

# 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).

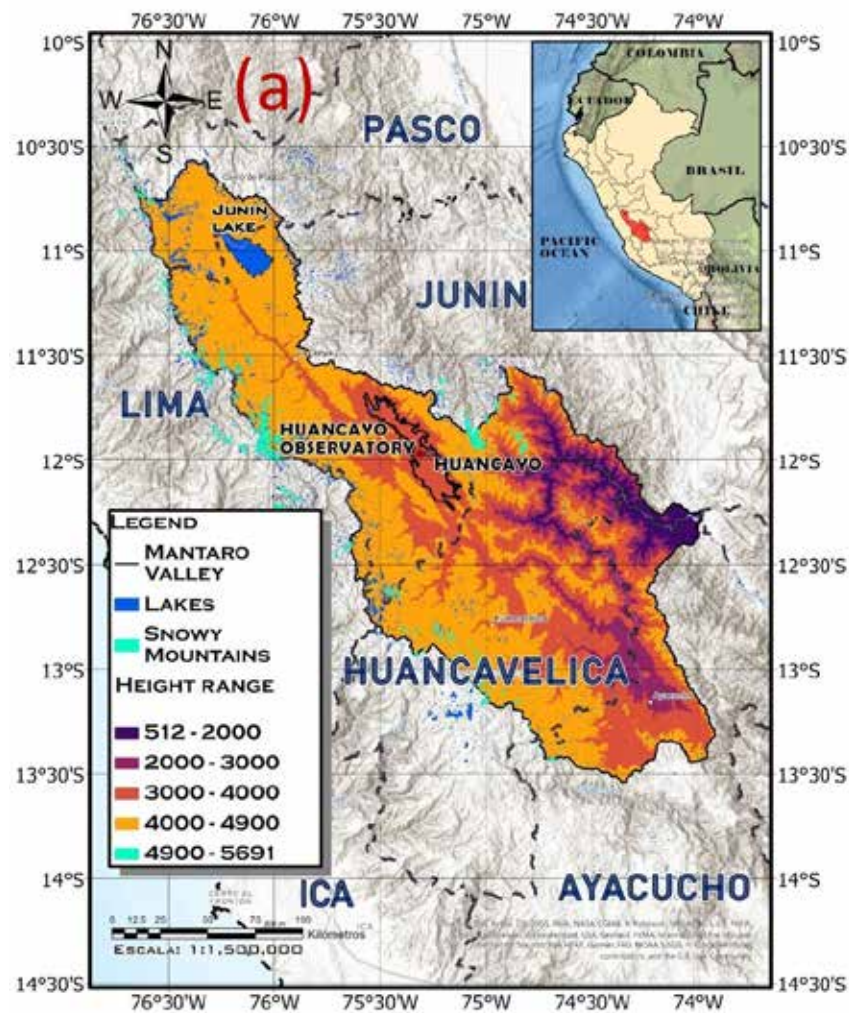
Diversos estudios han demostrado que las variaciones en los flujos de energía superficial afectan directamente los ciclos convectivos de tormentas. Por ejemplo, en India se ha documentado que el contraste en los flujos de calor y humedad distingue días con y sin tormenta, modificando el balance energético 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° S, 75.32° 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).

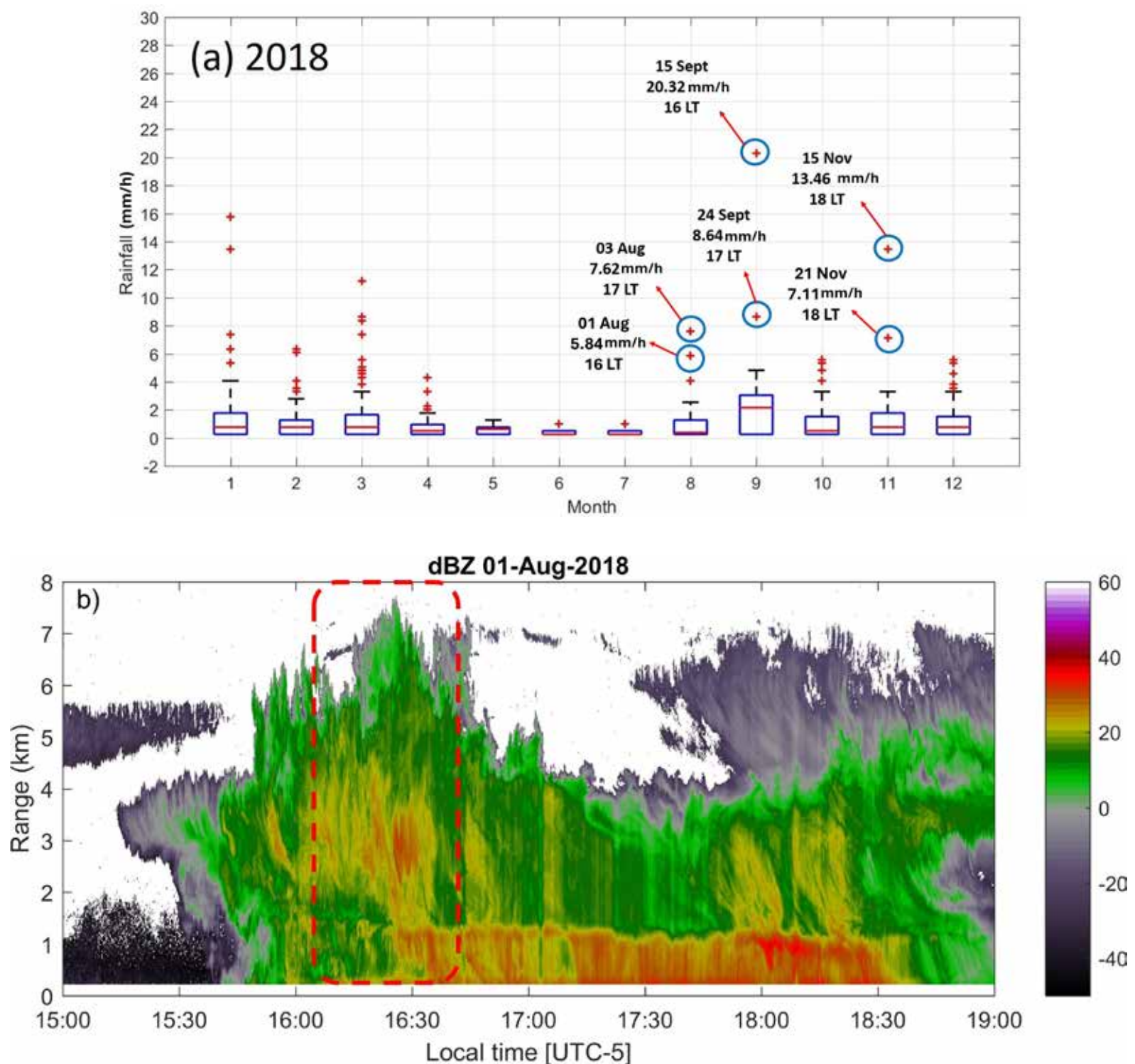
El sistema instrumental se complementa con el radar perfilador de nubes y precipitación MIRA-35c (Metek, 2015; Valdivia et al., 2020), el satélite GPM (Hobouchian et al., 2017; Manz et al., 2017) y el disdrómetro Parsivel 2 (OTT Parsivel2 Manual), que aportan información detallada sobre microfísica de 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

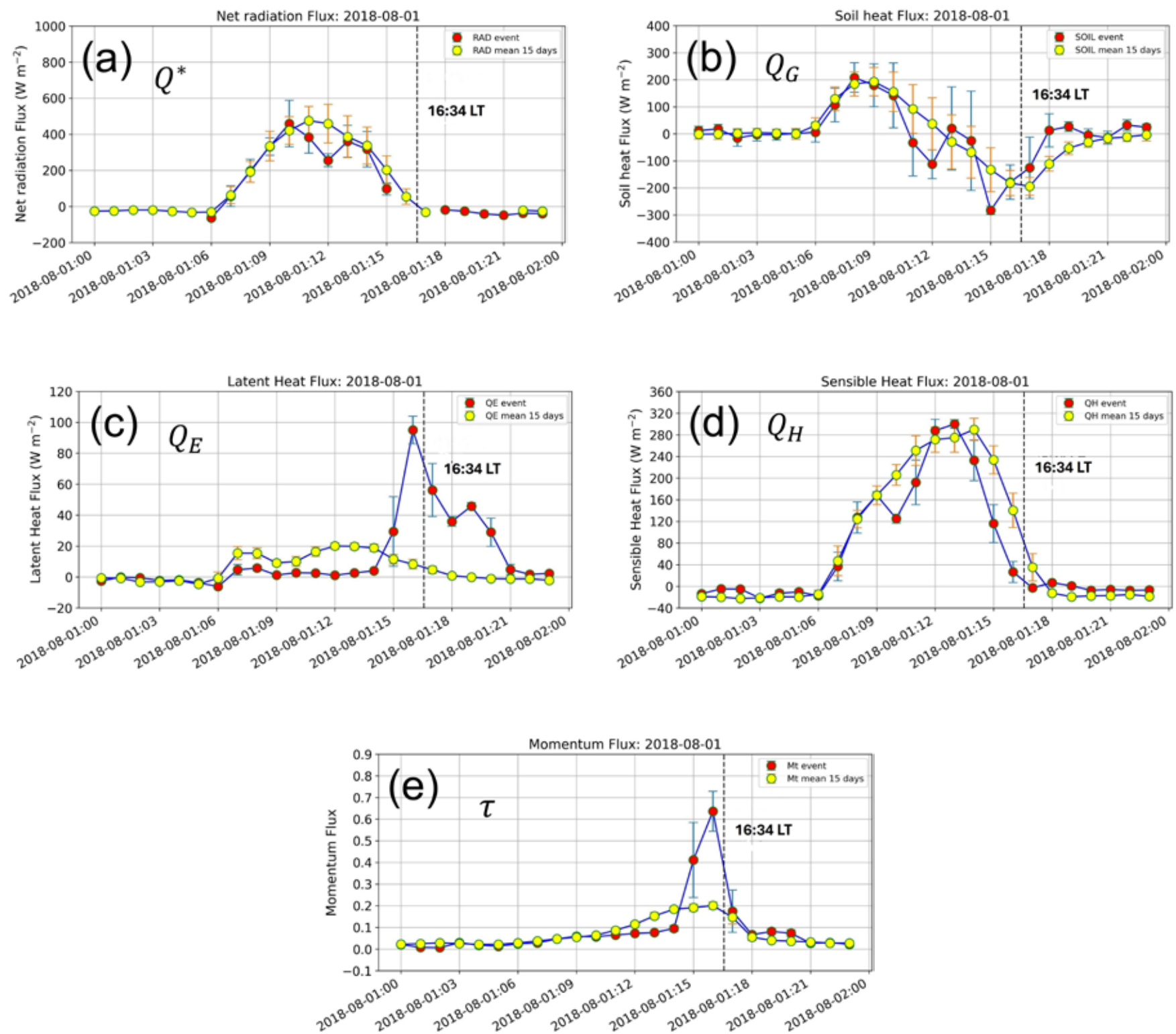
LT), reflejando la presencia de nubosidad convectiva que interrumpió el ciclo solar regular (Figura 3a). En contraste, durante el evento ERM7, registrado en plena estación lluviosa,  $Q^*$  mostró oscilaciones aún más pronunciadas debido a la nubosidad profunda y persistente, lo que moduló de manera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



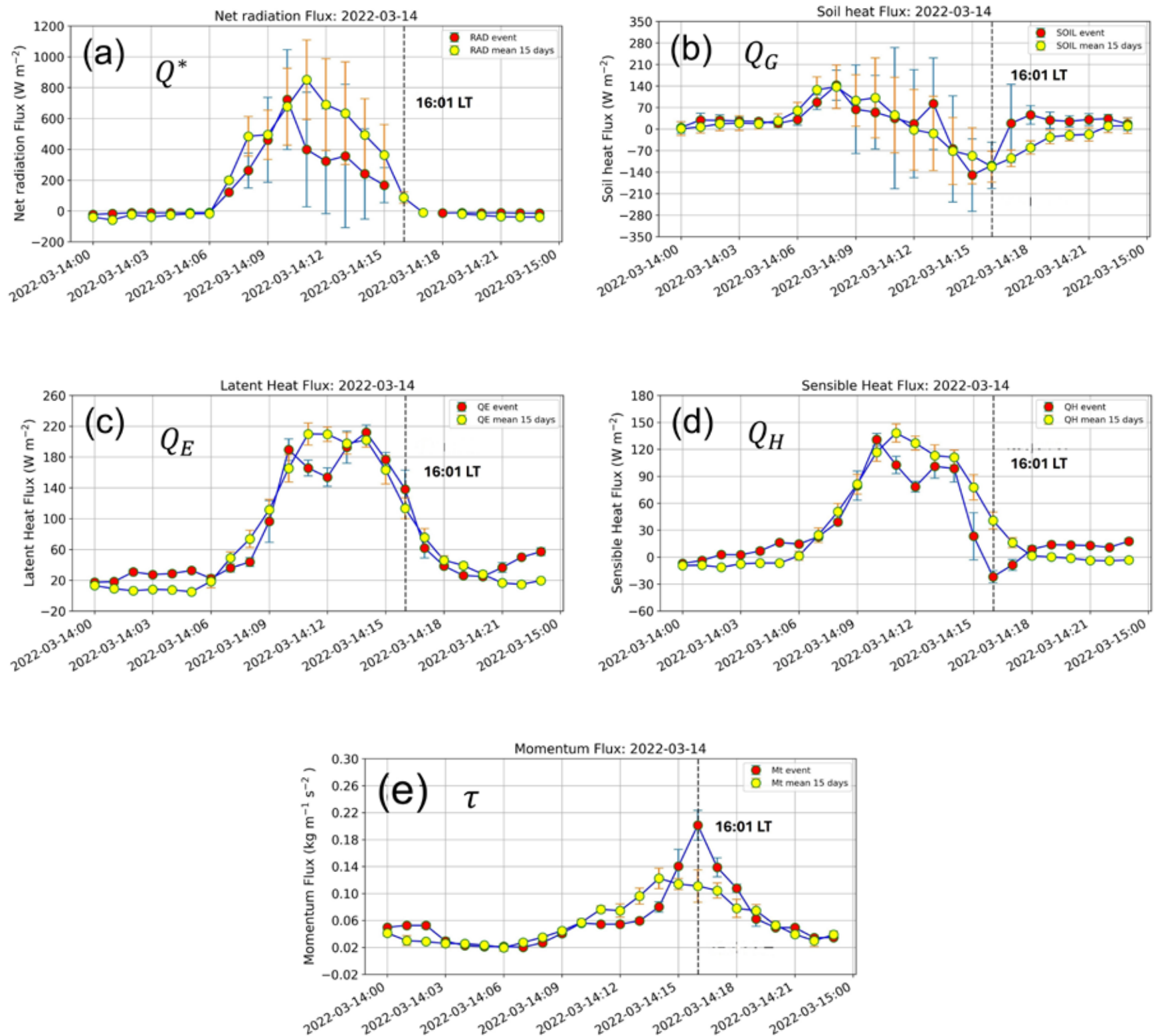
**Figura 3.** Variación diaria de los componentes del SEB durante el evento de lluvia intensa del 1 de agosto de 2018 (ETM1) y durante los 15 días previos sin precipitaciones. (a) Irradiancia neta ( $Q^*$ ), (b) Flujo de calor del suelo ( $Q_G$ ), (c) Flujo de calor latente ( $Q_E$ ), (d) Flujo de calor 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).

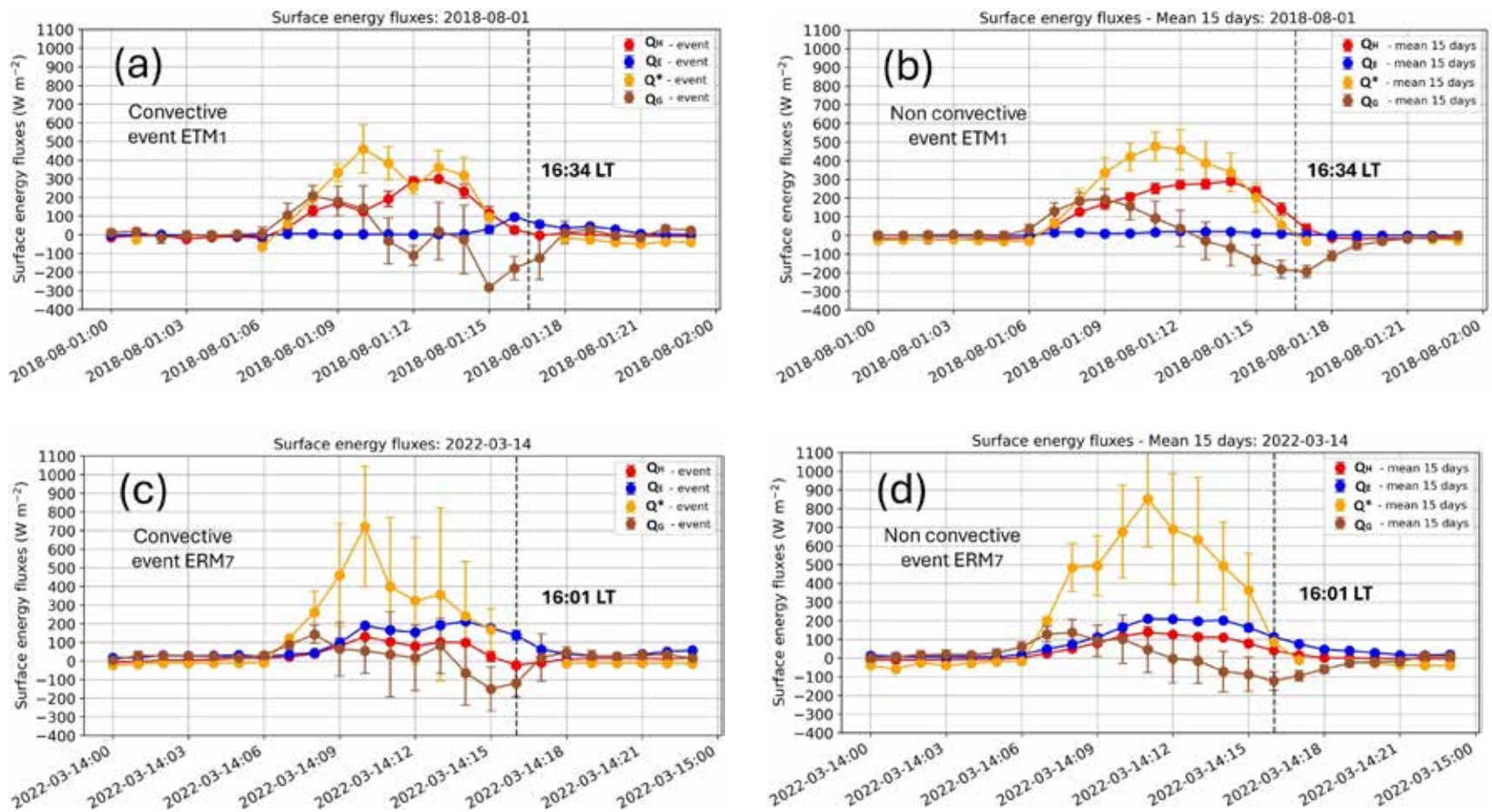


**Figura 4.** Variación diaria de los componentes del SEB durante el intenso evento de lluvia del 14 de marzo de 2022 (ERM7) y durante los 15 días previos sin precipitaciones. (a) Irradiancia neta ( $Q^*$ ), (b) Flujo de calor del suelo ( $Q_G$ ), (c) Flujo de calor latente ( $Q_E$ ), (d) Flujo de calor 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>.