



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



# BOLETÍN CIENTÍFICO EL NIÑO

Vol. 12 n.º 09 setiembre 2025

**PROGRAMA PRESUPUESTAL n.º 068**

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

## En este boletín

- Influencia de estructuras topográficas locales en los mecanismos atmosféricos asociados a la zona más lluviosa de la cuenca Andino-Amazónica | **Pág. 4**
- Evaluación del desempeño de BASD-CMIP6-PE y proyecciones climáticas de precipitación y temperatura en la región de Cajamarca | **Pág. 11**
- Resumen del informe técnico de El Niño | **Pág. 22**
- 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 amazónico nublado.  
Fuente: Revista Caretas

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 en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural oceánico-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permita 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.

# INTERCAMBIOS DE ENERGÍA SUPERFICIAL Y CONDICIONES DE ESTABILIDAD ASOCIADOS A EVENTOS DE PRECIPITACIÓN CONVECTIVA EN LOS ANDES CENTRALES DEL PERÚ

José Luis Flores Rojas<sup>1</sup>

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



José Luis Flores Rojas es graduado en Física por la Pontificia Universidad Católica del Perú, donde también obtuvo el grado de magíster en Física. Cuenta con un magíster en Meteorología por la Universidad Federal de Rio de Janeiro (UFRJ) y es doctor en Ciencias Atmosféricas por el Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas de la Universidad de São Paulo (IAG-USP). Actualmente, se desempeña como investigador científico del Instituto Geofísico del Perú (IGP), con experiencia en las áreas de Física y Geociencias.

**Palabras clave:** balance de energía, flujos de radiación, flujos turbulentos, tormentas severas, Mantaro valley

Citar como Flores Rojas J.L. (2025). Intercambios de energía superficial y condiciones de estabilidad asociados a eventos de precipitación convectiva en los Andes centrales del Perú. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, vol. 12 n.º 09, págs. ZZ-AA.

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

La principal contribución de esta investigación radica en la caracterización física de firmas precursoras de tormentas severas a partir del balance de energía superficial. Se han identificado patrones termodinámicos consistentes previos al evento, tales como la intensificación de la radiación neta y el calor sensible, la reducción del flujo de calor en el suelo y el incremento en los flujos de humedad y momento. Estos hallazgos refinan la comprensión del acoplamiento suelo-atmósfera en zonas de montaña, proporcionando una base científica robusta para mejorar la previsibilidad de eventos extremos. Para los tomadores de decisiones, esto constituye una herramienta clave para calibrar sistemas de alerta temprana y fundamentar estrategias de prevención y adaptación ante el riesgo de desastres.

## Resumen

Las componentes del balance de energía superficial (BES) cumplen un rol clave en el acoplamiento superficie-atmósfera y en el inicio de tormentas convectivas en regiones de montaña. Este estudio caracterizó el BES en el Observatorio Geofísico de Huancayo (OGH), ubicado en los Andes centrales del Perú (12.04° S, 75.32° O; 3350 m s. n. m.), mediante observaciones meteorológicas de alta resolución y técnicas de gradiente de flujo aplicadas a torres

equipadas con sensores de viento, temperatura, humedad, radiación y calor en el suelo. Además, se implementó un procedimiento para identificar eventos de precipitación intensa a partir de registros de pluviómetro, el radar MIRA-35c y el producto satelital GPM-IMERG. Se estudian dos eventos representativos de precipitación convectiva: ETM1 (01 de agosto 2018) y ERM7 (14 marzo 2022), los cuales fueron analizados en detalle para evaluar la respuesta de los componentes del SEB. Los resultados muestran que la radiación neta ( $Q^*$ ) y el flujo de calor sensible (QH)

alcanzan valores máximos horas antes del inicio de la precipitación, mientras que el flujo de calor en el suelo (QG) disminuye a mínimos valores justo antes del inicio de la tormenta. El flujo de calor latente (QE) presenta variaciones asociadas al aporte de humedad previo a la convección, y el flujo de momento ( $\tau$ ) se intensifica en las horas previas y durante los eventos. Aunque en ETM1 predominó el forzamiento térmico y en ERM7 la disponibilidad de humedad, ambos episodios mostraron patrones energéticos consistentes como indicadores tempranos del inicio de convección profunda. Estos hallazgos sugieren que el monitoreo del BES permitiría reconocer señales precursoras de tormentas convectivas intensas en los Andes centrales, contribuyendo al entendimiento de la dinámica acoplada superficie-atmósfera y ofreciendo un marco para mejorar la predicción de eventos extremos en regiones de montaña.

## 1. Introducción

Los flujos turbulentos de calor y humedad en la superficie terrestre son fundamentales en el intercambio de energía y masa entre la superficie, la atmósfera y la biosfera. Estos procesos regulan la termodinámica de la capa límite atmosférica e influyen directamente en la temperatura, la humedad y la convección. En regiones montañosas como los Andes, donde la topografía interactúa con procesos sinópticos y de mesoescala, los flujos de energía superficial parecen desempeñar un papel decisivo en la formación de eventos convectivos intensos (Flores-Rojas et al., 2019, Callañaupa et al., 2021).

El calentamiento de la superficie es un factor clave que determina las características térmicas de la capa límite y condiciona el inicio de la convección. Por ello, el estudio del balance de energía en superficie resulta esencial para comprender la dinámica de tormentas, ya que su iniciación está estrechamente vinculada con los flujos turbulentos (sensible y latente), además de la humedad en bajos niveles de la atmósfera, la inestabilidad condicional y los mecanismos de ascenso (Keenan et al., 1994, 2000).

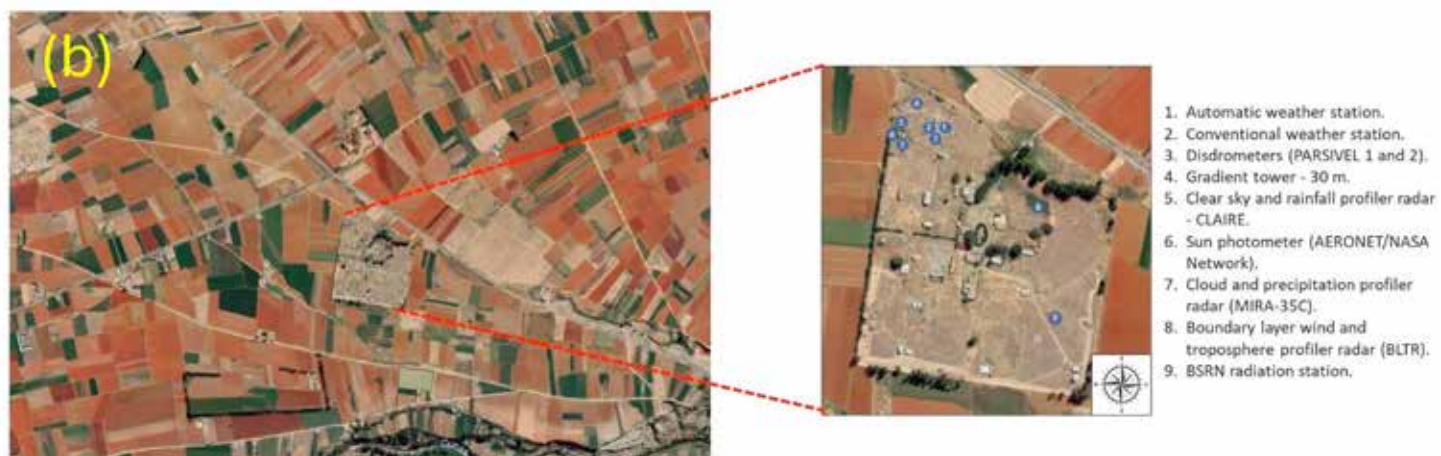
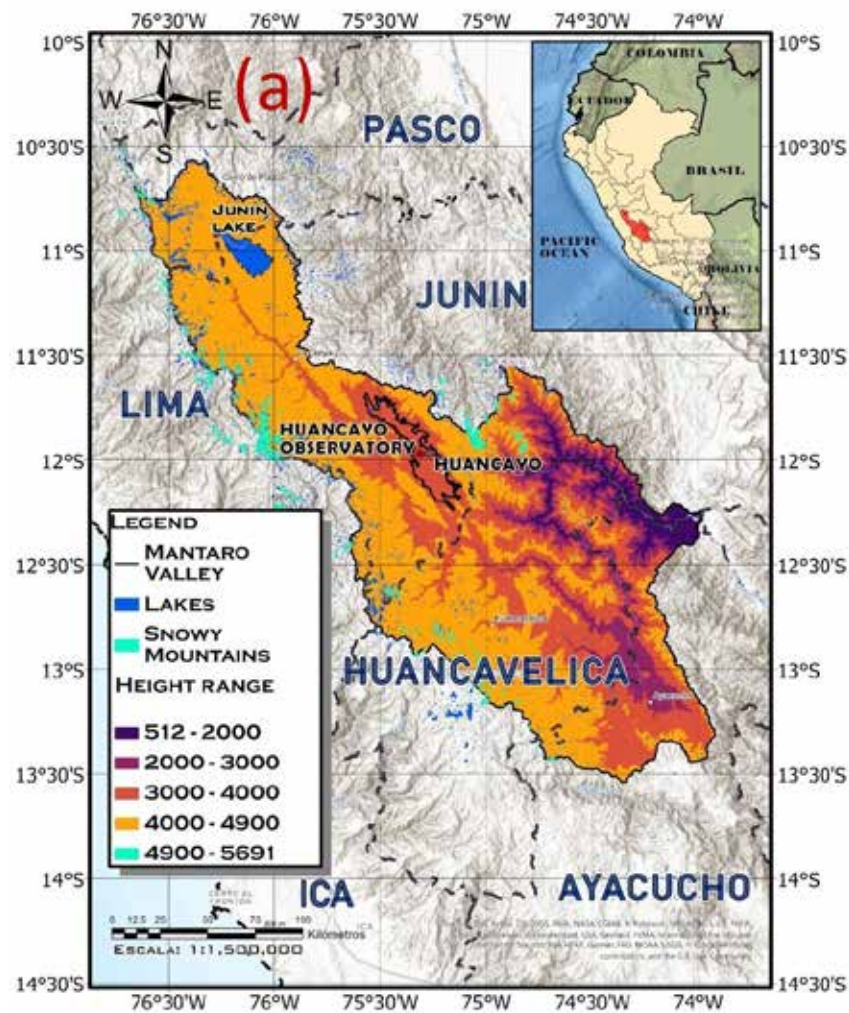
Diversos estudios han demostrado que las variaciones en los flujos de energía superficial afectan directamente los ciclos convectivos de tormentas. Por ejemplo, en India se ha documentado que el contraste en los flujos de calor y humedad distingue días con y sin tormenta, modificando el balance energético local (Tyagi and Satyanarayana, 2015; Tyagi et al., 2012).

En los Andes centrales del Perú, los eventos de precipitación intensa ocurren típicamente durante la tarde, asociados con la convergencia de flujos de humedad desde el Pacífico y la Amazonía (Espinoza et al., 2009; Silva et al., 2008). Esta interacción de vientos térmicos de distinto origen genera tormentas severas en valles, como en el Mantaro (Flores-Rojas et al., 2021).

Aunque estudios previos con datos del Observatorio Geofísico de Huancayo han documentado variaciones diarias y estacionales de los flujos de energía (Flores-Rojas et al., 2019, 2021), aún es necesario profundizar en la forma en que estas interacciones se relacionan con la inestabilidad atmosférica y el desarrollo de tormentas. Este trabajo busca contribuir en esa dirección mediante el análisis de los patrones de precipitación, el comportamiento de los componentes del balance de energía y la identificación de variables precursoras —como los gradientes de humedad, de viento y el número de Richardson— que permitan anticipar la ocurrencia de eventos convectivos intensos en los Andes centrales.

## 2. Localización e Instrumentación

El OGH, ubicado en la cuenca del río Mantaro en los Andes centrales del Perú ( $12.04^{\circ}$  S,  $75.32^{\circ}$  O; 3350 m s. n. m.) (Figura 1), constituye un sitio estratégico por su altitud y por presentar un ciclo unimodal de precipitaciones, con estación lluviosa entre septiembre y marzo —máximo en enero-marzo— y estación seca entre abril y agosto (Silva et al., 2008; Espinoza et al., 2009). Esta región combina dinámicas de evaporación y transpiración que reflejan limitaciones de agua en la temporada seca y de energía en la húmeda (Callañaupa et al., 2021). Además, la zona muestra circulaciones valle-montaña bien definidas y contrastes en los flujos turbulentos: el calor sensible (QH) domina en la estación seca, mientras que el calor latente (QE) prevalece en la estación húmeda (Flores-Rojas et al., 2019).



**Figura 1.** (a) La ubicación del OHYGO (12.05 S, 75.32 O, 3313 m s. n. m.) del Instituto Geofísico del Perú, dentro del dominio del valle del Mantaro y la cuenca del Mantaro ubicada en los Andes Centrales peruanos. (b) Área agrícola alrededor del OHYGO y la ubicación del conjunto de instrumentos instalados en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR).

Para caracterizar estos procesos, el OGH cuenta con el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR), equipado con instrumentación de alta precisión instalada en la torre de gradiente y la torre de radiación. Entre los sensores destacan los siguientes: pluviómetros automáticos, sondas de temperatura y humedad del aire, anemómetros y veletas, placas de flujo de calor en el suelo, tensiómetros para humedad y temperatura edáfica. Además, se incluyen radiómetros (piranómetros, piroheliómetros y pirgeómetros), que permiten medir radiación global, difusa, directa y de onda larga. Estos equipos permiten un monitoreo detallado de la atmósfera, el suelo y la radiación (Flores-Rojas et al., 2019, 2021).

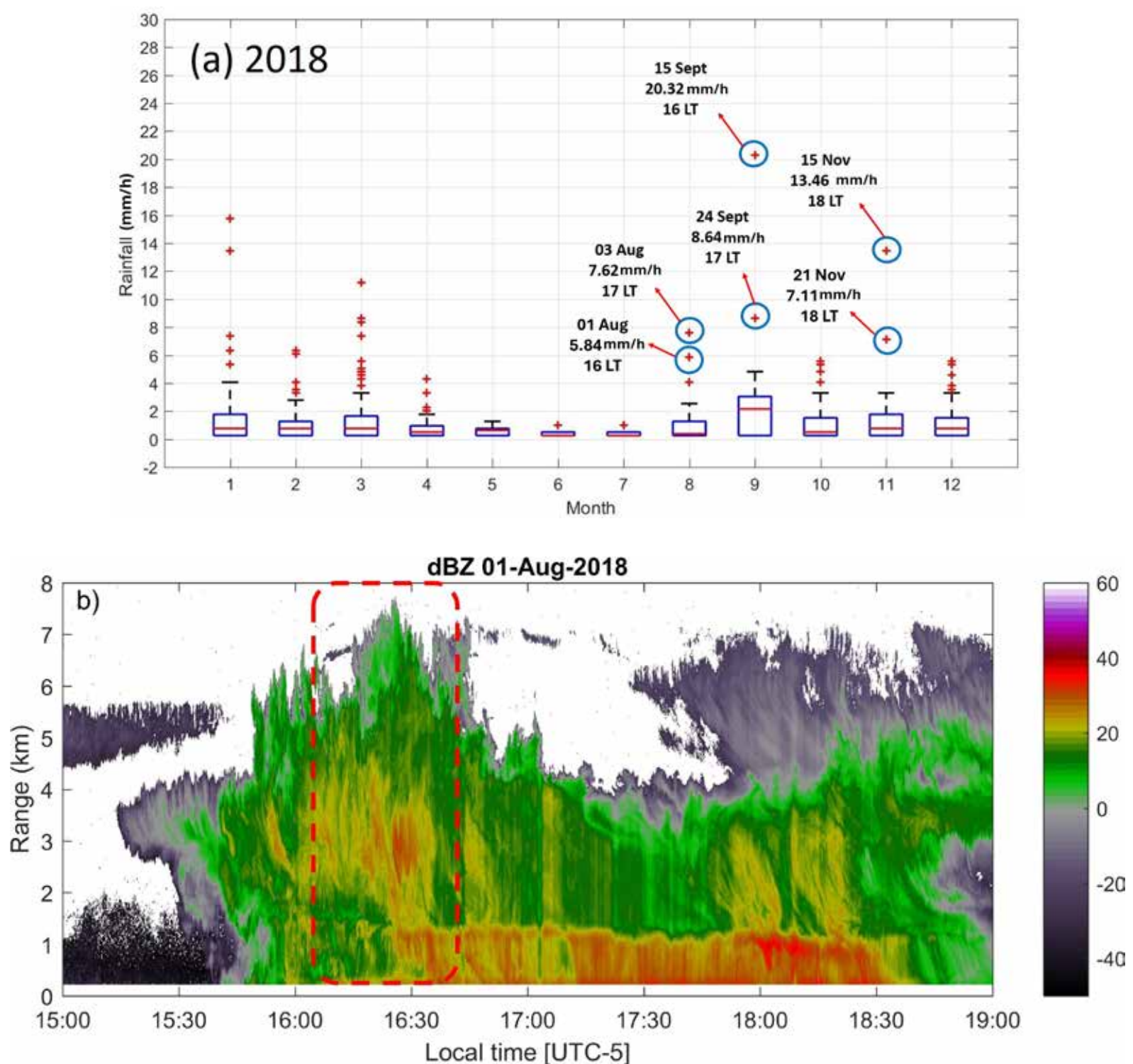
El sistema instrumental se complementa con el radar perfilador de nubes y precipitación MIRA-35c (Metek, 2015; Valdivia et al., 2020), el satélite GPM (Hobouchian et al., 2017; Manz et al., 2017) y el disdrómetro Parsivel 2 (OTT Parsivel2 Manual), que aportan información detallada sobre microfísica de nubes, distribución de gotas de lluvia y validación de estimaciones satelitales en regiones de montaña. En conjunto, la ubicación del OGH y su instrumentación especializada proporcionan un entorno único para estudiar los intercambios de energía superficial, la dinámica de la capa límite y su papel en el desarrollo de eventos convectivos intensos en los Andes centrales.

### 3. Metodología

Entre agosto de 2018 y abril de 2022 se desarrolló un procedimiento sistemático para identificar eventos de precipitación convectiva intensa en el OGH. La metodología se basó, principalmente, en tres componentes: (i) un análisis de diagramas de caja de datos horarios de pluviómetro, donde los valores atípicos (outliers) se consideraron indicadores de eventos extremos; (ii) el uso de datos del radar MIRA-35c, particularmente reflectividad y velocidad vertical, que permiten caracterizar la estructura y evolución de la convección; y (iii) la integración de estimaciones satelitales de precipitación del producto

GPM-IMERG, con resolución de 30 minutos y 0.1°, corregidas con datos en superficie.

Para el presente artículo, se analizaron dos eventos de precipitación convectiva: el primero, ocurrido el 01 de agosto 2018 (ETM1), cuya precipitación comenzó a las 16:34 LT (Figura 2), y el segundo, ocurrido el 14 de marzo del 2022 (ERM7), con inicio a las 16:01 LT. El análisis de los flujos turbulentos de energía en ambos casos se realizó mediante métodos de gradiente-flujo basados en perfiles atmosféricos promediados y en la intensidad de la turbulencia. Las variables de temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección del viento se midieron en seis niveles de la torre de gradiente.



**Figura 2.** (a) Diagramas de cajas con valores atípicos de la precipitación horaria acumulada (mm h<sup>-1</sup>) para cada mes durante el año 2018, se identificaron 6 eventos, incluyendo el evento del 01 de agosto de 2018 (ETM1). (b) Serie temporal en hora local (UTC-5) de (a) reflectividad (dBZ), obtenida con el radar perfilador de nubes y precipitación MIRA-35C, para el 1 de agosto de 2018 (ETM1).

Para estimar los flujos de calor sensible ( $QH$ ) y calor latente ( $QE$ ) se utilizó el método aerodinámico fundamentado en la teoría de similaridad de Monin–Obukhov (Monin y Obukhov, 1954; Monteith y Unsworth, 1990), que asume que los remolinos turbulentos transportan momento, calor, vapor de agua y  $CO_2$  con una eficiencia comparable. En este contexto, el número de Richardson ( $RiB$ ) se empleó como parámetro adimensional para caracterizar la estabilidad atmosférica en la capa superficial, diferenciando condiciones estables, inestables y cercanas a la neutralidad (Oke, 1987; Arya, 1998).

La estimación del flujo de calor en el suelo ( $QG$ ) se realizó combinando las mediciones directas, obtenidas mediante una placa de flujo instalada a 8 cm de profundidad, con el cálculo del almacenamiento de calor en la capa de suelo comprendida entre la superficie y la placa. Para ello, se utilizaron sensores integradores de temperatura ubicados a 2 y 5 cm de profundidad. La capacidad calorífica volumétrica del suelo se determinó en función de sus propiedades físicas y del contenido de agua, considerando tanto la capacidad calorífica del suelo seco como la del agua contenida en él.

Esta metodología ha sido aplicada en trabajos previos en el OHYGO para analizar la variabilidad estacional y diaria del balance de energía (Flores-Rojas et al., 2019) y en estudios sobre eventos extremos de heladas (Flores-Rojas et al., 2021). Asimismo, se apoya en referentes metodológicos clásicos que han consolidado su validez en el campo de la micrometeorología (Foken y Nappo, 2008).

## 4. Resultados

Se examinó la variación diaria de los componentes del balance de energía superficial ( $Q^*$ ,  $QG$ ,  $QE$ ,  $QH$  y  $\tau$ ) en relación con los dos eventos de lluvia convectiva (ETM1 y ERM7) identificados en el OGH. Se realizó un análisis comparativo entre los componentes del BES antes, durante y después de la ocurrencia de los eventos de lluvia convectiva, y se contrastaron con los promedios del BES observados durante los 15 días previos sin precipitaciones.

### 4.1 Radiación neta ( $Q^*$ )

En el evento ETM1, la radiación neta alcanzó un máximo hacia las 11 LT y comenzó a descender varias horas antes del inicio de la lluvia de la tarde (16:34

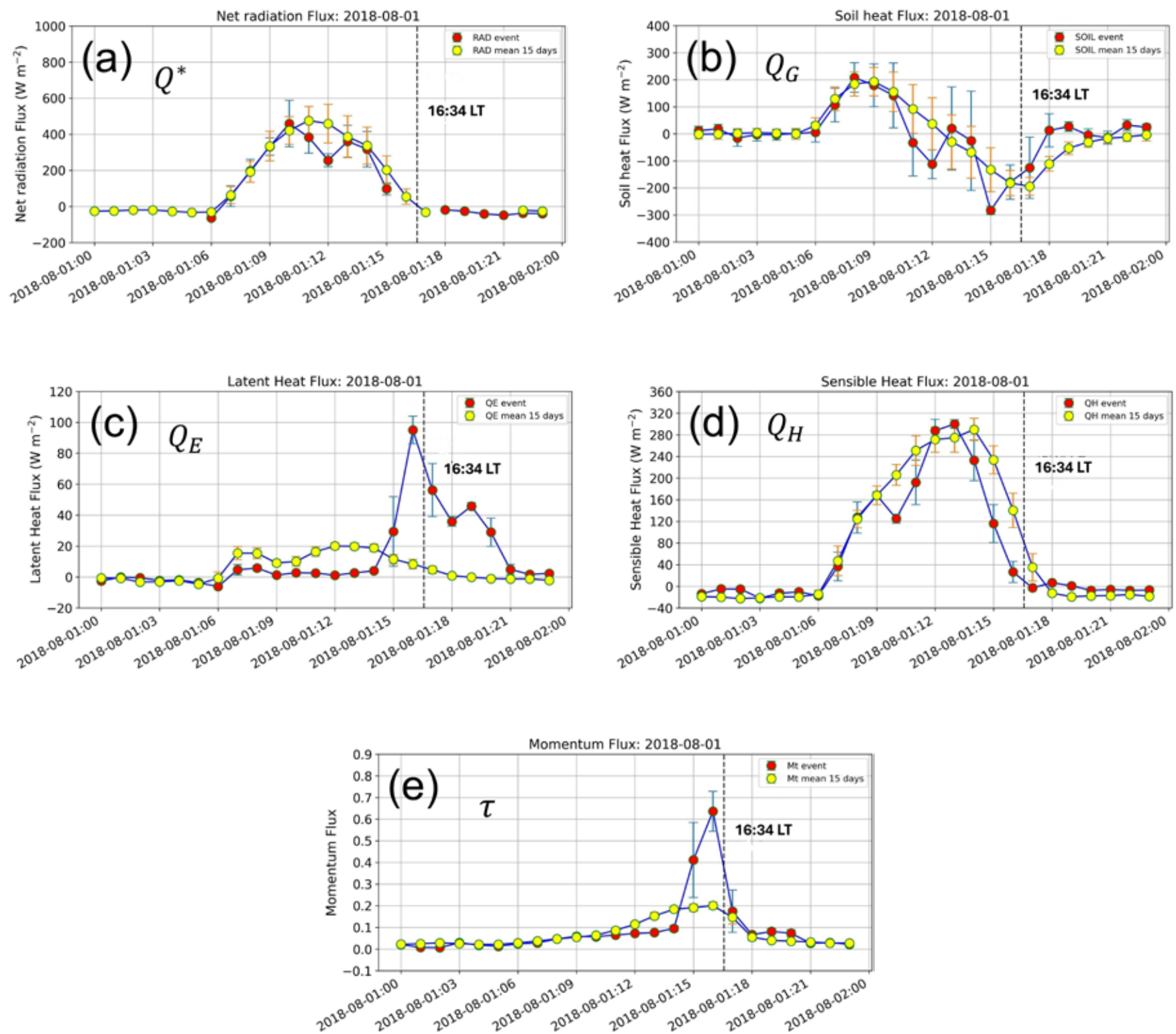
LT), reflejando la presencia de nubosidad convectiva que interrumpió el ciclo solar regular (Figura 3a). En contraste, durante el evento ERM7, registrado en plena estación lluviosa,  $Q^*$  mostró oscilaciones aún más pronunciadas debido a la nubosidad profunda y persistente, lo que moduló de manera significativa, tanto la radiación entrante como la saliente (Figura 4a).

### 4.2 Flujo de calor en el suelo ( $QG$ )

En ETM1, el flujo de calor en el suelo disminuyó de forma sostenida en las horas previas a la precipitación, alcanzando mínimos poco antes de la tormenta. Este comportamiento constituyó una señal clara de enfriamiento superficial previo a la convección (Figura 3b). En ERM7, el descenso de  $QG$  fue más abrupto y prolongado, evidenciando que en la estación lluviosa la acumulación de nubosidad y la alta humedad intensifican el enfriamiento del suelo antes del inicio de la lluvia (Figura 4b).

### 4.3 Flujo de calor latente ( $QE$ )

Durante ETM1, el flujo de calor latente mostró un mínimo cercano al mediodía, seguido de un máximo poco antes de la tormenta, con valores cercanos a  $210 \text{ W m}^{-2}$ , lo que refleja la contribución progresiva de humedad a la atmósfera (Figura 3c). En ERM7, en cambio, el comportamiento fue más irregular, pero con valores altos y persistentes durante todo el día, característicos de una atmósfera muy húmeda propia de la estación de lluvias. Esto pone de relieve la potencial importancia del aporte constante de humedad en la superficie para sostener la convección (Figura 4c).



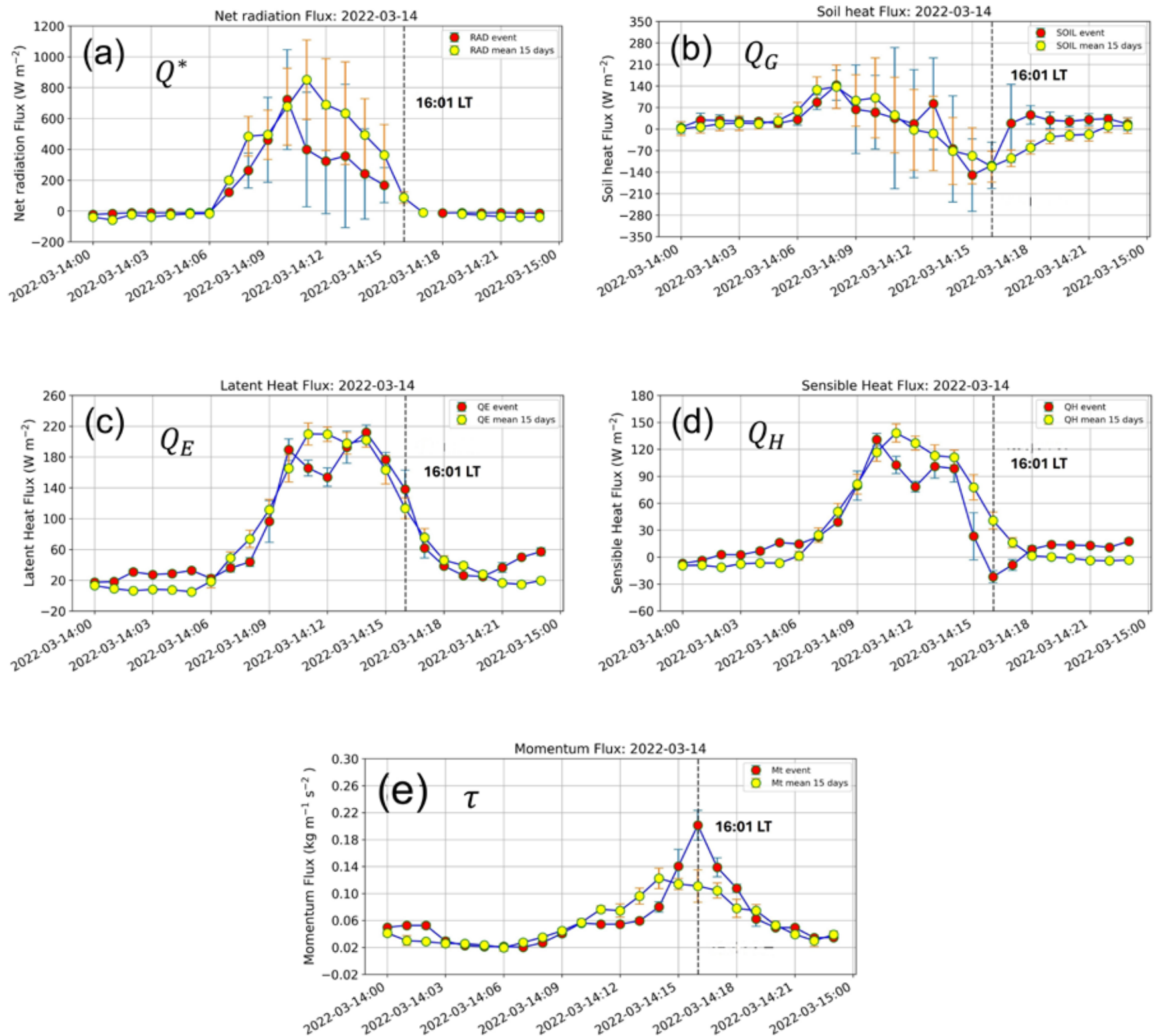
**Figura 3.** Variación diaria de los componentes del SEB durante el evento de lluvia intensa del 1 de agosto de 2018 (ETM1) y durante los 15 días previos sin precipitaciones. (a) Irradiancia neta ( $Q^*$ ), (b) Flujo de calor del suelo ( $Q_G$ ), (c) Flujo de calor latente ( $Q_E$ ), (d) Flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) y (e) Flujo de momento ( $\tau$ ). Todos los componentes se miden en  $W m^{-2}$ , excepto  $\tau$ , que es  $m^2 s^{-2}$ . La hora inicial del evento intenso de lluvia a las 16:34 LT se indica mediante líneas verticales punteadas.

#### 4.4 Flujo de calor sensible ( $Q_H$ )

En ETM1, el flujo de calor sensible alcanzó su máximo ( $\sim 300 W m^{-2}$ ) alrededor de las 13 LT, unas tres horas antes de la precipitación (Figura 3d). En ERM7, el comportamiento fue distinto: se registró un máximo temprano en la mañana (10 LT,  $\sim 130 W m^{-2}$ ), seguido de un descenso pronunciado antes del inicio de la lluvia, lo que evidencia la modulación de  $Q_H$  por la nubosidad y la alta humedad atmosférica en la estación lluviosa (Figura 4d).

#### 4.5 Flujo de momento ( $\tau$ )

El evento ETM1 mostró un incremento significativo del flujo de momento, que comenzó a crecer hacia las 14 LT y alcanzó un máximo de  $\sim 0.64 m^2 s^{-2}$  al inicio de la tormenta (16:34 LT), en contraste con los valores bajos y estables de los días secos previos (Figura 3e). En ERM7,  $\tau$  también aumentó progresivamente a lo largo del día, alcanzando un máximo de  $\sim 0.20 m^2 s^{-2}$  a las 16 LT, coincidiendo con el inicio de la precipitación. Aunque de menor magnitud que en ETM1, representó un contraste notable respecto a los días sin lluvia (Figura 4e).

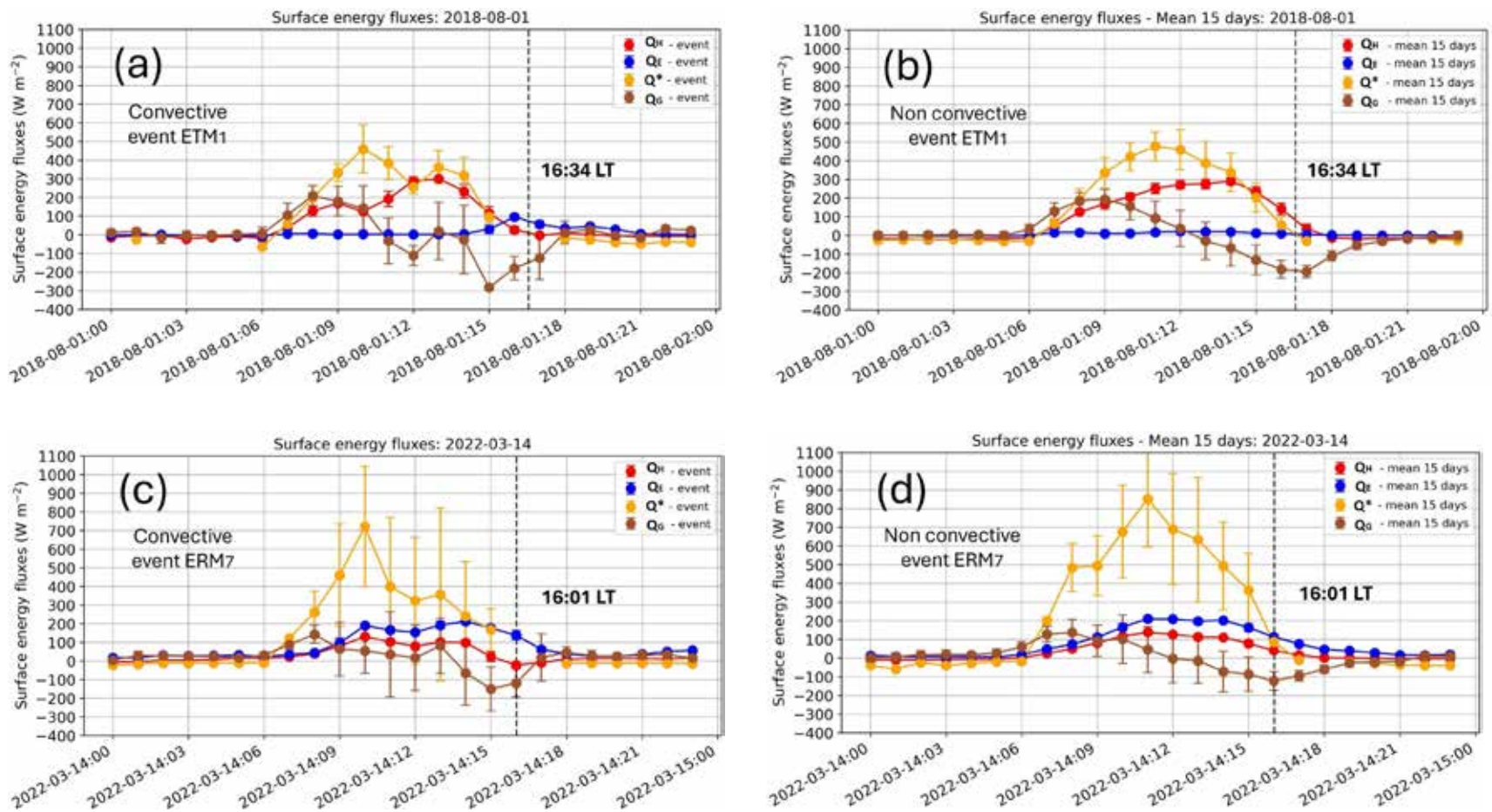


**Figura 4.** Variación diaria de los componentes del SEB durante el intenso evento de lluvia del 14 de marzo de 2022 (ERM7) y durante los 15 días previos sin precipitaciones. (a) Irradiancia neta ( $Q^*$ ), (b) Flujo de calor del suelo ( $Q_G$ ), (c) Flujo de calor latente ( $Q_E$ ), (d) Flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) y (e) Flujo de momento ( $\tau$ ). Todos los componentes se miden en  $W m^{-2}$ , excepto  $\tau$ , que es  $m^2 s^{-2}$ . La hora inicial del intenso evento de lluvia a las 16:01 LT se indica mediante líneas verticales punteadas.

## 4.6 Comportamiento integrado del SEB en eventos intensos

El análisis conjunto de ETM1 y ERM7 confirma que los componentes del balance de energía superficial presentan patrones consistentes como precursores de tormentas convectivas. En ambos casos, la radiación neta y el calor sensible alcanzaron valores máximos horas antes del inicio de la lluvia. Asimismo, el flujo de calor en el suelo descendió hasta llegar al valor mínimo justo antes del evento. Además, el flujo de calor latente reflejó el aporte de humedad previo al inicio de la convección. Finalmente, el flujo de

momento se intensificó al aproximarse la tormenta. No obstante, las diferencias entre estaciones fueron claras: en ETM1 predominó el control térmico de la superficie, mientras que en ERM7 el factor dominante fue la disponibilidad de humedad. Estos hallazgos subrayan la importancia de monitorear los flujos superficiales como indicadores de la inminencia de la formación de tormentas con convección profunda en los Andes centrales (Figura 5).



**Figura 5.** Variación diaria de los componentes del SEB: irradiancia neta ( $Q^*$ ), flujo de calor del suelo ( $Q_G$ ), flujo de calor latente ( $Q_E$ ) y flujo de calor sensible ( $Q_H$ ): (a) evento de lluvia convectiva del 1 de agosto de 2018 (ETM1), (b) durante condiciones no convectivas 15 días previos a ETM1, (c) evento de lluvia convectiva del 14 de marzo de 2022 (ERM7), y (d) durante condiciones no convectivas 15 días previos a ERM7. Las horas iniciales de los eventos de lluvia intensa ETM1 y ERM7 fueron las 16:34 LT y las 16:01 LT, respectivamente, y se indican mediante líneas verticales punteadas.

## 4. Resultados

El análisis detallado de los eventos ETM1 y ERM7 evidenció que las componentes del balance de energía superficial (BES) en el Observatorio Geofísico de Huancayo presentan comportamientos diferenciados, pero con patrones comunes que actúan como señales precursoras de la convección profunda.

Para el evento ETM1, correspondiente a un mes de transición en la temporada seca, se observaron condiciones de fuerte forzamiento térmico superficial. La radiación neta ( $Q^*$ ) alcanzó su nivel máximo hacia el mediodía y descendió varias horas antes del inicio de la lluvia, mientras que el flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) presentó un máximo ( $\sim 300 \text{ W m}^{-2}$ ) alrededor de las 13 LT, tres horas antes de la precipitación. El flujo de calor en el suelo ( $Q_G$ ) disminuyó abruptamente previo al evento, y el flujo de momento ( $\tau$ ) mostró un incremento claro al inicio de la tormenta, con valores muy superiores a los de los días secos. Estos resultados sugieren que, bajo condiciones de limitada humedad superficial, el calor sensible y la inestabilidad térmica fueron los principales detonantes del desarrollo convectivo.

En contraste, el evento ERM7, registrado en plena estación lluviosa, estuvo condicionado por la alta

humedad atmosférica y la nubosidad profunda. Aunque la radiación neta mostró oscilaciones más irregulares, el flujo de calor latente ( $Q_E$ ) se mantuvo elevado, indicando un aporte constante de humedad al sistema convectivo. El flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) alcanzó su nivel máximo temprano en la mañana ( $\sim 130 \text{ W m}^{-2}$ ), descendiendo antes de la lluvia debido al efecto de la nubosidad. Asimismo,  $Q_G$  mostró un descenso prolongado y  $\tau$  se incrementó progresivamente hasta el inicio de la tormenta. En este caso, la disponibilidad de humedad y el transporte turbulento fueron factores claves para sostener la convección.

En conjunto, los casos ETM1 y ERM7 sugieren que los mecanismos dominantes difieren entre estaciones del año, con predominio del calor sensible en transición de la temporada seca y del calor latente en la temporada de lluvias. No obstante, ambos comparten similares patrones energéticos y dinámicos previos a la precipitación que podrían contribuir a anticipar la ocurrencia de tormentas convectivas intensas en los Andes centrales.

Los resultados presentados en esta investigación forman parte del artículo científico "Surface energy exchanges and stability conditions associated with convective intense rainfall events on the central Andes of Peru" de Flores-Rojas et al. (2025)

## Referencias

- Arya, S. P. (1988). *Introduction to micrometeorology*. Academic Press.
- Callañaupa, S., Segura, C., Saavedra, H., Flores-Rojas, J., Silva, Y., & Cuxart, J. (2021). Seasonal variability of daily evapotranspiration and energy fluxes in the Central Andes of Peru using eddy covariance techniques and empirical methods. *Atmospheric Research*, 261, Article 105760. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105760>
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., & Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc.1791>
- Foken, T., & Nappo, C. J. (2008). *Micrometeorology*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74666-9>
- Flores-Rojas, J., Cuxart, J., Piñas-Laura, M., Callañaupa, S., Suárez-Salas, L., Kumar, S., Moya-Álvarez, A., & Silva, Y. (2019). Seasonal and diurnal cycles of surface boundary layer and energy balance in the Central Andes of Peru, Mantaro Valley. *Atmosphere*, 10(12), 779. <https://doi.org/10.3390/atmos10120779>
- Flores-Rojas, J., Silva, Y., Suárez-Salas, L., Estevan, R., Valdivia-Prado, J., Saavedra, M., & Giráldez, L. (2021). Analysis of extreme meteorological events in the Central Andes of Peru using a set of specialized instruments. *Atmosphere*, 12(3), 408. <https://doi.org/10.3390/atmos12030408>
- Flores-Rojas, J. L., Guizado-Vidal, D. A., Valdivia-Prado, J., Silva, Y., Villalobos-Puma, E., Suárez-Salas, L., Mata-Adauto, Z., & Abi Karam, H. (2025). Surface energy exchanges and stability conditions associated with convective intense rainfall events on the central Andes of Peru. *Agricultural and Forest Meteorology*, 369, 110570. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2025.110570>
- Hobouchian, M. P., Salio, P., García Skabar, Y., Vila, D., & Garreaud, R. (2017). Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. *Atmospheric Research*, 190, 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.006>
- Keenan, T. D., Ferrier, B., & Simpson, J. (1994). Development and structure of a maritime continent thunderstorm. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 53(3–4), 185–222. <https://doi.org/10.1007/BF01029612>
- Keenan, T. D., Rutledge, S., Carbone, R., Wilson, J., Moncrieff, M., May, P., Henderson, R., & Saito, K. (2000). The Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX): Overview and some results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(10), 2433–2455. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<2433:TMCTEMTEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<2433:TMCTEMTEO>2.3.CO;2)
- Manz, B., Páez-Bimos, S., Horna, N., Buytaert, W., Ochoa-Tocachi, B., Lavado-Casimiro, W., & Willems, B. (2017). Comparative ground validation of IMERG and TMPA at variable spatiotemporal scales in the tropical Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 18(9), 2469–2489. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0277.1>
- Metek. (2015). MIRA-35c system description. Meteorologische Messtechnik GmbH.
- Monin, A., & Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Trudy Geofizicheskogo Instituta Akademii Nauk SSSR*, 24(151), 163–187.
- Monteith, J., & Unsworth, M. (1990). *Principles of environmental physics*. Edward Arnold.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates* (2nd ed.). Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203407219>
- Silva, Y., Takahashi, K., & Chávez, R. (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences*, 14, 261–264. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-261-2008>
- Tyagi, B., & Satyanarayana, A. N. V. (2015). Delineation of surface energy exchanges variations during thunderstorm and non-thunderstorm days in the pre-monsoon season. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 122, 138–144. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2014.11.010>

Tyagi, B., Satyanarayana, A. N. V., Kumar, M., & Mahanti, N. (2012). Surface energy and radiation budget over a tropical station: An observational study. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48(4), 411–421.  
<https://doi.org/10.1007/s13143-012-0037-z>

Valdivia, J. M., Scipión, D., Milla, M., & Silva, Y. (2020). Multi-instrument rainfall-rate estimation in the Peruvian Central Andes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(10), 1811–1826.  
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-19-0105>.

# EVAPOTRANSPIRACIÓN EN LA AMAZONÍA OCCIDENTAL DERIVADA DE FUENTES OBSERVACIONALES Y SATELITALES

Ricardo A. Gutierrez<sup>1</sup> y Ken Takahashi<sup>1</sup>

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

**Palabras clave:** Evapotranspiración, Amazonía occidental, climatología, balance hídrico, intercomparación, Perú.

Citar como Gutierrez, R., & Takahashi, K. (2025). Evapotranspiración en la Amazonía occidental derivada de fuentes observacionales y satelitales. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, vol. 12 n.o 09, págs. AA-BB.

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

Esta investigación entrega estimaciones actualizadas y comparativas de la evapotranspiración en la Amazonía peruana, un proceso que sostiene las lluvias y la estabilidad hídrica regional. El artículo analiza la evapotranspiración usando balances hídricos, mediciones de torres de flujo y datos satelitales que diversos servicios internacionales producen y distribuyen para uso global. Al contrastar estas fuentes, el estudio muestra diferencias importantes entre ellas y explica por qué varias de estas bases de datos satelitales no representan con precisión las condiciones locales del país. Estos resultados ayudan a los tomadores de decisión a identificar incertidumbres críticas en la información climática que podrían encontrar al gestionar riesgos hidrometeorológicos y planificar intervenciones en cuencas amazónicas. Además, la investigación ofrece insumos concretos para validar modelos hidrológicos y climáticos, herramientas esenciales para anticipar sequías, mejorar la gestión del agua y orientar políticas frente a la deforestación y el cambio climático.

## 1. Introducción

La evapotranspiración (ET) es un flujo hidrológico fundamental que consiste en la transferencia de agua desde el suelo hacia la atmósfera mediante la evaporación del suelo, cuerpos de agua y precipitación interceptada por la vegetación, así como la transpiración de las plantas. Este proceso es clave para la partición de flujos de calor en la superficie terrestre y el ciclo hidrológico (Seneviratne et al., 2010). La ET amazónica desempeña un papel esencial en el mantenimiento del ciclo hidrológico regional, dado que hasta la mitad de la precipitación en la vertiente oriental de los Andes puede originarse por el reciclaje de la humedad generada por la evapotranspiración del bosque amazónico (Staal et al., 2018; Zemp et al., 2014, 2017). Por ello, variaciones en la ET podrían afectar la estabilidad del sistema amazónico, y dichos cambios pueden estar controlados por el aumento de los gases de efecto invernadero o por la deforestación. Algunos estimados observacionales sugieren reducciones de hasta 30 % de la ET en zonas deforestadas durante la

temporada seca (Da Silva et al., 2019; von Randow et al., 2004). Asimismo, el clima global puede modificar la ET al incrementar la demanda atmosférica por vapor de agua (mayor ET) o mediante la reducción de la conductancia estomática de la vegetación en respuesta al aumento del CO<sub>2</sub> (menor ET) (IPCC, 2023). A pesar de la alta importancia de la ET amazónica como proceso clave del ciclo hidrológico, su medición y cuantificación aún representa un desafío (Baker et al., 2021; Martínez-Castro et al., 2025). En este artículo, se presentan avances en la cuantificación de la ET en la Amazonía peruana a partir de estimaciones del balance hídrico de cuencas hidrográficas, datos de la torre de flujo de Quistococha, productos de reanálisis y observaciones satelitales.

## 2. Datos

La ET fue estimada a partir de balances hídricos, productos globales y datos de torres de flujo. Un resumen de las componentes del balance hídrico, cuyo procedimiento es descrito en la sección "Balance hídrico para la estimación de ET", y los demás productos de ET son presentados en la Tabla 1.

Una de las fuentes de datos de ET corresponde a la torre de medición de flujos de Quistococha (PE-QFR), localizada en 3.83° S y 73.32° W, en un aguajal de

IQUITOS (Griffis et al., 2020). Esta torre forma parte de la red FLUXNET/AmeriFlux y la obtención de ET es posible a partir de la técnica de covarianza de remolinos ("eddy covariance" en inglés). Los datos disponibles corresponden a los años 2018 y 2019, con una resolución temporal de una hora. Asimismo, se obtuvieron estimaciones de la ET a partir de productos globales, como el reanálisis ERA5Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) y TerraClimate (Abatzoglou et al., 2018); de sensores satelitales, como GLEAM (Miralles et al., 2024); y de productos híbridos que combinan observaciones de torres de flujo para escalarlas globalmente, como X-BASE (Nelson et al., 2024).

**Tabla 1.** Descripción de los conjuntos de datos disponibles para los análisis realizados en este manuscrito.

VARIABLE	PRODUCTO DE OBTENCIÓN	RESOLUCIÓN ESPACIAL	PERIODO DE DISPONIBILIDAD
Precipitación (P)	CHIRPS (Funk et al., 2015)	0.05°x0.05°	1981 – presente
	RAIN4PE (Fernandez-Palomino et al., 2022)	0.1°x0.1°	1981 – 2015
Almacenamiento de agua en el suelo (TWS) y dS/dt	GRACE JPL RL06M (Watkins et al., 2015)	0.5°x0.5°	2002 – presente
Escorrentía (R)	Derivado de datos de caudales mensuales en las estaciones de San Regis (cuenca del Marañón),	Representativo de una cuenca hidrográfica	1998 – 2019
	Requena (cuenca del Ucayali),		1996 – 2019
	Tamshiyacu (cuenca del Amazonas hasta Tamshiyacu)		1984 – 2019
	y Porto Velho (cuenca del Madeira)		1967 – 2019
Evapotranspiración (ET)	ERA5Land (Muñoz-Sabater et al., 2021)	0.1°x0.1°	1940 – presente (se analizó el periodo 2002-2019)
	TerraClimate (Abatzoglou et al., 2018)	4 km x 4 km	1958 – 2024 (se analizó el periodo 2002-2019)
	FLUXCOM X-BASE (Nelson et al., 2024)	0.05° x 0.05°	2001 – 2020 (se analizó el periodo 2002-2019)
	Torre de flujos de FLUXNET en el bosque de Quistococha (PE-QFR, (Griffis et al., 2020)	Puntual, representativo de un bosque de guajales (Quistococha)	2018 – 2019
	Derivado de la ecuación de balance hídrico (este estudio)	Representativo de una cuenca hidrográfica	2002 – 2019 cuando se utilizó CHIRPS 2002 – 2015 cuando se utilizó RAIN4PE

## Balance hídrico para la estimación de ET

Se estimó la ET a partir del balance hídrico en las cuencas de los ríos Marañón, Ucayali, Madeira y río Amazonas hasta Tamshiyacu, todas representativas de la cuenca amazónica sur-occidental (ver Figura 1). Estas poseen superficies de 358 358, 361 407, 1 009 620 y 71 765 km<sup>2</sup>, respectivamente. La cuenca del río Amazonas hasta Tamshiyacu se considera como “suma” de las cuencas del río Marañón y Ucayali.

El cálculo de la ET mensual se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$ET = P - R - dS/dt \text{ [mm/mes]}$$

Donde,  $P$  corresponde a la precipitación media sobre cada cuenca, derivada de estimaciones satelitales de  $P$  (CHIRPS o RAIN4PE). La escorrentía ( $R$ ) se obtuvo a partir de mediciones de caudal en las estaciones de San Regis, Requena, Tamshiyacu y Porto Velho, representativas de las cuencas del Marañón, Ucayali, Amazonas hasta Tamshiyacu y Madeira, respectivamente. Dichos datos son administrados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) y la Autoridad Nacional de Aguas de Brasil.

Para transformar los caudales (m<sup>3</sup>/s) a  $R$  (mm/mes), los valores fueron divididos entre el área de la cuenca en m<sup>2</sup>, multiplicados por el número de segundos del mes y por 1 000 para convertir a mm.

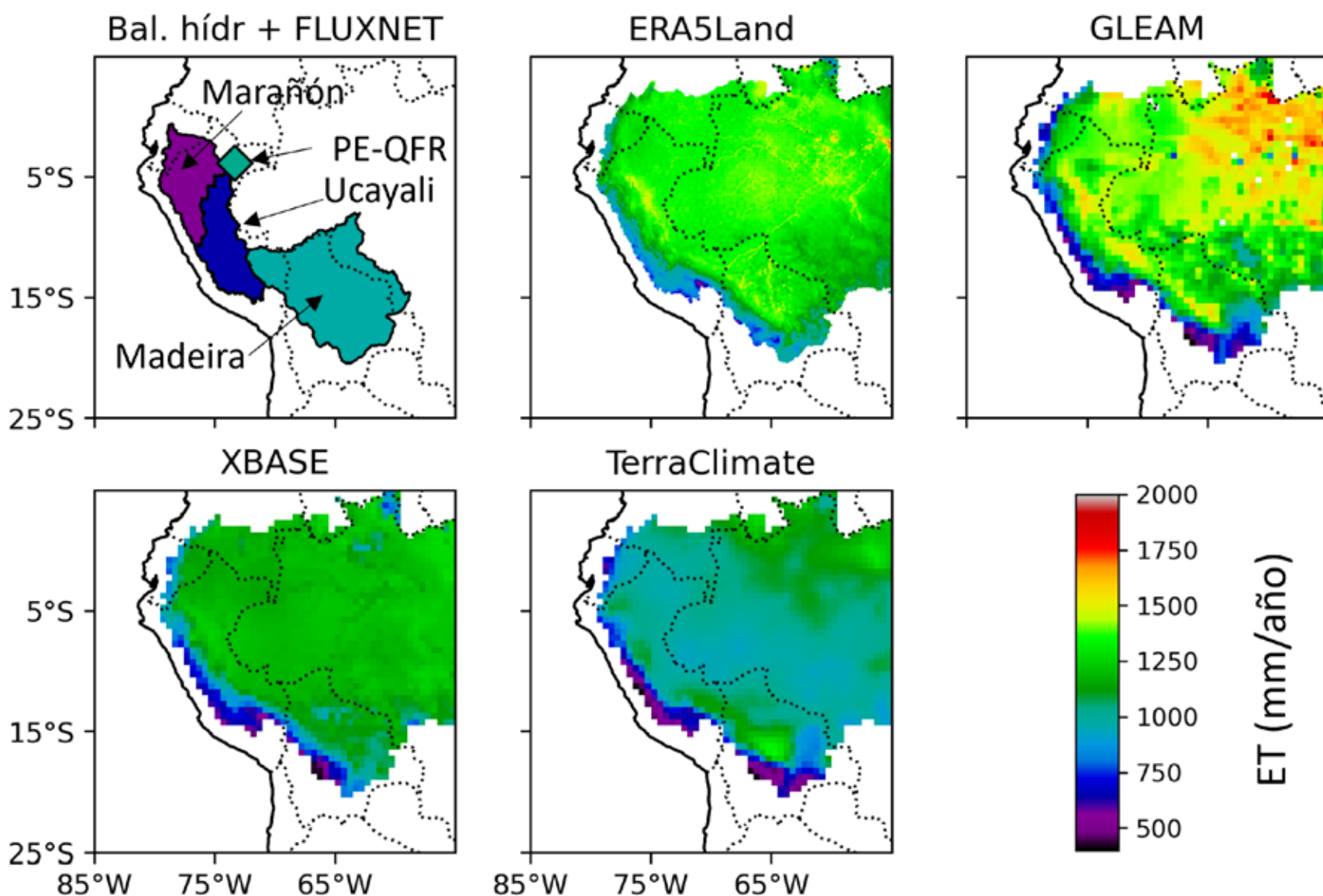
La tendencia temporal  $dS/dt$  del agua almacenada en el suelo ( $S$ ) se estimó a partir del almacenamiento total del agua (TWS) provisto por el dataset GRACE JPL RLO6M (Watkins et al., 2015), tomando los datos de TWS de GRACE como  $S$ , aplicando diferencias finitas centradas:  $[dS/dt = (TWS_{t+1} - TWS_{t-1}) / 2dt]$ . Anteriormente, los valores de  $S$  fueron remuestreados a paso mensual con splines lineales, dado que las observaciones de GRACE no presentan intervalos de tiempo homogéneos. Cuando no hubo datos por más de 2 meses consecutivos, no se realizó el remuestreo. Finalmente, se le pasó un filtro 1-2-1 para reducir el ruido asociado a la derivada numérica.

La serie de datos de GRACE cubre el periodo comprendido entre junio del 2002 y julio del 2019, coincidiendo con el último registro disponible de  $R$ .

Como medida de incertidumbre, la ET se estimó utilizando dos fuentes de datos distintos de  $P$  (CHIRPS y RAIN4PE), manteniendo los mismos *datasets* para  $R$  y  $dS/dt$ , al ser los únicos disponibles hasta el momento. Los balances hídricos que resultaron en valores ET negativos fueron forzados a 0, lo cual refleja las incertidumbres observacionales, y se descartaron los meses en los cuales faltó algún componente del balance en particular.

## 3. Resultados preliminares

De acuerdo a las estimaciones del balance hídrico, la ET en las cuencas de los ríos Marañón y Ucayali alcanzó medias anuales de 529 mm y 639 mm, respectivamente, mientras que en la cuenca del Madeira el promedio fue de 971 mm por año (Figura 1). Para los dos años de observaciones en la torre de Quistococha, la ET media anual fue cercana a 1025 mm por año. Baker et al. (2021) reportaron una notable sobreestimación de la ET “observada”—derivada por balances hídricos (11 cuencas) y 6 torres de flujo a lo largo de toda la Amazonía— por parte del producto satelital GLEAM. Este comportamiento también se observa en los productos grillados ERA5Land, XBASE y TerraClimate para la Amazonía occidental (Figura 1).



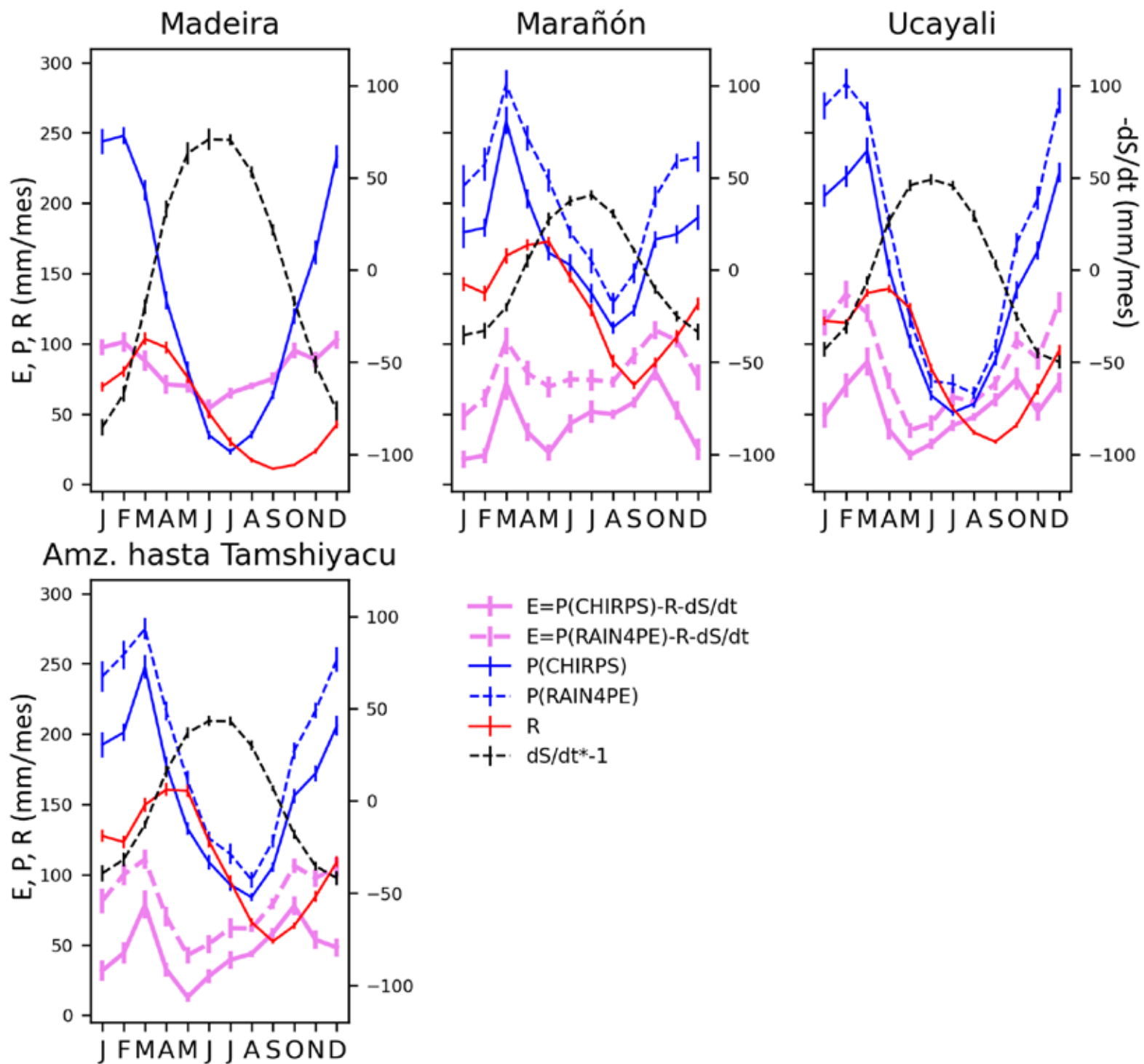
**Figura 1.** Distribución espacial de la ET media anual en la cuenca amazónica. El panel superior izquierdo muestra la ET media anual estimada a partir del balance hídrico en las 3 cuencas analizadas, así como la media de la ET disponible en la torre de Quistococha (PE-QFR; diamante). También se presentan las estimaciones de ET simuladas por ERA5Land, GLEAM, XBASE y TerraClimate (productos grillados de reanálisis y satélites).

Al examinar con mayor detalle las componentes del balance hídrico, se observa que la ET no presenta un ciclo anual tan pronunciado como otras variables, tales como P y  $dS/dt$  (Figura 2). Además, el ciclo anual de R muestra un leve retraso respecto al de P, mientras que  $dS/dt$  exhibe un comportamiento opuesto. Esta combinación hace que la ET mantenga un ciclo estacional relativamente estable en comparación con las demás componentes.

Se resalta el rol de  $dS/dt$  en la conservación de niveles mínimos y en la persistencia de un segundo pico estacional de ET en los meses de setiembre a noviembre. Por otro lado, la elección de distintas bases de datos de P, como CHIRPS y RAIN4PE, producen variaciones en la climatología media de ET de 53 %, 67 % y 74 % para las cuencas de Ucayali, del Amazonas hasta Tamshiyacu y Marañón, respectivamente. Estas diferencias se amplifican durante el periodo lluvioso, cuando la ET derivada de RAIN4PE puede duplicar a la estimada con CHIRPS.

Se observan amplios errores estándar del promedio en componentes como  $dS/dt$  y, en particular, en la ET: los coeficientes de variación estándar mensuales para la ET estimada a partir de CHIRPS en las cuencas del Madeira, Marañón, Ucayali y Amazonas hasta Tamshiyacu están en el rango de 12-47 %, 27-131 %, 27-76 % y 23-107 %, respectivamente.

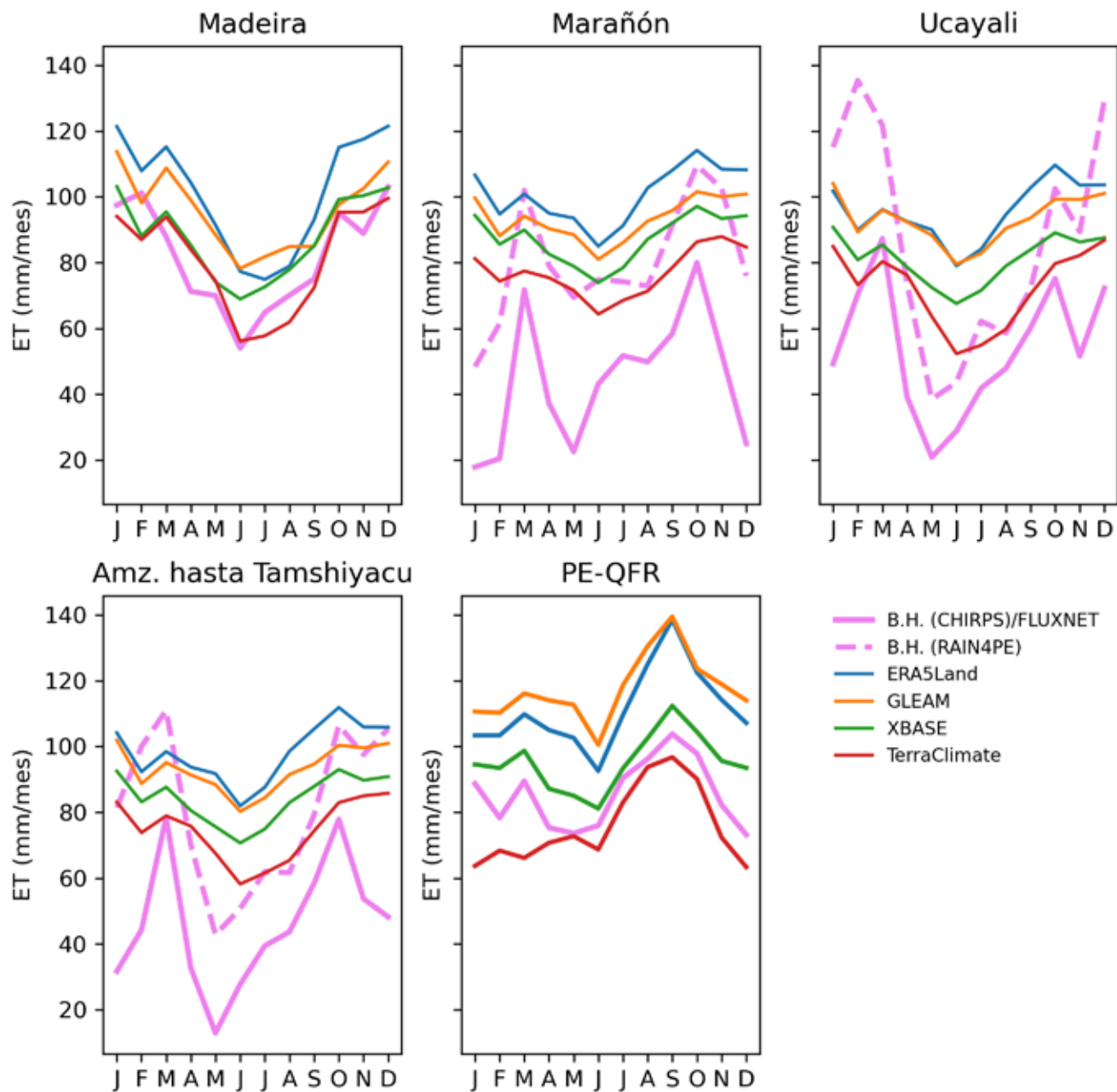
Aunque RAIN4PE un periodo temporal más corto (hasta el 2016) en comparación del balance hídrico realizado con CHIRPS (que está limitado hasta el 2019 por los datos de R), los errores estándar son iguales o menores para algunos meses, generalmente durante aquellos con menor ET en CHIRPS. Esto podría explicarse porque RAIN4PE representa valores más altos de P que CHIRPS, dichos meses de mínimas estacionales de ET no alcanzan balances hídricos negativos y, en consecuencia, reduce la desviación estándar al no requerir forzar los valores de ET a 0.



**Figura 2.** Ciclos anuales de la ET estimada mediante balance hídrico utilizando CHIRPS (línea rosa sólida) y balance hídrico con RAIN4PE en lugar de CHIRPS (línea rosa rayada). Se muestran también la P de CHIRPS (línea azul sólida), la P de RAIN4PE (línea azul discontinua), la R por cada cuenca (línea roja) y el  $dS/dt$  multiplicado por menos 1 (línea negra, eje derecho de cada subplot). Nótese que para la cuenca de Madeira no se dispone de P ni de ET derivadas de RAIN4PE, dado que este producto no cubre la totalidad de dicha región. Las barras representan al error estándar del promedio multianual ( $SE = \sigma / \sqrt{N}$ ,  $\sigma$  = desviación estándar muestral).

Así, la elección de la base de datos de P para derivar ET a partir de balances hídricos resulta particularmente relevante al momento de validar la ET derivadas de reanálisis, y productos grillados de reanálisis y satélites (Figura 3). A escala de cuencas hidrográficas, las estimaciones de los productos grillados tienden a sobreestimar la ET en comparación con la derivada del balance hídrico. En la cuenca de Madeira, la ET estimadas de productos grillados de reanálisis y satélites reproducen adecuadamente la forma del ciclo estacional, con un máximo durante el periodo lluvioso y un mínimo en el periodo seco, consistente también con la ET derivada del balance hídrico.

Por su parte, la estacionalidad de la ET derivada del balance hídrico en las cuencas del Ucayali y del Amazonas hasta Tamshiyacu muestra un adelanto de 1-2 meses respecto de los demás productos. En cambio, en la cuenca del Marañón —y particularmente en la torre de flujo de Quistococha— todas las formas de estimación de ET mantienen una estacionalidad similar, aunque con diferencias cuantitativas y de fase. En el caso particular de Quistococha, XBASE y TerraClimate tienden a parecerse más entre sí. Sin embargo, para el resto de cuencas la alta incertidumbre debido a la opción del producto de P en la estimación de ET por balance hídrico dificulta esta validación y su evaluación cuantitativa.



**Figura 3** Ciclos anuales de la ET (mm/mes) estimada por balance hídrico (CHIRPS) y los datos de FLUXNET para PE-QFR (línea rosa), balance hídrico, pero con RAIN4PE en vez de CHIRPS (línea rosa discontinua) y ET de reanálisis, productos grillados de reanálisis y satélites (líneas sólidas de otros colores). Las estimaciones para PE-QFR (2018-19) por parte de modelos y productos grillados fueron hechos para el punto de grilla más cercano a 3.83°S y 73.32°W. Nótese que para el Madeira no se dispone de ET derivado de RAIN4PE ya que este producto no cubre la totalidad de dicha cuenca.

## Conclusiones preliminares

La ET estimada en las cuencas del Marañón, Ucayali y Madeira en productos grillados de reanálisis y satélites presenta deficiencias cuantitativas en la representación del ciclo estacional, en comparación con la ET derivada de balances hídricos.

No obstante, la estimación de la ET por balances hídricos en la Amazonía occidental depende significativamente de la elección de las fuentes de datos originales del balance hídrico (P, R y  $dS/dt$ ). Particularmente, el reemplazo del conjunto de datos de precipitación CHIRPS por RAIN4PE genera aumentos en la cantidad de ET media anual entre el 53 % al 74 % en las 3 cuencas analizadas. Estas incertidumbres constituyen un insumo relevante para la validación de futuras simulaciones de la hidrología y el sistema tierra acoplado en la Amazonía.

Asimismo, en dichas simulaciones y en los productos analizados, se prevé investigar la variabilidad interanual y las tendencias de largo plazo, particularmente durante eventos de sequías, dado que su relevancia para sostener la precipitación en la región amazónica occidental. Para este propósito, sería fundamental evaluar en qué medida la ET está limitada por la disponibilidad de agua o por la radiación, considerando que ambos factores se reconocen como controladores clave de la dinámica temporal de la ET en los ecosistemas amazónicos (Seneviratne et al., 2010; Zanin et al., 2024).

## Referencias

- Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., & Hegewisch, K. C. (2018). TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific Data*, 5(1), Article 170191. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>
- Baker, J. C. A., Garcia-Carreras, L., Gloor, M., Marsham, J. H., Buermann, W., Da Rocha, H. R., Nobre, A. D., De Araujo, A. C., & Spracklen, D. V. (2021). Evapotranspiration in the Amazon: Spatial patterns, seasonality, and recent trends in observations, reanalysis, and climate models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(4), 2279-2300. <https://doi.org/10.5194/hess-25-2279-2021>
- Da Silva, H. J. F., Gonçalves, W. A., & Bezerra, B. G. (2019). Comparative analyzes and use of evapotranspiration obtained through remote sensing to identify deforested areas in the Amazon. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 78, 163-174. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.01.015>
- 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>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), Article 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Griffis, T. J., Roman, D. T., Wood, J. D., Deventer, J., Fachin, L., Rengifo, J., Del Castillo, D., Lilleskov, E., Kolka, R., Chimner, R. A., del Aguila-Pasquel, J., Wayson, C., Hergoualc'h, K., Baker, J. M., Cadillo-Quiroz, H., & Ricciuto, D. M. (2020). Hydrometeorological sensitivities of net ecosystem carbon dioxide and methane exchange of an Amazonian palm swamp peatland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 295, 108167. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108167>
- Intergovernmental Panel on Climate Change - [IPCC]. (2023). Summary for Policymakers. En Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, Ö., Yu, R., & Zhou, B. (Eds.), *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 3-32). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Martinez-Castro, D., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vichot-Llano, A., Andrade, M. O., & Silva-Vidal, F. Y. (2025). Extreme Droughts in the Peruvian Amazon Region (2000-2024). *Water*, 17(12), 1744. <https://doi.org/10.20944/preprints2025041451.v1>
- Miralles, D. G., Bonte, O., Koppa, A., Villanueva, O. B., Tronquo, E., Zhong, F., Beck, H. E., Hulsman, P., Dorigo, W., Verhoest, N. E. C., & Haghdoost, S. (2025). GLEAM4: Global land evaporation dataset at 0.1° resolution from 1980 to near present. *Scientific Data*, 12(1), Article 416. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04610-y>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., & Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349-4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Nelson, J. A., Walther, S., Gans, F., Kraft, B., Weber, U., Novick, K., Buchmann, N., Migliavacca, M., Wohlfahrt, G., Šigut, L., Ibrom, A., Papale, D., Göckede, M., Duveiller, G., Knohl, A., Hörtnagl, L., Scott, R. L., Dušek, J., Zhang, W., , ... Jung, M. (2024). X-BASE: The first terrestrial carbon and water flux products from an extended data-driven scaling framework, FLUXCOM-X. *Biogeosciences*, 21(22), 5079-5115. <https://doi.org/10.5194/bg-21-5079-2024>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., & Teuling, A. J.

(2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4), 125-161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>

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>

Von Randow, C., Manzi, A. O., Kruijt, B., de Oliveira, P. J., Zanchi, F. B., Silva, R. L., Hodnett, M. G., Gash, J. H. C., Elbers, J. A., Waterloo, M. J., Cardoso, F. L., & Kabat, P. (2004). Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3), 5-26. <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0041-z>

Watkins, M. M., Wiese, D. N., Yuan, D.-N., Boening, C., & Landerer, F. W. (2015). Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2648-2671. <https://doi.org/10.1002/2014JB011547>

Zanin, P. R., Pareja-Quispe, D., & Espinoza, J.-C. (2024). Evapotranspiration in the Amazon Basin: Couplings, hydrological memory and water feedback. *Agricultural and Forest Meteorology*, 352, Article 110040. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2024.110040>

Zemp, D. C., Schleussner, C.-F., Barbosa, H. M. J., Hirota, M., Montade, V., Sampaio, G., Staal, A., Wang-Erlandsson, L., & Rammig, A. (2017). Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks. *Nature Communications*, 8(1), Article 14681. <https://doi.org/10.1038/ncomms14681>

Zemp, D. C., Schleussner, C.-F., Barbosa, H. M. J., van der Ent, R. J., Donges, J. F., Heinke, J., Sampaio, G., & Rammig, A. (2014). On the importance of cascading moisture recycling in South America. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), 13337-13359. <https://doi.org/10.5194/acp-14-13337-2014>

# RESUMEN INFORME TÉCNICO

## n.º PPR/EL NIÑO-IGP/2025-08

Publicado el 16 de setiembre de 2025

Se espera el arribo de ondas de Kelvin frías a la costa americana hasta finales de octubre e inicios de noviembre. Luego se esperaría el arribo de una onda de Kelvin cálida.

El Índice Costero El Niño (ICEN) correspondiente a julio se mantendría en la categoría Neutra (0.17), al igual que los ICEN temporales (ICEN-tmp) de agosto (-0.02) y setiembre (-0.23). Asimismo, 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 se mantendrían dentro de la categoría Neutra hasta marzo de 2026; sin embargo, a partir de abril 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) de julio (-0.17) corresponde a la categoría Neutra. Los valores del ONI temporales de agosto (-0.36) y setiembre (-0.67), corresponden a las categorías Neutra y Frías Débiles, respectivamente. El promedio de los pronósticos de los modelos climáticos de NMME indican el desarrollo de un evento La Niña en el Pacífico central de magnitud débil, el cual se iniciaría en setiembre y concluiría en enero de 2026. Posteriormente, se observa una tendencia positiva del ONI que alcanza la categoría Cálida Débil en junio de 2026.

**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.

El informe técnico completo se encuentra disponible en: <https://bit.ly/4pDdwt2>



# COMUNICADO OFICIAL

## EFEN n.º 09 - 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 16 de setiembre 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 actualizados a la fecha, mantiene el Estado del Sistema de Alerta ante El Niño Costero y La Niña Costera en "No Activo" para la región Niño 1+2 (Figura 1), que abarca la costa norte y centro del país. Se estima que la condición neutra<sup>2</sup> continúe hasta abril de 2026, aunque con una tendencia a disminuir su probabilidad hacia el final de este período. Para la temporada de verano (diciembre 2025 a marzo 2026), se proyecta una probabilidad de 65 % de que persista la condición neutra y 25 % de condiciones cálidas<sup>3</sup> (Tabla 1, Figura 2).

Por otro lado, en el Pacífico central (región Niño 3.4, Figura 1) se prevé que la condición neutra continúe en

los próximos meses, sin embargo, la probabilidad de condiciones frías se incrementaría entre lo que resta del invierno y primavera, alcanzando una máxima probabilidad en noviembre (Figura 2). Asimismo, es más probable que la condición neutra se extienda durante el verano de 2026 (61 %) (Tabla 2).

Para el trimestre agosto-octubre<sup>6</sup> de 2025, se prevé que las temperaturas y las precipitaciones en la costa peruana se mantengan dentro de sus rangos normales. En la vertiente oriental se espera que las lluvias acumulen cantidades de normal a sobre lo normal. Se prevé que en los ríos de la vertiente occidental norte y centro predominen caudales normales.

En cuanto a los recursos pesqueros, para las próximas semanas se espera que en la región norte-centro del

<sup>1</sup> No activo: Ocurre cuando se presentan condiciones neutras o, cuando de acuerdo al análisis de las condiciones oceánicas y atmosféricas observadas y de la predicción de los modelos climáticos, el pronóstico probabilístico mensual del Índice Costero El Niño (ICEN) indica que la probabilidad de la categoría neutra superará el 50% durante al menos los siguientes tres meses consecutivos (Nota Técnica ENFEN 02-2024; <https://enfen.imarpe.gob.pe/download/nota-tecnica-enfen-02-2024-sistema-de-alerta-ante-el-nino-y-la-nina-costera/>)

<sup>2</sup> Las condiciones mensuales se establecen en base al valor del ICEN. En el caso de la condición neutra, esta corresponde cuando el valor del ICEN es mayor o igual que -0,7 y menor o igual que +0,5 (Nota Técnica ENFEN 01-2024; <https://enfen.imarpe.gob.pe/download/notatecnica-enfen-01-2024-definicion-operacional-de-los-eventos-el-nino-costero-y-la-nina-costera-en-el-peru/>). Para el caso del Pacífico central, la condición neutra se considera cuando el valor del ONI es mayor que -0.5 y menor que +0,5 ([https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php))

<sup>3</sup> Condición cálida: Cuando el valor de 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-ninacostera-en-el-peru/?wpdmdl=1905&refresh=689e163ecfc841755190846>)

litoral la anchoveta incrementa los procesos de maduración gonadal y desove. En el caso de los recursos transzonales, se mantendrá la disponibilidad de caballa y bonito a lo largo del litoral peruano.

Se recomienda a los tomadores de decisiones que adopten medidas correspondientes a la prevención y reducción del riesgo de desastres. Asimismo, se sugiere mantener un seguimiento constante a los avisos meteorológicos<sup>4</sup> y pronósticos estacionales<sup>5</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 martes 16 de setiembre de 2025.

- Para más información, consultar el Informe Técnico en el siguiente enlace: <https://bit.ly/48nscFk>

#### INSTITUCIONES MIEMBROS DEL ENFEN



<sup>4</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/?&p=aviso-meteorologico>

<sup>5</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/?p=pronostico-climatico&pro=trimestral>

<sup>6</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-60.pdf>



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