

# 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).

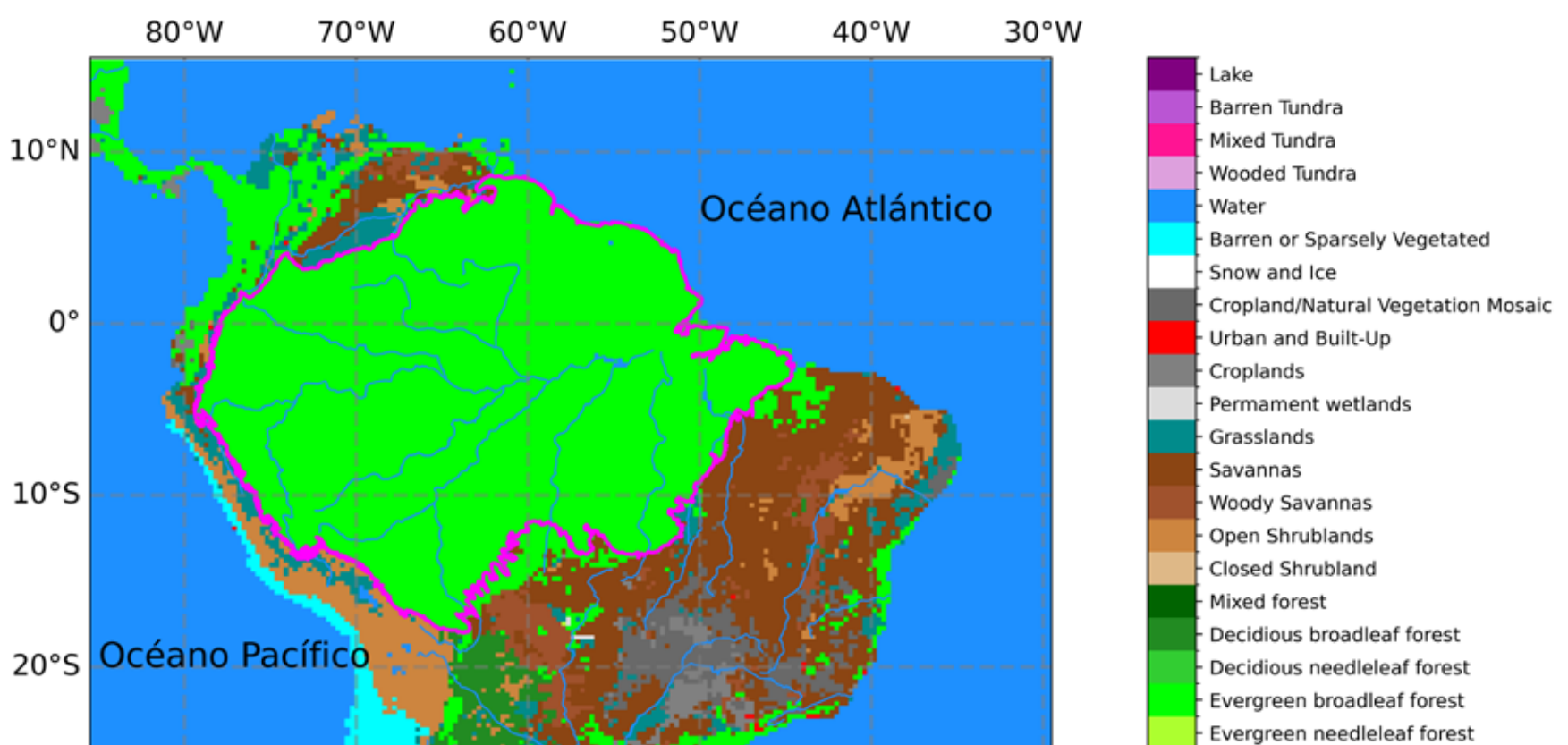
Los demás procesos físicos fueron representados mediante los siguientes esquemas: para las nubes se usaron los esquemas de nubes cúmulos y microfísica, Kain-Fritsch (Kain, 2004) y Purdue-Lin (Chen & Sun, 2002), respectivamente; y el de radiación solar e infrarroja fue parametrizado por los esquemas RRTM (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).

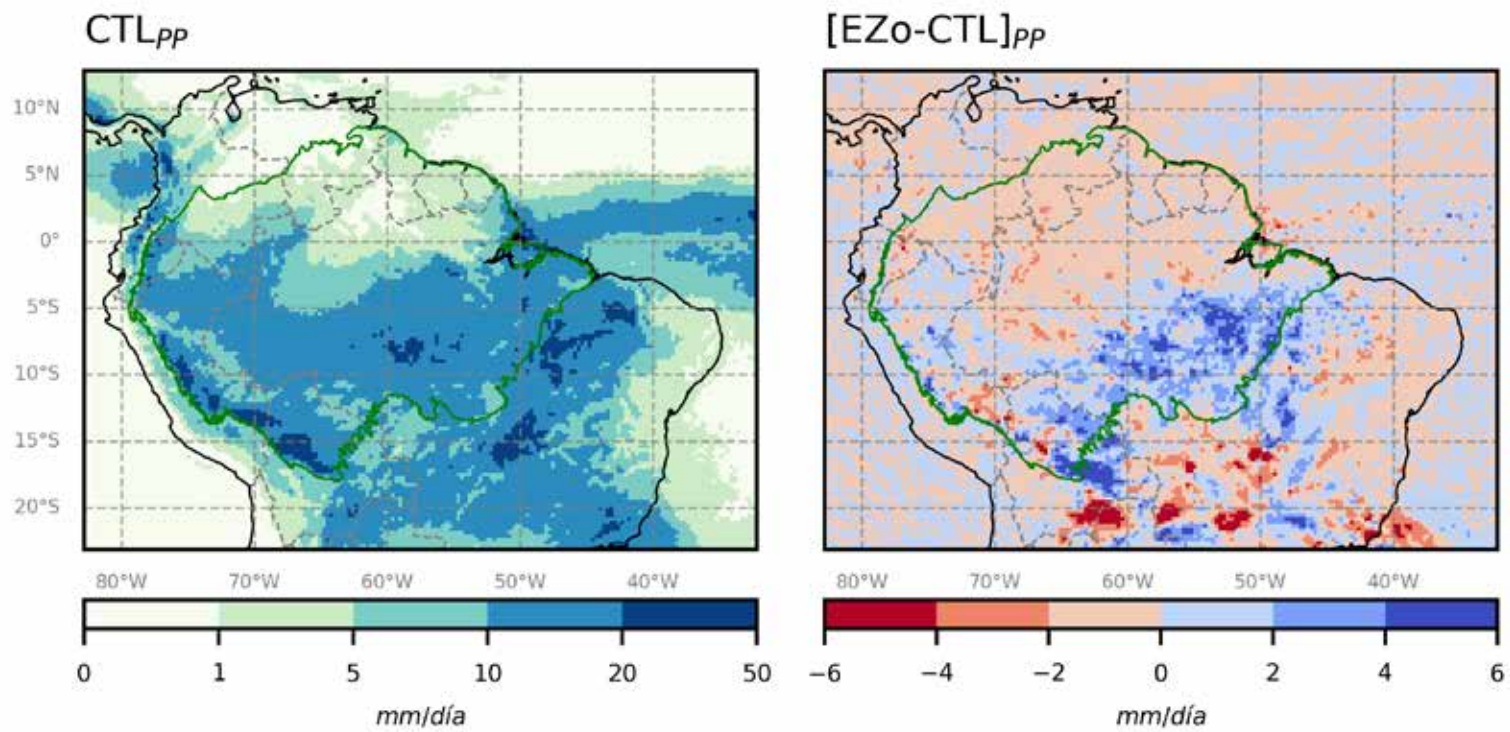


**Figura 1.** Región de Sudamérica utilizada para realizar las simulaciones con el modelo WRF. Los colores representan los tipos de cobertura utilizadas en la simulación CTL. La Amazonía está delimitada por la línea de color morado y se modela con un solo tipo de cobertura de bosque: árboles de hoja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

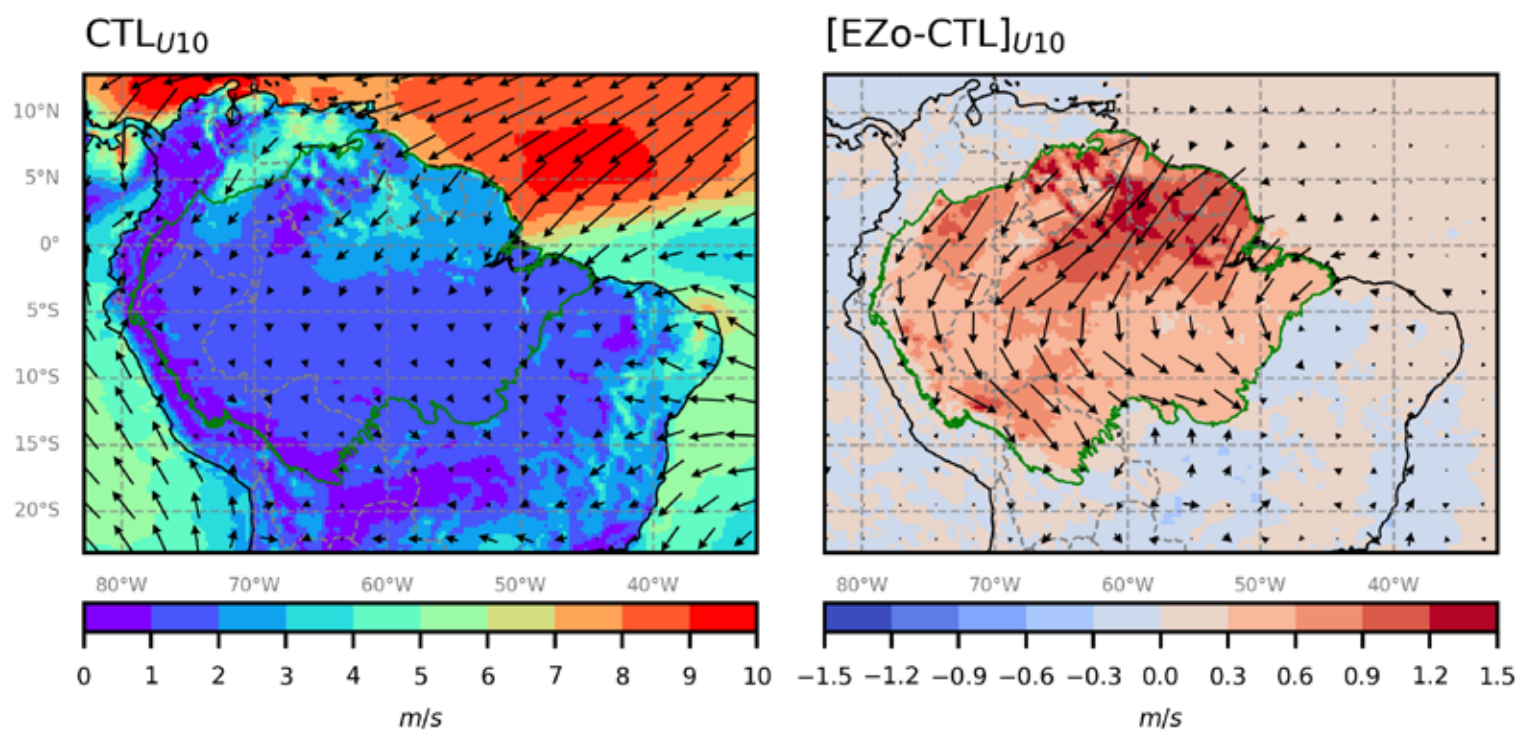
presenta un patrón dipolar, con reducción de la precipitación en la parte central y, en menor grado, en el norte de la Amazonía, y un incremento más pronunciado en la parte sur. En conjunto, este dipolo genera un cambio promedio positivo de aproximadamente 3 % (0.3 mm/día) respecto de las condiciones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

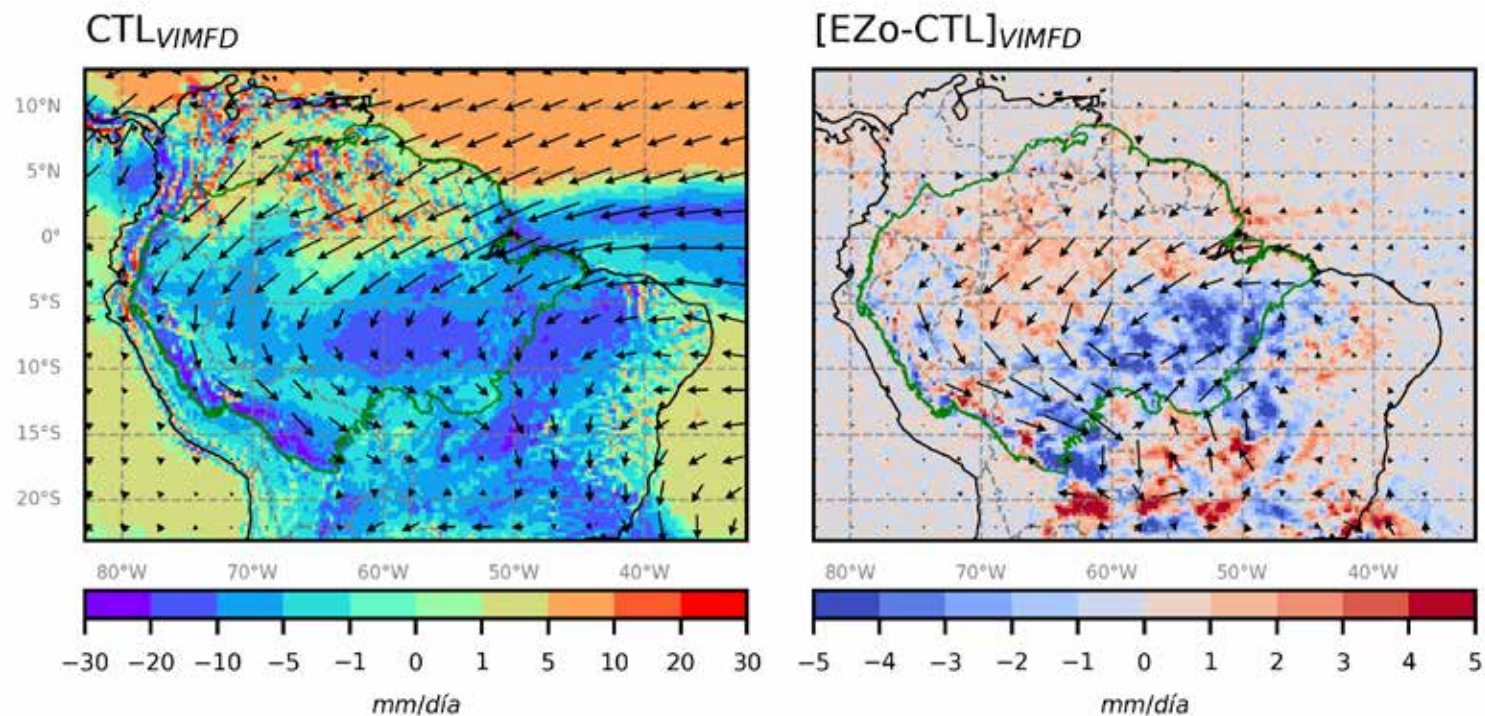
lo que sugiere que gran parte del vapor transportado puede cambiar de estado para convertirse en nubes y posteriormente en precipitación.

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>