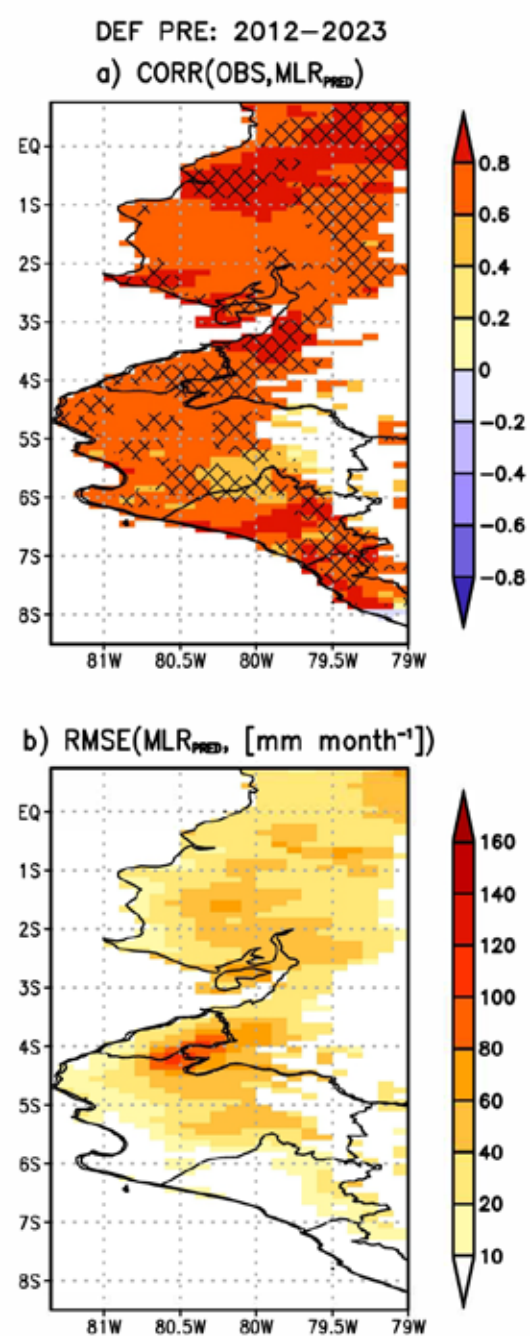
El modelo MLROBS reproduce la variabilidad interanual de las anomalías de DEF precipitación sobre la costa del norte del Perú y la costa de Ecuador. Esto se evidencia en correlaciones positivas significativas ( $r > 0.6$ ,  $p < 0.05$ ) en todas las regiones, con los valores más altos en la parte más meridional de la costa norte del Perú (al sur de  $6.5^\circ$  S) y en la costa norte de Ecuador (al norte de  $1^\circ$  S), de acuerdo con los datos de prueba independientes para el período 2012–2023 (Figura 3a). La Figura 3b muestra que el error cuadrático medio (RMSEOBS) es más bajo en la mayor parte de la costa norte del Perú ( $< 10$  mm mes $^{-1}$ ). En contraste, los valores más altos de RMSE (20–60 mm mes $^{-1}$ ) se observan en la costa de Ecuador y en la frontera Perú–Ecuador. Estos valores bajos de RMSE concuerdan con estudios previos que reportan: (i) una fuerte relación lineal positiva entre la precipitación en DEF en esta región y las anomalías de TSM a lo largo de la costa norte del Perú (Woodman, 1998; Takahashi, 2004), y (ii) un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT del Pacífico central y oriental (Sulca et al., 2018). Por otro lado, los valores más altos de RMSE en parte reflejan probablemente sesgos del conjunto de datos PISCOpv2.1 (60–160 mm mes $^{-1}$ ), asociados principalmente a la escasez de estaciones pluviométricas en estas zonas (Aybar et al., 2020).



**Figura 3:** Correlación espacial y evaluación del modelo de precipitación MLROBS en la costa occidental de Sudamérica (WCSA) durante las temporadas de verano austral del periodo de validación 2012–2023. a) Correlación espacial de las anomalías de precipitación durante DEF para altitudes inferiores a 1,500 m s. n. m., estimadas mediante el modelo de regresión lineal múltiple ( $MLR_{OBS}$ ). Las áreas sombreadas con cruces representan correlaciones estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. b) Valores del error cuadrático medio (RMSE) de las estimaciones de precipitación generadas por el modelo MLROBS, utilizando como referencia el producto de precipitación PISCOpv2.1.

Replicamos el modelo  $MLR_{OBS}$  para predecir anomalías estandarizadas de precipitación durante DEF en WCSA, utilizando los índices predichos del Niño del Pacífico y de la ZCIT del modelo GFDL-SPEAR para el período 1992–2023 (en adelante,  $MLR_{PRED}$ ; Figura 4). Con base en PISCOpv2.1, el modelo MLRPRED reproduce con alta fidelidad la variabilidad interanual de las anomalías de precipitación en los Andes peruanos del norte (al norte de 5°S) y a lo largo de la costa ecuatoriana. Los datos independientes de prueba para 2012–2023

muestran correlaciones positivas significativas ( $> 0,6$ ) en estas regiones (Figura 4a), lo que respalda la capacidad del modelo para capturar la dinámica interanual de DEF.



**Figura 4:** (a) Correlación espacial entre las anomalías de precipitación DJF observadas y pronosticadas—inicializadas en diciembre—en la costa occidental de Sudamérica (WCSA) para elevaciones inferiores a 1000 m s. n. m., estimadas mediante el modelo de regresión lineal múltiple ( $MLR_{PRED}$ ) durante el verano austral (diciembre–febrero, DEF) en el periodo de validación 2012–2023. El modelo  $MLR_{PRED}$  se construyó a partir de los coeficientes de regresión (p. ej., pendiente) derivados del modelo  $MLR_{OBS}$ . Las regiones sombreadas indican correlaciones estadísticamente significativas al 95 % de confianza. (b) Error cuadrático medio (RMSE) de las estimaciones de precipitación del modelo  $MLR_{PRED}$ . El análisis se realizó utilizando el producto de precipitación PISCOpv2.1.

El error cuadrático medio (RMSEPRED) alcanza sus valores más bajos a lo largo de la costa norte del Perú (al norte de 5° S) y de la costa ecuatoriana ( $< 1$  desviación estándar) (Figura 4b). En contraste, los valores más altos de RMSE se concentran en las porciones central y sur de la costa norte del Perú, con rangos que varían entre 1, 2 y 3 desviaciones estándar. Estos resultados son consistentes con la fuerte relación lineal entre la precipitación de DEF y las anomalías de TSM a lo largo de las costas del norte del Perú y Ecuador (Woodman, 1998;

Takahashi, 2004; Bazo et al., 2013; De Guenni et al., 2017), así como con el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ en el Pacífico central y oriental (Rossel & Caldier, 2009; Sulca et al., 2018). muestran correlaciones positivas significativas ( $> 0,6$ ) en estas regiones (Figura 4a), lo que respalda la capacidad del modelo para capturar la dinámica interanual de DEF.

La precipitación de diciembre a febrero (DEF) en WCSA muestra una alta sensibilidad a la diversidad de eventos El Niño, ya que el calentamiento en el Pacífico oriental o central, así como el fortalecimiento de la ZCIT tienden a generar efectos opuestos (Sulca et al., 2018). Sin embargo, los modelos de pronóstico climático solo logran distinguir con habilidad los eventos de tipo Pacífico oriental (E) y central (C) durante el verano austral, y únicamente con plazos de predicción muy cortos, de aproximadamente un mes (Ren et al., 2019). Para evaluar la predictibilidad, aplicamos un modelo MLR con el fin de pronosticar la precipitación DEF en WCSA con tres meses de anticipación, utilizando como predictores los índices contemporáneos (lag cero) de la TSM del Pacífico asociada a El Niño y de la ZCIT. No obstante, el modelo mostró una habilidad muy limitada (resultados no presentados). Estos hallazgos indican que los valores de dichos índices durante la primavera austral (septiembre-octubre-noviembre; SON) son insuficientes para predecir la evolución del sistema climático de gran escala relevante para las precipitaciones de verano austral en WCSA.

### C. Limitaciones del modelo MLR

Una primera limitación del modelo MLR para pronosticar anomalías de precipitación durante diciembre-enero-febrero (DEF) en WCSA es la baja capacidad predictiva de los modelos globales de circulación (GCM) para el índice EPITCZ bajo condiciones de El Niño moderado. Además, el modelo MLR no incorpora otros predictores locales relevantes para la precipitación, como índices termodinámicos (Rivas, 2023), índices de convección tropical (Galvez & Davison, 2016; Yu & Zhang, 2018), el fenómeno de El Niño costero (Takahashi et al., 2018) o combinaciones de índices (Mayta et al., 2024), los cuales podrían contribuir a reducir el sesgo (Manzanas & Gutiérrez, 2019).

El modelo MLR también presenta limitaciones para predecir las anomalías de precipitación durante septiembre-octubre-noviembre (SON) en WCSA,

dado que estas no están principalmente condicionadas por cambios en la circulación a gran escala sobre Sudamérica. En contraste, las anomalías de DJF responden a variaciones del El Niño del Pacífico Este y de la Zona de Convergencia Intertropical central y oriental (CPITCZ y EPITCZ). Por otro lado, la baja precipitación observada en WCSA antes del verano austral se vincula a las condiciones áridas prevalentes entre julio y noviembre (Rau et al., 2017; Ilbay-Yupa et al., 2021).

## 3. Conclusiones

Las predicciones mejoradas de las anomalías de precipitación de diciembre-enero-febrero (DEF) a lo largo de la costa norte de Perú y Ecuador, obtenidas mediante el modelo de regresión lineal múltiple (MLR), podrían contribuir al fortalecimiento de las acciones basadas en pronósticos para mitigar los impactos de sequías e inundaciones en la región (Caramanica et al., 2020; Lala et al., 2021). Además, esta herramienta podría mejorar la comprensión de los efectos del cambio climático sobre la precipitación en la costa oeste de Sudamérica (WCSA) y su predictibilidad, al permitir explicar efectos de los cambios próximos en la variabilidad del El Niño del Pacífico Oriental y de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Oriental (Geng et al., 2022).

Asimismo, la identificación de nuevas teleconexiones remotas que afectan la precipitación durante el verano austral en la WCSA —como la fase fría del Modo Meridional Atlántico y la forzante térmica de la Meseta Tibetana, que intensifican el flujo de humedad desde la cuenca amazónica (Chiang & Vimont, 2004; Xie et al., 2023; Zhang et al., 2024)— podría contribuir a perfeccionar la versión actual del modelo MLR. Del mismo modo, el fortalecimiento del chorro de bajo nivel del Orinoco y la fase fría del Modo Meridional del Pacífico ecuatorial —que intensifican los flujos de humedad del norte y del oeste provenientes del Atlántico tropical occidental y del Pacífico extremo oriental (Martínez et al., 2022; Chiang & Vimont, 2004)— también podría desempeñar un papel relevante. Estos flujos de humedad, tanto del oeste como del este, podrían servir de base para desarrollar un modelo MLR centrado en el transporte de humedad, destinado a predecir la precipitación DEF en la WCSA en estudios futuros.

## Referencias

- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11), C11007. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>
- Aybar, C., Fernández, 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. *Hydrological Sciences Journal*, 65(5), 770–785. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1649411>
- Bazo, J., Lorenzo, M. D. L. N., & Da Rocha, R. P. (2013). Relationship between monthly rainfall in NW Peru and the tropical sea surface temperature. *Advances in Meteorology*, 2013, Article 152875. <https://doi.org/10.1155/2013/152875>
- Beaton, R. H., & Tukey, J. W. (1974). The fitting of power series, meaning polynomials, illustrated on band-spectroscopic data. *Technometrics*, 16(2), 147–185. <https://doi.org/10.1080/00401706.1974.10489171>
- Cai, W., Santoso, A., Collins, M., Dewitte, B., Karamperidou, C., Kug, J.-S., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., Taschetto, A. S., Timmermann, A., Wu, L., Yeh, S.-W., Wang, G., Ng, B., Jia, F., Yang, Y., Ying, J., Zheng, X.-T., ... Zhong, W. (2021). Changing El Niño– Southern oscillation in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9), 628–644. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00216-9>
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J.-Y., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., & Yeh, S.-W. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921–938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Kug, J.-S., Takahashi, K., & McPhaden, M. J. (2020). ENSO diversity. In McPhaden, M. J., Santoso, A., & Cai, W. (Eds.) *El Niño Southern Oscillation in a changing climate* (pp. 65–86). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119548164.ch4>
- Caramanica, A., Huamán Mesía, L., Morales, C. R., Huckleberry, G., Castillo B., L. J., & Quilter, J. (2020). El Niño resilience farming on the north coast of Peru. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(39), 24127–24137. <https://doi.org/10.1073/pnas.2006519117>
- De Guenni, L. B., García, M., Muñoz, Á. G., Santos, J. L., Perugachi, C., & Castillo, J. (2017). Predicting monthly precipitation along coastal Ecuador: ENSO and transfer function models. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(3-4), 1059–1073. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1828-4>
- Delworth, T. L., et al. (2020). SPEAR: The next generation GFDL modeling system for seasonal and multidecadal prediction and projections. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(3), e2019MS001895. <https://doi.org/10.1029/2019MS001895>
- Ding, H., Newman, M., Alexander, M. A., & Wittenberg, A. T. (2018). Skillful climate forecasts of the tropical Indo-Pacific Ocean using model-analogs. *Journal of Climate*, 31(14), 5437–5459. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0661.1>
- DuMouchel, W., & O'Brien, F. (1989). Integrating a robust option into a multiple regression computing environment. In *Computer Science and Statistics: Proceedings of the 21st Symposium on the Interface* (pp. 297–302). Interface Foundation of North America.
- Fernandez-Palomino, C. A., Hattermann, F. F., Krysanova, V., Lobanova, A., Vega-Jácome, F., Lavado, W., Santini, W., Aybar, C., & Bronstert, A. (2022). A novel high-resolution gridded precipitation dataset for Peruvian and Ecuadorian watersheds – development and hydrological evaluation. *Journal of Hydrometeorology*, 23(3), 309–336. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0285.1>
- Gálvez, J. M., & Davison, M. (2015). The Gálvez–Davison Index for tropical convection [Preliminary draft, unpublished manuscript]. [http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI\\_Manuscript\\_V20150910.pdf](http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI_Manuscript_V20150910.pdf)
- Geng, T., Cai, W., Wu, L., Santoso, A., Wang, G., Jing, Z., Gan, B., Yang, Y., Li, S., Wang, S., Chen, Z., & McPhaden, M. J. (2022). Emergence of changing Central-Pacific and Eastern-Pacific El Niño–Southern Oscillation in a warming climate. *Nature*

- Communications, 13, Article 6616.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-022-33930-5>
- Gutiérrez, J. M., Cano, R., Cofiño, A. S., & Sordo, C. (2005). Analysis and downscaling multi-model seasonal forecast in Peru using self-organizing maps. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 57(5), 435–447.  
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00128.x>
- Huaman, L., & Takahashi, K. (2016). The vertical structure of the eastern Pacific ITCZs and associated circulation using the TRMM Precipitation Radar and in situ data. *Geophysical Research Letters*, 43(15), 8230–8239.  
<https://doi.org/10.1002/2016GL068835>
- Huaman, L., & Schumacher, C. (2018). Assessing the vertical latent structure of the east Pacific ITCZ using the CloudSat CPR and TRMM PR. *Journal of Climate*, 31(7), 2563–2577.  
<https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0590.1>
- Ilbay-Yupa, M., Lavado-Casimiro, W., Rau, P., Zubieta, R., & Castellón, F. (2021). Updating regionalization of precipitation in Ecuador. *Theoretical and Applied Climatology*, 143(3–4), 1513–1528.  
<https://doi.org/10.1007/s00704-020-03476-x>
- Jauregui, Y. R., & Takahashi, K. (2018). Simple physical-empirical model of the precipitation distribution based on a tropical sea surface temperature threshold and the effects of climate change. *Climate Dynamics*, 50(5–6), 2217–2237.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3745-3>
- Kirtman, B. P., Min, D., Infanti, J. M., Kinter, J. L., Paolino, D. A., Zhang, Q., van den Dool, H., Saha, S., Mendez, M. P., Becker, E., Peng, P., Tripp, P., Huang, J., DeWitt, D. G., Tippet, M. K., Barnston, A. G., Li, S., Rosati, A., Schubert, S. D., ... Wood, E. F. (2014). The North American Multi-Model Ensemble. Phase I: Seasonal-to-interannual prediction; Phase II: Toward developing intraseasonal prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(4), 585–601.  
<https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00050.1>
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño-related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231–237.  
<https://doi.org/10.5194/adgeo-14-231-2008>
- Lala, J., Bazo, J., Anand, V., & Block, P. (2021). Optimizing forecast-based actions for extreme rainfall events. *Climate Risk Management*, 34, 100374.  
<https://doi.org/10.1016/j.crm.2021.100374>
- Lavado-Casimiro, W., & Espinoza, J.-C. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorología*, 29(2), 171–182.  
<https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000200003>
- Lu, F., Harrison, M. J., Rosati, A., Delworth, T. L., Yang, X., Cooke, W. F., Jia, L., McHugh, C., Johnson, N. C., Bushuk, M., Zhang, Y., & Adcroft, A. (2020). GFDL's SPEAR seasonal prediction system: Initialization and ocean tendency adjustment (OTA) for coupled model predictions. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(12), e2020MS002149.  
<https://doi.org/10.1029/2020MS002149>
- Manzanas, R., & Gutiérrez, J. M. (2019). Process-conditioned bias correction for seasonal forecasting: a case-study with ENSO in Peru. *Climate Dynamics*, 52(3-4), 1673–1683.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4226-z>
- Martinez, J. A., Arias, P. A., Junquas, C., Espinoza, J.-C., Condom, T., Dominguez, F., & Morales, J. S. (2022). The Orinoco Low-Level Jet and the Cross-Equatorial Moisture Transport Over Tropical South America: Lessons from Seasonal WRF Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2021JD035603.  
<https://doi.org/10.1029/2021JD035603>
- Mayta, V. C., Lin, Q.-J., Adames Corraliza, Á. F., & Chavez Mayta, E. (2024). Impact of tropical waves on extreme rainfall events during coastal El Niño. *Environmental Research Letters*, 19(9), 094037.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ad6ced>
- Philander, S. G. H., Gu, D., Lambert, G., Li, T., Halpern, D., Lau, N.-C., & Pacanowski, R. C. (1996). Why the ITCZ is mostly north of the Equator. *Journal of Climate*, 9(12), 2958–2972.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2)
- Ratterman, C., Zhang, W., Affram, G., & Vernon, B. (2023). Improving the CFSv2 seasonal precipitation forecasts across the United States by combining weather regimes and Gaussian mixture models. *Journal of Hydrometeorology*, 24(9), 1583–1593.  
<https://doi.org/10.1175/JHM-D-22-0188.1>

- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14), 4407. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>
- Rau, P., Bourrel, L., Labat, D., Melo, P., Dewitte, B., Frappart, F., Lavado, W., & Felipe, O. (2017). Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast. *International Journal of Climatology*, 37(1), 143–158. <https://doi.org/10.1002/joc.4693>
- Recalde-Coronel, G. C., Barnston, A. G., & Muñoz, A. G. (2014). Predictability of December–April rainfall in coastal and Andean Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(6), 1471–1493. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0133.1>
- Ren, H.-L., Scaife, A. A., Dunstone, N., Tian, B., Liu, Y., Ineson, S., Lee, J.-Y., Smith, D., Liu, C., Thompson, V., Vellinga, M., & MacLachlan, C. (2019). Seasonal predictability of winter ENSO types in operational dynamical model predictions. *Climate Dynamics*, 52(7–8), 3869–3890. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4366-1>
- Rivas, P. R. (2023). A moisture budget analysis of tropical convective systems [Master's thesis, University of Washington]. University of Washington ResearchWorks. <http://hdl.handle.net/1773/50209>
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8), 1606–1626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115%3C1606:GARSPP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115%3C1606:GARSPP%3E2.0.CO;2)
- Rossel, F., & Cadier, E. (2009). El Niño and prediction of anomalous monthly rainfalls in Ecuador. *Hydrological Processes*, 23(22), 3253–3260. <https://doi.org/10.1002/hyp.7401>
- Sanabria, J., Bourrel, L., Dewitte, B., Frappart, F., Rau, P., Solis, O., & Labat, D. (2018). Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1737–1747. <https://doi.org/10.1002/joc.5292>
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI]. (2023). Escenario probabilístico de lluvias - verano 2024. Informe técnico N° 10-2023/SENAMHI-DMA-SPC. <https://hdl.handle.net/20.500.12542/2917>
- Srinivas, G., Vialard, J., Liu, F., Voldoire, A., Izumo, T., Guilyardi, E., & Lengaigne, M. (2024). Dominant contribution of atmospheric nonlinearities to ENSO asymmetry and extreme El Niño events. *Scientific Reports*, 14(1), 8122. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-58803-3>
- Sulca, J., & Takahashi, K. (2025). Forecasting austral summer precipitation along western coast of South America (WCSA). *Environmental Research Communications*, 7(10), 101005. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/ae0de9>
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., & 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(1), 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>
- Sulca, J., Vuille, M., Timm, O. E., Dong, B., & 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(1), 65–85. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0066.1>
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, 22(11), 3917–3926. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3917-2004>
- Takahashi, K., & Battisti, D. S. (2007). Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part I: The Andes and the Eastern Pacific ITCZ. *Journal of Climate*, 20(14), 3434–3451. <https://doi.org/10.1175/jcli4198.1>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10), L10704. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>
- Takahashi, K., & Dewitte, B. (2016). Strong and

moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*, 46(5-6), 1627–1645.

<https://doi.org/10.1007/s00382-015-2665-3>

Takahashi, K., Aliaga-Nestares, V., Avalos, G., Bouchon, M., Castro, A., Cruzado, L., Dewitte, B., Gutiérrez, D., Lavado-Casimiro, W., Marengo, J., Martínez, C., Mosquera-Vásquez, K., & Quispe, N. (2018). The 2017 coastal El Niño (Sidebar 7.2). In Blunden, J., Arndt, D. S., & Hartfield, G. (Eds.), *State of the climate in 2017* (Bulletin of the American Meteorological Society, 99(8), S209–S211).

<https://doi.org/10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1>

Takahashi, K., & Martínez, A. G. (2019). The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*, 52(12), 7389–7415.

<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3702-1>

Thielen, D. R., Ramoni-Perazzi, P., Zamora-Ledezma, E., Puche, M. L., Marquez, M., Quintero, J. I., Rojas, W., Quintero, A., Bianchi, G., Soto-Werschwitz, I. A., & Arizapana-Almonacid, M. A. (2023). Effect of extreme El Niño events on the precipitation of Ecuador. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(4), 1507–1527.

<https://doi.org/10.5194/nhess-23-1507-2023>

Tobar, V., & Wyseure, G. (2018). Seasonal rainfall patterns classification, relationship to ENSO and rainfall trends in Ecuador. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1808–1819.

<https://doi.org/10.1002/joc.5297>

Trenberth, K. E., Branstator, G. W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N., & Ropelewski, C. (1998). Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14291–14324.

<https://doi.org/10.1029/97JC01444>

Vavrus, S. J., Wang, F., & Block, P. (2022). Rainy season precipitation forecasts in coastal Peru from the North American Multi-Model Ensemble. *International Journal of Climatology*, 42(12), 6221–6234.

<https://doi.org/10.1002/joc.7586>

Waylen, P. R., & Caviedes, C. N. (1986). El Niño and annual floods on the north Peruvian littoral. *Journal of Hydrology*, 89(1–2), 141–156.

[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90148-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90148-4)

Woodman, R. (1998). Pronóstico de lluvias basado en los pronósticos de TSM de NOAA/NCEP: Ciudad de Piura. Instituto Geofísico del Perú,

<http://hdl.handle.net/20.500.12816/589>

Xie, Y., Huang, J., Wu, G., Liu, Y., Dong, W., Lu, M., He, B., Su, Z., Bao, Q., Zhao, Q., & Liu, Y. (2023). Oceanic repeaters boost the global climatic impact of the Tibetan Plateau. *Science Bulletin*, 68(19), 2225–2235.

<https://doi.org/10.1016/j.scib.2023.07.019>

Yu, H., & Zhang, M. (2018). Explaining the year-to-year variability of the eastern Pacific Intertropical Convergence Zone in the boreal spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(8), 3847–3856.

<https://doi.org/10.1002/2017JD028156>

Zhang, Y., Pan, Y., Xue, Y., Diallo, I., Zeng, X., Li, S., Neelin, J. D., Lau, W. K. M., Boone, A. A., Vitart, F., Yao, T., Tang, Q., Sato, T., Koo, M.-S., Ardilouze, C., Saha, S. K., Yang, J., Matera, S., Lin, Z., ... Guo, W. (2024). Near-global summer circulation response to the spring surface temperature anomaly in Tibetan Plateau — the GEWEX/LS4P first phase experiment. *Climate Dynamics*, 62(4), 2907–2924.

<https://doi.org/10.1007/s00382-024-07210-5>

Zhao, M., Golaz, J. -C, Held, I. M., Guo, H., Balaji, V., Benson, R., Chen, J. -H, Chen, X., Donner, L. J., Dunne, J. P., Dunne, K., Durachta, J., Fan, S. -M, Freidenreich, S. M., Garner, S. T., Ginoux, P., Harris, L. M., Horowitz, L. W., Krasting, J. P., ... Xiang, B. (2018a). The GFDL global atmosphere and land model AM4.0/LM4.0: 1. Simulation characteristics with prescribed SSTs. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(3), 691–734.

<https://doi.org/10.1002/2017MS001208>

Zhao, M., Golaz, J. -C, Held, I. M., Guo, H., Balaji, V., Benson, R., Chen, J. -H, Chen, X., Donner, L. J., Dunne, J. P., Dunne, K., Durachta, J., Fan, S. -M, Freidenreich, S. M., Garner, S. T., Ginoux, P., Harris, L. M., Horowitz, L. W., Krasting, J. P., ... Xiang, B. (2018b). The GFDL global atmosphere and land model AM4.0/LM4.0: 2. Model description, sensitivity studies, and tuning strategies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(3), 735–769.

<https://doi.org/10.1002/2017MS001209>

# EFFECTO DE CAMBIO DE LA RUGOSIDAD DEL BOSQUE AMAZÓNICO EN LAS PRECIPITACIONES SOBRE LA AMAZONÍA

Miguel Saavedra Huanca<sup>1</sup> & Ken Takahashi Guevara<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

**Palabras clave:** bosque amazónico, Modelo WRF, parámetro de rugosidad, proyecto AmazClim.

Citar como Saavedra, M. & Takahashi, K. (2025). Efecto de cambio de la rugosidad del bosque amazónico en las precipitaciones sobre la Amazonía. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, vol 12 n.º 11, págs. 16-21.

## ¿Cuál es la contribución de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Las simulaciones muestran que al reducir solo la rugosidad superficial del bosque amazónico —uno de los efectos directos de la deforestación— no disminuye la lluvia, pero sí cambia dónde cae. Al haber menos fricción, el viento se acelera alrededor de 35 %, transporta la humedad con mayor rapidez y genera un patrón desigual: menos lluvia en el centro-norte de la Amazonía y más en la zona sur. Para los tomadores de decisiones, estos resultados ilustran que el efecto de la deforestación no se limita a los efectos en el reciclaje de humedad o el balance de energía local, sino que también puede reorganizar la distribución espacial del clima.

## Resumen

Es fundamental comprender los cambios en la precipitación asociados con un posible escenario de deforestación amazónica, tanto desde una perspectiva hidrológica como de los recursos biológicos. Este estudio evalúa el impacto de las lluvias al considerar un escenario de deforestación, donde el bosque es reemplazado por pastizales, pero modificando únicamente uno de los parámetros vinculados a la deforestación: el parámetro de rugosidad de la cobertura en la cuenca amazónica. Para ello, se empleó el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF) acoplado al modelo de superficie del suelo y vegetación NOAH-LSM. Se llevaron a cabo experimentos de sensibilidad correspondientes a una temporada de lluvias (diciembre-marzo), reduciendo dicho parámetro del valor correspondiente a bosque al valor para pasto. Los resultados muestran que la disminución de la fricción superficial intensifica la velocidad del viento en un 35 % sobre la cuenca. Esta aceleración modifica el transporte de humedad y genera un patrón dipolar de precipitación: una reducción en la Amazonía centro-norte, asociada a la divergencia del flujo, y un incremento en el borde sur debido a una mayor convergencia de humedad transportada desde el

Atlántico. En los experimentos realizados, la reducción de la rugosidad no influyó de forma apreciable en la precipitación neta; más bien, tuvo el efecto de redistribuir espacialmente las lluvias en un patrón coherente con una región que actúa como un corredor para el transporte de la humedad hacia el borde sur de la Amazonía.

## 1. Introducción

El bosque amazónico constituye uno de los principales ecosistemas con mayor biodiversidad del planeta y una fuente esencial de recursos para el ser humano. Además, cumple un papel fundamental en el sistema climático regional, ya que no solo es territorio de paso de las fuentes de humedad que posteriormente generan precipitaciones en diversas zonas de Sudamérica, sino que también recicla gran parte de esta. La humedad que ingresa a la Amazonía proviene en gran medida de la evaporación en el Atlántico tropical y es transportada sobre el bosque amazónico, donde puede producir precipitación. Parte de esta lluvia vuelve a evaporarse desde la superficie forestal y regresa a la atmósfera, permitiendo que precipite en la misma zona o sea transportada hacia otras regiones, como el sur de

Sudamérica o los Andes (Dirmeyer et al., 2009; Staal et al., 2018). Este proceso de reciclaje de precipitación es sensible al estado del bosque y tiene implicancias directas en la hidrología regional.

Los modelos numéricos son una herramienta importante para comprender los procesos físicos que controlan la distribución espacial y temporal de la precipitación. En particular, se han utilizado para investigar los posibles efectos de la deforestación, así como para analizar los procesos climáticos e hidrológicos. Por ejemplo, simulaciones a 15 km realizadas por Sierra et al. (2021) muestran que un escenario del 40 % de deforestación genera un déficit de precipitación, principalmente debido a la reducción de la evapotranspiración en las zonas deforestadas y de la convergencia de humedad. A mayor resolución espacial (5 km), Yoon et al. (2025) realizaron simulaciones para un escenario de deforestación amazónica total, resolviendo en mayor detalle los procesos convectivos (Convection - permitting). Si bien esto no implica necesariamente mayor exactitud, encontraron que, aunque no se modifica significativamente la precipitación promedio, sí se altera el patrón espacial y la estacionalidad sobre la Amazonía. Los autores explican que la ausencia de un cambio neto resulta de la compensación entre la reducción de la evapotranspiración y el incremento del transporte de humedad desde el Atlántico tropical. Si bien este último efecto es considerablemente más pronunciado que lo reportado en investigaciones previas, no es claro por qué debería atribuirse a la mayor resolución espacial del modelo. Estos estudios evidencian la necesidad de una comprensión a mayor profundidad de los procesos asociados a los cambios que la deforestación introduce en los procesos de superficie, considerando las diferentes escalas espaciales y temporales involucradas. Por otro lado, el uso de modelos globales de alta resolución tiene un alto costo computacional y es difícil asegurar que los efectos que se observan se deben solo a los factores evaluados en los experimentos, por lo que los modelos regionales pueden ser una herramienta más efectiva para evaluar los procesos climáticos locales (Gutowski et al., 2020).

En este contexto, el presente trabajo se enmarca en el estudio sistemático de los procesos asociados a los diferentes efectos de la deforestación

amazónica, analizando primero la influencia solo del cambio de la rugosidad asociado al tipo de cobertura, modificándola de valores característicos de bosque hacia valores típicos de pasto. De esta manera, este artículo evalúa específicamente la respuesta de la variable precipitación al cambio asociado principalmente al efecto de la altura de los árboles del bosque. Esto es introducido a través del parámetro de rugosidad  $Z_0$ , el cual es la altura teórica a la que la velocidad del viento sería cero debido a la rugosidad de la superficie, incluyendo la vegetación.

## 2. Metodología

### Datos y métodos

Este estudio introdujo modificaciones en el parámetro de rugosidad utilizando el modelo atmosférico regional Weather Research and Forecasting Model (WRF) (Skamarock et al., 2019). Este modelo resuelve, a través de diferentes esquemas, procesos atmosféricos que pueden ser determinantes para la generación de precipitación, tales como la formación de nubes, la radiación solar e infrarroja y la turbulencia, entre otros. Para manejar los procesos de superficie se empleó el esquema NOAH Land Surface Model (NOAH - LSM), caracterizado por un nivel intermedio de complejidad (Jin et al., 2010), y que permite controlar diferentes parámetros de la superficie como el albedo, la fracción de vegetación y el índice de área foliar (LAI, por sus siglas en inglés). Este esquema calcula los flujos de energía y puede influir en los procesos que gobiernan el intercambio de calor, humedad y momento entre la superficie y la atmósfera (Chen & Dudhia, 2001).

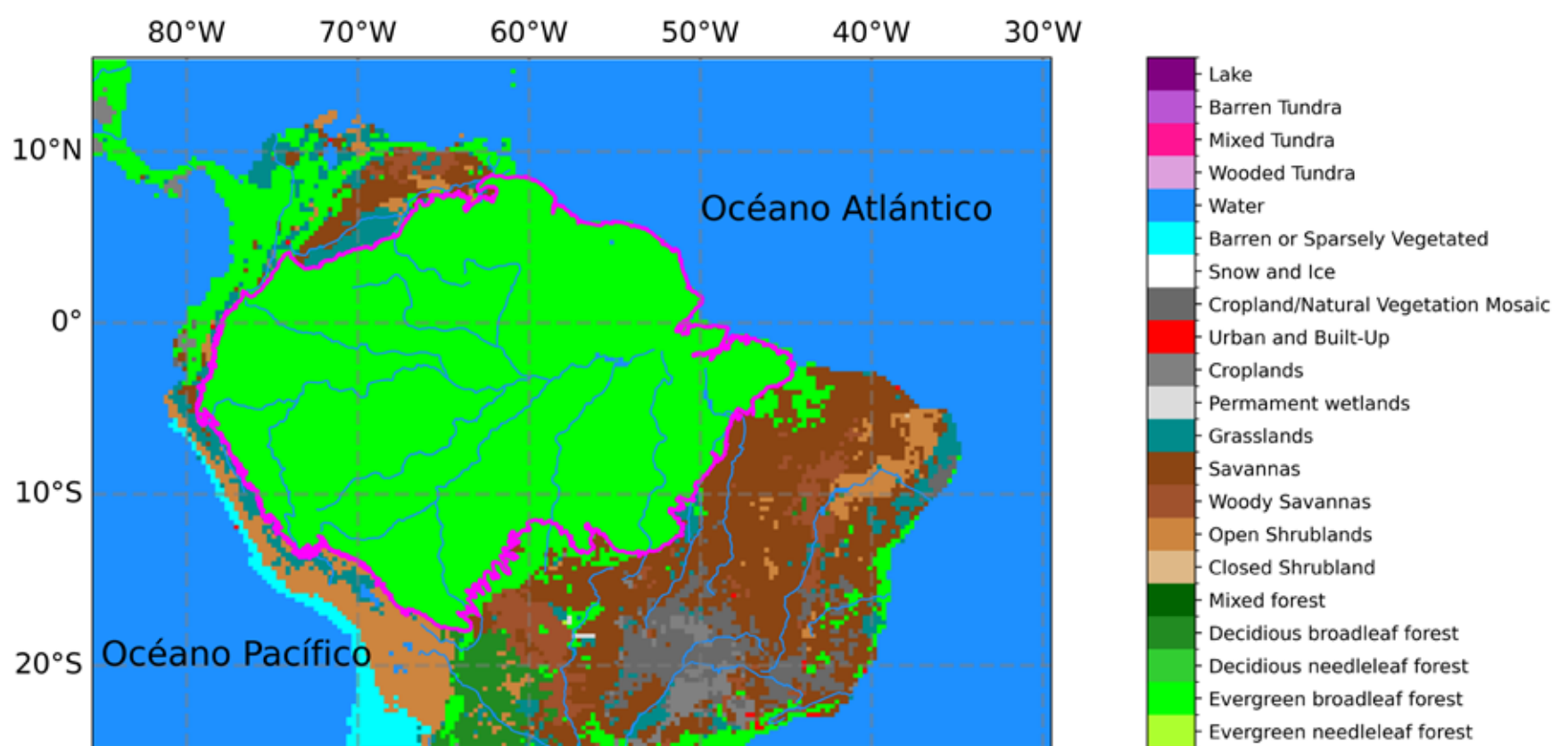
Los demás procesos físicos fueron representados mediante los siguientes esquemas: para las nubes se usaron los esquemas de nubes cúmulos y microfísica, Kain-Fritsch (Kain, 2004) y Purdue-Lin (Chen & Sun, 2002), respectivamente; y el de radiación solar e infrarroja fue parametrizado por los esquemas RRTM (Mlawer et al, 1997) y Dudhia (Dudhia, 1989). La capa límite planetaria fue representada mediante el esquema YSU (Hong et al., 2006).

El periodo de estudio abarcó del 20 de diciembre de 2019 al 22 de marzo de 2020. Se seleccionó este intervalo debido a la neutralidad de las condiciones climáticas asociadas a ENOS (El Niño - Oscilación del Sur). Solo se consideraron dos días adicionales

como periodo de spin-up, necesarios para que la atmósfera simulada se estabilice, sin embargo, es probable que para la humedad del suelo se requiera días adicionales. Las condiciones iniciales y de frontera están dadas por datos provenientes de ERA5 (Hersbach, et al., 2020). Para evaluar el impacto del cambio en el parámetro de rugosidad asociado a la deforestación se realizaron dos experimentos. El experimento de control (CTL) consideró que todo el bosque amazónico comprende un único tipo de bosque (Evergreen Broadleaf Forest), con el parámetro de rugosidad correspondiente de  $Z_o=0.5$  m. En el segundo experimento (EZo), a dicho tipo de bosque se le

redujo el parámetro de rugosidad a  $Z_o=0.12$  m, correspondiente a los valores máximos por defecto para el tipo de cobertura de pastura en la clasificación del modelo WRF.

La evaluación del impacto se realizó calculando las diferencias entre las salidas del modelo para los experimentos CTL y EZo. Además de la precipitación, se evaluaron las variables relevantes que mostraron cambios más importantes, tales como los vientos cercanos de la superficie, el flujo horizontal de humedad integrado verticalmente (VIMF) y su divergencia (VIMFD).

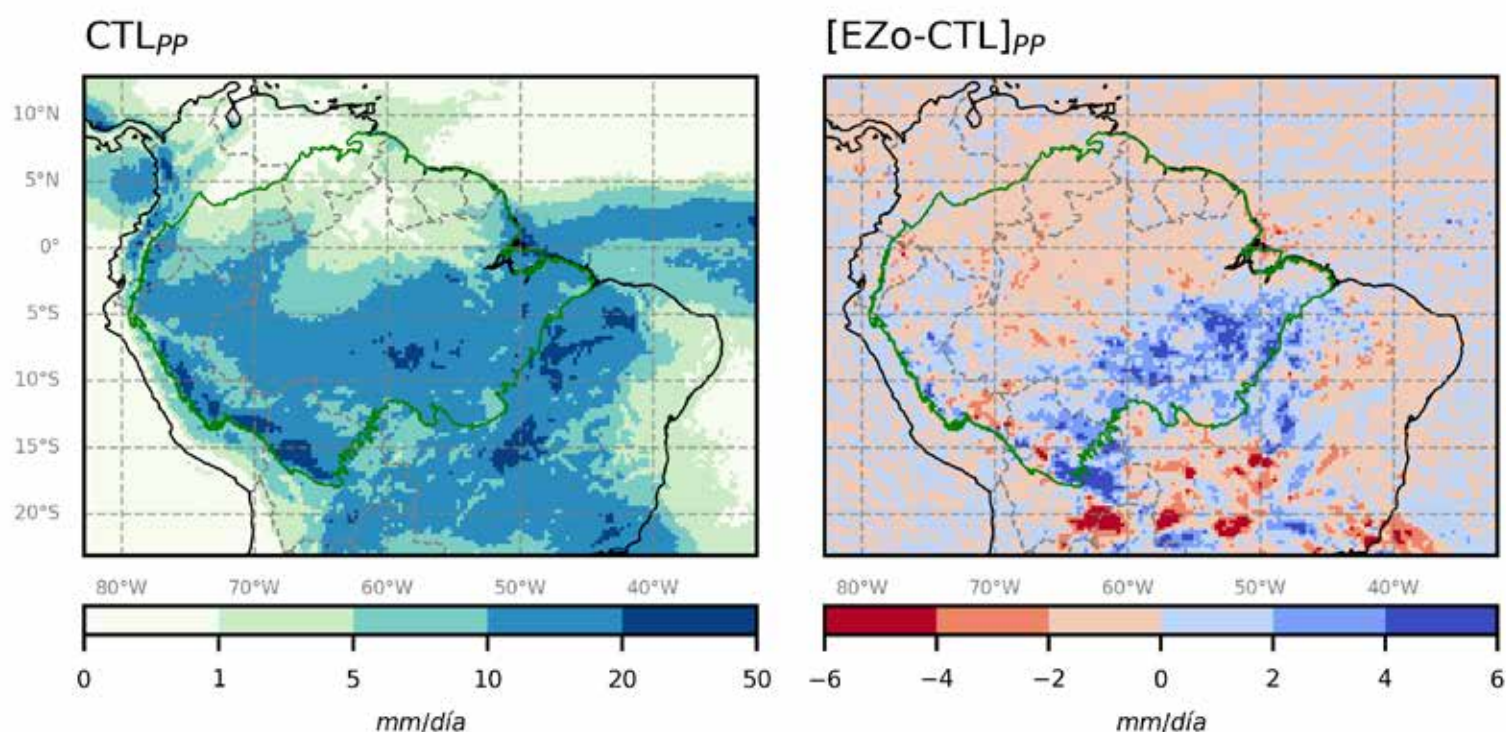


**Figura 1.** Región de Sudamérica utilizada para realizar las simulaciones con el modelo WRF. Los colores representan los tipos de cobertura utilizadas en la simulación CTL. La Amazonía está delimitada por la línea de color morado y se modela con un solo tipo de cobertura de bosque: árboles de hoja ancha perenne (evergreen broadleaf forest, en su denominación en inglés).

### 3. Resultados

La Figura 2 (izquierda) muestra la precipitación promedio de la simulación CTL sobre la zona de estudio. Este campo presenta un patrón espacial característico de los meses de diciembre a marzo, con máximas precipitaciones sobre la Amazonía brasileña y peruana. Esta distribución está principalmente asociada a la presencia del monzón sudamericano,

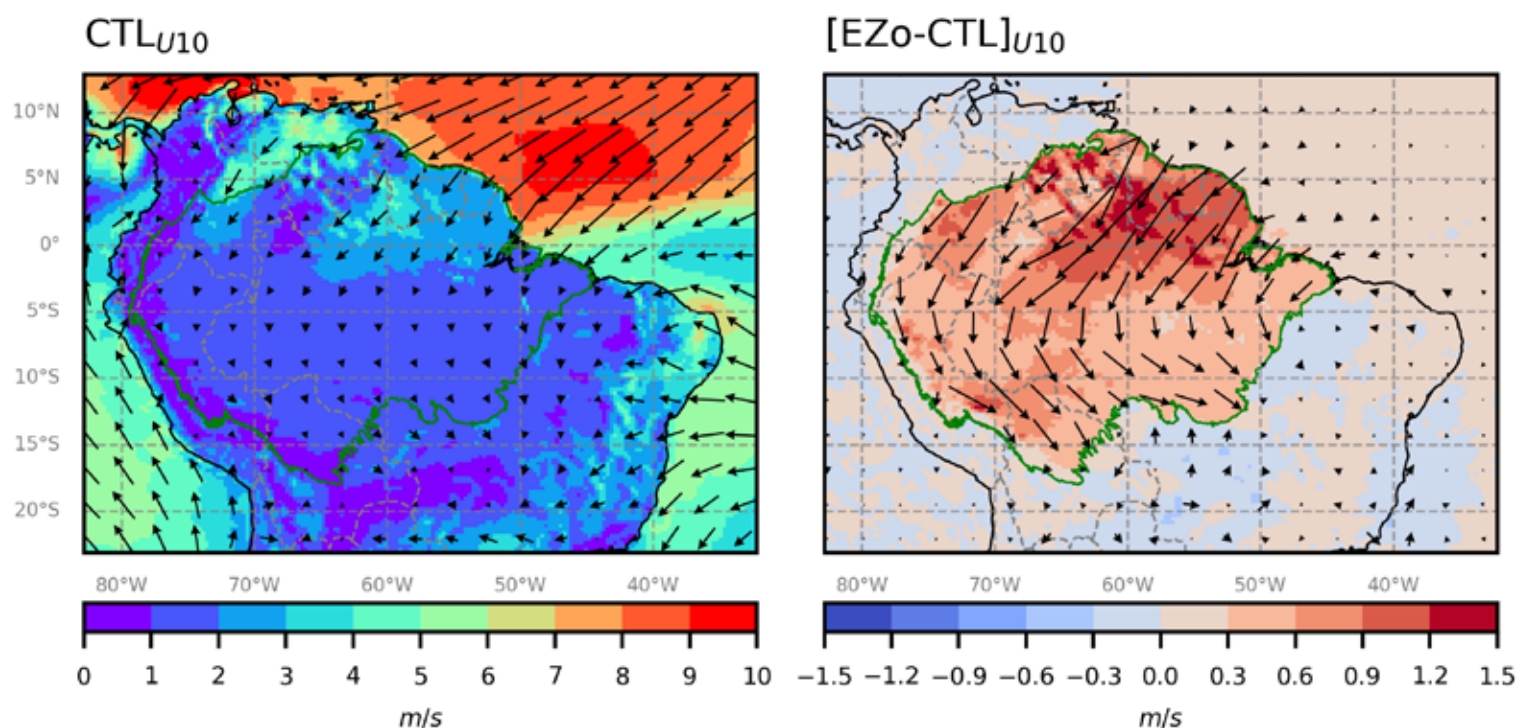
presenta un patrón dipolar, con reducción de la precipitación en la parte central y, en menor grado, en el norte de la Amazonía, y un incremento más pronunciado en la parte sur. En conjunto, este dipolo genera un cambio promedio positivo de aproximadamente 3 % (0.3 mm/día) respecto de las condiciones de CTL.



**Figura 2.** (Izquierda) Precipitación promedio correspondiente a la simulación CTL. (Derecha) Cambios de la precipitación promedio de la simulación EZo respecto de CTL.

La Figura 3 (izquierda) muestra el campo de vientos a 10 m de altura simulado en CTL y (derecha) el cambio con la reducción de la rugosidad. En CTL se observa el ingreso de vientos desde el noreste de Sudamérica, responsables del transporte de vapor de agua desde el océano Atlántico tropical hacia la Amazonía. También puede observarse una reducción significativa

de la velocidad del viento al ingresar a la región, un efecto asociado al incremento de la rugosidad de la superficie que impone la cobertura de tipo bosque. La Figura 3 (derecha) muestra que, con menor rugosidad, el viento superficial se intensifica en aproximadamente 35 % sobre toda la zona amazónica.



**Figura 3.** (Izquierda) Precipitación promedio correspondiente al viento (flechas). (Derecha) Cambios de la precipitación promedio de la intensidad (sombras) respecto al viento.

El transporte de humedad (VIMF) en CTL se puede observar en la Figura 4 (izquierda). La trayectoria de este flujo configura el monzón sudamericano, responsable de transportar humedad desde el trópico hacia las latitudes más altas de Sudamérica. La convergencia de estos flujos se relaciona directamente con el patrón espacial de lluvias (Figura 2 izquierda),

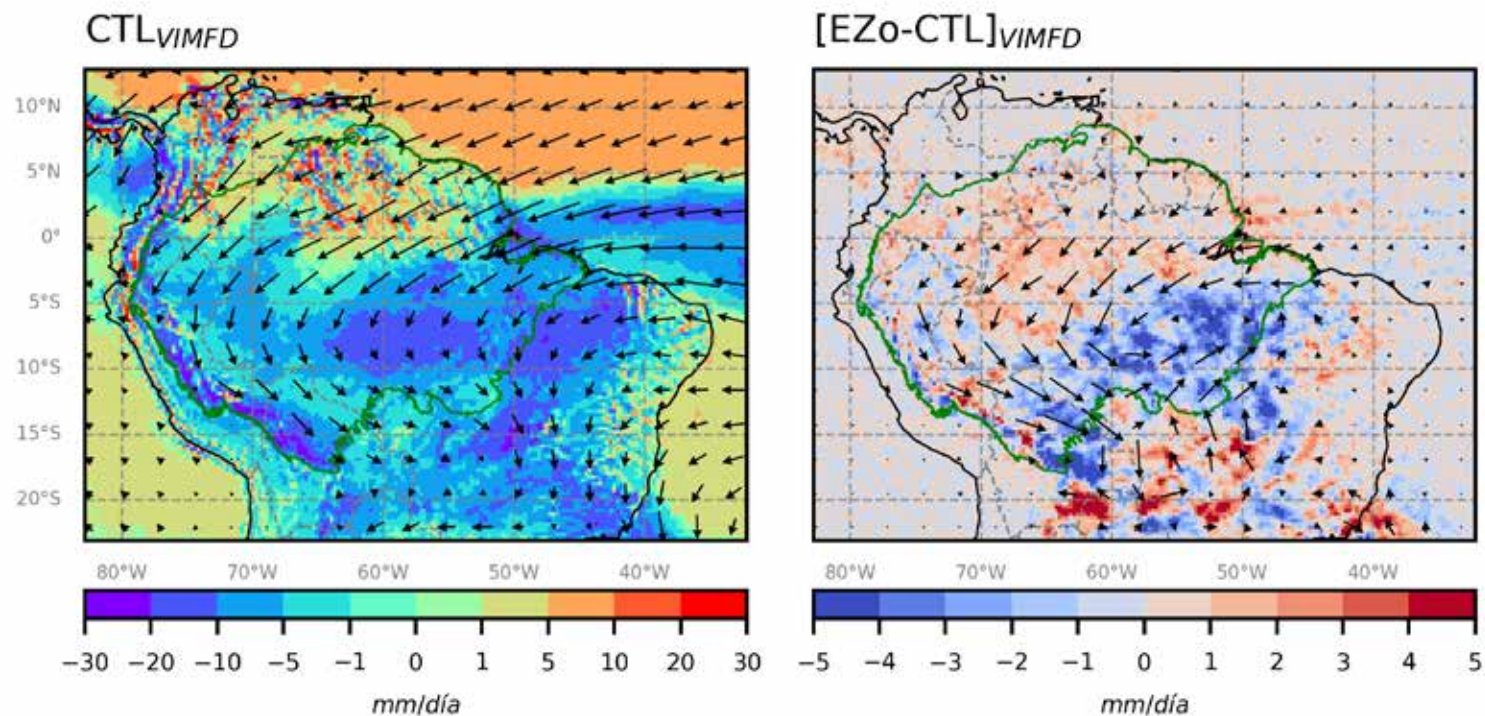
lo que sugiere que gran parte del vapor transportado puede cambiar de estado para convertirse en nubes y posteriormente en precipitación.

En la Figura 4 (derecha), con la reducción de la rugosidad, se observa claramente un aumento en los flujos de humedad que ingresan por el noreste de la

Amazonía y que convergen sobre su borde sur, especialmente sobre el territorio brasileño. Asimismo, se observan flujos divergentes en la zona norte de la Amazonía (norte de Brasil). Los patrones espaciales de los cambios en la precipitación y de los cambios en la convergencia (el negativo de la divergencia) presentan notables similitudes.

Esto sugiere que los cambios en la precipitación están

directamente relacionados con las variaciones en los flujos horizontales de humedad. En particular, la divergencia en el centro y norte de la Amazonía, asociada a la aceleración del viento y el aumento de los flujos de humedad, contrasta con la desaceleración de los vientos al aproximarse al borde sur de la región amazónica, donde la convergencia de la humedad asociada favorece la formación de lluvias.



**Figura 4.** (Izquierda) Precipitación promedio correspondiente a el flujo horizontal de humedad integrado verticalmente (flechas). (Derecha) Cambios de la precipitación promedio de su divergencia (sombras) respecto al flujo horizontal de humedad integrado verticalmente.

## 4. Conclusiones

En este trabajo se utilizó el modelo atmosférico regional WRF para simular las lluvias durante el periodo húmedo (diciembre-marzo), con el objetivo de evaluar el efecto mecánico de la rugosidad impuesta por el bosque amazónico sobre los patrones de viento y transporte de humedad dentro del dominio amazónico. Para ello, se diseñó un experimento de sensibilidad que comparó una simulación de control (bosque intacto) con un escenario en el que la rugosidad del bosque ( $Z_0=0.50$  m) fue sustituida por la correspondiente a pastizales ( $Z_0=0.12$  m) —reduciendo la fricción superficial— sin alterar otras propiedades de la cobertura.

En relación con el objetivo del estudio, los resultados de las simulaciones muestran que, si bien no hay un cambio neto de la lluvia, la reducción de la rugosidad superficial se asocia con un aumento de la velocidad del orden de 35 %. En particular, el experimento

realizado muestra que la velocidad del viento superficial se intensifica cuando se utiliza un parámetro de rugosidad correspondiente a pastizales en lugar de bosque. Este incremento modifica la distribución espacial de la precipitación, generando un aumento en la zona sur y ligeras reducciones en la zona norte de la Amazonía. Asimismo, la mayor velocidad del viento modifica el transporte de humedad a través del norte y centro de la cuenca, generando allí un déficit de lluvias por divergencia, para finalmente producir convergencia de los flujos de humedad sobre el borde sur. En resumen, bajo un escenario de deforestación, la reducción en la fricción introduce un patrón de cambio dipolar, con mayor lluvia al sur y menor en el centro y norte. Los siguientes experimentos evaluarán otros efectos climáticos locales de la deforestación, específicamente el cambio en la evapotranspiración y en el albedo superficial, para entender en forma integral estos efectos.

## Referencias

- Chen, F., & Dudhia, J. (2001). Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4), 569-585.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2)
- Chen, S., & Sun, W.-Y. (2002). A one-dimensional time dependent cloud model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(1), 99-118.  
<https://doi.org/10.2151/jmsj.80.99>
- Dudhia, J. (1989). Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)
- Dirmeyer, P. A., Brubaker, K. L., & DelSole, T. (2009). Import and export of atmospheric water vapor between nations. *Journal of hydrology*, 365(1-2), 11-22.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.016>
- Gutowski, W. J., P. A. Ullrich, A. Hall, Leung, L. R., O'Brien, T. A., Patricola, C. M., Arritt, R. W., Bukovsky, M. S., Calvin, K. V., Feng, Z., Jones, A. D., Kooperman, G. J., Monier, E., Pritchard, M. S., Pryor, S. C., Qian, Y., Rhoades, A. M., Roberts, A. F., Sakaguchi, K., ... Zarzycki, C. (2020). The Ongoing Need for High-Resolution Regional Climate Models: Process Understanding and Stakeholder Information. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(5), E664-E683.  
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0113.1>
- Hong, S., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318-2341.  
<https://doi.org/10.1175/mwr3199.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., . . . Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.  
<https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Jin, J., Miller, N. L., & Schlegel, N. (2010). Sensitivity Study of Four Land Surface Schemes in the WRF Model. *Advances in Meteorology*, 2010, Article 167436.  
<https://doi.org/10.1155/2010/167436>
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170-181.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:tkcpau>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:tkcpau>2.0.co;2)
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682.  
<https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., & Huang, X.-Y. (2019). A description of the advanced research WRF model Version 4.1 (NCAR Technical Note NCAR/TN-556+STR). National Center for Atmospheric Research.  
<https://doi.org/10.5065/1dfh-6p97>
- Sierra, J. P., Junquas, C., Espinoza, J.-C., Segura, H., Condom, T., Andrade, M., Molina-Carpio, J., Ticona, L., Mardoñez, V., Blacutt, L., Polcher, J., Rabatel, A., & Sicart, J. E. (2022). Deforestation impacts on Amazon-Andes hydroclimatic connectivity. *Climate Dynamics*, 58(9-10), 2609-2636.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-021-06025-y>
- Staal, A., Tuinenburg, O. A., Bosmans, J. H. C., Holmgren, M., van Nes, E. H., Scheffer, M., Zemp, D. C., & Dekker, S. C. (2018). Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nature Climate Change*, 8(6), 539-543.  
<https://doi.org/10.1038/s41558-018-0177-y>
- Yoon, A., & Hohenegger, C. (2025). Muted amazon rainfall response to deforestation in a global storm-resolving model. *Geophysical Research Letters*, 52(4), e2024GL110503.  
<https://doi.org/10.1029/2024GL110503>

# RESUMEN INFORME TÉCNICO

## n.º PPR/EL NIÑO-IGP/2025-10

Publicado el 19 de noviembre de 2025

Es probable el arribo de ondas de Kelvin frías hasta inicios del siguiente verano, luego es probable el arribo de ondas de Kelvin cálidas en lo que resta del verano, estas serían consecuencia de la reflexión de ondas de Rossby en el extremo occidental. Según el Índice Costero El Niño (ICEN), el valor correspondiente a setiembre (-0.22) se mantiene en la categoría Neutra (-0.22), al igual que los ICEN temporales (ICEN-tmp) estimados para octubre (-0.40) y noviembre (-0.45). Por su parte, el promedio de los pronósticos de los modelos climáticos de NMME indican, a la fecha, que las anomalías de la temperatura superficial del mar frente a la costa norte y centro del Perú permanecerían dentro de la categoría Neutra hasta marzo de 2026. No obstante, entre abril y setiembre de 2026, los modelos pronostican el desarrollo de un evento El Niño costero. En el Pacífico central, el Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) correspondiente a setiembre (-0.45) se localiza en la categoría Neutra. Los valores del ONI temporales de octubre (-0.57) y noviembre (-0.63) corresponden a la categoría Fría Débil. El promedio de los pronósticos de los modelos climáticos de NMME para los meses de noviembre y diciembre de 2025 indican la categoría fría débil; entre enero y abril de 2026 se localizan en la categoría neutra. Finalmente, a partir de mayo-junio de 2026, el promedio de los pronósticos se traducirían en el desarrollo de un evento El Niño en el Pacífico central.

El informe técnico completo se encuentra disponible en: <https://bit.ly/49dnFWd>



**Advertencia:** El presente informe sirve como insumo para la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno "El Niño" (ENFEN). El pronunciamiento colegiado de la comisión multisectorial del ENFEN es la información oficial definitiva. La presente información podrá ser utilizada bajo su propia responsabilidad.

# COMUNICADO OFICIAL

## EFEN n.º 12 - 2025



ESTUDIO NACIONAL DEL  
FENÓMENO "EL NIÑO"

COMISIÓN MULTISECTORIAL ENCARGADA  
DEL ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO "EL NIÑO" – ENFEN  
Decreto Supremo n.º 007-2017-PRODUCE

**Estado del sistema de alerta: No activo<sup>1</sup>**

Publicado el 18 de noviembre de 2025

La Comisión Multisectorial del ENFEN, en base al análisis de las condiciones oceánicas y atmosféricas observadas hasta la fecha, así como de los pronósticos de los modelos climáticos nacionales e internacionales, mantiene el Estado del Sistema de Alerta ante El Niño Costero/La Niña Costera de "No Activo" para la región Niño 1+2 (Figura 1), que abarca la costa norte y centro del país. Para este verano (diciembre 2025 - marzo 2026) predominaría la condición neutra (60 %), sobre la condición cálida (30 %) (Tabla 1, Figura 2). Asimismo, es más probable que la condición neutra cambie a condición "cálida débil"<sup>2</sup> a partir de abril de 2026, persistiendo al menos hasta julio de 2026.

Por otro lado, en el Pacífico central (región Niño 3.4, Figura 1), es más probable que la condición fría débil continúe hasta diciembre de 2025 (Figura 2). Para el verano 2025-2026 es más probable la condición

neutra (53 %), seguida de la condición fría débil (35 %) (Tabla 2, Figura 2). Sin embargo, para fines de otoño e inicios de invierno son más probables las condiciones cálidas.

Para el trimestre noviembre 2025 – enero<sup>3</sup> 2026, se prevén precipitaciones inferiores a lo normal en la costa norte. En la vertiente occidental andina norte y centro, es más probable un escenario de lluvias entre normales a por debajo de lo normal, y para el verano<sup>4</sup> 2026 se esperan condiciones normales en la costa norte; sin embargo, no se descartan eventos de lluvia de moderada intensidad y puntuales, especialmente durante marzo. En cuanto al pronóstico hidrológico<sup>5</sup>, se prevé que en los ríos de la Vertiente Hidrográfica del Pacífico predominen caudales normales, sin descartar eventos de crecidas repentinas.

<sup>1</sup> Vigilancia de El Niño Costero: De acuerdo con el análisis de las condiciones oceánicas y atmosféricas observadas y de la predicción de los modelos climáticos, el pronóstico probabilístico mensual del ICEN indica que la probabilidad de la categoría de las condiciones cálidas superará el 50% durante al menos tres meses consecutivos, por lo cual El Niño Costero podría desarrollarse. Al inicio del texto del CO se indicará una magnitud tentativa del posible evento y los meses en los que podría presentarse (Nota Técnica ENFEN 02-2024; <https://enfen.imarpe.gob.pe/download/nota-tecnica-enfen-02-2024-sistema-dealerta-ante-el-nino-y-la-nina-costera/>)

<sup>2</sup> Condición de "cálida débil" es cuando el ICEN es mayor que +0.5 y menor o igual que +1.3. (Nota Técnica ENFEN 01-2024; (<https://enfen.imarpe.gob.pe/download/nota-tecnica-enfen-01-2024-definicion-operacional-de-los-eventos-el-nino-costero-y-la-nina-costera-en-elperu/?wpdmdl=1905&refresh=691b0d3c0f0f51763380540>).

En cuanto a los recursos pesqueros, para las próximas semanas, se espera que la anchoveta del stock norte-centro se distribuya dentro de las 40 millas náuticas frente a la costa. En el caso de los recursos transzonales, se incrementaría la disponibilidad de perico en el litoral peruano; y aumentaría la actividad reproductiva del recurso bonito, de acuerdo al patrón estacional.

Se recomienda a los tomadores de decisiones adoptar medidas correspondientes a la prevención, preparación y reducción del riesgo de desastres. Asimismo, se sugiere dar seguimiento constante a los avisos meteorológicos<sup>6</sup> y pronósticos estacionales<sup>7</sup>, para las acciones correspondientes. Por otro lado, se exhorta a la población a mantenerse informada a través de las fuentes oficiales del ENFEN.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continuará monitoreando la evolución de las condiciones oceánicas, atmosféricas y biológicas-pesqueras, y

actualizando las perspectivas. La emisión del próximo Comunicado Oficial ordinario será el jueves 18 de diciembre de 2025.

- Para más información, consultar el Informe Técnico en el siguiente enlace: <https://bit.ly/4pulHpz>

#### INSTITUCIONES MIEMBROS DEL ENFEN



<sup>3</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02262SENA-65.pdf>

<sup>4</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02261SENA-20.pdf>

<sup>5</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-63.pdf>

<sup>6</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/?p=aviso-meteorologico>

<sup>7</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/?p=pronostico-climatico&pro=trimestral>



-  @igp.peru
-  @igp\_peru
-  @igp.peru
-  @igp\_videos
-  @institutogeofisicodelperu
-  @igp.peru